



HAL
open science

Précipitations et relief en Afrique orientale et australe : modélisations statistiques et géostatistiques.

Pascal Oettli

► **To cite this version:**

Pascal Oettli. Précipitations et relief en Afrique orientale et australe : modélisations statistiques et géostatistiques.. Géographie. Université de Bourgogne, 2008. Français. NNT : . tel-00332970

HAL Id: tel-00332970

<https://theses.hal.science/tel-00332970>

Submitted on 22 Oct 2008

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.

UNIVERSITÉ DE BOURGOGNE
ÉCOLE DOCTORALE « ENVIRONNEMENTS – SANTÉ/STIC »

THÈSE
pour obtenir le grade de
Docteur de l'université de Bourgogne

Discipline : Géographie

Présentée et soutenue publiquement par :

Pascal OETTLI

le 02 juillet 2008

**Précipitations et relief en Afrique
orientale et australe :
Modélisations statistiques et
géostatistiques**

Direction de recherche :
Pierre CAMBERLIN et Yves RICHARD
Centre de Recherches de Climatologie – UMR 5210 CNRS/uB

Jury

M. Thierry CASTEL
M. Pierre CARRÉGA
M. Daniel JOLY
M. Pascal TERRAY

EXAMINATEUR
EXAMINATEUR
RAPPORTEUR
RAPPORTEUR

UNIVERSITÉ DE BOURGOGNE
ÉCOLE DOCTORALE « ENVIRONNEMENTS – SANTÉ/STIC »

THÈSE
pour obtenir le grade de
Docteur de l'université de Bourgogne

Discipline : Géographie

Présentée et soutenue publiquement par :

Pascal OETTLI

le 02 juillet 2008

**Précipitations et relief en Afrique
orientale et australe :
Modélisations statistiques et
géostatistiques**

Direction de recherche :
Pierre CAMBERLIN et Yves RICHARD
Centre de Recherches de Climatologie – UMR 5210 CNRS/uB

Jury

M. Thierry CASTEL
M. Pierre CARRÉGA
M. Daniel JOLY
M. Pascal TERRAY

EXAMINATEUR
EXAMINATEUR
RAPPORTEUR
RAPPORTEUR

Remerciements

Pendant son déroulement, cette thèse a bénéficié d'un cadre de travail optimal : le Centre de Recherches de Climatologie (CRC, UMR 5210 CNRS/Université de Bourgogne). Merci à Bernard FONTAINE, son directeur, pour son accueil et ses remarques méthodologiques éclairées.

Bien entendu, un grand merci à mes co-directeurs, Pierre CAMBERLIN et Yves RICHARD, qui m'ont suivi pendant toutes ces années et ont su faire preuve de patience. Grâce à eux, j'ai énormément appris sur les plans scientifique, méthodologique, mais aussi pédagogique.

Merci à Thierry CASTEL, co-encadrant enthousiaste, pour son aide précieuse sur tous les aspects spatiaux de cette thèse. Il a aussi pris le temps de développer quelques programmes simples sous R, me permettant ainsi de découvrir et d'apprécier ce logiciel.

Pour leur évaluation de cette thèse, je remercie Messieurs Pascal TERRAY (LOCEAN, Paris) et Daniel JOLY (Théma, Besançon) d'avoir consacré un peu de leur temps à la lecture de ce travail. Merci à Monsieur Pierre CARRÉGA (ESPACE, Nice) d'avoir accepté d'être examinateur de la thèse.

En dehors de la recherche, la thèse est aussi un exercice d'écriture. À ce sujet, je remercie Malika MADELIN pour son aide, ses conseils avisés et son soutien, ainsi que Michèle DALBY pour sa relecture.

Sans oublier Samuel LOUVET pour toutes ces années passées dans le même bureau, à discuter de choses et d'autres, mais surtout de sport. Salut aussi à Cécile PRUDHOMME, Charles DELBÉ, Aline MOUSSARD, Julien CALMAND et aux autres. Amicalement votre.

J'en profite aussi pour saluer les autres membres, passés ou présents, du CRC : Pascal ROUCOU, Nathalie PHILIPPON, Nicolas VIGAUD, Corinne QUINTAR, Benjamin POHL, Nadège MARTINY, Marie-Laure HOUZÉ, Sivarajan SRIKUMAR (merci pour l'aide sur les dates de démarrage et de retrait de la mousson indienne), Karine HERNANDEZ, Romuald M'BAYI, Gratien TCHIADEU, Sylvain NDJENDOLÉ, Expédit VISSIN. Petit message aux thésards « locaux » Romain MARTEAU, Lotfi BOUALI, Julien CRÉTAT, Viviane DJOUFACK, Ernest AMOUSSOU, Wilson GITAU, Thanh PHAM XUAN et à tous les autres : « Courage, j'y suis bien arrivé ! ». Je salue aussi Madame Jocelyne PÉRARD, Monsieur Jean-Pierre CHABIN et Monsieur Pierre PAGNEY, fondateur du Centre de Recherches de Climatologie.

Je salue aussi mes collègues de Théma Dijon et du département de géographie de l'université de Bourgogne. Merci aussi aux membres du Centre de Ressources Informatiques, sans qui cette thèse n'aurait pu exister.

Bien sûr, un très grand merci à mes parents et à mes sœurs (si vous n'étiez pas là, ce serait vraiment triste). Et aux autres membres de ma famille, qui furent, sont et seront.

Je ne saurai oublier dans ces remerciements deux choses qui me tiennent particulièrement à cœur : le Japon (merci à Claude RIVAL pour cette fabuleuse semaine et à Vincent DUPUIS) et la musique. Merci d'exister. D'ailleurs, cette thèse s'est construite grâce à de nombreux artistes qui m'ont « aidé » dans les différentes phases de cette thèse. Pour la partie programmation, des groupes comme System of a Down (« Toxicity »), Nightwish (« Once », « Wishmaster »), Within Temptation (« Mother Earth », « The Silent Force ») m'ont beaucoup aidé. Dans la partie rédaction, ont énormément compté, parmi tant d'autres auteurs, compositeurs ou interprètes de l'archipel : Kanno Yôko (« Into the Another World », « Onna no Minato »), Kajiura Yuki (« Noir », « Madlax »), Kawai Kenji (« Kôkaku Kidôtai », « Innocence »), Origa (« Era of Queen », « Lyre »).

PRÉCIPITATIONS ET RELIEF EN AFRIQUE ORIENTALE ET AUSTRALE :
MODÉLISATIONS STATISTIQUES ET GÉOSTATISTIQUES

RÉSUMÉ : Ce travail a un double objectif : à travers les exemples est- et sud-africain, mieux comprendre l'influence du relief sur l'organisation spatiale des précipitations et spatialiser les données pluviométriques ponctuelles en fonction du relief. Ce travail tente d'appliquer à des régions tropicales et sub-tropicales une méthodologie en partie dérivée de méthodologies précédemment définies dans les régions extra-tropicales.

Dans un premier temps, un modèle issu d'une régression linéaire multiple, basée sur une décomposition, à différentes échelles spatiales, de l'information topographique en descripteurs, aide à mieux comprendre le lien entre précipitations et topographie. En Afrique de l'Est, les effets de versants sont très importants pour expliquer la répartition spatiale des précipitations, ainsi que l'effet sommital (sommet isolé ou crête). En Afrique du Sud, c'est principalement un gradient sud-ouest/nord-est dans les précipitations qui ressort, atténuant l'influence de la topographie. Ce gradient est toutefois moins marqué en fin de saison des pluies.

Dans un deuxième temps, le modèle de précipitation est amélioré par la modélisation géostatistique des erreurs du modèle statistique. Cette combinaison aboutit à un modèle multiplicatif, servant à reconstituer, pour les cartographier, des champs pluviométriques mensuels moyens, dans chacune des régions. La cartographie obtenue montre des capacités plus que satisfaisantes du modèle à reproduire la variabilité spatiale des précipitations moyennes, notamment en Afrique de l'Est.

Dans un troisième temps, l'évolution interannuelle de l'organisation des précipitations mensuelles en fonction du relief est étudiée. D'une année sur l'autre, une partie inégale de la distribution des précipitations est expliquée par les modèles de précipitations. Une méthodologie originale est aussi mise en place afin de déterminer s'il existe des distributions spatiales récurrentes des précipitations (des modes), liées aux mêmes descripteurs du relief. Dans cette recherche de modes récurrents dans l'organisation spatiale des précipitations ne ressortent, en Afrique de l'Est, que les mois de transition entre saison pluvieuse et saison sèche. Ces modes sont associés à des anomalies récurrentes dans la circulation atmosphérique de plus large échelle, principalement liées aux phases d'installation/retrait des moussons d'été et d'hiver.

MOTS-CLÉS : Précipitations, relief, Afrique de l'Est, Afrique du Sud, modélisation statistique, modélisation géostatistique, spatialisation, variabilité interannuelle

RAINFALL AND TOPOGRAPHY IN EASTERN AND SOUTHERN AFRICA:
STATISTICAL AND GEOSTATISTICAL MODELLING

Abstract: By considering two examples in Eastern and Southern Africa, this work has two aims: a better understanding of the influence of topography on the spatial distribution of rainfall and an optimal interpolation of station rainfall data, taking into account topography. To this end, an original methodology is developed, partly derived from previous studies focusing on extratropical regions.

First, a statistical model is defined. With the help of a multi-scalar decomposition of topographical information into descriptors, a multiple linear regression is performed. This model is used to better understand the relationship between rainfall and topography. In Eastern Africa, the spatial distribution of rainfall depends on aspect and summit/ridge locations. In Southern Africa, the most important factor is a rainfall gradient from south-west to north-east, which almost smoothes out the influence of topography. The importance of the rainfall gradient decreases in the end of rainfall season.

Second, the errors of statistical modelling are interpolated with the help of geostatistical modelling. The result is a multiplicative model, used to reconstitute monthly mean rainfall fields, for each region. The corresponding maps demonstrate the capacity of the model to reproduce spatial variability of mean rainfall, especially in Eastern Africa.

Third, the interannual evolution of the relationship between monthly rainfall and topography is analysed. From year to year, the rainfall models explain an uneven part of spatial distribution. An original methodology is used to determine if there are recurrent patterns of rainfall (modes) related to the same topographical descriptors. In Eastern Africa, only the transition months between rainy and dry seasons show significant results. The associated modes are connected to recurrent anomalies in large-scale atmospheric circulation. The most important results are linked to the onset/withdrawal of the Indian summer monsoon.

KEY-WORDS: Rainfall, topography, Eastern Africa, Southern Africa, statistical modelling, geostatistical modelling, interannual variability

Sommaire

INTRODUCTION	1
HISTOIRE DE LA CONNAISSANCE DES RELATIONS ENTRE LE RELIEF ET LES PRÉCIPITATIONS	1
PROCESSUS ET MODÉLISATION	2
ENJEUX	4
OBJECTIFS	6
PREMIÈRE PARTIE : CARACTÉRISATION DE LA RELATION ENTRE LES PRÉCIPITATIONS MOYENNES ET LE RELIEF	11
CHAPITRE 1 : DEUX RÉGIONS D'ÉTUDE, DEUX RÉSEAUX DE MESURE	13
1.1 EN AFRIQUE ÉQUATORIALE ET EN AFRIQUE SUB-TROPICALE	13
1.2 SOURCES ET DESCRIPTION DES RÉSEAUX DE STATIONS	15
1.3 ORGANISATION ALTITUDINALE DES RÉSEAUX	18
CHAPITRE 2 : COORDONNÉES GÉOGRAPHIQUES ET PLUVIOMÉTRIE MENSUELLE MOYENNE	21
2.1 MÉTHODOLOGIE	21
2.2 L'ALTITUDE, DÉTERMINANT FAVORABLE AUX PRÉCIPITATIONS ?	24
2.3 LA LONGITUDE, UN FACTEUR DÉCISIF DE RÉPARTITION	25
2.4 LA LATITUDE, UN FACTEUR À SAISONNALITÉ MARQUÉE	32
2.5 HIÉRARCHISATION DE L'INTENSITÉ DE LA RELATION ENTRE PARAMÈTRES « ALLOLA » ET PRÉCIPITATIONS MOYENNES	34
CHAPITRE 3 : LE RELIEF DANS SA COMPLEXITÉ ET SA RELATION AVEC LES PRÉCIPITATIONS MOYENNES	37
3.1 DÉFINIR L'ENVIRONNEMENT TOPOGRAPHIQUE DES STATIONS	37
3.2 TOPOGRAPHIE DES RÉGIONS ÉTUDIÉES : APPLICATION DU PROTOCOLE MÉTHODOLOGIQUE	53
3.3 RELATIONS ENTRE LES PRÉCIPITATIONS MOYENNES MENSUELLES ET LES COMPOSANTES MULTISCAIRES DU RELIEF	59
3.4 BILAN DE L'IMPACT DES ÉCHELLES ET DES CONFIGURATIONS DU RELIEF SUR LES MOYENNES MENSUELLES DE PRÉCIPITATIONS	79
CHAPITRE 4 : MODÉLISATION DES PRÉCIPITATIONS MOYENNES STATIONNELLES	81
4.1 LA RÉGRESSION LINÉAIRE MULTIPLE COMME MODÈLE PLUVIOMÉTRIQUE	81
4.2 VALIDATION DE LA MODÉLISATION STATISTIQUE PAR RÉGRESSION LINÉAIRE MULTIPLE	89
4.3 LES MODÈLES PLUVIOMÉTRIQUES EN AFRIQUE ORIENTALE ET AUSTRALE	96
Conclusion de la première partie : Différenciation régionale de l'influence du relief sur la distribution spatiale des précipitations moyennes mensuelles	113
DEUXIÈME PARTIE : MODÉLISATION GÉOSTATISTIQUE ET SPATIALISATION DES PRÉCIPITATIONS MOYENNES	115
CHAPITRE 5 : APPORT DE LA GÉOSTATISTIQUE À LA CONNAISSANCE DE LA RÉPARTITION DES PRÉCIPITATIONS MOYENNES	119
5.1 DÉFINITION DE L'ERREUR DE MODÉLISATION : RÉSIDU ET RATIO	120
5.2 QUALIFICATION DE LA STRUCTURATION SPATIALE DES RATIOS : MÉTHODOLOGIE	123
5.3 STRUCTURATION SPATIALE DES RATIOS MENSUELS	129
5.4 ASSOCIATION DES MODÈLES STATISTIQUES ET GÉOSTATISTIQUES	137

CHAPITRE 6 : INTERPOLATION À ÉCHELLE RÉGIONALE DE L'INFORMATION STATIONNELLE	153
6.1 RÉGIONALISATION DES PRÉCIPITATIONS STATIONNELLES BASÉE SUR LE MODÈLE STATISTIQUE	154
6.2 UNE RÉGIONALISATION CORRIGÉE PAR LES RATIOS STATIONNELS.....	158
6.3 CARTES DES PRÉCIPITATIONS MOYENNES MENSUELLES.....	163
Conclusion de la deuxième partie : Combiner modèle statistique et mathématique pour une cartographie plus respectueuse du relief et plus fidèle.....	175
TROISIÈME PARTIE : VARIABILITÉ INTERANNUELLE DES RELATIONS ENTRE PRÉCIPITATIONS ET RELIEF	179
CHAPITRE 7 : VARIABILITÉ INTERANNUELLE DES PERFORMANCES DES MODÈLES MOYENS « MSTA ».....	183
7.1 LES DONNÉES ET MÉTHODES.....	183
7.2 « RIFT ORIENTAL » : VARIABILITÉ INTERANNUELLE (1961-1985) DES PERFORMANCES DES MODÈLES MOYENS « MSTA ».....	189
7.3 « VAAL – ORANGE » : VARIABILITÉ INTERANNUELLE (1970-1999) DES PERFORMANCES DES MODÈLES MOYENS « MSTA ».....	200
CHAPITRE 8 : ÉTUDE DU FORÇAGE DES CHAMPS DE PRÉCIPITATIONS PAR LE RELIEF ET DE SA VARIABILITÉ INTERANNUELLE.....	209
8.1 DONNÉES ET MÉTHODES	209
8.2 PRÉSENTATION DES PRINCIPAUX MODES FORCÉS DANS LES RÉGIONS « RIFT ORIENTAL » ET « VAAL – ORANGE »	214
8.3 DES MODES FORCÉS ASSOCIÉS À LA CIRCULATION ATMOSPHÉRIQUE	221
Conclusion de la troisième partie : Faible impact du relief sur la variabilité interannuelle des précipitations	237
RÉGION « VAAL – ORANGE » : UNE RÉPARTITION SPATIALE DES PRÉCIPITATIONS SANS EFFET LOCAL STRUCTURANT DU RELIEF.....	237
RÉGION « RIFT ORIENTAL » : UN EFFET DU RELIEF PENDANT LES TRANSITIONS SAISON PLUVIEUSE/SAISON SÈCHE.....	238
CONCLUSION GÉNÉRALE	239
UNE CONTRIBUTION À LA CONNAISSANCE DES RELATIONS ENTRE PRÉCIPITATIONS ET RELIEF EN ZONES TROPICALE ET SUBTROPICALE	239
UN APPORT MÉTHODOLOGIQUE : INDICES MULTISCAIRES DE DESCRIPTION DU RELIEF	239
DE BONNES PERFORMANCES DES MODÈLES STATISTIQUES SUR LE CHAMP MOYEN DE PRÉCIPITATIONS. ...	240
... AMÉLIORÉES PAR LA PRISE EN COMPTE DE STRUCTURES SPATIALES FINES	241
LE RELIEF N'EST PAS UN FACTEUR MAJEUR DE LA RÉPARTITION SPATIALE DES ANOMALIES INTERANNUELLES DE PRÉCIPITATIONS MENSUELLES	242
UN MODÈLE APPLICABLE EN TOUT POINT DE L'ESPACE ÉTUDIÉ : UNE CARTOGRAPHIE PRÉCISE ET RÉALISTE	243
QUELLE(S) PERSPECTIVE(S) DONNER À CE TRAVAIL ?	245
TABLE DES MATIÈRES	248
TABLE DES ILLUSTRATIONS.....	253
LISTE DES TABLEAUX	259
BIBLIOGRAPHIE.....	261
ANNEXES.....	273
ANNEXE I : MODÈLE GLOBAL VS MODÈLE FRÉQUENTIEL.....	275
ANNEXE II : DES CORRÉLATIONS SPATIALES ENTRE PRÉCIPITATIONS ET DESCRIPTEURS DU RELIEF	277
ANNEXE III : AMÉLIORER L'ESTIMATION DES PRÉCIPITATIONS : UTILISER LE RÉSIDU OU LE RATIO ?	283
ANNEXE IV : ARTICLE « INFLUENCE OF TOPOGRAPHY ON MONTHLY RAINFALL DISTRIBUTION OVER EAST AFRICA ».....	287

Liste des noms et acronymes

Première partie

Géographie

Rift oriental : région étudiée en Afrique de l'Est (Kenya – Tanzanie)

Vaal – Orange : région étudiée en Afrique australe (Afrique du Sud – Botswana)

Descripteurs du relief

Lon : Longitude des stations dans les régions « Rift oriental » et « Vaal – Orange »

Lat : Latitude des stations dans les régions « Rift oriental » et « Vaal – Orange »

Altm33 : Altitude moyenne, définie dans une fenêtre de 33 km de côté

Altm123 : Altitude moyenne, définie dans une fenêtre de 123 km de côté

Altm213 : Altitude moyenne, définie dans une fenêtre de 213 km de côté

Rugo33 : Variabilité altitudinale, définie dans une fenêtre de 33 km de côté

Rugo123 : Variabilité altitudinale, définie dans une fenêtre de 123 km de côté

Rugo213 : Variabilité altitudinale, définie dans une fenêtre de 213 km de côté

Pentm33 : Pente moyenne, définie dans une fenêtre de 33 km de côté

Pentm123 : Pente moyenne, définie dans une fenêtre de 123 km de côté

Pentm213 : Pente moyenne, définie dans une fenêtre de 213 km de côté

VeSN33 : Versant exposé au sud/au nord, défini dans une fenêtre de 33 km de côté

VeSN123 : Versant exposé au sud/au nord, défini dans une fenêtre de 123 km de côté

VeSN213 : Versant exposé au sud/au nord, défini dans une fenêtre de 213 km de côté

VeOE33 : Versant exposé à l'ouest/à l'est, défini dans une fenêtre de 33 km de côté

VeOE123 : Versant exposé à l'ouest/à l'est, défini dans une fenêtre de 123 km de côté

VeOE213 : Versant exposé à l'ouest/à l'est, défini dans une fenêtre de 213 km de côté

CrThNS33 : Crête/thalweg d'axe nord/sud, défini(e) dans une fenêtre de 33 km de côté

CrThNS123 : Crête/thalweg d'axe nord/sud, défini(e) dans une fenêtre de 123 km de côté

CrThNS213 : Crête/thalweg d'axe nord/sud, défini(e) dans une fenêtre de 213 km de côté

CrThEO33 : Crête/thalweg d'axe est/ouest, défini(e) dans une fenêtre de 33 km de côté

CrThEO123 : Crête/thalweg d'axe est/ouest, défini(e) dans une fenêtre de 123 km de côté

CrThEO213 : Crête/thalweg d'axe est/ouest, défini(e) dans une fenêtre de 213 km de côté

CrThNESO33 : Crête/thalweg d'axe nord-est/sud-ouest, défini(e) dans une fenêtre de 33 km de côté

CrThNESO123 : Crête/thalweg d'axe nord-est/sud-ouest, défini(e) dans une fenêtre de 123 km de côté

CrThNESO213 : Crête/thalweg d'axe nord-est/sud-ouest, défini(e) dans une fenêtre de 213 km de côté

CrThNOSE33 : Crête/thalweg d'axe nord-ouest/sud-est, défini(e) dans une fenêtre de 33 km de côté

CrThNOSE123 : Crête/thalweg d'axe nord-ouest/sud-est, défini(e) dans une fenêtre de 123 km de côté

CrThNOSE213 : Crête/thalweg d'axe nord-ouest/sud-est, défini(e) dans une fenêtre de 213 km de côté

SomCuv33 : Sommet/cuvette, défini(e) dans une fenêtre de 33 km de côté

SomCuv123 : Sommet/cuvette, défini(e) dans une fenêtre de 123 km de côté

SomCuv213 : Sommet/cuvette, défini(e) dans une fenêtre de 213 km de côté

Climat

GSP : Grande Saison des Pluies dans la région « Rift oriental »

PSP : Petite Saison des Pluies dans la région « Rift oriental »

ZCIT : Zone de Convergence Inter-Tropicale

Critères de validation

r : Coefficient de corrélation

R² : Coefficient de détermination en %

MAE : Mean Absolute Error

LEPS : Linear Error in Probability Space

Modélisation

MNT : Modèle numérique de terrain

MSTA : modèle statistique des précipitations stationnelles, basé sur une variable physique et issu d'une régression linéaire multiple

Deuxième partie

Modélisation

MERR : modèle géostatistique des erreurs de modélisation stationnelles, basé sur l'étude variographique

MERRSTA : modèle associant modèle statistique (« MSTA ») et modèle géostatistique (« MERR »)

MGÉOSTA : modèle géostatistique des précipitations stationnelles, basée sur l'étude variographique

Troisième partie

Données

IRV : Indice régional de vent

IRP : Indice régional de pluie

UAE : composante zonale de l'IRV au-dessus de la région « Rift oriental »

VAE : composante méridienne de l'IRV au-dessus de la région « Rift oriental »

UAS : composante zonale de l'IRV au-dessus de la région « Vaal – Orange »

VAS : composante méridienne de l'IRV au-dessus de la région « Vaal – Orange »

TSO : Températures de surface océanique

Méthodologie

ACP : Analyse en Composantes Principales

ACC : Analyse des Corrélations Canoniques

Introduction

Histoire de la connaissance des relations entre le relief et les précipitations

À l'échelle planétaire, à la présence d'un relief sont associées des précipitations souvent plus abondantes qu'en plaine (Watanabe et Ogura, 1987 ; Harimaya et Tobizuka, 1988 ; Lin *et al.*, 2001...). D'ailleurs, les Grecs avaient remarqué que « *la majorité des sources est au voisinage des montagnes et des hauts lieux* » (Aristote, *Meteorologica*, cité par Roe, 2005). Toutefois, leur interprétation de la relation entre les montagnes et les précipitations était erronée. Il fallut attendre le XVII^e siècle et Francis Bacon pour voir ressurgir la notion de condensation liée à la présence de « montagnes et promontoires » (Roe, 2005). Le « siècle des Lumières » s'est lui aussi intéressé au mystère de la formation des nuages et de la pluie. Mais le manque de connaissance de la dynamique des fluides et l'absence de mesures limitèrent l'approfondissement des théories (Middleton, 1966). Il fallut attendre le milieu du XIX^e siècle et la mise en place d'un système de mesures et de classification systématique des précipitations en Grande-Bretagne pour relier les précipitations aux conditions synoptiques et définir l'origine orographique d'une partie des précipitations. Au début du XX^e siècle, un rapprochement entre élévation en altitude et augmentation des précipitations a été fait (Bonacina, 1915 ; Henry, 1919 ; Mathias, 1919a, 1919b). C'est seulement au lendemain de la Seconde Guerre mondiale que les connaissances en dynamique des fluides et en thermodynamique, ainsi que la multiplication des observations, ont permis une meilleure compréhension de l'effet orographique sur les précipitations (Bonacina, 1945 ; Spreen, 1947 ; Bleasdale et Chan, 1972 ; Smith, 1979). Mais d'autres études ont aussi montré que l'altitude à elle seule ne peut rendre compte de l'effet du relief sur les précipitations (Alpert, 1986). Et dans certains cas, les précipitations ont même tendance à diminuer au delà d'une certaine altitude (Mathias, 1919a), parfois appelée « optimum pluviométrique » (Estienne et Godard, 1998).

Processus et modélisation

Pour qu'il y ait précipitations (sous forme liquide ou solide), il doit y avoir condensation de l'humidité contenue dans l'air, par saturation et ascendance (Godard et Tabeaud, 1998 ; Vetter, 2004 ; Roe, 2005). En effet, l'ascendance est le mécanisme le plus important et le plus efficace pour entraîner une saturation en humidité (Godard et Tabeaud, 1998). Elle a trois grandes origines :

- a) origine thermodynamique : le simple échauffement d'une surface induit une ascendance de l'air, sa saturation et éventuellement des précipitations,
- b) origine dynamique : l'existence d'une discontinuité verticale dans l'atmosphère (front chaud ou froid, au sein d'une perturbation) entraîne une élévation de la masse d'air instable, sa saturation en altitude et des précipitations,
- c) origine orographique : la présence d'un relief provoque, dans la majorité des cas (mais pas obligatoirement, Roe, 2005 ; Lin, 2003), une ascendance d'une masse d'air et des précipitations sur les versants au vent. Cet effet du relief est variable suivant la région du globe, en fonction de l'humidité disponible. Il est particulièrement prononcé dans le cas de chaînes de montagnes orientées perpendiculairement à des flux d'humidité intenses : en Inde avec la chaîne des Ghats (Sarker, 1966 ; Sarker, 1967 ; Ogura et Yoshizaki, 1988), en Nouvelle-Zélande (Katzfey, 1995 ; Thompson *et al.*, 2007), à Hawaii (Stidd et Leopold, 1951). Le relief provoque aussi des disparités spatiales dans les quantités précipitées, concernant notamment l'opposition des conditions hydriques entre les versants au vent et sous le vent.

La majorité des mécanismes conduisant à la formation des précipitations sont aujourd'hui, pour la plupart, bien maîtrisés. La modélisation des précipitations, notamment orographiques, n'a alors cessé de progresser, afin d'obtenir des champs pluviométriques le plus proches de la réalité. La modélisation est nécessaire du fait d'une connaissance compliquée des champs de précipitations, liée à la rareté des observations et à la complexité de la répartition spatiale. Cette modélisation se fait selon différentes approches, comme par exemple la mise en équation des précipitations par des modèles physiques (Sarker, 1966, Sarker, 1967 ; Alpert, 1986 ; Alpert et Shafir, 1991 ; Smith et Barstad, 2004 ; Barstad et Smith, 2005...) ou diagnostiques (Sinclair, 1994 ; Funk *et al.*, 2003 ; Funk et Michaelsen, 2004).

Les modèles numériques régionaux dynamiques, basés sur des modèles physiques identiques à ceux cités précédemment, intègrent le relief parmi les conditions aux limites : RegCM2 (pour Regional Climate Model, développé par le National Center for Atmospheric Research, et utilisé notamment par Sun *et al.*, 1999a, 1999b) pour l'échelle régionale, MM5 (Mesoscale Model, Grell *et al.*, 1995), développé par la Pennsylvania State University et le National Center for Atmospheric Research ou WRF (Weather Research and Forecasting, Skamarock *et al.*, 2007), développé par la National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) et le National Center for Environmental Prediction (NCEP), pour la méso-échelle. L'intérêt de ces modèles dynamiques est l'intégration du rôle explicite du relief sur les précipitations, transposable à n'importe quelle région du globe. De plus, l'accès à ce type de modèle est généralement gratuit et leur utilisation libre. Mais, si le coût initial est inexistant, leur utilisation nécessite de nombreuses heures de calculs et des espaces de stockage importants, ce qui représente parfois un coût non-négligeable. Une autre limite de ces modèles est le relief lui-même : la topographie intégrée est lissée, ce qui se traduit généralement par des altitudes moyennes inférieures aux altitudes maximales réelles.

Une autre approche est la télédétection, par l'utilisation de données satellitales et radars. Un des avantages majeurs de cette approche est de fournir potentiellement des observations de précipitations en tout point de l'espace. Mais la mesure est indirecte et la qualité de la télédétection est sensible aux conditions de surface et/ou atmosphériques. En surface, les montagnes sont autant de zones d'ombre pour les radars de surface, zones pour lesquelles l'estimation des quantités précipitées est difficile, d'où la nécessité de placer ces radars sur des points hauts ou même dans l'espace. L'apport des satellites est important, notamment dans le suivi temporel fin. Mais ces outils nécessitent d'importants moyens de stockage, de traitement de l'information et une calibration à partir des données des pluviomètres reste nécessaire.

La modélisation statistique est une troisième approche possible. Elle repose sur l'observation des précipitations dans des stations de mesure. Deux méthodes permettent de dériver des champs pluviométriques à partir des observations :

- 1) la combinaison de données topographiques et de données atmosphériques (Basist *et al.*, 1994 ; Kyriakidis *et al.*, 2001 ; Daly *et al.*, 2002),
- 2) l'utilisation de données topographiques seules, avec deux variantes dans l'utilisation de ces données. La première consiste à utiliser des descripteurs classiques du relief,

comme l'altitude, la pente, l'exposition ou la distance à la côte (Hevesi *et al.*, 1992 ; Daly *et al.*, 1994). La seconde consiste en une paramétrisation multidirectionnelle du relief utilisant la morphométrie et l'hypsométrie (Humbert et Perrin, 1993 ; Drogue *et al.*, 2002) ou les sorties d'une analyse en composantes principales (Laborde, 1982 ; Bénichou et Le Breton, 1987 ; Wotling *et al.*, 2000 ; Thomas et Herzfeld, 2004 ; Oettli et Camberlin, 2005).

Enjeux

Les montagnes sont des milieux où le facteur climatique est particulièrement contraignant, tout en constituant aussi une ressource. Les précipitations abondantes leur confère un rôle de « château d'eau », mais ces fortes précipitations ne sont pas sans conséquences sur les sols et leur érosion (en complément d'autres facteurs tels que le froid, le gel...), ainsi que sur les phénomènes de crues et d'inondations (exemple des épisodes « cévenols » en automne, dans le sud-est de la France). Il s'agit donc d'adapter à cela des modes de gestion des sols, en relation notamment avec l'agriculture. Cette dernière est d'ailleurs sensible aux intensités, mais surtout aux quantités précipitées : les cultures doivent s'installer dans des zones bien drainées et les types de cultures sont liées à l'eau disponible (en quantité et en continuité de disponibilité dans le temps).

Les zones de montagnes sont aussi des endroits propices à la gestion directe de l'eau par l'intermédiaire de barrages installés sur les principaux cours d'eau. D'une part, l'énergie hydraulique est employée à produire de l'électricité. Cette gestion de l'eau permet, d'autre part, de contrôler les éventuels débordements des cours d'eau lors des forts épisodes pluvieux, en utilisant les lacs de retenue comme régulateurs. De plus, sous certaines latitudes, les montagnes sont des réservoirs naturels, principalement grâce à la présence des glaciers. Si comparés aux précipitations sur les versants, ils représentent un faible pourcentage du total de l'eau disponible, ils ont néanmoins un rôle important sur la disponibilité de l'eau. Ils permettent, aux périodes sèches le maintien du débit de base de certains cours d'eau, par exemple dans les Andes avec la ville de Lima (Kaser *et al.*, 2003). La tendance actuelle à leur disparition n'est pas sans conséquence, notamment pour les glaciers dits « tropicaux ».

Si les besoins en modélisation des précipitations prennent une importance croissante, puisqu'elles sont le support de l'ensemble des modèles hydrologiques (Schulze *et al.*, 2001 ; Hay *et al.*, 2002 ; Perrin *et al.*, 2003 ; Mouelhi *et al.*, 2006), afin d'estimer les débits,

les lames d'eau et/ou l'érosion, ces modèles requièrent des informations de plus en plus précises concernant les quantités précipitées et leur localisation, et ce à des pas de temps de plus en plus fins (données quotidiennes, voire horaires).

La prise en compte ou non du facteur orographique peut introduire des biais dans l'estimation des précipitations à l'échelle globale. En effet, une sous-évaluation des effets orographiques entraîne une sous-estimation probable des précipitations moyennes mensuelles. Sur la période 1979-1999, Adam *et al.* (2006) ont souligné une sous-estimation probable des précipitations moyennes planétaires de 6,2 % dans un fichier pluviométrique de 0,5° de résolution spatiale (Willmott et Matsuura, 2001). Et dans les régions où l'effet du relief est le plus important, la sous-estimation atteindrait 20,2 %.

À ce jour, la problématique relief/précipitations a essentiellement été traitée dans des régions tempérées, plus rarement tropicales, et notamment africaines, sauf pour quelques études de cas de massifs montagneux isolés. En relation avec les recherches et compétences en climatologie tropicale développées au Centre de Recherches de Climatologie, le choix pour cette thèse s'est porté sur deux exemples régionaux africains, pour lesquels des jeux de données originaux étaient disponibles : un en Afrique de l'Est et un en Afrique du Sud.

À l'échelle de l'Afrique orientale et australe, les enjeux d'une bonne connaissance de la répartition spatio-temporelle des précipitations, et donc de la ressource en eau, sont particulièrement importants (Schulze *et al.*, 2001). Dans certaines régions d'Afrique de l'Est, la gestion de l'eau est parfois source de conflits. Le bassin de la rivière Pangani, en Tanzanie, en est un exemple. Ce bassin, situé au sud-est du Kilimandjaro, est une zone de plus en plus sensible aux modifications de la disponibilité en eau. La gestion des eaux de ce bassin oppose les agriculteurs, pour qui la gestion de l'eau doit privilégier l'irrigation (2,96 millions de personnes concernées), et les acteurs du secteur énergétique, le bassin représentant 17 % de la capacité nationale hydroélectrique (Lein, 2004 ; Ngereza, 2005 ; Mbonile, 2007). Au Kenya, dans le bassin de la rivière Tana, le même type de conflit tend à apparaître (Agwata, 2005a, Agwata, 2005b), dans un espace où la ressource en eau douce devient parfois une denrée rare. Les conflits opposent producteurs d'électricité (le bassin, grâce à six ouvrages, fournit 70 % de la production électrique nationale), agriculteurs et éleveurs, dans une zone à 80 % aride ou semi-aride (Agwata, 2005a). D'autres conflits naissent de la pollution des eaux par les industries (café, tanneries,...) et par l'agriculture (herbicides, fertilisants,...). Si le glacier du Kilimandjaro n'est pas une source d'eau douce (Mölg *et al.*, 2007), le bilan glaciaire du Kilimandjaro est principalement lié aux

précipitations (Mölg et Hardy, 2004). Il est donc nécessaire de connaître, le plus précisément possible, les quantités précipitées.

En Afrique du sud, la gestion de la ressource en eau est aussi orientée vers l'irrigation des cultures et la production d'électricité (Blanchon, 2006), que ce soit sur la rivière Inkomati (Chikozho, 2005) ou le Vaal (Marx *et al.*, 2003), avec cependant des conséquences moins importantes sur la relation entre agriculteurs et producteurs d'électricité. Il y a néanmoins d'importants prélèvements pour usage industriel, minier et domestique.

Le problème de la répartition spatiale des pluies ne relève pas que de l'estimation en temps réel (et du suivi), mais aussi de la prévision. En Afrique tropicale, les recherches menées depuis une vingtaine d'années montrent qu'une fraction de la variabilité interannuelle des précipitations est prévisible. Cette prévision saisonnière est importante dans le cadre de la gestion agricole (Quand planter ? Quelles cultures ?...) et hydraulique (gestion des barrages). Mais, dans la plupart des modèles, qu'ils soient numériques ou statistiques, les mailles grossières sont un handicap : les spécificités d'échelle fine sont gommées. Le développement de méthodes de désagrégation régionale s'inscrit dans cet objectif de connaissance des impacts environnementaux et socio-économiques. Mais cela suppose qu'une climatologie fine, dans l'espace et dans le temps, soit connue. À l'exception de l'Afrique du Sud, pays très bien doté en pluviomètres, l'Afrique, peut-être encore plus qu'ailleurs, présente d'importantes carences en mesures *in situ*, limitant cette connaissance. L'apport de techniques et de produits récents, tel les modèles numériques de terrain (MNT) et les données issues des satellites offrent la possibilité d'améliorer cette connaissance.

Objectifs

Le travail présenté ici s'articule autour de deux motivations majeures. La première relève plutôt de questions de climatologie « théorique ». Il s'agit de comprendre l'organisation spatiale des pluies en fonction de la topographie, dans des zones où les connaissances à ce sujet sont limitées, comme c'est le cas en Afrique. Mais il ne s'agit pas ici de s'intéresser à l'ensemble du continent, mais seulement à des régions, pour des raisons pratiques (disponibilité des données stationnelles), théoriques (les régions étudiées doivent présenter un relief suffisamment marqué, pour qu'il soit un facteur important de la distribution spatiale des précipitations) et sociales (l'échelle régionale est une échelle

« opératoire » en termes de gestion et d'impacts). En rapport avec les problèmes présentés plus haut, une région d'Afrique orientale et une région d'Afrique australe sont définies et servent de terrain d'étude. De plus, ces deux régions s'inscrivent dans des régimes climatiques partiellement différents : en Afrique de l'Est, l'origine des précipitations est surtout convective, en relation avec les flux d'humidité en provenance de l'océan Indien. En Afrique du Sud, la convection et, dans une moindre mesure, les perturbations au sein de la circulation générale d'ouest, sont à l'origine des précipitations.

Les précipitations présentent une variabilité spatiale parfois forte dans leur répartition spatiale. Comment expliquer la distribution spatiale des précipitations ? En étudiant, par exemple, le forçage interne qu'exercent des états de surface tel le relief. Mais connaître un facteur possible de la répartition spatiale n'est pas suffisant. Quelle est son influence réelle, c'est-à-dire la variance spatiale commune au relief et aux précipitations ? L'importance de l'information commune est-elle constante au long de l'année, d'une saison à l'autre ou bien d'un mois à l'autre ? L'influence du relief est-elle équivalente en Afrique de l'Est et en Afrique du Sud ?

La manière la plus simple d'appréhender la relation pluies/relief est de considérer la distribution des pluies en fonction de l'altitude. Mais tenir compte de cette seule relation est réducteur, puisque l'altitude n'est pas le seul descripteur possible du relief. Il existe d'autres paramètres le décrivant, certains basiques comme la pente (Daly *et al.*, 1994) ou la complexité du terrain (Depraetere, 1987) et d'autres plus complexes, comme les structures de base du relief (Bénichou et Le Breton, 1987). À partir d'un ensemble de descripteurs (pente, exposition, orientation, formes...), l'effet du relief sur la distribution spatiale des précipitations moyennes mensuelles et des anomalies interannuelles de précipitations est étudié. La méthode retenue est la modélisation statistique basée sur la régression linéaire multiple. On suppose donc que le relief influence la distribution spatiale des pluies selon une combinaison de descripteurs. Quels sont alors les descripteurs topographiques les plus explicatifs ? Retrouve-t-on les mêmes descripteurs d'un mois sur l'autre, d'une saison à l'autre ? Dans quelle mesure, d'une année sur l'autre, l'influence du relief sur la distribution spatiale des anomalies de précipitation peut-elle être modulée par la circulation atmosphérique ? Existe-t-il des échelles spatiales plus favorables au forçage du relief ? Nous tenterons de répondre à ces questions au fil du document présenté ici.

La seconde motivation relève de la climatologie « appliquée », par le développement de méthodes permettant de produire des cartes de précipitations les plus réalistes possibles à

partir de données ponctuelles. La modélisation statistique développée sert de base à cette cartographie. Les cartes doivent présenter des résolutions spatiales fines, pour pouvoir être utilisées pour des questions telles que la gestion de l'eau. Dans ce travail, la finesse temporelle est donc mise de côté (seul le pas de temps mensuel est considéré), pour privilégier la finesse spatiale.

Afin de répondre aux objectifs fixés, ce travail se déroulera en trois temps, le premier étant consacré à la mise en relation du relief et des précipitations moyennes mensuelles dans les deux régions d'étude, le second à la spatialisation (ou « régionalisation ») des précipitations observées dans les stations de mesures, et le troisième à l'évolution interannuelle de l'organisation des précipitations mensuelles en fonction du relief.

Dans la première partie, les relations entre relief et précipitations stationnelles moyennes mensuelles sont étudiées. Premièrement, après la présentation des régions d'étude en Afrique de l'Est et du Sud, la méthode statistique utilisée pour la mise au point du modèle est définie, ainsi que les paramètres utilisés pour sa création. Dans un second temps, les modèles statistiques mensuels sont construits et l'évolution en cours d'année des relations entre relief et précipitations est étudiée (en qualité et en contribution de descripteurs topographiques).

Dans la deuxième partie, nous verrons qu'il est possible d'améliorer la modélisation des précipitations en modélisant les structures spatiales des erreurs du modèle statistique. La géostatistique (Isaaks et Srivastava, 1989 ; Goovaerts, 1994 ; Wackernagel, 2003) permet de modéliser la relation spatiale entre données ponctuelles, notamment des stations de mesure (Laborde, 1995 ; Phillips *et al.*, 1992 ; Kyriakidis et Journel, 1999 ; Goovaerts, 2000 ; Shoji et Kitaura, 2006 ; Moges *et al.*, 2007). Nous proposons dans cette partie un modèle de « régionalisation » qui combine modélisation statistique de la relation pluie/relief et modélisation géostatistique des erreurs de la modélisation statistique. Ce modèle aboutit, au final, à une spatialisation de l'information ponctuelle. La qualité de cette spatialisation est ensuite testée.

Dans la troisième partie, l'évolution interannuelle des relations entre le relief et les précipitations (plus précisément des anomalies interannuelles de précipitation), est étudiée. Il s'agit ici, d'une part, d'évaluer si les relations établies sur les moyennes sont stables d'une année à l'autre. Il s'agit ensuite de voir si les modes d'organisation des anomalies de précipitations ont une signature spatiale associée au relief, et si oui, à quelles variations des

champs climatologiques (circulation atmosphérique, température de surface océanique...) ces modes peuvent-ils être reliés.

Les deux régions d'étude sont définies sous des climats partiellement différents, avec des précipitations d'origines diverses. Nous espérons montrer que le relief est un facteur important de la répartition spatiale des précipitations, au travers d'un « forçage » de la surface sur la dynamique atmosphérique, mais d'une manière multiforme que l'élévation en altitude ne suffit pas à décrire correctement. Pour cela, nous avons défini un modèle multicritère et multiscale, notre hypothèse étant que le relief interagit avec l'atmosphère à différentes échelles spatiales (locales, régionales...) et selon différentes modalités (effet d'exposition, de rugosité de la surface, initiation de la convection selon la pente...). Mais au-delà, nous souhaitons aussi mettre au point une méthodologie simple à appliquer, mais performante, qui pourrait être applicable à d'autres régions du globe. Ce travail est aussi, par certains aspects, novateur. D'une part, les précédents travaux s'intéressant aux relations entre le relief et les précipitations ont essentiellement pour cadre des régions extratropicales, souvent sans analyse conjointe des facteurs sous-jacents (décrits par les descripteurs topographiques définis). D'autre part, il n'existe pas à notre connaissance de travaux sur la structuration spatiale des anomalies interannuelles de précipitations en fonction du relief, et sur les liens possibles entre les modes de pluie associés et la dynamique atmosphérique ou les températures océaniques de surface.

**PREMIÈRE PARTIE :
CARACTÉRISATION DE LA RELATION
ENTRE LES PRÉCIPITATIONS
MOYENNES ET LE RELIEF**

Chapitre 1 : Deux régions d'étude, deux réseaux de mesure

Ce travail constitue une contribution à l'amélioration des connaissances relatives aux relations entre les précipitations et le relief, en Afrique. Mais il serait vain de travailler à l'échelle du continent, car l'effet du relief est subordonné à celui de facteurs planétaires responsables de la répartition en latitude et longitude des précipitations. En revanche, à l'échelle de grandes régions, l'effet du relief est beaucoup plus important, en fonction des particularités de la circulation atmosphérique. Deux régions sont définies, l'une en Afrique de l'Est et l'autre en Afrique du Sud. Ces régions sont présentées et leur choix justifié. Puis les réseaux de stations et les données de précipitations sont définis. Enfin, une étude rapide de la distribution des stations dans l'espace à trois dimensions (longitude, latitude et altitude) est faite.

1.1 En Afrique équatoriale et en Afrique sub-tropicale

Ce travail prend pour cadre deux régions d'Afrique. Leur choix se justifie par différents critères, qui les différencient :

- la climatologie : la région « Rift oriental » est située en domaine équatorial et la région « Vaal – Orange » en domaine subtropical. Cette différence induit des mécanismes climatiques différents,

- la topographie : ces régions présentent des reliefs marqués, avec de forts dénivelés, nécessaires pour étudier leurs effets sur les précipitations. Mais elles présentent des caractères différents, avec un relief en « bosses » (massifs volcaniques sur une surface de hautes terres) dans la région « Rift oriental » et en « creux » (vallées encaissées) dans la région « Vaal – Orange » (voir section 3.2 pour une description plus précise du relief),

- le réseau de stations et la disponibilité des données : l'implantation des stations de mesure, la longueur des séries de précipitations et leur disponibilité sont une contrainte.

Dans la région « Vaal – Orange », le réseau est dense, relativement homogène, les séries sont longues et de longueur égale. La région « Rift oriental » est une des régions d'Afrique tropicale/équatoriale où le réseau est le plus dense, mais les séries issues des stations sont de longueurs inégales.

Le fait de travailler sur deux régions, et non une seule, en appliquant la même méthodologie, permet de distinguer ce qui est transposable de ce qui est spécifique.

La région « Rift oriental » est située en Afrique de l'Est (**Figure 1a**), à cheval sur le sud du Kenya et le nord-est de la Tanzanie, à proximité de l'océan Indien. Localisée de part et d'autre de l'équateur (entre 5°S et 1,5°N en latitude, entre 34,5°E et 39°E en longitude), elle couvre une superficie de 360.000 km².

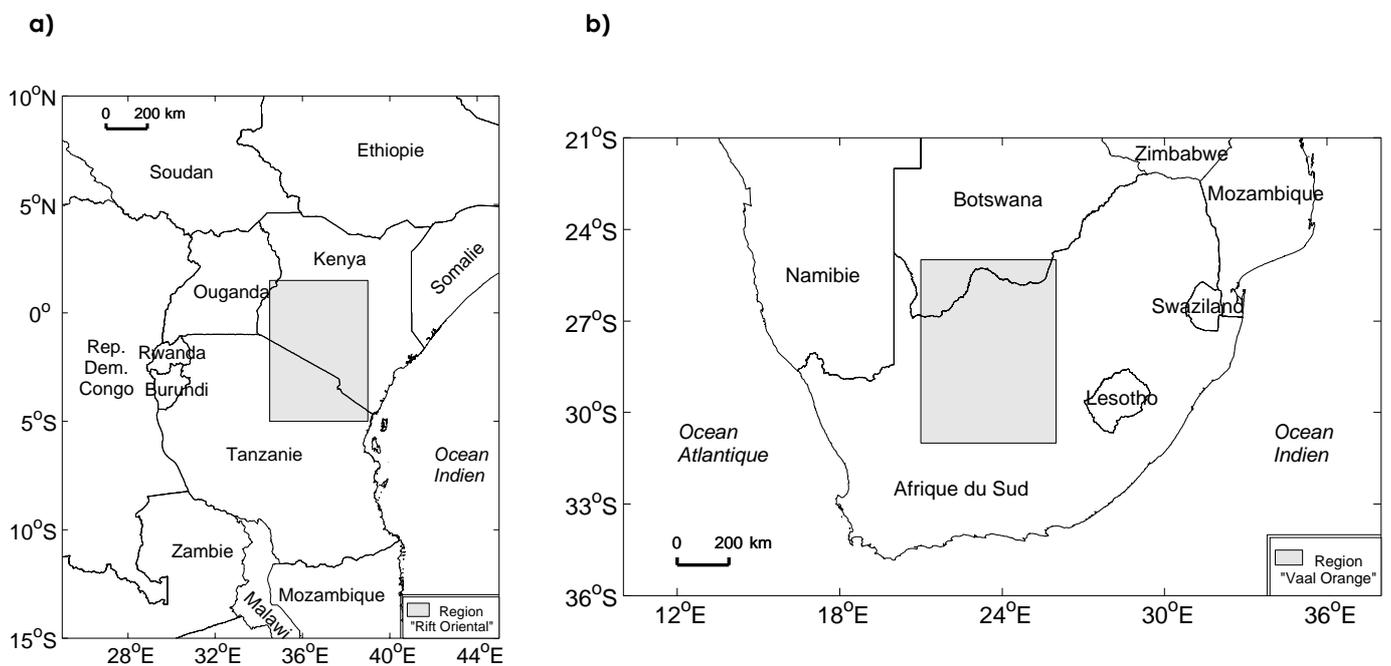


Figure 1 : Localisation des régions d'étude.

a) « Rift oriental » et b) « Vaal – Orange »

La majeure partie de la région « Vaal – Orange » est située en Afrique du sud (**Figure 1b**) et couvre une superficie de 326.000 km². Elle s'étend entre 25°S et 31°S en latitude et entre 21°E et 26°E en longitude.

Ces deux régions excluent volontairement les zones littorales, afin de ne pas mélanger les effets de la topographie et les contrastes continent/océan ou terre/lac (pour la région « Rift oriental » avec le lac Victoria).

1.2 Sources et description des réseaux de stations

Les données de précipitations utilisées, provenant exclusivement des relevés de pluviomètres, consistent en deux jeux de données différents : des anomalies mensuelles d'une part, et des séries mensuelles interannuelles d'autre part, qui seront décrites et utilisées au chapitre 7.

D'une région à l'autre, les normales mensuelles de précipitations ne couvrent pas la même période. Si les stations de la région « Vaal – Orange » présentent une couverture temporelle identique, ce n'est pas le cas dans la région « Rift oriental ». Leurs sources diffèrent aussi.

Dans la région « Rift oriental », les sources des données de précipitations utilisées sont diverses :

- Global Historical Climatology Network (Vose *et al.*, 1992 ; Easterling et Peterson, 1995),
- Kenya Meteorological Department,
- Ministère kenyan de l'agriculture (Jaetzold et Schmidt, 1983),
- base de données pluviométriques tanzaniennes de Patrick Valimba (Valimba, 2004).

Dans la région « Vaal – Orange », les données de précipitation sont gérées par le SAWS (South-Africa Weather Service) et sont disponibles au pas de temps quotidiens (Lynch, 2003). Les normales de précipitations utilisées dans ce travail sont calculées à partir des données pluviométriques quotidiennes, sur une période de trente ans (1970-1999). Aucune des séries utilisées ici n'est lacunaire sur cette période.

L'organisation du réseau de stations permet déjà de connaître une partie de la géographie de chaque région. En dehors des problèmes politiques, il existe des facteurs géographiques limitant l'implantation des stations de mesure : altitude, topographie difficile... Le rôle du facteur pluviométrique est lui-même un point critique. Les stations sont susceptibles d'être plus rares dans les espaces les moins peuplés... souvent pour des raisons d'insuffisance des précipitations.

En Afrique de l'Est (**Figure 2a**), le réseau est composé de trois cent cinq stations météorologiques, relativement homogène et dense dans le sud du Kenya (deux tiers nord de

la région étudiée). La densité de stations est toutefois plus faible dans le tiers sud de la région (en Tanzanie).

Le réseau disponible en Afrique du Sud (**Figure 2b**) est plus dense et plus homogène, excepté le nord-ouest de la région (désert du Kalahari). Un léger gradient de densification apparaît entre l'ouest (moins dense) et l'est (plus dense).

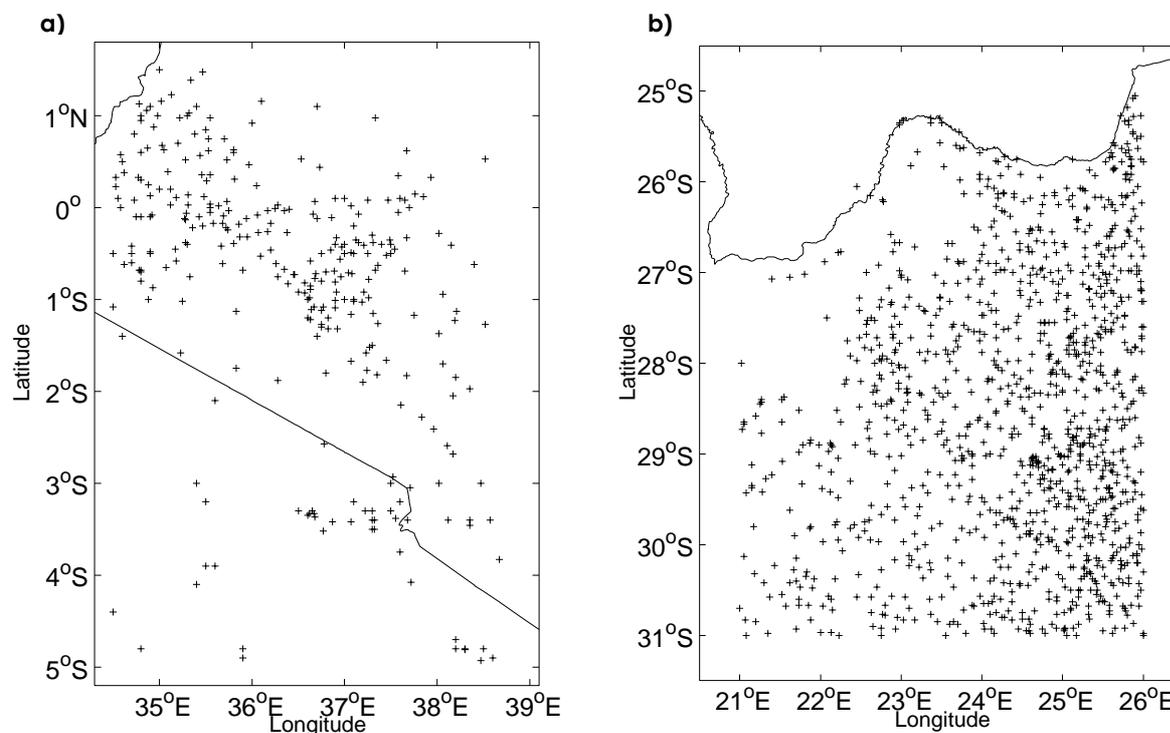


Figure 2 : Localisation des postes pluviométriques

a) « Rift oriental » et b) « Vaal - Orange »

Les normales mensuelles de la région « Rift oriental » ne sont pas calculées sur des séries stationnelles de longueur équivalente (**Figure 3**). Une majorité des normales mensuelles (57 %, soient cent soixante-quinze stations) sont calculées sur des séries d'au moins trente ans. Mais pour augmenter le nombre de stations utilisées et échantillonner correctement l'espace étudié, la tolérance a été abaissée à un minimum de dix ans (soient cent trente stations, avec dix à vingt-neuf ans de données). La période couverte est également variable, mais s'étend le plus souvent des années 1950 aux années 1980.

Dans la région « Vaal - Orange », contrairement à la région précédente, les normales pluviométriques mensuelles des 1.160 stations (**Figure 2b**) sont calculées sur la même période : 1970-1999.

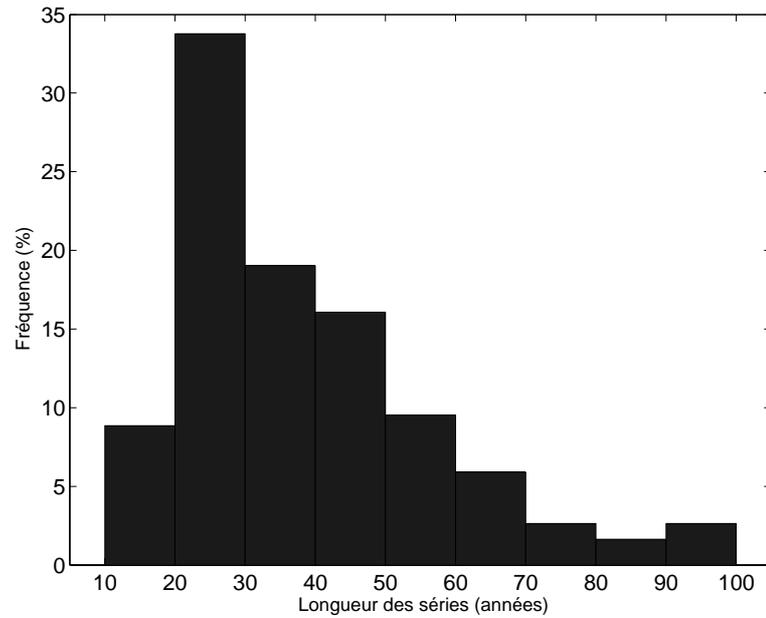


Figure 3 : Distribution des longueurs des 305 séries pluviométriques de la région « Rift oriental »

Les longueurs sont exprimées en années

La région « Rift oriental » présente, dans les précipitations, un cycle annuel moyen bimodal (**Figure 4**) avec deux saisons humides et deux saisons sèches. Les saisons humides sont localement appelées « Long Rains » (entre mars et mai) et « Short Rains » (entre octobre et décembre). Dans ce travail, ces saisons seront respectivement nommées Grande Saison des Pluies (GSP) et Petite Saison des Pluies (PSP).

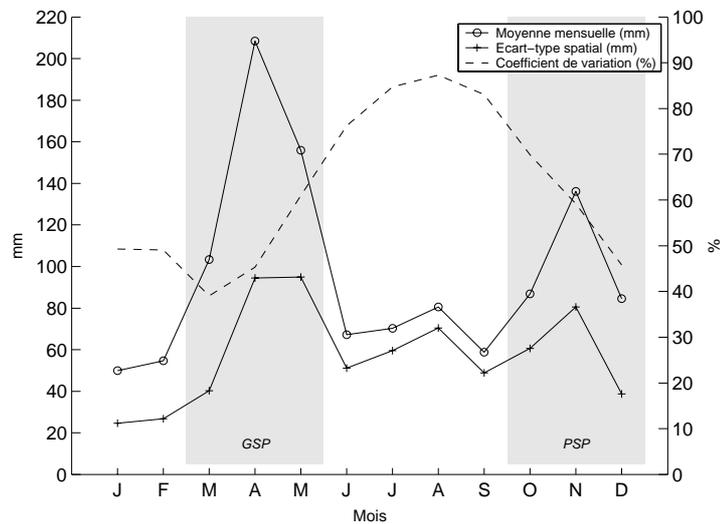


Figure 4 : Régime pluviométrique, variabilité spatiale et dispersion autour des moyennes dans la région « Rift oriental »

Dans la région « Vaal – Orange », le cycle annuel moyen des précipitations est unimodal (**Figure 5**). La saison des pluies apparaît au cours de l'été austral, entre octobre et avril.

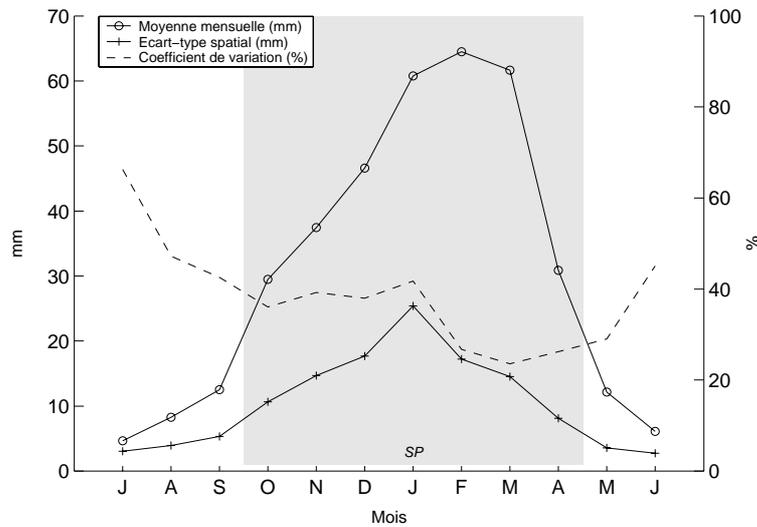


Figure 5 : Régime pluviométrique, variabilité spatiale et dispersion autour des moyennes dans la région « Vaal – Orange »

1.3 Organisation altitudinale des réseaux

Avant de procéder à la recherche et à l'analyse d'éventuelles relations entre les précipitations et la position des stations dans l'espace à trois dimensions (longitude, latitude et altitude), il convient de déterminer s'il existe des relations entre ces trois variables explicatives potentielles. En particulier, il s'agit d'examiner dans quelle mesure l'altitude des stations échantillonnées dépend de la position géographique, ou si, au contraire, les trois variables sont indépendantes. Ceci doit permettre une première description du relief des régions étudiées.

1.3.1 Région « Rift oriental » : hauts plateaux et massifs isolés

Dans la région « Rift oriental » (**Figure 6**), l'altitude est significativement corrélée avec la longitude et la latitude (respectivement $r=-0,41$ et $0,41$, soit 16 % de variance commune). D'est en ouest, la région « Rift oriental » présente une élévation progressive des altitudes (**Figure 6a**). À l'est, la plaine côtière donnant sur l'océan Indien présente les altitudes les plus faibles. Au contraire, les altitudes les plus importantes sont situées à l'ouest, avec le plateau tanzanien et les massifs périphérique du lac Victoria (entre $34,5^{\circ}\text{E}$ et $35,7^{\circ}\text{E}$), la vallée du Rift oriental (entre $35,7^{\circ}\text{E}$ et $36,6^{\circ}\text{E}$) et les hauts sommets (Kilimandjaro, Mont

Kenya,...), entre 36,6°E et 37°E. Cependant, la relation altitude/longitude n'est que modérée, car, à l'extrême ouest, le relief s'abaisse vers la cuvette du lac Victoria.

Du sud au nord (**Figure 6b**), les altitudes augmentent moins rapidement. La répartition en latitude des stations en fonction de l'altitude n'est que modérément influencée par la présence des sommets comme le Kilimandjaro (vers 3°S) et le Mont Kenya (entre 0.5°S et l'équateur).

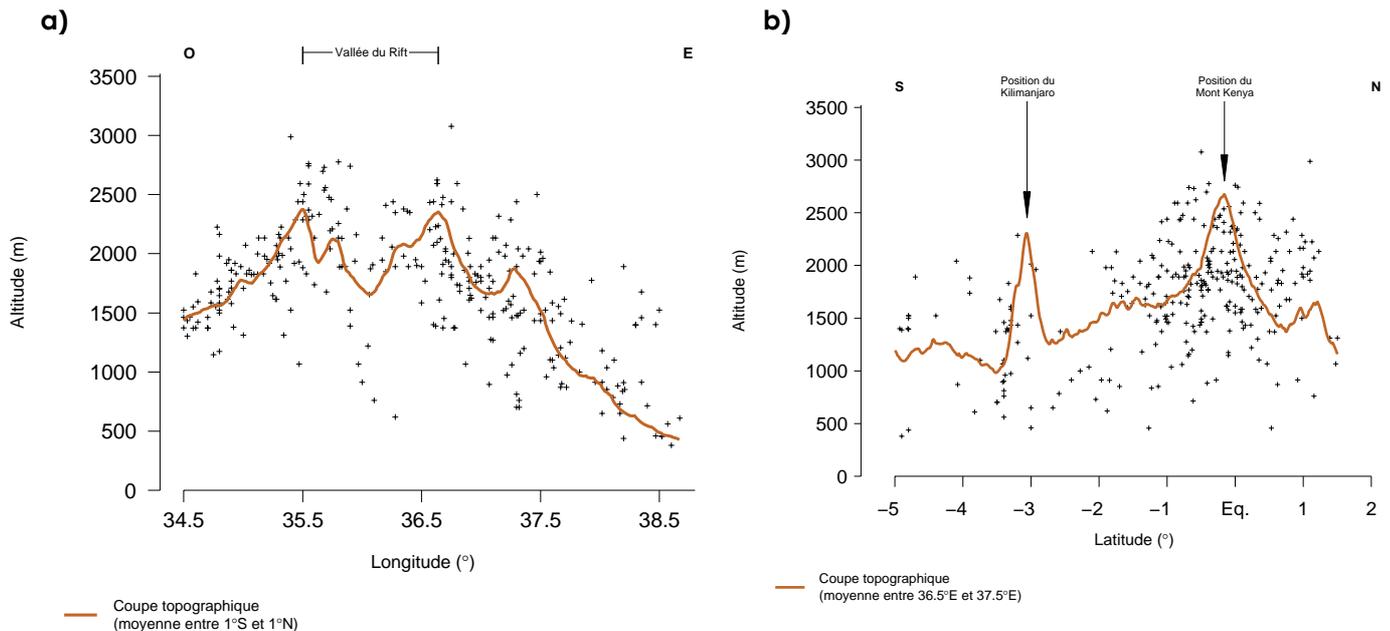


Figure 6 : Relations entre les paramètres « ALLOLA » dans la région « Rift oriental »

Les nuages de points associent a) l'altitude et la longitude, b) l'altitude et la latitude de chacune des 305 stations. Les coupes topographiques sont basées sur le MNT GTOPO30 (USGS, 1996).

Entre eux, les descripteurs de la position géographique sont aussi liés. La corrélation partielle entre longitude et latitude, indépendamment de l'altitude, est de -0,37 (soit $R^2=23\%$). Cette relation s'explique par le réseau de stations disponibles (**Figure 2a**). Ainsi, lorsqu'on regarde la répartition des stations, on observe la présence d'un axe de plus grande densité de station qui s'étend du nord-ouest vers le sud-est (au Kenya). Cette hétérogénéité a un impact sur les relations altitudes/longitudes et altitudes/latitudes (plus de stations en altitude, à la fois sur les bords de la vallée du Rift et sur les hauts sommets).

1.3.2 Région « Vaal – Orange » : versant occidental d'échelle régionale

Dans la région « Vaal – Orange », la relation entre altitude et latitude n'est pas significative (0,01, **Figure 7b**). On conserve une gamme d'altitudes équivalente, quelle que soit la latitude considérée. La relation est en revanche significative entre l'altitude et la

longitude ($r=0,60$, $R^2=36\%$). Là encore, la géographie régionale influence la relation entre ces deux paramètres : on se situe dans le bassin versant du fleuve Orange, en pente douce vers l'ouest, à partir du nord du Drakensberg (**Figure 7a**). En effet, les altitudes les plus importantes sont situées au sud-est, alors que les altitudes les plus faibles sont localisées à l'ouest (vallée de l'Orange) et au nord-ouest (sud du désert du Kalahari).

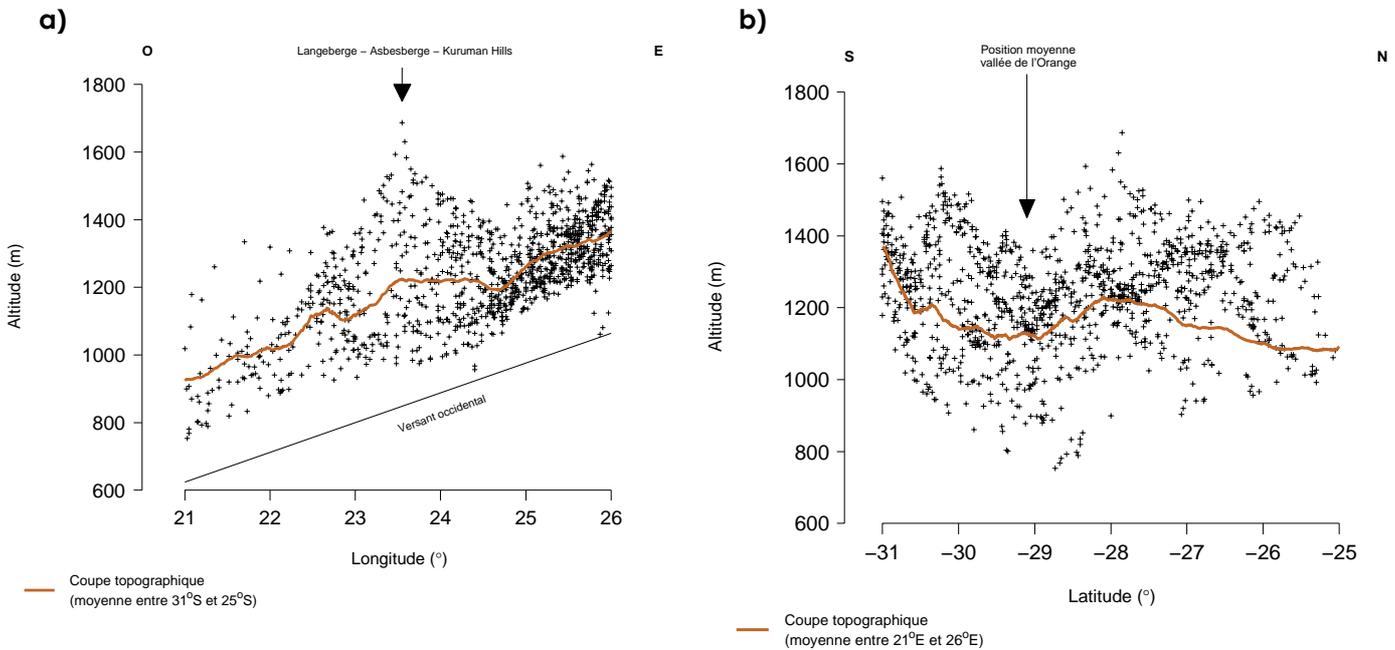


Figure 7 : Relations entre les paramètres « ALLOLA » dans la région « Vaal - Orange »

Les nuages de points associent a) l'altitude et la longitude, b) l'altitude et la latitude de chacune des 1.160 stations. Les coupes topographiques sont basées sur le MNT GTOPO30 (USGS, 1996).

Les paramètres décrivant la position géographique des stations sont significativement corrélés (r partiel = 0,18, $R^2=3\%$, indépendamment de l'altitude), mais la relation est faible. Le réseau de stations (**Figure 2a**) montre qu'effectivement la latitude des stations est quasiment indépendante de la longitude.

En région « Rift oriental », les stations les plus élevées se situent globalement au cœur de l'aire étudiée. Le réseau est plus dense au nord-ouest. En région « Vaal – Orange », les stations les plus élevées se situent globalement à l'est de l'aire étudiée, là où elles sont le plus nombreuses. Les hypothèses d'indépendance sont donc rejetées, le relief n'est pas aléatoirement réparti, les postes pluviométriques non plus.

Chapitre 2 : Coordonnées géographiques et pluviométrie mensuelle moyenne

Dans cette partie, les effets de la localisation spatiale (dans les trois dimensions) des stations sur la distribution spatiale des normales pluviométriques de chaque mois sont étudiés, en commençant par l'altitude, puis la longitude et enfin la latitude.

2.1 Méthodologie

La méthode utilisée pour étudier les relations entre coordonnées géographiques et précipitations est détaillée ici. Nous abordons aussi le problème de l'autocorrélation spatiale au sein des séries pluviométriques mensuelles.

2.1.1 Quantifier les relations

Les individus étudiés sont des stations de mesure. Ce qu'on étudie ici n'est pas la variabilité temporelle commune à deux paramètres, mais la variabilité spatiale commune. Donc, ce qui sera analysé par la suite est la part de variabilité spatiale, au niveau des stations, explicable par l'altitude, la longitude ou la latitude. On parlera donc ici de corrélation et de co-variation spatiale.

Les relations entre d'une part les normales mensuelles et, d'autre part, les variables altitude, longitude et latitude sont étudiées en utilisant les coefficients de corrélations (r) et les coefficients de détermination (R^2) linéaires, qui ont l'avantage d'être simples à mettre en œuvre et à analyser. Le coefficient de corrélation renseigne sur l'existence ou non d'une relation entre deux phénomènes et, si oui, le sens et l'intensité de cette relation. La signification d'une relation linéaire est testée pour un risque d'erreur donné. Dans cette partie, les hypothèses issues de l'analyse des corrélations sont émises pour une marge d'erreur de 5 %. La signification, fonction de la longueur des séries mises en relation, est complétée par les coefficients de détermination, qui expriment la part de variance commune aux deux phénomènes étudiés.

D'après les résultats précédents, il convient donc d'utiliser non pas des corrélations simples mais des corrélations partielles, permettant de prendre en compte l'influence réelle de l'un des trois paramètres sur la répartition spatiale des normales mensuelles, indépendamment des deux autres. Dans cette partie, ne seront considérées que des corrélations linéaires du premier degré, simples à mettre en œuvre et à expliquer. Cependant, enlever l'influence de l'altitude sur les relations entre normales mensuelles et position géographique des stations ne revient pas à enlever l'influence du relief, l'altitude n'étant qu'un paramètre du relief.

À partir des corrélations partielles, on s'intéresse donc aux relations entre les moyennes mensuelles et les paramètres « ALLOLA » (dans les régions « Rift oriental » et « Vaal – Orange »), ainsi qu'à l'évolution annuelle de ces relations.

2.1.2 Le problème de l'autocorrélation spatiale sur les normales mensuelles de précipitations

Toutefois, la signification des relations spatiales, au même titre que les relations temporelles, est influencée par la corrélation sériale (Bivand, 1980 ; Cliff et Ord, 1981 ; Clifford *et al.*, 1989). La présence d'une autocorrélation spatiale (positive ou négative) au sein d'une série implique que la valeur d'un individu peut être déduite des stations alentour, réduisant ainsi le degré de liberté de la série. Ceci a des conséquences lorsque des séries autocorrélées sont mises en relation. Dans le cas d'une étude de corrélation, la significativité de cette dernière peut être remise en cause par des autocorrélations spatiales positives. Le test habituel de significativité est alors trop permissif, à cause d'un degré de liberté trop important.

Nous avons choisi l'indice I de Moran (Moran, 1950) afin de tester l'existence d'autocorrélations spatiales au sein des séries utilisées. Cet indice se lit comme un coefficient de corrélation : une valeur positive (négative) indique une autocorrélation spatiale positive (négative), dans l'intervalle $[-1 ; 1]$. Nous avons choisi ici de pondérer les relations entre les valeurs des stations par l'inverse de leur distance. La significativité de chaque valeur de I est testée suivant une méthode de Monte-Carlo, par permutations aléatoires de la matrice de pondération. Ces permutations donnent une distribution de valeurs de I « théoriques ». Lorsque l'indice calculé pour une série est supérieur au maximum des valeurs « théoriques », l'autocorrélation spatiale mesurée est considérée comme significative.

Les indices I de Moran sont calculés pour les séries de normales mensuelles de précipitations dans les régions « Rift oriental » et « Vaal – Orange » (**Figure 8**). Dans la région « Rift oriental » (**Figure 8a**), les valeurs les plus fortes sont celles de l'été boréal (de juin à septembre) et sont certainement liées au fait qu'en cette saison les précipitations s'organisent en deux grandes zones, l'une sèche et l'autre relativement arrosée. Par exemple, les faibles précipitations d'une station peuvent être déduites des stations environnantes si ces dernières ont aussi de faibles précipitations. Suivent les mois de janvier et février. Entre mars et mai, les valeurs de l'indice I de Moran sont parmi les plus faibles et celles du trimestre octobre-décembre, légèrement plus fortes, restent tout de même à un faible niveau. Il existe donc une autocorrélation dans les séries de précipitations moyennes de la région.

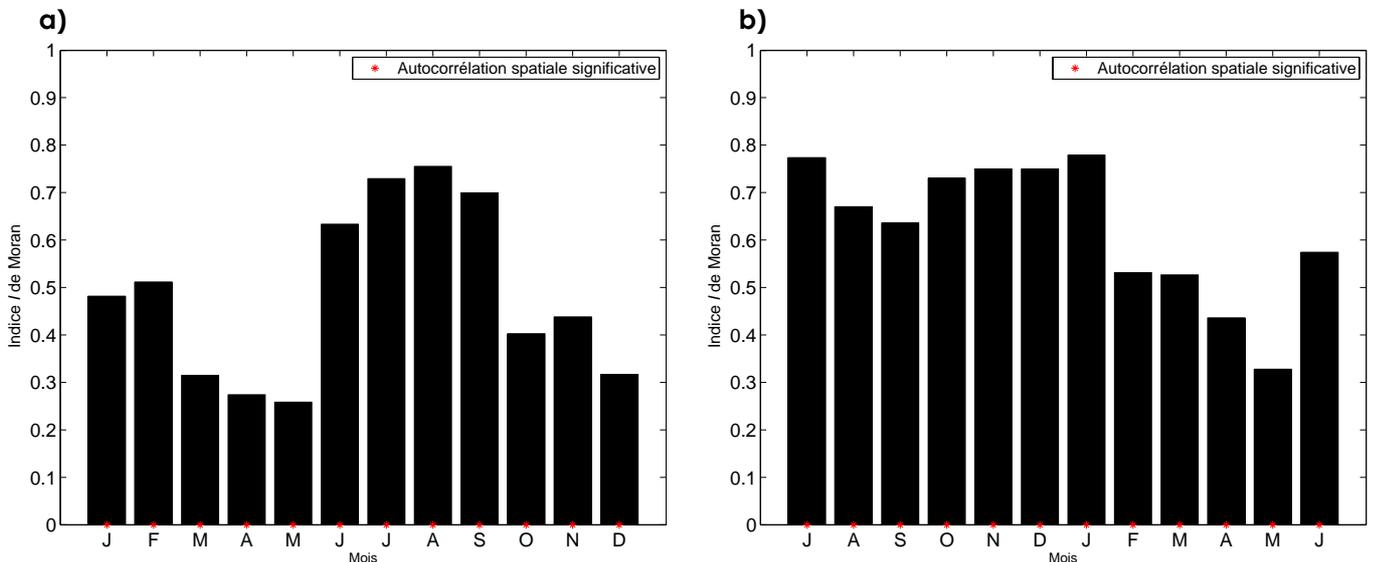


Figure 8 : Indices I de Moran sur les normales mensuelles de précipitation.

a) « Rift oriental » et b) « Vaal – Orange »

Dans la région « Vaal – Orange » (**Figure 8b**), il est intéressant de remarquer la baisse brutale des valeurs de l'indice au sein de la saison des pluies, entre janvier et février. La cohérence spatiale des précipitations moyennes semble donc dégradée. Il est possible qu'au cours de la saison des pluies (d'octobre à avril), les mécanismes induisant les précipitations ne soient pas les mêmes entre le début (octobre – janvier) et la fin (février – avril).

Les autocorrélations spatiales ne sont pas négligeables, notamment dans la région « Vaal – Orange ». Toutefois, les paramètres stationnels étudiés plus bas sont des échantillons pseudoaléatoires de différentes grilles (longitude, latitude, altitude). S'il existe une autocorrélation spatiale au sein des grilles, on peut considérer que cette autocorrélation est affaiblie par la construction de ces échantillons.

2.2 L'altitude, déterminant favorable aux précipitations ?

L'altitude, la longitude et la latitude sont fortement corrélées (section 1.3.4). Même si en Afrique de l'Est, l'évolution des relations simples et partielles est globalement la même (excepté en fin d'année), seules les corrélations partielles entre pluies et altitudes, indépendamment des coordonnées géographiques, seront donc étudiées, afin de faciliter l'interprétation (**Figure 9**). L'altitude considérée ici est purement locale (celle de la station) et ne tient pas compte de l'environnement.

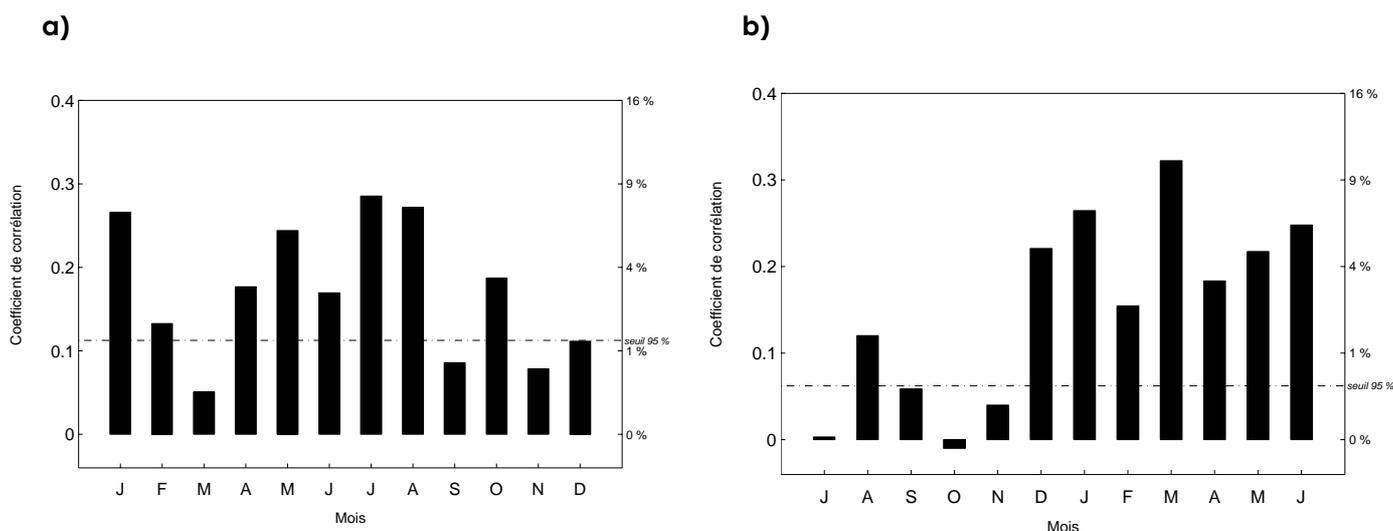


Figure 9 : Relations entre les moyennes mensuelles de précipitations et les altitudes des stations

Les corrélations partielles sont calculées entre les moyennes mensuelles et l'altitude, indépendamment des deux autres positions géographiques, dans les régions a) « Rift oriental » et b) « Vaal - Orange ». Les pourcentages des échelles de droites désignent les coefficients de détermination.

Dans la région « Rift oriental », les corrélations partielles entre altitude et précipitations moyennes mensuelles sont positives : les précipitations augmentent avec l'altitude (**Figure 9a**). Cependant, les relations restent faibles (r inférieur à 0,3) et ne sont pas toujours significatives (pour quatre mois sur douze). Donc, sur cette région, l'altitude n'explique que partiellement (10 % de variance au maximum) la répartition spatiale des précipitations mensuelles. Les relations avec l'altitude peuvent en partie traduire les effets d'ascendance orographique (phénomène dynamique), mais aussi l'initiation de la convection par le relief (brises de pente par exemple, Asnani, 1993). C'est durant les mois les moins arrosés (janvier, juillet-août) que ces effets sont le plus manifestes.

Dans la région « Vaal – Orange », l'altitude, indépendamment de la position zonale et méridienne, n'a pas d'incidence sur la répartition spatiale des précipitations en début de saison humide (**Figure 9b**). Les pluies n'ont donc pas d'origine orographique. Ce n'est qu'à

partir de décembre que les relations s'intensifient (et deviennent significatives), jusqu'à la fin de l'année hydrologique. Toutefois, les relations restent faibles (r entre 0,16 et 0,32), notamment au cours de la saison des pluies. L'altitude dans la région n'explique, au maximum, que 10 % de la répartition spatiale des précipitations mensuelles. Le rôle positif apparent de l'altitude sur les pluies est difficile à distinguer de celui de la position en longitude et en latitude.

L'approche linéaire retenue ici pour l'altitude est très réductrice. En effet, elle suppose que la pluviométrie moyenne est proportionnelle à l'altitude. Or, sur certains versants de massifs très élevés (comme le Kilimandjaro ou le mont Kenya), le maximum pluviométrique est atteint à mi-pente (Alpert, 1986 ; Røhr et Killingtveit, 2003). Le maximum pluviométrique dans les moyennes mensuelles utilisées est atteint entre 1.400 et 1.500 m à proximité du Kilimandjaro (altitude maximale des stations concernées : 2.012 m). Aux alentours du mont Kenya, ce maximum est porté entre 1.800 et 2.000 m (altitude maximale des stations concernées : 2.500 m). La présence d'un maximum pluviométrique à mi-pente aura une importance dans la validation des résultats de la deuxième partie, lorsque sera abordée l'interpolation spatiale des données stationnelles. Si les cartes présentent des maxima pluviométriques sur les pentes de ces massifs très élevés, nous pourrions leur accorder un certain niveau de confiance.

Puisque le rôle de l'altitude sur la répartition spatiale des précipitations est réduit dans les deux régions, nous allons étudier l'influence de la position géographique des stations (longitude, puis latitude).

2.3 La longitude, un facteur décisif de répartition

Dans la relation entre les moyennes mensuelles et les longitudes (**Figure 10**), les différences entre corrélations simples et corrélations partielles sont modérées, aussi bien dans la région « Rift oriental » que dans la région « Vaal – Orange ». Comme précédemment, seules les corrélations partielles (indépendantes de l'altitude et de la latitude) seront étudiées.

Dans la région « Rift oriental », la relation entre les moyennes pluviométriques et les longitudes des stations est saisonnière. En janvier et février (**Figure 10a**), les coefficients de corrélations sont négatifs, pour une variabilité commune comprise entre 22 % et 42 %. En début d'année, les pluies sont surtout « importantes » à l'ouest de la région (**Figure 11a et b**).

Mais cette importance est relative, puisque janvier et février sont, en moyenne, les mois les moins arrosés (**Figure 4**). Au niveau de l'atmosphère, les flux dominants (à 700 hPa, soit 3.000 – 3.200 m) sont en provenance du nord-est (**Figure 12a et b**).

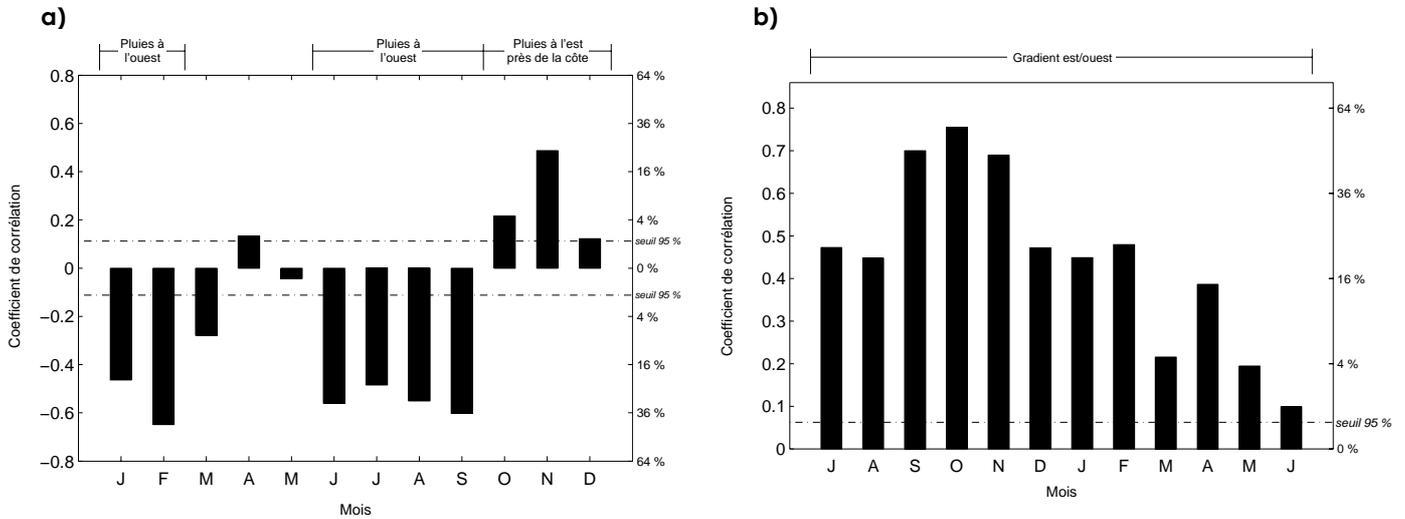


Figure 10 : Relations entre les moyennes mensuelles de précipitations et les longitudes des stations

Les précipitations les plus importantes, dont l'origine est principalement orageuse (Camberlin, 1994), sont localisées sur le plateau tanzanien et à l'ouest de la vallée du Rift oriental. La faiblesse ou l'absence de précipitations s'expliquent par la présence d'alizés secs et stables (inversion) et une divergence de basses couches. L'inversion d'alizés et la divergence s'atténuent légèrement de l'océan Indien vers l'intérieur du continent.

De mars à mai (GSP), la relation partielle entre pluies et longitudes est faible (r inférieurs à 0,3 en valeur absolue, R^2 inférieurs à 8 %). En cette saison, la longitude n'est donc pas un facteur important de la distribution spatiale des précipitations. Les flux de basse et moyenne couches deviennent progressivement d'est, puis de sud-est (**Figure 12c, d et e**). Pendant cette période, les moyennes pluviométriques sont plus importantes (**Figure 4**) : entre 100 et 200 mm. La distribution spatiale des moyennes pluviométriques devient plus hétérogène lorsqu'on progresse dans la saison des pluies (**Figure 11c, d et e**), le coefficient de variation (dispersion autour de la moyenne mensuelle) s'accroissant.

Au cours de l'été boréal (de juin à septembre), les relations entre moyennes pluviométriques et longitudes sont, de nouveau, négatives et significatives (R^2 entre 20 et 35 %). C'est donc l'intérieur des terres qui est, de nouveau, plus arrosé (100-125 mm) que la partie orientale (20-30 mm), proche de la côte (**Figure 11f, g, h et i**). À l'est de la région, la présence d'une divergence d'air dans les basses couches (**Figure 12f, g, h et i**), liée à la mise en place du flux de mousson indienne, ne favorise pas les précipitations (Kiangi et

Anyamba, 1987 ; Hastenrath, 2000). De plus, la présence du lac Victoria, et de la circulation méso-échelle associée (Asnani, 1993 ; Mukabana et Pielke, 1996), induit des précipitations plus importantes sur les stations de la zone nord-ouest.

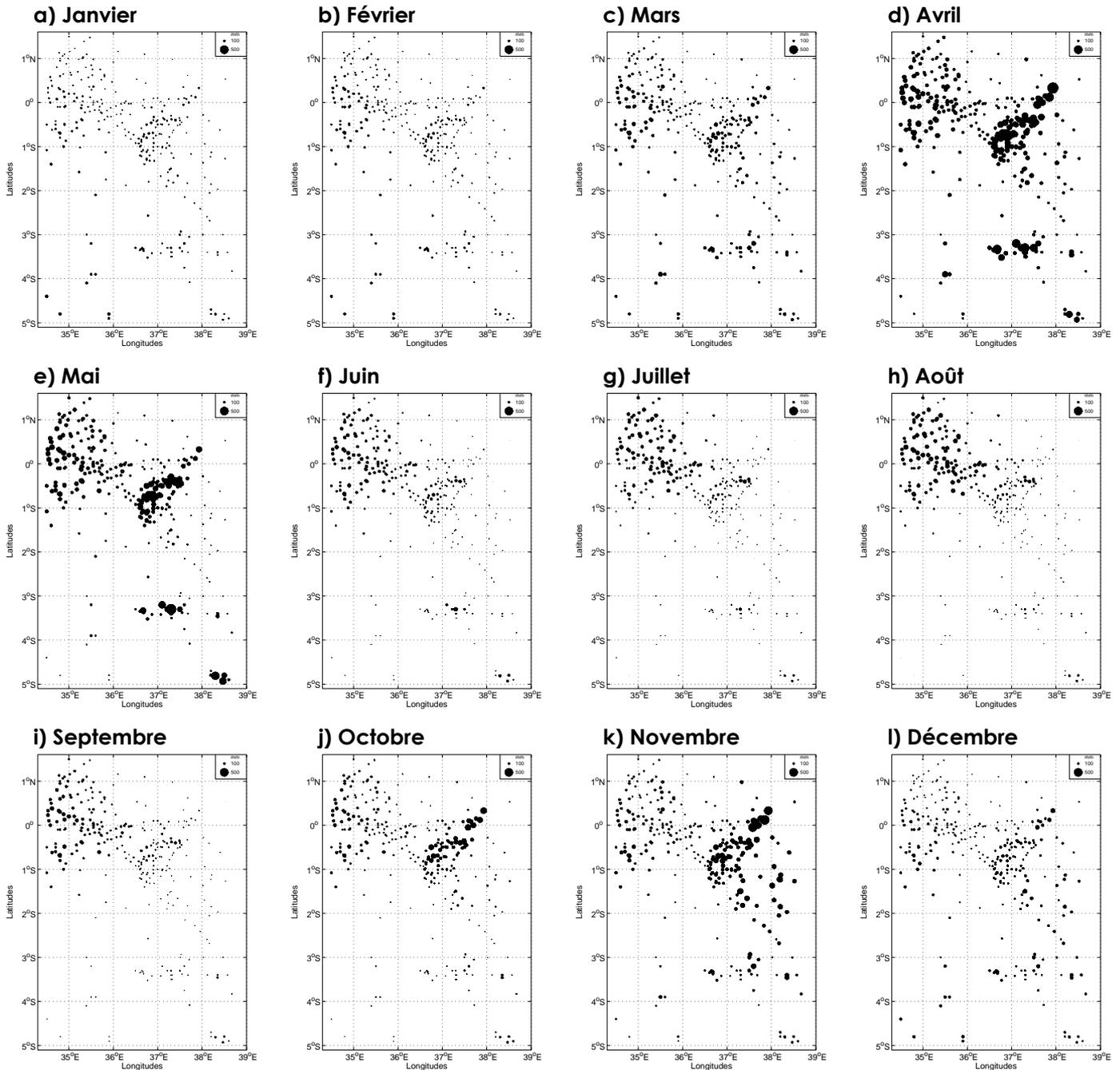


Figure 11 : Précipitations stationnelles mensuelles moyennes dans la région « Rift oriental »

En fin d'année, au cours de la PSP (d'octobre à décembre), les coefficients de corrélations entre pluies moyennes mensuelles et longitudes deviennent positifs, tout en restant significatifs (R^2 entre 4 % et 25 %). Pendant cette période, il pleut plus dans l'est de la région (Figure 11j, k et l), avec des moyennes comprises entre 150 et 200 mm (Figure 4), qu'à l'ouest (50-100 mm). Au cours de la PSP, un flux d'est, plus net qu'en GSP, se rétablit

(Figure 12 j, k et l), induisant une convergence de flux au-dessus de la région. À ce niveau du travail, nous ne sommes pas en mesure de dire si le gradient zonal dans les précipitations est lié à un effet structurel dépassant le cadre de la région ou bien à un effet indirect du relief (voir troisième partie).

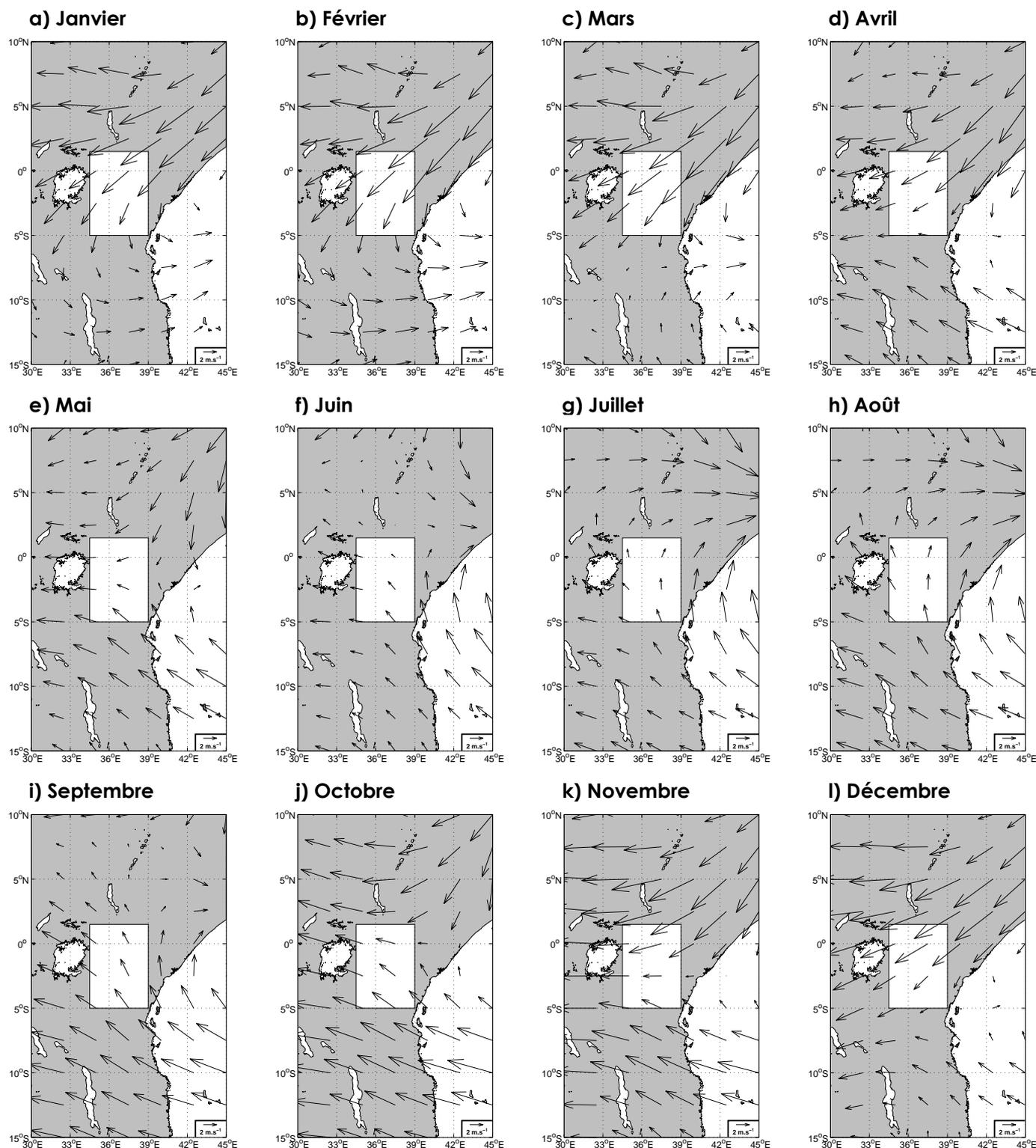


Figure 12 : Circulation atmosphérique moyenne mensuelle à 700 hPa au-dessus de la région « Riff oriental »

Les moyennes sont calculées sur la période 1961-1985 à partir des données NCEP/NCAR (Kalnay *et al.*, 1996). Les valeurs sont exprimées en $m.s^{-1}$

Dans la région « Vaal – Orange », tous les coefficients de corrélation sont positifs (**Figure 10b**) : en toute saison, il existe donc un gradient ouest/est dans la distribution spatiale des pluies, avec moins de précipitations à l’ouest et plus de précipitations à l’est (**Figure 13**).

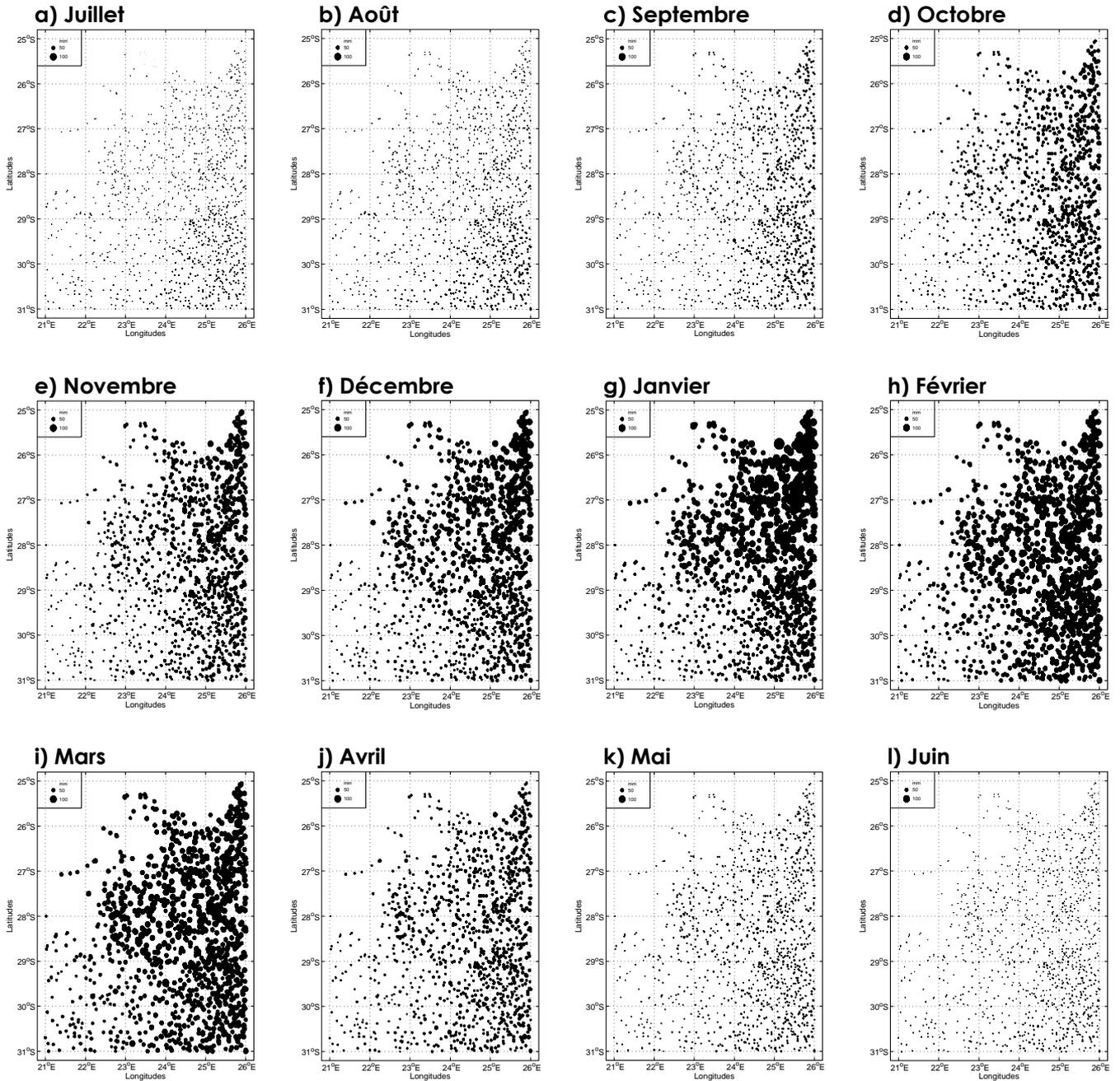


Figure 13 : Précipitations stationnelles mensuelles moyennes dans la région « Vaal – Orange »

L’évolution des relations est annuelle, avec un minimum en juin ($r=0,1$) et un maximum en octobre ($r=0,76$). Pendant la saison des pluies (**Figure 13d à j**), l’influence du gradient ouest/est sur la répartition spatiale des pluies tend à diminuer, avec le maximum d’effet en début de saison (50-55 % de variance commune) et un minimum en fin de saison (20 % de

variance commune). Au cours de cette saison, les contrastes spatiaux s'atténuent, notamment après janvier. La dispersion autour de la moyenne pluviométrique est plus faible (voir le coefficient de variation, **Figure 5**).

Les pluies dans la région « Vaal – Orange », comme celles de l'ensemble de l'Afrique australe sont, en partie, contrôlées par la convergence des flux dans les basses couches de l'atmosphère (**Figure 14** et **Figure 15**). Globalement, sur les océans, la divergence prédomine (**Figure 14**), particulièrement au niveau du courant de Benguela (au large de la Namibie). Sur le continent, la convergence domine, particulièrement sur les massifs montagneux (**Figure 14**), dont le Drakensberg (au sud du continent). Sur les zones déprimées du plateau intérieur, dont fait partie le nord-ouest de la région « Vaal – Orange », la convergence est très peu marquée (**Figure 14** et **Figure 15d** à **j**).

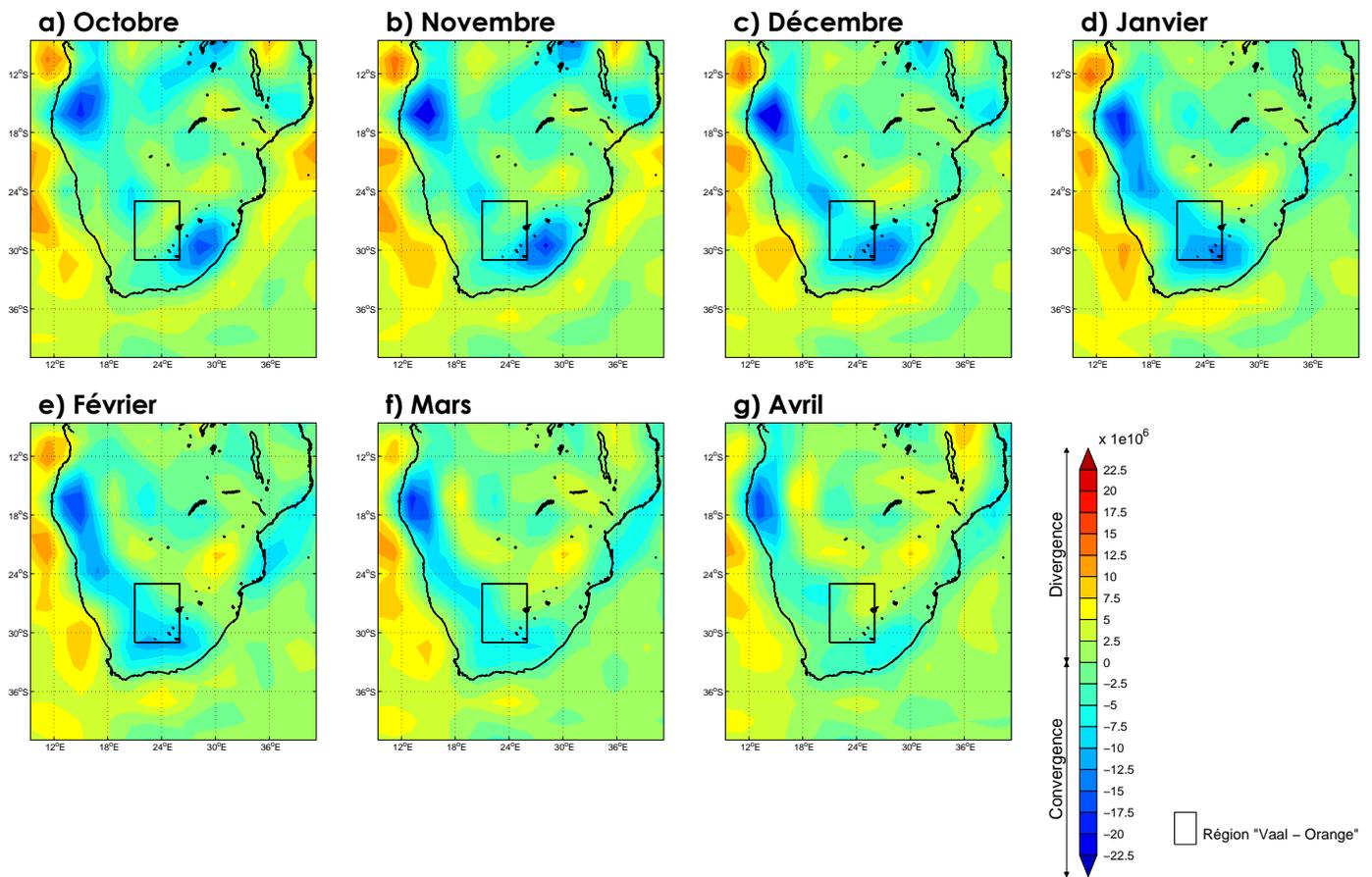


Figure 14 : Convergence moyenne des flux en surface pendant la saison des pluies en Afrique australe

Les moyennes mensuelles sont calculées sur la période 1970-1999, à partir des données de réanalyses NCEP/NCAR.

Dans le détail, la divergence de basses couches présente une variabilité mensuelle marquée. Entre octobre et avril, en moyenne, la zone de convergence située au niveau du Drakensberg se décale d'est en ouest (**Figure 14**), en relation avec le décalage vers l'ouest

des centres de hautes pressions atlantique et indiennes. Il existe donc un contrôle atmosphérique de la position de la convergence.

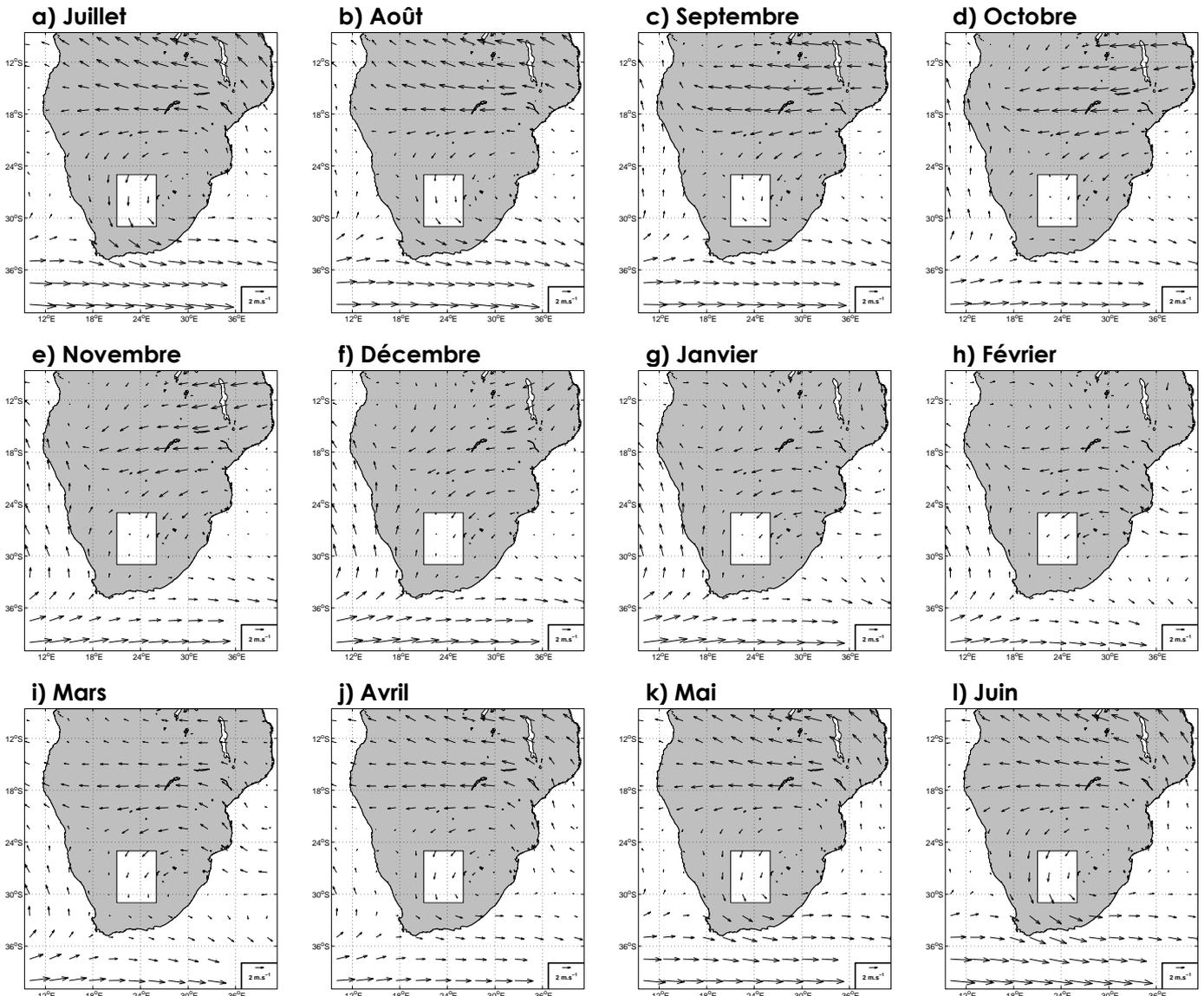


Figure 15 : Circulation atmosphérique moyenne mensuelle à 850 hPa au-dessus de la région « Vaal – Orange ».

Les moyennes sont calculées sur la période 1961-1985 à partir des données NCEP/NCAR

Mais, au cours de la période, apparaît aussi une modulation de l'intensité, certainement liée à la présence ou non d'un relief marqué. En effet, entre octobre et janvier (**Figure 14a à d**), la zone de convergence se décale vers l'ouest, mais se situe toujours au niveau du Drakensberg : la convergence de flux est intense. Entre février et avril (**Figure 14e à g**), la zone de convergence située au niveau d'un relief moins marqué, est moins intense.

Le contrôle d'une partie des précipitations d'Afrique australe par la convergence basse couche est lui-même inféodé à la position des hautes pressions (modifiant la position de la convergence) et au relief (modulant l'intensité de la convergence).

2.4 La latitude, un facteur à saisonnalité marquée

De nouveau, les corrélations simples et partielles présentent des comportements similaires et seules les corrélations partielles sont décrites ci-dessous. Les configurations sont simples dans les deux régions et dénotent l'effet du déplacement de la ZCIT.

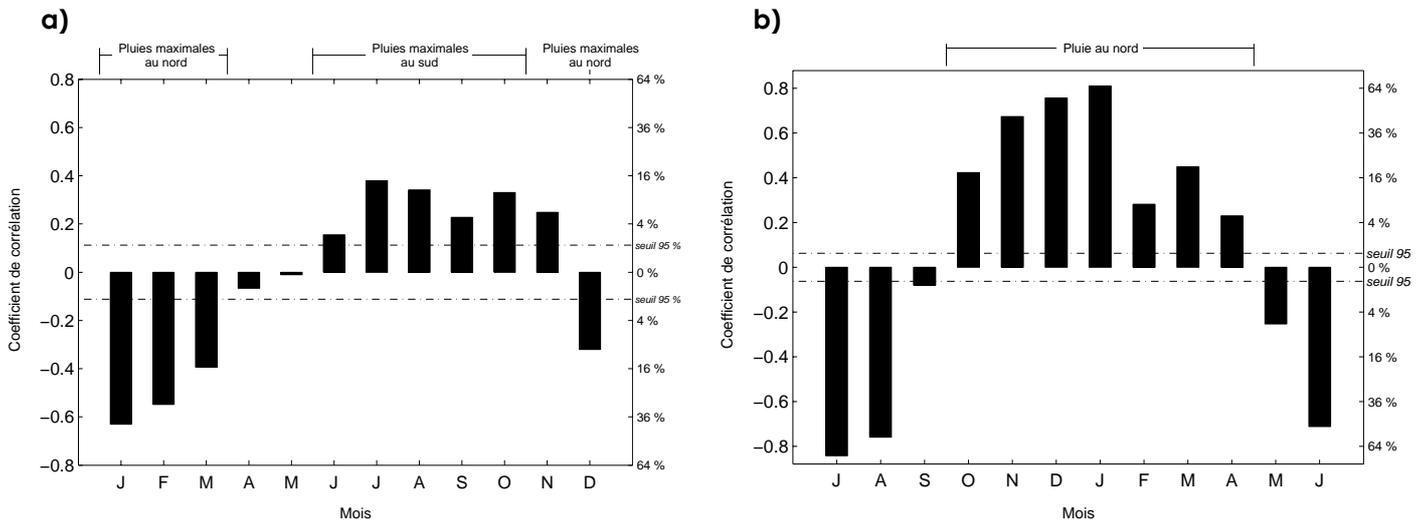


Figure 16 : Relations entre les moyennes mensuelles de précipitations et les latitudes des stations

Dans la région « Rift oriental », une saisonnalité des relations entre précipitations moyennes et latitudes est conservée. De décembre à mars, les coefficients de corrélations sont négatifs et significatifs (r compris entre -0,3 et -0,6, soient des R^2 de 10 à 40 %). Les pluies sont donc plus importantes au sud de la région pendant ces mois (Figure 11a, b et c).

La situation équatoriale de la région « Rift oriental » (entre 5°S et 1,5°N) la place sous l'influence de la zone de convergence intertropicale (ZCIT, Hills, 1979 ; Nicholson, 1996 ; Ogallo, 1985). Entre janvier et février, la ZCIT est dans sa position la plus méridionale (au niveau du Mozambique, Figure 12a et b). C'est la saison sèche en Afrique de l'Est, mais quelques pluies peuvent survenir au sud, au plus près de la ZCIT. En mars et en décembre, suivant le cycle astronomique, le sud de la région se trouve plus directement placé sous l'influence de la ZCIT, qui se décale un peu vers l'équateur, d'où des précipitations plus importantes dans cette zone.

En avril et mai, l'ensemble de la région est plus ou moins placé sous l'influence de la ZCIT. La position en latitude n'a alors plus d'effet : les disparités spatiales s'atténuent (Figure 4 et Figure 15). C'est pourquoi, pendant ces deux mois, les relations entre précipitations et latitudes sont faibles (r inférieurs à 0,11 en valeur absolue).

Pendant l'été boréal (de juin à septembre), la relation est de nouveau significative : il pleut plus au nord qu'au sud (coefficients de corrélation positifs, entre 0,15 et 0,40). Entre juillet et août, la ZCIT atteint sa position la plus septentrionale (**Figure 12**), favorisant ainsi les stations les plus au nord de la zone. Au sud, par l'effet de la subsidence australe et la présence d'une divergence dans les flux de basse couche (Anyamba et Kiangi, 1985), les précipitations restent limitées. L'été boréal est ainsi marqué par de faibles pluies moyennes (saison sèche) mais aussi par une forte variabilité spatiale (**Figure 4**), dues aux contrastes nord (humide)/sud (sec).

La dernière période est celle de la petite saison des pluies (d'octobre à décembre). La relation entre les latitudes et les moyennes pluviométriques évolue rapidement au cours de ces trois mois. De positive en début de saison (r entre 0,25 et 0,35, R^2 de 5 et 15 %, donc des pluies plus importantes au nord), elle devient négative en décembre ($r=-0,3$ et $R^2=10$ %, donc, au contraire, des pluies plus importantes au sud). Cette évolution est à relier au mouvement de la ZCIT, qui passe à nouveau au-dessus de la région (**Figure 12j** à l), du nord vers le sud. Ce mouvement explique le changement de signe dans la relation.

Les relations entre latitudes et normales mensuelles dans la région « Vaal – Orange » ont aussi une saisonnalité marquée : elles sont négatives pendant la saison sèche (hiver austral) et positives au cours de la saison pluvieuse (été austral). Donc, en été (hiver) austral, les stations les plus arrosées sont localisées au nord (sud) de la région (**Figure 13**).

La région « Vaal – Orange » est une zone de contact entre les domaines tropical et méditerranéen. En hiver austral, les précipitations concernent principalement la région du Cap (Richard *et al.*, 2002) et, en marge, les stations du sud de la zone (corrélations négatives, comprises entre -0,65 et -0,80). En été austral, les relations sont positives (r compris entre 0,3 et 0,8, soient des R^2 de 9 à 36 %), montrant que les stations du nord de la région ont des précipitations plus importantes que celles du sud. La diminution de l'intensité de la relation entre latitudes et précipitations en fin de saison peut s'expliquer par l'origine des systèmes pluvio-gènes. Entre octobre et décembre, la circulation d'ouest (en provenance de l'océan Atlantique) et ses perturbations sont le moteur de la pluviométrie (Richard *et al.*, 2002 et **Figure 15d** à f).

Entre janvier et avril, les mécanismes pluvio-gènes du domaine tropical dominant (**Figure 15g** à j). Cette influence se manifeste par la présence d'ondes d'est au sein de la circulation d'alizés, en provenance de l'océan Indien (Richard *et al.*, 2002). Ces ondes d'est sont importantes pour la formation de précipitations dans la région.

2.5 Hiérarchisation de l'intensité de la relation entre paramètres « ALLOLA » et précipitations moyennes

L'étude des corrélations entre précipitations moyennes mensuelles et les coordonnées géographiques tridimensionnelles permet d'établir une hiérarchie dans les déterminants « ALLOLA ».

Aux échelles de temps et d'espace considérées, l'altitude n'a qu'un rôle mineur sur la distribution spatiale des précipitations moyennes mensuelles (**Tableau 1**). Elle n'explique, au maximum, que 10 % de la distribution, aussi bien en Afrique de l'Est qu'en Afrique du Sud.

Tableau 1 : Hiérarchie des facteurs « ALLOLA » dans la distribution spatiale des précipitations moyennes mensuelles en région a) « Rift oriental » et b) « Vaal – Orange ».

a)

	Janv.	Fév.	Mars	Avr.	Mai	Juin	Juil.	Août	Sept.	Oct.	Nov.	Déc.
Alt.				1	1							
Lon.	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2
Lat.	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3

b)

	Juil.	Août	Sept.	Oct.	Nov.	Déc.	Janv.	Fév.	Mars	Avr.	Mai	Juin
Alt.									1	1	1	1
Lon.	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2
Lat.	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3

Hiérarchie :

1	2	3
---	---	---

La position géographique des stations est un facteur important de la distribution des moyennes pluviométriques, en relation avec la circulation atmosphérique qui s'établit au-dessus de chacune des zones. Mais cette hiérarchie évolue d'une saison à l'autre, ainsi qu'au cours de chacune des saisons (**Figure 17**).

Dans la région « Rift oriental » (**Figure 17a**), la répartition spatiale des précipitations estivales est liée à l'altitude (**Figure 9**) et à la longitude (**Figure 10**). En avril et mai, l'altitude a l'effet le plus important du groupe « ALLOLA », mais ne contribue à expliquer la répartition des précipitations que dans de faibles proportions. En début d'année et au cours de la petite saison des pluies, la position en latitude des stations est importante pour leur pluviométrie.

Dans la région « Vaal – Orange » (**Figure 17b**), la saison humide est divisée en deux : les effets combinés de la longitude et de la latitude sur la répartition des pluies, importants d’octobre à janvier, diminuent entre février et avril (**Figure 10** et **Figure 16**). En hiver austral, la longitude est le facteur le plus important dans la distribution spatiale des précipitations, ce qui signifie que les rares pluies se concentrent sur l’est du domaine.

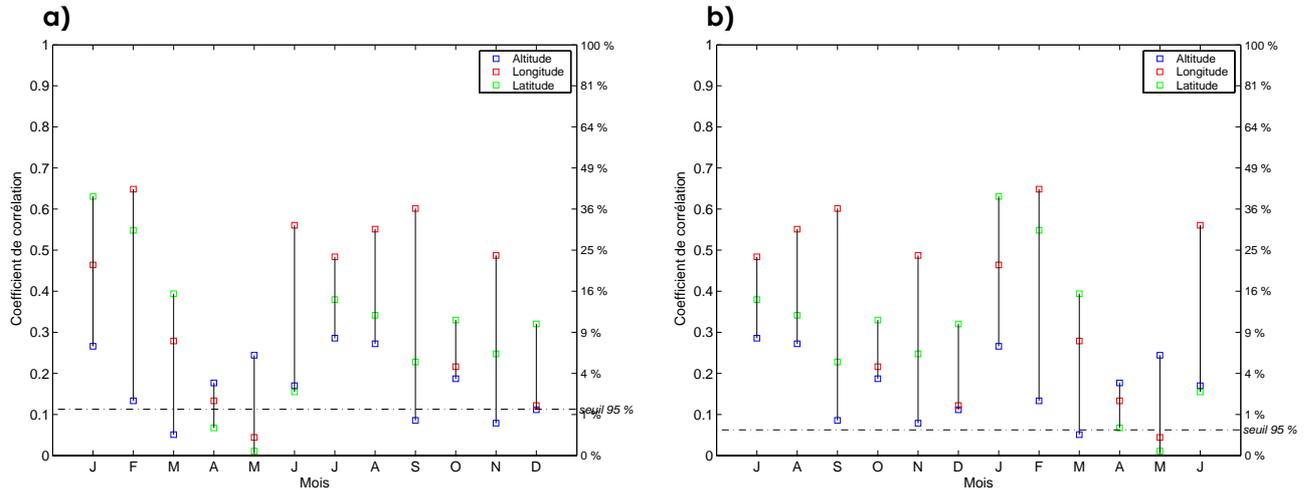


Figure 17 : Corrélations partielles mensuelles entre les précipitations moyennes et chacun des descripteurs « ALLOLA », indépendamment des deux autres.

La hiérarchie des descripteurs et l’intensité des corrélations sont présentées pour les régions a) « Rift oriental » et b) « Vaal – Orange ». Les pourcentages des échelles de droite désignent les coefficients de détermination.

Jusqu’à présent, seul l’effet du positionnement des stations sur leur pluviométrie a été abordé. Le rôle du relief a paru très faible, mais il n’était décrit que par l’altitude, mesurée localement, à la station. La longitude joue un rôle fondamental, la latitude un rôle évoluant au cours de l’année. L’effet de l’altitude, unique paramètre au travers duquel l’influence du relief a été analysée, est modeste (de l’ordre de 10 % des variations). Nous allons maintenant étudier la relation entre le relief et les précipitations stationnelles moyennes mensuelles, en tentant d’appréhender l’orographie dans toute sa complexité, et non au travers de la seule altitude des stations.

Chapitre 3 : Le relief dans sa complexité et sa relation avec les précipitations moyennes

À l'échelle des zones étudiées, à savoir quelques centaines de milliers de kilomètres carrés, l'altitude n'a apparemment qu'une faible influence sur la distribution spatiale des moyennes pluviométriques. Mais le relief ne peut être appréhendé par la seule altitude de la station. Il convient donc de définir d'autres descripteurs, à plusieurs échelles, autour de la station. En effet, des études ont montré que les caractéristiques topographiques à large échelle sont mieux corrélées avec les précipitations que les caractéristiques topographiques définies au niveau de la station (Daly *et al.*, 1994).

3.1 Définir l'environnement topographique des stations

Nous présentons ici les principes généraux de la description de cet environnement topographique, avec la présentation des échelles de travail et des descripteurs du relief.

3.1.1 Les principes généraux : échelles de travail, modèle numérique de terrain et types de descripteurs

L'environnement topographique est considéré à plusieurs échelles, afin d'identifier les plus pertinentes quant à la distribution spatiale des moyennes pluviométriques. Trente-cinq carrés de 9 à 213 km de côté sont construits autour des stations (**Figure 18**), carrés à l'intérieur desquels sont définis différents descripteurs de l'environnement topographique. Un carré de 9 km de côté est le minimum possible pour appliquer la méthodologie employée dans le présent travail et permet d'appréhender les relations d'échelle fine entre le relief et les précipitations. Des carrés de plus de 213 km de côté, qui débordent largement le périmètre des régions étudiées, n'ont pas été retenus ici, car nous supposons que la topographie située au-delà de cette distance n'a qu'un impact indirect, qui sera décrit par les éventuels gradients zonaux ou méridiens à l'échelle de la région tout entière.

Le calcul des descripteurs définis par la suite est fait sur un modèle numérique de terrain ou MNT. Notre choix s'est porté sur le MNT GTOPO30 (USGS, 1996) de l'USGS (United States Geological Survey), qui propose une couverture mondiale et dont la grille présente une résolution horizontale de 30 secondes d'arc, soit environ 1 km à l'équateur. Les sources de ce MNT sont multiples (USGS, 1996), principalement sous formes vectorielles et raster (points de grille). Ce MNT a pour atout principal sa résolution, ce qui permet d'avoir une lecture fine du relief, suffisamment en tout cas au niveau des deux régions étudiées. Mais il présente des faiblesses, notamment dans les régions mélangeant les sources, qui présentent des reliefs plus grossiers et des valeurs absolues erronées. Cependant, dans les régions « Rift oriental » et « Vaal – Orange », il n'est pas apparu de problèmes concernant les altitudes.

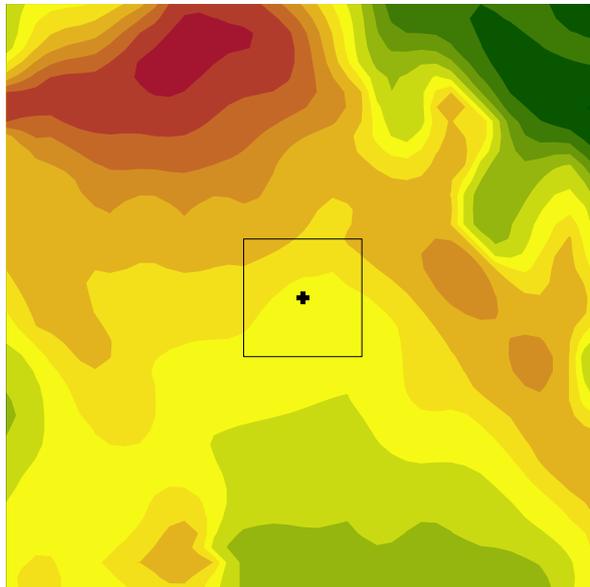


Figure 18 : Une station de mesure S1 (+), son environnement topographique et la définition de la fenêtre principale (□).

Le cas présenté ici est théorique, sans échelle

Les descripteurs de l'environnement topographique sont répartis dans deux groupes distincts (quantitatifs et morphologiques), dont la caractéristique majeure est leur niveau de complexité dans leur capacité à décrire la topographie.

Les descripteurs quantitatifs décrivent la pente moyenne, l'altitude moyenne et sa variabilité. Cette variabilité permet de rendre compte de la rugosité du relief autour des stations : elle donne une indication sur l'environnement topographique des stations. Une forte variabilité indique une diversité dans le relief avoisinant (haut sommet isolé dans une plaine, vallée...). Au contraire, une faible variabilité montre une monotonie du relief. L'écart-type des altitudes sert à caractériser cette variabilité de l'altitude.

La définition des descripteurs morphologiques est une adaptation de la méthode proposée par Bénichou et Le Breton, 1987), la méthode AURELHY. Dans leur étude, les auteurs utilisent la topographie afin de reconstruire statistiquement des champs pluviométriques moyens. Ainsi, à partir d'un réseau de stations de mesures et d'un modèle numérique de terrain, Bénichou et Le Breton exposent « *une méthode de codage et de reconnaissance automatique de "paysage" sur un domaine géographique déterminé* ». Cette méthode consiste, pour une station donnée, à reconnaître les formes du « paysage topographique » qui l'entoure, que nous nommerons organisation de base du relief.

Pour cela, les auteurs définissent une fenêtre carrée (11 kilomètres de côté) autour de chacune des stations utilisées, permettant ainsi de caractériser l'environnement topographique par 121 valeurs d'altitudes. Pour les auteurs, cette taille de fenêtre répond au besoin de trouver un « *compromis entre distance moyenne entre postes pluviométriques et [le] désir de retrouver grâce aux paramètres de relief la variance de "moyenne échelle" du champ pluviométrique* ».

Pour notre part, nous avons mis de côté la notion de distance moyenne entre postes. En effet, les échantillons disponibles pour les deux régions d'étude ont des caractéristiques différentes de celles du réseau français analysé par Bénichou et Le Breton. En Afrique du Sud, il aurait été effectivement possible d'appliquer un critère de distance, puisque le réseau est relativement homogène (excepté au nord-ouest) et dense (36 stations pour un carré de 100 x 100 km). Mais appliquer ce critère à l'Afrique de l'Est aurait fait perdre une partie de l'information topographique, puisque le réseau n'est pas homogène et présente une faible densité de stations (8 stations pour un carré de 100 x 100 km). Afin de conserver au maximum l'information topographique, le critère de distance n'est pas appliqué.

Par contre, la notion de variance liée à l'échelle est conservée et même complétée. En effet, on suppose *a priori* que la répartition spatiale des précipitations moyennes est liée à différents systèmes pluviogènes agissant à différentes échelles spatiales. Dans le but d'estimer au mieux les effets d'échelle, la première étape de notre méthode a été d'étudier les relations entre relief et précipitations moyennes à différentes échelles, ce qui est une originalité par rapport au travail de Bénichou et Le Breton. Nous avons défini, autour des stations, des fenêtres de tailles croissantes, en espérant ainsi capter l'influence de systèmes pluviogènes d'échelle différente sur la répartition spatiale des précipitations.

Une autre variante a été introduite dans notre méthode : plutôt que de travailler sur l'ensemble des altitudes, chaque fenêtre F de côté K est divisée en neuf sous-fenêtres f

(**Figure 19a**) où est calculée l'altitude moyenne (**Figure 19b**). Quelle que soit l'échelle, l'environnement topographique est donc décrit par neuf moyennes altitudinales. Cette procédure vise à rendre compte de phénomènes d'échelles différentes, sachant que ceux d'échelle locale ne sont pas supposés avoir une incidence sur la pluie s'ils se produisent à distance de la station de référence.

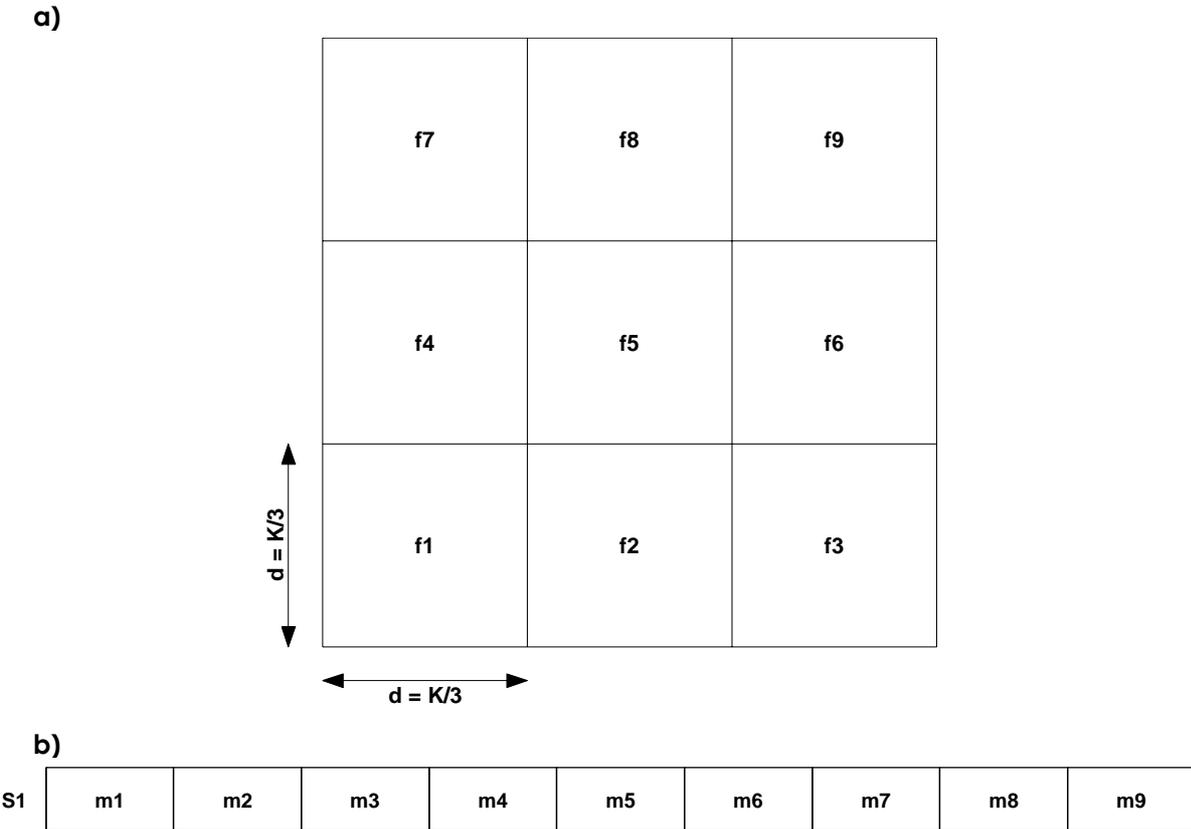


Figure 19 : La fenêtre principale, les 9 sous-fenêtres (a) et les 9 moyennes altitudinales (de m1 à m9) associées (b)

À partir de la matrice d'altitudes, des descripteurs élémentaires du relief sont utilisés afin d'améliorer notre connaissance des reliefs rencontrés dans les deux régions et de décrire au mieux la complexité de leur organisation. L'utilisation de ces paramètres dans notre étude présente deux avantages majeurs : la description par paramètres élémentaires est éprouvée (Hevesi *et al.*, 1992a ; Daly *et al.*, 1994) et est simple à mettre en place. Trois types de paramètres ont ainsi été retenus, afin de décrire au mieux l'environnement topographique des stations :

- l'élévation absolue,
- la variation relative,
- la pente.

3.1.2 L'altitude moyenne plutôt que l'altitude stationnelle

Au niveau mensuel, il existe des relations entre l'altitude des stations et les moyennes mensuelles pluviométriques. Cependant, afin de respecter une cohérence dans la constitution des descripteurs topographiques, l'altitude des stations est abandonnée au profit de l'altitude moyenne, calculée autour de chaque station.

À partir de la fenêtre définie autour de la station, avec K le côté de la fenêtre F utilisée, la moyenne des K^2 altitudes est calculée (Équation 3.1). Cette formule est applicable à toute taille de fenêtre.

$$Altm_s = \frac{1}{K^2} \sum_{i=1}^{K^2} a_i \quad (3.1)$$

Avec :

$Altm_s$ est l'altitude moyenne à la station s en mètre,
 K^2 le nombre total de valeurs dans la fenêtre,
 a l'altitude au point i .

3.1.3 Tenir compte de la diversité topographique : la rugosité

Cependant, l'altitude moyenne hiérarchise seulement les stations les unes par rapport aux autres, sans tenir compte effectivement de l'environnement topographique, notamment les variations relatives des altitudes autour d'une station. Afin de paramétriser cette complexité altitudinale, l'écart-type est calculé autour de la station (Équation 3.2), dans la même fenêtre que celle utilisée pour la définition des configurations topographiques et de l'altitude moyenne.

$$Rugos_s = \sqrt{\frac{1}{K^2} \sum_{i=1}^{K^2} (a_i - Altm_s)^2} \quad (3.2)$$

Avec :

$Rugos_s$ est l'écart-type à la station s ,
 $Altm_s$ la moyenne altitudinale,
 a_i l'altitude du point i ,
 K^2 le nombre total de valeurs altitudinales dans la fenêtre F .

Comme avec l'altitude moyenne, l'écart-type est multiscalaire puisque lié au nombre de valeurs altitudinales comprise dans la fenêtre (K^2). On obtient donc un indice de rugosité.

3.1.4 La pente moyenne, descripteur simple des formes du relief

Afin d'améliorer la connaissance des formes du relief autour des stations, la pente est ajoutée comme descripteur du relief. Sur l'ensemble des algorithmes disponibles pour l'estimation des pentes à partir d'un MNT, la méthode dite « Maximum Downhill Slope » (Dunn et Hickey, 1998) a été retenue (**Équation 3.3**). Elle présente l'avantage de ne pas surestimer les valeurs de pente et de tenir compte de la variabilité locale.

L'estimation de la pente est basée sur la recherche de la plus forte pente autour d'un point central, choisie parmi huit directions données : le nord, le nord-est, l'est, le sud-est, le sud, le sud-ouest, l'ouest et le nord-ouest (**Figure 19a**).

Contrairement au calcul de l'altitude moyenne et de l'écart-type, la pente est calculée à partir des moyennes par sous-fenêtres. Pour rappel, la **Figure 19b** présente les moyennes (de **m1** à **m9**) calculées pour une fenêtre carrée de **K** kilomètres de côté autour de la station **S1**.

$$Pentm_i = \max\left(\frac{(m_5 - m_i)}{Dc}\right) \times 100 \quad (3.3)$$

Pour $i=1..9$,
Pentm est la pente en %,
Dc la distance au point central (f_5),
 m_5 l'altitude moyenne au centre,
 m_i la moyenne altitudinale au point i .

L'algorithme est basé sur la différence entre la moyenne altitudinale au centre de la fenêtre et la moyenne altitudinale des directions définies plus haut. Les différences entre moyennes altitudinales sont pondérées par la distance. Dans notre cas, la distance est liée à la résolution du MNT (d) et au fenêtrage (K). Ainsi, seul K variera (K = côté de la fenêtre carrée en km), d étant fixe ($d = 1.000m$). Pour les azimuts $0, 90^\circ, 180^\circ$ et 270° , $Dc = K \times d$. Pour les azimuts $45^\circ, 135^\circ, 225^\circ$ et 315° , $Dc = K \times d \times \sqrt{2}$.

Ces trois paramètres ne sont pas les seuls descripteurs possibles de la topographie mais ils ont l'avantage d'être simples à mettre en œuvre et à interpréter.

3.1.5 Les descripteurs morphologiques : une combinaison de formes et d'orientations

Ce type de descripteurs permet de schématiser le relief, en tenant compte, à la fois, de l'orientation et de la forme.

Afin de condenser l'information obtenue, Bénichou et Le Breton, 1987) ont appliqué à leur matrice d'altitude une analyse en composantes principales (ACP). Le résultat de cette analyse est la mise en évidence de structures fondamentales d'organisation du relief, tels les pentes régulières, les crêtes, les cols, etc., ainsi que l'importance de leur contribution à la structuration du relief régional. Cependant, l'application d'une ACP sur nos deux régions a mis en évidence deux problèmes importants.

Le premier est l'instabilité des configurations de base d'une échelle spatiale à l'autre. Que ce soit pour la région « Rift oriental » ou la région « Vaal – Orange », l'échelle de travail a une influence sur le résultat de l'ACP, plus particulièrement sur l'ordre des configurations de base en sortie. Ainsi, une pente orientée à l'est peut sortir en premier pour une échelle et en troisième pour une autre échelle. Il faut donc veiller à réorganiser les configurations, afin de retrouver à la même position une configuration, quelle que soit l'échelle.

Le second est lié à l'organisation du relief dans chacune des régions. En effet, la comparaison de l'Afrique de l'Est et de l'Afrique du Sud a montré que la structuration du relief n'était pas influencée par les mêmes configurations de base. Dans la région « Rift oriental », le relief s'organise principalement selon des axes méridiens (nord/sud) et zonaux (est/ouest). En Afrique du Sud, l'organisation du relief suit des configurations transversales, les orientations principales étant sud-est / nord-ouest et sud-ouest / nord-est.

Si, pour la région « Rift oriental » cette méthode a pu être retenue (Oettli et Camberlin, 2005¹), elle était d'application malaisée pour la comparaison des deux régions étudiées dans cette thèse. Afin de s'affranchir de ces difficultés, le choix s'est porté non pas sur l'utilisation de l'ACP mais sur la définition *a priori* de configurations de base théoriques. Ainsi, on impose des organisations de relief qui ne sont pas celles d'une région en particulier mais celles susceptibles d'être rencontrées sur les deux régions.

Sept configurations théoriques sont retenues, pouvant être regroupées en trois grandes familles :

¹ publié dans la revue Climate Research, voir Annexe IV

- les versants,
- les crêtes / thalwegs,
- les sommets / cuvettes isolé(e)s.

Avant de décrire rapidement les différentes configurations utilisées, il convient d'apporter au lecteur des précisions sur les figures qui vont suivre. Chacun de ces « paysages » de base n'a pas une géométrie figée, en lien avec la méthode employée. En réalité, chaque configuration peut être considérée comme une photographie qui peut être lue en « positif » ou en « négatif ». Ici, seuls les « positifs » sont présentés, les altitudes les plus fortes étant signalées par une teinte sombre et les altitudes les plus faibles par une teinte claire. Mais ce sont des configurations théoriques, au signe près. Ainsi, par une simple inversion de signe, la première configuration présentée devient un versant exposé à l'est, la dernière une cuvette, etc. Donc, elles sont à la fois sommet et creux, crête et vallée... Nous verrons, par la suite, ce que représentent physiquement ces configurations sur chacun des terrains étudiés.

Les deux régions étudiées ont un relief marqué, mais assez bien structuré. On peut donc supposer que la définition de versant est appropriée dans un contexte topographique contrasté. Les exemples accompagnant la définition des configurations-types sont surtout pris à l'échelle régionale, la plus simple à décrire à partir des cartes du relief présentées plus haut. Mais il est bien évident que ces configurations organisent le relief à différentes échelles. C'est même sur ce postulat d'influence multiéchelle que repose une partie du travail présenté ici.

Les configurations définies ici, présentant des pentes régulières, sont établies à partir simplement des matrices de neuf moyennes altitudinales présentées précédemment. Les échelles sont relatives, permettant de connaître où se situent les altitudes les plus basses et les plus élevées.

Le premier type est un versant exposé à l'ouest (**Figure 20**). C'est le cas, par exemple, dans la région « Rift oriental », des pentes dominant à l'est le lac Victoria. Pour la région « Vaal – Orange », il schématise l'augmentation régulière des altitudes vers l'est de la région. Dans la suite du document, cette configuration sera citée par le terme « **VeOE** » (**Versant Ouest/Est**).

Le second type est un versant exposé au sud (**Figure 21**), comme ceux présentés par des sommets isolés, tel le Kilmandjaro dans la région « Rift oriental ». Le versant exposé au sud sera, par la suite, désigné par le terme « **VeSN** » (**Versant Sud/Nord**).

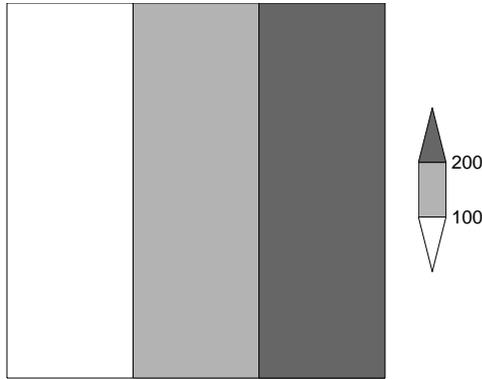


Figure 20 : Configuration « VeOE », versant exposé à l'ouest

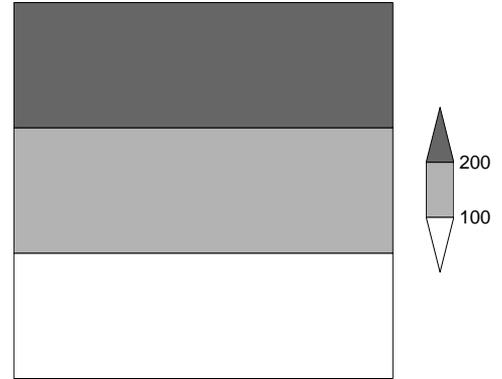


Figure 21 : Configuration « VeSN », versant exposé au sud

La combinaison des structures « **VeOE** » et « **VeSN** » permet de définir toutes sortes d'autres expositions. En complément des versants isolés, sont définies des oppositions de versants, que ce soit par la présence de crêtes (exemples présentés par les figures) ou de vallées.

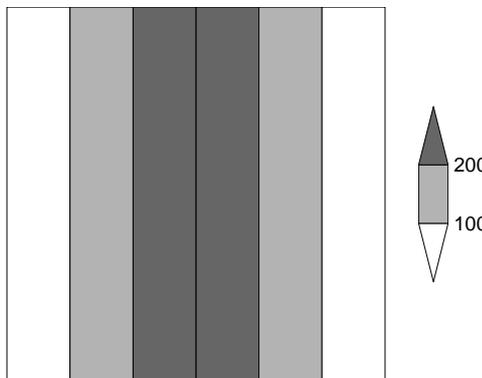


Figure 22 : Configuration « CrThNS », ligne de crête d'orientation nord/sud

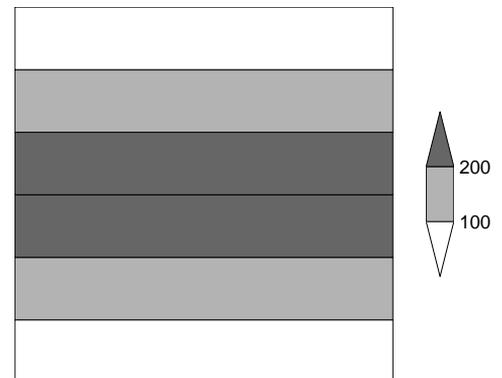


Figure 23 : Configuration « CrThEO », ligne de crête d'orientation est/ouest

Les thalwegs et crêtes de direction méridienne (**Figure 22**) sont particulièrement représentés par la vallée du Rift, dans la région « Rift oriental ». La crête d'axe est-ouest (**Figure 23**) est moins facile à distinguer, que ce soit dans la région « Rift oriental » ou dans la région « Vaal – Orange ». Cependant, cette configuration joue un rôle dans l'organisation des reliefs à des échelles fines.

Comme pour les deux configurations précédentes, des acronymes serviront à désigner celles-ci : « **CrThNS** » (**Crête/Thalweg d'axe Nord/Sud**) et « **CrThEO** » (**Crête/Thalweg d'axe Est/Ouest**).

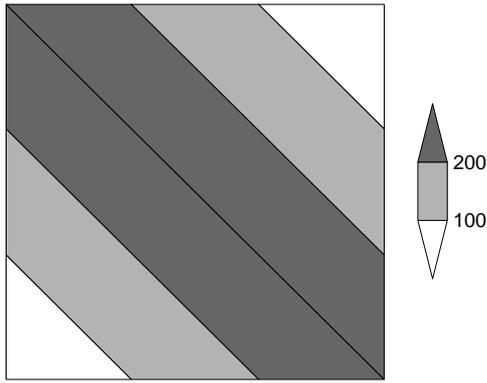


Figure 24 : Configuration « CrThNOSE », ligne de crête d'orientation nord-ouest/sud-est

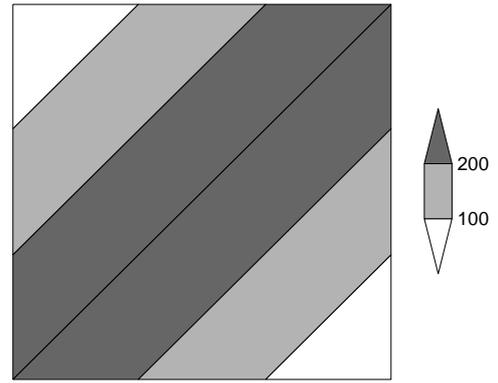


Figure 25 : Configuration « CrThNESO », ligne de crête d'orientation nord-est/sud-ouest

Les deux configurations suivantes décrivent également les crêtes ou thalwegs, mais obliques. Elles se rencontrent notamment dans la région « Rift oriental » : une crête d'orientation nord-ouest /sud-est (**Figure 24**) pour le Kilimandjaro, une crête d'orientation nord-est/sud-ouest (**Figure 25**) pour le mont Kenya. Par la suite, les acronymes suivants seront utilisés : « **CrThNOSE** » (**Cr**ête/**Th**alweg d'orientation **Nord-O**uest/**Sud-E**st) et « **CrThNESO** » (**Cr**ête/**Th**alweg d'orientation **Nord-E**st/**Sud-O**uest).

Enfin, la dernière configuration (**Figure 26**) correspond à un sommet ou une à cuvette isolée.

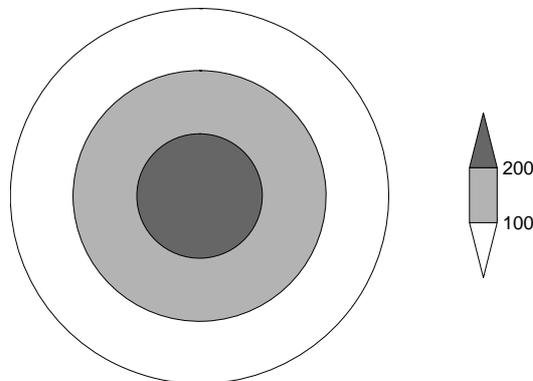


Figure 26 : Configuration « SomCuv », sommet ou cuvette isolé(e)

Elle s'adapte plus particulièrement à la région « Rift oriental », par la présence de nombreux hauts sommets isolés (du type mont Kenya ou Kilimandjaro). L'acronyme « **SomCuv** » (**S**ommet/**C**uvette **I**solé(e)) servira à désigner cette configuration idéalisée.

Sont donc définies sept configurations de base du paysage, dont les combinaisons permettent de décrire en grande partie les formes du relief dans les deux régions étudiées.

La **Figure 27** est un exemple de la combinaison de deux configurations de base du relief. En associant une crête d'orientation nord-ouest/sud-est à un sommet isolé, on obtient un massif isolé de même orientation. C'est ainsi le cas, approximativement, du Kilimandjaro. Cependant, l'interprétation de cette combinaison est liée aux signes : on pourrait aussi obtenir une dépression d'orientation nord-ouest/sud-est.

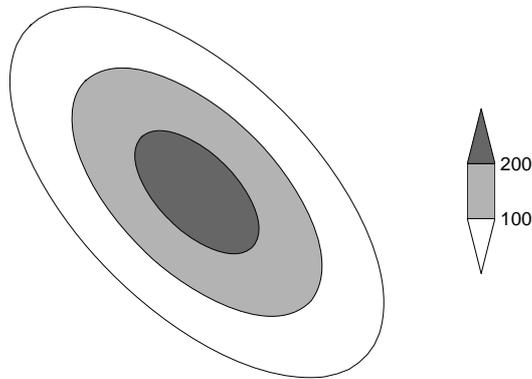


Figure 27 : Combinaison d'une crête d'orientation nord-ouest/sud-est et d'un sommet isolé

D'autres combinaisons plus complexes, mélangeant trois, quatre configurations ou plus sont ainsi possibles, permettant donc une description fidèle des formes du relief.

Cependant, l'emploi de cette méthode présente des avantages et des inconvénients. Parmi les points positifs, on peut relever la stabilité des formes de base d'une taille de fenêtre à l'autre, la transition facile des configurations d'une zone à l'autre et la facilité de leur interprétation d'un point de vue physique.

Mais contrairement aux « paysages » de la méthode AURELHY définis par ACP, nos propres configurations ne respectent pas toutes la « nécessaire orthogonalité » des axes. Le tableau suivant (**Tableau 2**) présente les colinéarités entre configurations.

Ainsi, seuls les versants (**Figure 20** et **Figure 21**) sont orthogonaux aux autres configurations (0 % de variance commune). Les crêtes / vallées méridiennes et zonales (**Figure 22** et **Figure 23**) sont orthogonales entre elles, mais faiblement liées aux crêtes/vallées obliques (**Figure 24** et **Figure 25**), avec des parts de variance commune de 5 %. Ces mêmes configurations obliques, ainsi que la position en sommet/cuvette (**Figure 26**), ne sont pas orthogonales aux autres (jusqu'à 40 % de variance commune).

Tableau 2 : Colinéarités (variance commune) des configurations topographiques théoriques

VeOE	100						
VeSN	0	100					
CrThOE	0	0	100				
CrThNS	0	0	0	100			
CrThNOSE	0	0	5	5	100		
CrThNESO	0	0	5	5	40	100	
SomCuv	0	0	25	25	18	18	100
	VeOe	VeSN	CrThOE	CrThNS	CrThNOSE	CrThNESO	SomCuv

3.1.6 De la théorie des configurations à leur projection sur le terrain

Après avoir construit ces configurations théoriques, il est nécessaire de leur associer les indices stationnels. En effet, il s'agit de connaître la représentativité de chacune des configurations dans l'environnement topographique des stations de mesure. En d'autres termes, quelle(s) configuration(s) schématise(nt) au mieux la topographie environnante d'une station donnée ?

Dans un premier temps, les environnements topographiques sont projetés sur les configurations théoriques. Cette étape est semblable à ce qui se passe dans une ACP. Cette analyse détermine des axes factoriels résumant au mieux l'information de départ. Par projection orthogonale sur ces axes, les individus sont décrits par de nouvelles coordonnées. De même, dans la méthodologie adoptée, on calcule ces coordonnées, grâce à la projection de l'environnement topographique des stations sur nos configurations idéalisées.

Soit **CONF** la matrice des configurations topographiques (**Équation 3.4**) des *st* stations, décrites par les altitudes moyennes (*m*) calculées pour les neuf sous-fenêtres :

$$\mathbf{CONF} = \begin{pmatrix} m_{1,1} & \cdots & \cdots & \cdots & m_{1,9} \\ \vdots & \ddots & \vdots & \ddots & \vdots \\ m_{i,1} & \cdots & m_{i,j} & \cdots & m_{i,9} \\ \vdots & \ddots & \vdots & \ddots & \vdots \\ m_{st,1} & \cdots & \cdots & \cdots & m_{st,9} \end{pmatrix} \quad (3.4)$$

Avec :

$m_{i,j}$ l'altitude moyenne obtenue pour la fenêtre j et la station i ,
 $st = 305$ dans la région « Rift Oriental », et $st = 1160$ dans la région « Vaal – Orange »,
 $f = 9$.

Afin de projeter cette matrice sur les configurations, il convient, au préalable, de centrer les altitudes pour chaque station par la moyenne altitudinale des neuf sous-fenêtres (Équation 3.5).

$$vc_{i,j} = m_{i,j} - \bar{m}_i \quad (3.5)$$

Avec :

$vc_{i,j}$ la valeur centrée,
 $m_{i,j}$ l'altitude moyenne de la fenêtre j et de la station i ,
 \bar{m}_i , la moyenne altitudinale des neuf sous-fenêtres.

On obtient ainsi la matrice **CONFc** (Équation 1.6) où chaque station est désormais décrite par neuf valeurs centrées (vc).

$$\mathbf{CONFc} = \begin{pmatrix} vc_{1,1} & \cdots & \cdots & \cdots & vc_{1,f} \\ \vdots & \ddots & \vdots & \ddots & \vdots \\ vc_{i,1} & \cdots & vc_{i,j} & \cdots & vc_{i,f} \\ \vdots & \ddots & \vdots & \ddots & \vdots \\ vc_{st,1} & \cdots & \cdots & \cdots & vc_{st,f} \end{pmatrix} \quad (3.6)$$

L'utilisation d'une matrice de valeurs centrées (**CONFc**), au lieu de valeurs centrées-réduites, permet de conserver la variabilité altitudinale entre les stations. Soient deux stations **A** et **B** présentant des environnements topographiques équivalents (Figure 28) et la configuration théorique « sommet/cuvette isolée » (Figure 26). La projection de la station **A** (**B**) sur la configuration théorique aura donc un poids plus faible (important).

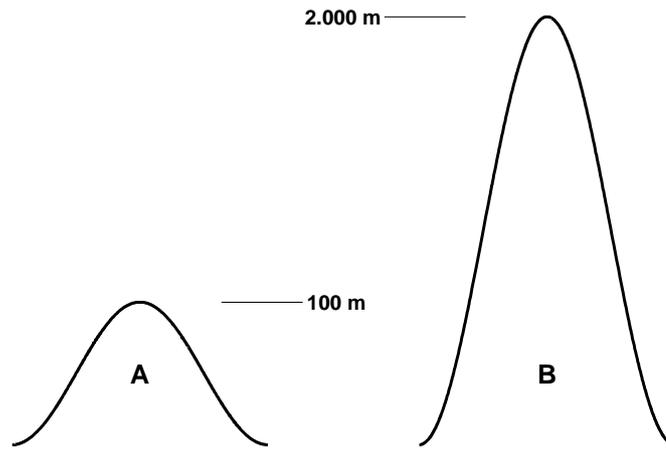


Figure 28 : Deux configurations identiques, mais avec un différentiel altitudinal marqué

Nous utilisons aussi **CT** (Équation 3.7), la matrice des configurations théoriques, où les valeurs de 1 à 3 désignent les altitudes relatives moyennes des neuf sous-fenêtres les unes par rapport aux autres :

$$\mathbf{CT} = \begin{pmatrix} 1 & 1 & 1 & 1 & 1 & 3 & 1 \\ 2 & 1 & 2 & 1 & 2 & 2 & 1 \\ 3 & 1 & 1 & 1 & 3 & 1 & 1 \\ 1 & 2 & 1 & 2 & 2 & 2 & 1 \\ 2 & 2 & 2 & 2 & 3 & 3 & 2 \\ 3 & 2 & 1 & 2 & 2 & 2 & 1 \\ 1 & 3 & 1 & 1 & 3 & 1 & 1 \\ 2 & 3 & 2 & 1 & 2 & 2 & 1 \\ 3 & 3 & 1 & 1 & 1 & 3 & 1 \end{pmatrix} \quad (3.7)$$

La projection des configurations topographiques se fait par multiplication matricielle (Équation 3.8). Pour une station i et une configuration théorique j , on obtient la valeur $proj_{i,j}$.

$$proj_{i,j} = \sum_{k=1}^f vcr_{i,k} ct_{k,j} \quad (3.8)$$

Pour $i = 1..st$ et $j = 1..7$.

Et pour l'ensemble des stations et des configurations idéalisées, on obtient la matrice **PROJ** (Équation 3.9).

$$\mathbf{PROJ} = \begin{pmatrix} proj_{1,1} & \cdots & proj_{1,j} & \cdots & proj_{1,7} \\ \vdots & \ddots & \vdots & \ddots & \vdots \\ proj_{i,1} & \cdots & proj_{i,j} & \cdots & proj_{i,7} \\ \vdots & \ddots & \vdots & \ddots & \vdots \\ proj_{st,1} & \cdots & proj_{st,j} & \cdots & proj_{st,7} \end{pmatrix} \quad (3.9)$$

La matrice **PROJ** indique dans quelle mesure l'environnement topographique des stations peut être décrit par chacune des sept configurations théoriques.

Chaque station est donc caractérisée par une coordonnée sur chacune des configurations idéalisées définies au-dessus. Pour évaluer la représentativité de la topographie par les configurations théoriques, les parts de variances communes aux configurations théoriques et aux environnements topographiques sont calculées pour une taille de fenêtre donnée (Équation 3.10). On définit ainsi un indice de représentativité $IR_{s,c}$ de la station s par la configuration c .

$$IR_{s,c} = \left(\frac{\frac{1}{9} \sum_{f=1}^9 (\mathbf{CONF}_s - \overline{\mathbf{CONF}}_s)(\mathbf{CT}_{f,c} - \overline{\mathbf{CT}}_{f,c})}{\sigma_{\mathbf{CONF}} \sigma_{\mathbf{CT}}} \right)^2 \quad (3.10)$$

Avec :

CONF la matrice des environnements topographiques (Équation 3.4),

$\overline{\mathbf{CONF}}_s$ la moyenne pour la station s ,

CT la matrice des configurations théoriques (Équation 3.7),

$\overline{\mathbf{CT}}_f$ la moyenne pour la configuration f ,

$f = 1 \dots 9$,

$c = 1 \dots 7$.

La moyenne par configuration (Équation 3.11) exprime la représentativité de chaque configuration théorique, en pourcentage.

$$\overline{IR}_c = \frac{1}{st} \sum_{s=1}^{st} IR_{s,c} \times 100 \quad (3.11)$$

Avec :

$IR_{s,c}$ l'indice de représentativité (Équation 3.10) pour la station s et la configuration c ,

\overline{IR}_c l'indice moyen de représentativité de la configuration c ,

$st = 305$ dans la région « Rift oriental », $st = 1160$ dans la région « Vaal – Orange ».

La **Figure 29** montre, pour chaque configuration théorique, la distribution des indices moyens de représentativité (\overline{IR}_c), calculés pour les différentes fenêtres (de 9 à 213

kilomètres), sous la forme de « boîtes-à-moustaches ». On a donc, pour chacune des configurations théoriques trente-cinq \overline{IR}_c (voir section 3.1.1).

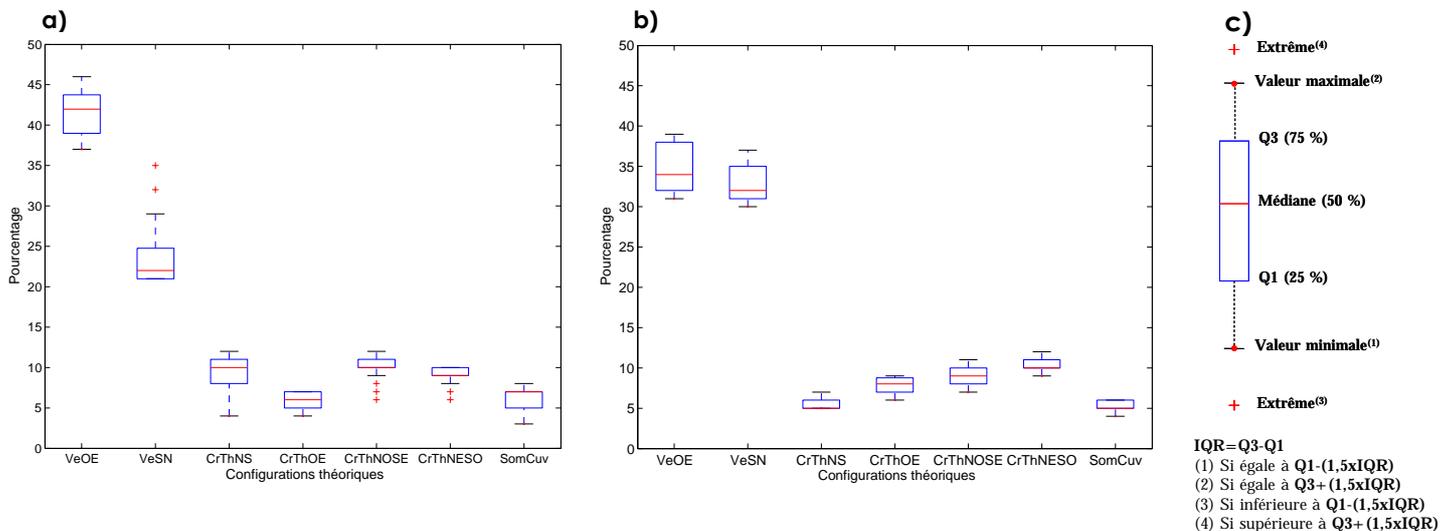


Figure 29 : Représentativité des configurations théoriques dans l'environnement topographique des stations

a) région « Rift Oriental », b) région « Vaal – Orange », c) lecture des « boîtes à moustaches »

La « boîte-à-moustaches » (**Figure 29c**) représente la distribution statistique d'une série, en indiquant généralement les valeurs minimale et maximales (voir légende). Sont aussi présentés le percentile 25 (Q1), la valeur médiane et le percentile 75 (Q3). Ces trois valeurs indiquent les valeurs en dessous desquelles on va trouver respectivement, 25, 50 et 75 % des valeurs de la série. Donc, la taille de la « boîte » est liée à la dispersion statistique des valeurs : à une faible (forte) dispersion des valeurs correspond un faible (important) étalement de la « boîte-à-moustaches ».

L'environnement topographique des stations de la région « Rift oriental » (**Figure 29a**) est composé principalement de versants exposés à l'ouest/est (41 % en moyenne). Les versants exposés au nord ou au sud représentent une part plus faible dans l'organisation du relief (23 % en moyenne). Enfin, les autres configurations ont des qualités de représentation équivalente (entre 6 et 10 % en moyenne). Il apparaît surtout une structuration méridienne du relief (vallée du Rift oriental).

Les expositions est/ouest et nord/sud sont les composantes majoritaires du relief de la région « Vaal – Orange » (**Figure 29b**), dans des proportions équivalentes (35 et 33 % en moyenne). Les autres configurations ont une représentativité moins forte dans l'environnement topographique (entre 5 et 10 %). Il n'apparaît pas de direction préférentielle des chaînes ou des vallées.

Ajoutons que la représentativité par les configurations théoriques varie peu d'une échelle à l'autre, les boîtes-à-moustaches présentant un faible étalement. En résumé, pour une fenêtre donnée, l'environnement topographique des stations sera caractérisé par dix paramètres (**Équation 3.12**). Soit P la matrice des paramètres pour $i = 1 \dots s$:

$$\mathbf{P} = \begin{bmatrix} Alm_1 & Pentm_1 & Rugo_1 & VeOE_1 & VeSN_1 & CrThNS_1 & CrThEO_1 & CrThNOSE_1 & CrThNESO_1 & SomCuv_1 \\ \vdots & \vdots \\ Alm_i & Pentm_i & Rugo_i & VeOE_i & VeSN_i & CrThNS_i & CrThEO_i & CrThNOSE_i & CrThNESO_i & SomCuv_i \\ \vdots & \vdots \\ Alm_s & Pentm_s & Rugo_s & VeOE_s & VeSN_s & CrThNS_s & CrThEO_s & CrThNOSE_s & CrThNESO_s & SomCuv_s \end{bmatrix} \quad (3.12)$$

Avec :

s le nombre de stations,

Atm = altitude moyenne

$Pentm$ = pente moyenne

$Rugo$ = complexité du terrain

$VeOE$ = versant ouest/est

$VeSN$ = versant sud/nord

$CrThNS$ = crête/thalweg d'axe nord/sud

$CrThOE$ = crête/thalweg d'axe ouest/est

$CrThNOSE$ = crête/thalweg d'axe nord-ouest/sud-est

$CrThNESO$ = crête/thalweg d'axe nord-est/sud-ouest

$SomCuv$ = sommet/cuvette isolé(e)

3.2 Topographie des régions étudiées : application du protocole méthodologique

Nous venons de définir des descripteurs topographiques et d'étudier leur représentativité dans la topographie des zones d'étude. Nous présentons maintenant la topographie elle-même, décrite dans un premier temps simplement par l'altitude, puis dans un deuxième temps par quelques-uns des descripteurs topographiques.

3.2.1 L'Afrique de l'Est, des bords de l'océan Indien au plus haut sommet d'Afrique

Dans la région « Rift oriental » (**Figure 30**), la plaine côtière (de 0 à 200 m d'altitude) s'étend du nord-est au sud-ouest le long de l'océan Indien, rejoignant au nord les plaines de la basse vallée de la Tana et de la frontière kenyo-somalienne.

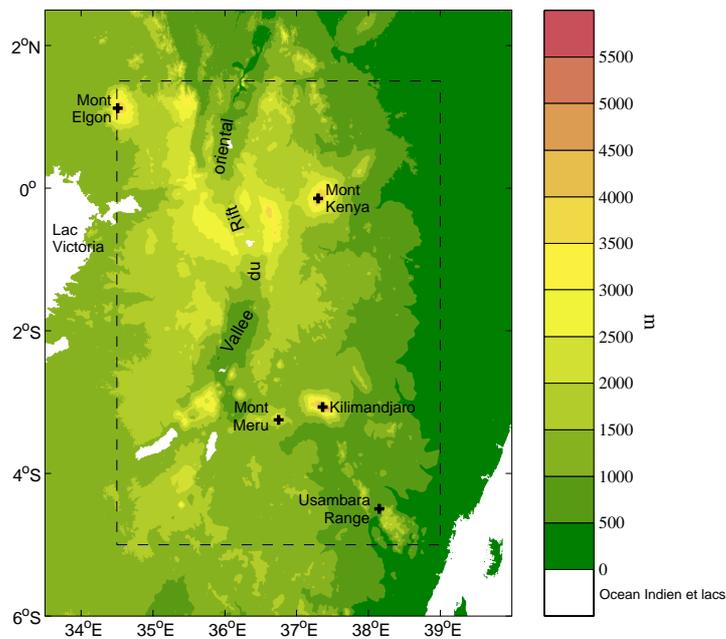


Figure 30 : Topographie de la région « Rift Oriental »

La carte est basée sur le MNT GTOPO30 de l'USGS (section 3.1.1)

Le relief s'élève progressivement d'est en ouest, avec la présence de hautes terres dans le centre et l'ouest de la région (altitude entre 1.500 et 2.500 m). Dans les zones centrales et occidentales, plusieurs sommets isolés se distinguent (par exemple, le mont Kenya ou le Kilimandjaro), avec des altitudes supérieures à 3.000 m. Les hautes terres sont traversées, du nord au sud, par la dépression de la vallée du Rift oriental, dont les altitudes les plus basses avoisinent 500 m.

Cependant, la lecture de la topographie de cette région ne se résume pas seulement à celle de l'altitude. Les paramètres définis plus haut permettent une lecture plus complète de l'organisation du relief. La topographie de la région est en majorité composée de versants organisés à assez large échelle (**Figure 31**). En superposition aux courbes de relief est représenté le descripteur « VeOE123 », qui décrit des versants exposés à l'ouest (à l'est), lorsque les valeurs sont positives (négatives). À la variance près, l'intensité des valeurs indique la ressemblance entre la morphologie idéalisée par le descripteur et la réalité du

terrain. Plus la valeur absolue est forte, plus la topographie réelle s'organise selon cette logique de versants.

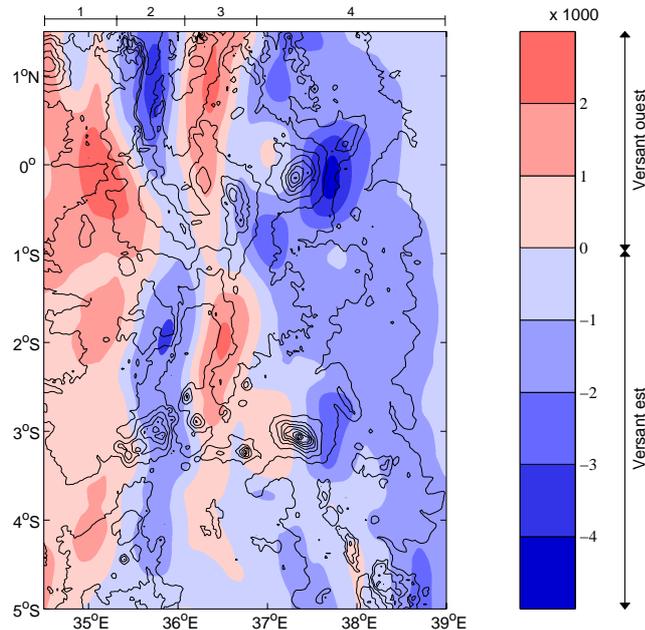


Figure 31 : Versants occidentaux et orientaux de la région « Rift Oriental »

Les altitudes calculées sur des fenêtres de 123 km sont projetées sur la configuration théorique correspondante. L'équidistance des isohypse est de 500 m.

- 1 : partie orientale de la cuvette du lac Victoria
- 2 (3) : versant occidental (oriental) de la vallée du Rift oriental
- 4 : piémont, des hautes terres vers l'océan Indien

Avec des fenêtres de 123 km de côté, les structures larges du relief ressortent. On distingue ainsi le versant oriental et le versant occidental de la vallée du Rift (au centre), ainsi que, dans l'ouest de la zone, la partie orientale de la cuvette du lac Victoria (exposition ouest). Le reste de la région « Rift oriental » est orienté à l'est, ce qui correspond au piémont (diminution des altitudes des hautes terres vers l'océan Indien).

De la même manière que la figure précédente, la **Figure 32** montre les versants sud et nord (« VeSN123 ») qui composent la topographie de la région « Rift oriental ». Les versants exposés au nord (sud) sont représentés par des valeurs négatives (positives). L'intensité des valeurs a la même signification que celle définie plus haut. Toujours à échelle de fenêtres de 123 km de côté, ce sont les versants des grands massifs montagneux qui ressortent, tels les versants du mont Kenya et du Kilimandjaro. On remarquera aussi qu'au niveau de la vallée du Rift (vers 0,5°S) apparaissent des versants, qui correspondent à une zone de remontée du thalweg, le seuil central de la vallée du Rift oriental. Cette zone s'inscrit dans un système de faille transformante, perpendiculaire à l'axe de la vallée, et allant du mont Kenya au massif des Aberdare, puis de Mau, en passant le seuil central.

3.2 Topographie des régions étudiées : application du protocole méthodologique

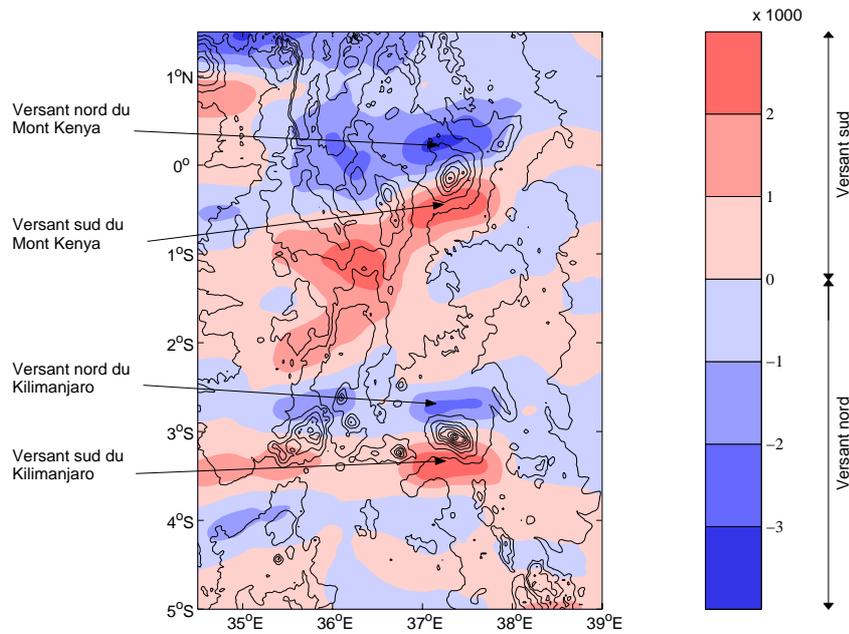


Figure 32 : Versants sud et nord de la région « Rift oriental »

Les altitudes calculées sur des fenêtres de 123 km sont projetées sur la configuration théorique correspondante. L'équidistance des isohypses est de 500 m.

Dans cette zone d'étude, la topographie fait aussi ressortir la présence de reliefs isolés (**Figure 6b** et **Figure 30**) : mont Kenya, Kilimandjaro, mont Meru, mont Elgon... Le descripteur « SomCuv123 » reproduit en partie cette caractéristique topographique majeure (**Figure 33**).

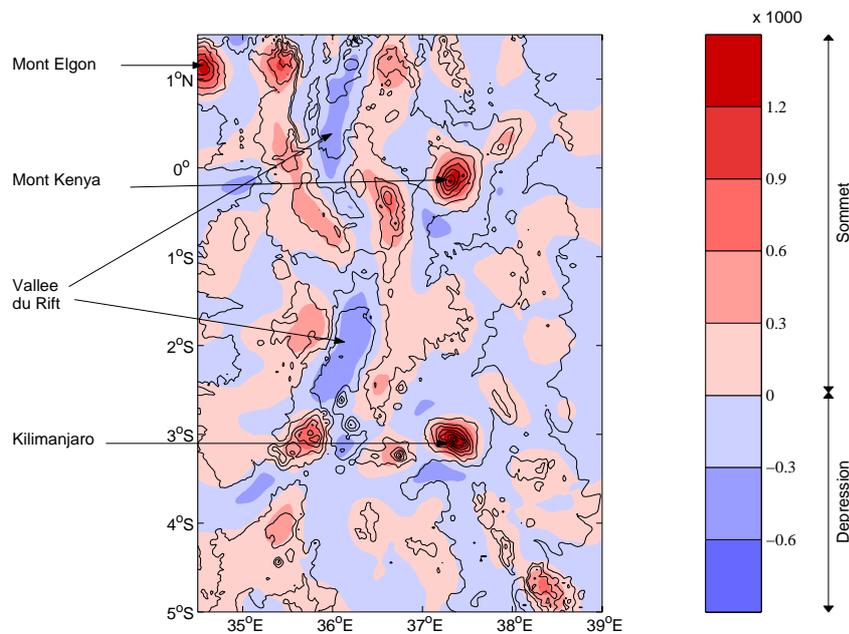


Figure 33 : Sommets et vallées dans la région « Rift oriental »

Les altitudes calculées sur des fenêtres de 123 km sont projetées sur la configuration théorique correspondante. L'équidistance des isohypses est de 500 m.

Les valeurs positives (négatives) correspondent à des sommets (dépressions), comme le mont Kenya. L'intensité des valeurs se lit de la même manière que les deux paramètres morphologiques précédents.

3.2.2 L'Afrique du Sud, de la cuvette du Kalahari aux hauteurs du Drakensberg

Le relief de la région « Vaal – Orange » est marqué principalement par la présence d'un gradient altitudinal ouest-est. L'ouest et le nord-ouest (**Figure 34**) présentent les altitudes les plus basses (300-400 m), à l'inverse de l'est et du sud-est (altitudes supérieures à 1.800 m). Par la présence d'une topographie plus complexe, la zone centrale vient perturber l'organisation générale du relief. En effet, cette zone se caractérise par la présence de massifs isolés au sein du plateau (Kuruman Hills, Langesberge, Asbesberg, Korannaberg). La vallée du Vaal (à l'est), prolongée par la vallée de l'Orange (à l'ouest) introduit une échancrure dans le relief global. Associés à l'altitude, les descripteurs topographiques permettent une lecture plus complète de la topographie de la région « Vaal – Orange ».

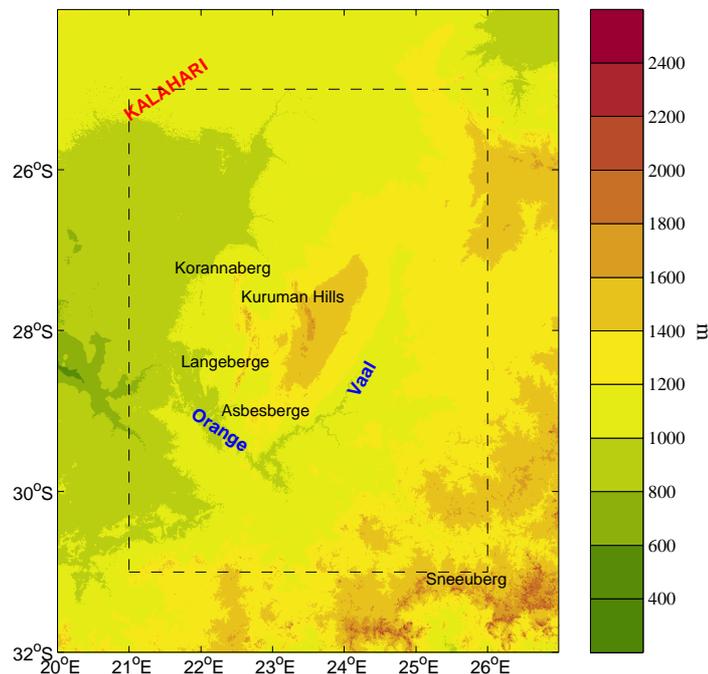


Figure 34 : Topographie de la région « Vaal – Orange »

Le paramètre « VeOE123 » (**Figure 35**) décrit les versants exposés à l'ouest (valeurs positives) ou à l'est (valeurs négatives). La cartographie de ce descripteur morphologique, définie à une échelle moyenne (123 km), confirme la présence d'une orientation globale des versants à l'ouest (**Figure 7a**). Deux exceptions à cette règle (en bleu sur la carte) : le haut

de la vallée du Vaal et la vallée de l'Ongers (sud de la région « Vaal – Orange »), qui présentent un versant exposé à l'est d'échelle moyenne.

Le relief « en creux » de cette région, avec des vallées encaissées, est une caractéristique importante de la topographie. Le descripteur « SomCuv123 » (**Figure 36**) fait ressortir cette organisation, en faisant apparaître les vallées de l'Orange et surtout du Vaal. Les sommets du plateau central ressortent aussi (Kuruman Hills et Langeberge, par exemple), mais aussi certains sommets du Sneeuberg (dans le sud-est de la région « Vaal – Orange »).

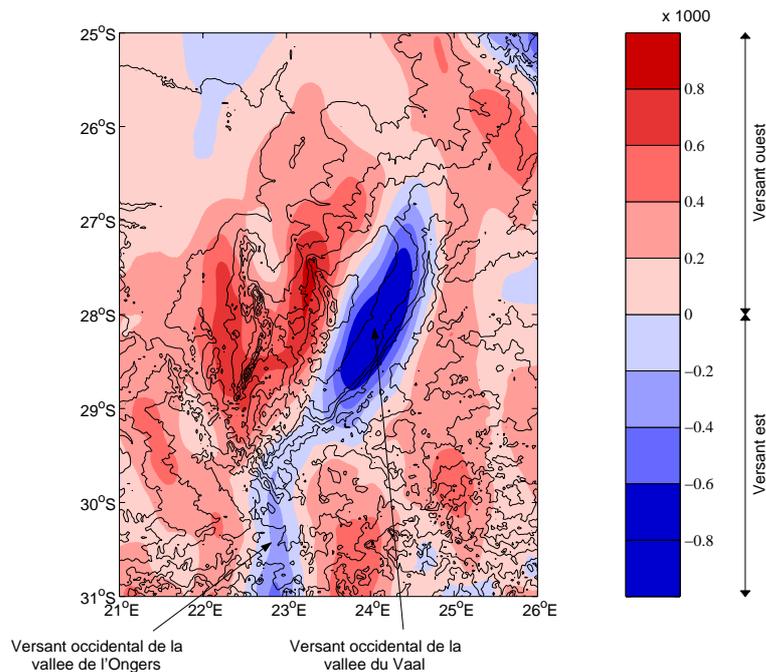


Figure 35 : Les versants occidentaux et orientaux de la région « Vaal – Orange »

Les altitudes calculées sur des fenêtres de 123 km sont projetées sur la configuration théorique correspondante. L'équidistance des isohypses est de 100 m.

Dans cette région, la topographie est dominée par une inclinaison globale vers l'ouest. Toutefois, cette organisation est perturbée par la présence de quelques hauts sommets, notamment dans le centre, et de vallées encaissées, principalement dans l'est et le sud-est de la région « Vaal – Orange ».

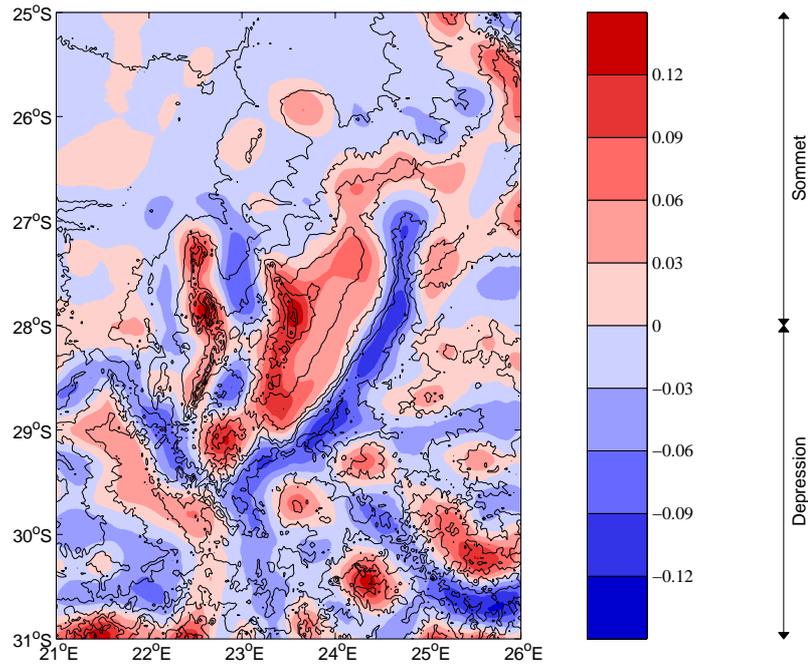


Figure 36 : Les dépressions et sommets de la région « Vaal – Orange »

Les altitudes calculées sur des fenêtres de 123 km sont projetées sur la configuration théorique correspondante. L'équidistance des isohypses est de 100 m.

Les relations entre les précipitations moyennes et les descripteurs du relief, définis précédemment, sont maintenant étudiées.

3.3 Relations entre les précipitations moyennes mensuelles et les composantes multiscalaires du relief

Le chapitre 2 présentait les relations entre, d'un côté, les normales mensuelles pluviométriques et, de l'autre, les altitudes et les positions géographiques. Les résultats ont montré que, dans les deux régions d'étude, ces descripteurs n'expliquent qu'imparfaitement la répartition spatiale des moyennes mensuelles.

Les nouveaux paramètres, développés en section 3.2 et décrivant mieux les formes du relief, sont à présent utilisés pour mieux comprendre la répartition spatiale des normales mensuelles. La mise au point de ces descripteurs a nécessité la création d'un système de fenêtrage de taille croissante autour des stations d'étude, permettant ainsi de créer des descripteurs multi-échelle. Ce type de fenêtrage doit permettre de rendre compte des effets du relief sur des phénomènes pluviogènes de différentes échelles spatiales.

Il s'agit donc, dans cette partie, de répondre à trois interrogations. Tout d'abord, les descripteurs de l'environnement topographique sont-ils de meilleurs facteurs explicatifs que

la simple position géographique (altitude, longitude et latitude) ? Ensuite, s'ils le sont effectivement, comment leurs relations aux moyennes mensuelles évoluent-elles en fonction de l'échelle d'étude ? Enfin, ont-elles une signification physique ?

3.3.1 Le problème de l'autocorrélation spatiale sur les descripteurs

La ou les réponse(s) à ces questions sera(seront) trouvée(s) par l'étude des corrélations linéaires calculées entre les descripteurs topographiques et les normales mensuelles pluviométriques. Pour respecter une logique introduite dans la première partie, les relations des normales avec les différents descripteurs seront étudiées sans l'influence de la position géographique, en corrélations partielles. Notons aussi que les corrélations sont testées pour un seuil de significativité fixé à 95 %. Cependant, ce seuil n'est qu'un repère parmi d'autres : en Afrique de l'Est, une corrélation est significative pour une part de variance commune de 1 %. En Afrique du Sud, cette part tombe à 0,4 %. Afin de relativiser la notion de « significativité », les corrélations données dans cette partie sont accompagnées de la part de variance commune, freinant ainsi l'enthousiasme lié à la découverte de « relation significatives exprimées avec un risque d'erreur de 5 % ». De plus, le seuil de significativité devrait tenir compte de l'autocorrélation spatiale. Concernant les prédicteurs, les valeurs de l'indice I de Moran sont calculées pour quelques échantillons de tailles de fenêtre.

Dans les régions « Rift oriental » et « Vaal – Orange », les variables « Lon » et « Lat » présentent logiquement les valeurs les plus élevées (**Figure 37**), puisqu'elles sont, par construction, autocorrélées. Le fait que ces variables n'atteignent pas la valeur maximale (1) est dû aux particularités de répartition exacte des stations.

Plus globalement, la région « Vaal – Orange » présente des autocorrélations dans les descripteurs plus fortes que dans la région « Rift oriental », liées à l'homogénéité spatiale de la répartition des stations, plus importante dans la première région que dans la seconde. Dans la région « Vaal – Orange », les descripteurs présentent de fortes valeurs d'autocorrélation sur au moins une taille de fenêtre, mais parfois sur plus, comme par exemple les descripteurs « Altm » ou « Rugo ». Dans la région « Rift oriental », une seule taille de fenêtre est généralement concernée par les fortes valeurs d'autocorrélation, les autres présentant des valeurs beaucoup plus faibles.

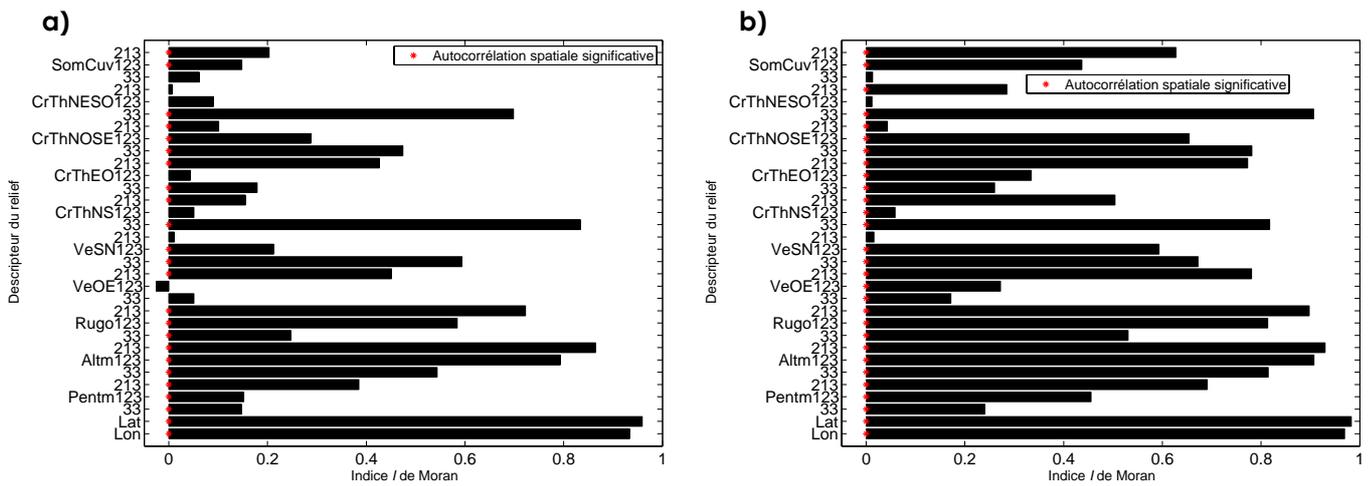


Figure 37 : Indices I de Moran sur les descripteurs topographiques

a) région « Rift oriental » et b) région « Vaal – Orange ».

Les étoiles rouges indiquent les valeurs significatives.

Dans le cas d'une régression linéaire multiple, les autocorrélations spatiales positives induisent une permisivité trop importante dans la sélection des variables, ainsi qu'une mauvaise estimation des valeurs à certaines échelles. Ces autocorrélations spatiales peuvent donc influencer le résultat des analyses. Nous verrons, en section 4.1.3, comment cette difficulté a été contournée.

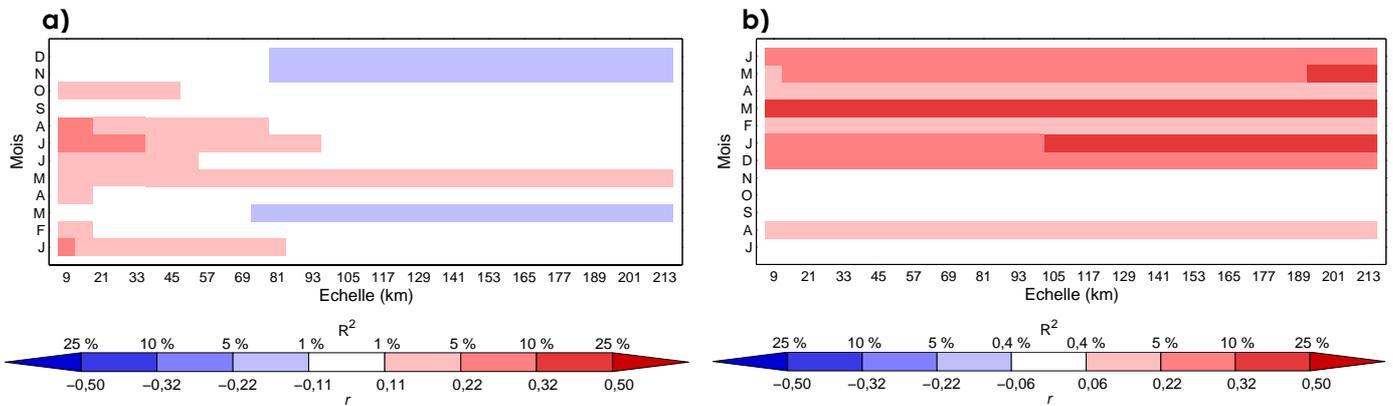
Les figures associées à cette partie, une par descripteur, présenteront donc des coefficients de corrélations calculés pour chaque mois (en ordonnée) et chaque taille de fenêtre précédemment définie (en abscisse), soient trente-cinq. Dans un souci de commodité de lecture, les corrélations inférieures au seuil de significativité de 95 % n'ont pas été représentées. Par convention, les tons bleus (rouges) représentent les valeurs négatives (positives) de corrélations, l'intensité de la couleur suivant la valeur absolue de r . Nous présentons les résultats pour les descripteurs quantitatifs et les descripteurs morphologiques.

3.3.2 Faible impact de l'altitude moyenne sur les volumes précipités des régions étudiées

L'utilisation d'un descripteur multiéchelle de l'altitude moyenne en lieu et place d'un descripteur stationnel apporte-t-elle des changements dans sa relation avec les normales mensuelles ?

A priori, aucun. En effet, les parts de variance commune sont équivalentes, que l'altitude soit définie au niveau des stations ou dans l'emboîtement des fenêtres. Dans la région « Rift

oriental », à peine 10 %, au maximum (1 % en moyenne) de la répartition spatiale des moyennes mensuelles sont expliqués par l'altitude moyenne (**Figure 38a**), toutes échelles confondues. Dans la région « Vaal – Orange », le résultat est à peine plus élevé (**Figure 38b**), puisque à peine de 10 % au niveau des stations, la part de variance commune passe à 14 %, au maximum (3 % en moyenne).



Les corrélations simples sont calculées entre les deux variables pour chaque mois et chacune des trente-cinq fenêtres (section 3.1.1), dans les régions a) « Rift oriental » et b) « Vaal – Orange »

Dans la région « Vaal – Orange », ces relations ont une forte variabilité saisonnière (**Figure 38b**), alors que la variabilité interéchelle est quasiment inexistante. Comparée à la **Figure 9b**, l'intensité des relations mensuelles est équivalente. En début de saison hydrologique (de juillet à septembre, excepté août) et de saison des pluies (octobre et novembre), les corrélations entre précipitations et altitudes moyennes ne sont pas significatives (r inférieurs à 0,06). En août et de décembre à juin, les corrélations sont significatives (r entre 0,06 et 0,37, R^2 entre 0,4 et 14 %). Comme dans l'analyse stationnelle (section 2.1), ce sont les précipitations moyennes de mars qui ont les relations les plus fortes avec l'altitude moyenne (locale ou régionale), puis viennent celles de janvier. Une partie seulement de la répartition spatiale des précipitations est donc liée à l'altitude : le volume précipité augmente avec l'altitude.

Dans la région « Rift oriental », le constat est différent (**Figure 38a**). Si, dans l'ensemble, l'intensité des relations est particulièrement faible (r compris entre 0,11 et 0,30, R^2 entre 1 et 9 %), il existe une plus forte variabilité, à la fois saisonnière et interéchelle, des relations entre altitudes moyennes et normales. Sur les échelles les plus fines (entre 9 et 93 km), les valeurs positives sont dominantes. L'altitude a donc un effet bénéfique sur les précipitations : plus on se trouve haut, plus il pleut. À ces échelles fines, les relations varient au cours de l'année. On les rencontre principalement en fin de grande saison des

pluies (GSP) et pendant une partie de la saison sèche, d'avril à août. Le début de la petite saison des pluies (PSP), ainsi que janvier et février, présentent aussi des valeurs positives. Les relations à échelles fines ont la même organisation temporelle que les relations stationnelles présentées en section 2.1 (**Figure 9a**).

Sur les échelles moyennes et larges (entre 93 et 213 km), les relations sont souvent nulles. Des valeurs de corrélations négatives, dont la répartition temporelle complète celle des corrélations positives, s'observent même en début de GSP (mars) et en fin de PSP (novembre et décembre). Là encore, les valeurs de corrélations ne sont cependant pas très fortes, oscillant entre -0,30 et -0,11. Sur ces échelles, l'altitude devient un facteur péjoratif : plus l'altitude est forte, moins il pleut. C'est l'effet piémont, qui induit des précipitations importantes au pied des premiers reliefs (ceux exposés à l'est, en direction de l'océan Indien). À noter, pour la PSP, l'opposition entre octobre (valeurs positives aux échelles fines) et novembre-décembre (valeurs négatives aux échelles moyennes et larges).

Il apparaît donc un effet différentiel de l'échelle, sauf pour mai qui présente, sur l'ensemble des échelles étudiées, des corrélations positives et significatives. Sur ce mois, les précipitations les plus importantes se rencontrent en altitude.

L'altitude ne module que modérément les volumes précipités. Dans la région « Vaal – Orange », son effet est nul en début de saison des pluies (septembre, octobre et novembre), légèrement favorable le reste de l'année. Dans la région « Rift oriental », l'effet local est positif tout au long de l'année. Mais la géographie des précipitations, plus fortes sur les piémonts en novembre-décembre, l'emporte sur le rôle de l'altitude aux échelles larges. D'autres facteurs physiques doivent donc déterminer plus efficacement la répartition spatiale des précipitations moyennes mensuelles.

3.3.3 Effet amplificateur de la pente moyenne

La pente peut être un de ces facteurs, en favorisant les ascendances orographiques ou la formation de brises. Globalement, la part de variance commune aux normales mensuelles et à la pente moyenne n'excède pas 15 % dans la région « Rift oriental » et 7 % dans la région « Vaal – Orange ». Toutefois, les corrélations sont toutes positives : quelle que soit l'échelle ou la saison, plus la pente est forte, plus les précipitations sont importantes.

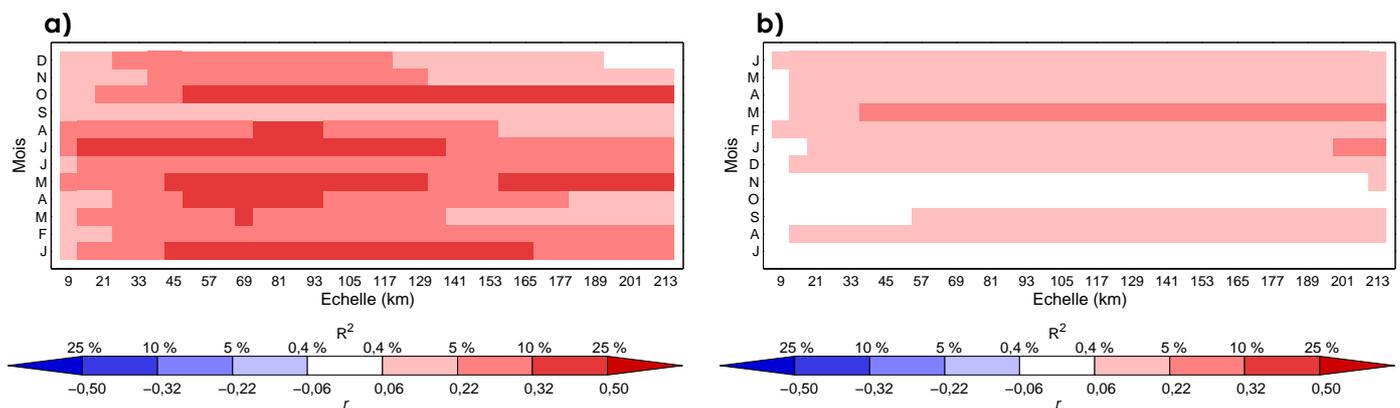


Figure 39 : Relations multiéchelles entre les précipitations moyennes mensuelles et la pente moyenne (« Pentm ») aux stations

Dans la région « Rift oriental » (**Figure 39a**), les relations entre les pentes et les pluies sont significatives, avec des différences intermensuelles et interéchelle faibles. Les parts de variance commune sont comprises entre 1 et 15 %. Cependant, un « cœur » de corrélations plus fortes apparaît dans des fenêtres de 45 à 130 kilomètres de côté. Pour ces échelles médianes, la pente joue un rôle plus important, notamment en fin de GSP et en début de PSP : c'est à ces échelles que l'initiation de la convection est la plus perceptible.

Dans la région « Vaal – Orange », l'effet de la pente sur la distribution spatiale des précipitations est moins fort. C'est en fin de saison des pluies (mars) que la pente a l'effet le plus important (jusqu'à 7 % de variance commune, ce qui reste faible). Au contraire, en début de saison des pluies (octobre et novembre), l'action des pentes sur la répartition des pluies n'est pas significative. Il semblerait que l'effet de la pente soit maximal pour les échelles supérieures à 200 km.

Ces faibles corrélations masquent peut-être un seuil de valeur de pente, au-delà/en deçà duquel il existe tout de même une relation significative entre les précipitations et les pentes moyennes. Nous avons tout d'abord dissocié les saisons, avec, d'un côté, les mois d'octobre à avril pour la saison des pluies et, de l'autre côté, les mois de mai à septembre, pour la saison sèche. Pour quelques échantillons de fenêtre (33, 123 et 213 km), les précipitations mensuelles et les valeurs moyennes de pentes aux stations sont mises en relation, d'une part pour la saison des pluies et d'autre part pour la saison sèche.

Dans la région « Vaal – Orange », il apparaît une quasi-absence de corrélations entre les précipitations en saison des pluies et les pentes moyennes (**Figure 40**), quelle que soit l'échelle spatiale considérée : fine (**Figure 40a**), moyenne (**Figure 40b**) ou large (**Figure 40c**).

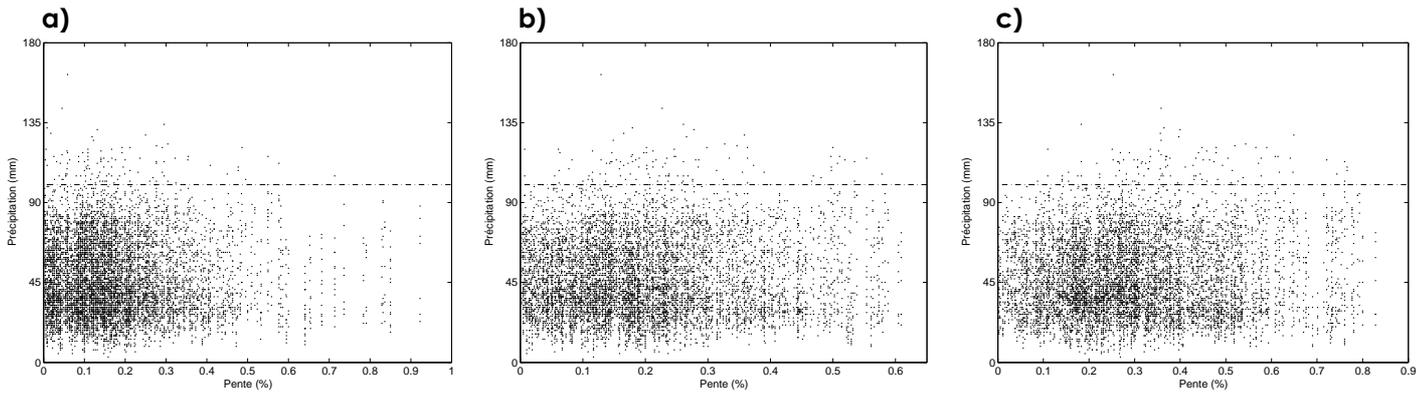


Figure 40 : Relations entre les pluies moyennes mensuelles et les pentes moyennes dans la région « Vaal – Orange » au cours de la saison des pluies

Quelques échantillons de taille de fenêtre sont utilisés : a) 33 km, b) 123 km et c) 213 km

En plus de cette quasi-absence de corrélations, apparaît aussi une limite pluviométrique, située aux alentours de 100 mm. Cette limite prévaut, indépendamment du mois ou de la fenêtre considéré : quelle que soit la valeur moyenne de la pente, les précipitations dépasseront rarement cette limite pluviométrique.

Au cours de la saison sèche (**Figure 41**), le constat est le même : les précipitations ne dépassent pas une limite de 25 mm, quelle que soit la valeur des pentes moyennes. Cette limite se retrouve aux échelles fine (**Figure 41a**), moyenne (**Figure 41b**) et large (**Figure 41c**).

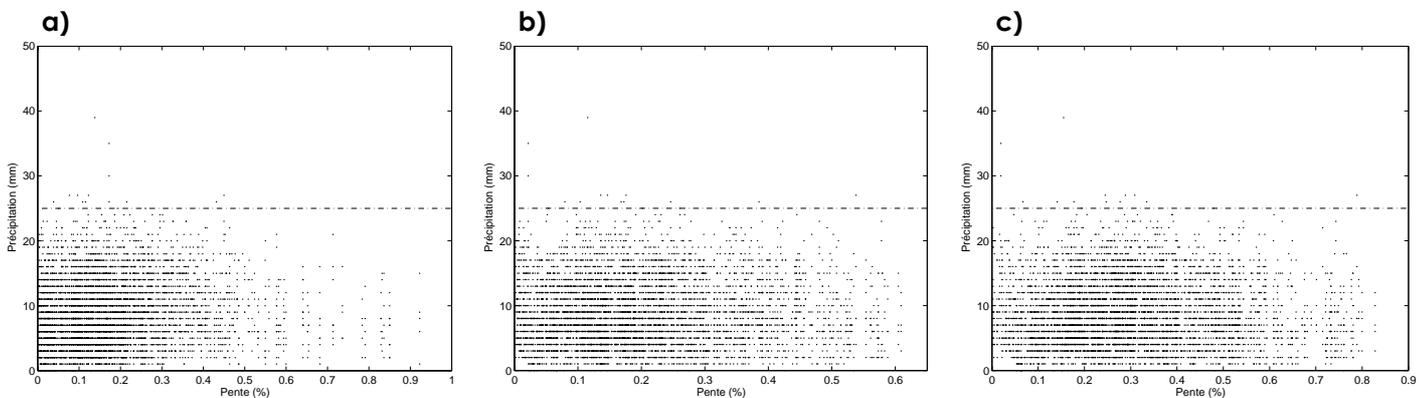


Figure 41 : Idem Figure 40 pour la saison sèche

Dans la région « Rift oriental », la distribution spatiale des précipitations moyennes est partiellement liée aux pentes, que les pluies se produisent au cœur des saisons humides ou ponctuellement pendant les saisons sèches, et à toutes les échelles spatiales. Aux échelles fines comme aux échelles synoptiques, la présence de pentes fortes induit un forçage orographique, pouvant provoquer la décharge en pluie de masses d'air humides instables. Dans la région « Vaal – Orange », quelle que soit la valeur de la pente, il y aura des

précipitations, mais limitées en quantité (maxima de 100 mm en saison des pluies, de 25 mm en saison sèche).

3.3.4 Variabilité altitudinale, favorable aux précipitations

La variabilité altitudinale autour des stations est aussi un facteur susceptible d'expliquer la répartition spatiale des moyennes pluviométriques. Dans la région « Vaal – Orange », la variation altitudinale explique jusqu'à 8 % de la variabilité spatiale des précipitations (**Figure 42a**). Dans la région « Rift oriental », cette part atteint pratiquement 20 % (**Figure 42b**).

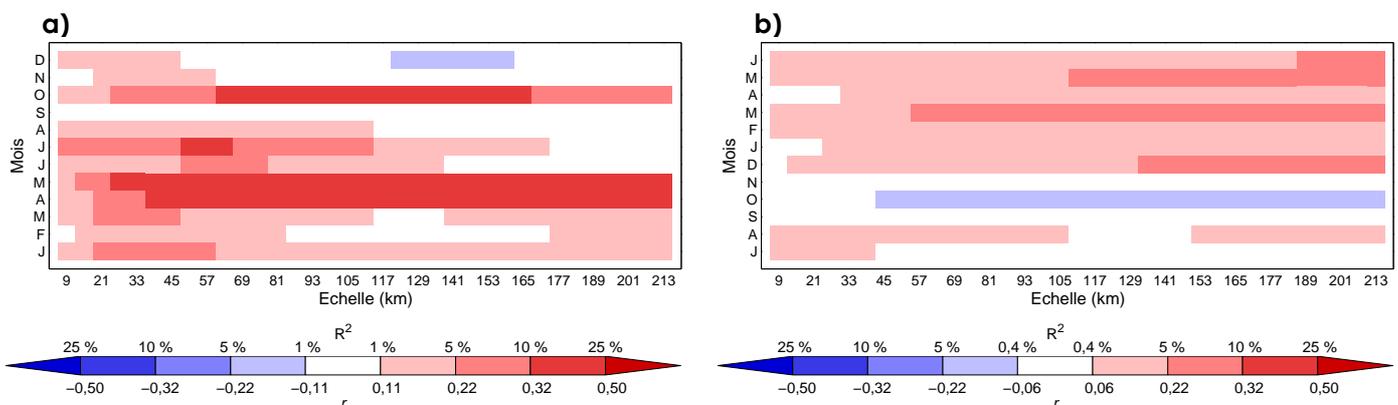


Figure 42 : Relations multiéchelles entre les précipitations moyennes mensuelles et la variabilité altitudinale (« Rugo ») autour des stations

Dans la région « Rift oriental », il est intéressant de remarquer que cette variabilité altitudinale (**Figure 42a**) a un effet plus important que la pente sur la répartition spatiale au cours des différentes saisons des pluies : en milieu et en fin de GSP et en début de PSP. Les valeurs de corrélations sont positives et parfois relativement fortes (r entre 0,30 et 0,43, pour des R^2 compris entre 9 et 19 %). Les échelles concernées sont fines (dès 27 km) à très larges (213 km). Pour le reste de l'année, les relations sont plus faibles ou même non-significatives, surtout lorsque l'échelle considérée s'accroît.

Le rôle de la variabilité altitudinale a toutefois un effet inhibiteur en fin de PSP (décembre) pour des échelles comprises entre 117 et 165 km, puisque les corrélations sont négatives. Un terrain complexe ne favorise pas les précipitations à ces échelles. Mais, de manière générale, la complexité du terrain accroît les précipitations, en favorisant les ascendances orographiques.

Dans la région « Vaal – Orange » (**Figure 42b**), la variabilité altitudinale participe à la distribution spatiale des précipitations en milieu et en fin de saison des pluies (de décembre à avril, r entre 0,06 et 0,32), sur pratiquement l'ensemble des échelles (mais plus nettement aux plus larges). Plus la variabilité altitudinale du terrain est forte, plus les précipitations sont importantes. Il apparaît même une intensification de la relation vers les échelles larges (principalement en décembre et mars). La présence d'une topographie contrastée peut induire des instabilités locales de l'atmosphère et, donc, des précipitations.

Le début de la saison des pluies (octobre et novembre) contraste avec le reste de la saison : l'effet est nul en novembre et négatif en octobre. Ce sont sur des espaces plats que les précipitations sont les plus importantes au cours de ce dernier mois.

3.3.5 Les échelles d'influence des descripteurs quantitatifs du relief

L'altitude moyenne, la pente moyenne et la variabilité altitudinale expliquent une partie de la distribution spatiale des normales mensuelles dans les régions « Rift oriental » et « Vaal – Orange ». Mais leur effet n'est pas le même selon les échelles spatiales et les saisons, ce que résume le **Tableau 3**.

Tableau 3 : Échelles spatiales et temporelles d'influence des descripteurs quantitatifs dans les régions « Rift oriental » (a) et « Vaal – Orange » (b)

a)

Paramètre	Échelle spatiale	Échelle temporelle
« Altm »	Fines et moyennes	Saison sèche
	Moyennes et larges	Saisons des pluies
« Pentm »	Toutes les échelles, avec un maximum aux échelles fines et moyennes (70 km)	GSP et début PSP, milieu saison sèche
« Rugo »	Toutes les échelles	Fin GSP et début PSP

b)

Paramètre	Échelle spatiale	Échelle temporelle
« Altm »	Toutes les échelles	Fin saison des pluies et saison sèche (exceptés juillet et septembre)
« Pentm »	Toutes les échelles	Fin saison des pluies et début saison sèche (excepté juillet)
« Rugo »	Toutes les échelles (positif)	Fin saison des pluies et saison sèche (excepté septembre)
	Échelles moyennes à larges (négatif)	Octobre

Dans la région « Rift oriental », pente moyenne et variabilité altitudinale agissent sur la distribution des précipitations moyennes à toutes les échelles, principalement au cours de la GSP et au début de la PSP. L'influence de l'altitude moyenne apparaît en saison sèche et en saison humide, mais à des échelles différentes : locale pour la première, régionale pour la seconde.

Dans la région « Vaal – Orange », les trois paramètres agissent globalement de la même manière sur la répartition géographique des précipitations moyennes : à toutes les échelles et surtout en fin de saison des pluies. Soulignons donc que le relief, décrit uniquement par ces trois descripteurs, n'a qu'une faible influence sur la distribution spatiales des précipitations.

Les relations entre normales mensuelles de précipitations et configurations idéalisées sont plus complexes à étudier. En effet, chacune de ces configurations possède un double sens de lecture, qui sera rappelé pour chaque paramètre.

3.3.6 Influence des versants ouest/est : une saisonnalité marquée

Pour cette configuration idéalisée (« VeOE »), une valeur de corrélation positive (négative) correspond à une situation où le versant exposé à l'ouest (à l'est) est le plus arrosé.

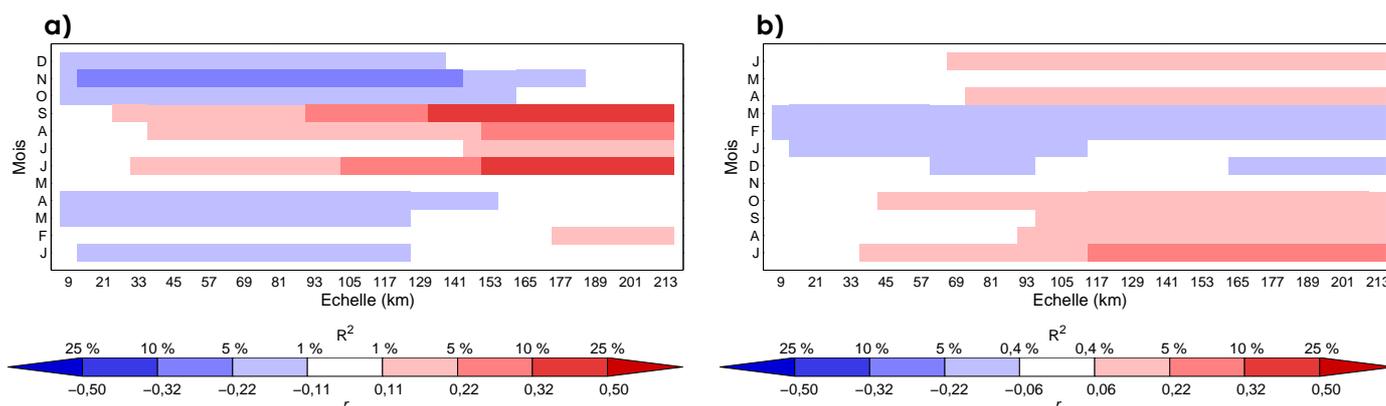


Figure 43 : Relations multiéchelles entre les précipitations moyennes mensuelles et les versants ouest/est (« VeOE »)

Dans la région « Rift oriental », l'évolution des relations peut se caractériser dans les deux dimensions étudiées (Figure 43a). Dans le temps, il apparaît une saisonnalité du signe des coefficients. Au début de la GSP (mars et avril), les valeurs sont négatives, évoluant entre -0,11 et -0,3 (R^2 de 1 à 9 %). Cela indique que les stations situées sur un versant

exposé à l'est sont plus arrosées que celles situées sur le versant opposé (ouest). La PSP présente le même type de relation, avec parfois des valeurs un peu plus fortes (jusqu'à 10 % de variance commune au cœur de la saison). Pendant la PSP, les alizés (à 700 hPa) ont une composante zonale plus marquée (**Figure 44a, b et c**) que pendant la PSP (**Figure 44d, e et f**), induisant des flux d'humidité en provenance de l'océan Indien plus importants. Ces flux subissent des ascendances orographiques marquées sur les versants au vent, induisant des précipitations plus importantes, notamment au cours de la PSP.

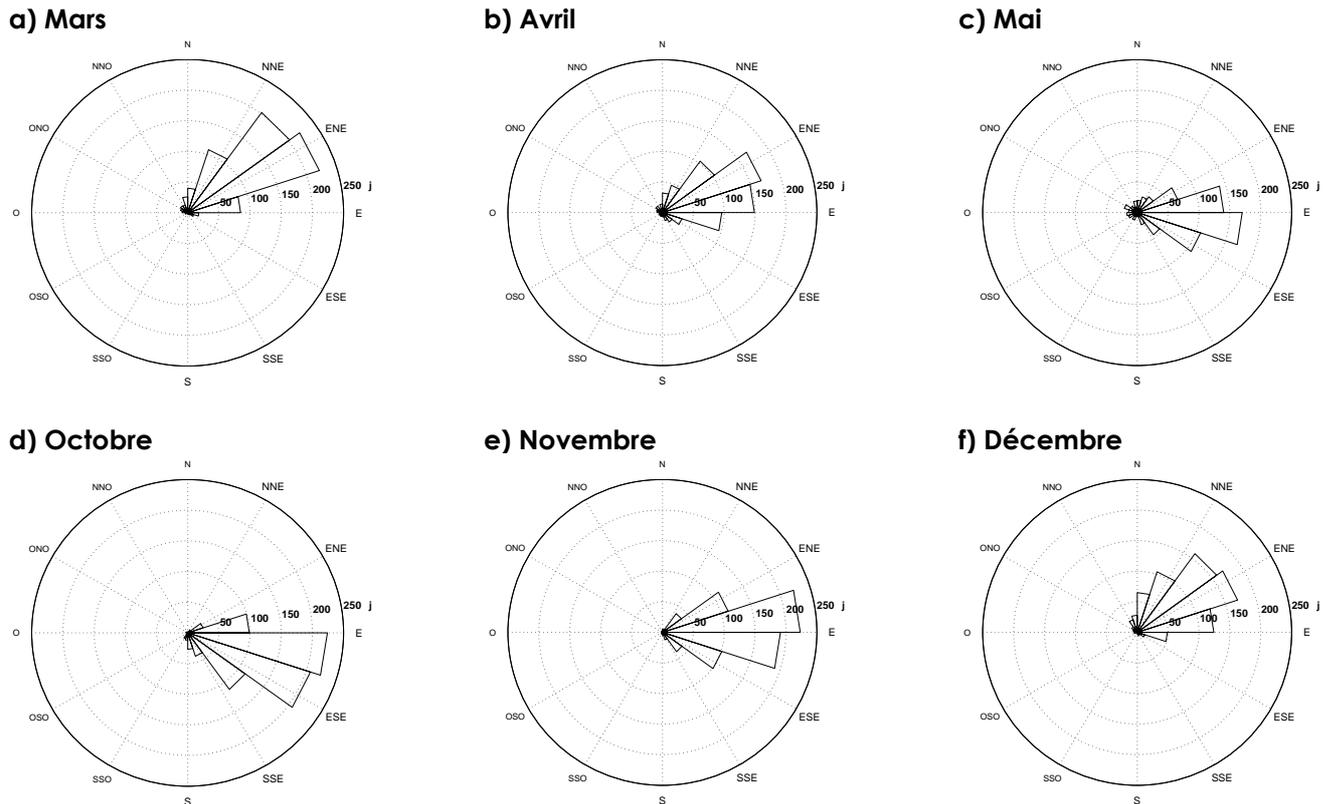


Figure 44 : Provenance des flux quotidiens (à 700 hPa) au-dessus de la région « Rift oriental » au cours de la période 1961-1985, pendant les saisons des pluies

Les flux sont issus des données de réanalyses NCEP/NCAR.

Concernant la dimension spatiale, les corrélations négatives observées en saisons des pluies atteignent des valeurs maximales sur les échelles fine et moyenne (notamment entre 23 et 37 km en novembre).

Au cours de la saison sèche (de juin à septembre), les relations sont positives (r entre 0,11 et 0,42, R^2 entre 1 et 18 %), indiquant des pluies plus abondantes dans les stations exposées à l'ouest. Pendant cette période, les précipitations se déclenchent lorsque les flux d'est ralentissent ou lorsqu'ils sont remplacés par des flux d'ouest (Camberlin, 1995 ; Vizy et Cook, 2003), qui permettent l'intrusion d'air humide en provenance du bassin du Congo

(Nicholson, 1996). Les flux d'est sont, au contraire, divergents et subsidents. Les flux quotidiens au-dessus de la région « Rift oriental », présentés sur une période de trente ans (**Figure 45**), sont fréquemment d'ouest (20 % des flux viennent d'ouest en septembre, 40 % en juin et 45 % en juillet et août). En saison sèche, ce sont surtout les échelles moyenne et large qui ressortent, avec des relations plus fortes, dès 147 km en juin, 129 km en septembre et jusqu'à 213 km. Cela suggère qu'une partie des précipitations de la saison sont liées à des ascendances forcées, le long des versants ouest de la cuvette du lac Victoria, de l'humidité de basse couche en provenance du bassin du Congo (Davies *et al.*, 1985). Notons que le mois de mai, mois de transition, ne présente aucune relation significative entre cette configuration et les moyennes de précipitations.

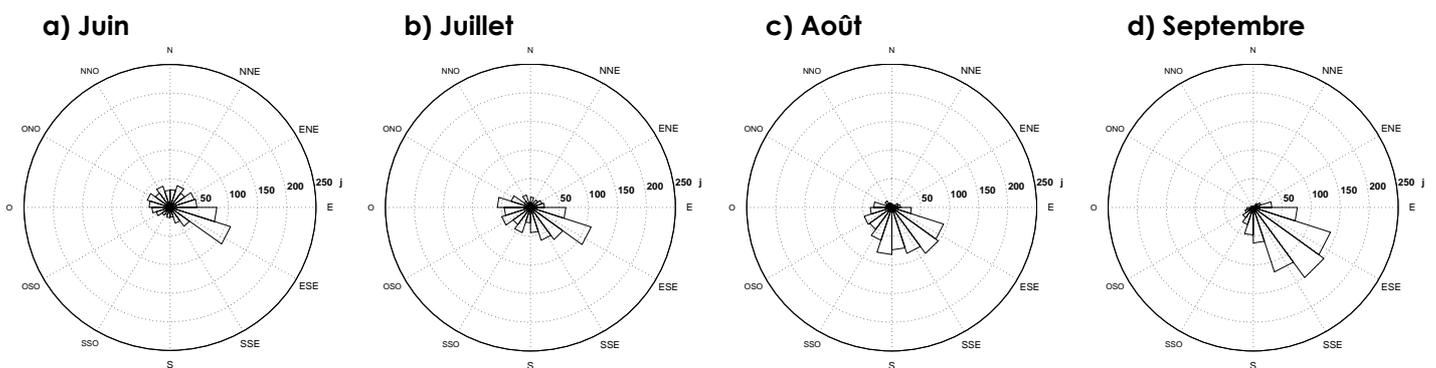


Figure 45 : Idem Figure 44 pendant la saison sèche d'été boréal

Dans la région « Vaal – Orange », la saison des pluies (en dehors des mois de transitions, octobre et avril) s'oppose au reste de l'année (**Figure 43b**). Pendant cette période allant de décembre à mars, les relations entre configuration et normales pluviométriques sont négatives, avec de faibles valeurs de variance commune (R^2 entre 0,4 et 2 %).

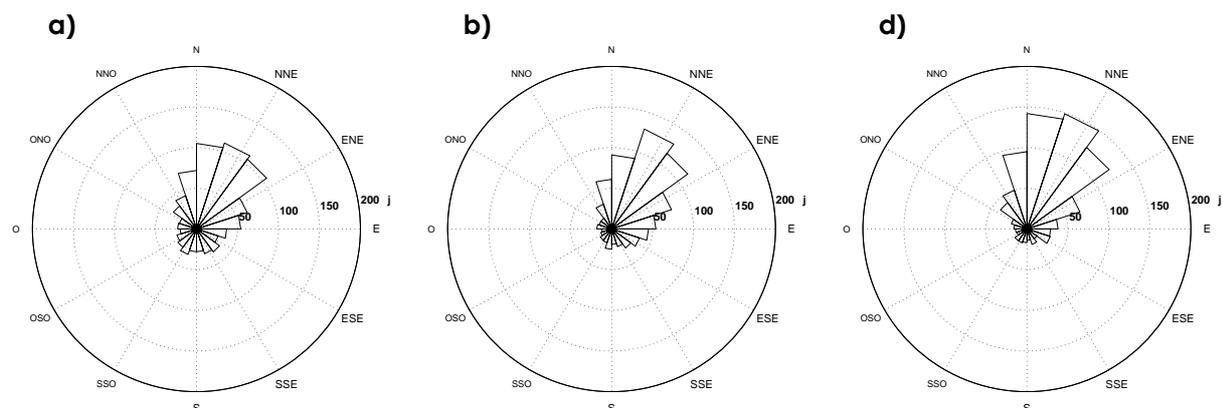


Figure 46 : Provenance des flux quotidiens (à 850 hPa) au-dessus de la région « Vaal – Orange » au cours de la période 1970-1999, au cœur de la saison des pluies.

À l'échelle quotidienne et sur une période de trente ans (1970-1999), les flux de nord-est (à 850 hPa) sont dominants (**Figure 46a, b et c**) puisqu'ils représentent entre 65 et 73 % des

flux, et chargés en humidité, en provenance de l’océan Indien et du cœur de l’Afrique (Preston-Whyte et Tyson, 1997). Il paraît donc logique qu’un renforcement des flux de nord-est induise des précipitations plus importantes dans les stations exposées à l’est.

D’un point de vue spatial, les échelles concernées sont moyennes et larges en décembre, fines et moyennes en janvier. En février et mars, les relations se retrouvent sur quasiment toutes les fenêtres.

D’avril à octobre (excepté mai), les relations sont positives (r entre 0,06 et 0,29, R^2 entre 0,4 et 8 %), cette configuration favorisant plutôt les stations exposées à l’ouest. Au cours de ces mois, les échelles fines (de 3 à 11 km) ne présentent pas de relations significatives. Ces deux éléments suggèrent que les (rares) précipitations sont liées à des perturbations d’échelle synoptique, insérées dans la circulation extratropicale, en provenance de l’Atlantique (Preston-Whyte et Tyson, 1997). Le mois de novembre ne présente pas de corrélations significatives entre moyennes et configuration au seuil de significativité de 95 %.

3.3.7 Versants sud/nord : efficacité en région « Rift oriental », effets limités en région « Vaal – Orange »

La configuration idéalisée suivante, « VeSN », (**Figure 47**) est perpendiculaire à la configuration précédente. Lorsque les coefficients de corrélation sont positifs (négatifs), les précipitations sont plus importantes dans les stations situées sur un versant exposé au sud (nord).

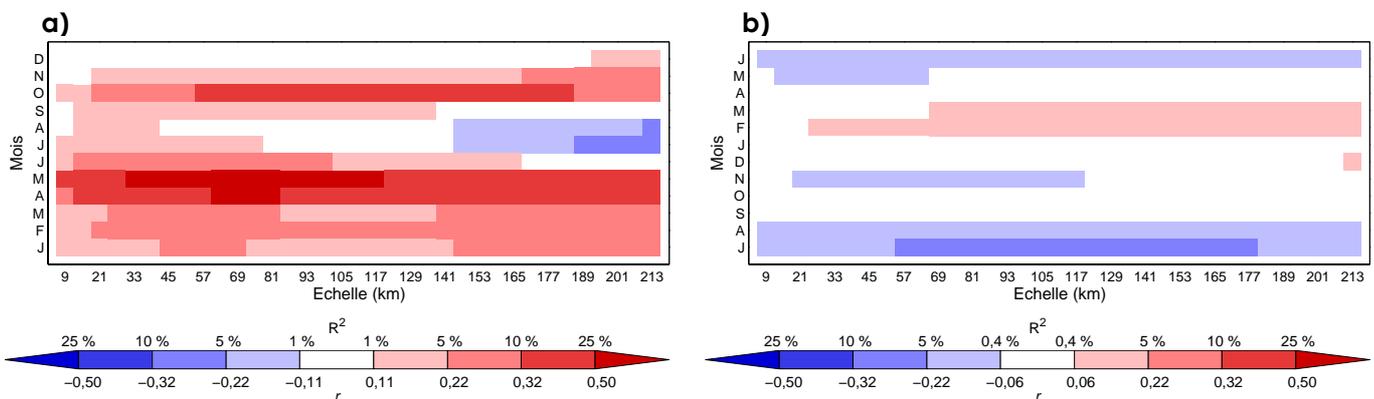


Figure 47 : Relations multiéchelles entre les précipitations moyennes mensuelles et les versants sud/nord (« VeSN »)

Durant une bonne partie de l’année, apparaissent des corrélations positives significatives dans la région « Rift oriental » (**Figure 47a**). Ces corrélations témoignent de la présence de

précipitations plus abondantes sur les versants sud. En particulier, le milieu et la fin de la grande saison des pluies (avril et mai) présentent de fortes relations, avec des parts de variance commune importantes (jusqu'à 34 %) aux échelles fine et moyenne.

Les précipitations de cette saison sont liées à l'exposition aux vents dominants, qui proviennent surtout du sud-est, en relation avec la progression de la ZCIT, du sud vers le nord (**Figure 12**, **Figure 44b** et **c**) et qui est le système d'échelle synoptique le plus influent (Asnani, 1993 ; Okoola, 1999), ce qui peut expliquer l'importance de l'exposition sud à toutes les échelles. De plus, des travaux déjà anciens ont montré que les flux de sud-est induisent plus de précipitations parce qu'ils sont plus convergents que ne le sont les vents de nord-est lorsqu'ils soufflent (Johnson, 1962 ; Anyamba, 1984). Ils seraient aussi, durant la GSP, un peu plus humides, mais nous manquons d'études rigoureuses sur le sujet.

Des corrélations positives plus fortes (r supérieur à 0,3) sont aussi présentes au début de la PSP, mais sur un ensemble plus restreint d'échelles spatiales (centré sur les échelles moyennes). En octobre, les flux de sud sont encore dominants (**Figure 44d**), favorisant les stations d'exposition sud. En juillet et août, les versants nord à large échelle sont favorables aux précipitations (corrélations négatives). Pendant ces deux mois, les précipitations les plus importantes se produisent sur les pentes nord-ouest et fréquemment au nord-ouest des principaux massifs du Kenya, qui forment une barrière face aux flux de sud-est. C'est par exemple, le cas du Mau Escarpment, des Aberdare Mountains ou du mont Kenya (Davies *et al.*, 1985). Pendant cette période, la divergence de basses couches induites par le flux de mousson, associée à l'inversion d'alizé en altitude, empêche l'installation de phénomènes convectifs. Toutefois, la barrière provoquée par les reliefs de grandes échelles ralentissent les flux, favorisant le réchauffement radiatif de surface, déstabilisant la colonne d'air située au-dessus et initiant ainsi la convection (Chan *et al.*, 2008), notamment sur les versants sous le vent (versants nord). Sur ces versants, la convection peut alors se développer plus facilement, mobilisant l'humidité présente au-dessus de la région, et induire des précipitations. Pour confirmer ces hypothèses, il faudrait procéder, en utilisant un modèle numérique régional, à des expériences de sensibilité à la présence/absence de la topographie.

Dans l'ensemble, les corrélations sont assez faibles dans la région « Vaal – Orange ». Du mois de mai au mois d'août, les relations entre la configuration et les normales de précipitation sont négatives et significatives (r entre -0,06 et -0,30, R^2 entre 0,4 et 6 %). Les versants nord sont favorables aux précipitations (lorsqu'elles ont lieu) pendant la saison sèche (de mai à août), ainsi qu'au début de la saison humide (**Figure 47b**). Au cours de ces

mois, les flux de nord sont dominants (**Figure 48**). Les versants exposés au nord se retrouvent alors au vent. Les échelles fine et moyenne sont les plus concernées, même si de juin à août, l'ensemble des échelles présentent des relations significatives (R^2 jusqu'à 6 %).

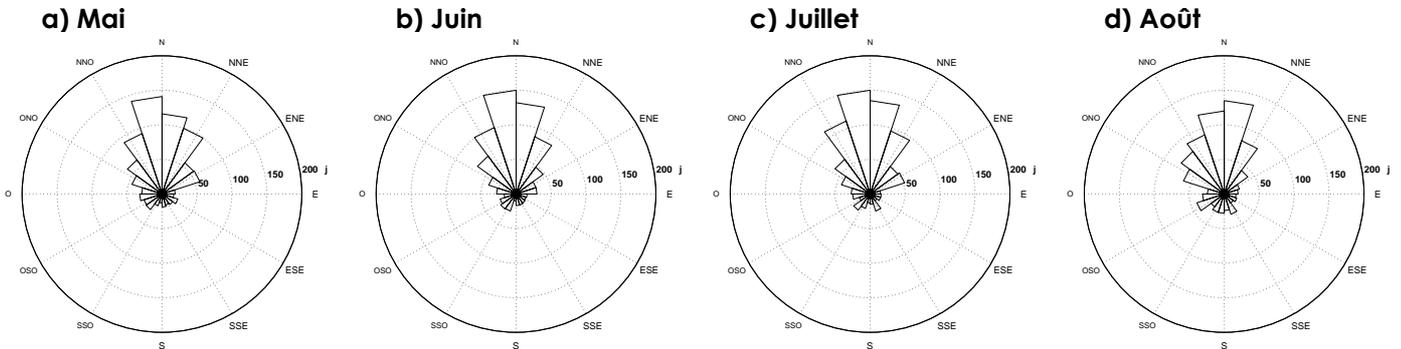


Figure 48 : Provenance des flux quotidiens (à 850 hPa) au-dessus de la région « Vaal – Orange » au cours de la période 1970-1999, en saison sèche

En février et mars, en fin de saison des pluies, les expositions au sud sont favorables aux précipitations, des échelles moyennes aux échelles larges (r entre 0,06 et 0,3, le R^2 allant jusqu'à 4 %). Rappelons qu'au cours de ces deux mois, l'exposition à l'est favorise les précipitations (**Figure 47b**) : apparaît donc un effet positif d'un versant sud-est.

Seulement, pendant ces deux mois, et à l'échelle mensuelle, les flux dominants sont toujours en provenance du nord-est. On a donc une contradiction entre l'exposition des stations les plus arrosées et la direction des flux d'humidité. Au moment de la rédaction de ce travail, nous ne pouvons pas expliquer ce paradoxe.

3.3.8 Crête ou thalweg d'axe nord/sud

Dans cette configuration (**Figure 49**), les corrélations significatives sont positives (négatives) lorsque la position de crête (thalweg) a un effet d'augmentation sur les moyennes mensuelles.

À l'exception d'une valeur (en décembre à 123 km), toutes les valeurs de corrélations significatives sont positives en Afrique de l'Est (**Figure 49a**), ce qui signifie que la position en crête d'axe nord/sud accroît les précipitations. Mais les valeurs restent modérées. En début d'année, les échelles supérieures à 141 km ne sont pas concernées. Mais, dès avril, les relations deviennent aussi significatives pour les échelles larges. L'effet le plus constant s'observe à 21 km, où, quels que soient les mois, les précipitations les plus importantes se produisent sur les positions en crête.

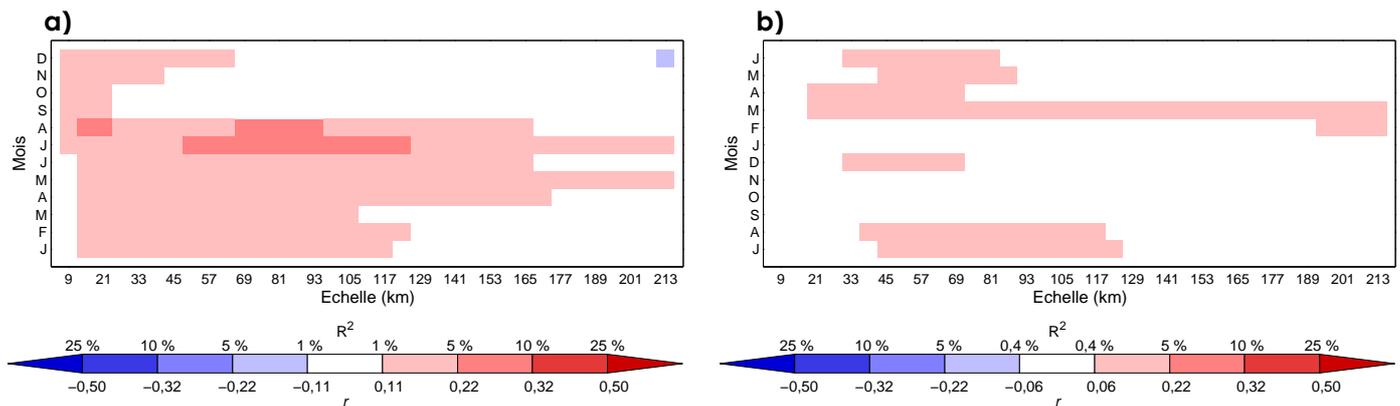


Figure 49 : Relations multiéchelles entre les précipitations moyennes mensuelles et les crêtes/thalwegs d'axe nord/sud (« CrThNS »)

L'effet « crête » le plus marqué apparaît en juillet-août. Les vents zonaux de basse couche sont alors faibles, alternativement d'est et d'ouest (Figure 45b et c), ce qui peut favoriser le développement de convergences sur les crêtes orientées perpendiculairement (nord/sud). À l'inverse, pendant les mois où les vents zonaux sont forts (GSP, PSP), ceci favoriserait des contrastes d'exposition.

Comme pour la région « Rift oriental », une position en crête est favorable dans la région « Vaal – Orange » (Figure 49b). Mais, au cours de la saison des pluies, la contribution de cette configuration à la répartition spatiale des normales mensuelles n'apparaît comme significative qu'en fin de saison (mars et avril), pour toutes les échelles (à l'exception des plus fines). Elle agit aussi sur des échelles moyennes (entre 33 et 123 km) en saison sèche (de mai à août). En revanche, la répartition spatiale des moyennes de début et de milieu de saison des pluies ne s'explique ni par une situation de crête, ni par une situation de vallée d'orientation nord-sud.

3.3.9 Crête ou thalweg d'axe est/ouest

Cette configuration est perpendiculaire à la précédente. Les corrélations significatives sont positives (négatives) lorsque la position de crête (thalweg) a un effet d'augmentation sur les moyennes mensuelles.

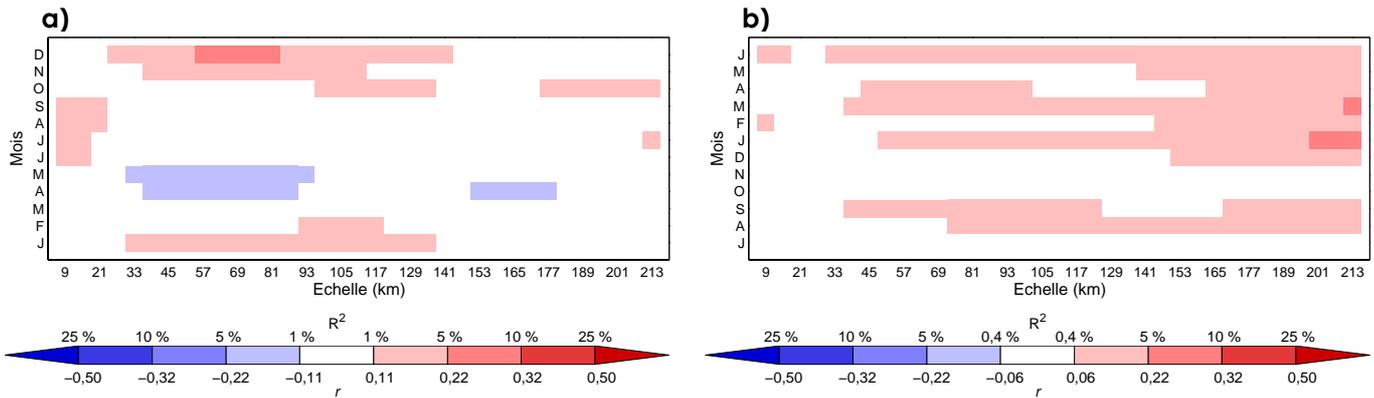


Figure 50 : Relations multiéchelles entre les précipitations moyennes mensuelles et les crêtes/thalwegs d'axe ouest/est (« CrThEO »)

Le nombre de relations significatives entre les normales mensuelles de la région « Rift oriental » et cette configuration est plus faible que la précédente configuration (**Figure 50a**). Il apparaît plus de discontinuités dans l'espace et le temps. Ressortent, cependant, un noyau de corrélations négatives en milieu et fin de GSP aux échelles fines, et un autre noyau de corrélations positives pendant la PSP, aux échelles fines et moyennes. Dans la région « Rift oriental », cette configuration est très peu représentée dans le relief (**Figure 29a**) : une telle configuration ne peut exister qu'à échelle fine, l'échelle large étant monopolisée par une organisation méridienne (voir section 3.4.8).

Une crête d'axe est/ouest est favorable aux précipitations en Afrique du Sud (**Figure 50b**). Cela concerne surtout le cœur et la fin de la saison des pluies, ainsi que les mois de mai, juin, août et septembre. Les échelles larges sont les plus favorables à un effet de cette configuration sur la répartition spatiale des précipitations. Mais, dans l'ensemble, cette configuration n'est guère mieux représentée dans le relief de la région (**Figure 29b**).

3.3.10 Crête ou thalweg d'axe nord-ouest/sud-est

Dans cette configuration, les versants regardent vers le nord-est et le sud-ouest. Les corrélations significatives sont positives (négatives) lorsque la position de crête (thalweg) a un effet d'augmentation sur les moyennes mensuelles.

On trouve des cohérences spatiale et temporelle plus fortes sur cette configuration dans la région « Rift oriental » (**Figure 51a**). Deux périodes se distinguent. D'un côté, on trouve la saison sèche d'été boréal (de juin à septembre), qui se caractérise par des relations positives, parfois plus fortes (juillet et août, avec un R^2 allant jusqu'à 11 %). Pendant la saison sèche, le flux de basse couche ont, en moyenne, une provenance du sud-est, parallèle

à la ligne de crête. L’hypothèse concernant qui peut être faite est que, par effet de friction, les vents au plus près du relief subiraient un ralentissement. Ceci favoriserait la mise en place d’un système de brises ascendantes, convergentes au sommet. Sur la période, les échelles fines à larges présentent des relations significatives.

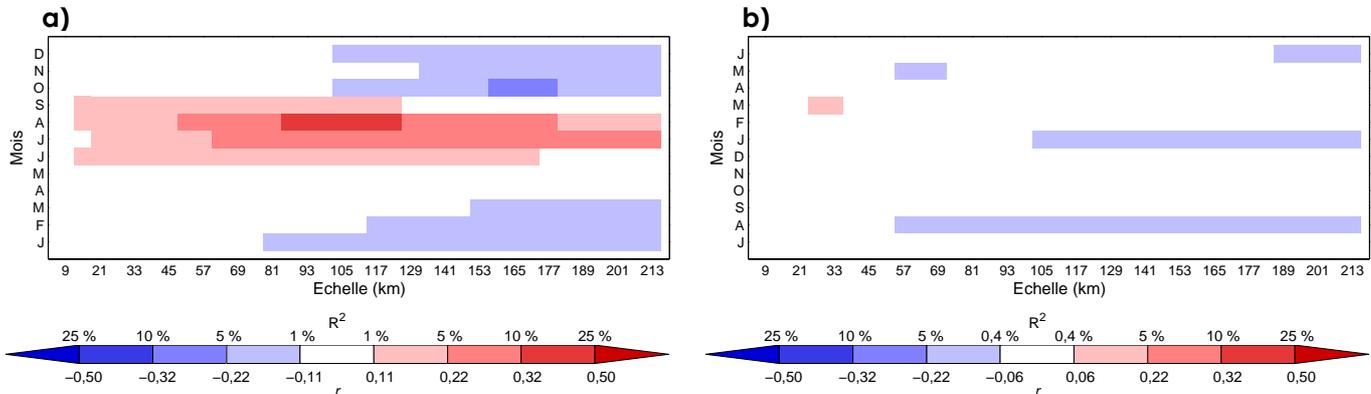


Figure 51 : Relations multiéchelles entre les précipitations moyennes mensuelles et les crêtes/thalwegs d’axe nord-ouest/sud-est (« CrThNOSE »)

D’un autre côté, on trouve l’hiver boréal (et les deux saisons de pluies), avec des relations négatives, sur des échelles plus larges (de 81 à 213 km). Les reliefs d’axe nord-ouest/sud-est présentent alors un obstacle aux vents. La relation laisse entendre que, dans cette configuration, ce sont les piémonts ou les vallées qui sont favorisés.

Dans la région « Vaal – Orange », cette configuration a globalement peu d’effet sur la répartition spatiale des précipitations (**Figure 51b**). Les relations sont trop discontinues pour que cela traduise une réalité physique. Les faibles corrélations peuvent s’expliquer par le fait que cette configuration ne peut avoir d’impact positif sur les précipitations qu’en présence de vents de sud-est dans les basses couches, cas rare dans la région (**Figure 46** et **Figure 48**). De plus, à l’échelle de la région, cette configuration topographique est peu représentée (moins de 10 %), quelle que soit l’échelle (**Figure 29b**).

3.3.11 Crête ou thalweg d’axe nord-est/sud-ouest

Cette configuration schématise une crête ou un thalweg, d’axe nord-est/sud-ouest. Les versants regardent vers le nord-ouest et le sud-est. Les corrélations significatives seront positives (négatives) lorsque la position de crête (thalweg) aura un effet d’augmentation ou de diminution sur les moyennes mensuelles.

Comme précédemment, deux périodes se distinguent pour la région « Rift oriental » (**Figure 52a**). La première est la saison sèche (de juin à septembre), qui présente des

relations négatives (une situation de vallée favorise les précipitations) pour des échelles moyennes (de 45 à 141 km). Les coefficients de corrélation sont compris entre -0,06 et -0,3 (R^2 maximum de 4%).

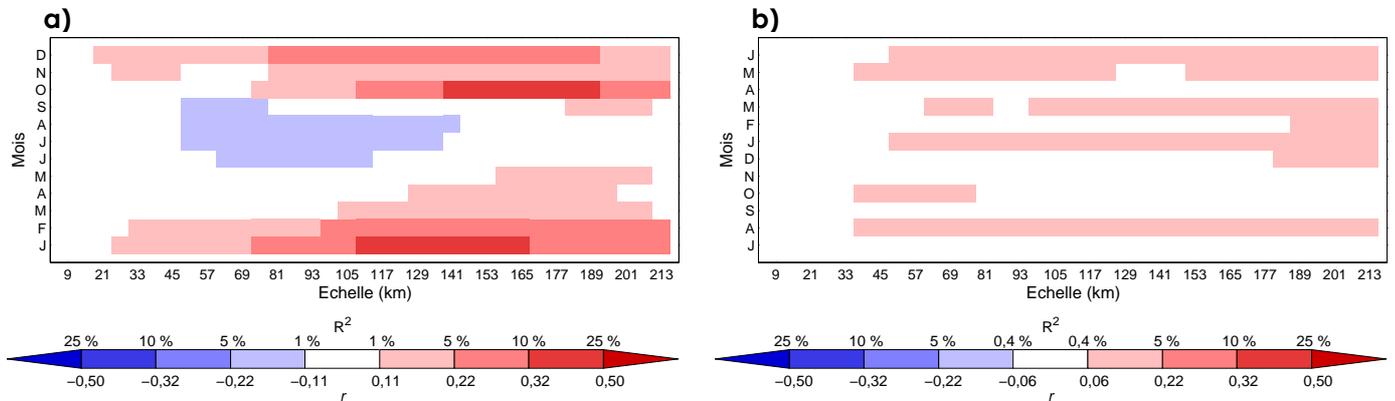


Figure 52 : Relations multiéchelles entre les précipitations moyennes mensuelles et les crêtes/thalwegs d'axe nord-est/sud-ouest (« CrThNESO »)

La seconde période regroupe les autres mois (hiver boréal), GSP et PSP comprises, avec des corrélations positives au cours de ces périodes. La situation est inverse de celle de la configuration précédente : les reliefs présentant un axe parallèle aux vents de basses couches (de nord-est) sont favorisés, selon la même hypothèse. Les vents à proximité du relief ralentissent à cause de la friction de surface, favorisant les brises de pentes et la convergence au niveau des crêtes. En été boréal, les reliefs présentant un axe nord-est/sud-ouest deviennent un obstacle, ce qui apparaît à l'échelle de la région comme ayant un impact négatif sur les précipitations sur la ligne de crête, au profit des piémonts et vallées.

Dans la région « Vaal – Orange », toutes les corrélations significatives sont positives (**Figure 52b**), indiquant un effet positif d'une crête d'orientation nord-est / sud-ouest sur la répartition spatiale des moyennes mensuelles. Mais, pour l'ensemble des mois, il n'y a pas d'effet significatif de cette position aux échelles très fines (entre 3 et 11 km).

3.3.12 Sommet ou cuvette

Cette configuration correspond à une situation de sommet (cuvette) isolé(e). Les corrélations positives (négatives) signalent un effet bénéfique de la position en sommet (cuvette) sur les précipitations.

Dans la région « Rift oriental », les relations significatives sont toutes positives (**Figure 53a**), indiquant qu'une position sommitale isolée est plutôt favorable aux précipitations, même si les corrélations ne sont jamais très élevées, surtout pendant la GSP et la PSP. Dans

le détail, la relation entre cette position et les pluies en avril (au cœur de la GSP) n'est d'ailleurs pas significative. Pendant ce mois, à l'échelle de la région, la position en sommet ou en cuvette n'a qu'un faible impact sur les précipitations.

La position en sommet apparaît la plus favorable pendant les saisons sèches, en relation notamment, avec des événements convectifs locaux : puisque la configuration est symétrique, nous pouvons supposer qu'elle favorise la convergence au sommet de brises ascendantes. Il faut, cependant, rester prudent sur l'interprétation, car les sommets principaux ne sont pas échantillonnés. Dans le cas du Kilimandjaro et du mont Kenya, on sait au moins que les pluies diminuent au-dessus de 2.000 à 2.500 mètres.

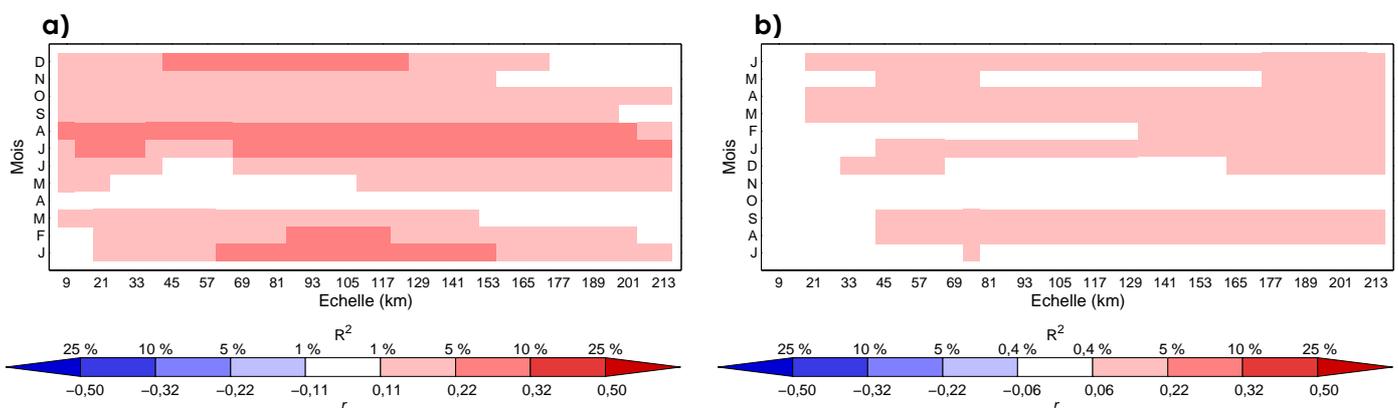


Figure 53 : Relations multiéchelles entre les précipitations moyennes mensuelles et les sommets/dépansions isolées (« SomCuv »)

Dans la région « Vaal – Orange », le constat est le même : une position au sommet est favorable aux précipitations (**Figure 53b**). Toutefois, les corrélations sont moins fortes et moins stables qu'en Afrique de l'Est. De plus, sur l'ensemble des mois, cette position sommitale n'a pas d'effet aux échelles très fines (de 9 à 15 km).

La présence d'un massif montagneux isolé semble mieux interagir avec l'atmosphère dans la région « Rift oriental » : cette perturbation induit une instabilité dans l'atmosphère, favorisant les phénomènes de convection, associés à des brises ascendantes convergentes. La région « Vaal – Orange » est moins sensible, peut-être parce que ce type de configuration topographique est moins fréquent (**Figure 29b**).

3.4 Bilan de l'impact des échelles et des configurations du relief sur les moyennes mensuelles de précipitations

Dans la région « Rift oriental », l'altitude moyenne présente un effet différentiel sur les précipitations, fonction de l'échelle. Au cours de la saison sèche, les précipitations augmentent avec l'altitude aux échelles fines. Cet effet bénéfique de l'altitude apparaît aux échelles moyennes et grandes pendant les saisons pluvieuses. Toutefois, aux échelles larges, l'effet de l'altitude est fortement atténué. La présence d'une pente induit toujours plus de précipitations, d'autant plus que les valeurs de pente sont fortes, à toutes les échelles. Une forte variabilité altitudinale induit plus de précipitations, surtout au cœur des saisons pluvieuses, prenant plus d'importance que l'effet « pente ». Si toutes les échelles sont concernées, les échelles moyennes présentent l'effet « variabilité altitudinale » le plus marqué. Les effets de versants sont encore plus prononcés, que ce soit au cours de la saison sèche ou lors des saisons pluvieuses. Les expositions ouest aux échelles larges induisent plus de précipitations au cours de l'été boréal. Au cours des saisons pluvieuses (surtout la GSP), les précipitations les plus importantes se produisent sur les versants sud, à toutes les échelles. À noter que l'effet « versant sud » est le plus efficace aux échelles fines-moyennes. Les effets « crêtes/vallées » sont aussi marqués, principalement au cours de la saison sèche. Les crêtes parallèles aux alizés présentent des précipitations plus importantes, aux échelles moyennes et larges. Au cours de l'hiver (été) boréal, les crêtes d'axe nord-est/sud-ouest (nord-ouest/sud-est) sont les plus favorables, car parallèles aux flux de nord-est (sud-est), en relation avec le mouvement de la ZCIT.

Dans la région « Vaal – Orange », la topographie, même décomposée en éléments distincts, n'a quasiment aucun effet sur la distribution spatiale des précipitations moyennes au début de la saison des pluies (octobre-novembre). En octobre, l'effet de la variabilité altitudinale est même négatif sur les précipitations. L'effet de la topographie est toutefois plus important au cœur et à la fin de la saison (décembre-avril), ainsi que pendant la saison sèche. En fin de saison des pluies et au cours de la saison sèche, altitude moyenne, pente moyenne et variabilité altitudinale sont favorables aux précipitations, à toutes les échelles. L'effet de l'exposition à l'ouest sur les précipitations (entre décembre et avril) est important, à toutes les échelles. En revanche, les autres caractères de la topographie (la position en crête ou en vallée principalement) n'a qu'un impact limité sur la distribution spatiale des précipitations. Ce résultat est en partie lié à la faible représentativité de certaines configurations dans la réalité. Mais ceci n'explique pas tout, car dans la région « Rift oriental », certaines configurations sont peu représentées, mais offrent des corrélations

parfois fortes avec les précipitations. Une autre explication possible est celle d'un effet limité, à l'échelle régionale, d'une position en obstacle aux flux de certaines configurations.

Maintenant qu'ont été définis des descripteurs plus complexes du relief et qu'ont été étudiées les relations multiscalaires avec les précipitations moyennes, nous allons nous intéresser aux possibles estimations des pluies par l'intermédiaire de ces mêmes descripteurs.

Chapitre 4 : Modélisation des précipitations moyennes stationnelles

La partie suivante devra répondre à cette question : est-il possible d'estimer les pluies stationnelles grâce aux descripteurs topographiques définis plus haut ? Jusqu'à présent, les relations étaient sous un angle « bivarié » (entre deux variables). Qu'en est-il de l'estimation des pluies lorsque plusieurs descripteurs sont associés ?

4.1 La régression linéaire multiple comme modèle pluviométrique

Dans les deux régions étudiées (« Rift oriental » et « Vaal – Orange »), les normales mensuelles de précipitations et les descripteurs topographiques (altitude moyenne, écart-type, pente moyenne, morphométrie) sont liés, avec une plus ou moins grande intensité (chapitre 3). Cette intensité varie notamment dans le temps (saisons) et en fonction de l'échelle spatiale.

4.1.1 Objet de l'analyse

D'un point de vue temporel, l'étude suivante se limitera aux mois des différentes saisons des pluies. Dans la région « Rift oriental », les mois concernés sont mars, avril et mai (grande saison des pluies, GSP), octobre, novembre et décembre (petite saison des pluies, PSP). Dans la région « Vaal – Orange », la saison des pluies s'étend d'octobre à avril. Donc, sur la première région, l'étude portera sur six mois et dans la seconde région, elle portera sur sept mois.

D'un point de vue spatial, il s'agit de conserver l'information « multiéchelle » sans introduire trop de redondance entre les échelles. Au cours de l'étude des relations entre pluies et topographie, il est souvent apparu que les relations significatives et leur sens étaient liés à la taille de la fenêtre. Dans certains cas, des relations significatives dans les échelles fines ne le sont plus dans les échelles larges, ou l'inverse. Parfois aussi, le sens des

relations change d'une échelle à l'autre (des fines aux larges). Il est aussi apparu des relations significatives aux seules échelles moyennes. Trois tailles de fenêtre ont donc été retenues : 33, 123 et 213 kilomètres.

Pour un mois et une échelle donnés, un descripteur topographique pris individuellement explique une part plus ou moins importante des normales de précipitations. On peut donc supposer qu'en associant plusieurs descripteurs topographiques, la répartition spatiale des précipitations moyennes sera mieux comprise et expliquée.

La régression linéaire multiple permet d'obtenir la meilleure combinaison des descripteurs topographiques (prédicteurs) ayant les plus fortes relations avec les précipitations mensuelles (prédicands). Ainsi, dans cette étude, les prédicands sont les normales stationnelles de précipitation des deux régions d'étude (« Rift oriental » et « Vaal – Orange »). L'ensemble des prédicteurs est composé par les descripteurs topographiques définis plus haut. Pour rappel, ces descripteurs sont au nombre de dix :

- altitude moyenne,
- variabilité altitudinale,
- pente moyenne,
- versant exposé à l'ouest / à l'est,
- versant exposé au sud / au nord,
- crête / thalweg d'orientation nord-sud,
- crête / thalweg est-ouest,
- crête / thalweg nord-ouest/sud-est,
- crête / thalweg nord-est/sud-ouest,
- sommet / cuvette isolé(e).

Comme pour les normales mensuelles, les descripteurs topographiques sont définis pour chacune des stations. Afin de tenir compte des effets d'échelle, ces dix prédicteurs sont définis pour chacune des échelles sélectionnées précédemment (33, 123 et 213 km). On obtient donc un ensemble de trente descripteurs topographiques.

Nous avons vu plus haut que la localisation des stations a un effet sur la répartition spatiale des précipitations mensuelles. La position géographique (longitude et latitude), qu'on peut considérer comme une surface de tendance spatiale, est ajoutée, soit un total de trente-deux variables.

4.1.2 Définition de la régression linéaire multiple

La régression linéaire multiple (**Équation 4.1**) est un modèle statistique : en combinant différents prédicteurs supposés explicatifs, on cherche à expliquer une partie (plus ou moins importante) du prédicand.

Elle se présente sous cette forme :

$$\hat{Y} = a_1 X_1 + a_2 X_2 + a_j X_j + \dots + a_p X_p + b \quad (4.1)$$

Avec :

\hat{Y} la variable calculée à l'aide de l'équation,

X_j un régresseur ($j = 1, 2, \dots, p$),

a_j le coefficient associé ($j = 1, 2, \dots, p$),

b une constante.

À partir de l'**Équation 4.2**, on déduit donc pour toute station S (**Équation 4.2**) :

$$y_S = a_1 X_{1S} + a_2 X_{2S} + a_j X_{jS} + \dots + a_p X_{pS} + b + \epsilon_S \quad (4.2)$$

Avec :

y_S la valeur observée,

X_{jS} la valeur du régresseur j à la station S ,

a_j le coefficient associé ($j = 1, 2, \dots, p$),

b une constante,

ϵ_S la partie de y_S que le modèle n'est pas capable d'expliquer.

En effet, dans cette équation, la partie $a_1 X_{1S} + a_2 X_{2S} + a_j X_{jS} + \dots + a_p X_{pS} + b$ n'est qu'une estimation. On a donc une valeur approchant l'observation (**Équation 4.3**) :

$$\hat{y}_S = a_1 X_{1S} + a_2 X_{2S} + a_j X_{jS} + \dots + a_p X_{pS} + b \quad (4.3)$$

Avec :

\hat{y}_S une estimation, la plus réelle possible, de y_S .

L'erreur de modélisation est définie par (**Équation 4.4**) :

$$\epsilon_S = y_S - \hat{y}_S \quad (4.4)$$

La régression linéaire multiple permet donc de modéliser une variable en minimisant la somme des carrés des erreurs (moindres carrés, $\sum_{s=1}^n \varepsilon_s^2$). Il existe différentes méthodes pour déterminer la combinaison de facteurs la plus explicative d'un phénomène observé, permettant de trouver le « R^2 le plus fort pour un minimum de variables explicatives » (Groupe CHADULE, 1997). Parmi ces méthodes, celle du « *pas-à-pas* » (ou « *stepwise* ») est retenue. Les prédictors sont introduits les uns après les autres (« *forward* »), dans le but de trouver la meilleure combinaison. Comme pour la corrélation simple (ou partielle), la régression linéaire multiple est associée à une notion de significativité. À chaque étape de la régression linéaire multiple, l'apport d'information par un nouveau prédictor est testé grâce au F de Fisher-Snedecor (Groupe CHADULE, 1997).

À la première étape (**Équation 4.5**), le régresseur présentant la meilleure corrélation simple avec la variable à expliquer (X_1) est introduit dans le modèle statistique :

$$\hat{Y}_{e1} = a_1 X_1 + b_1 \quad (4.5)$$

À la deuxième étape (**Équation 4.6**), le prédictor présentant la meilleure corrélation partielle (sans l'effet de X_1) avec la variable à expliquer est introduit (X_2).

$$\hat{Y}_{e1} = a_1 X_1 + a_2 X_2 + b_2 \quad (4.6)$$

À la troisième étape, un troisième prédictor est introduit dans le modèle, afin de réduire la variance résiduelle. À cette étape, la contribution des prédictors est testée : un nouveau prédictor n'est conservé que si sa contribution, calculé par le F , dépasse un seuil fixé (**Équation 4.7**).

$$\hat{Y}_{e1} = a_1 X_1 + a_2 X_2 + a_3 X_3 + b_3 \quad (4.7)$$

Dans le même temps, la contribution des prédictors déjà introduits est aussi testée. Si leur contribution devient trop faible, ils sont sortis de l'équation (**Équation 4.8**).

$$\hat{Y}_{e3} = a_1 X_1 + a_3 X_3 + b_4 \quad (4.8)$$

Lorsque l'ajout d'un nouveau prédictor ne réduit pas significativement la variance résiduelle par rapport à l'étape précédente, la régression s'arrête.

Dans la même idée, il existe une méthode à rebours (« *backward* »). À la première étape, tous les prédictors disponibles sont utilisés. Puis d'une étape à l'autre sont éliminés les

prédicteurs les moins intéressants. Comme précédemment, la perte d'information d'une étape à l'autre est testée par le *F* de Fisher-Snedecor.

4.1.3 Contraintes d'application

L'utilisation de la régression linéaire multiple requiert des conditions théoriques (Groupe CHADULE, 1997), qu'il est dans, la réalité, difficile de réunir.

4.1.3.1 La colinéarité des prédicteurs

La méthode de régression linéaire multiple dite *stepwise* en mode *forward* suppose donc une absence de colinéarité entre les régresseurs : les variables explicatives ne doivent pas être liées entre elles. Afin de vérifier cela, l'ensemble des variances communes à l'ensemble des prédicteurs, pris deux à deux, est calculé (**Figure 54**) dans les régions « Rift oriental » (**Figure 54a**) et « Vaal – Orange » (**Figure 54b**). Pour faciliter la lecture, les valeurs inférieures à 1 % ont été enlevées et les valeurs supérieures à 50 % ont été notées en gras.

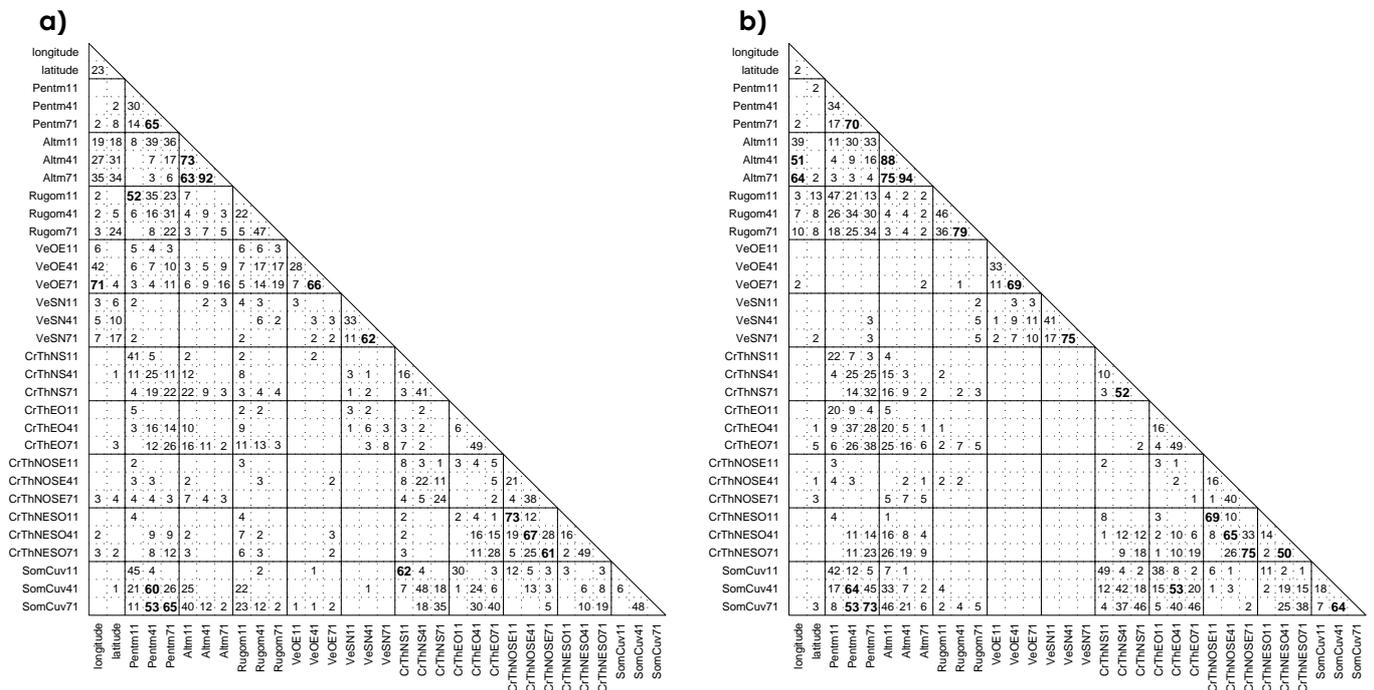


Figure 54 : Colinéarités entre prédicteurs, en variance, selon trois tailles de fenêtre pour la région « Rift Oriental » (a) et la région « Vaal – Orange » (b)

Des colinéarités communes aux deux zones étudiées apparaissent. Ces colinéarités peuvent être rangées en deux catégories :

- la colinéarité d'échelle : un descripteur est colinéaire avec lui-même sur des fenêtres différentes (altm33 et altm123 ou altm123 et altm213, par exemple),
- la colinéarité de descripteur : elle concerne une échelle unique (33 km, par exemple) pour laquelle deux descripteurs sont liés (« Pent » et « SomCuv », « CrThNESO » et « CrThNOSE » pour cette échelle).

La seconde catégorie est la plus représentée, certains prédicteurs décrivant de manière différente une même information (voir section 3.2.5). Concernant les échelles, les plus fortes colinéarités apparaissent entre les échelles moyennes et larges, rarement entre les échelles fines et larges, confirmant l'importance d'une approche multiscalaire : pour un même descripteur, il existe une complémentarité d'information entre les échelles.

Des spécificités régionales apparaissent, montrant ainsi les différences d'orographie entre les deux zones. Dans la région « Vaal – Orange » (**Figure 54b**), on retrouve notamment les colinéarités entre altitude moyenne et longitude, qui se traduisent notamment par une intensification de la colinéarité avec l'élargissement de la fenêtre (lié au relief de la zone). Dans la région « Rift oriental » (**Figure 54a**), variabilité altitudinale et altitude moyenne à échelle fine (33 km) sont liées, montrant la complexité du relief à cette échelle : l'environnement topographique des stations en altitude est plus « rugueux » que celui des stations de basse altitude.

Les deux régions ne respectent pas parfaitement la nécessaire absence de colinéarité. Cependant, dans un souci de connaître au mieux les facteurs de la répartition spatiale des normales mensuelles de précipitations, tous les régresseurs sont conservés. Il faudra donc garder à l'esprit l'existence des colinéarités lors de l'interprétation des modélisations.

4.1.3.2 La normalité des variables

Cette méthode suppose aussi que les relations entre variables à expliquer et variables explicatives soient linéaires, donc que les séries corrélées possèdent des distributions qui suivent une loi normale. Cependant, que ce soit les normales mensuelles de précipitations ou les différents descripteurs topographiques, aucune variable n'a de distribution parfaitement gaussienne. Il est possible de procéder à une transformation des variables explicatives (par un logarithme, par exemple). Les nouvelles variables sont susceptibles de présenter une relation linéaire avec le prédicand (Groupe CHADULE, 1997), mais leur interprétation devient difficile, voire impossible (lorsque l'unité disparaît).

Un choix s'impose donc : le signal ou la signification. Le but de cette étude est de connaître les facteurs de la répartition spatiale. Donc, même si la condition de linéarité n'est pas respectée de manière rigoureuse, on préfère garder la signification physique des prédicteurs, au détriment d'une amélioration de la qualité des modèles.

4.1.3.3 Le nombre de prédicteurs

Le nombre de régresseurs est lié au seuil de significativité du test F de Fisher-Snedecor. Donc, d'un mois à l'autre, le nombre des régresseurs est susceptible de changer. De plus, le nombre de régresseurs dans chaque modèle peut être important (**Tableau 4**), montrant en cela que la variabilité spatiale des moyennes des précipitations dépend d'une combinaison complexe des éléments.

Tableau 4 : Performances des modèles (R^2) sans et avec contrainte du nombre de prédicteurs dans les régions a) « Riff oriental » et b) « Vaal – Orange »

La ligne « sans » donne la performance et le nombre de prédicteurs lorsque la régression linéaire va à son terme (selon Fisher). La ligne « avec » présente les mêmes informations, lorsque le nombre de régresseurs est contraint (4)

a)

Mois		Mars	Avril	Mai	Octobre	Novembre	Décembre
sans	Performance (%)	75	71	69	62	70	72
	Nbre prédicteurs	10	13	11	14	9	9
avec	Performance (%)	37	37	38	36	35	31
	Nbre prédicteurs	4	4	4	4	4	4

b)

Mois		Octobre	Novembre	Décembre	Janvier	Février	Mars	Avril
sans	Performance (%)	73	74	73	77	50	48	40
	Nbre prédicteurs	5	4	9	6	7	9	4
avec	Performance (%)	73	74	72	76	49	44	39
	Nbre prédicteurs	4	4	4	4	4	4	4

Conserver un nombre important de régresseurs peut permettre une reconstitution presque parfaite du prédicand. Dans notre étude, l'interprétation physique des modèles statistiques est privilégiée. Or, la combinaison d'un grand nombre de prédicteurs rend difficile cette interprétation (par la multiplication des interactions entre prédicteurs). De plus, la stabilité des modèles statistiques doit être garantie : on cherche à généraliser un phénomène plutôt qu'à reproduire un état de fait (Philippon, 2002).

Ainsi, les modèles statistiques issus des régressions linéaires multiples sont limités à quatre prédicteurs. Une partie de l'information apportée par l'ensemble des régresseurs est

donc perdue, mais la part de variance expliquée reste correcte. Ici, on se préoccupe autant de la conservation des capacités de reproduction lors du passage de N prédicteurs à quatre prédicteurs que de la stricte performance des modèles.

Dans la région « Rift oriental » (**Tableau 4a**), les modèles construits avec tous les prédicteurs sélectionnés par régression expliquent entre 62 et 75 % de la variance totale, alors que les modèles à quatre prédicteurs expliquent seulement 31 à 38 % de la variance totale. Cela représente une perte de 25 à 40 % de la capacité d'explication.

Dans la région « Vaal – Orange » (**Tableau 4b**), la capacité de reconstitution des valeurs observées est quasiment conservée. La perte n'est, au maximum, que de 8 % (en mars).

Les modèles présentés dans la prochaine partie seront donc composés de quatre prédicteurs chacun, permettant :

- une explication plus facile des liens entre précipitations moyennes mensuelles et relief,
- une comparaison des modèles au sein d'une même région (pour essayer de mettre en évidence des variabilités mensuelles ou saisonnières des relations) ou d'une région à l'autre (permettant peut-être de distinguer des configurations de relief propres à chaque région et expliquant une grande part de la variabilité spatiale des précipitations moyennes).

4.1.3.4 L'échantillonnage

Dans une régression linéaire multiple, l'utilisation d'un échantillon à la place de la population présente un avantage. Une partie seulement de la population est utilisée pour la mise au point du modèle statistique. Les autres observations sont utilisées comme contrôle de la qualité de la modélisation (en regardant si le modèle reproduit bien les valeurs observées).

Toutefois, dans notre cas, le recours à un échantillonnage simple est problématique. Chacune des régions d'étude est considérée comme un ensemble, à l'intérieur duquel toutes les stations qui le composent suivent le même schéma de répartition des précipitations moyennes. Tout échantillon doit être représentatif de la population étudiée. Dans notre cas, puisque le relief est pris en compte, l'échantillon de travail doit être représentatif de la complexité du relief (stratification). Il est difficile de déterminer un échantillon

représentatif avec de telles contraintes, surtout lorsque la population de départ est faible (comme c'est le cas dans la région « Rift oriental »). Une solution envisageable est la multiplication des échantillons, permettant de déterminer un modèle par la fréquence des prédictors. Mais cette méthode ne répond qu'imparfaitement au souci de mettre au point des modèles généraux (voir annexe I).

C'est pourquoi, aussi bien dans la région « Rift oriental » que dans la région « Vaal – Orange », l'identification des prédictors est faite à partir de la population des stations (qui peut aussi être considérée comme un échantillon à l'échelle de la région) et non à partir d'un échantillon de ces stations. Dans un souci de comparaison, les descripteurs topographiques devraient être standardisés, permettant ainsi de comparer leur poids respectif dans le modèle. Cependant, cette standardisation posera problème lors de la transposition des modèles stationnels à une grille. En effet, cela suppose que la population des stations (régions « Rift oriental » et « Vaal – Orange ») est en fait un échantillon représentatif de l'ensemble de la pluviométrie moyenne régionale, et, donc, que les moyennes et écarts-types utilisés pour standardiser les prédictors au niveau des stations sont équivalents aux moyennes et écarts-types régionaux, ce qui a peu de chance d'être le cas. Toutefois, leur ordre d'apparition dans le modèle de régression multiple linéaire permet une hiérarchisation de leur influence respective.

4.2 Validation de la modélisation statistique par régression linéaire multiple

La qualité des modèles statistiques mensuels doit être testée. La partie qui suit est consacrée au choix et à la définition de critères et techniques de validation des modèles statistiques.

4.2.1 *Les critères de validation*

Un ensemble de critères permet de valider une série d'estimations, en la confrontant à la série de référence. La plupart de ces critères ont été développés pour des validations dans le temps des sorties de modèles de régression.

La sélection qui suit peut paraître succincte, mais ce qui compte ici n'est pas la multiplication des tests de validité, mais seulement l'utilisation de quelques critères depuis longtemps éprouvés. L'utilisation de ces critères permettra de dire si les différents modèles

présentés plus loin ont, ou non, un intérêt dans la compréhension des distributions spatiales de normales de précipitations, avec une faible chance de faire erreur.

4.2.1.1 Le coefficient de détermination

Le premier critère est le coefficient de détermination R^2 (Équation 4.9), c'est-à-dire le coefficient de corrélation élevé au carré.

$$R^2 = \left(\frac{\frac{1}{n} \sum_{s=1}^n (\hat{y}_s - \bar{\hat{Y}})(y_s - \bar{Y})}{\sigma_Y \sigma_{\hat{Y}}} \right)^2 \quad (4.9)$$

Avec :

- n le nombre de stations,
- y_s l'observation à la station s ,
- \bar{Y} moyenne de la série observée,
- σ_Y l'écart-type de la série observée,
- \hat{y}_s l'estimation à la station s ,
- $\bar{\hat{Y}}$ la moyenne de la série estimée,
- $\sigma_{\hat{Y}}$ l'écart-type de la série estimée.

Le coefficient de détermination donne la part de variance commune aux séries observée et estimée et est généralement exprimé en pourcentage (Équation 4.10) :

$$R^2 = \frac{\text{variance expliquée}}{\text{variance totale}} \times 100 \quad (4.10)$$

Le coefficient de détermination R^2 varie entre 0 (aucune variance commune aux deux séries) et 100 (séries observée et estimée ont la même variance). Il permet, de manière simple, de tester la qualité du modèle statistique, en donnant la part d'information totale prise en compte par le modèle de régression.

Cependant, le coefficient de détermination repose sur une relation linéaire. En outre, il ne tient pas compte des effets de taille : il n'indique pas si la série estimée s'exprime dans les mêmes proportions que la série observée, mais signale seulement la co-occurrence de valeurs relatives faibles (ou fortes) dans la série observée et dans la série estimée.

4.2.1.2 Le biais de modélisation

Afin de connaître les erreurs de modélisation, le biais mesure l'erreur systématique moyenne (**Équation 4.11**) :

$$biais = \frac{1}{n} \sum_{s=1}^n (\hat{y}_s - y_s) \quad (4.11)$$

Avec :

- n le nombre de stations,
- \hat{y}_s est l'estimation à la station s ,
- y_s l'observation à la station s .

Le biais s'exprime dans la même unité que les séries étudiées (mm). En théorie, la valeur du biais varie dans l'intervalle $[-\infty, +\infty]$. Son signe a donc une signification : pour un biais positif, les valeurs estimées sont supérieures, en moyenne, aux valeurs observées. Un biais négatif indique des valeurs estimées inférieures, en moyenne, aux valeurs observées.

4.2.1.3 L'erreur quadratique moyenne

L'erreur quadratique moyenne (*EQM*), ou root mean square error (*RMSE*), compte parmi les critères de validation le plus utilisés pour la validation des prévisions saisonnières climatiques (Ward et Folland, 1991 ; Drosdowsky et Zhang, 2003). Comme son nom l'indique, l'*EQM* mesure une erreur moyenne de modélisation.

Cependant, des études récentes (Déqué, 2003 ; Willmott et Matsuura, 2005) ont souligné le fait que l'utilisation de l'*EQM* est souvent inappropriée, d'autant que l'*EQM* est une mesure mal interprétée de l'erreur moyenne (Willmott et Matsuura, 2005). De plus, l'*EQM* est particulièrement sensible aux erreurs atypiques (Déqué, 2003), provoquées par des données erronées, des phénomènes extrêmes, etc.

Une autre mesure de l'erreur moyenne lui est préférée : l'erreur absolue moyenne (*EAM*), ou mean absolute error (*MAE*) (**Équation 4.12**) :

$$EAM = \frac{1}{n} \sum_{s=1}^n |\hat{y}_s - y_s| \quad (4.12)$$

Avec :

- n le nombre de stations,
- \hat{y}_s est l'estimation à la station s ,

y_s l'observation à la station s .

L'*EAM* s'exprime dans la même unité que les séries à valider (le mm dans notre cas) et mesure la ressemblance des séries observée et estimée.

4.2.1.4 La « linear error in probability space »

Le dernier critère, « linear error in probability space » ou LEPS (Ward et Folland, 1991 ; Potts *et al.*, 1996 ; Potts, 2003), est basé sur les probabilités cumulées et est défini comme la différence absolue moyenne entre la fréquence cumulée de l'estimation et la fréquence cumulée de l'observation (Déqué, 2003). Pour le LEPS, une erreur de même ampleur est moins importante dans les valeurs extrêmes qu'à proximité de la moyenne. Il s'agit d'une mesure du respect par la série estimée de la fonction de distribution de la série observée (Équation 4.13).

$$LEPS_0 = \frac{1}{n} \sum_{s=1}^n |F_Y(\hat{y}_s) - F_Y(y_s)| \quad (4.13)$$

Avec :

F_Y la fonction (empirique) de distribution cumulée des observations (Déqué, 2003),

\hat{y}_s l'estimation à la station s ,

y_s l'observation à la station s ,

n le nombre de stations.

Le critère $LEPS_0$ exprime une probabilité d'obtenir une valeur entre l'estimation et l'observation, cette probabilité étant comprise dans l'intervalle $[0,1]$. Une valeur proche de 0 indique une série estimée proche de la série observée, en valeur absolue et en distribution. Au contraire, une probabilité proche de 1 indique une mauvaise modélisation des observations. C'est donc un score « descendant » (« *negatively oriented score* » en anglais) : un score faible (fort) est recherché (à éviter).

À partir de ce score, Potts *et al.* (1996) ont dérivé un *LEPS* modifié (Équation 4.14), puisqu'il devient « ascendant » (« *positively oriented score* » en anglais) :

$$LEPS = 2 - 3(LEPS_0 + \overline{F_Y(\hat{y})(1 - F_Y(\hat{y}))} + \overline{F_Y(y)(1 - F_Y(y))}) \quad (4.14)$$

Le critère *LEPS* est compris dans l'intervalle $[-1,2]$. Sa lecture est inverse de celle du $LEPS_0$: une modélisation proche de l'observation aura un score proche de 2. Au contraire, une estimation indépendante de l'observation aura un score de -1. Au contraire du $LEPS_0$, un score fort (faible) est recherché (à éviter).

Afin de faciliter la lecture et l'interprétation de ce critère, il est intéressant de le ramener dans l'intervalle $[-100\%,100\%]$, tout en conservant le caractère équitable de ce score (Équations 4.15 et 4.16). Pour cela, on divise le $LEPS$ par le terme $LEPS_m$, dont la définition dépend du signe du $LEPS$ (Potts *et al.*, 1996).

- si le score $LEPS$ est positif :

$$LEPS_m = 2 - 6(\overline{F_Y(y)}(1 - \overline{F_Y(y)})) \quad (4.15)$$

Le $LEPS_m$ (Équation 4.15) définit la meilleure estimation possible de chaque événement (la pluie observée), avec la plus forte probabilité associée.

- si le score $LEPS$ est négatif :

À chaque station s est associée la plus mauvaise probabilité possible (Équation 4.16) :

$$WPS_s = \max \{ |1 - F_Y(y_s)| \cup |0 - F_Y(y_s)| \} \quad (4.16)$$

Puis, à partir de ces probabilités, est calculé le pire scénario possible (Équation 4.17) :

$$LEPS_m = 2 - 3(\overline{WPS} + \overline{F_Y(y)}(1 - \overline{F_Y(y)})) \quad (4.17)$$

La capacité du modèle est exprimée par le $LEPS\%$, qui s'exprime en pourcentage (Équation 4.18) :

$$LEPS\% = \frac{LEPS}{LEPS_m} \times 100 \quad (4.18)$$

Un $LEPS\%$ compris entre -100 % et 0 montre une mauvaise estimation de l'observation par le modèle statistique. Au contraire, plus le score est proche de 100 %, meilleure est l'estimation. Une score tendant vers 100 % montre la capacité du modèle à reproduire, à la fois, les valeurs brutes et la distribution de la série de référence.

4.2.2 Méthode de validation.

Rappelons que les modèles statistiques sont établis à partir de l'ensemble des postes pluviométriques disponibles en Afrique de l'Est et en Afrique du Sud.

La première méthode de validation consiste à confronter directement série observée Y et série estimée \hat{Y} . Les critères de validation définis plus hauts (R^2 , biais, EAM et LEPS) sont

calculés sur la série prédite. L'avantage de cette méthode est la simplicité de son utilisation. Mais, en contrepartie, sont utilisées pour la validation les valeurs mêmes qui ont servi à construire le modèle, ce qui introduit une dépendance forte. Afin de diminuer l'impact de cette dépendance sur la mesure des performances du modèle, des méthodes de validation croisée sont utilisées (Daly, 2006). Parmi ces méthodes, la plus usitée est celle dite « jackknife cross-validation ».

La validation croisée, comme définie précédemment, confronte série observée et série modélisée, à la différence qu'il ne s'agit pas d'une modélisation unique mais d'une modélisation multiple. Si la série observée est composée de n stations, il y aura n modèles statistiques. Le principe de la validation croisée est d'enlever une valeur à la série observée, de modéliser cette série (de taille $n-1$) et d'estimer la valeur pour la station manquante. Une fois l'estimation faite, la valeur est réintroduite et une autre valeur est enlevée. On obtient alors n valeurs estimées, qu'on suppose issues de modèles indépendants des valeurs enlevées.

Afin de stabiliser le modèle, qui risque de varier d'une suppression de valeur à l'autre, les prédicteurs utilisés dans les modèles seront les mêmes. Ce ne sont donc que les paramètres de a_j et b (Équation 4.1) qui changeront de l'un à l'autre.

L'avantage de cette méthode est d'introduire une indépendance entre les valeurs observées et le modèle qui doit servir à les estimer. Cependant, cette méthode ne permet pas de connaître l'erreur de modélisation quand il n'y a pas de stations. De plus, enlever une station à chaque fois lisse les résultats et réduit l'information locale. Enfin, cette validation croisée est sensible aux paires (deux stations très proches) ou aux amas (plusieurs stations très proches), qui induisent de fortes corrélations spatiales. Dans ce cas, la modélisation surestime l'observation des stations concernées (Daly, 2006).

Certains des inconvénients de la « jackknife cross-validation » (notamment, lorsqu'on travaille avec un échantillonnage atypique) sont rattrapés par une validation croisée par multiéchantillonnage. Le principe est équivalent à celui de la méthode précédente, mais au lieu d'enlever une station, c'est un ensemble de stations qui est ôté. Nous allons travailler à partir de deux échantillons aléatoires, sans doublon :

- un échantillon T , utilisé pour le travail préalable à la validation,
- un échantillon V , utilisé pour la validation.

La population des postes pluviométriques de la région « Rift oriental » est relativement faible (305 stations). Pour garantir une indépendance des valeurs estimées vis-à-vis des valeurs observées (ce qui a un effet sur les coefficients du modèle de régression), la taille de l'échantillon T ne doit pas être trop proche de celle de la population étudiée. Mais l'échantillon T ne doit pas être trop petit pour être représentatif de la répartition des précipitations (éviter d'avoir un échantillon T de stations à faible pluviométrie ou encore des stations uniquement situées sous le vent, ...). Dans la région « Rift oriental », la taille de l'échantillon T est fixée à 255 stations. Le réseau de stations de la région « Vaal – Orange » est plus important (1.160 stations). Il est donc possible de travailler avec un échantillon T plus important, composé de 580 stations. Mais il existe des méthodes plus solides pour estimer la taille optimale de cet échantillon T (Hsieh *et al.*, 1998 ; Kelley et Maxwell, 2003, par exemple).

Comme pour la « jackknife cross-validation », le modèle est établi sur l'ensemble des stations (voir annexe) et ce sont les paramètres de a_j et b de l'équation (**Équation 4.1**) qui changent lors du passage de la population des stations à l'échantillon T . Travailler sur un tel échantillon permet, en théorie, de passer outre les effets de paires ou d'amas, permettant de s'affranchir des corrélations spatiales fortes. Toutefois, n'utiliser qu'un échantillon T est problématique, puisque se pose le problème de sa représentativité vis-à-vis de la population des stations, ainsi que celui de sa représentativité dans la validation du modèle statistique.

Afin de pallier ces difficultés, on procède à un échantillonnage multiple : tout en conservant les mêmes tailles d'échantillons T , ceux-ci sont créés aléatoirement un certain nombre de fois : 100 fois pour la région « Rift oriental » et 50 fois pour la région « Vaal – Orange ». À chaque nouvel échantillonnage, les paramètres de a_j et b (**Équation 4.1**) sont calculés, ainsi que les estimations des pluies dans les stations de l'échantillon V . Toutefois, la validation repose sur un *a priori* : la taille des échantillons T est compensée par leur nombre, afin de garantir une validation solide.

On obtient pour chaque station un certain nombre d'estimations (dépendant de l'échantillonnage). Sur chaque station est calculée une moyenne des estimations. On obtient donc une série estimée, qui est confrontée à la série observée grâce aux critères de validation définis plus haut.

Pour résumer, les quatre critères utilisés pour valider les modèles statistiques sont : R^2 , biais, EAM et LEPS%. Ils sont appliqués sur une validation croisée à échantillonnage

multiple. Le fait de procéder par échantillonnage multiple permet de rendre l'estimation indépendante de l'observation au sein du modèle statistique, et de rendre sa validation plus solide.

4.3 Les modèles pluviométriques en Afrique orientale et australe

Dans cette partie, les modèles statistiques des précipitations mensuelles (« MSTA ») pour les deux régions d'étude sont présentés et décrits.

4.3.1 Région « Rift oriental »

Les modèles sont présentés pour la région « Rift oriental » selon les saisons des pluies. Dans un premier temps, sont décrits les modèles de la grande saison des pluies (mars, avril et mai), puis, dans un second temps, les modèles de la petite saison des pluies (octobre, novembre et décembre).

4.3.1.1. Modélisations des précipitations de la GSP

Les trois modèles mensuels obtenus sont les suivants, avec les prédictors indiqués par ordre d'entrée dans chaque modèle :

Modèle du mois de mars :

$$\text{MSTA} = 8,54\text{VeSN213} + 6,41\text{VeOE213} + 8,61\text{Pentm33} - 0,031\text{Altm123} + 141$$

Modèle du mois d'avril :

$$\text{MSTA} = 17,4\text{VeSN123} + 0,147\text{Rugo33} + 0,182\text{Rugo123} + 20,0\text{VeSN33} + 75,3$$

Modèle du mois de mai :

$$\text{MSTA} = 29,2\text{VeSN33} + 0,075\text{Alt213} + 0,169\text{Rugo33} + 14,0\text{VeSN123} - 10,1$$

Pendant la grande saison de pluies, les prédictors des modèles « MSTA » sont pour moitié des descripteurs morphologiques (**Tableau 5**). On trouve ensuite la variabilité altitudinale, l'altitude moyenne et la pente moyenne.

Tableau 5 : Les prédicteurs du modèle « MSTA » au cours de la GSP dans la région « Riff oriental »

Lon				
Lat				
	Kilomètres			
	33	123	213	
Altm		1	1	2
Pentm	1			1
Rugo	2		1	3
VeOE			1	1
VeSN	2	2	1	5
CrThNS				
CrThEO				
CrThNOSE				
CrThNESO				
SomCum				
	5	3	4	

La distribution spatiale des précipitations pendant toute la GSP est donc liée aux expositions sud (coefficients de régression associés au descripteur « VeSN » positifs), à une échelle de plus en plus fine à mesure que progresse la saison des pluies. Les plus fortes précipitations des versants sud peuvent s'expliquer par le fait que, pendant cette saison, aux alizés de nord-est correspond une humidité moindre (**Figure 55** et **Figure 56**). L'effet de la position de la ZCIT est différent d'un mois sur l'autre : en mars, seuls les premiers versants (au sud de la région) d'exposition sud sont touchés par les alizés de sud. L'association avec l'exposition ouest indique que les pluies les plus importantes surviennent sous le vent des flux (secs) de nord-est. En enlevant l'effet de la position en latitude, l'exposition sud n'explique que 14 % de la variance spatiale des précipitations (17 % en conservant l'effet de la latitude, ce qui reste faible).

De plus, l'effet de l'exposition n'apparaît qu'en partie basse des versants (piémont ou fond de vallée), puisque l'altitude a une action inhibitrice (coefficient de régression négatif). Ceci est lié à la structure verticale de la ZCIT : dans les basses couches, les alizés de sud dominant, mais, en altitude, les alizés de nord persistent (**Figure 56**).

4.3 Les modèles pluviométriques en Afrique orientale et australe

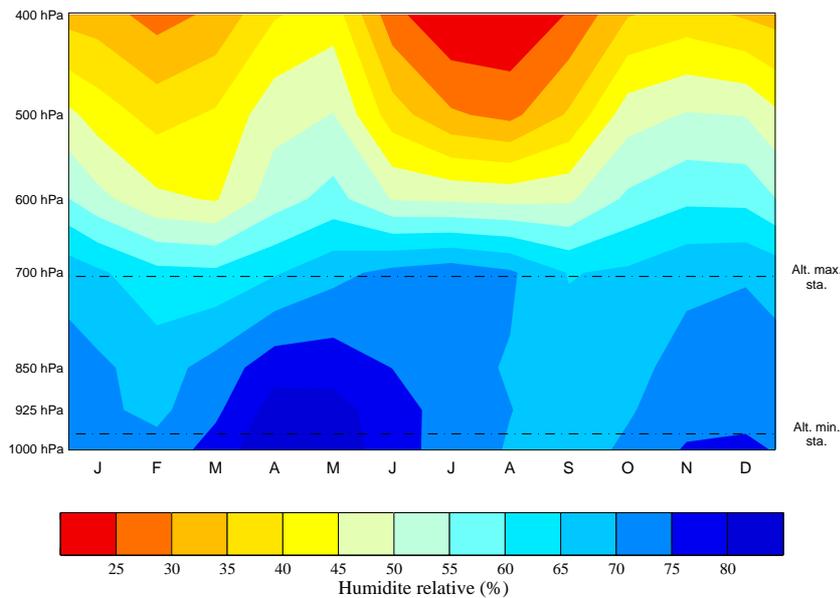


Figure 55 : Évolution mensuelle de l'humidité relative moyenne au-dessus de la région « Riff oriental »

La moyenne mensuelle est calculée pour la période 1961-1985 à partir des données de réanalyses NCEP/NCAR

Quant à la pente, elle a un rôle d'initiation de la convection, puisque ce sont sur les fortes pentes des premiers versants sud-ouest que les précipitations sont le plus fortes.

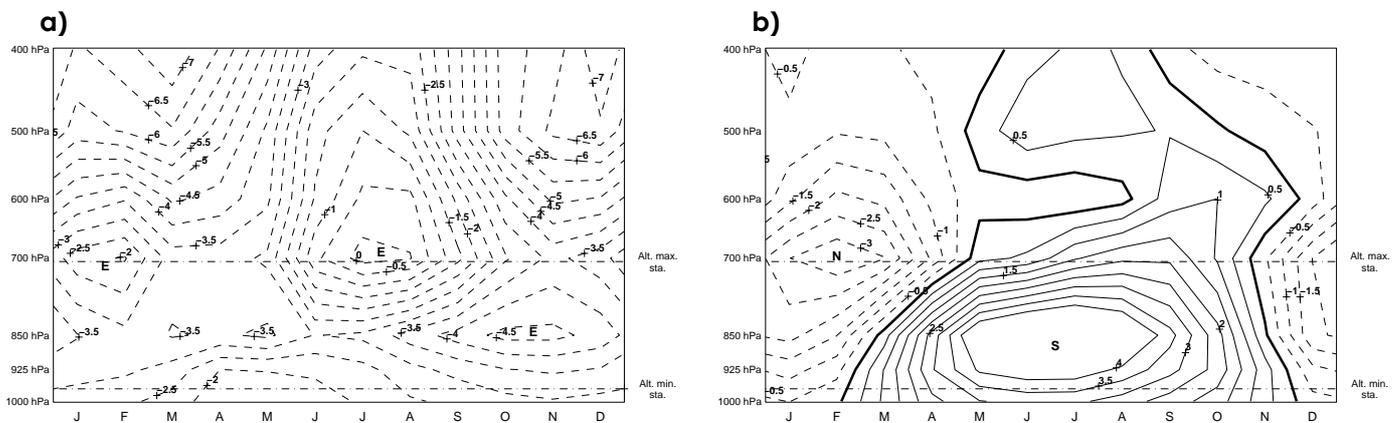


Figure 56 : Flux zonaux et méridiens moyens au-dessus de la région « Riff oriental », en m.s⁻¹

La moyenne mensuelle est calculée pour la période 1961-1985 à partir des données de réanalyses NCEP/NCAR

En avril, le rôle de l'exposition est renforcé. Avec (sans) effet de la latitude, l'exposition sud explique 25 % (22 %) de la variance spatiale des moyennes de précipitations. Pendant ce mois, une topographie marquée (« Rugo ») de ces versants à échelles fine et moyenne est favorable aux précipitations (coefficients de régression positifs). La remontée de la ZCIT s'accompagne d'alizés de sud, présents sur une épaisseur d'atmosphère plus importante (Figure 56), avec une humidité maximale (Figure 55).

En mai, contrairement à mars, on retrouve une situation plus attendue où plus l'altitude à large échelle augmente, plus les précipitations augmentent. Les versants sud des massifs montagneux isolés (coefficients positifs de « VeSN » et « Rugo », à des échelles assez fines) sont également bien arrosés. Malgré l'installation du flux de mousson (stable et divergent), des ascendances orographiques locales se déclenchent encore sur les hautes terres et les versants sud des massifs isolés. Les flux d'alizés de sud, humides (**Figure 55**), sont dominants sur l'ensemble de la couche atmosphérique dans laquelle sont situées les stations (**Figure 56**). Une variabilité altitudinale (« Rugo ») de petite échelle conserve son rôle bénéfique. L'ensemble des versants exposés au sud est maintenant sous l'influence des alizés de sud. En enlevant l'effet de la latitude, ces versants expliquent 30 % de la variabilité spatiale des moyennes de précipitations, contre 27 % en conservant l'effet de la latitude.

Les mois d'avril et, à un degré moindre, de mai sont particulièrement intéressants car ils mettent en avant l'importance d'une approche multiscalaire lorsqu'il s'agit d'étudier les facteurs de la répartition spatiale des précipitations. De plus, comme évoqué en section 3.4.2.1, l'altitude moyenne n'est pas le facteur explicatif principal : elle apparaît, certes, dans deux modèles, en deuxième position en mai, mais en dernière position en mars et avec un coefficient négatif.

La capacité des modèles « MSTA » à reproduire les précipitations moyennes des mois de la grande saison des pluies est étudiée ici (**Tableau 6**). Les résultats présentés sont des moyennes établies sur les sorties de validations croisées (voir section 4.2.2), ainsi que l'écart-type des critères de validation.

Tableau 6 : Critères de validation des modèles « MSTA » au cours de la GSP dans la région « Riff oriental »

	R ²	Biais	EAM	LEPS%
« MSTA » mars	36 % σ 8 %	-0,37 mm σ 4,7 mm	25 mm σ 3 mm	34 % σ 6 %
« MSTA » avril	34 % σ 10 %	-0,09 mm σ 10,7 mm	59 mm σ 7 mm	30 % σ 6 %
« MSTA » mai	36 % σ 12 %	-1,33 mm σ 11,2 mm	57 mm σ 7 mm	32 % σ 6 %

Si, au cours des trois mois de la GSP, la variance commune (R²) aux observations et aux modélisations n'excède pas 36 %, l'instabilité du modèle augmente légèrement entre le début et la fin de la période. La variabilité du R² est plus importante en mai (12 %) qu'en mars (8 %). L'erreur systématique augmente aussi entre début et fin de GSP : si elle est

négligeable en mars et en avril, car inférieure aux imprécisions de mesures, elle est plus importante en mai (-1,33 mm en moyenne), surtout pour certains échantillons de stations (σ de 11,2 mm). L'erreur absolue moyenne (EAM), qui mesure la ressemblance, augmente aussi avec le temps. Elle est de 25 mm en mars, mais fait plus que doubler en avril et mai (pratiquement 60 mm). Enfin, les valeurs de LEPS sont relativement faibles : les modèles « MSTA » sont capables de reproduire le comportement moyen de la répartition spatiale des pluies. En revanche, ils sont dans l'incapacité de reproduire les valeurs extrêmes de précipitations.

4.3.1.2. Modélisations des précipitations de la PSP

La présentation des modèles établis au cours de la PSP est la même que celle indiquée dans la section consacrée à la GSP.

Modèle du mois d'octobre :

$$\text{MSTA} = 134\text{Pentm213} - 81,6\text{SomCuv213} + 11,8\text{CrThNESO123} + 7,44\text{Lat} + 6,57$$

Modèle du mois de novembre :

$$\text{MSTA} = -19,9\text{VeOE123} + 16,8\text{CrThNESO123} + 10,5\text{VeSN213} + 9,98\text{Lat} + 130$$

Modèle du mois de décembre :

$$\text{MSTA} = -5,84\text{Lat} + 10,5\text{CrThNESO123} - 0,024\text{Altm123} + 4,82\text{Pentm33} + 109$$

La diversité des prédictors au sein des modèles « MSTA » de la petite saison de pluies est plus grande. Toutefois, deux types de descripteurs dominent : un descripteur morphologique et une position géographique (**Tableau 7**). Suivent la pente et d'autres descripteurs topographiques.

La distribution spatiale des précipitations au cours de la PSP est principalement liée à la position en latitude et à l'orientation nord-est/sud-ouest des crêtes et des vallées.

Tableau 7 : Les prédicteurs du modèle « MSTA » au cours de la PSP dans la région « Rift oriental »

Lon				
Lat	3			3
Kilomètres				
	33	123	213	
Altm		1		1
Pentm	1		1	2
EcTyp				
VeOE		1		1
VeSN			1	1
CrThNS				
CrThEO				
CrThNOSE				
CrThNESO		3		3
SomCum			1	1
	1	5	3	

Toutefois, les précipitations d'octobre s'expliquent d'abord par la présence de pentes à large échelle (213 kilomètres). Dans le nord de la région « Rift oriental » (« Lat »), le piémont des régions accidentées (SomCuv213), ainsi que les lignes de crête d'axe nord-est/sud-ouest (Pentm213 et CrThNESO123), reçoivent le plus de précipitations. La ZCIT est toujours positionnée dans l'hémisphère nord et les alizés de sud dominant (**Figure 56**). Cette position favorise surtout les stations du nord de la région (**Figure 11j**).

En novembre, les versants de moyenne et de large échelles (123 et 213 kilomètres) exposés au sud-est (« VeOE123 » et « VeSN213 ») et les massifs montagneux (« CrThNESO123 ») dans la partie nord de la région (« Lat ») reçoivent le plus de précipitations. La ZCIT progresse vers le sud, les alizés de sud et de nord confluent au-dessus de la région (**Figure 56**). Pendant ce mois, la composante zonale des alizés est plus importante que la composante méridienne (**Figure 12e**, section 3.4.3.1), favorisant les versants d'exposition est. L'humidité relative est un peu plus importante, notamment dans les basses couches de l'atmosphère (**Figure 55**).

Pendant le mois de décembre, dans le sud de la région « Rift oriental » (« Lat »), les bas de versants (« Altm123 ») des massifs montagneux (« CrThNESO123 ») à forte pente (« Pentm123 ») sont les plus favorables aux précipitations. La ZCIT est localisée dans l'hémisphère sud, les alizés de nord sont alors dominants (**Figure 56**) et l'humidité relative est surtout importante dans les basses couches de l'atmosphère (**Figure 55**), d'où l'effet inhibiteur de l'altitude (moins d'humidité en altitude).

De la même manière que la saison précédente, la performance des modèles « MSTA » de la PSP est définie par l'intermédiaire des critères de validation (**Tableau 8**).

Tableau 8 : Critères de validation des modèles « MSTA » au cours de la PSP dans la région « Riff oriental »

	R ²	Biais	EAM	LEPS%
« MSTA » octobre	34 % σ 11 %	0,67 mm σ 8,7 mm	37 mm σ 4 mm	30 % σ 8 %
« MSTA » novembre	36 % σ 10 %	0,50 mm σ 10,7 mm	50 mm σ 5 mm	30 % σ 6 %
« MSTA » décembre	31 % σ 9 %	0,56 mm σ 5,6 mm	25 mm σ 3 mm	28 % σ 5 %

Les modèles « MSTA » estiment difficilement les précipitations moyennes en PSP. Les variances communes aux observations et aux modélisations (R²) sont inférieures à 40 %. Toutefois, l'erreur systématique (biais) est inférieure à l'erreur de mesure, même si le mois de novembre présente une variabilité importante. L'EAM est forte, surtout en novembre (50 mm) : le modèle reproduit difficilement les observations. Cette impression est confirmée par le LEPS% : les valeurs relativement faibles montre une bonne capacité des différents modèles « MSTA » à reproduire une situation moyenne, mais peinent à modéliser les valeurs extrêmes.

4.3.1.3 Bilan des deux saisons

Les deux saisons des pluies se distinguent l'une de l'autre par les facteurs favorisant les précipitations et leur échelle spatiale d'action. Pendant la grande saison des pluies, la position sur des versants (de massif montagneux ou de vallée) est favorable aux précipitations, principalement aux échelles fines. Les versants présentant une topographie accidentée (forte variation des altitudes) sont les plus favorables. Les effets d'exposition (**Figure 57**) sont donc importants : ce n'est pas sur les plus hauts sommets que se produisent les précipitations, mais sur les versants. Les plus (moins) fortes pluies des versants sud (nord) soulignent les caractères différenciés des masses d'air boréal et austral, et la structure inclinée de leur contact au sein de la ZCIT (**Figure 56**).

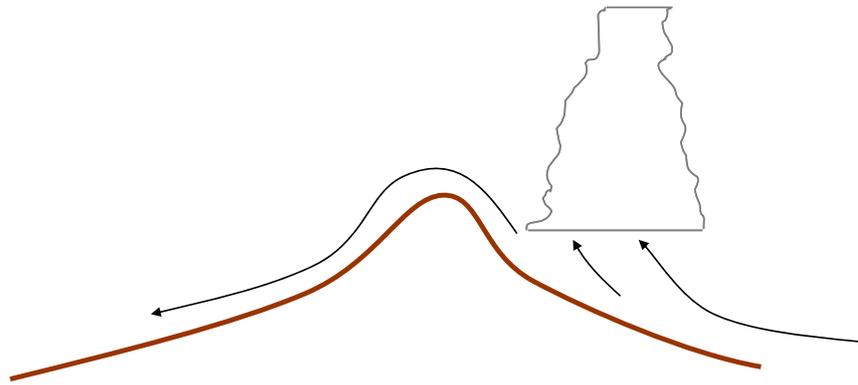


Figure 57 : Effet de l'exposition sur la convection dans la région « Rift oriental »

En PSP, les positions de crête sont plus favorables, pour des échelles moyennes, associées à la position en latitude. Ces éléments donnent aux convergences de basse couche, qu'elles soient liées (Figure 58a) ou non au relief (Figure 58b), un rôle déterminant dans la répartition spatiale des précipitations en cette saison. La structure verticale de la ZCIT (Figure 56) est un élément favorable.

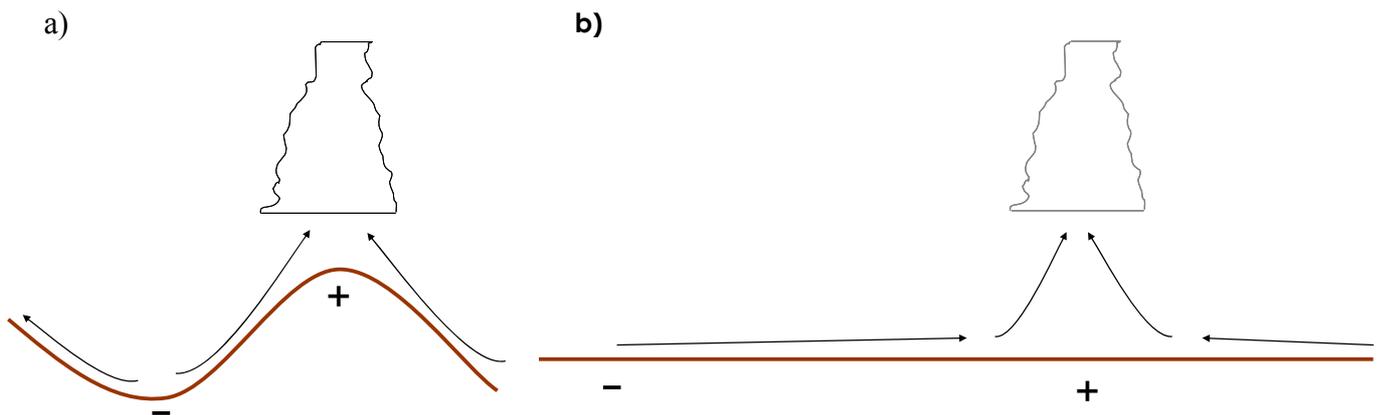


Figure 58 : Effets de la position en crête ou en vallée (a) et de la ZCIT (b) sur la convection dans la région « Rift oriental »

4.3.2 Région « Vaal – Orange »

Comme dans le « Rift oriental », les modèles « MSTA » sont seulement décrits pour les mois de la saison des pluies, d'octobre à avril.

Modèle du mois d'octobre :

$$MSTA = 6,50Lon + 1,65Lat - 0,023EcTypm123 + 0,273 \times VeOE123 - 80,3$$

Modèle du mois de novembre :

$$MSTA = 7,61Lon + 4,69Lat - 0,546VeSN33 - 0,550CrThNOSE123 - 14,7$$

Modèle du mois de décembre :

$$\text{MSTA} = 8,40\text{Lat} + 0,067\text{Altm213} - 1,19\text{CrThNOSE213} + 1,88\text{Lon} + 157$$

Modèle du mois de janvier :

$$\text{MSTA} = 12,4\text{Lat} + 0,064\text{Altm213} + 4,14\text{Lon} + 2,35\text{CrThEO213} + 233$$

Modèle du mois de février :

$$\text{MSTA} = 8,76\text{Lon} + 2,59\text{Lat} + 0,091\text{Rugo123} + 1,11\text{VeSN213} - 85,3$$

Modèle du mois de mars :

$$\text{MSTA} = 5,68\text{Lon} + 3,84\text{Lat} + 0,135\text{Rugo213} + 1,36\text{VeSN213} + 18,1$$

Modèle du mois d'avril :

$$\text{MSTA} = 1,39\text{Lon} + 1,35\text{Lat} + 0,030\text{Altm213} + 0,942\text{CrThNOSE213} - 1,61$$

Pendant la saison des pluies de la région « Vaal – Orange », les modèles « MSTA » ont une caractéristique commune : la présence systématique de la position géographique, représentée par la longitude et la latitude (**Tableau 9**).

Tableau 9 : Les prédicteurs du modèle « MSTA » au cours de la saison des pluies dans la région « Vaal – Orange »

Lon	7			7
Lat	7			7
	Kilomètres			
	33	123	213	
Altm			3	3
Pentm				
Rugom		2	1	3
VeOE		1		1
VeSN	1		2	3
CrThNS				
CrThEO			1	1
CrThNOSE		1	1	2
CrThNESO			1	1
SomCum				
	1	4	9	

Et dans cinq modèles sur sept, ces deux descripteurs sont les prédicteurs principaux (en première et deuxième positions). Toutefois, il existe une différence dans la qualité de description de la position géographique. En octobre et novembre, les seules longitude et latitude expliquent plus de 70 % de la distribution spatiale des précipitations. Comme les coefficients de régression associés sont positifs, la région présente un gradient de

précipitations d'orientation sud-ouest (faible pluviométrie)/nord-est (fortes précipitations). Pendant ces deux mois, les perturbations d'ouest sont le système pluviogène principal (Preston-Whyte et Tyson, 1997 ; Richard *et al.*, 2002), notamment les cut-off lows, qui induisent des précipitations plus importantes dans l'est de la zone (**Figure 13**), d'où l'existence d'un gradient de précipitations à l'échelle mensuelle. Les autres prédicteurs ont une influence limitée sur la distribution spatiale des précipitations (variance expliquée inférieure à 2 %). Ils ne font donc que moduler cette tendance, en introduisant des effets d'exposition (« VeSN » et « VeOE »), de vallée (« CrThNOSE », à coefficient de régression négatif) et de simplicité topographique (« Rugo », à coefficient de régression négatif).

Entre février et avril, l'organisation spatiale des précipitations est moins contrôlée par ce gradient, puisqu'à lui seul, il n'explique que 35-40 % de la variance totale. Les perturbations tropicales deviennent le système pluviogène principal (Preston-Whyte et Tyson, 1997), au sein de flux de nord-est dominants (**Figure 59**).

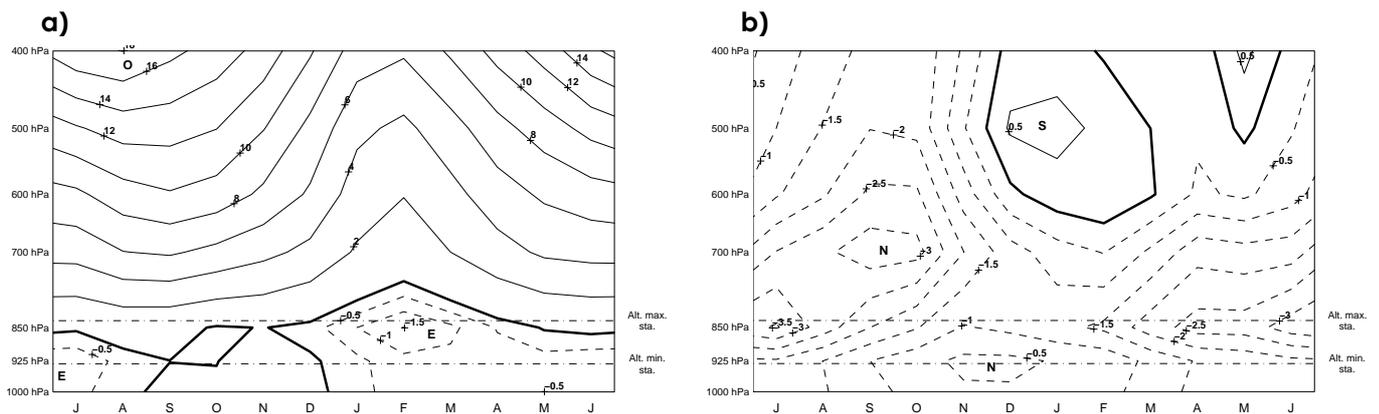


Figure 59 : Flux zonaux (a) et méridiens (b) au-dessus de la région « Vaal – Orange »

Ces flux sont chargés en humidité et, même si une grande partie se décharge au nord de la région « Vaal – Orange », l'humidité disponible est plus importante qu'en début de saison des pluies (**Figure 60**). Du fait d'une possible relaxation du gradient de pression (entre océan Atlantique et continent, liée à une convergence au-dessus du Drakensberg moins forte, et d'une divergence moindre, voire nulle, en basse couche (**Figure 14e à g**), l'atmosphère peut se déstabiliser plus facilement et induire plus de convection, précipitant une partie de l'humidité disponible.

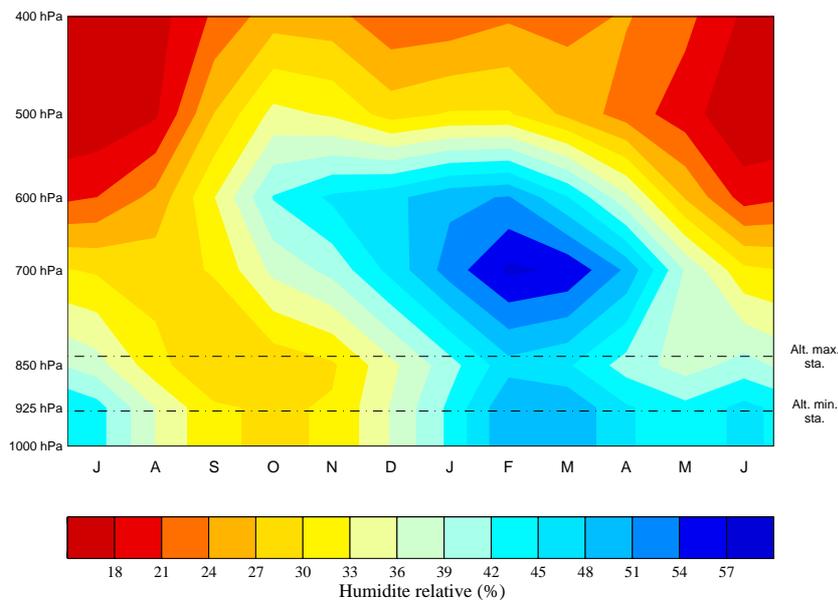


Figure 60 : Évolution mensuelle de l'humidité relative au-dessus de la région « Vaal – Orange »

Pendant ces trois mois, les autres prédictors modulent plus fortement l'effet de la position géographique, puisque la variance commune aux précipitations et à ces prédictors peut atteindre 8 %. En février et mars, l'association des effets d'exposition sud (« VeSN ») et d'une topographie accidentée (« Rugo ») à la surface de tendance (représentée par la combinaison de la longitude et de la latitude) est la plus favorable. L'hypothèse émise en section 3.4.7 peut de nouveau être évoquée ici : au pas de temps quotidien, les flux de sud, même peu fréquents, apportent plus de précipitations que les flux de nord. À l'échelle mensuelle, c'est cet effet qui ressort alors au travers du descripteur « VeSN ».

Les mois de décembre et janvier se distinguent, car ils ne présentent pas la combinaison de la longitude et de la latitude comme prédicteur principal, mais la combinaison de la latitude et de l'altitude d'échelle large (213 kilomètres). Toutefois, par la structure du relief dans la région, l'organisation spatiale des précipitations suit toujours un gradient d'orientation nord-est/sud-ouest. Ce gradient est plus contraint par l'altitude que par la longitude, en association avec la présence de crêtes ou de thalwegs (selon le mois). Pendant ces deux mois les perturbations tropicales, au sein de flux de nord-est dominants, prévalent (Preston-Whyte et Tyson, 1997). De plus, des taux d'humidité relative plus forts sont présents en altitude (**Figure 60**), pouvant ainsi expliquer en partie l'effet bénéfique de l'altitude moyenne (à large échelle).

Le changement de signe entre « CrThNESO213 » (coefficient négatif, position de vallée favorable) et « CrThEO213 » (coefficient positif, position en crête favorable) est

difficilement interprétable, d'autant que la variance expliquée par chacun reste inférieure à 1 %.

Nous venons de voir que la surface de tendance explique moins bien la distribution spatiale des précipitations moyennes en fin de saison des pluies. Comment les performances des modèles « MSTA » évoluent-elles dans le temps ?

Entre octobre et janvier, les modèles « MSTA » expliquent plus de 70 % (voire plus de 75 %) de la distribution spatiale des normales (**Tableau 10**), pour une variabilité très faible des résultats en fonction de l'échantillon utilisé. Si cette faible variabilité demeure en fin de saison (entre février et avril), la variance expliquée diminue fortement (moins de 50 %). La même remarque s'applique au LEPS (ressemblance entre les distributions statistiques) : les modèles « MSTA » reproduisent plutôt bien les observations (valeurs moyennes et extrêmes) en début de saison. Mais, en fin de saison, les modèles semblent avoir plus de difficulté à reproduire les valeurs extrêmes. Ceci peut s'expliquer par le fait que les précipitations sont plus homogènes pendant cette période, les contraintes exercées par les forçages externes (représentés par la latitude et la longitude, en partie) et internes (topographie) étant moindres. En revanche, l'erreur systématique d'estimation (biais) reste inférieure à l'erreur de mesure, quel que soit le mois, tandis que l'erreur absolue (EAM) reste faible (à peine supérieure à 10 mm, en fonction de l'échantillonnage).

Tableau 10 : Critères de validation des modèles « MSTA » au cours de la saison des pluies dans la région « Vaal – Orange »

	R ²	Biais	EAM	LEPS%
« MSTA » octobre	73 % σ 1 %	0,01 mm σ 0,28 mm	4 mm σ 0,1 mm	61 % σ 1 %
« MSTA » novembre	73 % σ 2 %	0,09 mm σ 0,46 mm	6 mm σ 0,15 mm	62 % σ 1 %
« MSTA » décembre	72 % σ 2 mm	-0,07 mm σ 0,52 mm	7 mm σ 0,16 mm	61 % σ 1 mm
« MSTA » janvier	76 % σ 1 %	0,06 mm σ 0,68 mm	9 mm σ 0,21 mm	66 % σ 1 %
« MSTA » février	48 % σ 3 %	0,06 mm σ 0,81 mm	10 mm σ 0,24 mm	39 % σ 2 %
« MSTA » mars	43 % σ 3 %	0,08 mm σ 0,62 mm	8 mm σ 0,23 mm	37 % σ 1 %
« MSTA » avril	38 % σ 2 %	-0,02 mm σ 0,38 mm	5 mm σ 0,12 mm	33 % σ 1 %

Pendant la saison des pluies, les systèmes pluvio-gènes majeurs sont d'échelle synoptique (perturbations d'ouest ou perturbations tropicales), ce qui explique pourquoi les

descripteurs d'échelle large sont majoritaires (**Tableau 9**). De plus, les précipitations s'organisent selon un gradient (combinaison de la longitude et de la latitude ou de la latitude et de l'altitude), qui explique une partie de la distribution spatiale des précipitations. Toutefois, si ce gradient explique plus de 70 % de cette distribution spatiale lorsque la circulation tempérée domine, sa performance tombe en dessous des 45 % lorsque la circulation est de type tropical. Et l'ajout d'autres descripteurs topographiques n'améliore pas la modélisation (**Tableau 10**).

4.3.3 Bilan de la modélisation des pluies moyennes par « MSTA »

Aussi bien dans la région « Rift oriental » que dans la région « Vaal – Orange », la distribution spatiale des précipitations moyennes est, en partie, liée au relief de ces régions. Mais cette action s'inscrit dans un cadre multiscalaire, en fonction des systèmes pluviogènes d'échelle planétaire ou synoptique (ZCIT dans la région « Rift oriental », perturbations d'ouest et tropicales dans la région « Vaal – Orange ») et ceux d'échelles plus fines (ascendances orographiques locales, brises de pentes...).

Les modèles « MSTA » laissent apparaître, surtout dans la région « Rift oriental », des changements saisonniers importants, à la fois dans la nature des éléments qui contraignent la distribution spatiale des précipitations et dans les performances.

La performance des modèles « MSTA » précédemment définis est satisfaisante en général, bien que plus moyenne en Afrique de l'Est. Le choix de limiter à quatre prédicteurs les modèles peut expliquer en partie les performances plus basses dans cette région. La performance des modèles laisse supposer que d'autres facteurs agissent sur la répartition spatiale des précipitations. Tout d'abord, ces modèles statistiques ne tiennent compte que de trois échelles spatiales : 33, 123 et 213 kilomètres autour des stations. Or, certaines interactions entre le relief et l'atmosphère peuvent apparaître pour des échelles spatiales plus fines, ou au contraire plus larges.

Une autre raison possible est que la relation entre relief et précipitations est considérée *a priori* comme homogène sur chacune des deux régions d'étude. Or, il est parfaitement envisageable que, pour certains mois, les facteurs de répartition des pluies ne soient pas parfaitement uniformes à l'intérieur de chaque région (Joly *et al.*, 2007). Une étude à l'échelle des régions privilégiera donc les facteurs dont l'effet est le plus systématique.

4.3.4 Une variante possible : des modèles « MSTA » sous-régionaux

Pour illustrer cet élément, les corrélations entre les précipitations moyennes et les descripteurs du relief ont été calculées dans une fenêtre glissante. À chaque point d'une grille régulière, un cercle de rayon fixe est défini. À partir des stations situées à l'intérieur de cette fenêtre mobile, les corrélations sont calculées entre les précipitations d'un mois donné et un des descripteurs du relief. On a donc, en chaque point de la grille, une valeur de corrélation (quand elle peut être calculée) et le test de significativité associé. On obtient ainsi des cartes de corrélation spatiale. Pour plus de détails sur la méthode utilisée, se reporter à l'annexe II.

Dans la région « Rift oriental », les précipitations moyennes du mois d'avril et l'altitude des stations ne présentent pas de corrélation significative ($r=0,07$) à l'échelle de la région. Mais, à une échelle plus locale, des corrélations significatives (et parfois très fortes) apparaissent (**Figure 61**).

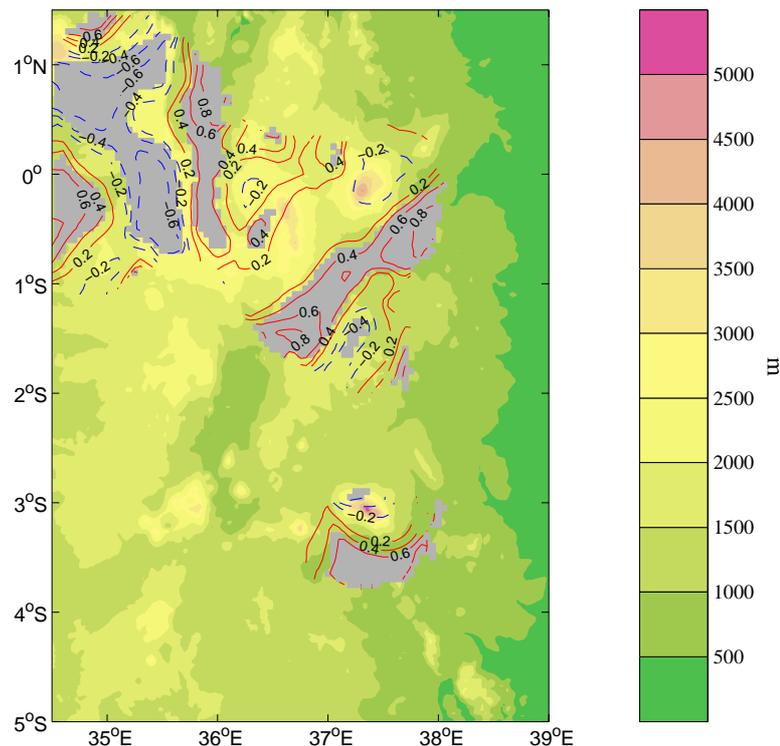


Figure 61 : Corrélations spatiales glissantes (fenêtres glissantes de 55 km de rayon) entre les précipitations moyennes d'avril et l'altitude des stations dans la région « Rift oriental ».

Les corrélations ne sont pas calculées dans le cas où moins de dix stations sont disponibles

Dans le détail, l'effet de l'altitude sur les précipitations est différent en fonction de la zone. Deux grands types de relations se distinguent :

- dans le centre et le sud, les corrélations positives sont significatives principalement sur les basses pentes (mont Kenya, Kilimandjaro, bordure occidentale de la vallée du Rift oriental...). Ponctuellement, les corrélations peuvent atteindre des valeurs importantes. Cela va dans le sens d'une notion « d'optimum pluviométrique » au-dessus d'une certaine altitude, confirmant le caractère non-linéaire des relations entre les altitudes et les précipitations (section 2.1),
- dans le nord-ouest, les corrélations sont négatives dans les zones les plus basses et positives dans les zones les plus hautes (comme le mont Elgon), atteignant parfois des valeurs importantes. Dans cette zone, les altitudes les plus élevées sont favorables aux précipitations. Les corrélations négatives traduisent aussi des précipitations maximales à mi-pente sur certains versants.

Selon la zone considérée, l'altitude est donc favorable ou défavorable aux précipitations, avec très localement, un effet important. Mais, à l'échelle régionale, ces effets opposés s'annulent, expliquant la faible corrélation entre les précipitations et l'altitude. Donc, même si à l'échelle régionale, l'altitude n'a qu'un effet minime, elle est le facteur principal de la répartition, locale, des précipitations.

Mais l'altitude n'est pas le seul paramètre concerné. Certains des descripteurs morphologiques du relief utilisés dans les modèles « MSTA » présentent aussi, localement, des corrélations significatives, ce qui n'est pas le cas à l'échelle régionale. Dans la région « Vaal – Orange », nous avons pris l'exemple des crêtes/thalwegs d'axe nord/sud à l'échelle de 123 kilomètres (**Figure 62**). Les corrélations spatiales sont calculées dans cet exemple avec les précipitations moyennes du mois de février. Ce descripteur n'apparaît pas dans le modèle « MSTA » du mois (section 4.3.2) et, à l'échelle considérée, la corrélation régionale n'est pas significative (**Figure 49**).

Mais, à échelle plus locale, ce descripteur est un facteur important de la répartition des précipitations du mois de février. C'est notamment vrai dans le centre de la région, au niveau des Langeberge et des Asbesberg, puisque la position en crête d'axe nord/sud est favorable aux précipitations (corrélations positives et significatives). Ponctuellement, les valeurs de corrélations sont supérieures à 0,6. De même, la présence d'un thalweg, comme la vallée de l'Orange (dans l'ouest de la région), est favorable aux précipitations

(corrélations négatives et significatives). Certaines des corrélations calculées dans cette zone sont importantes, parfois supérieures à -0,8.

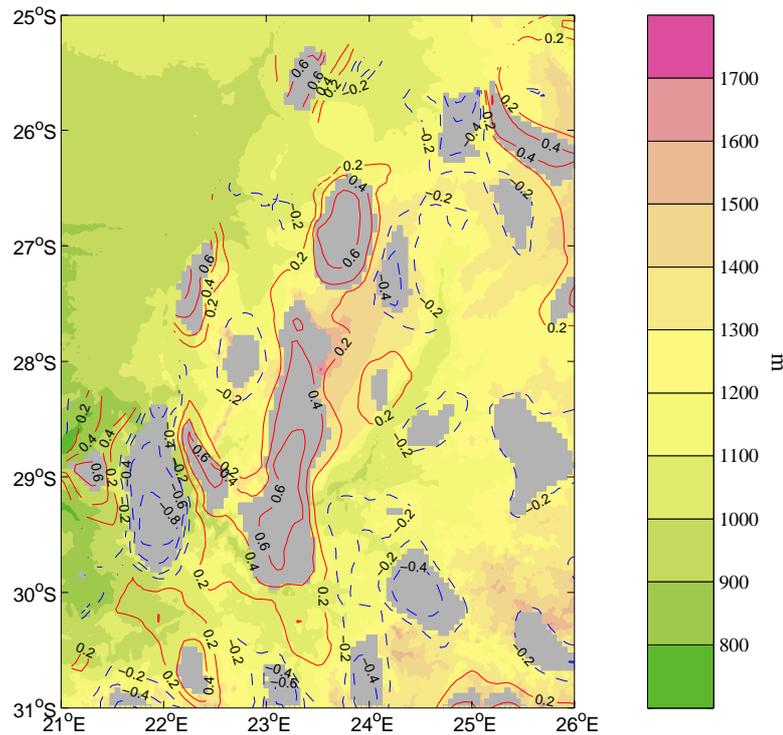


Figure 62 : Corrélations spatiales glissantes (fenêtres glissantes de 55 km de rayon) entre les précipitations moyennes d'avril et les crêtes/thalwegs d'axe nord/sud à l'échelle de 123 km dans la région « Vaal – Orange »

Les corrélations ne sont pas calculées dans le cas où moins de dix stations sont disponibles

Dans cette région, l'effet de ce descripteur reste tout de même limité, notamment parce que l'extension spatiale des corrélations spatiales significatives est réduite. Ce constat est aussi valable dans la région « Rift oriental », concernant l'influence locale forte de certains descripteurs du relief sur la répartition spatiale des précipitations. Il est donc envisageable de créer des modèles « MSTA » dans des sous-régions, permettant de mieux tenir compte des influences du relief. Mais l'utilisation de tels modèles pose comme principal problème le contact entre deux sous-régions, puisqu'il est fort probable que les hauteurs de précipitations estimées par chacun de ces modèles soient différentes. Il y aurait donc des discontinuités spatiales fortes, et artificielles.

Le modèle PRISM (Precipitation-elevation Regressions on Independent Slopes Model, Daly *et al.*, 1994) a été développé pour estimer les précipitations orographiques, en se basant sur une combinaison d'informations climatiques et de relations statistiques. Le problème de la discontinuité spatiale des quantités estimées est résolu par une validation *a posteriori* des sorties du modèle PRISM, en fonction de deux seuils : une différence

maximale de valeurs et un gradient altitudinal maximal. Si, entre deux unités spatiales, les seuils sont dépassés, la valeur la plus basse de précipitations est augmentée, jusqu'à ce que la différence soit inférieure au seuil.

Conclusion de la première partie : Différenciation régionale de l'influence du relief sur la distribution spatiale des précipitations moyennes mensuelles

Il s'agissait, dans cette première partie, de quantifier la part de la distribution spatiale des moyennes mensuelles de précipitations due au relief. Deux régions d'Afrique servent de terrain d'étude : une en Afrique équatoriale (la région « Rift oriental ») et une en Afrique subtropicale (la région « Vaal – Orange »).

Dans un premier temps, une étude au niveau des stations a été proposée, montrant les relations entre les normales mensuelles et les coordonnées géographiques (altitude – longitude – latitude). Sur les deux régions, l'altitude des stations n'est pas un facteur important : au maximum, 10 % à peine de la distribution spatiale des précipitations lui sont imputables. Toutefois, dans la région « Rift oriental », elle est le facteur majeur en fin de grande saison des pluies (avril et mai).

La position géographique des stations (longitude et latitude) est le facteur majeur de la répartition des précipitations mensuelles de la région « Vaal – Orange », avec environ 70 % de la répartition spatiale explicable par elle. Mais ceci n'est valable qu'en début de saison des pluies (d'octobre à janvier). En seconde partie de saison (de février à avril), cette performance chute à environ 45-50 %, mais la position géographique demeure le phénomène explicatif majeur.

Puisque l'approche stationnelle « pure » n'est pas suffisante, une approche multiscalaire a été mise en place afin de quantifier l'effet de la topographie environnante des stations sur les quantités précipitées. Une étude sur un ensemble de fenêtres de tailles croissantes (de 9 à 213 kilomètres autour des stations) a été menée. À cette approche multi-scalaire est associée une approche plus systémique, par l'utilisation de descripteurs du relief plus complexes. Cette étude a montré que des descripteurs présentent des échelles optimales

d'influence, comme, par exemple, la pente dans la région « Rift oriental » aux échelles moyennes (entre 45 et 130 kilomètres).

Sur la base des échelles d'influence les plus pertinentes (33, 123 et 213 kilomètres), une modélisation des effets du relief sur la répartition spatiale des normales mensuelles est effectuée en utilisant la régression multiple linéaire.

Dans la région « Rift oriental », les performances des modèles « MSTA » sont correctes, sans être exceptionnelles. Mais ces modèles sont capables de reproduire un tiers de la variabilité spatiale des précipitations moyennes mensuelles. Leur capacité à reproduire la distribution statistique des valeurs de précipitations est aussi satisfaisante, même si les valeurs extrêmes sont difficilement simulées. Mais ce type de valeurs est lié à des processus souvent non linéaires, qui ne peuvent pas être reproduits par les modèles « MSTA ».

Mais le point important du quatrième chapitre est la capacité de ces modèles « MSTA » à relier une partie des précipitations de la région « Rift oriental » à la seule topographie. Ce sont des résultats précieux, contribuant à une meilleure compréhension des mécanismes qui régissent la répartition spatiale des précipitations en Afrique de l'Est, alors que ces mécanismes étaient jusqu'ici, imparfaitement maîtrisés (Hills, 1979 ; Anyamba, 1984). La mise en correspondance avec les coupes verticales de l'atmosphère apporte aussi un éclairage sur l'importance des flux d'humidité au-dessus de la région, établis au sein de la circulation d'alizés, qu'ils soient de nord-est (plutôt secs semble-t-il) ou de sud-est (apparemment plus humides).

Dans la région « Vaal – Orange », les modèles « MSTA » présentent de meilleures performances, uniquement dues à la présence de gradients zonaux et méridiens. Le relief en tant que tel contribue peu à structurer le champ de précipitations, en partie du fait d'une topographie moins contrastée qu'en Afrique de l'Est. En début et milieu de saison des pluies, entre octobre et janvier, la performance des modèles est forte, les précipitations de la région étant liées à des forçages externes (atmosphériques). D'où l'importance de la position géographique dans les modèles « MSTA ». Il ressort aussi de ces résultats que pendant ces mois, le relief est aussi un facteur, secondaire, de la répartition des précipitations moyennes. En fin de saison des pluies, de février à mars, les performances sont, au contraire, beaucoup plus faibles. Les forçages externes et internes (topographie) ont une influence beaucoup moins importante sur la distribution des précipitations.

**DEUXIÈME PARTIE :
MODÉLISATION GÉOSTATISTIQUE
ET SPATIALISATION
DES PRÉCIPITATIONS MOYENNES**

Introduction

Le modèle « MSTA » permet de comprendre une partie de la distribution des normales mensuelles grâce au relief. Mais, notamment dans la région « Rift oriental », la capacité de ce modèle à reproduire les précipitations moyennes est modérée.

Est-il possible d'identifier une structure dans la part de la variabilité spatiale des précipitations qui n'est pas expliquée par les modèles « MSTA », c'est-à-dire l'erreur de modélisation ? Autrement dit, cette erreur présente-t-elle une organisation spatiale, à des échelles différentes de celles utilisées par les modèles « MSTA », ou selon des modalités non-décrites par ces derniers ? L'intérêt d'une éventuelle structuration des résidus est en outre d'espérer une amélioration du modèle « MSTA ».

Pour répondre à ces questions, l'erreur de modélisation sera tout d'abord définie dans le premier chapitre de cette partie. En effet, il s'agit ici d'une variante de l'erreur habituellement définie dans une régression linéaire. Puis, la structuration de l'erreur sera estimée à l'aide de la géostatistique, qui sera préalablement définie. Enfin, sera évaluée ce qu'apporte au modèle « MSTA » la modélisation de l'erreur d'estimation par la géostatistique. La combinaison des deux modèles débouchera sur un nouveau modèle qui servira de base à l'interprétation finale. La qualité de ce modèle sera comparée à une utilisation directe de la géostatistique pour les moyennes des précipitations dans la région « Rift oriental ». Cette comparaison a pour but de déterminer si la combinaison des deux modèles est plus efficace que la modélisation géostatistique des moyennes de précipitations.

Comment la combinaison d'un modèle statistique basé sur une variable physique et d'un modèle mathématique des erreurs peut-elle s'appliquer ? Et pour des résultats de quelle qualité ?

Dans le second chapitre de cette deuxième partie, la performance de cette combinaison de modèles sera testée en application réelle, par une cartographie des pluies dans chacune des régions étudiées. Dans un premier temps, seule la performance des modèles « MSTA » spatialisés sera étudiée. Puis nous verrons la spatialisation des erreurs de modélisation et

l'interprétation des cartes obtenues. Enfin, le point final de cette deuxième partie sera la cartographie des précipitations moyennes mensuelles dans les régions « Rift oriental » et « Vaal – Orange » et leur évaluation. L'évaluation statistique réalisée auparavant sera complétée par une évaluation qualitative, en étudiant la cohérence spatiale de ces cartes.

Chapitre 5 : Apport de la géostatistique à la connaissance de la répartition des précipitations moyennes

Il existe encore une part importante d'information résiduelle, représentée par l'erreur de modélisation du modèle « MSTA », surtout dans la région « Rift Oriental ». Toutefois, laisser de côté cette information n'est pas satisfaisant, car elle est porteuse de renseignements concernant la structuration spatiale des précipitations stationnelles, indépendamment de l'information topographie considérée à trois échelles spatiales. On souhaite donc savoir, d'une part, si cette information résiduelle est spatialement cohérente, par l'intermédiaire de la géostatistique. D'autre part, est-il possible de modéliser l'information résiduelle et de l'associer au modèle « MSTA », afin d'améliorer l'estimation des précipitations moyennes mensuelles ?

Dans ce chapitre, l'erreur de modélisation sera donc définie. Puis, après avoir présenté brièvement la géostatistique telle qu'employée, nous l'utiliserons pour caractériser, dans chacune des régions d'étude, la structuration spatiale mensuelle de l'erreur d'estimation. Enfin, nous quantifierons le gain de performance de la modélisation des précipitations moyennes lorsque la géostatistique est associée à la statistique, Les gains seront évalués à l'aide des critères déjà utilisés au chapitre 4.

Les différents modèles successivement développés dans ce chapitre sont désignés par les acronymes suivants :

- **MSTA** : modèle statistique des précipitations stationnelles, basé sur une variable physique ou ses dérivés, et issu d'une régression linéaire multiple,
- **MERR** : modèle géostatistique des erreurs de modélisation stationnelles, basé sur l'étude variographique,
- **MERRSTA** : modèle associant modèle statistique (« MSTA ») et modèle géostatistique (« MERR »),

- **MGÉOSTA** : modèle géostatistique des précipitations stationnelles, basée sur l'étude variographique.

5.1 Définition de l'erreur de modélisation : résidu et ratio.

Dans le chapitre précédent, la valeur des précipitations estimée à la station s a été définie par le modèle « MSTA » (**Équation 5.1**).

$$\mathbf{MSTA}_s = a_1 \mathbf{X}_{1s} + a_2 \mathbf{X}_{2s} + a_j \mathbf{X}_{js} + \dots + a_p \mathbf{X}_{ps} + b \quad (5.1)$$

Avec :

\mathbf{MSTA}_s la valeur estimée à la station,

\mathbf{X}_{js} la valeur du régresseur j à la station,

a_j le coefficient associé ($j = 1, 2, \dots, p$),

b une constante.

La différence entre la valeur observée de précipitations (\mathbf{Y}_s) et la valeur estimée selon l'**Équation 5.1** (\mathbf{MSTA}_s) est le paramètre $\boldsymbol{\varepsilon}_s$, qui désigne l'erreur de modélisation. S'il est possible de modéliser cette erreur, il sera alors possible d'estimer au mieux l'observation (\mathbf{Y}_s), en associant \mathbf{MSTA}_s et $\boldsymbol{\varepsilon}_s$ (**Équation 5.2**) :

$$\mathbf{Y}_s = \mathbf{MSTA}_s + \boldsymbol{\varepsilon}_s \quad (5.2)$$

Habituellement, l'erreur de modélisation, ou résidu, est la différence entre l'observation et la modélisation (**Équation 5.3**) :

$$\boldsymbol{\varepsilon}_s = \mathbf{y}_s - \hat{\mathbf{y}}_s \quad (5.3)$$

Avec :

\mathbf{y}_s la valeur observée,

$\hat{\mathbf{y}}_s$ la valeur estimée par le modèle « MSTA ».

Cette définition de l'erreur peut être problématique, lorsque le modèle décrivant $\boldsymbol{\varepsilon}_s$ est utilisé pour estimer les précipitations en tout point par interpolation spatiale. Les résidus calculés de la manière « classique » (**Équation 5.2**) sont liés à la moyenne des observations. Il existe donc un risque qu'un grand (petit) résidu, calculé pour une station à fortes (faibles) précipitations, soit interpolé sur une zone sèche (humide).

Plutôt que d'utiliser une erreur absolue, on utilise une erreur relative (**Équation 5.4**), qui est aussi une mesure de l'erreur du modèle « MSTA » :

$$\epsilon_s = \frac{y_s}{\hat{y}_s} \quad (5.4)$$

Avec :

y la valeur observée,

\hat{y} la valeur estimée par le modèle « MSTA ».

Le ratio présente l'avantage d'être, à la fois, multiplicatif et non-linéaire. Il permet donc une pondération locale plus fine de l'erreur de modélisation, comme nous le verrons plus loin (section 6.2). De plus, l'utilisation d'un ratio permet de travailler avec des valeurs toujours positives. Lorsque l'estimation est égale à l'observation, le ratio est égal à 1. Une surestimation (sous-estimation) des valeurs observées par le modèle « MSTA » donne un ratio inférieur (supérieur) à 1.

L'utilisation de ce ratio est justifiée pour un mois humide, avec des précipitations mesurées dans chacune des stations du réseau. Toutefois, son utilisation peut poser problème pendant un mois sec, puisque la probabilité d'obtenir une estimation \hat{y} proche de 0 augmente. Or, le ratio présente une limite à l'infini quand \hat{y} tend vers 0. Cependant, même dans les cas des mois secs, les valeurs estimées sont rarement nulles, ce qui limite le problème. Dans le cas d'une estimation nulle, le ratio est alors fixé à 0. L'utilisation de ce ratio introduit donc une notion de conditionnalité ($\hat{y} > 0$). De plus, le ratio n'est pas directement exploitable, comme le résidu en hydrologie, car il ne possède pas d'unité. On ne peut donc pas raisonner en terme de déficit/excès dans les lames d'eau. Pour plus de détails concernant la différence entre résidu et ratio, se rapporter à l'annexe III.

La **Figure 63** et la **Figure 64** montrent pour quelques mois pris comme exemples les valeurs des ratios décrivant l'erreur de modélisation, respectivement dans les région « Rift oriental » et « Vaal – Orange ».

Au niveau de la région « Rift oriental », le modèle « MSTA » sous-estime les observations (voir les biais calculés précédemment), confirmant les difficultés d'un modèle linéaire à reproduire parfaitement les précipitations moyennes mensuelles. Au niveau des stations et selon les mois (**Figure 63**), ce constat est à nuancer : certaines zones de cette région présentent des ratios proches de 1, ce qui montre une bonne reproduction des précipitations par le modèle « MSTA ». À échelle plus large, il apparaît que la répartition des ratios n'est pas aléatoire. Il existe des régions relativement cohérentes où les ratios sont uniformément supérieurs à 1 (par exemple le massif du mont Kenya, vers 0°N, 37.45°E),

montrant une sous-estimation des pluies, notamment au cours de la PSP (**Figure 63b**, mois de novembre).

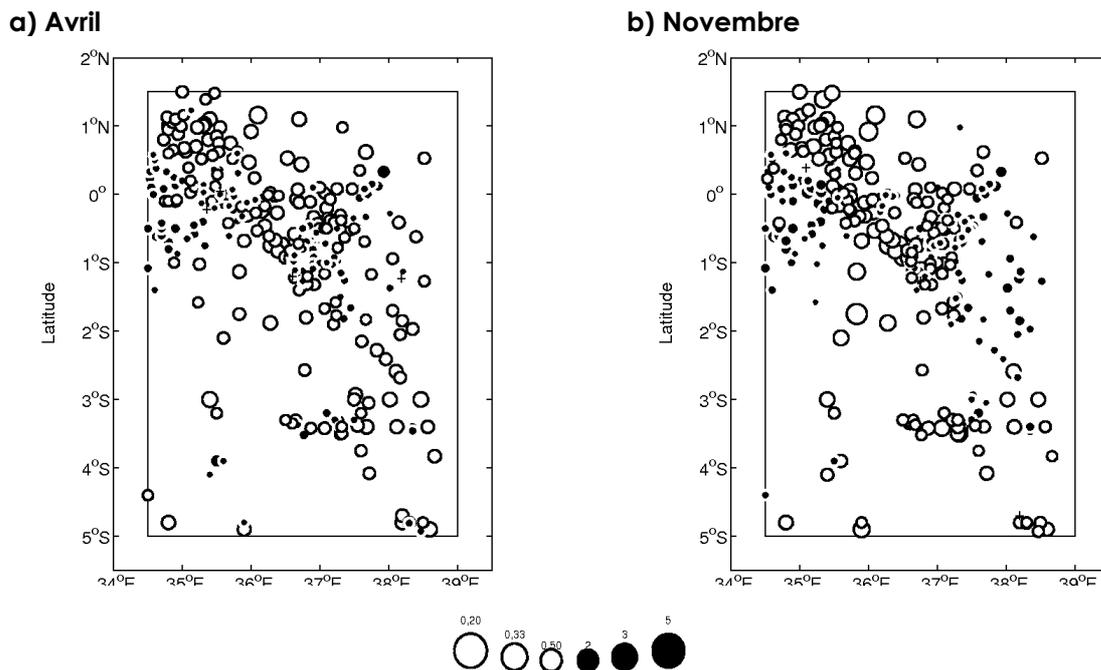


Figure 63 : Ratios mensuels de l'erreur de modélisation pour la région « Riff oriental ».

Les disques blancs signalent les estimations du modèle MSTA supérieures aux observations. Les disques noirs les estimations du modèle MSTA inférieures aux observations. Les « + » indiquent les estimations égales aux observations.

Dans la région « Vaal – Orange », le modèle « MSTA » sous-estime aussi globalement les normales de précipitations, surtout entre octobre et janvier. Et il apparaît des organisations spatiales des ratios moins marquées. Entre octobre et décembre (**Figure 64a**, exemple de novembre), seules les stations du sud-ouest de la région « Vaal – Orange » présentent de fortes valeurs (supérieures à 3), signalant une forte sous-estimation des précipitations par le modèle dans cette zone. Il est probable que le modèle « MSTA » ne soit pas adapté à ces stations, soit en termes d'échelle spatiale (les relations entre les précipitations et le relief n'existent pas aux échelles utilisées par le modèle « MSTA ») ou de paramètres (les descripteurs utilisés dans le modèle « MSTA » ne sont pas les meilleurs pour décrire le relief). Cette situation disparaît dès le mois de janvier (**Figure 64b**) : les valeurs de ratios restent proches de celles des autres stations de la région.

À l'inverse, il existe une surestimation quasi systématique des observations dans le nord de la région, à proximité du désert. Entre février et avril (**Figure 64c**, exemple de mars), la surestimation des valeurs tend à progresser au sud-ouest et au nord-est, confirmant la baisse de qualité du modèle déjà repérée (partie I, section 4.1.2). Dans cette région, les cartes sont

très bruitées. Mais, à de rares exceptions, la majorité des valeurs de ratios restent très proches de 1.

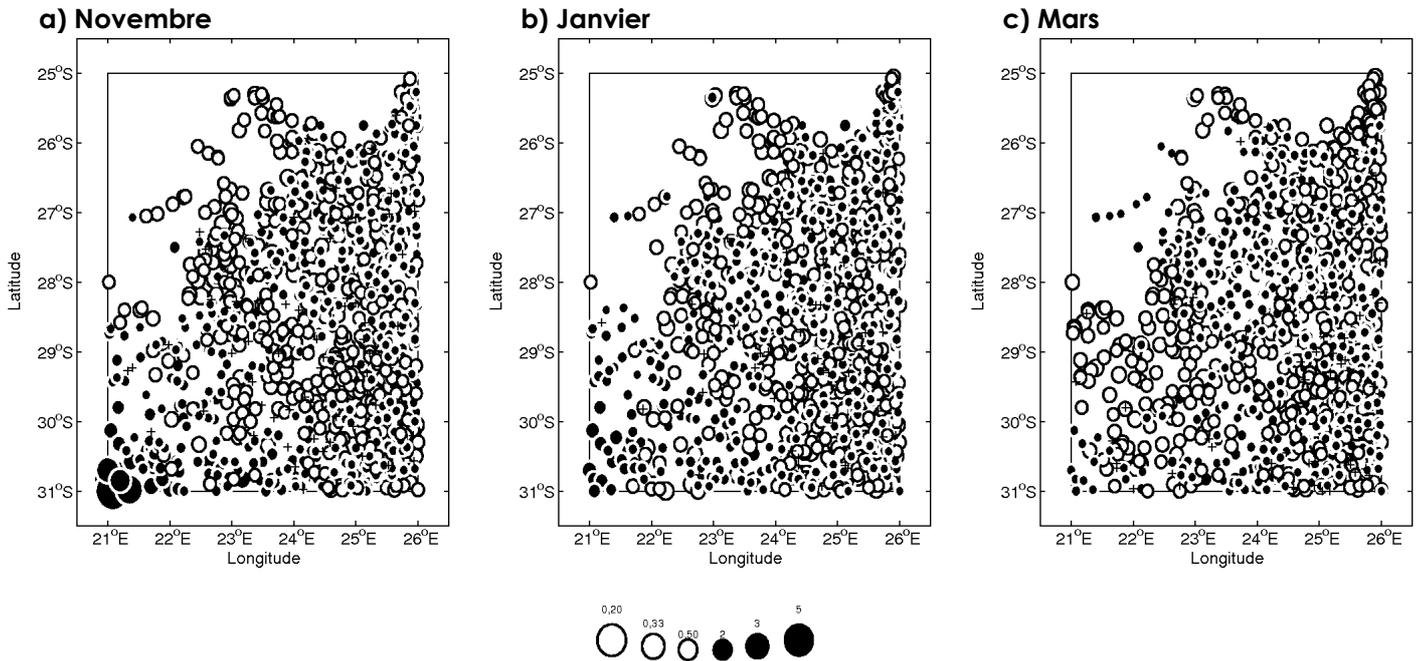


Figure 64 : Idem Figure 63 pour la région « Vaal – Orange »

Malgré les quelques limites à son utilisation indiquées précédemment, nous nous sommes basé sur le ratio pour identifier les écarts au modèle et pour analyser la structuration spatiale. A priori, s'il est possible de modéliser le ratio, cela donnera une indication sur l'échelle des processus à prendre en compte (en dehors du relief). De plus, la modélisation du ratio peut nous aider à comprendre pourquoi un modèle linéaire (« MSTA ») ne capte pas une partie de l'information (c'est-à-dire de la distribution spatiale des précipitations). Enfin, associés aux sorties du modèle « MSTA », les ratios modélisés permettront de reconstituer les observations et, au-delà, d'améliorer l'estimation des précipitations dans les zones ne disposant pas d'observations.

5.2 Qualification de la structuration spatiale des ratios : méthodologie

Dans la section 5.1, les exemples présentés semblent montrer que les valeurs des ratios ne sont pas distribuées aléatoirement, que ce soit dans la région « Rift oriental » ou dans la région « Vaal – Orange », même si cela paraît moins marqué dans cette dernière région.

Cependant, comment faire apparaître des structures spatiales de données ponctuelles lorsqu'on ne connaît pas, *a priori*, de facteurs structurants (comme le relief avec les précipitations)? Parmi les approches possibles, la géostatistique offre la possibilité de rechercher et de modéliser la présence de structures spatiales, en s'appuyant explicitement sur la distance spatiale entre les observations.

5.2.1 Les bases méthodologiques de la mesure des structures

Le développement de la géostatistique a commencé au début des années 1950, avec les travaux de Krige et Sichel (Krige, 1951 ; Sichel, 1952). Elles ont connu, depuis, une évolution rapide, notamment grâce aux travaux de Matheron (Matheron, 1962 ; Matheron, 1963a ; Matheron, 1963b). Actuellement, la géostatistique propose toute une gamme de méthodes, de théories et de techniques (Wackernagel, 2003).

L'élément clé sur lequel repose cette mesure est le semi-variogramme. Il permet de définir la structure du champ de covariance échantillonné. En d'autres termes, il sert à définir les corrélations spatiales. L'étude de la semi-variance et du semi-variogramme va nous permettre de répondre à cette question : « Les erreurs de modélisation du modèle « MSTA » sont-elles spatialement structurées ? »

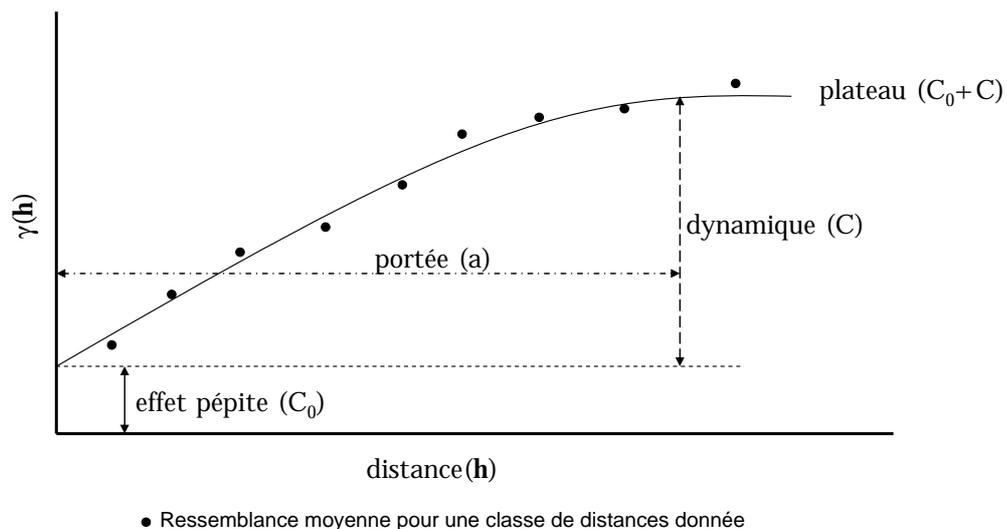
Il s'agit donc de déterminer si la valeur du ratio d'une station est dépendante de celle des stations qui l'entourent (structuration spatiale) ou bien si elle en est indépendante (processus aléatoire) ?

Comme il s'agit d'un processus spatial, le semi-variogramme permet de connaître la distance maximale au-delà de laquelle la valeur d'une station est indépendante des valeurs des stations environnantes. Il indique aussi l'intensité de la relation spatiale. Il est basé sur l'étude de la ressemblance entre couples d'individus en fonction de la distance et de l'orientation (Wackernagel, 2003 ; O'Sullivan et Unwin, 2003), pour un instant t donné.

Pour un ensemble de points de mesures, et à un instant t , les ressemblances γ^* en fonction de la distance (\mathbf{h}) sont calculées, grâce à la différence carrée des valeurs (Wackernagel, 2003). Le calcul se fait d'après l'équation de la semi-variance (**Équation 5.5**).

$$\gamma^*(\mathbf{h}) = \frac{1}{2n_h} \sum_{\alpha=1}^{n_h} (z(\mathbf{x}_\alpha + \mathbf{h}) - z(\mathbf{x}_\alpha))^2 \quad (5.5)$$

Ces valeurs sont alors graphées en fonction de la distance, formant ainsi le « nuage variographique » (**Figure 65**). En présence de structures « locales à régionales », ce nuage indique la présence d'une stationnarité. Si ce n'est pas le cas, on parle de non-stationnarité, qui nécessite l'utilisation de méthodes adaptées. Généralement, en présence de structures « locales » à « régionales », la ressemblance entre individus tend à diminuer à mesure que la distance entre ces individus augmente. Cela souligne également la stationnarité, requise pour la mesure des corrélations sur champ. Si ce n'est pas le cas, on parle de non-stationnarité, qui nécessite des méthodes adaptées. Donc, au-delà d'une certaine distance, la relation spatiale entre les individus n'est plus significative. À partir de l'ensemble des distances entre individus sont déterminées des classes de distances, pour lesquelles la ressemblance moyenne est calculée. On obtient donc un variogramme expérimental, qui « décrit la corrélation entre les mesures instantanées en différents points de l'espace, en fonction de la distance les séparant. Il représente la fonction de structure du phénomène analysé » (Delclaux et Thauvin, 1993). C'est donc une fonction expérimentale, qu'il est alors possible de modéliser (**Figure 65**).



D'après Diem (2003)

Figure 65 : Représentation théorique d'un nuage variographique et de sa modélisation.

Cette fonction permet de qualifier la structure spatiale du processus à l'aide de trois paramètres clés :

- L'effet pépité : il correspond à l'ordonnée à l'origine, c'est-à-dire la variance à la distance 0. Idéalement, il ne doit pas exister (ordonnée à l'origine égale à 0). Il s'agit d'une mesure du « bruit de fond », ou « bruit blanc » en analyse du signal (Wackernagel, 2003), qui est la manifestation d'un processus aléatoire. Dans notre cas, cet effet pépité peut aussi refléter en partie les erreurs de mesures des

précipitations dans les stations de mesure ou les disparités entre les périodes d'analyse (pour la région « Rift oriental »). Il est donc souvent difficile de donner une signification physique à l'effet pépité. Mais, dans un semi-variogramme, plus cet effet est faible et meilleure est la structuration aux échelles très fines,

- La portée : elle indique, pour une station donnée, jusqu'à quelle distance la valeur du ratio de stations environnantes est similaire à sa propre valeur de ratio. Plus la portée est grande et plus la dépendance spatiale entre stations de mesures est de large échelle. Une faible portée indique une indépendance à faible distance. Elle peut indiquer la présence d'une échelle opérationnelle dans les ratios, marquant une organisation structurée et interprétable,
- Le plateau : associé à l'effet pépité, il indique la dynamique de la structuration spatiale du phénomène. Plus l'écart entre l'effet pépité et le plateau est important, plus le phénomène est structuré dans l'espace considéré. L'apparition du plateau indique la distance au-delà de laquelle tout lien disparaît. Il est généralement admis (Brooker, 1986 ; Isaaks et Srivastava, 1989 ; Cambardella *et al.*, 1994 ; Cambardella et Karlen, 1999 ; van Groenigen, 2000) que la dynamique est significative lorsque l'effet pépité (C_0) représente moins d'un tiers du plateau (C_0+C). Un rapport supérieur à un tiers peut s'interpréter de deux manières :
 - o le plateau est élevé, mais l'effet pépité est fort, donc l'effet de l'aléatoire, des biais de mesure... est très important et masque le signal,
 - o l'effet pépité est faible, mais le plateau est peu important, donc la structure spatiale reste faible et peu significative.

La structuration de ces trois éléments clés s'appuie sur une modélisation, *via* des fonctions mathématiques adéquates.

5.2.2 La fonction mathématique retenue et interprétation

Il existe de nombreuses fonctions mathématiques permettant de modéliser le variogramme expérimental : modèle gaussien, sphérique, linéaire, exponentiel... (Delclaux et Thauvin, 1993 ; Wackernagel, 2003...). Le panel de fonctions disponibles permet de choisir celle qui modélisera au mieux le variogramme expérimental.

Dans les régions « Rift oriental » et « Vaal – Orange », les semi-variogrammes construits à partir des ratios seront modélisés à l'aide de fonctions sphériques, quel que soit le mois considéré. Ce choix est arbitraire et soulève notamment le problème de l'optimisation de la modélisation (s'approcher au mieux des ratios). Ce type de modèle n'est pas forcément le plus approprié pour certains mois, mais il est le plus fréquemment utilisé (Wackernagel, 2003). De plus, dans un souci de conserver une relative simplicité dans la comparaison des structures des ratios mensuels, il convenait de n'utiliser qu'un seul modèle pour les deux régions d'études et l'ensemble des mois étudiés.

L'équation du modèle sphérique est la suivante (**Équation 5.6**)

$$\gamma(\mathbf{h}) \begin{cases} 0 & \text{si } |\mathbf{h}| < 0 \\ Co + C \left(1,5 \frac{|\mathbf{h}|}{a} - 0,5 \frac{|\mathbf{h}|^3}{a^3} \right) & \text{si } 0 \leq |\mathbf{h}| \leq a \\ Co + C & \text{si } |\mathbf{h}| > a \end{cases} \quad (5.6)$$

Avec :

Co l'ordonnée à l'origine, c'est-à-dire l'effet pépète,

C l'intensité de la relation (entre la pépète et le plateau),

\mathbf{h} la distance ou la classe de distance pour laquelle on calcule la semi-variance γ ,

a la portée.

Donc, d'après l'**équation 5.6**, $\gamma(\mathbf{h}) = Co + C \left(1,5 \frac{|\mathbf{h}|}{a} - 0,5 \frac{|\mathbf{h}|^3}{a^3} \right)$ lorsque $|\mathbf{h}|$ est supérieur

ou égal à 0 et inférieur ou égal à a . Cela signifie qu'entre 0 et a , la semivariance (corrélation) augmente (diminue) lorsque la distance augmente.

Au-delà de a , $\gamma(\mathbf{h}) = Co + C$: quelle que soit la distance entre les individus (supérieure à a), la semi-variance est égale à la somme de Co (effet pépète) et de l'échelle (C) et correspond au plateau.

Trois cas de semi-variogrammes peuvent être rencontrés (**Figure 66**) :

- la tendance régionale : quelle que soit la distance, la semi-variance augmente, indiquant une structuration du phénomène étudiée à échelle large. Dans l'étude des ratios, la présence d'une telle tendance indique que le modèle « MSTA » ne capte que des phénomènes d'échelle inférieure au domaine d'étude, alors qu'une partie de la répartition des normales est liée à des facteurs d'échelle large. Ce cas souligne l'absence de stationnarité, requise pour mesurer les corrélations du champ,

- la structure spatiale : c'est le cas d'une structure infra-domaine dans une étude variographique. Elle indique donc que, sur une distance donnée (a , **Figure 65**), les ratios ont une structure spatiale nette qu'il est possible de modéliser (section 5.3). Dans notre cas, l'existence d'une structure indique qu'il existe un processus d'échelle intermédiaire dû à un ou plusieurs facteurs, dont découle(nt) un ou plusieurs mécanisme(s) non-capté(s) par le modèle « MSTA »,
- le phénomène dit aléatoire : la semi-variance est indépendante de la distance. Le phénomène étudié est aléatoire. Des ratios suivant cette forme signifient que le modèle « MSTA » capte parfaitement la structure spatiale existante des précipitations. Les résultats sont fortement assujettis à la répartition des observations. Ici, quelle que soit la région, on suppose que le nombre de stations et leur répartition dans l'espace sont suffisants à l'échelle régionale.

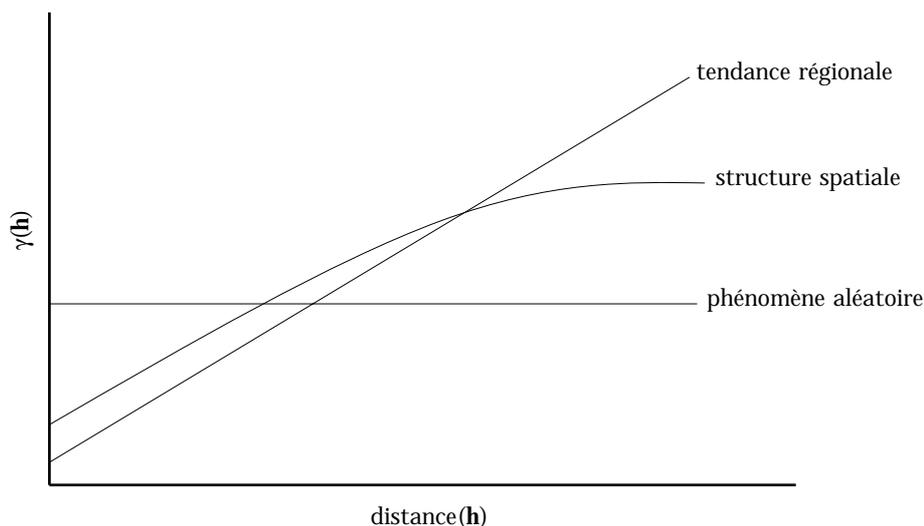


Figure 66 : Les formes de la modélisation variographique

Le variogramme est basé sur la ressemblance entre couples d'individus, en fonction de la distance. À ce niveau, il est possible d'affiner le calcul en tenant compte de l'orientation. Cette seconde notion est importante, car le phénomène analysé ne présente pas forcément la même structure spatiale, suivant la direction dans laquelle on l'observe. Certains phénomènes peuvent avoir une structure sans « directionnalité » (isotropie) : quelle que soit la direction, l'évolution de la relation entre les couples d'individus en fonction de la distance est équivalente (indépendance vis-à-vis de la direction). Dans d'autres cas, des phénomènes ont une structure spatiale marquée dans une direction préférentielle (Houzé, 2006). Une étude préliminaire (non-montrée ici), basée sur le même principe que celui développé par Houzé (2006), a montré qu'en prenant l'ensemble des directions (et donc

l'ensemble des couples de stations), l'organisation des ratios était la même qu'indépendamment de la direction. On pourrait s'attendre à ce qu'il existe une directionnalité de la structuration, en lien notamment avec la circulation atmosphérique. Or, la directionnalité est très faible, ce qui pourrait souligner un poids important des processus locaux. Dans la suite du travail présenté ici, les ratios mensuels sont donc modélisés par une fonction sphérique isotropique.

Concernant les ratios, l'idéal serait de trouver une structure spatiale nette (sans effet pépité) associée à une dynamique forte, pour des distances ni trop faibles (structure très locale), ni trop grandes (tendance).

5.3 Structuration spatiale des ratios mensuels

Nous avons vu, en section 3.4, que le relief agit sur la répartition spatiale des précipitations à plusieurs échelles spatiales, qui peuvent être considérées comme des échelles opérationnelles (Diem, 2003). Cependant, au vu des performances de certains modèles « MSTA » (voir section 4.3), il est possible qu'il existe d'autres échelles opérationnelles. L'idée est que le modèle « MSTA » est plus ou moins adapté selon la période et que des résultats faibles sont peut-être dus à un signal d'échelles intermédiaires, non-capté. Il existerait donc une superposition de signaux d'échelles variées plus ou moins imbriquées. Le modèle « MSTA » ne rend compte que d'une part de l'information, qui reste parfois faible, alors que dans certaines zones des régions étudiées, le relief a un rôle très important. Donc, il existe d'autres niveaux de structuration résultant de processus plus fins et complexes. Le modèle « MSTA » est une approche purement statistique mais tenant compte de certaines échelles et intégrant notamment la distance. L'étude géostatistique des ratios est susceptible de révéler ces niveaux de structuration. De plus, la section précédente a mis en évidence une structuration spatiale des ratios, certes plus marquée dans la région « Rift oriental » que dans la région « Vaal – Orange ».

5.3.1 Région « Rift oriental » : une structuration spatiale forte des ratios

La structuration spatiale des ratios mensuels de la région « Rift oriental » est donc étudiée à l'aide des semi-variogrammes (**Figure 65**). Hormis le mois de mai, avec 265 km (**Tableau 11**), les portées sont intermédiaires aux échelles utilisées par le modèle « MSTA » (33, 123 et 213 km). Outre le relief aux trois échelles du modèle « MSTA », les ratios, et

donc les pluies, sont aussi structurés aux échelles spatiales définies par les portées. On peut donc faire deux hypothèses :

- il existe un effet résiduel du relief qui n'est pas capté par le modèle « MSTA »,
- l'effet du relief est entièrement capté par le modèle « MSTA ». Il existe alors un (d') autre(s) déterminant(s) de la structuration des ratios, et au-delà des précipitations.

Tableau 11 : Caractéristiques des semi-variogrammes construits à partir des ratios stationnels de la région « Riff oriental »

	Mars	Avril	Mai	Octobre	Novembre	Décembre
Portée (km) <i>a</i>	177**	186**	265***	154**	101*	198**
Effet pépite <i>Co</i>	0,03	0,04	0,08	0,09	0,05	0,05
Dynamique <i>C</i>	0,08	0,11	0,20	0,23	0,27	0,09
<i>Co/(Co+C)</i>	0,28	0,26	0,29	0,28	0,15	0,34
Situation par rapport aux fenêtres du modèle « MSTA » : * entre la 1 ^{ère} et la 2 ^e , ** entre la 2 ^e et la 3 ^e , *** au-delà de la 3 ^e						

Dans l'ensemble, les effets pépites sont équivalents (**Tableau 11**). D'un mois à l'autre, le bruit de fond (lié aux erreurs de mesures et à d'autres phénomènes aléatoires) reste à un faible niveau. En revanche, la structuration spatiale des ratios (signalée par l'écart entre l'effet pépite et le plateau) évolue plus dans le temps, puisque elle est la plus intense en fin de GSP (mai) et en début de PSP (octobre et novembre).

Le rapport entre l'effet pépite (*Co*) et le plateau (*Co+C*) est un indicateur de la significativité de la structure. En Afrique de l'Est, les valeurs de cet indicateur sont toutes (excepté pour décembre) inférieures au seuil de 0,33, que l'on considère comme le seuil de significativité.

Les variogrammes (**Figure 67**) présentent les nuages variographiques, ainsi que l'ajustement de ces nuages par un modèle sphérique, pour les mois d'avril (**Figure 67a**), de mai (**Figure 67b**) et d'octobre (**Figure 67c**). Seuls ces trois mois sont présentés car les variogrammes des autres mois leur sont très similaires (faible effet pépite et bonne dynamique).

On observe que, comme précisé plus haut (voir section 5.2.3), le modèle sphérique ajuste de manière satisfaisante la forme du nuage, surtout sur les premières classes de distances (celles qui signent la force de la structure spatiale). Les résultats confirment aussi

les observations faites à partir des cartes (**Figure 63**) : il existe une structuration spatiale, parfois forte, des ratios, montrant ainsi les insuffisances du modèle « MSTA » à reproduire l'ensemble des éléments structurants des précipitations de la région « Rift oriental ».

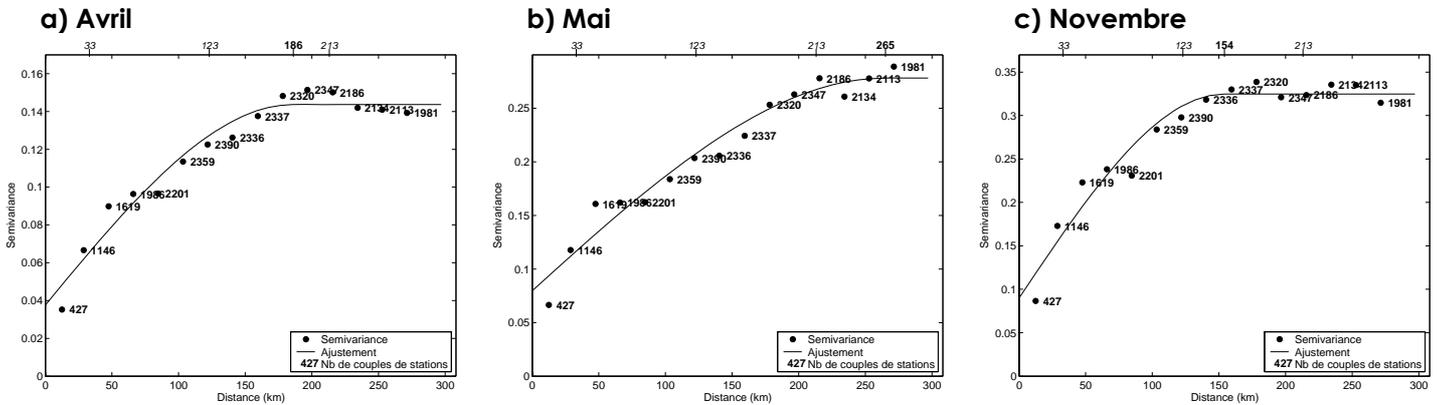


Figure 67 : Variogrammes des ratios du modèle MSTA dans la région « Rift Oriental »

Les valeurs en haut de chaque graphique rappellent les tailles de fenêtres (valeurs en italique) et l'échelle opérationnelle du modèle sphérique (valeur en gras).

Dans la région « Rift oriental » apparaît une variabilité de la portée d'un mois à l'autre, mais avec une forme similaire du nuage variographique. Il existe donc, pour chaque mois, une échelle structurante (ou opérationnelle) qui n'est pas prise en compte par le modèle « MSTA ». Dans cette région, les ratios présentent toujours une structuration d'un mois à l'autre. Il est possible que la structuration des ratios revête un caractère systématique, avec des zones présentant de fortes covariances (valeurs de ratios au niveau des stations fortement liés). Enfin, les semi-variogrammes confirment l'idée que le modèle « MSTA » est insuffisant pour capter l'ensemble des processus et des déterminants sur toutes les échelles spatiales.

Un inconvénient du ratio est son absence d'unité. Il est donc difficile d'évaluer l'importance de sa structuration. En effet, une structuration significative est-elle liée à un processus interne ou permet-elle d'améliorer la variance expliquée ? Pour juger de cela, il faut modéliser la structure puis évaluer la variance supplémentaire retrouvée par l'association du modèle « MSTA » et de la modélisation des ratios. Afin de tester la variance supplémentaire apportée par la modélisation sphérique appliquée aux ratios, une validation croisée est utilisée.

À partir des N stations sont créés deux échantillons **A** et **B** de tailles différentes. Les ratios de l'échantillon **A** sont interpolés sur une grille prédéfinie (MNT GTOPO30) en fonction de l'équation du modèle sphérique. La valeur interpolée correspondant à chaque

station de l'échantillon **B** est récupérée et comparée à la valeur réelle du ratio de ce même échantillon **B**.

Soit \mathbf{x}_0 un point dont on cherche à estimer la valeur et \mathbf{x}_n les stations de l'échantillon **A**, ayant servi à calculer la fonction de répartition spatiale des ratios. L'équation de base de l'interpolation est une combinaison linéaire des points échantillonnés (Équation 5.7) :

$$Z_{OK}^*(\mathbf{x}_0) = \mathbf{w}^T \mathbf{Z} \quad (5.7)$$

Avec :

Z_{OK}^* la valeur du ratio estimée au point \mathbf{x}_0 ,

\mathbf{w} le vecteur des poids associés aux valeurs du ratio (\mathbf{Z}).

Les poids (w_i) sont calculés à partir du modèle sphérique (Équation 5.6) pour deux conditions :

- un estimateur sans biais (somme des poids égale à 1),
- une variance minimale (erreur de modélisation du ratio la plus faible possible).

Dans un premier temps, il faut calculer les distances entre les stations \mathbf{x}_n (**D**, Équation 5.8), ainsi que les distances entre le point \mathbf{x}_0 et les stations \mathbf{x}_n (**D0**, Équation 5.9)

$$\mathbf{D} = \begin{bmatrix} d(\mathbf{x}_1, \mathbf{x}_1) & d(\mathbf{x}_1, \mathbf{x}_2) & \cdots & d(\mathbf{x}_1, \mathbf{x}_n) \\ d(\mathbf{x}_2, \mathbf{x}_1) & d(\mathbf{x}_2, \mathbf{x}_2) & \cdots & d(\mathbf{x}_2, \mathbf{x}_n) \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ d(\mathbf{x}_n, \mathbf{x}_1) & d(\mathbf{x}_n, \mathbf{x}_2) & \cdots & d(\mathbf{x}_n, \mathbf{x}_n) \end{bmatrix} \quad (5.8)$$

Avec :

$d(\mathbf{x}_i, \mathbf{x}_j)$ la distance entre deux stations de mesure \mathbf{x}_i et \mathbf{x}_j

$$\mathbf{D0} = \begin{bmatrix} d(\mathbf{x}_1, \mathbf{x}_0) \\ d(\mathbf{x}_2, \mathbf{x}_0) \\ \vdots \\ d(\mathbf{x}_n, \mathbf{x}_0) \end{bmatrix} \quad (5.9)$$

Avec :

$d(\mathbf{x}_n, \mathbf{x}_0)$ la distance entre la station de mesure \mathbf{x}_n et le point \mathbf{x}_0

Puisque les distances sont connues, le modèle sphérique peut être appliqué à la matrice **D** et au vecteur **D0**, avec les conditions de distance (Équation 5.6). On obtient la matrice **A** (Équation 5.10), qui donne la semi-variance entre les stations et le vecteur **b** (Équation 5.11), donnant la semi-variance entre le point \mathbf{x}_0 et les stations.

$$\mathbf{A} = \begin{bmatrix} \gamma(\mathbf{x}_1, \mathbf{x}_1) & \gamma(\mathbf{x}_1, \mathbf{x}_2) & \cdots & \gamma(\mathbf{x}_1, \mathbf{x}_n) & 1 \\ \gamma(\mathbf{x}_2, \mathbf{x}_1) & \gamma(\mathbf{x}_2, \mathbf{x}_2) & \cdots & \gamma(\mathbf{x}_2, \mathbf{x}_n) & 1 \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots & \vdots \\ \gamma(\mathbf{x}_n, \mathbf{x}_1) & \gamma(\mathbf{x}_n, \mathbf{x}_2) & \cdots & \gamma(\mathbf{x}_n, \mathbf{x}_n) & 1 \\ 1 & 1 & \cdots & 1 & 0 \end{bmatrix} \quad (5.10)$$

Avec :

$\gamma(\mathbf{x}_i, \mathbf{x}_j)$ est la semi-variance entre les stations \mathbf{x}_i et \mathbf{x}_j

$$\mathbf{b} = \begin{bmatrix} \gamma(\mathbf{x}_1, \mathbf{x}_0) \\ \gamma(\mathbf{x}_2, \mathbf{x}_0) \\ \vdots \\ \gamma(\mathbf{x}_n, \mathbf{x}_0) \\ 1 \end{bmatrix} \quad (5.11)$$

Avec :

$\gamma(\mathbf{x}_n, \mathbf{x}_0)$ est la semi-variance entre la station de mesure \mathbf{x}_n et le point \mathbf{x}_0

Les poids (\mathbf{w}) sont calculés à partir de \mathbf{A} et de \mathbf{b} (Équation 2.12) :

$$\mathbf{w} = \mathbf{A}^{-1} \cdot \mathbf{b} \quad (5.12)$$

Ce qui donne le vecteur \mathbf{w} des poids (Équation 5.13) :

$$\mathbf{w} = \begin{bmatrix} w_1^{\text{OK}} \\ w_2^{\text{OK}} \\ \vdots \\ w_n^{\text{OK}} \\ \mu_{\text{OK}} \end{bmatrix} \quad (5.13)$$

Avec :

w_n^{OK} le poids associé au ratio de la station échantillonnée n et μ_{OK} le multiplicateur de Lagrange

Donc, puisqu'on connaît \mathbf{w} , on peut calculer pour le point \mathbf{x}_0 la valeur Z_{OK}^* (Équation 5.6). La variance de la modélisation est donnée par (Équation 5.14) :

$$\sigma_k^2 = \mathbf{b}^T \mathbf{w} \quad (5.14)$$

Elle est une indication de l'incertitude de la modélisation du ratio par la fonction sphérique. Plus la variance associée à la valeur estimée est faible, meilleure est la confiance qu'on peut accorder à cette estimation du ratio. Puisqu'il s'agit de variance, elle s'exprime dans la même unité que la variable estimée, élevée au carré. Afin de faciliter la lecture, les

variances seront par la suite remplacées par les écart-types, exprimés dans la même unité que la variable modélisée. La variance de modélisation ne sera pas utilisée dans cette section, mais sera appliquée dans une section suivante.

Pour la région « Rift oriental », l'échantillon des ratios à estimer est composé de cinquante stations, l'échantillonnage étant répété cent fois. Donc, pour chaque mois, cent modélisations de ratios sont effectuées. La validation croisée (partie I, section 4.2.2) est alors utilisée afin de vérifier la capacité des modèles géostatistiques à reproduire les ratios. De simples nuages de points, croisant ratios calculés et ratios modélisés sont utilisés. Ils suffisent à évaluer de façon satisfaisante la qualité de la modélisation en fonction des échantillons (**Figure 68**). Ne sont présentés que les nuages de points associés aux semi-variogrammes précédemment montrés (concernant les mois d'avril, mai et octobre).

Les ordonnées des points correspondent à la moyenne, pour chaque station de mesure, des ratios modélisés. Les barres d'erreurs associées présentent la variabilité de la qualité de modélisation. Ainsi, des petites (grandes) barres signalent une faible (forte) variabilité en fonction de l'échantillon. Ces graphiques permettent donc d'éprouver l'efficacité et la robustesse de la modélisation. Globalement, les ratios stationnels modélisés sont proches des ratios stationnels calculés (**Figure 68b**), avec le nuage de points situé le long de la diagonale de modélisation parfaite.

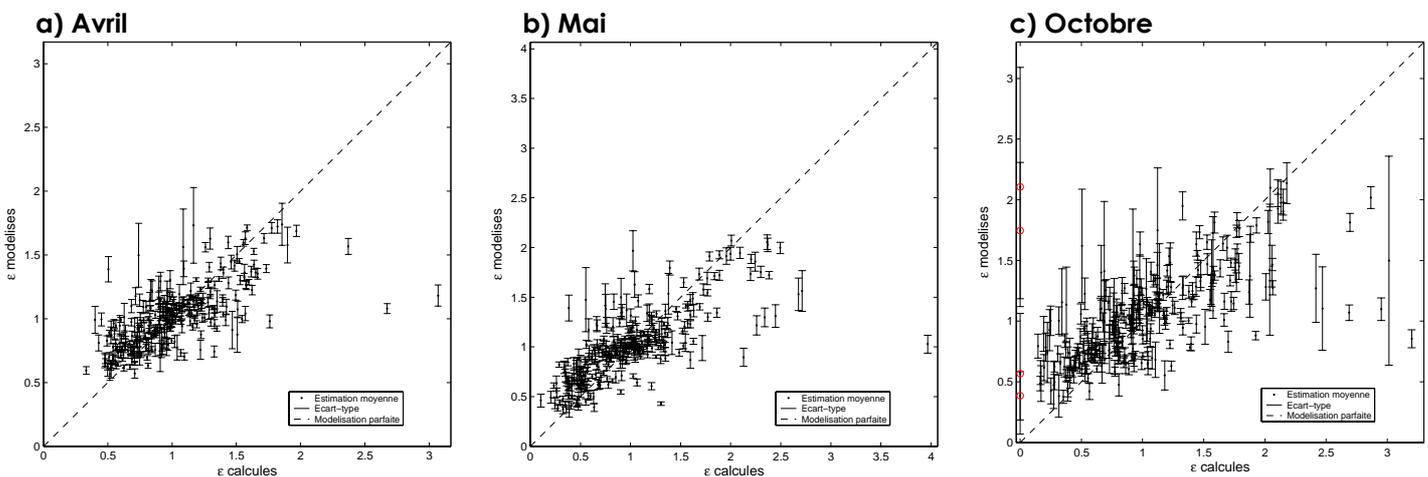


Figure 68 : Relations entre ratios calculés à partir du modèle « MSTA » et ratios estimés par le modèle sphérique dans la région « Rift Oriental »

Les barres associées à chaque point montrent la variabilité de l'estimation. Plus la barre est grande et plus l'estimation est bruitée pour une même station. Les ronds rouges montrent les valeurs forcées à 1 (ratio estimé inférieur à 0).

Toutefois, pour certains mois (avril, octobre ou décembre), la variabilité des estimations est parfois importante, signalant que pour ces mois la structuration spatiale des ratios est

plus complexe. En particulier, les ratios les plus élevés sont souvent sous-estimés (**Figure 68a**).

Les cercles rouges du mois d'octobre (**Figure 68c**) correspondent à des valeurs de ratios calculées nulles (conditionnalité, section 5.1). On voit, sur cet, exemple que la modélisation n'est pas parfaite car les ratios modélisés ont des valeurs supérieures à zéro. On touche là au défaut du ratio, comme expliqué en section 5.1).

5.3.2 Région « Vaal – Orange » : une structuration spatiale des ratios difficile à démontrer

La même démarche est appliquée dans la région « Vaal – Orange », avec la plupart des mois présentant une structure spatiale plus ou moins similaire des ratios (**Figure 69a**, exemple donné par le mois de janvier), excepté le mois de novembre. Toutefois, les rapports entre effet pépité et plateau ($Co/(Co+C)$) montrent que l'effet pépité représente les deux tiers, voire les trois quarts du plateau (**Tableau 12**), ce qui signe soit un effet aléatoire ou un biais masquant le signal, soit une faible structuration des ratios. Comme en Afrique de l'Est, les effets pépites d'un mois à l'autre sont faibles (au maximum de 0,05) signalant une composante aléatoire faible dans la structuration spatiale des ratios. Ici, la faible dynamique des semi-variogrammes signale une structuration spatiale faible des ratios mensuels dans cette région.

Le mois d'avril montre une structure d'échelle plus locale, avec une portée de 64 km, contre des valeurs de 150-200 km pour les autres mois. Le semi-variogramme (**Figure 69b**) confirme cette structuration locale, avec la dynamique la plus forte, avec un rapport pépité sur plateau qui reste élevé, à 0,62 (**Tableau 12**).

Tableau 12 : Caractéristiques des semi-variogrammes construits à partir des ratios stationnels de la région « Vaal – Orange »

	Octobre	Novembre	Décembre	Janvier	Février	Mars	Avril
Portée (km) <i>a</i>	237***	2500***	200*	239***	162**	204**	64*
Effet pépité <i>Co</i>	0,03	0,05	0,03	0,03	0,03	0,02	0,03
Dynamique <i>C</i>	0,02	0,60	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02
$Co/(Co+C)$	0,67	0,07	0,71	0,67	0,78	0,63	0,62

Situation par rapport aux fenêtres du modèle « MSTA » :
* entre la 1^{ère} et la 2^e, ** entre la 2^e et la 3^e, *** au-delà de la 3^e

Le mois de novembre est atypique, puisque la portée est de 2.600 km. Cette valeur indique qu'il persiste une tendance régionale au sein des ratios (ajustement quasi linéaire, **Figure 69c**), alors qu'une première tendance régionale avait été détectée sur les précipitations moyennes (section 4.3). En novembre, quelques stations du sud-ouest présentent des ratios très importants (supérieurs à 5, donc une forte sous-estimation). Une étude (non-montrée) de la structure des ratios sans ces quelques stations montre, cependant, que la tendance est conservée. Ce mois laisse apparaître une non-stationnarité du processus, nécessitant l'utilisation de méthodes adaptées. Donc, au-delà de la géographie et des stations atypiques, la pluviométrie est aussi contrainte par d'autres facteurs d'échelle(s) large(s), différents de ceux pris en compte par le modèle « MSTA » de novembre.

La qualité de modélisation est discutée grâce à la validation croisée (100 échantillons de 580 stations dont le ratio doit être estimé), en utilisant des nuages de points (**Figure 70**) croisant les ratios calculés à partir du modèle « MSTA » et ceux modélisés par une fonction sphérique. Comme le laissaient supposer les variogrammes (**Figure 69**), les nuages de points montrent que la structure spatiale des ratios est difficile à modéliser par un modèle sphérique.

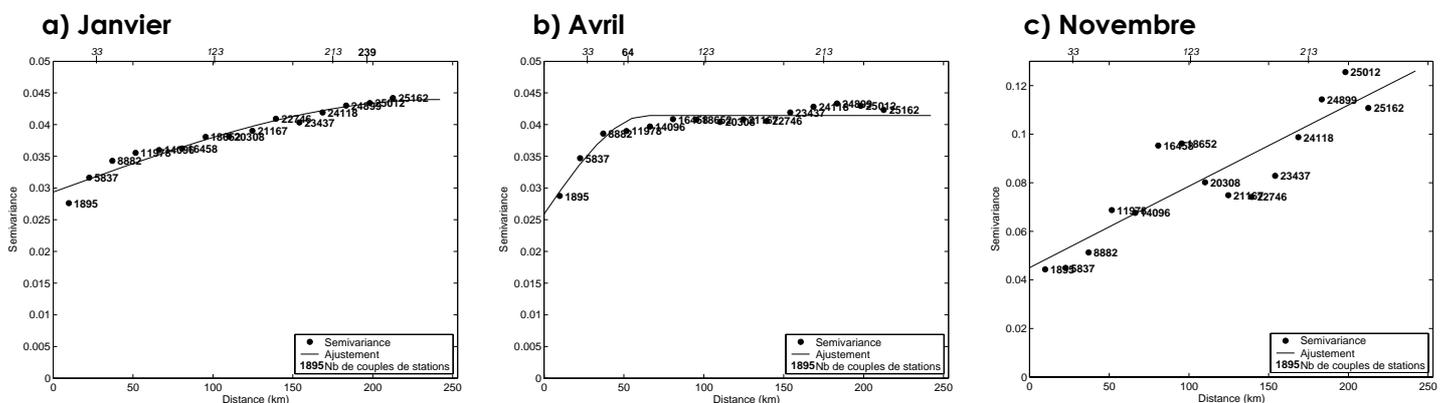


Figure 69 : Idem Figure 67 dans la région « Vaal – Orange »

Le modèle spatial ne parvient pas très bien à reproduire la réalité, comme le montrent les ratios estimés, tous proches de 1, alors que les valeurs observées sont beaucoup plus variées, que ce soit en janvier (**Figure 70a**) ou en avril (**Figure 70b**). En novembre (**Figure 70c**), certains ratios présentent des estimations fortement bruitées, en plus de la difficulté à reproduire la réalité. La géostatique ne semble pas adaptée, car il existe un forçage atmosphérique de large échelle, accompagné d'un relativement faible forçage de la surface. C'est une différence notable avec la région « Rift oriental », puisque le modèle « MSTA » explique déjà, dans la région « Vaal – Orange », environ 70 % de la variance.

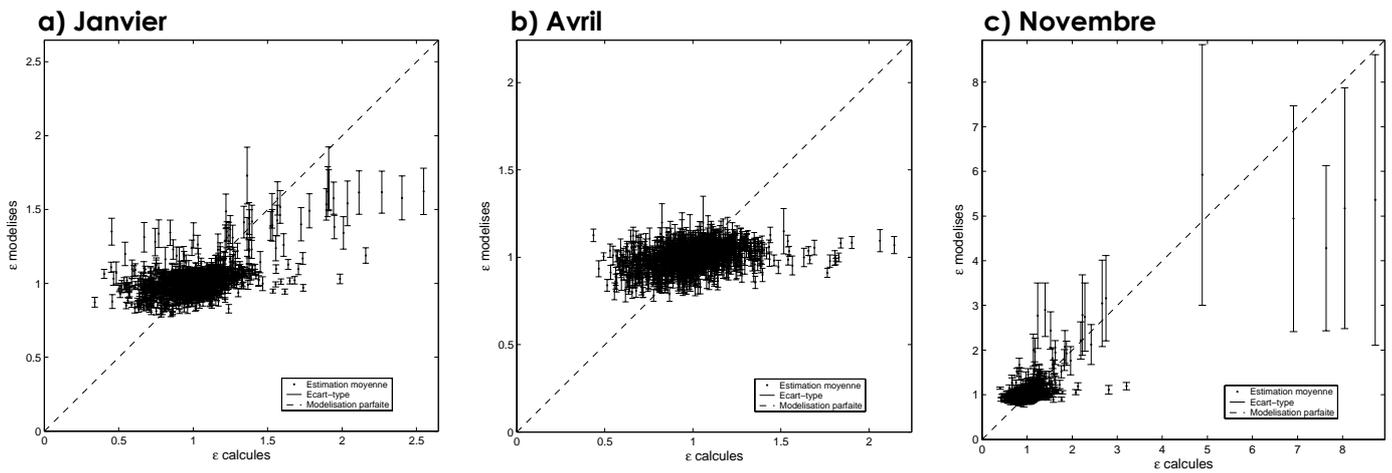


Figure 70 : Idem Figure 68 dans la région « Vaal – Orange »

5.4 Association des modèles statistiques et géostatistiques.

D'après l'Équation 5.4 (partie II, section 5.1), il est possible de retrouver l'observation en multipliant les estimations du modèle « MSTA » par les ratios (Équation 5.15).

$$\begin{cases} \mathbf{Y} = \mathbf{MSTA} \times \varepsilon & \text{pour } \hat{y} > 0 \\ \mathbf{Y} = 0 & \text{pour } \hat{y} \leq 0 \end{cases} \quad (5.15)$$

Avec :

\mathbf{Y} est la série d'observations,

\mathbf{MSTA} est la série d'estimations,

ε est la série des erreurs de modélisation de « MSTA ».

Nous venons de voir que ces ratios possèdent une structure spatiale qu'il est possible d'ajuster avec un modèle sphérique (voir section 5.2.3), aussi bien dans la région « Rift oriental » (avec de bons résultats) que dans la région « Vaal – Orange » (avec plus de difficultés). Dans cette partie, nous allons voir, à l'aide de validations croisées (voir section 4.2.2), la performance réelle de l'association du modèle statistique (« MSTA ») et du modèle géostatistique (« MERR »). Nous comparerons également les résultats à ceux obtenus par une modélisation géostatistique des précipitations observées.

Dans la première partie, la qualité du modèle « MSTA » est testée à l'aide de quatre critères (voir section 4.2.1). Pour savoir si l'apport d'une modélisation des ratios apporte une amélioration des estimations de pluies moyennes stationnelles, les mêmes critères sont utilisés. Les valeurs présentées sont les valeurs moyennes calculées à partir des valeurs obtenues pour chaque échantillon (voir section 4.2.2), ainsi que leur variabilité, représentée par l'écart-type.

Les résultats sont présentés sous forme graphique, associant pour chaque critère de validation, les valeurs obtenues par le seul modèle « MSTA », celles obtenues par l'association de la statistique et de la géostatistique (« MERRSTA ») et celles de la géostatistique appliquées aux précipitations observées.

5.4.1 « Rift oriental » : performance du modèle « MERRSTA »

L'association du modèle « MSTA » et du modèle MERR améliore la modélisation des précipitations moyennes de la grande saison de pluies. La part de l'information prise en compte par cette approche (R^2) est pratiquement doublée (**Figure 71a**). Le nouveau modèle est désormais capable de reproduire 65 à 70 % de la variance des précipitations moyennes. Le biais du modèle est lui aussi multiplié par deux (**Figure 71b**), mais reste inférieur au biais de la mesure et l'écart-type se réduit beaucoup. Concernant l'erreur absolue moyenne (EAM), les valeurs obtenues à cette étape sont inférieures (1,5 fois moins) à celles obtenues avec le modèle « MSTA » seul (**Figure 71c**). Toutefois, la différence persiste entre mars et les deux autres mois. Enfin, la capacité du modèle à reproduire la distribution statistique des valeurs observées est significativement améliorée. Les valeurs de LEPS sont multipliées par deux, pour atteindre 60 % (**Figure 71d**), indiquant une bonne reproduction des valeurs moyennes, ainsi qu'une meilleure modélisation de la distribution, en particulier les extrêmes.

En avril, comme pour les deux autres mois de la GSP, les nuages de points sont resserrés (**Figure 72a**), indiquant une meilleure modélisation, ainsi qu'un redressement vers les valeurs observées fortes. Cela montre une meilleure capacité du modèle « MERRSTA » à estimer ces valeurs que le modèle « MSTA ». Les distributions du rapport entre les observations et les estimations montrent un resserrement autour de 1. Les exemples donnés ici sont représentatifs de ce qui se passe pendant les autres mois.

Au cours de la seconde saison des pluies, le modèle « MERR » complète aussi efficacement le modèle « MSTA ». Les valeurs de R^2 sont multipliées par plus de deux (**Figure 71a**). Le modèle « MERRSTA » reproduit désormais autour de 60 à 70 % de la variance des pluies observées (contre 30-35 % avec le seul modèle « MSTA »). Le biais du modèle est plus difficile à interpréter, avec une dégradation en novembre (**Figure 71b**). Mais ces valeurs restent inférieures aux erreurs de mesures. L'EAM est améliorée, avec des valeurs plus faibles (proches ou inférieures à 30 mm, **Figure 71c**), sauf en décembre.

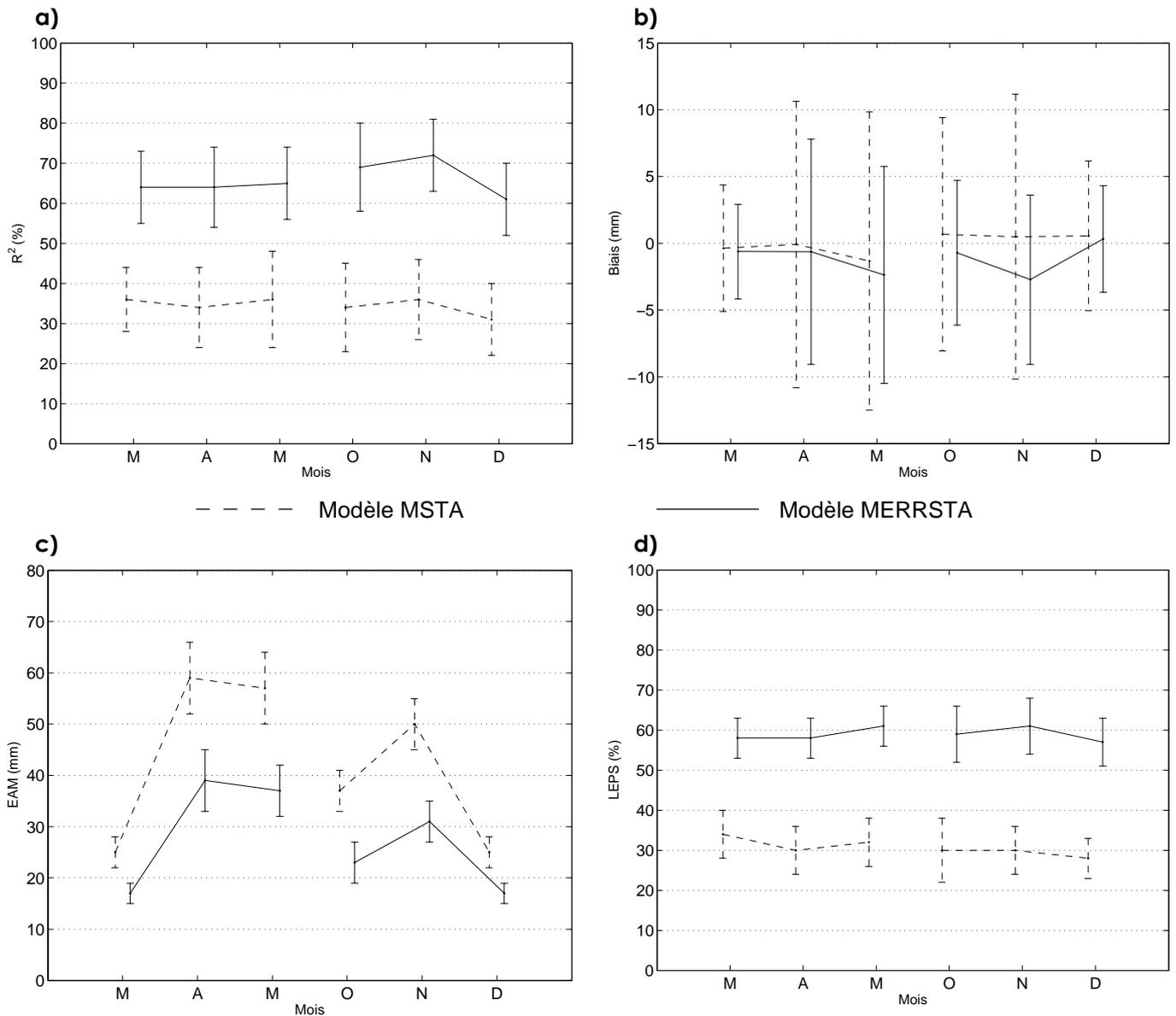


Figure 71 : Performances des modèles « MSTA » et « MERRSTA » de la région « Rift Oriental ».

Cette validation se fait par l'intermédiaire a) du R^2 , b) du biais, c) de l'EAM et d) du LEPS.

Comme en GSP, la capacité du modèle à reproduire la distribution statistique des pluies est améliorée. Les valeurs de LEPS sont elles aussi multipliée par deux (**Figure 71d**). Le modèle « MERRSTA » reproduit mieux les valeurs extrêmes, mais aussi les valeurs moyennes observées pendant les trois mois de la saison (**Figure 72b**). En ce qui concerne les nuages de points, le resserrement autour de l'axe de « modélisation parfaite » est plus important qu'avec le modèle « MSTA ». La distribution des ratios le confirme, avec toujours ce resserrement des distributions autour de 1.

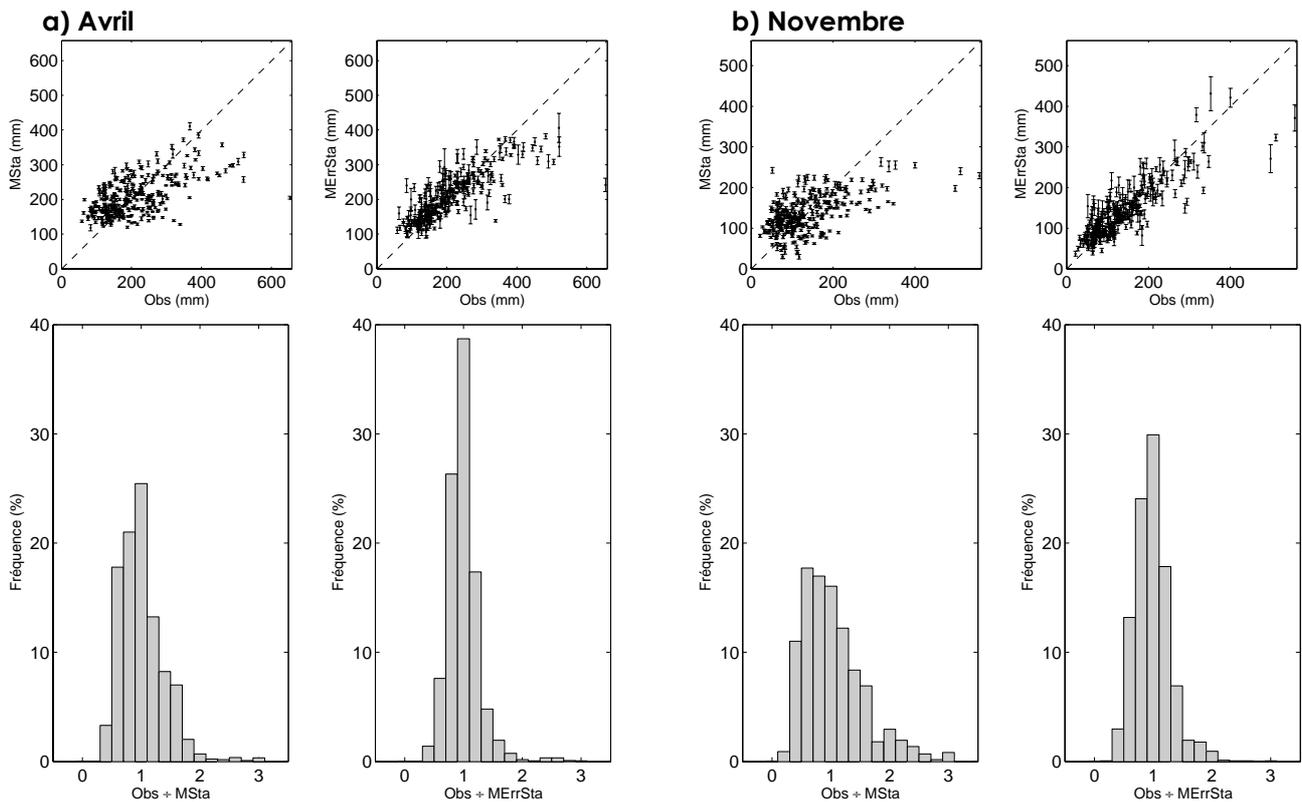


Figure 72 : Validation graphique des résultats dans la région « Rift Oriental ».

Les nuages de points mettent en relation les observations et les estimations des modèles « MSTA » (gauche) et « MERRSTA » (droite). Les barres associées aux points montrent la variabilité de l'estimation.

Dans la région « Rift oriental », le gain de modélisation des précipitations est spectaculaire lorsque sont prises en compte les structures spatiales des erreurs de modélisation, surtout pour certains mois (début de la GSP ou fin de la PSP). Ces résultats soulignent aussi les limites d'un modèle linéaire basé sur une variable physique. Ils suggèrent qu'il existe des effets non-linéaires, notamment au niveau des valeurs extrêmes, associés à des processus très locaux. Pour les étudier, il est nécessaire d'utiliser d'autres outils de modélisations, non-linéaires et basés sur des lois spécifiques (par exemple, les modèles GEV ou POT).

5.4.2 « Vaal – Orange » : performance du modèle « MERRSTA »

La section 4.3.2 a mis en avant les bonnes performances du modèle « MSTA » en Afrique du sud (tableau 10), principalement au début de la saison humide (d'octobre à janvier). Sur ces quatre mois, on ne s'attend donc pas à améliorer la modélisation des observations de manière aussi spectaculaire. Toutefois, la combinaison des modèles « MSTA » et « MERR » donne des résultats légèrement supérieurs à ceux obtenus par le modèle « MSTA ».

Alors que la part de variance commune aux modélisations et aux observations (R^2) était inférieure à 75 % avec le modèle « MSTA », elle est supérieure à 75 %, pour atteindre des valeurs proches de 80 % (**Figure 73a**). Donc, la modélisation des ratios permet de tenir compte d'une information supplémentaire non-négligeable sur les modalités de la distribution des normales, en complément du modèle « MSTA ».

Le même constat s'applique au LEPS d'octobre à janvier : la combinaison de deux modèles reproduit mieux les valeurs extrêmes (**Figure 73d**). Les valeurs sont proches de 65 – 70 %, ce qui montre une meilleure reproduction de la distribution statistique des valeurs observées par les valeurs modélisées. Concernant le biais (**Figure 73b**) et l'EAM, (**Figure 73c**) les valeurs sont faibles et très proches de celles calculées pour la validation du modèle « MSTA » en début de saison. L'EAM montre une forte ressemblance de séries observées et modélisées, malgré le problème des valeurs extrêmes.

En début de saison de pluies, les capacités du modèle « MSTA » à reproduire les valeurs observées sont déjà importantes. Il semble que le modèle « MERRSTA » améliore surtout la modélisation des valeurs les plus fortes, avec un resserrement dans les extrêmes des mois d'octobre et novembre (**Figure 74a et b**). L'amélioration est légèrement moins marquée en décembre et janvier (**Figure 74c**).

Au contraire, le modèle « MSTA » éprouve des difficultés à reproduire les observations en fin de saison des pluies (de février à avril), avec des performances plus faibles. On peut donc espérer une amélioration significative des performances, comme dans la région « Rift oriental ». Mais ce n'est pas le cas, comme le laissent présager la section 5.3.2 et la mise en évidence d'une très médiocre structuration spatiale des ratios. Le gain de performance existe, mais il reste dans les mêmes proportions que celui observé en début de saison.

La variance commune (R^2) dépasse à peine 50 % pour deux des trois mois concernés et n'atteint pas 45 % pour le troisième (**Figure 73a**). Les valeurs de biais (**Figure 73b**) et d'EAM (**Figure 73c**), sont très proches de celles du modèle « MSTA » seul. Le biais du modèle reste inférieur à l'erreur de mesure. Et l'EAM montre une forte ressemblance entre les séries, hormis les valeurs extrêmes de précipitations. La capacité du modèle à reproduire la distribution statistique des précipitations est elle aussi plus faible qu'en début de saison, avec des valeurs de LEPS inférieures à 50 %. Il apparaît, comme dans toutes les modélisations précédentes, une difficulté du modèle à restituer les valeurs extrêmes observées (**Figure 74**).

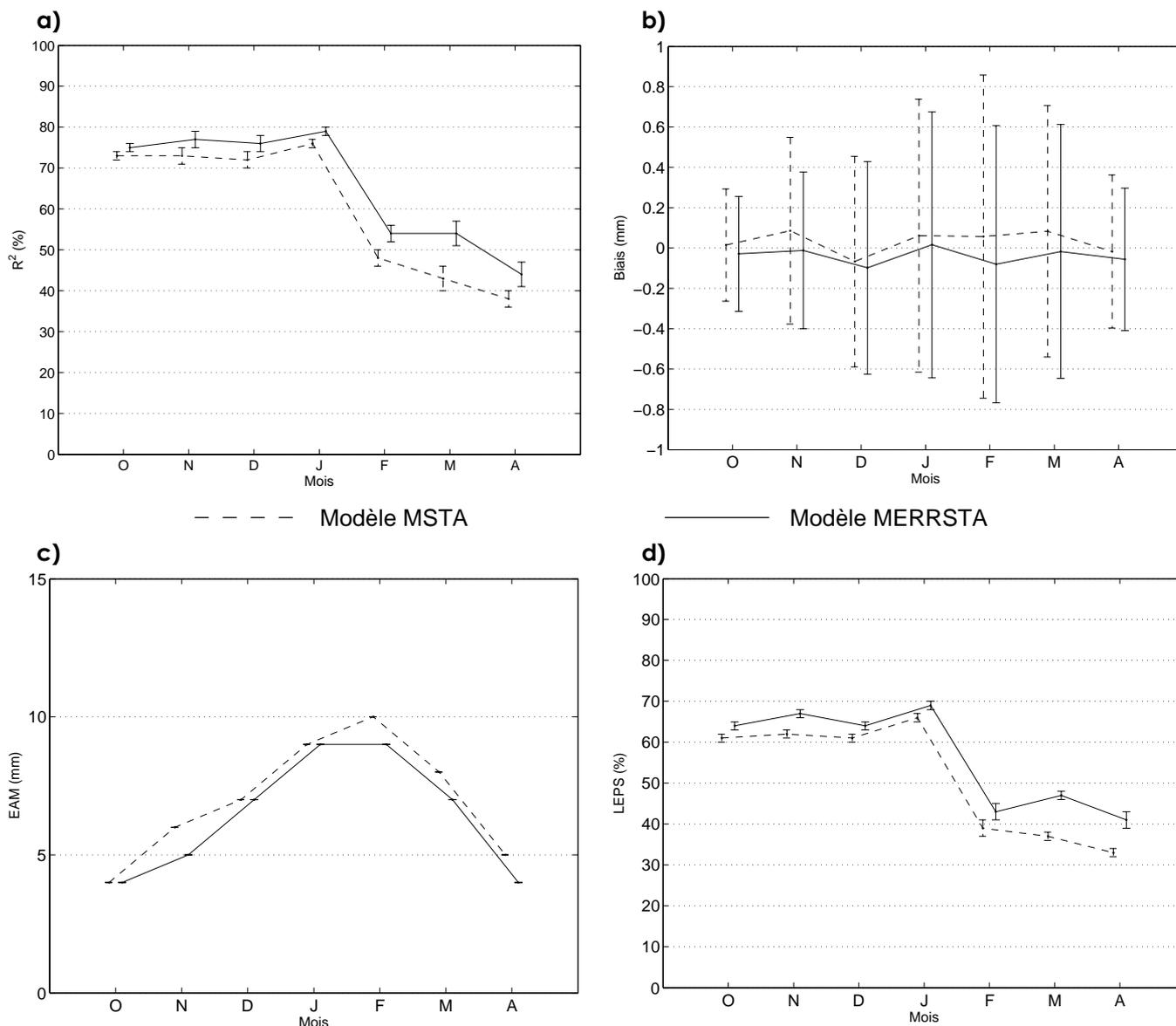


Figure 73 : Idem Figure 71 dans la région « Vaal – Orange »

Le modèle « MERRSTA », comme en début de saison, améliore la modélisation des valeurs extrêmes, mais reproduit encore assez mal les valeurs moyennes, puisque le resserrement autour de l’axe de « modélisation parfaite » n’est pas différent de celui du modèle « MSTA ».

Afin de confirmer les résultats précédents, les performances du modèle « MERRSTA » sont confrontées à celles de la modélisation directe par la géostatistique des précipitations observées. Les observations sont modélisées par le modèle « MGÉOSTA ».

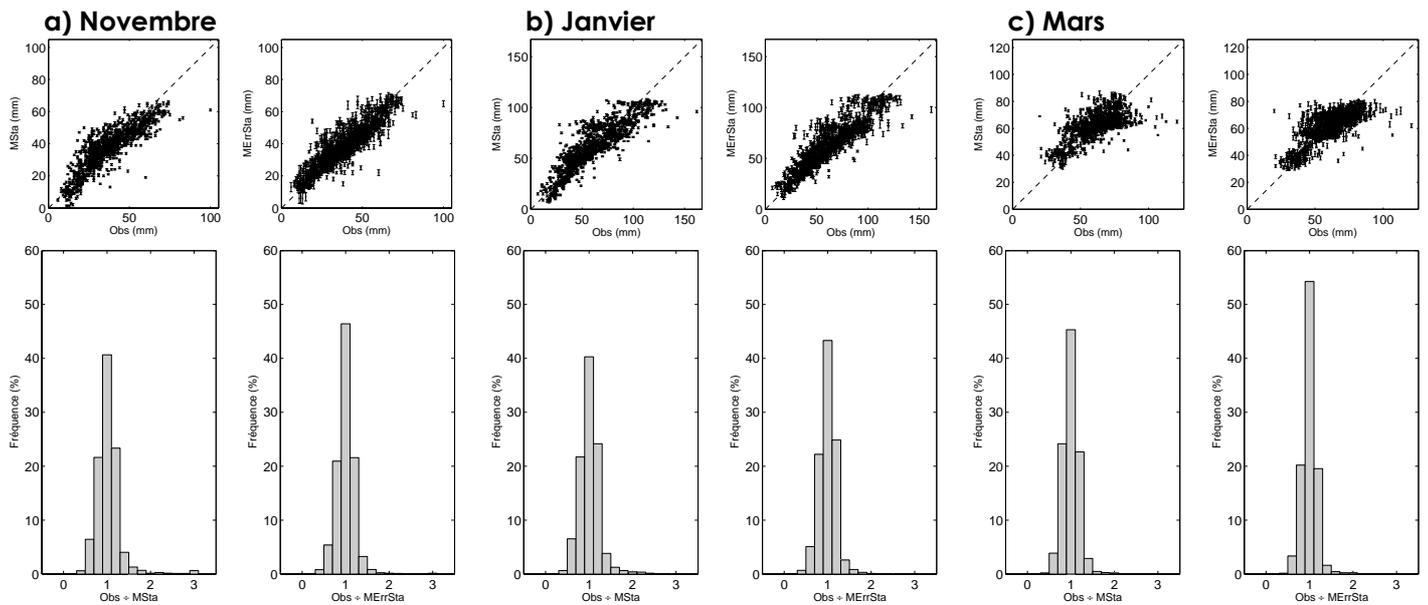


Figure 74 : Idem Figure 72 dans la région « Vaal – Orange ».

5.4.3 Comparaison entre les modèles « MERRSTA » et « MGÉOSTA »

Les semi-variogrammes sont calculés sur les précipitations observées dans les régions « Rift oriental » et « Vaal – Orange ». Dans la région « Rift oriental », comme pour les ratios, les portées sont différentes, mais les semi-variogrammes présentent des formes similaires, ainsi qu'une structuration systématique. Il est donc possible de modéliser les précipitations observées, notre choix étant naturellement celui d'un modèle sphérique. Dans la région « Vaal – Orange », les semi-variogrammes, à l'exception de celui du mois d'avril, montrent une absence de stationnarité dans les précipitations observées. Il apparaît donc une structuration d'échelle supérieure des observations dans cette région. Seules les précipitations observées dans la région « Rift oriental » seront modélisées par « MGÉOSTA ».

La validation de la modélisation des normales mensuelles de la région « Rift Oriental » repose sur la méthodologie adoptée en section 5.4. :

- choix de quatre critères : R^2 , Biais, EAM et LEPS% (partie I, section 4.2.1),
- validation croisée (partie I, section 4.2.2),
- confrontation aux résultats de l'étape précédente (« MERRSTA »).

Contrairement à la confrontation du modèle « MSTA » et du modèle « MERRSTA », celle du modèle « MGÉOSTA » et du modèle « MERRSTA » donne des résultats plus nuancés, puisque le modèle le plus performant n'est pas forcément le même sur l'ensemble de la période (**Figure 75**).

Il apparaît une saisonnalité dans la hiérarchie des modèles. Ainsi, pendant la GSP, l'estimation « MERRSTA » domine légèrement le modèle « MGÉOSTA », notamment les deux premiers mois. En termes de variance commune (**Figure 75a**), l'estimation « MERRSTA » explique 65 % de la variance spatiale des précipitations moyennes, contre 56 % pour le modèle « MGÉOSTA » (65 % en mai).

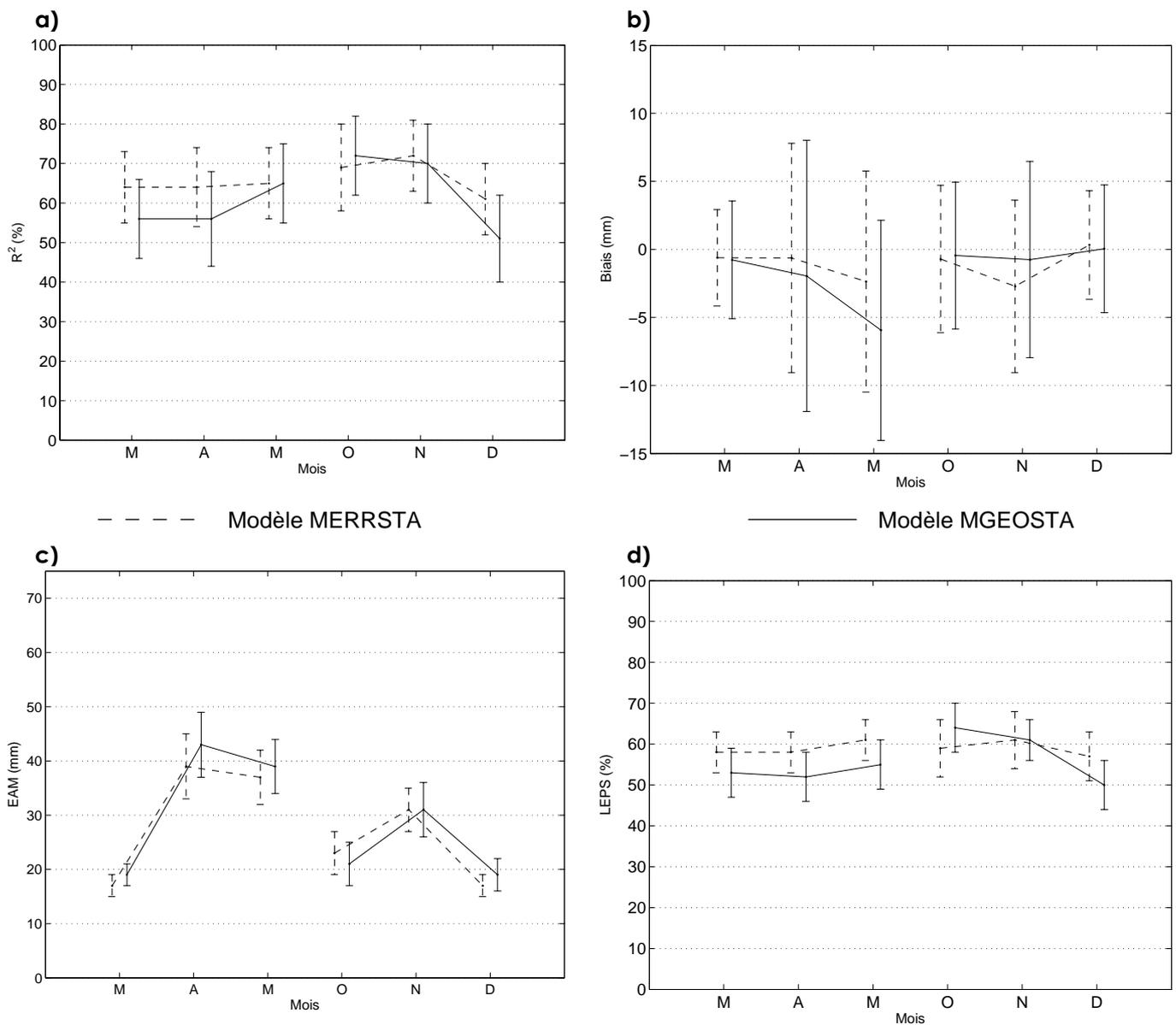


Figure 75 : Idem Figure 71 pour les modèles « MERRSTA » et « MGÉOSTA » dans la région « Rift oriental »

Il en est de même pour le biais (**Figure 75b**) : la combinaison « MERRSTA » est légèrement moins erronée que le modèle « MGÉOSTA ». À noter que, dans les deux cas, le biais demeure inférieur aux imprécisions de mesures, excepté le mois de mai qui présente un biais de pratiquement 6 mm, qui est une valeur très supérieure à celles rencontrées jusqu'à maintenant. Quant à l'erreur absolue moyenne (**Figure 75c**) la combinaison « MERRSTA », elle est moins importante (d'environ 5 mm) que celle du modèle « MGÉOSTA ». Enfin, la capacité à reproduire la distribution statistique des précipitations moyennes (**Figure 82d**) est supérieure de 5 % en faveur de la combinaison « MERRSTA ».

Pendant la PSP, la différence entre les deux modèles est moins grande et la qualité du modèle « MGÉOSTA » est légèrement supérieure à celle de l'association « MERRSTA », concernant notamment le biais de l'estimation (**Figure 75b**), très proche de zéro, ou l'erreur absolue moyenne (**Figure 75c**), légèrement plus faible. Pour la variance commune (R^2 , **Figure 82a**) et la reproduction de la distribution statistique des valeurs (LEPS%, **Figure 82d**), la combinaison « MERRSTA » est moins (plus) performante le premier (dernier) mois de la PSP que le modèle « MGÉOSTA ». En novembre, les deux modèles sont équivalents en performance.

La **Figure 76** confirme en grande partie les résultats précédents : l'association « MERRSTA » est la plus performante pendant la GSP (et principalement en mars et avril, **Figure 76a**). La dispersion des rapports entre observations et modélisations autour de 1 (modélisation parfaite) est plus faible pour le modèle « MERRSTA » que pour le modèle « MGÉOSTA ». Concernant les nuages de points de la combinaison « MERRSTA », ils sont plus resserrés autour de la diagonale de modélisation parfaite que ceux du modèle « MGÉOSTA ».

Le modèle « MERRSTA » est légèrement meilleur que le modèle « MGÉOSTA » dans la reproduction des précipitations moyennes de la GSP. Au cours de la PSP, les deux modèles se valent. De plus, si au cours des six mois, les parts de variances expliquées par les deux types de modèles sont équivalentes (entre 55 et 70 %), les erreurs de modélisations sont plus faibles pendant la PSP que pendant la GSP.

Ce résultat tendrait à montrer que le relief a un impact plus important sur la répartition des précipitations moyennes au cours de la GSP. Pendant la PSP, outre le relief, des phénomènes de plus large échelle contraignent la distribution spatiale des précipitations moyennes mensuelles.

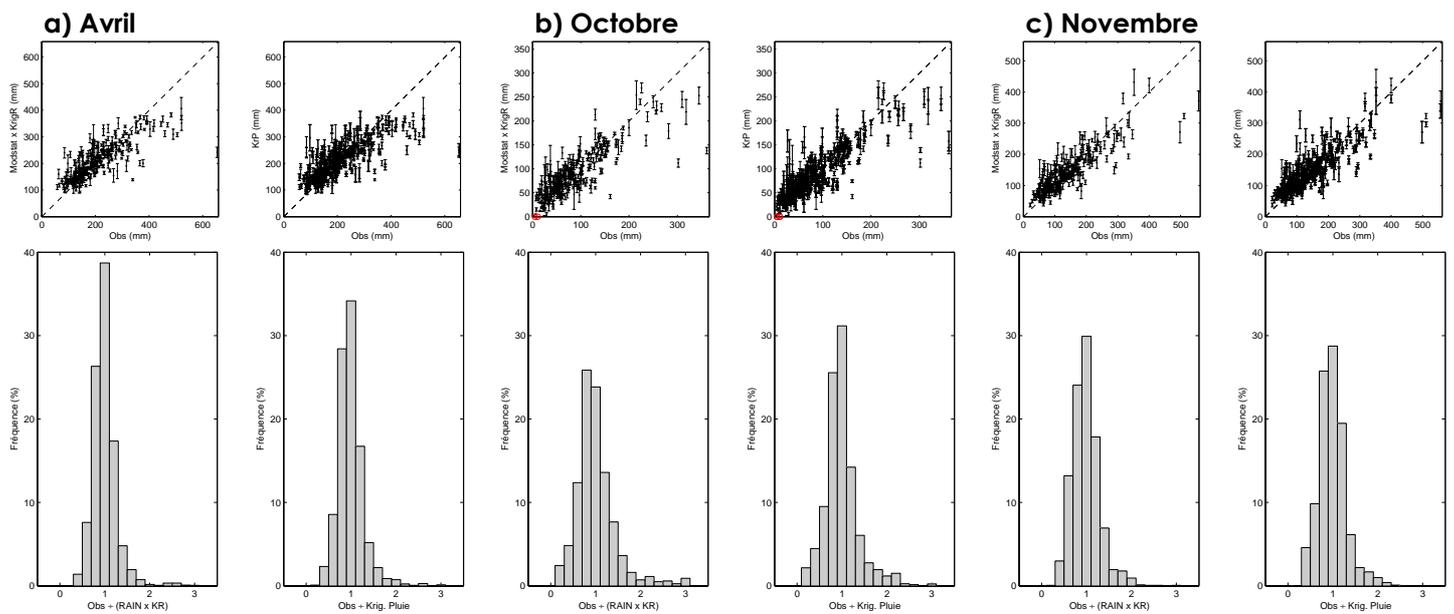


Figure 76 : Validation graphique des résultats dans la région « Rift Oriental ».

Les nuages de points mettent en relation les observations et les estimations des modèles « MERRSTA » (gauche) et « MGÉOSTA » (droite). Les barres associées aux points montrent la variabilité de l'estimation.

La distribution des rapports observations / modélisations fait ressortir l'alternance entre le début de la saison (modèle « MGÉOSTA » plus performant) et la fin de la saison (combinaison « MERRSTA » plus performante). Les modèles sont équivalents, avec un resserrement égal des nuages de points autour de la diagonale de modélisation parfaite (**Figure 76b et c**).

Toutefois, une remarque faite au moment de la comparaison entre « MSTA » et « MERRSTA » est valable ici aussi : les valeurs extrêmes de précipitations sont difficilement reproduites en GSP et en PSP. Malgré une approche différente de la modélisation (linéaire ou non) des précipitations moyennes mensuelles, le fait est qu'aucun des modèles n'est capable de reproduire correctement les fortes valeurs de précipitations. On retombe donc sur des notions de statistique des valeurs extrêmes.

Dans la région « Rift oriental », la portée des semi-variogrammes peut être considérée comme un maximum d'extension du fenêtrage de « MSTA ». Une étude géostatistique des données observées peut alors venir en amont de la modélisation statistique, aidant à définir au moins une des échelles sur lesquelles se base le modèle « MSTA ». Les mauvais résultats obtenus par le modèle « MGÉOSTA » dans la région « Vaal – Orange » suggèrent que le modèle « MSTA » est effectivement meilleur pour capter plusieurs échelles de structuration. Son association avec la modélisation des ratios permet d'améliorer significativement les performances de la modélisation.

Dans quelle mesure cette association améliore-t-elle significativement les performances de modélisation ? Une estimation de ce gain peut être faite à partir d'un jeu de données indépendant disponible en particulier sur l'Afrique de l'Est, en regardant notamment si la variabilité spatiale mensuelle est modélisée. Pour cela seront comparées aux précipitations de ce jeu de données les estimations des modèles « MERRSTA » et « MGÉOSTA ».

5.4.4 Validation du gain de performance du modèle « MERRSTA » en comparaison d'un jeu de données indépendant (région « Rift Oriental »)

Afin d'appuyer les résultats précédents, un jeu de données, indépendant des 305 stations de modélisation, est utilisé afin de contrôler les résultats obtenus en validation croisée (**Figure 77**).

Ce jeu de données de moyennes mensuelles de précipitations provient de la FAO (Organisation des Nations Unies pour l'Alimentation et l'Agriculture) et est disponible pour un ensemble de 28.100 stations de mesure réparties dans le monde, et notamment en Afrique de l'Est (www.fao.org/NR/climpag/pub/EN1102_en.asp).

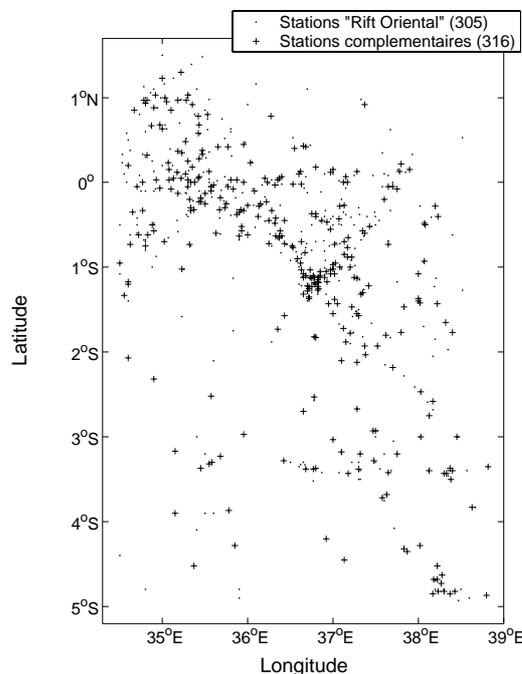


Figure 77 : Localisation des 305 stations de la région « Rift Oriental » et des 316 stations complémentaires

Au sein de ce jeu de données sont extraites 316 stations répondant aux conditions suivantes :

- des localisations géographiques différentes des 305 stations du modèle,
- des altitudes inférieures à celles du maximum d'estimation (3.076 m),
- des moyennes de précipitations calculées sur un minimum de dix ans (**Figure 78**), afin de garantir une certaine robustesse de la moyenne et sa représentativité de la normale locale. La plupart des stations couvrent la période 1961-1990.

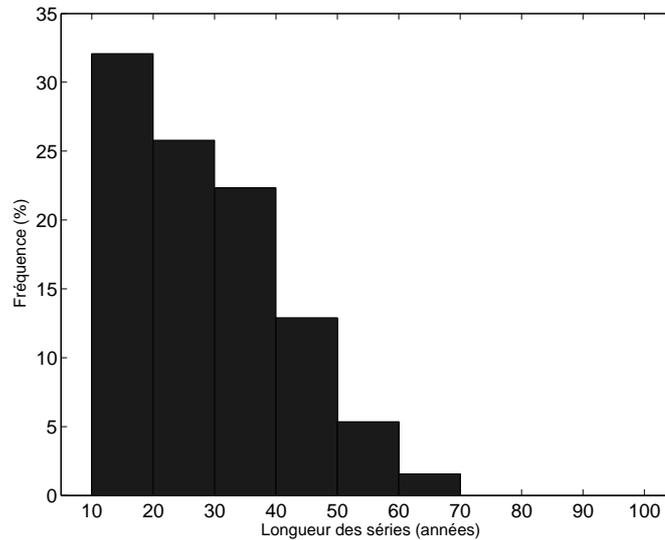


Figure 78 : Distribution des longueurs des 316 séries pluviométriques complémentaires.

Ces stations sont souvent situées dans des zones déjà bien renseignées sur la pluviométrie (comme le centre-ouest du Kenya, **Figure 77**). La distribution de l'ensemble des distances minimales (**Figure 79**), calculées entre chacune des 316 stations complémentaires et les trois-cent cinq stations de l'étude mensuelle, montre que la distance minimale la plus fréquente est de 4 km, avec une forte densité autour de cette valeur.

Mais certaines stations sont localisées dans des zones non-documentées (**Figure 77**), avec des distances minimales supérieures à 40-50 km (**Figure 79**). Ces stations présentent donc l'intérêt de constituer un véritable échantillon de validation.

Le cycle annuel des 316 stations de ce jeu de données complémentaire (**Figure 80**) est équivalent à celui des stations « Rift oriental » (**Figure 9**). On compare donc des phénomènes pluviométriques mensuels équivalents.

Pour tester la qualité des modèles « MERRSTA » et « MGÉOSTA », leurs estimations sont comparées aux valeurs observées dans les 316 stations précédemment introduites. Pour cela, les valeurs estimées des points de grille les plus proches sont utilisées. Mais puisque la plupart des stations complémentaires sont situées à proximité des stations « Rift oriental »,

une simple mise en relation des trois-cent seize moyennes observées et estimées est biaisée par une possible corrélation spatiale (la valeur des stations complémentaires est liée à celle des stations « Rift oriental » les plus proches).

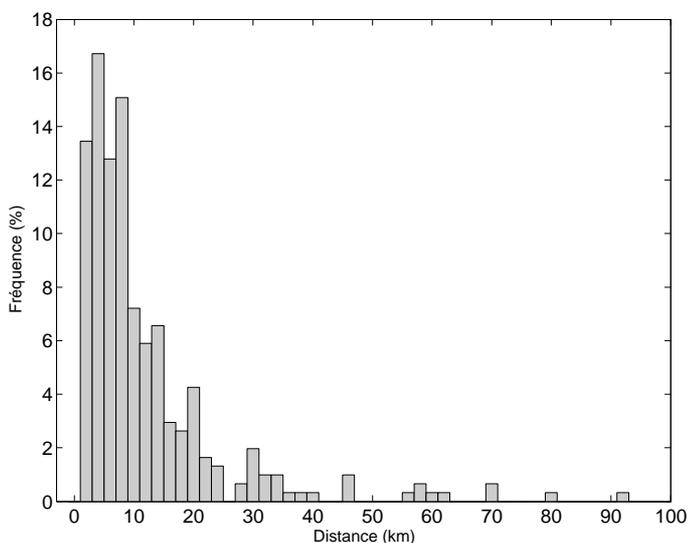


Figure 79 : Distribution des distances minimales entre stations de la région « Rift oriental » et stations complémentaires.

Les distances euclidiennes de chaque station complémentaire aux 305 stations de départ sont calculées et la distance minimale conservée

Il convient donc de tester la qualité de reproduction des modèles « MERRSTA » et « MGÉOSTA » en fonction de la distance aux stations « Rift oriental ». Dans le cas d'une estimation correcte sur l'ensemble des 316 stations, on peut ainsi voir si cette qualité de modélisation résiste à l'éloignement par rapport aux 305 stations « Rift oriental ».

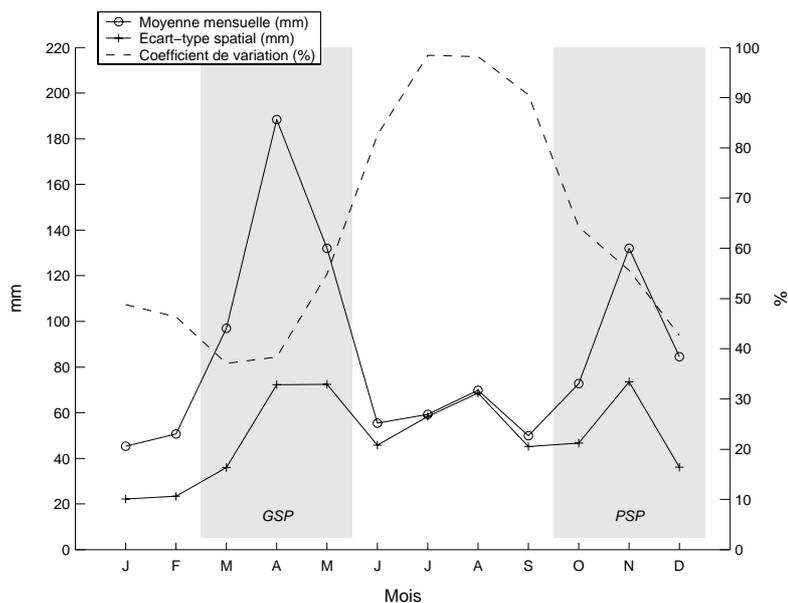


Figure 80 : Régime pluviométrique, variabilité spatiale et dispersion autour des moyennes dans la région « Rift Oriental » des 316 stations complémentaires.

Dans cette validation, nous cherchons à vérifier si la modélisation permet de retrouver la variabilité spatiale des valeurs. L'utilisation du coefficient de détermination permet d'estimer de manière simple et rapide si cette variabilité est modélisée. Toutefois, afin de confirmer les résultats, le biais est utilisé, mais les résultats ne sont pas montrés ici. Le coefficient de détermination est calculé entre couples d'observations et estimations, pour des intervalles de 2 km, selon différents critères :

- un nombre minimum de trois couples par classe de distance est retenu, afin de tester la significativité,
- le coefficient de détermination n'est pas calculé si le coefficient de corrélation est négatif,
- après différents tests, l'éloignement maximal pour le calcul est porté à 40 km, pour conserver le minimum de stations nécessaire à la validation.

Au final, on obtient l'évolution du coefficient de détermination en fonction de la distance (**Figure 81**), pour le modèle « MERRSTA » (cercles) et pour le modèle « MGÉOSTA » (carrés). Les valeurs significatives sont signalées par des cercles et des carrés pleins.

Les premiers résultats confirment ceux obtenus par validation croisée :

- en GSP, la qualité de modélisation du modèle « MERRSTA » est globalement supérieure à celle du modèle « MGÉOSTA » (**Figure 81a à c**) ;
- en PSP, la qualité de modélisation du modèle « MERRSTA » est inférieure/supérieure à celle du modèle « MGÉOSTA » en octobre/décembre (**Figure 81d et f**) ;
- en novembre, les qualités de modélisation sont équivalentes (**Figure 81e**).

Quel que soit le mois, il ressort une nette dégradation du coefficient de détermination avec l'augmentation de la distance, que les valeurs soient estimées par le modèle « MERRSTA » ou le modèle « MGÉOSTA ». Mais cette distance limite est variable dans le temps. Le mois d'avril (**Figure 81b**) présente la performance la plus faible en variabilité spatiale. La rapide disparition constatée est liée à des corrélations négatives, principalement entre le krigeage des pluies observées dans les 305 stations et les pluies observées dans les 316 stations.

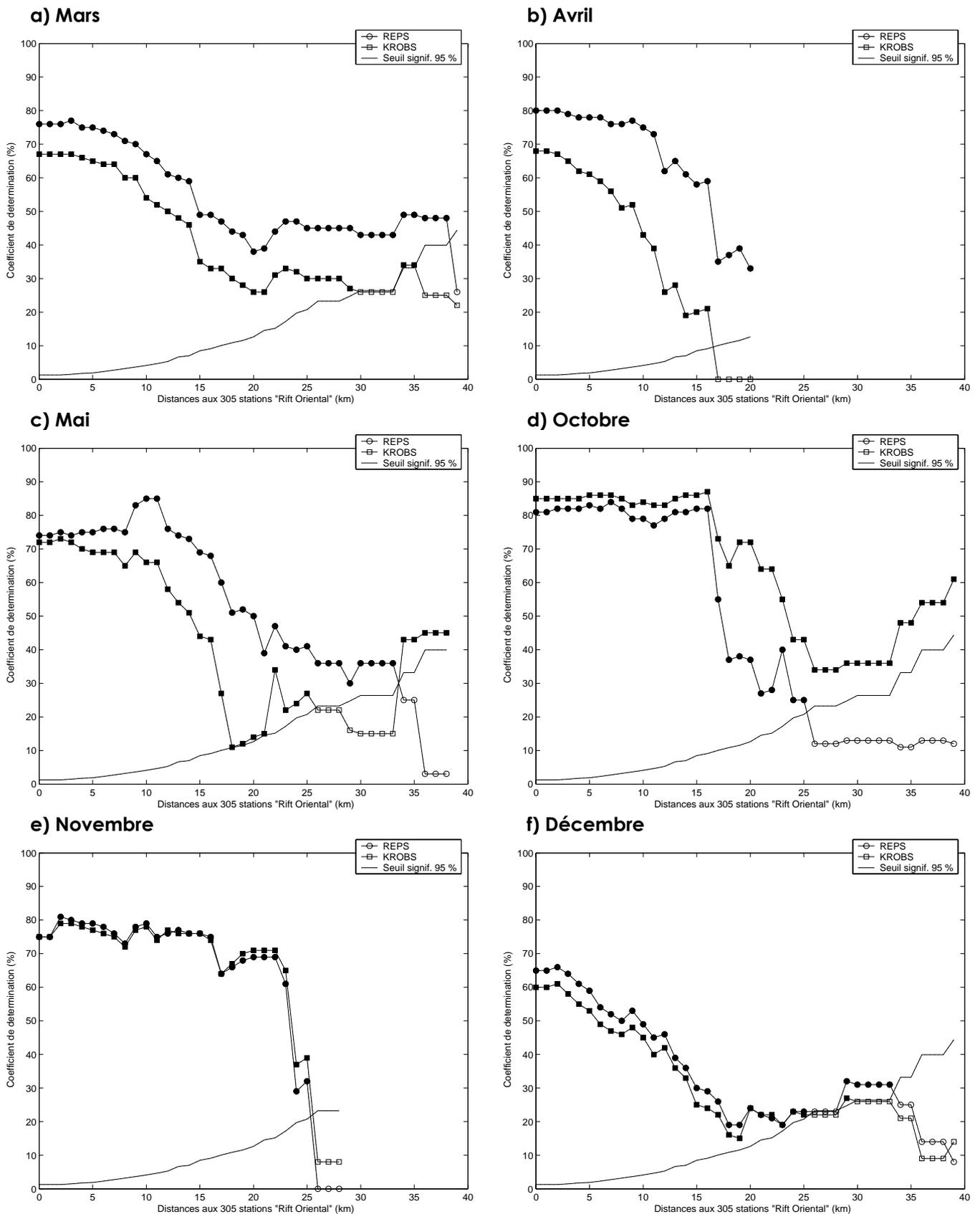


Figure 81 : Coefficients de détermination des relations entre précipitations observées et estimées selon les modèles « MERRSTA » et « MGÉOSTA », en fonction de différentes classes d'éloignement, sur les 316 stations complémentaires

Les coefficients de détermination significatifs sont signalés par des cercles pleins (« MERRSTA ») et des carrés pleins (« MGÉOSTA »)

Le biais (non-montré) confirme cette dégradation de performance, puisque aux distances les plus grandes, il est supérieur à -25 mm, aussi bien pour le modèle « MERRSTA » que pour le modèle « MGÉOSTA ». En novembre (**Figure 81e**), la disparition des relations est liée au même phénomène de relations négatives. De même, les forts biais apparaissent aux distances les plus grandes.

En mars, mai et octobre (**Figure 81a, c et d**), le modèle « MERRSTA » est plus performant que le modèle « MGÉOSTA », avec un R^2 plus fort et un biais, négatif, moins fort (jusqu'à -20 mm dans les plus grandes distances). À noter qu'en mai, le biais du modèle « MGÉOSTA » est très marqué (jusqu'à -80 mm).

En décembre (**Figure 81f**), apparaît un désaccord entre le coefficient de détermination et le biais. Le modèle « MERRSTA » est le plus performant, mais les biais associés sont plus importants que ceux du modèle « MGÉOSTA ». Pendant ce mois, les modèles « MERRSTA » et « MGÉOSTA » surestiment légèrement les précipitations observées (biais compris entre 0 et 15 mm).

Globalement, le modèle « MERRSTA » reste plus performant que le modèle « MGÉOSTA » pour reproduire la variabilité des valeurs observées dans les 316 stations. Il apparaît toutefois une tendance, parfois marquée, à sous-estimer les valeurs observées. Ces résultats peuvent faire penser à l'existence de mécanismes sous-jacents différents selon la saison et viendraient confirmer l'idée que l'impact de la topographie sur la répartition des précipitations est plus ou moins important en fonction de la saison. Mais un modèle basé sur une variable physique est plus performant qu'un modèle mathématique.

Une simple validation statistique n'est pas suffisante pour apprécier les performances du modèle « MERRSTA ». Il faut aussi que ce modèle produise des champs mensuels de précipitations cohérents, notamment en termes de patterns (structures spatiales des précipitations). Dans le chapitre suivant, nous allons aborder cet aspect de représentation spatiale.

Chapitre 6 : Interpolation à échelle régionale de l'information stationnelle

Dans ce chapitre, les modèles développés plus haut sont utilisés pour la cartographie des précipitations mensuelles. Elle suppose le passage d'un ensemble d'informations stationnelles à une information aréale, qui est abordé en trois étapes. La première concerne la spatialisation des estimations issues des modèles mensuels « MSTA », la deuxième la spatialisation des ratios mensuels et la troisième l'association des deux étapes précédentes.

Ce chapitre vise les objectifs suivants :

- fournir une information dans des endroits où il n'existe pas de données. En effet, le choix de la géostatique est associé à l'hypothèse d'un « lien spatial »,
- associer à cette information une notion de « validité » ou de « probabilité ». Pour cela, la validation croisée a déjà montré le niveau de confiance dans la modélisation faite au niveau de stations,
- déterminer une résolution spatiale optimale de spatialisation.

Le passage des stations à un champ n'est cependant pas qu'une simple interpolation mathématique. Il lui est associé deux notions essentielles :

- La cohérence spatiale : les points utilisés sont un échantillonnage représentatif d'un champ qu'on ne connaît pas, mais qui présente des cohérences topographique (représentée notamment par la localisation et le relief) et climatique (passage de la ZCIT, action de la mousson d'été, influence de l'océan Indien). La spatialisation est le moyen de retrouver ce champ et ses caractéristiques,
- L'extension spatiale : théoriquement, l'interpolation s'applique sur une aire illimitée. Mais pour conserver la cohérence spatiale, il convient de limiter spatialement l'interpolation. Donc en ce qui nous concerne, le terme d'interpolation n'est pas le plus approprié.

C'est la combinaison des deux notions qui définit, à notre sens, la notion de régionalisation. Donc, au-delà d'une interpolation, il s'agit ici d'une régionalisation de l'information ponctuelle, en fonction de propriétés physiques propres.

6.1 Régionalisation des précipitations stationnelles basée sur le modèle statistique

En première partie, nous avons vu que la distribution spatiale des précipitations mensuelles dans les régions « Rift oriental » et « Vaal – Orange » est, en partie, explicable par le relief de ces régions et la position géographique (section 3.2). Il est donc possible d'estimer les précipitations moyennes mensuelles dans les stations à partir des descripteurs du relief. Or, comme ces descripteurs sont calculés à partir d'un MNT reposant sur une grille régulière, il est alors possible de caractériser l'environnement topographique de l'ensemble des points de cette grille, et pas seulement des stations disponibles, afin de reconstituer un champ de précipitations estimées.

Le principe est le même que celui développé en section 4.1, les points de grille remplaçant les stations de mesures. Puisque les MNT sur les régions ont une résolution de 30" d'arc (une altitude tous les kilomètres, d'ouest en est et du nord au sud), cette grille est conservée. On travaille donc sur une grille de 422.521 points (781 latitudes x 541 longitudes) dans la région « Rift oriental » et 433.321 points (721 latitudes x 601 longitudes) dans la région « Vaal – Orange ». L'environnement topographique des points de grille est décrit par différents descripteurs topographiques et morphométriques, définis à trois échelles différentes (section 3.1).

L'application à chaque point de grille des modèles « MSTA » obtenus dans la première partie produit des cartes de précipitations estimées (**Figure 82** et **Figure 83**). Sur ces cartes, certaines zones apparaissent volontairement en blanc. Elles correspondent à des altitudes supérieures à celle des plus hautes stations disponibles (3.076 m dans la région « Rift Oriental » et 1.687 m dans la région « Vaal – Orange ») et pour lesquelles l'effet du relief sur les quantités précipitées n'est donc pas décrit. Il apparaît dangereux d'extrapoler les modèles à des altitudes supérieures, puisqu'il est avéré que, dans la zone tropicale, au-delà d'une certaine altitude (l'« optimum pluviométrique », Estienne et Godard, 1998), les pluies diminuent avec l'altitude (Alpert, 1986). Cela est vérifié sur certains très hauts sommets, comme le Kilimandjaro (Coutts, 1969) pour lequel un maximum de précipitation est relevé à l'altitude de 2.220 m, sur son versant sud (Røhr et Killingtveit, 2003).

Ces cartes sont des cartes de tendance, issues du modèle « MSTA », lui-même basé sur une variable choisie et ayant un sens physique. Mais dans la région « Rift oriental », ce modèle est loin d'être pleinement performant. Il faut donc utiliser ces cartes avec précaution, puisque les hauteurs précipitées estimées peuvent être totalement fausses dans certaines zones.

6.1.1 Région « Rift oriental » : l'importance de la topographie sur les précipitations

En dehors de tout aspect qualitatif, ces cartes font apparaître les différences de quantités précipitées au cours des deux saisons des pluies, plus importantes au cours de la GSP qu'au cours de la PSP, mais aussi leur distribution spatiale (conformément aux résultats précédents). Ainsi, les cartes d'avril et mai montrent que les versants sud des différents massifs montagneux subissent les précipitations les plus importantes. En octobre, les précipitations les plus importantes sont localisées dans le nord et l'ouest de la région. En novembre, les versants ouest (est) sont plus secs (humides). Enfin, en décembre, l'extrême sud-est est la zone la plus pluvieuse, en relation avec la position moyenne de la ZCIT pendant ce mois. Les précipitations de la région sont fortement inféodées à la topographie et, dans une certaine mesure, à la position en latitude et en longitude.

6.1.2 Région « Vaal – Orange » : l'importance de l'échelle régionale dans les précipitations

Les cartes des mois d'octobre et novembre font ressortir la présence de la tendance régionale dans les précipitations (voir les modèles « MSTA », section 4.3.2). En décembre et janvier, la tendance régionale est toujours présente, mais est modulée par le relief de centre de la région. En effet, le versant sud de la vallée du Vaal reste sec, alors que dans le même temps, le versant nord devient plus humide, comparé à la seule tendance régionale. Les mois de février et mars font apparaître un effet plus important du relief sur la répartition spatiale des précipitations, surtout dans le centre de la région. Enfin, en avril, la précipitation moyenne est faible, avec toutefois un gradient sud-ouest/nord-est marqué, comme en début de saison des pluies.

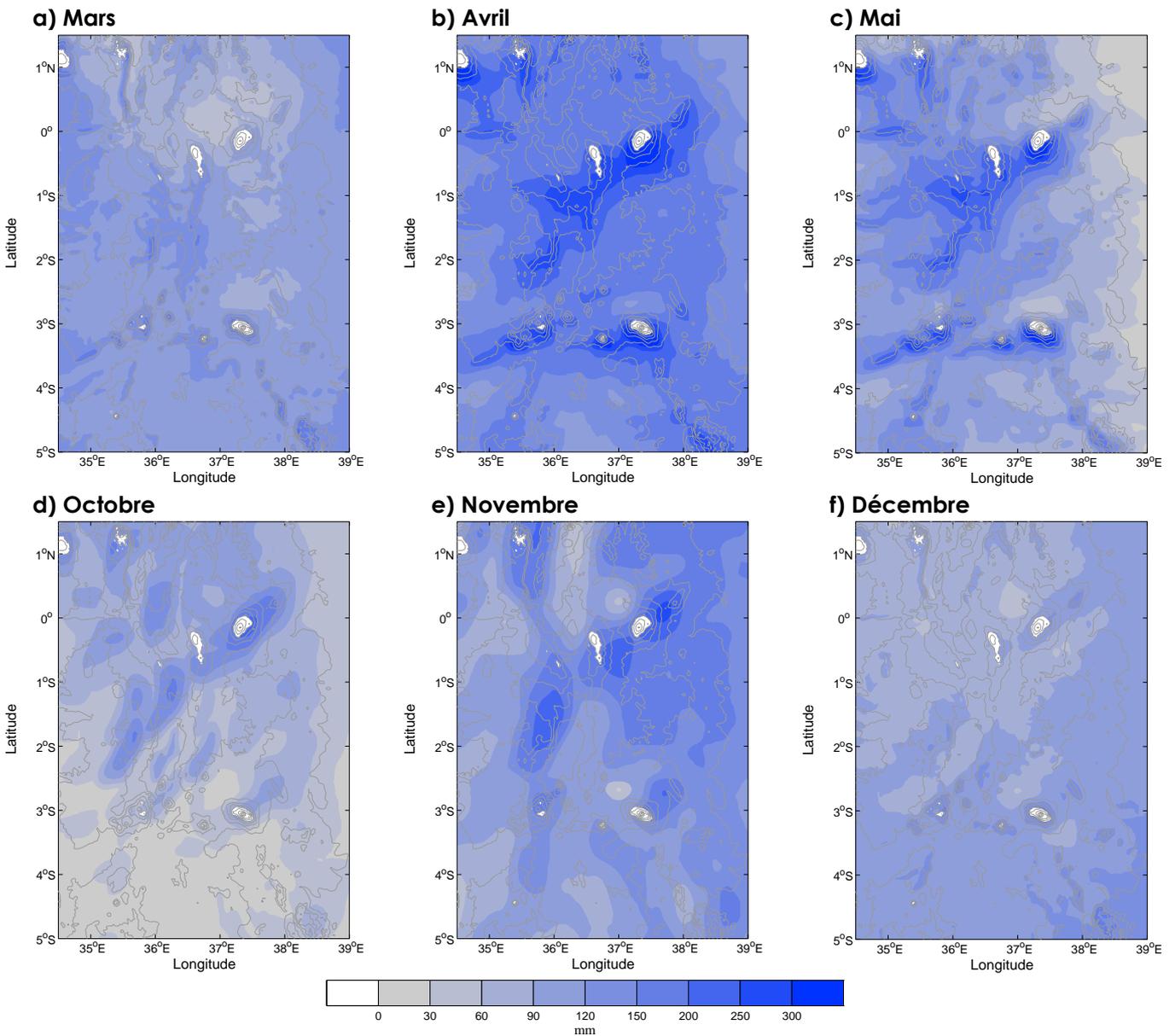


Figure 82 : Cartes des précipitations mensuelles issues du modèle « MSTA » dans la région « Rift oriental ».

La résolution est kilométrique en latitude et longitude. Équidistance des isohypses : 500 m

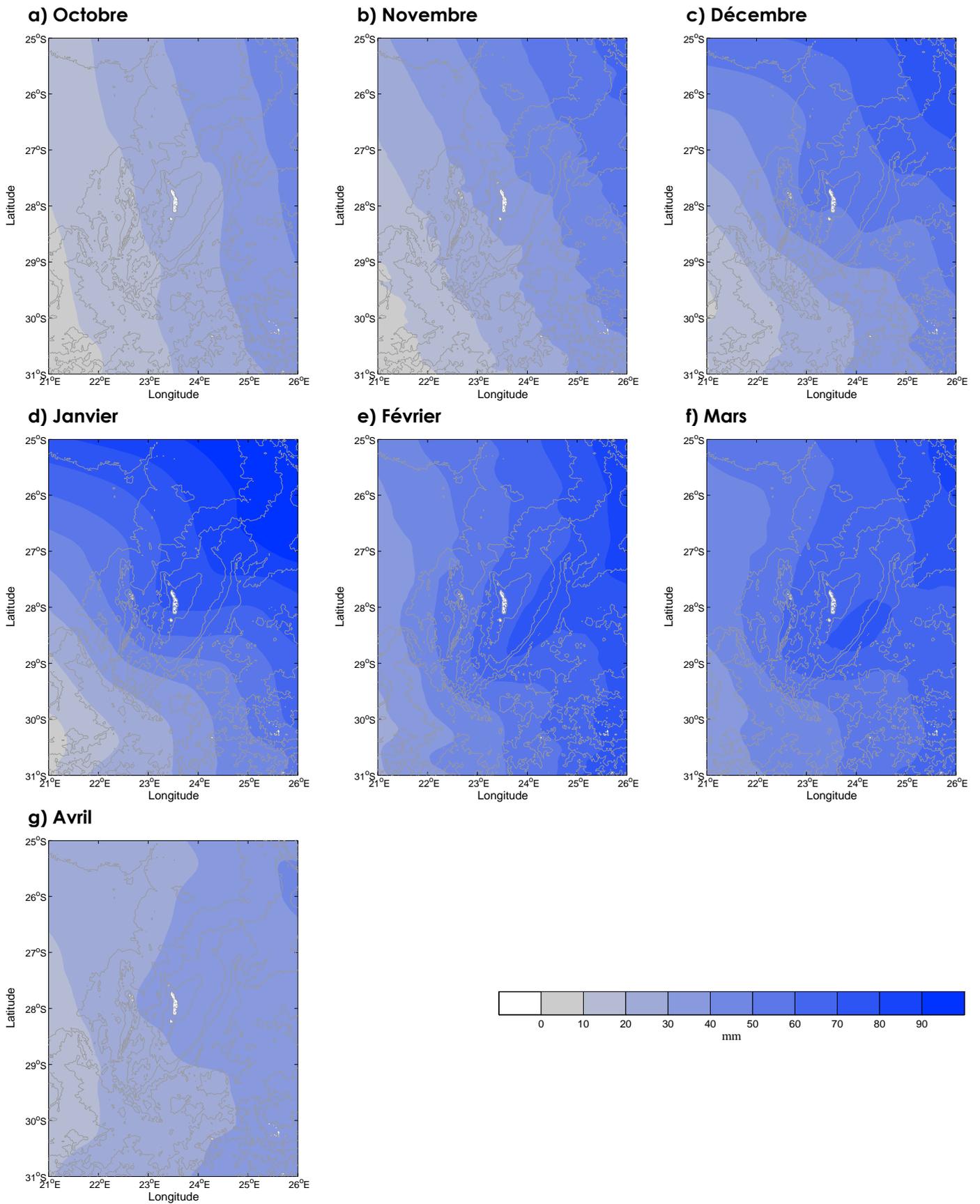


Figure 83 : Idem Figure 82 dans la région « Vaal – Orange ».

La résolution est kilométrique en latitude et longitude. Équidistance des isohypses : 200 m

En début de saison des pluies, le contrôle est régional, avec la géographie (latitude et longitude). À mesure que la saison progresse, un contrôle infra-régional par le relief apparaît dans le centre de la région. Des détails d'échelle plus fine apparaissent, fortement assujettis à la nature des descripteurs topographiques. En fin de saison, le contrôle régional est à nouveau le plus important dans la distribution des pluies.

6.2 Une régionalisation corrigée par les ratios stationnels

Le calcul du semi-variogramme théorique repose sur la distance entre les individus et les valeurs qu'ils prennent pour un processus donné (exemple des résidus de modélisation statistique sur des stations de mesure). On étudie donc un phénomène spatial à partir de données ponctuelles, qu'on modélise ensuite par une fonction mathématique, s'il s'avère qu'il existe une structure. Derrière le krigeage apparaît l'idée de s'affranchir du trop fort assujettissement qu'ont les données modélisées par « MSTA » à la grille du MNT et qui, en particulier, limite la compréhension de la distribution spatiale. De plus, le krigeage permet une interpolation continue dans l'espace, ce qui permet de travailler à une échelle représentative du phénomène étudié. Enfin, l'utilisation du krigeage, en relation avec la notion de continuité spatiale, permet de combiner un modèle d'échelle « fixe » (« MSTA ») et un modèle d'échelle « libre » (« MERR »).

Le krigeage est une interpolation reposant sur la « *somme pondérée de valeurs locales* » (O'Sullivan et Unwin, 2003). On cherche donc, pour un point donné de l'espace, à obtenir la meilleure combinaison de poids, permettant de minimiser la variance associée (l'erreur). Cette combinaison est obtenue à partir des relations spatiales existant entre les stations de mesure (semi-variogramme) et des relations spatiales entre ces stations et le point pour lequel on souhaite obtenir une valeur. Les erreurs de modélisation, présentées plus haut, seront utilisées ici afin de répondre aux problèmes de la validité de l'information régionalisée.

Il existe différentes formes de krigeage (Wackernagel, 2003), mais la plus utilisée est le krigeage ordinaire, qui utilise les stations au voisinage du point dont on cherche à estimer la valeur. Se référer à la section 5.3 pour le calcul des valeurs krigées. Un exemple de calcul est donné par O'Sullivan et Unwin, 2003), pages 277-280.

Dans un souci de cohérence, la grille du MNT dans les régions « Rift oriental » et « Vaal – Orange » sert de base au krigeage. On peut donc calculer les distances entre chaque point

de la grille et les stations de mesure, appliquer les modèles sphériques et obtenir, d'une part, les cartes de ratios krigés (**Figure 84** et **Figure 86**), et, d'autre part, les cartes d'écart-types associés (**Figure 85** et **Figure 87**).

Les cartes de ratios présentées ici montrent donc la spatialisation du rapport entre l'observation et l'estimation des moyennes mensuelles. Donc, les zones pour lesquelles la valeur du ratio est inférieure (supérieure) à 1 présentent une surestimation (sous-estimation) des observations par le modèle « MSTA ».

6.2.1 Région « Rift oriental » : des forçages locaux persistant dans le temps

Deux zones se distinguent à la lecture des cartes des ratios spatialisés (**Figure 84**) : l'extrême ouest, de part et d'autre de l'équateur (**1**) et l'est du mont Kenya (**2**). Ces deux zones sont communes aux six mois des saisons des pluies et présentent une sous-estimation systématique (parfois importante, comme en novembre) des observations, ce que laissent apparaître les cartes de la section 5.1 (**Figure 63**). En mai et octobre apparaît aussi une sous-estimation près du littoral de l'océan Indien.

On peut faire l'hypothèse qu'il existe peut-être dans ces zones un effet du relief à des échelles ou selon des modalités différentes de celles qui prévalent sur l'ensemble de la région. Il peut aussi s'agir d'un forçage extérieur, autre que le relief. Dans la zone **1**, la présence du lac Victoria peut être un facteur de la majoration des précipitations. En effet, son influence n'est pas explicitement prise en compte dans le modèle « MSTA » (qui repose sur une variable physique, ici le relief). Le même effet peut expliquer la sous-estimation des précipitations par les modèles, pour certains mois, en s'approchant de l'océan Indien.

Concernant la zone **2**, située au niveau des Nyambeni Hills, la topographie est beaucoup moins marquée qu'un peu plus à l'ouest, vers le mont Kenya. Mais il s'agit du premier obstacle important depuis les côtes orientales. Bien que nettement moins élevé que le mont Kenya lui-même, son élévation au-dessus des plaines de la Tana est plus soudaine que dans le cas du mont Kenya. Par ailleurs, il est probable que cette zone bénéficie d'une convergence locale liée au contournement du mont Kenya par les flux d'est à sud-est. Les cartes de ratios krigés montrent des patterns reproductibles avec une persistance dans le temps des cas présentés.

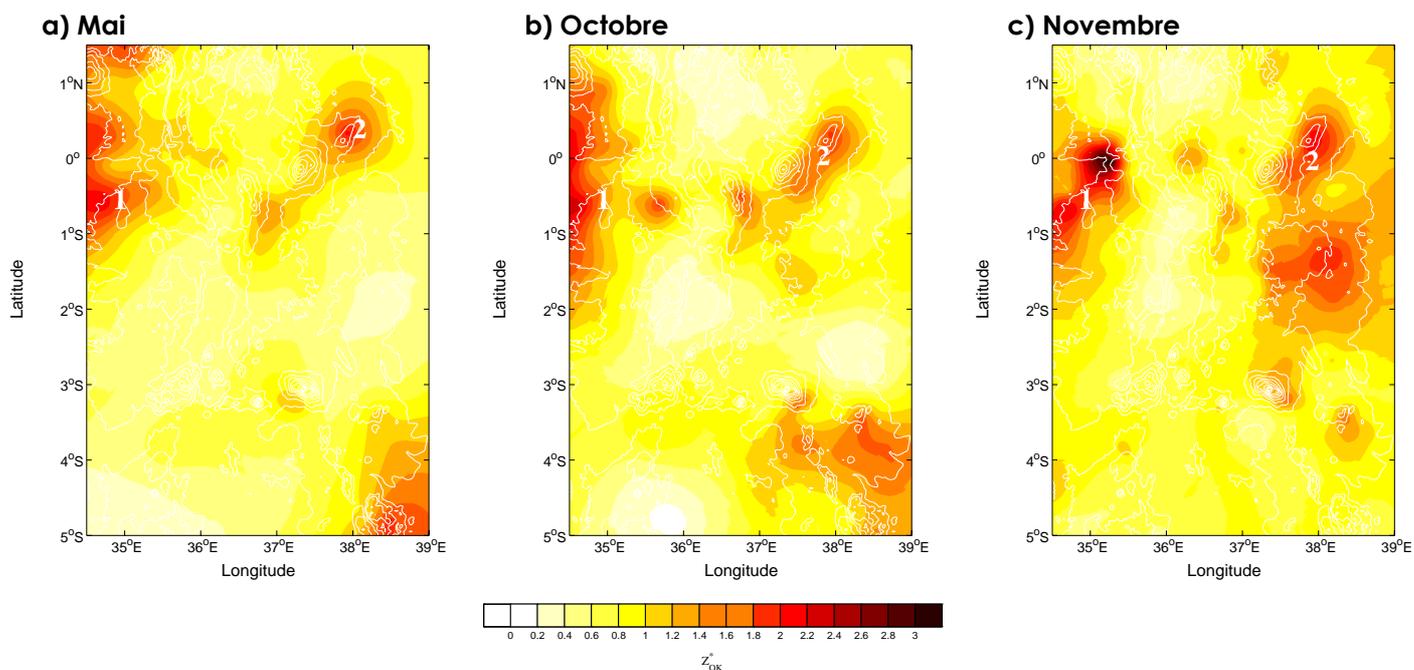


Figure 84 : Carte des ratios mensuels dans la région « Riff oriental »

Équidistance des isohypses : 500 m

Les cartes d'écart-type (Figure 85) montrent l'erreur de l'estimation des ratios par le modèle géostatistique (section 6.2). L'idéal serait d'avoir, pour l'ensemble de la région, de faibles écart-types, signalant ainsi une performance (si c'est le cas) spatialement stable du modèle.

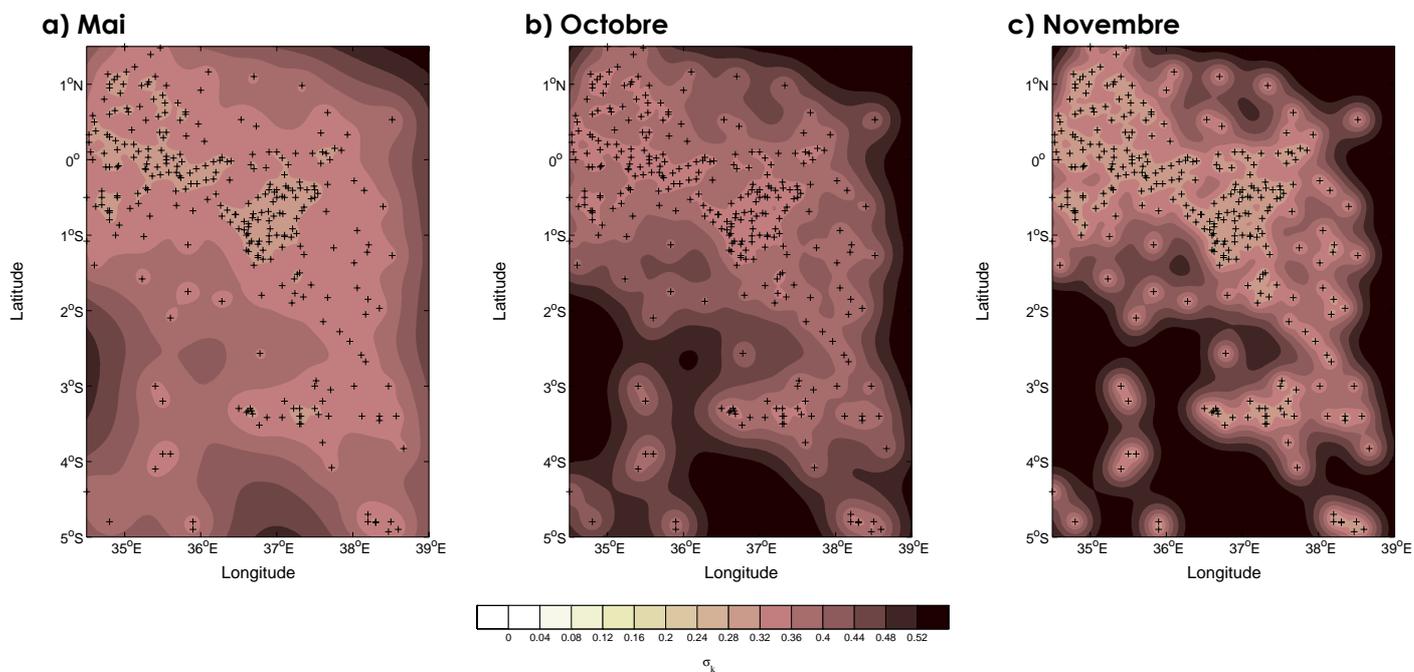


Figure 85 : Carte de l'écart-type du krigeage des ratios mensuels dans la région « Riff oriental »

Mais cette performance n'est garantie qu'à proximité des stations de mesures. À mesure que la distance des points de grille à l'ensemble des 305 stations augmente, l'erreur de modélisation augmente. Toutefois, la notion de « distance limite » associée au modèle sphérique (section 5.2.3), permet de modérer la dérive dans l'estimation du ratio. De plus, les erreurs faibles dans les zones **1** et **2** donnent confiance dans la régionalisation des ratios dans la région « Rift oriental ».

6.2.2 Région « Vaal – Orange » : des forçages de large échelle, variables dans le temps

Les structures du ratio krigé en région « Vaal – Orange » sont plus complexes et instables selon le mois (**Figure 86**), ce qui confirme la remarque faite précédemment (section 5.1) : la structuration est globalement difficile à définir, notamment dans la partie centrale de la région et dans le sud-est. Il existe, cependant, des comportements atypiques dans certaines zones, pour lesquelles les patterns sont forts.

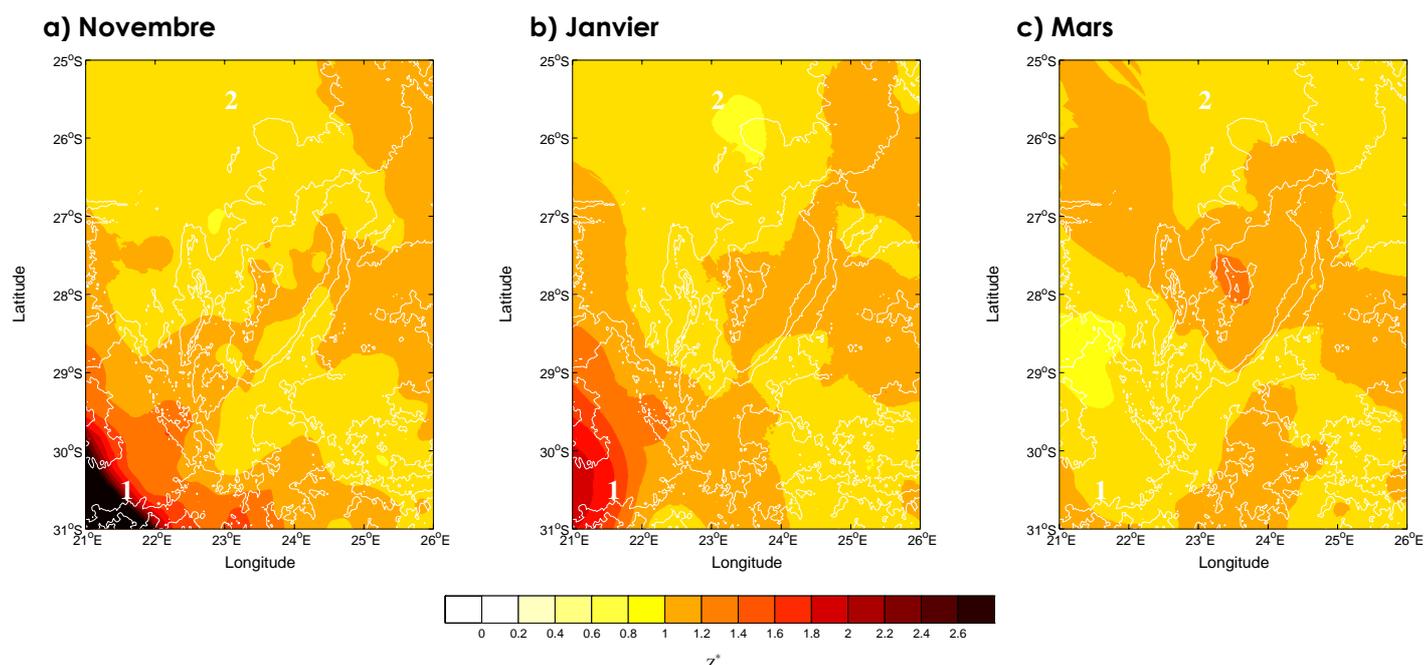


Figure 86 : Carte des ratios mensuels dans la région « Vaal – Orange »

Équidistance des isohypses : 200 m

En début de saison (d'octobre à janvier), le ratio est le plus fort dans la zone sud-ouest (secteur **1**), conformément aux cartes présentées précédemment (**Figure 64**). Il apparaît donc une forte sous-estimation des précipitations par le modèle « MSTA » dans cette zone (**Figure 86a** et **b**). Sur la même période, ainsi qu'en avril, la zone nord (secteur **2**) présente une surestimation systématique du ratio (comme évoqué dans la section 5.1).

Les patterns de ratios krigés sont variables avec le temps, ce qui, contrairement à la région « Rift oriental », montre une absence de reproductibilité. Cette variabilité des patterns est peut-être à mettre en relation avec un forçage atmosphérique.

À l'exception de novembre (**Figure 87a**), les erreurs de modélisations, symbolisées ici par l'écart-type du krigage, sont faibles (**Figure 87b et c**). Les ratios sont assez proches de 1 en général, ce qui est le reflet de modèles statistiques déjà performants. Ces cartes mettent en avant le lien existant entre la densité de réseau et l'erreur de krigage. Mais cette relation n'est vraie que dans la mesure où le relâchement de la densité se produit aux marges de la zone d'étude, comme, par exemple, le Botswana.

Le krigage des ratios permet de pallier les insuffisances du modèle de tendance. De par la nature même du ratio, le modèle géostatistique permet de corriger localement les erreurs du modèle statistique. Il s'agit donc d'une pondération du modèle « MSTA » : les cartes de ratios sont alors des cartes de poids qui déforment localement la tendance régionale. L'importance de la déformation signe la présence de phénomènes d'échelle infra-régionale, incluant des forçages autres que la topographie, et des forçages topographiques purement locaux.

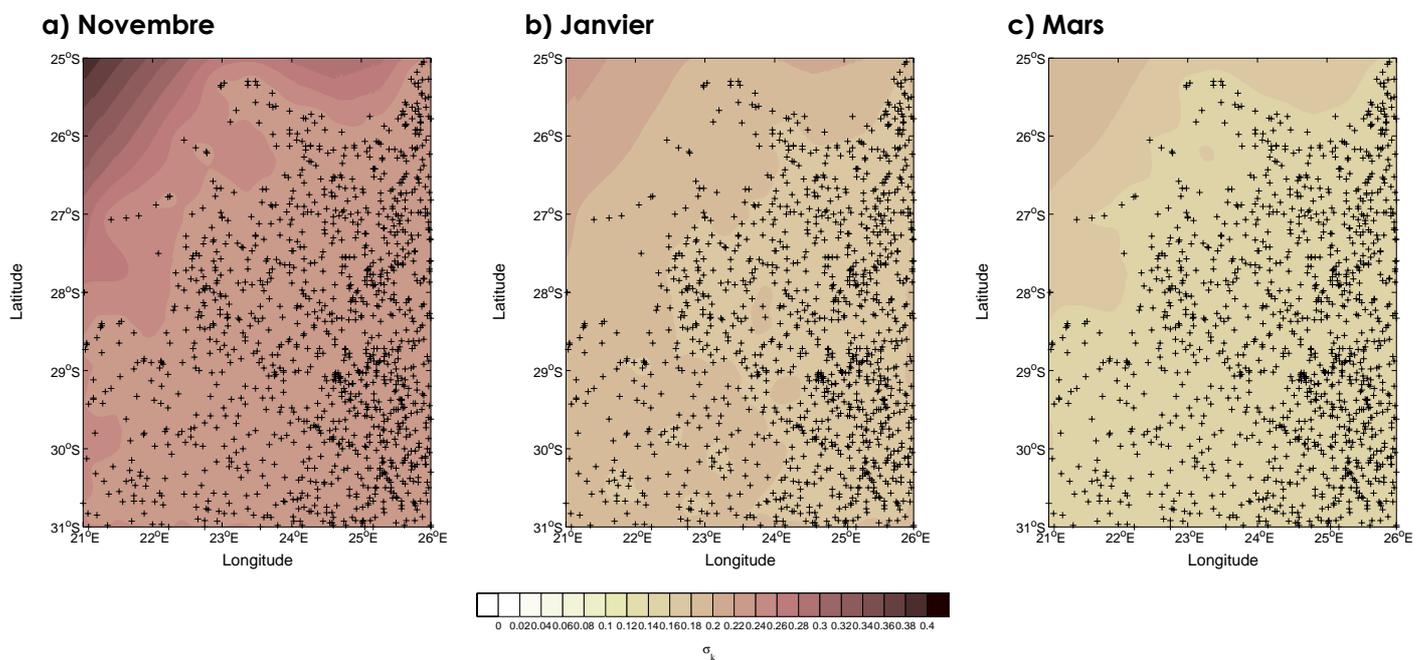


Figure 87 : Carte de l'écart-type du krigage des ratios mensuels dans la région « Vaal – Orange »

6.3 Cartes des précipitations moyennes mensuelles

Le modèle « MSTA » tient compte d'un facteur structurant, le relief, ajouté à la position géographique. C'est donc un modèle de tendance physiquement interprétable, à la fois sur les échelles et les modalités. De plus, par sa nature, il est facile à mettre en œuvre, puisque basé sur un modèle linéaire. Toutefois, l'erreur du modèle est parfois importante, car d'une part, il ne tient compte que du relief, qui n'est pas forcément le facteur physique le plus structurant suivant la période. D'autre part, même si le relief est fortement structurant, le modèle ne couvre ni l'ensemble des échelles, ni l'ensemble des interactions entre le relief et les précipitations. Le modèle considère une relation uniforme entre la pluie et le relief à l'échelle de l'ensemble de la région. Or, à certaines échelles et/ou dans certaines sous-régions, c'est l'altitude qui devient le facteur principal de la répartition des précipitations. Une inadéquation peut donc apparaître entre l'échelle régionale et celle des ensembles sous-régionaux. La confiance accordée dans ce modèle n'est pas implicite et doit passer par une étape de validation.

Le modèle « MERR » permet une déformation plus fine des patterns de précipitations, afin de mieux épouser la variabilité « locale ». De plus, à chaque valeur estimée est associée l'erreur de l'estimation, ce qui permet de connaître le degré de confiance à accorder à la valeur obtenue. Puisque le modèle travaille avec les erreurs du modèle « MSTA », le modèle « MERR » est aussi une manière d'estimer la qualité du modèle « MSTA ». Mais de par sa nature, la modélisation géostatistique peut être difficile à interpréter, le(s) facteur(s) structurant l'information n'étant pas explicitement déterminé(s) par cette méthode.

La régionalisation permet d'obtenir des cartes des précipitations mensuelles moyennes. Au-delà de la validation statistique (largement abordée dans les parties précédentes), il est nécessaire de savoir si cette combinaison aboutit à des cartes de précipitations fiables et réalistes.

6.3.1 Région « Rift oriental » : une forte variabilité spatiale et temporelle

Les cartes combinant les modèles « MSTA » et « MERR » font ressortir la forte variabilité des précipitations dans le temps (avec deux niveaux de différences : au sein des

saisons et entre les saisons). Mais cette variabilité est aussi spatiale. En GSP (la saison la plus pluvieuse), la partie nord de la région est la plus sèche en mars (**Figure 88a**), mais ce sont la partie orientale et l'extrême sud-ouest qui sont les plus sèches en mai (**Figure 88c**). En avril (**Figure 88b**), l'ensemble de la région « Rift oriental » reçoit des précipitations supérieures à 70 mm. Les versants sud-est du mont Kenya, ainsi que les versants sud du Kilimandjaro sont les zones les plus pluvieuses.

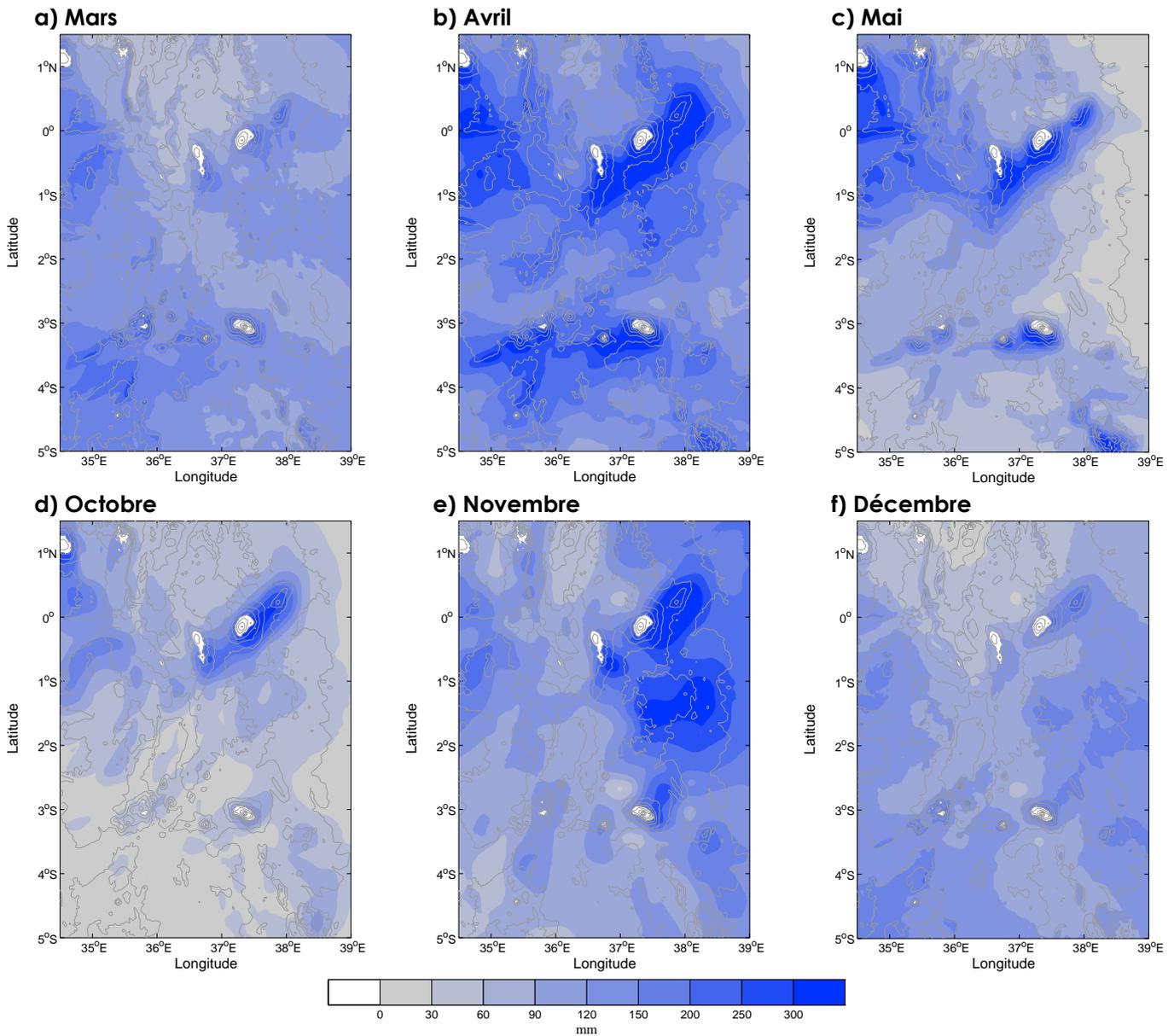


Figure 88 : Cartes des précipitations mensuelles issues du modèle « MERRSTA » dans la région « Rift Oriental ».

La résolution est kilométrique en latitude et longitude. Équidistance des isohypses : 500 m

En PSP, les précipitations sont moins importantes. En octobre, la région du mont Kenya, ainsi que le nord-ouest, sont les plus arrosés (**Figure 88d**). Le reste de la région est

relativement sec. En novembre, les précipitations, parfois importantes (notamment sur le piémont du mont Kenya), concernent une plus grande partie de la région.

À noter la relative sécheresse de la vallée du Rift oriental dans le nord et, inversement, les précipitations plus abondantes qu'en avril dans la partie est. En décembre, la région s'assèche par le nord. Toutefois, le reste de la région ne présente pas de fortes précipitations.

À remarquer aussi que, pour quatre mois, ce sont sur les pentes du mont Kenya que s'observent les précipitations les plus importantes des mois concernés. Le Kilimandjaro ne présente de fortes précipitations qu'au cours de la GSP. On remarquera que les versants les plus arrosés sont les versants sud en GSP, les versants est en PSP, conformément aux observations faites par Coutts (Coutts, 1969).

Les cartes de précipitations mensuelles sont conformes à celles précédemment publiées par le Kenya Meteorological Department (KMD, 1966, **Figure 89**) et Asnani (Asnani, 1993). Elles offrent néanmoins un degré de précision nettement supérieur.

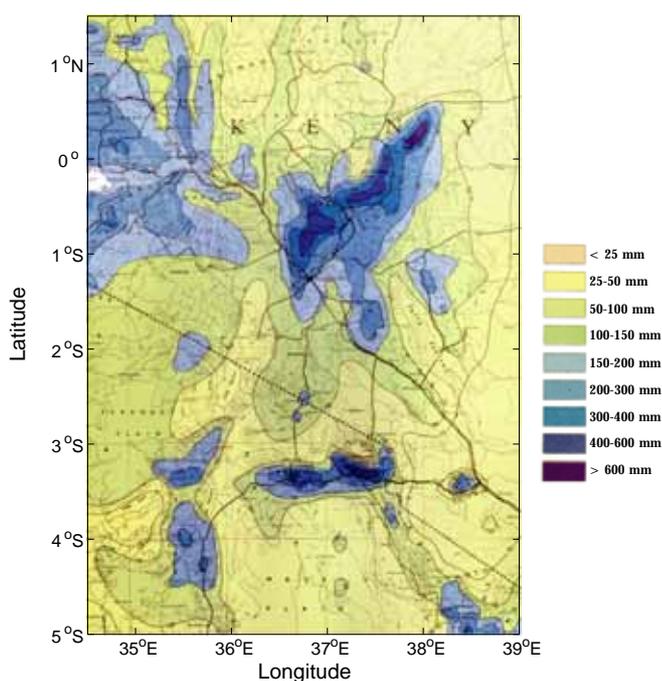


Figure 89 : Carte des précipitations moyennes en avril en Afrique de l'Est (KMD, 1966).

La carte est basée sur les données disponibles en 1966

Afin d'évaluer le degré de réalisme des cartes obtenues, notamment dans les régions où les stations sont les moins nombreuses, une dernière validation spatiale est faite. La carte des cumuls pluviométriques des six mois étudiés est ensuite comparée à celle de l'occupation du sol, afin d'éprouver la qualité de la régionalisation. Le choix s'est porté sur le produit GLC2000 (Mayaux *et al.*, 2004 ; Bartholomé et Belward, 2005), qui présente

l'occupation du sol à l'échelle planétaire pour l'année 2000 à une résolution de 30" d'arc en latitude et longitude. On introduit ici une autre propriété de surface, différente de la topographie et qui fait intervenir la végétation. On veut comparer les patterns de pluie à l'occupation du sol/à la couverture du sol et voir s'il existe aussi des similitudes (avec les réserves exposées ci-dessous) entre les patterns.

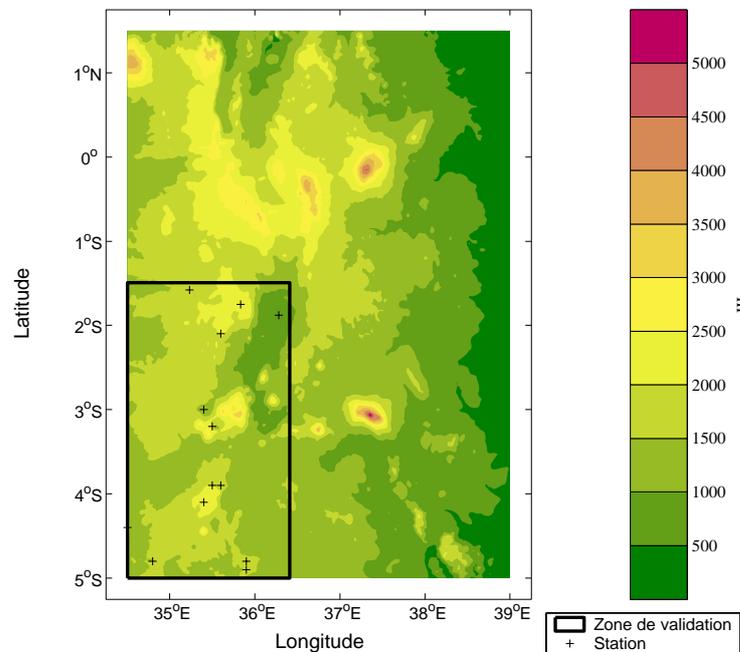


Figure 90 : Délimitation de la zone de validation, localisation des stations (jeu de données « Rift oriental ») dans la zone et relief.

La partie sud-est de la région « Rift oriental » (Figure 90), où la densité de stations ne dépasse pas une pour 6.300 km², est extraite. Cette zone, principalement en territoire tanzanien, couvre la partie sud de la vallée du Rift oriental, avec les lacs Eyasi (à l'ouest), Manyara (à l'est) et Natron (au nord). Elle inclut au centre le massif du Ngorongoro. D'après les données GLC2000, elle est majoritairement couverte par la savane (72 %, Figure 91), puis plus faiblement par des surfaces agricoles (17,1 %). Les surfaces en eau et la forêt représentent la même part dans la couverture (respectivement 3,8 et 3,7 %), suivies par les dépôts salins (3 %). Les sols nus ne représentent que 0,4 % du total.

Toutefois, la comparaison entre les champs pluviométriques et la carte d'occupation des sols doit être faite avec prudence, pour deux raisons majeures. La première est que, sous une apparence de grande précision, la carte GLC2000 présente à ces échelles de grosses erreurs. Elles sont principalement liées à la séparation entre végétation naturelle et cultures. Par exemple, dans le secteur sélectionné, une bonne part du Parc National du Serengeti (au nord du lac Eyasi) est classée en surfaces agricoles. Ceci n'est pas problématique, puisqu'il semble que les forêts denses servant dans notre validation sont bien identifiées.

La deuxième raison est justement la présence de cultures dans la région, venant perturber l'éventuelle adéquation climat/végétation naturelle. Ce qui peut entraîner des difficultés dans la comparaison entre les patterns de précipitations et l'occupation du sol/la couverture du sol.

Les cartes suivantes (**Figure 92**) montrent le cumul semestriel (de mars à mai et d'octobre à décembre) des précipitations moyennes. Pour les obtenir, plutôt que de régionaliser les cumuls semestriels, les régionalisations mensuelles ont été additionnées. Donc, l'interpolation des précipitations stationnelles est faite pour chaque mois, selon quatre méthodologies différentes (dont trois sont abordées dans le présent travail). Les cartes sont alors additionnées, pour obtenir finalement une carte des cumuls pluviométriques semestriels.

Dans un premier temps, une interpolation cubique des précipitations mensuelles est utilisée (**Figure 92a**). C'est une interpolation simple, qui repose sur la triangulation spatiale (Watson et Philip, 1984). On s'aperçoit tout de suite que cette méthode ne peut s'appliquer qu'à un réseau de points dense et homogène, sous peine de faire apparaître de sévères dérives dans la spatialisation des données, comme c'est le cas ici.

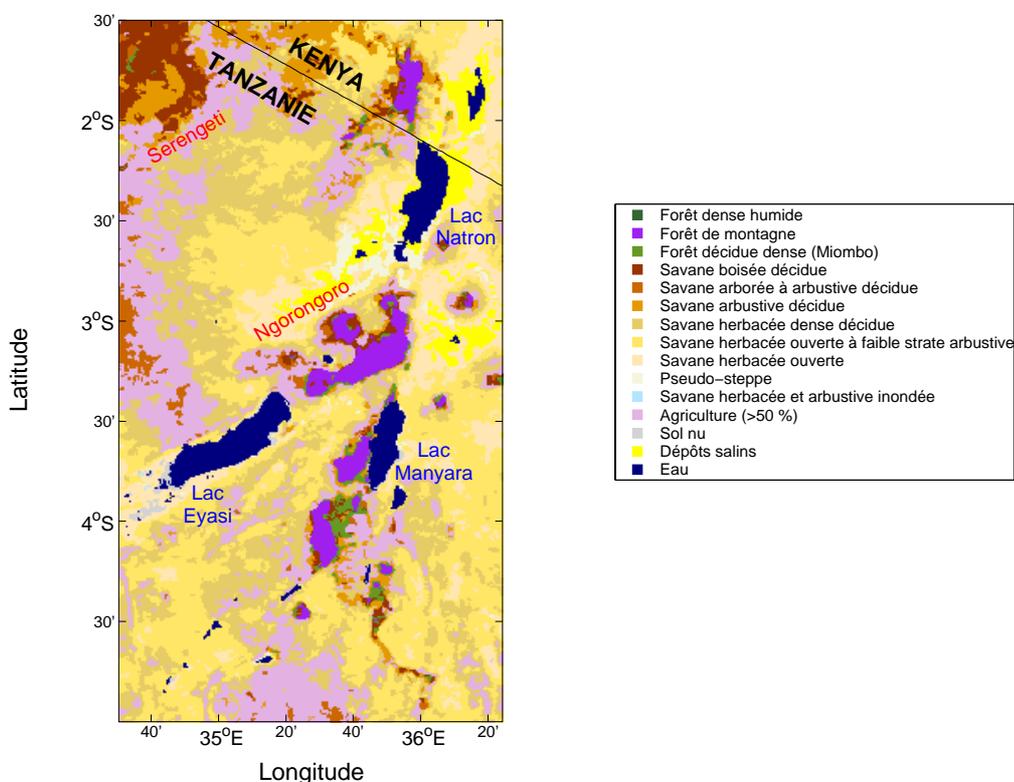


Figure 91 : Occupation du sol d'après la classification GLC2000 dans la partie sud-ouest de la région « Rift oriental »

Dans un second temps, le modèle « MSTA » est appliqué mensuellement et les cartes obtenues additionnées (**Figure 92b**). Les configurations spatiales obtenues semblent beaucoup moins artificielles. Cette impression est confirmée par le fait que les forêts apparaissent au niveau des cumuls pluviométriques les plus importants, ce qui est cohérent avec les observations. Les forêts de montagne sont présentes dans des zones pluvieuses (massif du Ngorongoro au centre et sud-est du lac Manyara). De plus, les isohyètes suivent remarquablement bien certaines limites de formations végétales. Toutefois, un maximum pluviométrique au nord-ouest du lac Eyasi (le plus à l'ouest) n'est pas lié à une occupation spécifique du sol. Cette inadéquation entre le modèle et l'occupation demanderait une étude plus approfondie, qui n'est pas le sujet de ce travail. Nous pouvons, cependant, émettre des hypothèses pour expliquer cette différence. La première est qu'il existe au nord-ouest du lac une inadéquation entre le climat (pluvieux) et l'occupation du sol (savane). La seconde hypothèse est que le modèle « MSTA » surestime les précipitations dans cette zone. Il existe un escarpement isolé au nord-ouest du lac, mais pas de massif montagneux. Or, le modèle « MSTA » utilise des configurations lissées du relief, à des échelles supérieures à celle de l'escarpement. Donc, dans cette zone, le relief est lissé et l'escarpement apparaît alors comme une pente régulière, d'où l'erreur du modèle. De plus, d'autres sources de données sur l'occupation permettent de voir que le plateau surplombant le lac n'est qu'irrégulièrement boisé. La seconde hypothèse serait donc à privilégier ici.

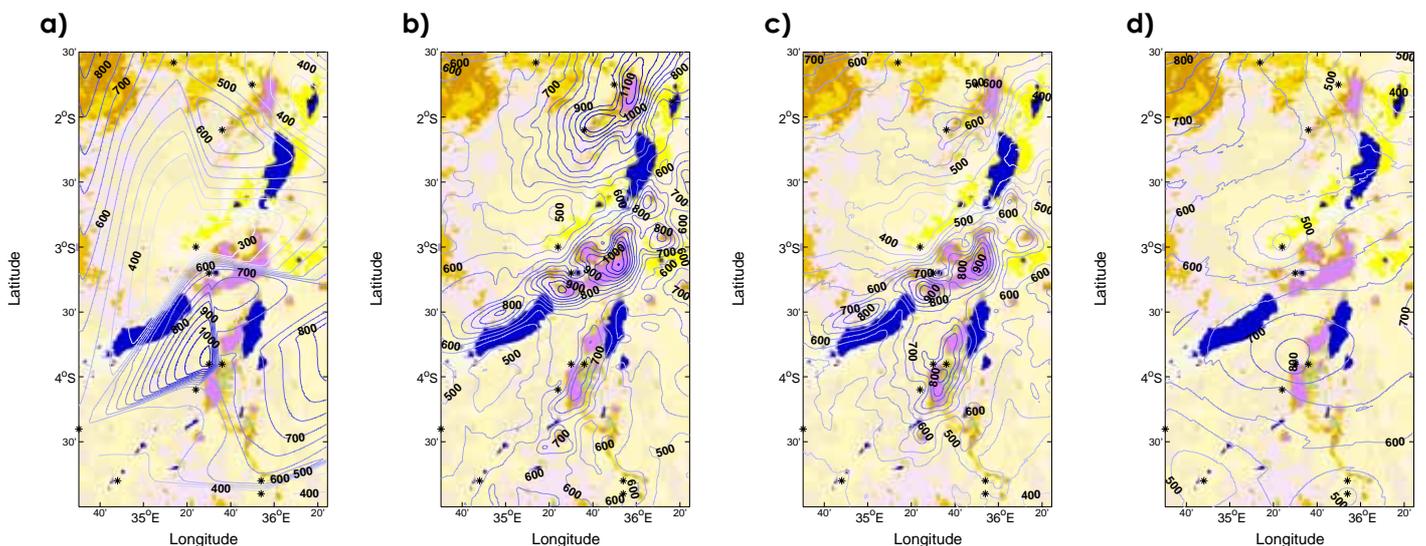


Figure 92 : Précipitations modélisées par a) interpolation cubique, b) le modèle « MSTA », c) le modèle « MERRSTA » et d) le modèle « MGÉOSTA », dans la zone de validation

Les isolignes décrivent les cumuls moyens de précipitations des six mois (de mars à mai et d'octobre à décembre, en mm). L'équidistance des isohyètes est de 50 mm. Les à-plats de couleur représentent l'occupation du sol (voir Figure 91 pour la légende).

La combinaison « MERRSTA » est ensuite appliquée (**Figure 92c**). Malgré une diminution des précipitations dans le nord-est de la zone, on conserve la relation entre les forêts et les plus importants cumuls semestriels, ainsi que les patterns, mais aussi le maximum local de précipitations à l'ouest du lac Eyasi.

Enfin, le modèle « MGÉOSTA », reposant sur la seule géostatistique, est employé. Malgré de bonnes performances à l'échelle régionale, le zoom sur une zone mal pourvue en postes pluviométriques laisse apparaître une spatialisation grossière (**Figure 92**), très mal en accord avec l'occupation du sol.

En tenant compte de l'hétérogénéité du réseau et de son implantation spatiale (les stations n'étant pas implantées aléatoirement dans l'espace, la valeur calculée n'est certainement pas celle de la lame d'eau moyenne réelle), le cumul semestriel moyen calculé sur les stations est de 541 mm, tandis que celui issu de l'interpolation cubique est de 554 mm. Les cumuls moyens issus du modèle « MSTA » et de la combinaison « MERRSTA » sont respectivement de 647 et 539 mm. Enfin, le cumul moyen calculé à partir du krigeage donne une valeur de 598 mm.

Le bilan pour cette région mal pourvue en données d'observations fait apparaître les avantages et défauts propres aux différentes méthodes de régionalisation. D'un côté, on trouve le modèle « MSTA », qui surestime vraisemblablement largement la pluviométrie moyenne (mais pas uniformément dans l'espace, puisque c'est principalement le nord-est de la zone de validation qui est concerné). Mais il présente des configurations spatiales de précipitations en accord avec l'occupation du sol. De l'autre côté, on trouve l'interpolation cubique par triangulation et le krigeage, qui, à défaut de fournir une cartographie réaliste, donnent un cumul pluviométrique relativement proche de la moyenne des stations disponibles (ce qui n'est pas nécessairement gage de qualité, dans la mesure où ces stations ne sont pas forcément représentatives de la lame d'eau moyenne). Enfin, en situation intermédiaire, la combinaison « MERRSTA », qui présente à la fois une représentation spatiale réaliste des cumuls pluviométriques et une estimation du cumul moyen très proche de celui calculé aux stations.

6.3.2 Région « Vaal – Orange », un gradient sud-ouest/nord-est dominant, avec quelques nuances

Contrairement à ce que laissent apparaître les modèles « MSTA » de la région « Vaal – Orange » (section 4.3.2), la répartition spatiale des précipitations n'est pas entièrement contrainte par la position géographique (**Figure 93**). À l'échelle de la région, la topographie intervient à des degrés divers, en fonction de la période de l'année. En début de saison des pluies (**Figure 93a et b**), elle perturbe peu l'influence de la position géographique sur la distribution des précipitations. À une échelle plus fine, on remarque toutefois que les précipitations au niveau de la vallée du Vaal en novembre (**Figure 93b**) sont plus faibles que ce qu'estimerait un modèle simplement lié à la longitude et à la latitude.

À partir de décembre, la perturbation par la topographie de la simple surface de tendance s'accroît (**Figure 93c**). Une augmentation des précipitations apparaît dans la zone centrale, liée à la présence de reliefs dans cette zone.

La relation avec le relief est la plus forte pendant les mois de janvier à mars (**Figure 93d à f**). L'augmentation des précipitations avec l'altitude et la diminution des précipitations dans la vallée du Vaal se confirment. Il apparaît donc un lien de la répartition des précipitations avec le relief et plus particulièrement l'altitude. Ce résultat est surprenant car l'altitude moyenne n'est pas le facteur principal de la répartition des pluies à l'échelle de la région. Mais il semble que l'effet de l'altitude soit plus sensible à des échelles plus fines. Il apparaît aussi un très net effet de versants sur le massif au centre de la région.

En avril (**Figure 93g**), la configuration spatiale des précipitations est proche de celle observée en tout début de saison.

Lorsque les cartes de précipitations sont associées pour obtenir le cumul pluviométrique moyen de la saison des pluies, la perturbation par le relief de la surface de tendance est confirmée (**Figure 94**). On remarque que les isohyètes suivent bien les formes du relief, principalement dans le centre de la région. Il semble donc que, si la position géographique est le facteur principal de la répartition spatiale des précipitations, cela n'est vrai qu'à l'échelle de la région.

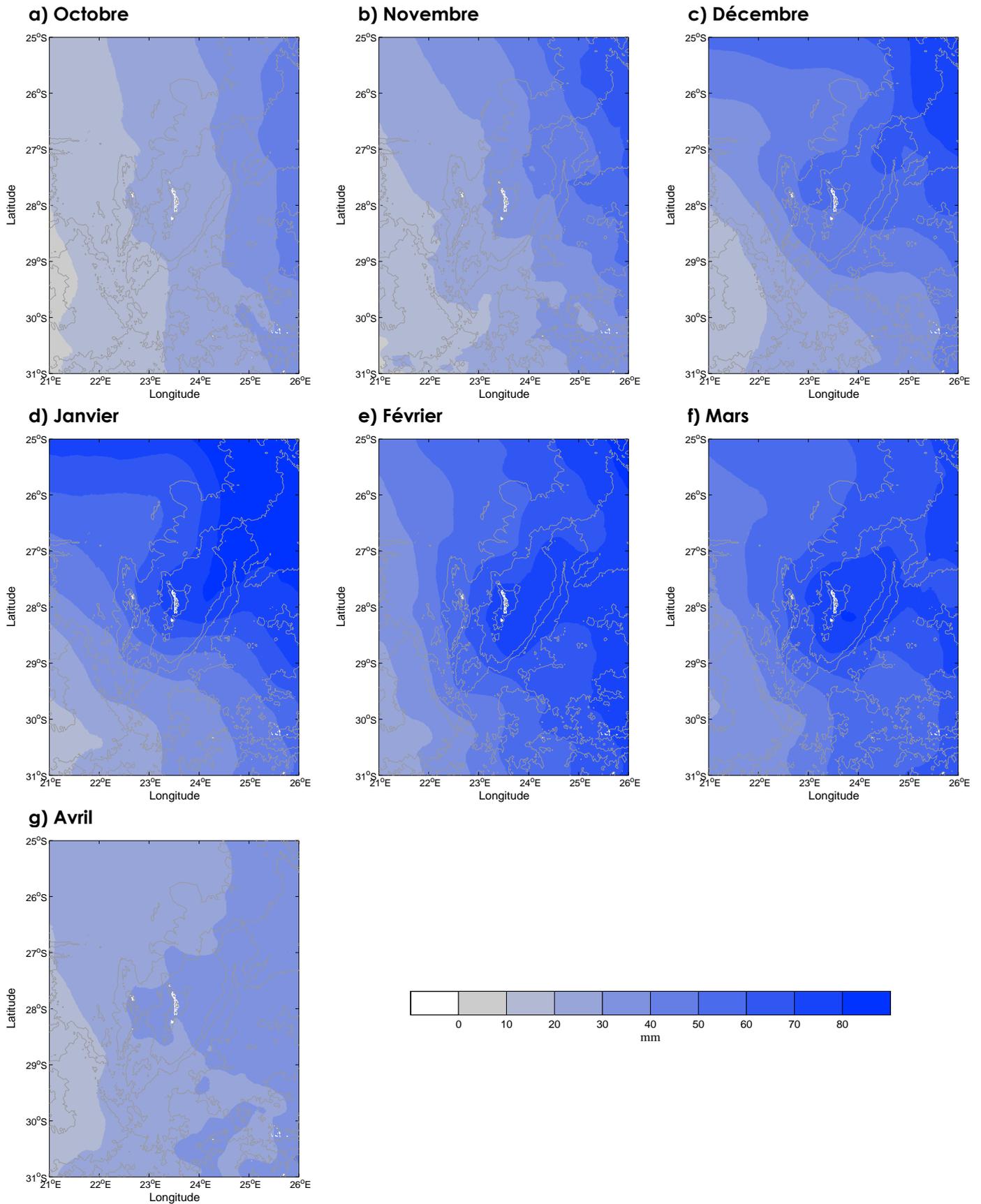


Figure 93 : Idem Figure 88 dans la région « Vaal – Orange ».

À des échelles plus locales, et surtout dans l'est de la région, l'altitude apparaît comme un autre facteur de la répartition, avec une influence des effets d'abri, des positions face aux flux, etc. En Afrique du Sud, la modélisation des ratios par la géostatistique et leur combinaison avec le modèle « MSTA » permet donc de faire ressortir l'effet plus local de l'altitude.

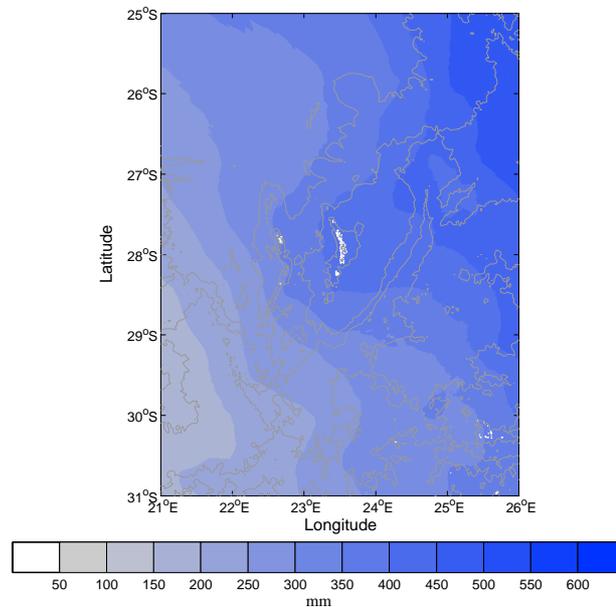


Figure 94 : Cumul pluviométrique octobre-mars dans la région « Vaal – Orange »

La régionalisation des précipitations moyennes est confrontée à l'occupation des sols (GLC2000, **Figure 95**). Cette comparaison est faite avec les mêmes réserves que celles évoquées en section 6.3.1 (erreurs de classification et anthropisation modifiant l'adéquation climat/occupation du sol).

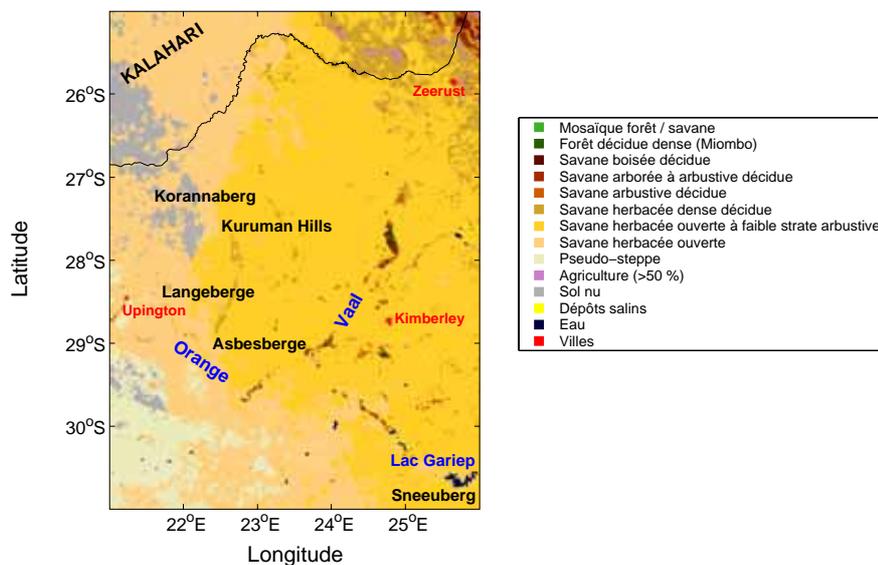


Figure 95 : Idem Figure 91 dans la région « Vaal – Orange »

Contrairement à l'Afrique de l'Est, la région « Vaal – Orange » est considérée dans son ensemble. Cette région est majoritairement couverte par la savane (95 % de la superficie totale), dont les déclinaisons principales sont la savane herbacée ouverte à faible strate arbustive (51 % de la superficie totale), principalement située dans les zones les plus hautes (au centre et à l'est), et la savane herbacée ouverte (30 % de la superficie totale), située à basse altitude (au sud et à l'ouest).

De la même manière qu'en Afrique de l'Est, les cartes de cumuls pluviométriques (d'octobre à avril) sont utilisées. Ces cartes sont issues d'une interpolation cubique basée sur la triangulation (**Figure 96a**), du modèle statistique « MSTA » (**Figure 96b**) et de la combinaison des modèles statistique « MSTA » et géostatistique « MERR » (**Figure 96c**). Comme nous l'avons vu précédemment (section 5.4.3), l'utilisation du modèle géostatistique « MGÉOSTA » (appliqué aux pluies observées) n'est pas réaliste.

Malgré la présence d'un réseau dense et relativement homogène, l'interpolation cubique ne donne pas de résultats concluants (**Figure 96a**). Cette méthode induit notamment une accentuation exagérée des contrastes locaux. Au contraire, « MSTA » et « MERRSTA » donnent des résultats plus intéressants. Pour le modèle « MSTA », le gradient de précipitations lié à la longitude et à la latitude ressort (**Figure 96b**), avec une légère inflexion des isohyètes dans la partie centrale. D'ailleurs, dans le sud et le centre de la région, les isohyètes ont tendance à suivre la ligne de contact entre les types de savane les plus importants (voir plus haut).

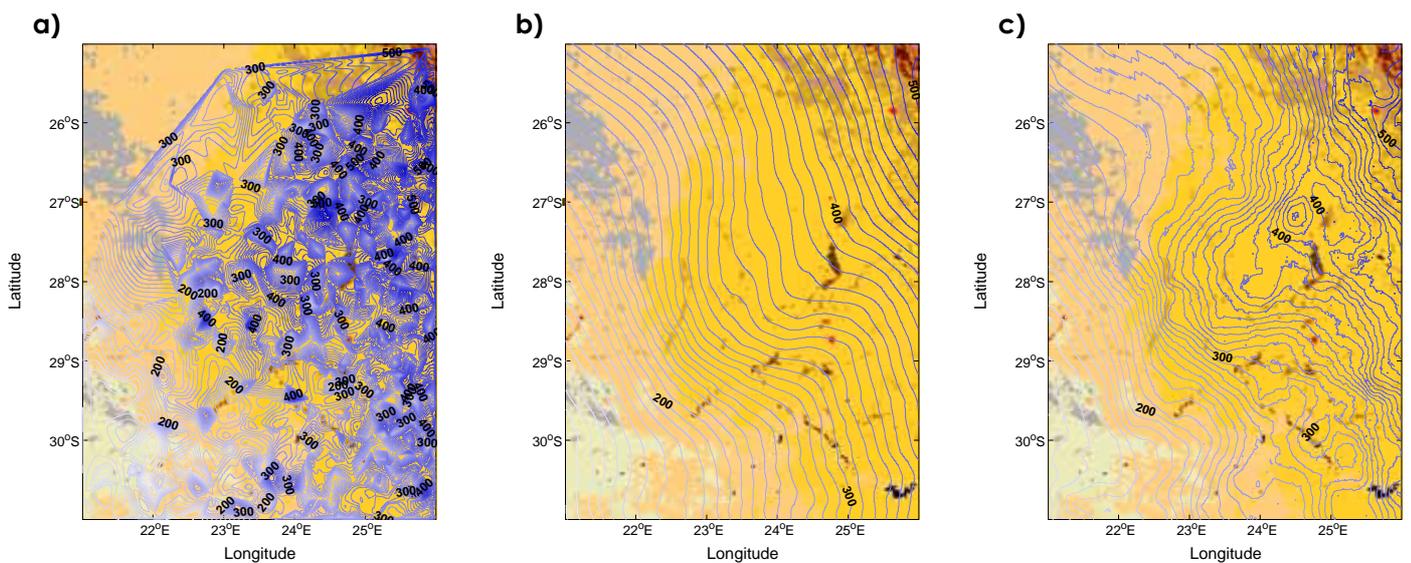


Figure 96 : Précipitations modélisées par a) interpolation cubique, b) le modèle « MSTA », c) le modèle « MERRSTA », dans la région « Vaal – Orange »

Les isolignes décrivent les cumuls moyens de précipitations des sept mois (d'octobre à avril, en mm). L'équidistance des isohyètes est de 10 mm. Les à-plats de couleur représentent l'occupation du sol (voir Figure 91 pour la légende).

Cette observation est confirmée par la combinaison « MERRSTA » (**Figure 96c**), qui présente le même comportement de la végétation vis-à-vis des cumuls pluviométriques. Hormis les défauts de spatialisation dans le nord-ouest (liés au faible nombre de stations et aux limites de la modélisation statistique/géostatistique), on peut voir que l'incurvation des isohyètes s'accroît dans le centre de la région, suivant à peu près le contact entre savane herbacée ouverte (à l'ouest) et savane herbacée ouverte à faible strate arbustive (à l'est).

Il semble donc que le principal facteur de répartition soit climatique, en relation avec les cumuls pluviométriques. Mais cette répartition pourrait aussi être liée à la nature ou à l'occupation du sol. Afin de vérifier cette hypothèse, l'information relative aux types de sol dans la région a été extraite du jeu de données SOTER (SOil and TERrain) pour l'Afrique du Sud (Batjes, 2004), soutenu par l'Organisation des Nations Unies pour l'Alimentation et l'Agriculture (FAO) et l'International Soil Reference and Information Centre (ISRIC). La fenêtre extraite ne correspond pas exactement à celle de la région « Vaal – Orange », la limite sud étant située à 30,5°S, contre 31°S (**Figure 97**). Mais elle permet d'avoir une idée des sols rencontrés dans la région concernée.

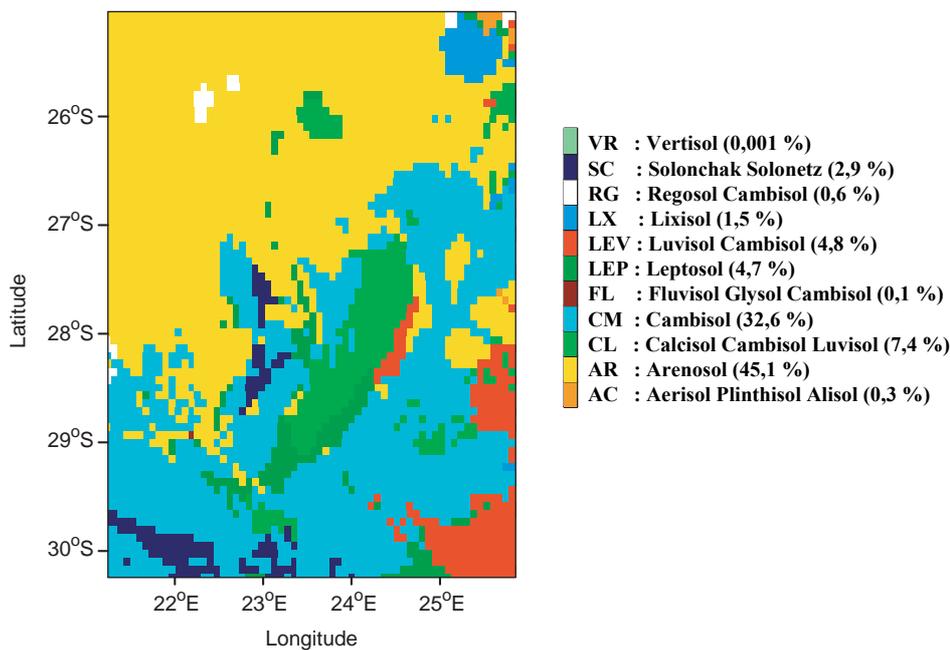


Figure 97 : Carte des type des sol selon la classification SOTER dans la région « Vaal – Orange »

On voit clairement que les deux grands types de végétations nous intéressant ne sont pas liés au type de sol mais aux conditions climatiques, et plus précisément pluviométriques, avec une limite entre les deux types de savane située entre 165 et 175 mm de précipitations cumulées sur la saison octobre-avril.

Conclusion de la deuxième partie : Combiner modèle statistique et mathématique pour une cartographie plus respectueuse du relief et plus fidèle

Appréhender la variabilité spatio-temporelle des précipitations aux échelles régionales est un objectif ambitieux. En effet, on se heurte systématiquement à la complexité des processus mis en jeu. Cette complexité s'accroît lorsque les processus sont modulés par une surface au relief marqué et sous l'influence de flux variables de large échelle. C'est dans ce contexte que s'inscrit ce travail. Afin de mieux comprendre la structuration spatiale des précipitations, nous avons cherché, dans un premier temps, à « réduire » la complexité des processus en travaillant sur des séries mensuelles moyennes. Cette intégration temporelle représente un état moyen des précipitations pour chacun des douze mois. Dans un deuxième temps, l'imbrication des échelles spatiales a été abordée en deux étapes. Dans la première étape, et en faisant l'hypothèse de la superposition des signaux d'échelles variables, nous avons montré que le modèle statistique multiscalaire et multicritère capte une partie du signal. Dans une deuxième étape, nous avons postulé que la part restante était aussi porteuse d'informations, que nous avons cherché à capturer avec des outils et des méthodes de la géostatistique.

La deuxième partie a permis de produire des cartes de précipitations moyennes à haute définition, dont les valeurs et les structures spatiales présentent un bon degré de réalisme. Pour cela, deux approches sont possibles, donnant des résultats différents selon la région.

La première approche est purement géostatistique : une éventuelle organisation spatiale des précipitations moyennes mensuelles est recherchée grâce aux semi-variogrammes, qu'ils soient omni- ou uni-directionnels. À partir des paramètres de la modélisation (effet pépète, plateau, portée...) du nuage variographique, il est possible de spatialiser l'information (krigeage). Cette méthode présente l'avantage d'être (relativement) simple à mettre en œuvre, notamment par l'aide logicielle (développement de bibliothèques dédiées sous

différents langages). Mais elle présente deux inconvénients majeurs : une méconnaissance des phénomènes structurants et une sensibilité aux surfaces de tendances. Dans la région « Rift oriental », les moyennes mensuelles stationnelles ont une structuration spatiale bien définissable, sans qu'il soit pour autant possible, dans l'approche géostatistique, de connaître les facteurs de cette structuration (relief, circulation atmosphérique...). Dans la région « Vaal – Orange », les moyennes mensuelles ont une tendance spatiale forte reflétant un gradient pluviométrique sud-ouest/nord-est.

La seconde approche combine statistique et géostatistique et présente l'avantage d'identifier en partie les facteurs structurants la pluviométrie mensuelle (ici, le relief et ses différentes composantes sont le facteur structurant). Une partie des précipitations mensuelles est donc modélisée grâce au relief, mais l'analyse des structures spatiales des ratios de modélisation (considérés ici comme les erreurs de modélisation) permet une amélioration de la modélisation des précipitations mensuelles. Les structures spatiales des ratios montrent une invariance de certains patterns, principalement dans la région « Rift Oriental », qu'on peut traduire comme des processus dépendant du relief. Toutefois, l'amplitude des patterns varie en fonction de la saison, cette variation pouvant signifier des modifications saisonnières de facteurs de plus large échelle, comme par exemple la circulation atmosphérique à échelle synoptique.

Nous avons ainsi proposé un modèle de type multiplicatif qui combine une approche linéaire (modèle statistique) et une approche non-linéaire (modèle géostatistique). Ce modèle peut s'interpréter comme la déformation « pondérée » de la surface de tendance régionale dans la répartition spatiale des pluies moyennes. L'intérêt a été de montrer l'invariance de certains patterns que l'on peut traduire comme des processus dépendant du relief.

Dans la région « Rift oriental », les résultats de la spatialisation sont en général améliorés par rapport à ceux de l'approche précédente. Un avantage supplémentaire est l'identification des facteurs de la distribution spatiale des précipitations moyennes. Dans les régions à faible densité de stations, cette amélioration présente des qualités dans la reproduction de la variabilité spatiale des précipitations. C'est un résultat important, même si les critères statistiques de validation montrent que la performance de cette méthode n'est que légèrement supérieure à celle de la première approche. D'où l'importance d'une validation autre que statistique, comme, par exemple, l'étude de la reproduction des patterns de précipitations.

Dans la région « Vaal – Orange », la modélisation statistique met en avant une surface de tendance, en partie perturbée par le relief, donnant une information supplémentaire par rapport à la méthode purement géostatistique. Les ratios définis ensuite présentent alors des structures plus fortes et qu'il est possible de modéliser et de kriger.

La différence de résultats entre les deux régions peut sans doute s'expliquer par les échelles d'organisation des structures pluviogènes et par la vigueur du relief. Dans la région « Rift oriental », en première approche, la répartition spatiale et temporelle de la pluviométrie est fortement contrainte par des phénomènes d'échelles emboîtées. À l'échelle planétaire, les mouvements de la ZCIT expliquent la présence de deux saisons des pluies (GSP et PSP) et de deux saisons relativement sèches (fin hiver boréal et été austral). L'origine du système est astronomique (inclinaison de l'axe de rotation de la Terre et réequilibrage énergétique). À l'échelle régionale, les différences est/ouest sont induites par la subsidence de la branche occidentale de la cellule de type Walker, sur l'ouest de l'océan Indien, et aussi par l'installation précoce, à l'est de la région, de flux de mousson divergents. L'origine de cette différence est la disposition océan/continent, ainsi que le relief régional (opposition hautes terres/basses terres).

Dans la région « Vaal – Orange », la pluviométrie est également liée à des phénomènes d'échelle planétaire. En été austral et aux latitudes subtropicales, la ceinture de hautes pressions se « détend ». Entre les anticyclones dynamiques (Sainte-Hélène et Mascareignes), un thalweg, d'orientation nord-ouest/sud-est, se forme sur le sous-continent africain, au sein duquel se développe la convection. Les précipitations associées sont d'autant plus importantes que systèmes tropicaux et tempérés interfèrent au niveau de ce thalweg. Sa position varie, mais il se situe le plus fréquemment sur l'est du sous-continent. Ceci est l'origine du gradient sud-ouest/nord-est de précipitations.

Au total, l'approche consistant à combiner un modèle statistique basé sur une variable physique à une modélisation mathématique des ratios est donc plus performante et intéressante, car elle permet de mieux appréhender, dans une certaine mesure, le rôle de la topographie. De plus, la récurrence de certains patterns nous pousse à penser que le modèle multiplicatif « MERRSTA » est robuste et performant pour régionaliser les précipitations de la région « Rift Oriental ».

Toutefois, il ne faut pas perdre de vue que l'approche combinatoire se fait à l'échelle de la région. Nous avons vu que le rôle de l'altitude est minoré. Or, localement, il est fondamental pour les précipitations. Il est donc probable qu'un cokrigeage des ratios en

fonction de l'altitude des stations soit pertinent, faisant ressortir localement l'effet plus important de l'altitude sur les précipitations.

**TROISIÈME PARTIE :
VARIABILITÉ INTERANNUELLE DES
RELATIONS ENTRE PRÉCIPITATIONS ET
RELIEF**

Introduction

Ces 20 dernières années, de nombreuses études ont tenté d'identifier des configurations spatio-temporelles cohérentes de la variabilité climatique. Les analyses multivariées ont souvent été utilisées afin de grouper des stations (ou des points de grille) présentant des variations interannuelles similaires pour un paramètre donné (température, pression atmosphérique ou précipitations, parmi d'autres variables climatiques). D'un point de vue spatial, les échelles globale à régionale, en passant par l'échelle sous-continentale, ont été prises en compte.

Les « modes régionaux de variabilité » ainsi obtenus, et les séries temporelles associées, ont été mis en relation avec la circulation atmosphérique de large échelle (supracontinentale ou globale) ou avec les températures de surface océanique. Le degré d'homogénéité spatiale, ainsi que la forme et l'extension de chacun de ces modes sont dépendants des processus climatiques agissant au-dessus de la région considérée et de leurs échelles spatiales et temporelles. Pourtant, rares sont les études qui ont cherché à établir les facteurs de l'organisation spatiale de ces « modes régionaux ».

En plus de facteurs externes, il paraît évident que des facteurs internes, liés aux caractéristiques locales de la surface (comme le relief, la végétation ou l'humidité des sols) ont une part non-négligeable dans la répartition spatiale de la variabilité des températures ou des précipitations. En Afrique de l'Ouest, des études ont montré l'importance du couvert végétal dans la mise en place et la qualité de la mousson (Philippon *et al.*, 2005 ; Zheng et Eltahir, 1998). Dans les Alpes, les configurations spatiales des précipitations mensuelles, issues d'une analyse factorielle, semblent fortement contraintes par la géométrie des massifs montagneux (Schmidli *et al.*, 2001).

En parallèle de ces recherches, de nombreuses études ont montré que la distribution spatiale des précipitations moyennes est liée au relief. Cependant, l'évolution interannuelle de cette relation est mal connue. Ainsi, on ne sait pas si, d'une année sur l'autre, le relief a la même incidence sur la distribution spatiale des précipitations. Plus généralement,

l'organisation spatiale de la variabilité pluviométrique, déduite, par exemple, d'une analyse multivariée, montre-t-elle des liens avec l'organisation spatiale des altitudes, pentes ou autres formes du relief ?

Dans la première partie, nous avons vu qu'une partie des précipitations moyennes mensuelles, en Afrique de l'Est et en Afrique du Sud, est explicable par différents descripteurs topographiques. Toutefois, d'un mois sur l'autre, on constate une évolution des relations entre précipitations moyennes et relief. Le relief est, à ces échelles de temps, un invariant, mais son influence sur la distribution spatiale des précipitations varie saisonnièrement. Cette influence varie-t-elle aussi d'une année à l'autre ?

Pour répondre à cette question, deux approches sont privilégiées. Dans un premier temps, les modèles « MSTA » mensuels déterminés précédemment (chapitre 4) sont « projetés » dans la variabilité mensuelle : les champs bruts de chaque année se démarquent-ils ou non des champs moyens dans leur structuration par le relief ?

Dans un deuxième temps, une analyse multivariée (l'analyse de corrélations canoniques) est utilisée pour faire ressortir d'éventuels modes de covariation spatiale du relief et des anomalies de précipitations. Existe-t-il, pour un ensemble d'années donné, des configurations topographiques favorables à une organisation spatiale récurrente des précipitations ?

Chapitre 7 : Variabilité interannuelle des performances des modèles moyens « MSTA »

Le début de ce chapitre est consacré à l'introduction des données utilisées dans ce chapitre, mais aussi dans le suivant. La seconde partie de ce chapitre est consacrée à l'étude de la variabilité interannuelle des modèles « MSTA » dans les régions « Rift oriental » et « Vaal – Orange ». Pour cela, les modèles mensuels établis dans la première partie sont utilisés. Toutefois, pour un mois donné, si les prédicteurs sont conservés d'une année sur l'autre, les coefficients associés sont, en revanche, calculés pour chacune des années. Dans ce chapitre, la variabilité des coefficients est utilisée pour analyser la variabilité des modèles « MSTA ». Dans chaque région, l'aptitude des modèles à rendre compte des configurations mensuelles est étudiée. Puis, à titre d'exemple, un mois d'aptitude forte et un mois d'aptitude faible sont présentés.

7.1 Les données et méthodes

Les chapitres 7 et 8 nécessitent l'utilisation de données différentes des deux parties précédentes, notamment dans la région « Rift oriental ». Dans ce chapitre, les modèles statistiques mensuels sont appliqués à des anomalies mensuelles de précipitations, définies pour des périodes différentes, en fonction de la région d'étude.

7.1.1 Les données de précipitations dans les deux régions étudiées

Dans la région « Rift oriental », les séries interannuelles des 305 stations utilisées dans les chapitres précédents ne sont pas toutes disponibles au pas de temps mensuel. Seul un échantillon de 111 stations a pu être retenu, pour une période malheureusement ancienne (1961-1985), le réseau pluviométrique kenyan s'étant beaucoup dégradé dans les années 1990. Comme les normales mensuelles, les précipitations mensuelles couvrant la période

1961-1985 (25 ans) proviennent des services nationaux de météorologie kenyan et tanzanien. Ces données ont été compilées par le Global Historical Climate Network (GHCN, Vose *et al.*, 1992 ; Easterling et Peterson, 1995), ainsi que par le Centre de Recherches de Climatologie (CRC, Roucou *et al.*, 1994 ; Bigot *et al.*, 1995 ; Moron *et al.*, 1995) et complétées par des séries directement obtenues du Kenya Meteorological Department. La majorité des stations de cet échantillon (cent deux) ont des séries complètes ou quasi complètes de mesures sur les vingt-cinq ans considérés. Quelques stations (neuf) présentant des manques plus importants (jusqu'à 25 %) sont aussi incluses afin de documenter les zones à faible couverture. Les valeurs manquantes ont été remplacées en utilisant l'anomalie standardisée moyenne des stations les plus proches, selon une méthodologie voisine de celle retenue pour la reconstitution du fichier global de la Climate Research Unit (New *et al.*, 1999). Une majorité de stations est localisée (**Figure 98**) sur les hauts plateaux kenyans (entre 1.000 et 2.000 m d'altitude). D'autres stations sont situées à basse altitude, notamment dans le sud de la région.

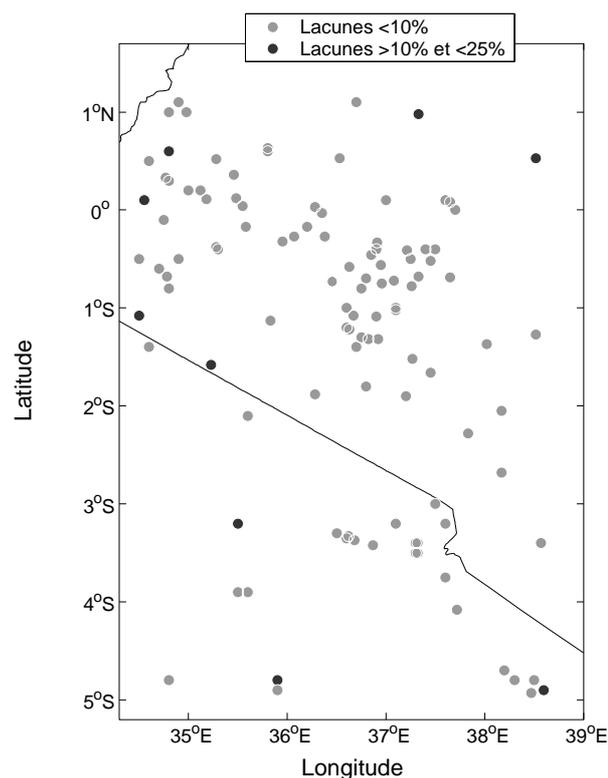


Figure 98 : Localisation des 111 stations pluviométriques de la région « Rift oriental » utilisées pour l'étude interannuelle

Dans la région « Vaal – Orange », les données utilisées ont la même origine que les normales mensuelles de la première partie (South African Weather Service ; Lynch, 2003) et présentent le même réseau de 1.160 stations (**Figure 99**), ce qui permet de travailler avec un réseau dense et relativement homogène dans l'espace. Ce jeu de données mensuelles a

l'avantage de ne présenter aucune lacune dans les séries sur la période de trente ans 1970-1999.

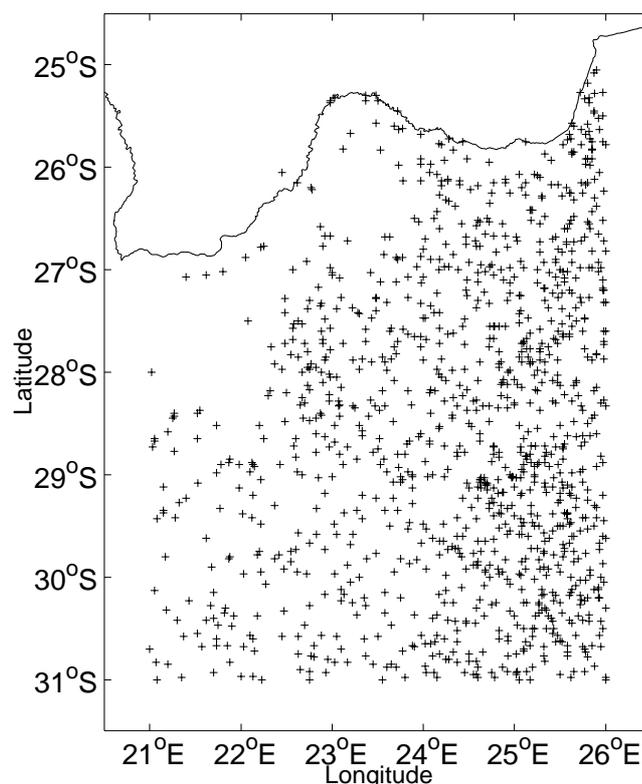


Figure 99 : Localisation des 1.160 stations pluviométriques de la région « Vaal – Orange » utilisées pour l'étude interannuelle

7.1.2 L'indice régional de précipitations

À partir des séries mensuelles interannuelles, un indice régional de précipitations (IRP) est calculé dans chacune des régions. Cet indice sera utilisé pour caractériser la variabilité interannuelle des performances des modèles statistiques (sections 7.2 et 7.3) ainsi que dans l'étude des modes de variation commune aux configurations topographiques et aux anomalies des champs pluviométriques (chapitre 8).

En Afrique de l'Est, les précipitations présentent une forte cohérence spatiale en termes de variabilité interannuelle. Cela signifie qu'une partie de la variation temporelle des précipitations de chaque station est liée à un mode de variabilité couvrant l'ensemble de la région (et parfois l'ensemble de l'Afrique de l'Est, Janowiak, 1988 ; Ogallo, 1989 ; Beltrando, 1990 ; Camberlin et Philippon, 2002). Ce mode de variabilité présente, par ailleurs, de fortes relations avec des signaux climatiques de large échelle, tels les températures de surface de l'océan Indien, l'El Niño Southern Oscillation (ENSO)

notamment (Ogallo *et al.*, 1988 ; Hastenrath *et al.*, 1993 ; Indeje *et al.*, 2000 ; Mutai et Ward, 2000 ; Ntale *et al.*, 2003).

En Afrique du Sud, les précipitations présentent aussi une forte cohérence spatiale en terme de variabilité interannuelle (Keen et Tyson, 1973 ; Rocha et Simmonds, 1997 ; Richard *et al.*, 2000 ; Richard *et al.*, 2002). Comme en Afrique de l'Est, une part importante de la variation temporelle des précipitations est liée à des phénomènes climatiques de plus large échelle : températures de surface des océans Atlantique et Indien, (Walker, 1990 ; Reason et Mulenga, 1999 ; Fauchereau *et al.*, 2003 ; Rouault *et al.*, 2003), ENSO (Lindesay, 1988 ; Richard *et al.*, 2000 ; Reason et Rouault, 2002), « Temperate-Tropical Troughs » (thalwegs à l'interface des domaines tempéré et tropical, Lyons, 1991 ; Todd et Washington, 1999 ; Washington et Todd, 1999 ; Todd *et al.*, 2004).

Cet IRP est calculé, mois par mois, année après année, grâce à une projection des stations sur une grille régulière (**Figure 100**), ce qui permet de pondérer l'influence des zones densément documentées sur le calcul de la moyenne régionale. L'IRP consiste ensuite en une simple moyenne de tous les points de grille disponibles.

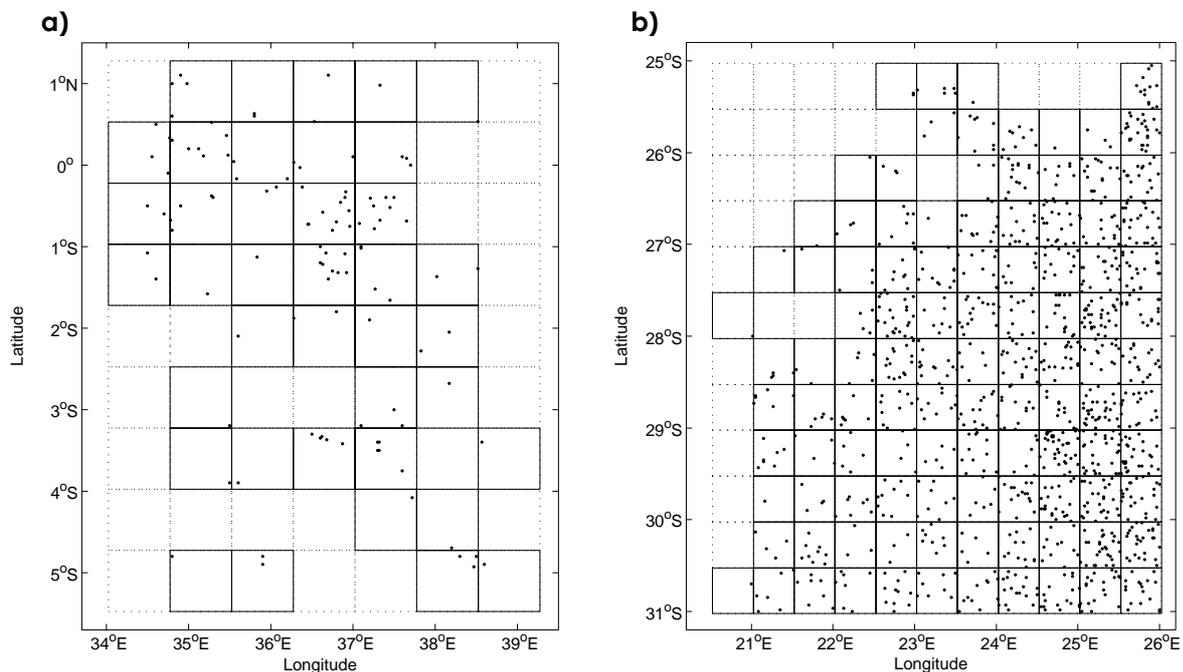


Figure 100 : Grille régulière de projection en région pour le calcul de l'IRP.

a) « Rift oriental » et b) « Vaal – Orange »

La représentativité de cet indice est évaluée en calculant des corrélations directes avec les séries temporelles de chaque station (pour un ensemble de 111 stations dans la région « Rift oriental » et de 1.160 dans la région « Vaal – Orange »). Ainsi, en mars dans la

région « Rift oriental », l'IRP partage, en moyenne, 57 % de variance commune (**Tableau 13**) avec l'ensemble des stations de la région (quasiment toutes les corrélations calculées sont significatives). Toutefois, l'IRP est faiblement représentatif de la variabilité des précipitations de certaines stations (21 %), alors qu'il est fortement représentatif pour d'autres stations (jusqu'à 88 %).

En région « Rift oriental », à l'exception du mois de mars, les parts de variance expliquée par l'IRP sont plus importantes au cours de la PSP qu'au cours de la GSP (**Tableau 13**). Cette différence est à relier aux échelles des processus climatiques associés à la variabilité interannuelle des deux saisons, comme précédemment montré pour l'ensemble de l'Afrique de l'Est. La variabilité de la PSP est, en effet, très liée à celle de l'ENSO et des champs de surface de large échelle dans l'océan Indien (Beltrando, 1990 ; Nicholson, 1996 ; Mutai et Ward, 2000 ; Zorita et Tilya, 2002 ; Black, 2005). D'après le **Tableau 14**, d'un mois à l'autre, entre un tiers et la moitié de la variabilité interannuelle revêt un caractère local en PSP, mais cette fraction atteint deux tiers en avril et mai.

Tableau 13 : Représentativité de l'IRP mensuel dans les précipitations stationnelles de la région « Rift oriental »

Mois	Mars	Avril	Mai	Oct.	Nov.	Déc.
Variance moyenne expliquée par l'IRP (%)	57	36	36	49	65	50
Intervalle des valeurs	21 – 88	0 – 74	0 – 72	3 – 85	12 – 87	5 – 84
Nombre de stations non significativement corrélées (à 95 %) avec l'IRP	2	20	26	13	3	13

Pour la région « Vaal – Orange », les parts de variances sont élevées et relativement équivalentes d'octobre à avril, exception faite du mois de novembre (**Tableau 14**). Il semble donc que les échelles des processus climatiques associés à la variabilité interannuelle restent les mêmes, malgré le passage des influences tempérées aux influences tropicales (Richard *et al.*, 2002). D'après le **Tableau 14**, entre 30 et 60 % de la variabilité interannuelle ont un caractère local.

Tableau 14 : Représentativité de l'IRP mensuel dans les précipitations stationnelles de la région « Vaal – Orange »

Mois	Oct.	Nov.	Déc.	Janv.	Fév.	Mars	Avril
Variance moyenne expliquée par l'IRP (%)	58	43	58	69	61	63	55
Intervalle des valeurs	8 – 90	4 – 82	0 – 90	5 – 94	12 – 90	10 – 93	4 – 86
Nombre de stations non significativement corrélées (à 95 %) avec l'IRP	25	67	55	3	10	2	25

7.1.3 Les descripteurs du relief

Concernant le relief, les descripteurs topographiques définis dans la première partie sont de nouveau utilisés ici, avec le même système de fenêtres emboîtées (33, 123 et 213 km) :

- pente moyenne,
- altitude moyenne,
- complexité du terrain,
- versant ouest/est,
- versant sud/nord,
- crête/thalweg d'axe nord/sud,
- crête/thalweg d'axe ouest/est,
- crête/thalweg d'axe nord-ouest/sud-est,
- crête/thalweg d'axe nord-est/sud-ouest,
- sommet/cuvette isolé(e).

À ces descripteurs s'ajoutent, comme précédemment, la latitude et la longitude. Que ce soit en Afrique de l'Est ou en Afrique du Sud, les stations échantillonnent bien les deux régions, puisque, pour chaque descripteur, les distributions statistiques sont voisines (non-montré).

7.1.4 Projection des modèles « MSTA » mensuels dans la variabilité interannuelle

L'approche retenue, qui consiste à étudier la variabilité interannuelle des modèles MSTA \tilde{m}_i , tels qu'établis dans la première partie, c'est-à-dire en conservant les mêmes prédicteurs, est étudiée ici. Il s'agit de savoir si d'une année sur l'autre, leur capacité à reproduire la distribution spatiale des pluies mensuelles est équivalente à celle des normales mensuelles. On peut, en effet, supposer que certaines années, cette capacité est accrue et que d'autres années, cette capacité est au contraire affaiblie.

Toutefois, cette approche comporte certains inconvénients puisqu'elle ne sépare pas explicitement les anomalies interannuelles des champs moyens. De plus, à ce stade, les prédicteurs sont imposés : ce sont les meilleurs en champs moyens, mais pas forcément en variabilité interannuelle.

Pour l'exemple, prenons le modèle statistique (**Équation 7.1**) établi pour le mois de mars dans la région « Rift oriental » :

$$\text{MSTA}\tilde{m}_{03} = 8,54\text{VeSN213} + 6,41\text{VeOE213} + 8,61\text{Pentm33} - 0,031\text{Altm123} + 141 \quad (7.1)$$

Sur la période 1961-1985, un modèle faisant intervenir les mêmes prédicteurs est appliqué aux vingt-cinq mois de mars, à la nuance près que chaque année, les coefficients sont recalculés (**Équation 7.2**)

Pour $j=1..25$,

$$\text{MSTAm}_{03}a_j = a_{j1}\text{VeSN213} + a_{j2}\text{VeOE213} + a_{j3}\text{Pentm33} + a_{j4}\text{Altm123} + b_j \quad (7.2)$$

Avec a_{ji} et b_j les coefficients de régression pour une année j .

Il en est de même pour les autres mois. On obtient donc, pour chaque mois i et chaque année j , un modèle $\text{RAINm}_i a_j$ qui permet de calculer une estimation des précipitations en chaque station. Les coefficients de régression associés à chaque prédicteur seront utilisés plus loin pour évaluer la stabilité (ou non) de chaque prédicteur au sein du modèle.

Les valeurs estimées sont comparées à l'observation grâce au calcul du coefficient de détermination ($R^2 m_i a_j$). La variabilité interannuelle de ces coefficients est représentée sous la forme de boîtes-à-moustache (**Figure 101** et **Figure 106**) et est comparée aux coefficients de détermination calculés sur les normales ($R^2 \tilde{m}_i$).

7.2 « Rift oriental » : variabilité interannuelle (1961-1985) des performances des modèles moyens « MSTA »

L'aptitude des modèles à reproduire, d'une année sur l'autre, les configurations spatiales de précipitations est testée (7.2.1), puis illustrée par deux mois pour lesquels l'aptitude est faible (mois de mars, 7.2.2) et plus élevée (mois d'octobre, 7.2.3).

7.2.1 Aptitude des modèles moyens à rendre compte des configurations mensuelles pour chacune des années

Conformément à la méthode décrite dans la section 7.1.4, l'aptitude des modèles (exprimée par le coefficient de détermination) est présentée sous la forme de boîtes-à-moustaches (**Figure 101**).

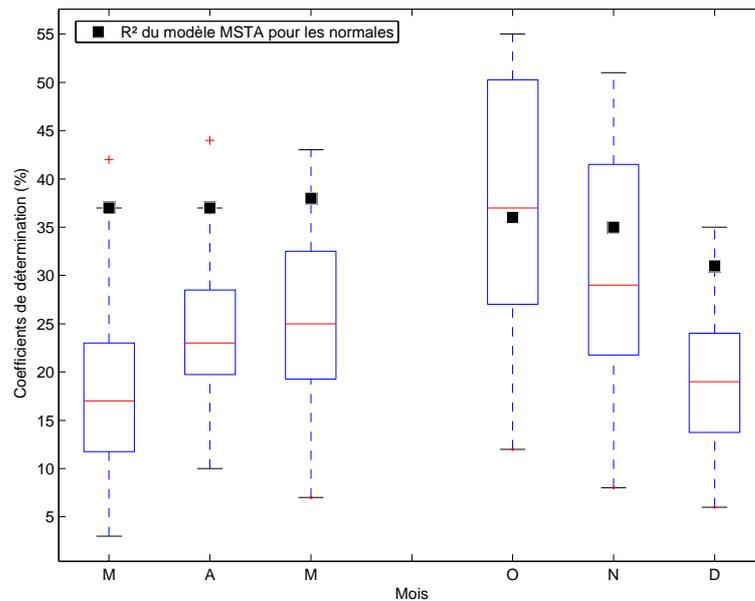


Figure 101 : Distribution des coefficients de détermination du modèle « MSTA » dans la région « Rift oriental ».

Les « boîtes-à-moustaches » présentent les R^2 du modèle, année par année (1961-1985) et les carrés noirs présente le R^2 du modèle sur les moyennes. Pour plus de précision sur les « boîtes-à-moustaches », se reporter à la section 3.1.6

En « années réelles », le modèle $MSTA_{i,a_j}$ est généralement beaucoup moins performant que le modèle $MSTA_{\tilde{m}_i}$ appliqué au champ moyen. Les mois de mars et avril sont d'ailleurs emblématiques, une seule année à chaque fois présentant un R^2 supérieur à celui des normales. En revanche, entre un tiers et la moitié des années des mois d'octobre et novembre présente un modèle statistique plus performant que celui établi sur le champ moyen. Une différence apparaît donc entre les deux saisons des pluies : en GSP, le modèle $MSTA_{i,a_j}$ arrive mal à reproduire la répartition spatiale des précipitations en année réelle, contrairement à la PSP (excepté décembre). Dans tous les cas, cependant, apparaissent des différences prononcées entre les années, comme le révèle l'étendue de part et d'autre de la médiane (barres centrales sur la **Figure 101**). Même si le modèle « MSTA » est en général plus performant en octobre et novembre, il subsiste des années (4 % d'entre elles en octobre, 20 % en novembre) où le R^2 ne dépasse pas 20 %. Ces résultats posent tout une série de questions :

- comment peut-on expliquer les différences importantes entre les années quant à la performance des modèles ?
- pourquoi existe-t-il une différence entre les deux saisons des pluies, les modèles en PSP apparaissant nettement plus robustes ?

- les performances du modèle sont-elles liées aux quantités précipitées ?
- l'homogénéité spatiale des précipitations joue-t-elle un rôle sur les performances ?

Pour répondre à ces questions, nous allons, dans un premier temps, tenter de comprendre pourquoi en mars la performance du modèle est aussi mauvaise et pourquoi en octobre le modèle est beaucoup plus robuste. Dans un deuxième temps, nous essaierons de voir si les observations faites sur ces deux mois contrastés peuvent être étendues aux autres mois.

7.2.2 Un exemple de faibles performances du modèle moyen « MSTA » en variabilité interannuelle : les mois de mars (1961-1985)

Le mois de mars est donc le mois présentant les performances les plus faibles en année réelle. Seul le modèle $MSTAm_{03a_{1975}}$ (année 1975) est plus performant que le modèle $MSTA\tilde{m}_{03}$. Quelle explication donner à ces mauvais résultats ?

Pour nous aider, nous avons calculé les coefficients de régression du modèle $MSTAm_{03a_j}$ (Équation 7.1) pour chaque année j . On obtient ainsi des séries (**Figure 102b, c, d et e**), qui présentent l'évolution temporelle du poids (influence) des descripteurs dans le modèle $MSTAm_{03a_j}$. De faibles (fortes) valeurs absolues indiquent de faibles (forts) contrastes topographiques. En complément sont représentés l'IRP (**Figure 102a**) exprimé en millimètres et la performance du modèle exprimée par le coefficient de détermination, en pourcentage (**Figure 102f**).

Même si elles ne sont pas toujours nulles, les performances du modèle sont affaiblies par rapport à celles du modèle sur le champ moyen. Pour expliquer ces difficultés, deux hypothèses peuvent être faites (pas exclusives l'une de l'autre) :

- 1) L'effet structurant du relief, décrit par les prédicteurs du modèle, est en partie perturbé par la présence de phénomènes convectifs isolés et aléatoires. Ces événements rendent le champ de précipitations plus bruité,
- 2) Plusieurs effets structurants du relief alternent d'une année sur l'autre. Le modèle $MSTA\tilde{m}_{03}$ n'est alors qu'un compromis de cette alternance, relativement efficace sur le champ moyen mais souvent mauvais en année réelle.

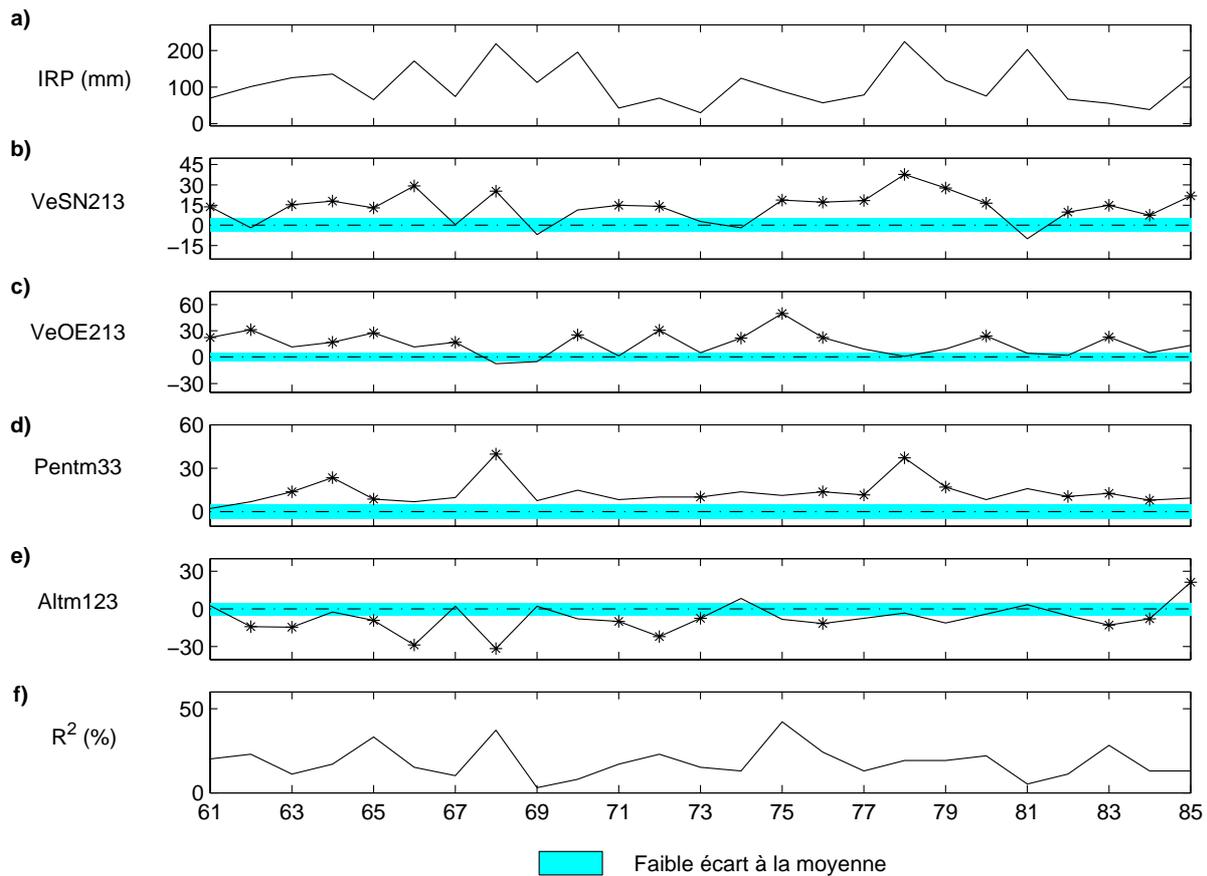


Figure 102 : Variabilité interannuelle de l'IRP et du poids des prédicteurs pour le mois de mars dans la région « Rift oriental »

- a) IRP,
- b-e) coefficients de régression,
- f) coefficient de détermination.

Les coefficients de régression sont calculés à partir des prédicteurs standardisés. Ceci permet une estimation du poids de chaque prédicteur dans le modèle, pour chaque année. Les étoiles signalent les corrélations partielles significatives (à 95 %) entre chaque prédicteur et le prédicteand, indépendamment des autres prédicteurs

Dans la première hypothèse, les différents descripteurs ont un niveau explicatif plus ou moins identique les uns par rapport aux autres. Mais ce niveau est faible lorsque le R^2 est faible. De même, lorsque les processus aléatoires dominent, le R^2 est faible aussi.

Dans la seconde hypothèse et selon l'année, un effet structurant du relief domine sur les autres. Quelques prédicteurs ont un niveau explicatif assez élevé, contrebalancé par le faible niveau explicatif des autres prédicteurs. Le résultat est un R^2 plutôt faible, en tout cas plus faible que celui obtenu sur le champ moyen.

Une étude des corrélations partielles permet de mettre en évidence les ressemblances ou les dissemblances entre les patterns de précipitations de chaque année et le champ moyen (**Figure 103a**). En effet, dans le modèle $MSTA_{m03a_j}$, chaque prédicteur apporte une

information différente des autres. Donc, si pour une année j , la distribution spatiale des précipitations est proche de celle du champ moyen, les corrélations partielles entre chaque prédicteur (indépendamment des autres) et les précipitations de l'année j doivent être significatives.

Une nuance est à faire ici : pour un prédicteur donné, une corrélation non-significative ne veut pas forcément dire que la structuration spatiale diffère du champ moyen. Il peut s'agir simplement d'un changement d'échelle : le descripteur considéré est le bon, mais il n'est pas pris à la bonne échelle. Ou bien un autre descripteur est meilleur, ce qui ne remet toutefois pas en cause la similitude des configurations (surtout si cela concerne les prédicteurs 3 ou 4 qui ont un plus faible poids dans le modèle statistique). Au contraire une absence de significativité signale une structuration différente de celle suggérée par le champ moyen. Les corrélations partielles significatives sont signalées par une * (**Figure 102b, c, d et e**).

Un tiers des années présente une structuration spatiale proche de celle du champ moyen, avec un R^2 compris entre 15 et 35 %, et trois ou quatre descripteurs présentant des corrélations significatives. C'est le cas de l'année 1965 (**Figure 103b**), avec des précipitations importantes dans le nord-ouest de la région, ainsi que sur les bas de versants sud du massif du mont Kenya et des Aberdare Range notamment (en relation avec les descripteurs VeSN, VeOE et Altm du modèle). De même, la vallée du Rift oriental est la zone la plus sèche.

Les performances du modèle $MSTAm_{03}a_j$ sont variables (**Figure 102f**) avec des R^2 compris entre 10 et 40 %. Il existe, cependant, des années où la plupart des quatre prédicteurs contribuent significativement à expliquer la répartition des précipitations, mais où le R^2 est beaucoup plus faible. C'est le cas, par exemple, des années 1963 (**Figure 103c**) et 1984, où le R^2 ne dépasse pas 5 %. Des phénomènes locaux aléatoires comme, par exemple, des épisodes de convection locale, peuvent perturber le champ de précipitations, sans modifier radicalement la distribution spatiale. Mais cette perturbation est suffisante pour provoquer une détérioration de la performance. L'année 1963 (**Figure 103c**) illustre cette perturbation, puisqu'on retrouve effectivement les zones de cumuls plus importants (nord-ouest et pentes du mont Kenya et des Aberdare Range) et plus faibles (vallée du Rift oriental) conformes à celles du champ moyen (**Figure 103a**).

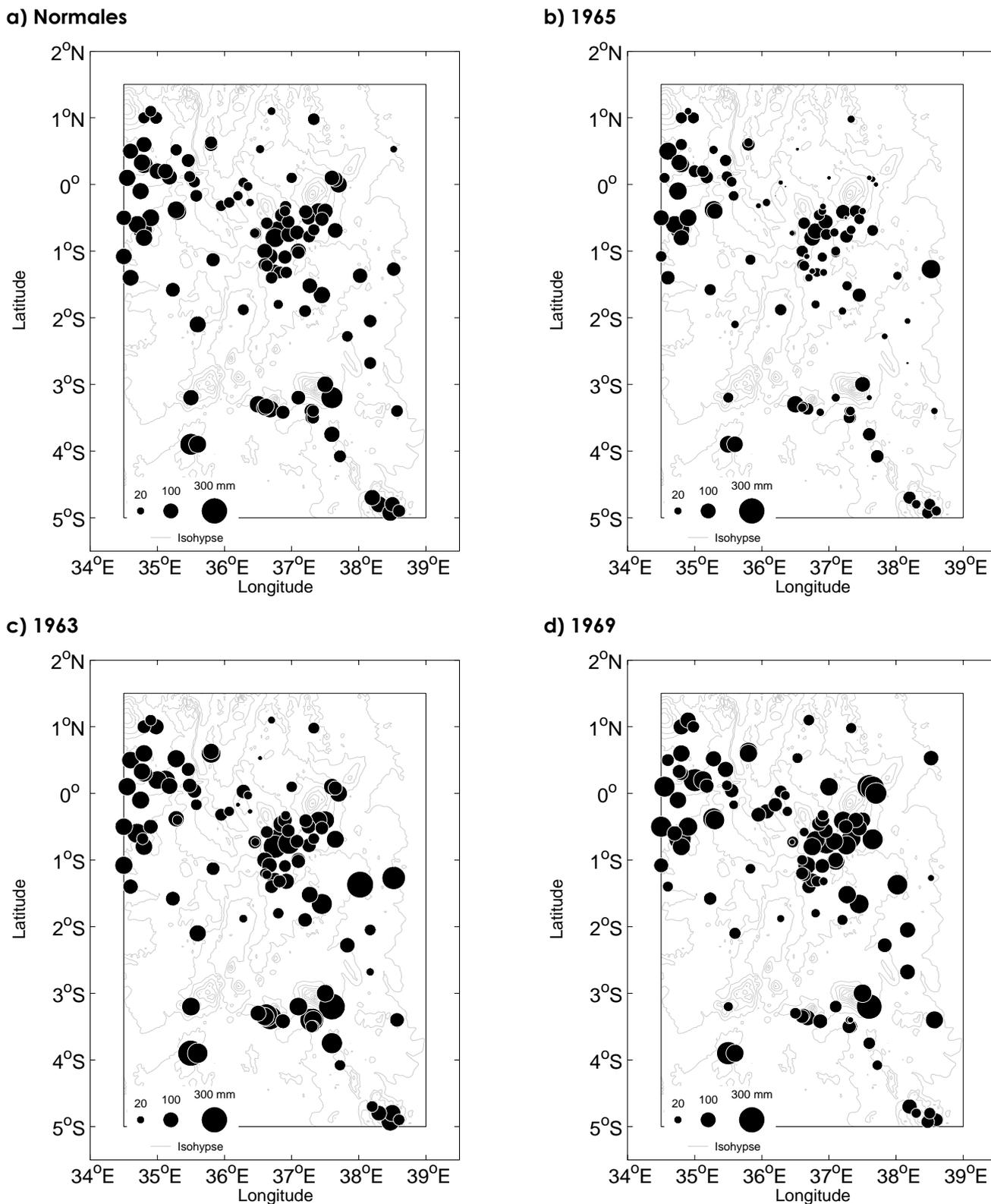


Figure 103 : Précipitations moyennes et pour une sélection d'années en mars dans la région « Rift oriental »

Seules les 111 stations de l'étude interannuelle sont représentées concernant les normales de précipitations. Équidistance des isohyptes : 500 m

Mais, contrairement au champ moyen, certaines stations situées dans l'est de la région « Rift oriental » sont aussi très arrosées, ce qui s'explique par l'existence d'événements

pluvieux intenses très localisés. C'est pourquoi la performance du modèle est amoindrie du fait de son incapacité à reproduire les précipitations des stations de l'est de la région. Ce constat, associé à l'existence de différences spatiales importantes, confirme la première hypothèse. Donc, dans certains cas, malgré des relations significatives entre les précipitations et les prédicteurs du modèle $MSTAm_{03}a_j$, des phénomènes locaux viennent perturber le schéma régional de répartition. Le modèle reproduit la distribution des précipitations, mais pas dans l'ensemble de la région (conflits entre les échelles régionales et locales).

Existe-t-il, enfin, des années présentant une structuration spatiale totalement différente de celle du champ moyen ? Ce cas est illustré par l'année 1969 (**Figure 103d**), où non seulement le R^2 est proche de 0 mais où les corrélations partielles ne sont pas significatives, pour aucun des prédicteurs. En 1969, les précipitations sont plus importantes dans le nord de la région que dans le sud, avec, en plus, des expositions au nord plus favorables que dans le champ moyen. De plus, la position en fond de vallée, notamment celle du Rift oriental, n'est plus aussi péjorative. Dans ce cas, les descripteurs du modèle $MSTAm_{03}a_j$ ne peuvent pas reproduire les précipitations.

Les mauvaises performances du modèle en mars sont liées à deux facteurs principaux. Le premier est une perturbation plus ou moins forte du schéma de répartition élaboré à partir du champ moyen, par des précipitations locales à caractère convectif. Le second facteur est l'existence de schémas différents expliquant la répartition des précipitations. Enfin il existe aussi, pour les années restantes, des situations intermédiaires par rapport à celles présentées au-dessus.

7.2.3 Un exemple de fortes performances du modèle moyen « MSTA » en variabilité interannuelle : les mois d'octobre (1961-1985)

À l'inverse de mars, octobre est le mois présentant les meilleures performances des modèles $MSTAm_1a_j$ (**Figure 101**). Pourquoi le modèle est-il aussi robuste ? Comme en mars, les coefficients de régression du modèle (**Figure 104b, c, d et e**) sont utilisés pour analyser cette robustesse, ainsi que l'IRP (**Figure 104a**) et les coefficients de détermination (**Figure 104f**).

En dehors d'une certaine variabilité temporelle des coefficients de régression, c'est l'évolution relativement synchrone de l'IRP et des coefficients de régression des trois premiers prédicteurs qui ressort de la **Figure 104**. En effet, en valeur absolue, à un fort (faible) IRP correspondent de forts (faibles) coefficients de régression, et donc à de forts (faibles) contrastes topographiques. Puisqu'il s'agit des descripteurs du champ moyen (modèle $MSTA_{m_{10}}$), ce dernier est affecté d'un coefficient multiplicateur majorant/péjorant. Il semble donc qu'au cours de la période étudiée, les distributions spatiales des précipitations en années réelles soient proches de celle du champ moyen (**Figure 105a**), seules les quantités précipitées variant d'une année sur l'autre.

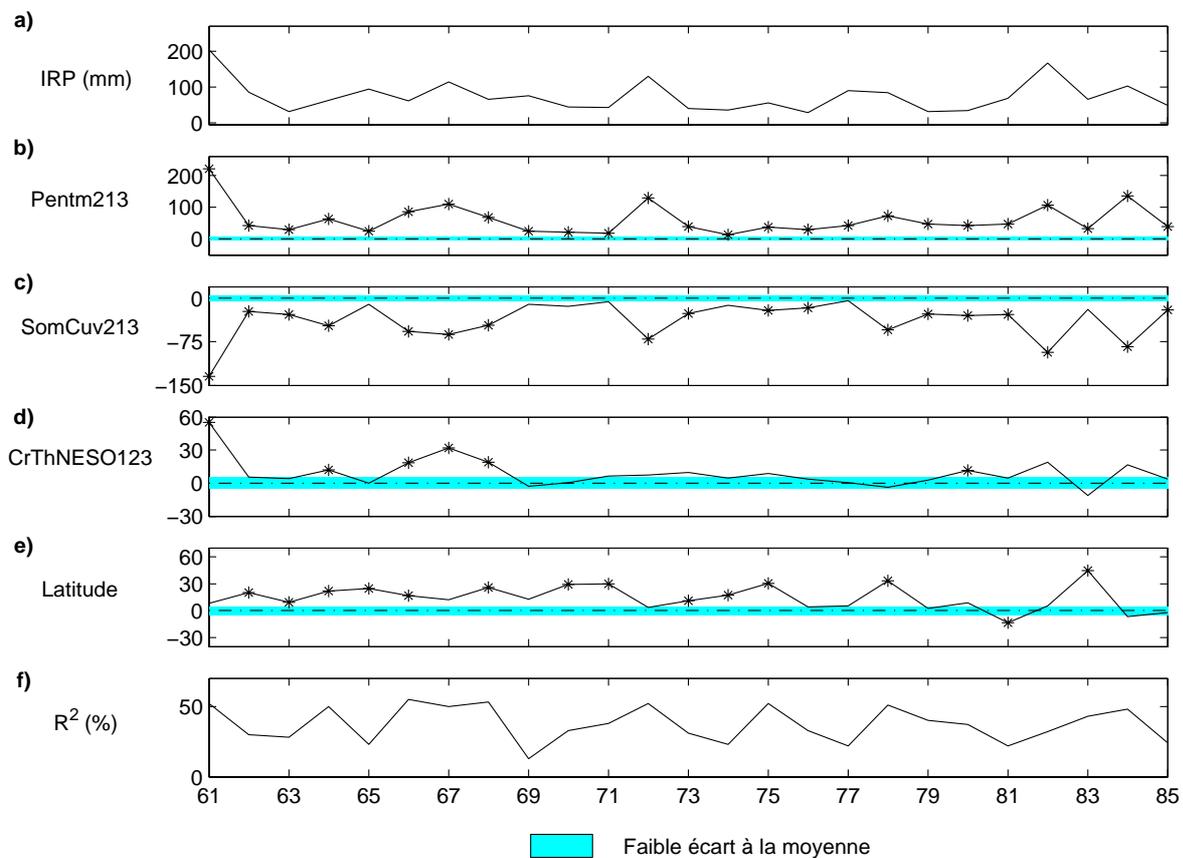


Figure 104 : Idem Figure 102, pour le mois d'octobre dans la région « Rift oriental ».

L'année 1966 (**Figure 105b**) est un bon exemple de la conformité de son champ pluviométrique au champ moyen. Cette année, tous les prédicteurs présentent des corrélations partielles significatives avec les précipitations (**Figure 104**). Les stations situées à proximité des Aberdare Range, du mont Kenya et des Nyambeni Hills (centre-nord de la région), ainsi que les stations localisées dans le nord-ouest, présentent les cumuls pluviométriques les plus forts du mois. Les autres stations présentent des niveaux faibles de pluviométrie. Le modèle $MSTA_{m_{10},1966}$ explique 55 % de la répartition spatiale des

précipitations, ce qui est même plus performant que le modèle $MSTA\tilde{m}_{10}$ expliquant le champ moyen ($R^2=36\%$). Cela montre que les descripteurs du modèle ont un fort effet structurant et donc que la position sur des versants de crêtes exposées au sud-est, principalement dans le nord de la région, reste la plus favorable.

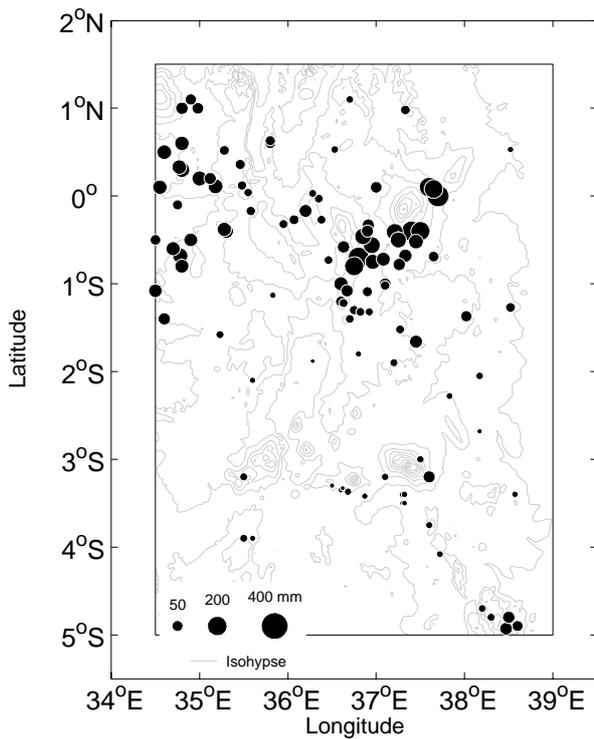
Toutefois, ce constat est en partie nuancé par les performances du modèle (**Figure 104f**), puisque les valeurs de R^2 présentent une grande amplitude. De même, si une année sur deux présente trois ou quatre prédicteurs ayant des corrélations partielles significatives avec les précipitations, dans d'autres cas, plusieurs prédicteurs se révèlent non-pertinents. De ce fait, il apparaît que le schéma moyen est plus ou moins perturbé par des phénomènes aléatoires et/ou des schémas différents de répartition spatiale, ce qui sera illustré par deux cas représentatifs.

Le premier exemple est celui de l'année 1981 (**Figure 105c**). Cette année-là, le modèle $MSTAm_{10a_{1981}}$ n'explique que 22 % de la répartition spatiale des précipitations. Si la structure du champ moyen est clairement identifiable (plus de précipitations dans le centre nord et au nord-ouest), elle est perturbée par une logique méridienne inhabituelle (plus de précipitations au sud, comme en rend compte le coefficient de régression négatif en **Figure 104**) et par des phénomènes locaux, aléatoires, qui affectent surtout les stations du sud de la région (notamment au niveau des Usambara Range).

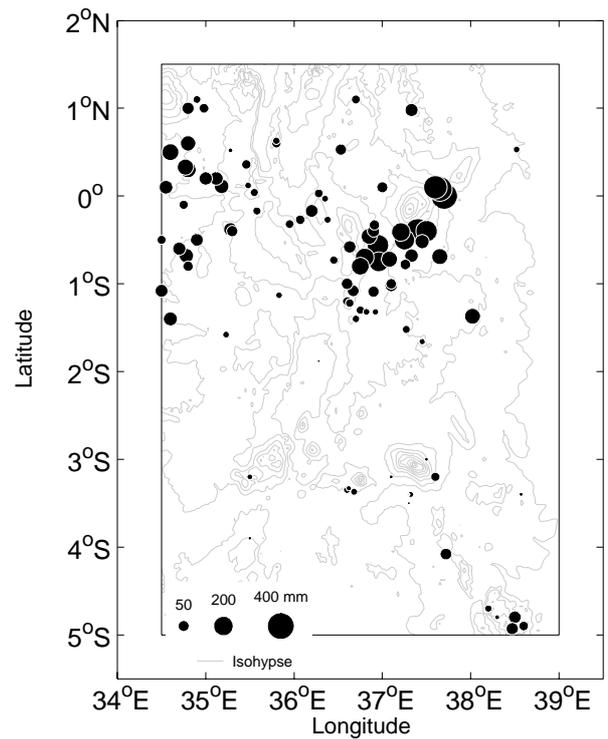
D'autres années, le schéma de répartition du champ moyen n'est pas respecté. En 1969, par exemple, trois des quatre prédicteurs ne présentent pas de corrélations partielles significatives (en-dehors de la pente) et la performance du modèle $MSTAm_{10a_{1981}}$ est très réduite ($R^2=13\%$). Les précipitations les plus importantes sont localisées à la fois dans le nord de la région « Rift Oriental » et dans le sud-est (**Figure 105d**). Dans le nord, les stations du nord-ouest, mais aussi certaines de celles situées dans la vallée du Rift Oriental sont les plus favorisées. Au contraire, les stations situées à l'est et au sud de Aberdare Range sont plus défavorisées. Au sud, les stations des Usambara Range sont elles aussi plus arrosées qu'en moyenne en octobre.

Le premier prédicteur présente des corrélations partielles significatives (signalées par des *) avec les précipitations en année réelle, sur l'ensemble des vingt-cinq ans. Les pentes de large échelle sont donc un facteur structurant fort des précipitations. On remarque d'ailleurs le lien fort existant entre l'IRP et la pente (**Figure 104 a et b**).

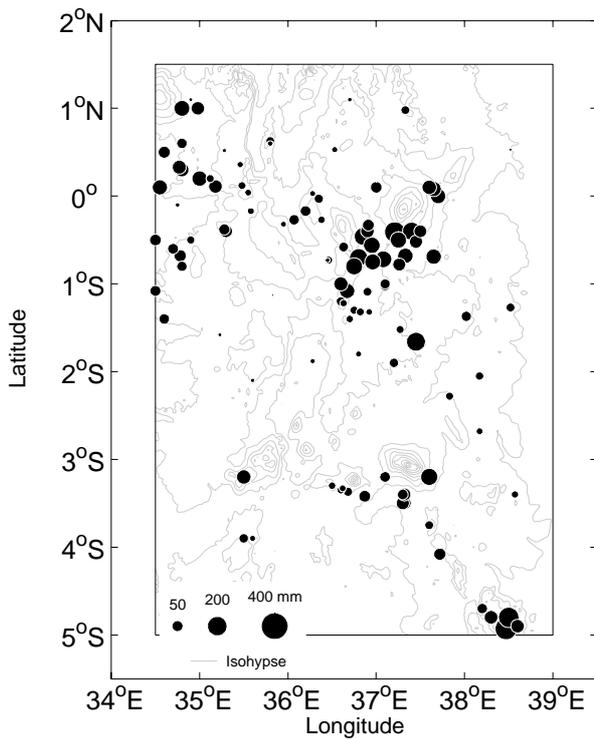
a) Normales



b) 1966



c) 1981



d) 1969

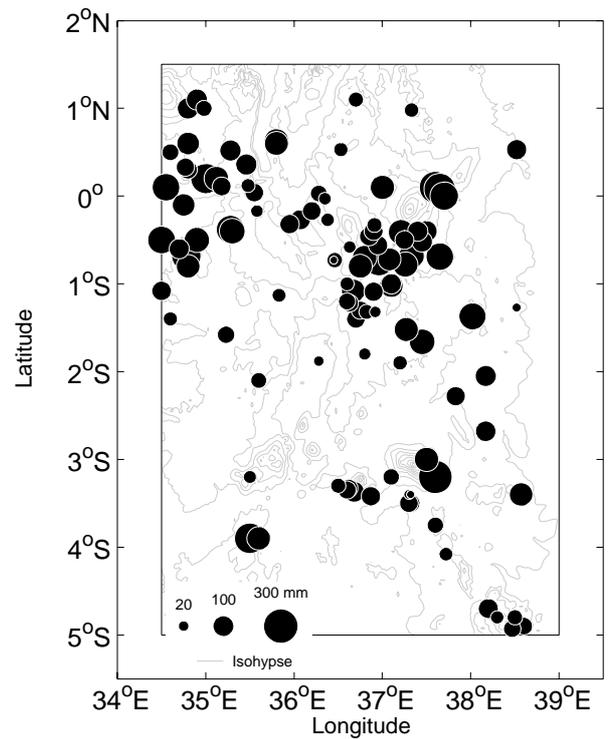


Figure 105 : Précipitations moyennes et pour une sélection d'années en octobre dans la région « Rift oriental »

Seules les 111 stations de l'étude interannuelle sont représentées concernant les normales de précipitations. Équidistance des isohypses : 500 m

Suivant les années, les autres prédicteurs sont ou non significativement corrélés avec les autres prédicteurs, le troisième présentant le nombre d'années le plus faible (un sur quatre). Sur les vingt-cinq mois d'octobre, le modèle de répartition donné par le modèle $MSTA\tilde{m}_{10}$ peut être jugé très pertinent ($R^2 > 37\%$) une année sur deux.

Cela démontre que les précipitations sont, en partie, conditionnées par la position en versants de crêtes ayant une exposition au sud-est. Mais le poids de cet effet varie dans le temps, agissant comme un multiplicateur du champ moyen. Au-delà de ce coefficient multiplicateur, le champ moyen est, pour certaines années, perturbé, faisant chuter le pouvoir explicatif du modèle $MSTAm_{10}a_j$. Dans d'autres cas, ce modèle est même inefficace dans la modélisation de la répartition spatiale.

L'examen des autres mois montre que, d'un côté, les mois d'avril, mai et décembre sont proches du mois de mars en termes de performance du modèle (**Figure 101**). De l'autre côté, le mois de novembre est le plus proche du mois d'octobre. Une étude des coefficients de régression et des corrélations partielles pour ces mois (non-montrée) est faite dans afin de comprendre les bonnes et mauvaises performances des modèles.

En avril et décembre, les coefficients de régression associés aux différents prédicteurs sont indépendants de la précipitation moyenne régionale, décrite par l'IRP mensuel. Les mauvaises performances sont principalement liées à une faible représentativité des modèles $MSTA\tilde{m}_{04}$ et $MSTA\tilde{m}_{12}$ dans la distribution spatiale des précipitations en années réelles. Pendant ces deux mois, les descripteurs du relief structurant les précipitations sont différents d'une année à l'autre. Comme en mars, et selon la seconde hypothèse (section 7.2.2), les modèles établis sur les normales ne sont alors qu'un compromis entre plusieurs types de configurations spatiales, regroupant chacun plusieurs années. Une hypothèse alternative peut être aussi émise : à chaque année correspond un effet structurant unique du relief, que le modèle basé sur les normales ne peut reproduire. Selon la première hypothèse (section 7.2.2), en cas de représentativité, le schéma moyen est alors perturbé, soit par un effet structurant secondaire, soit « bruité » par des précipitations d'échelle locale.

En mai et novembre, un coefficient multiplicateur apparaît, comme celui décrit pour le mois d'octobre. S'il n'est pas prépondérant en mai, il pourrait tout de même expliquer la (très) légère augmentation des performances du modèle. Le mois de novembre se rapproche davantage d'octobre. Il fait ressortir le premier prédicteur et de manière plus estompée les autres, comme étant un facteur majorant/péjorant le champ moyen. Toutefois, ceci ne

concerne qu'un tiers des années étudiées. Les autres années se retrouvent dans la même situation que les autres mois, laissant apparaître soit d'autres types de structuration spatiale, soit une répartition conforme au champ moyen mais plus bruitée.

7.3 « Vaal – Orange » : variabilité interannuelle (1970-1999) des performances des modèles moyens « MSTA »

Comme dans la section précédente, l'aptitude des modèles à reproduire, d'une année sur l'autre, les configurations spatiales de précipitations est testée (7.3.1), puis illustrée par deux mois pour lesquels l'aptitude est faible (mois de mars, 7.3.2) et plus élevée (mois d'octobre, 7.3.3).

7.3.1 Aptitude des modèles moyens à rendre compte des configurations mensuelles pour chacune des années

La même méthodologie que celle utilisée dans la région « Rift oriental » est appliquée à la région « Vaal – Orange ». Les modèles mensuels $MSTA_{i,j}$ sont appliqués, pour chaque année de la période 1970-1999, au mois concerné. On obtient ainsi les modèles $MSTA_{i,a_j}$, dont les performances sont illustrées par le coefficient de détermination (**Figure 106**).

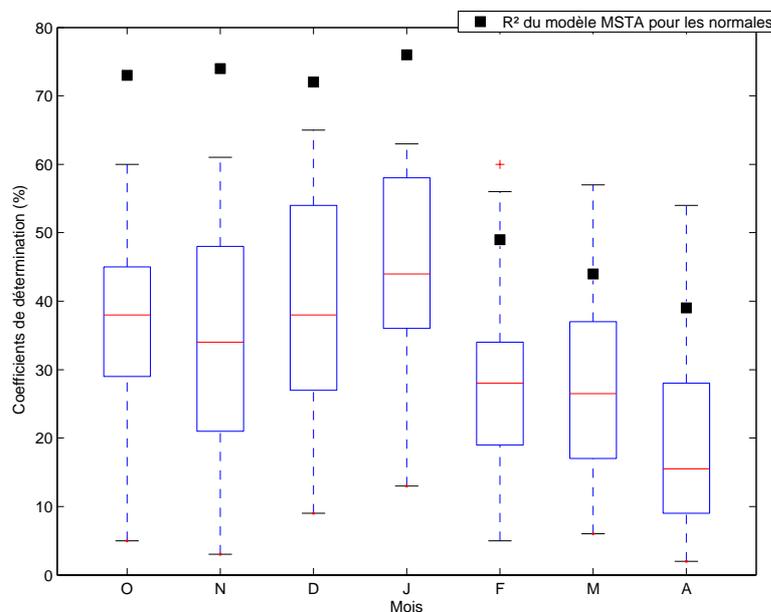


Figure 106 : Idem Figure 101 dans la région « Vaal – Orange »

Deux sous-périodes ressortent de l'analyse des performances des différents modèles « MSTA ». La première couvre les mois d'octobre à janvier. Pendant ces quatre mois, les

performances des modèles $MSTA_{i,a_j}$ sont largement inférieures à celles des modèles $MSTA_{\tilde{m}_j}$, allant jusqu'à trente points de différence entre les deux, au désavantage des modèles $MSTA_{i,a_j}$. La seconde période couvre les mois de février à mars, pour lesquels les performances des modèles $MSTA_{i,a_j}$ et $MSTA_{\tilde{m}_j}$ sont en baisse. Concernant les champs moyens, cette baisse de performance peut s'expliquer par une organisation spatiale des précipitations plus aléatoire, liée à une subsidence qui se relâche au sud-ouest, en liaison avec l'éloignement de l'anticyclone de Sainte-Hélène des côtes africaines, intervenant entre septembre et mars.

En conséquence, deux questions sont suscitées par les résultats présentés sur la **Figure 106**. Pendant la première période, à quoi est liée la différence entre les performances dans les champs moyens et dans les années réelles ? La perte de performance de la seconde période a-t-elle les mêmes origines en année réelle qu'en année moyenne ?

7.3.2 Un exemple de forte détérioration des performances du modèle moyen « MSTA » en variabilité interannuelle : les mois de novembre (1970-1999)

Parmi les quatre premiers mois, le modèle $MSTA_{\tilde{m}_{11}}$ de novembre a les plus faibles performances (**Figure 106**). Comme en Afrique de l'Est, la performance du modèle n'est pas liée aux quantités précipitées (**Figure 107a et f**).

Excepté quelques rares années (1977, 1992 ou 1995 par exemple), les deux derniers prédicteurs n'ont qu'un faible poids dans la structuration des précipitations (**Figure 107d et e**), la valeur des coefficients de régression restant souvent proche de 0. Ce sont les deux premiers prédicteurs (longitude et latitude, respectivement **Figure 107b et c**) qui ont le plus de poids dans la structuration des précipitations.

Mais le gradient sud-ouest/nord-est (**Figure 108a**) n'est pas toujours le plus structurant, comme illustré par l'année 1983 (**Figure 108b**) pendant laquelle une certaine homogénéité apparaît dans la répartition spatiale des précipitations. Ces années-là, le contrôle de la longitude se relâche car les systèmes pluviogènes sont passés plus à l'ouest, d'où cette homogénéité. Dans cet exemple, la zone composée des Korannaberg, Langeberge, Asbesberge et Kuruman Hills (centre de la région) présente des précipitations plus importantes que dans le champ moyen.

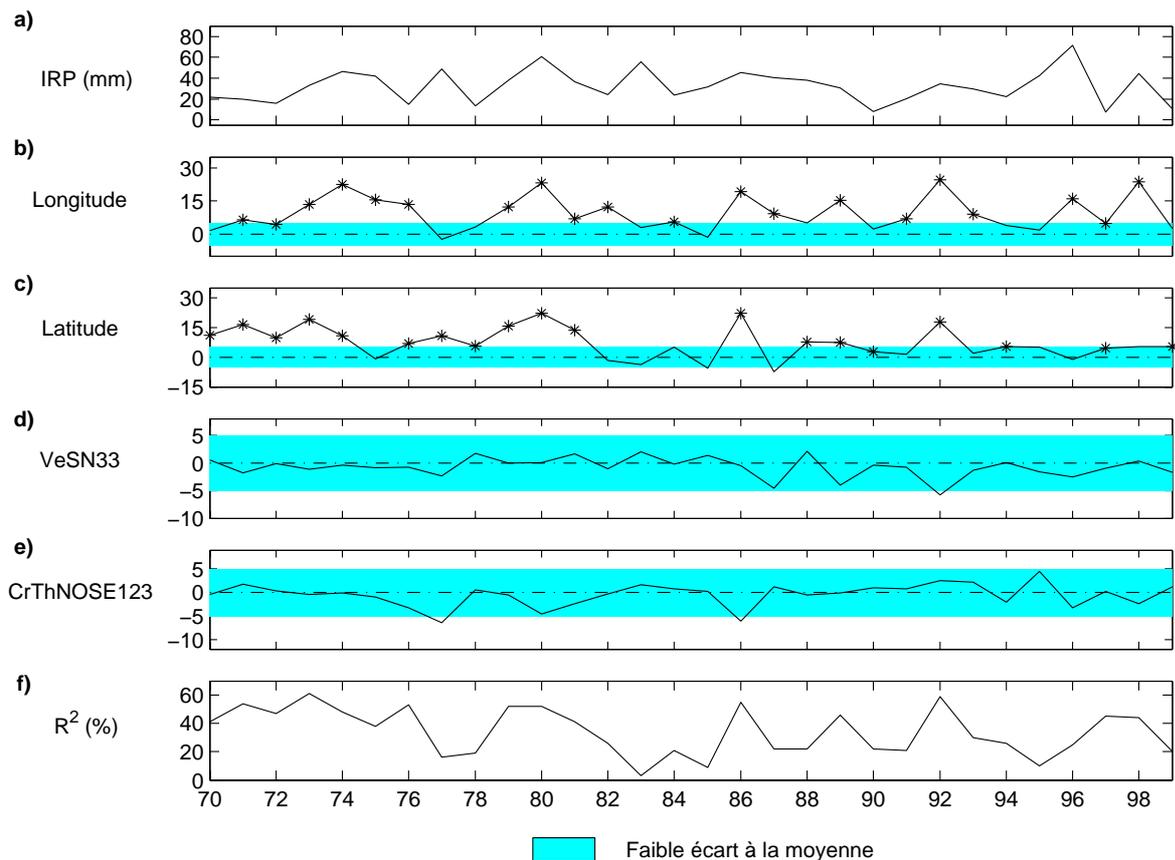


Figure 107 : Idem Figure 102, pour le mois de novembre dans la région « Vaal – Orange ».

Comme en Afrique de l'Est, on peut aussi émettre l'hypothèse que la baisse de performance du modèle $MSTA_{m_{11}a_j}$ par rapport au modèle $MSTA_{\tilde{m}_{11}}$ peut être liée à des événements pluvieux convectifs à répartition aléatoire. L'année 1999 est un autre exemple de performance faible ($R^2 < 20\%$) associée à un champ pluviométrique « bruité » (Figure 108c). À l'échelle de la région, les stations du nord-est sont les plus arrosées (dans un contexte relativement sec, voir l'IRP en Figure 107). On constate aussi que, localement (dans la vallée du Vaal par exemple), certaines stations ont une pluviométrie plus importante (supérieure à 100 mm), sans doute due à des événements pluvieux locaux.

En dehors de la variabilité temporelle, les troisième et quatrième prédicteurs des modèles $MSTA_{m_{11}a_j}$ présentent des changements de signe. Il y a donc une instabilité de la relation entre ces prédicteurs et les précipitations. Certaines années, ces prédicteurs ont ainsi des signes opposés à ceux du modèle $MSTA_{\tilde{m}_{11}}$. Il est alors probable que de meilleurs descripteurs de la distribution spatiale existent, autres que les deux utilisés ici.

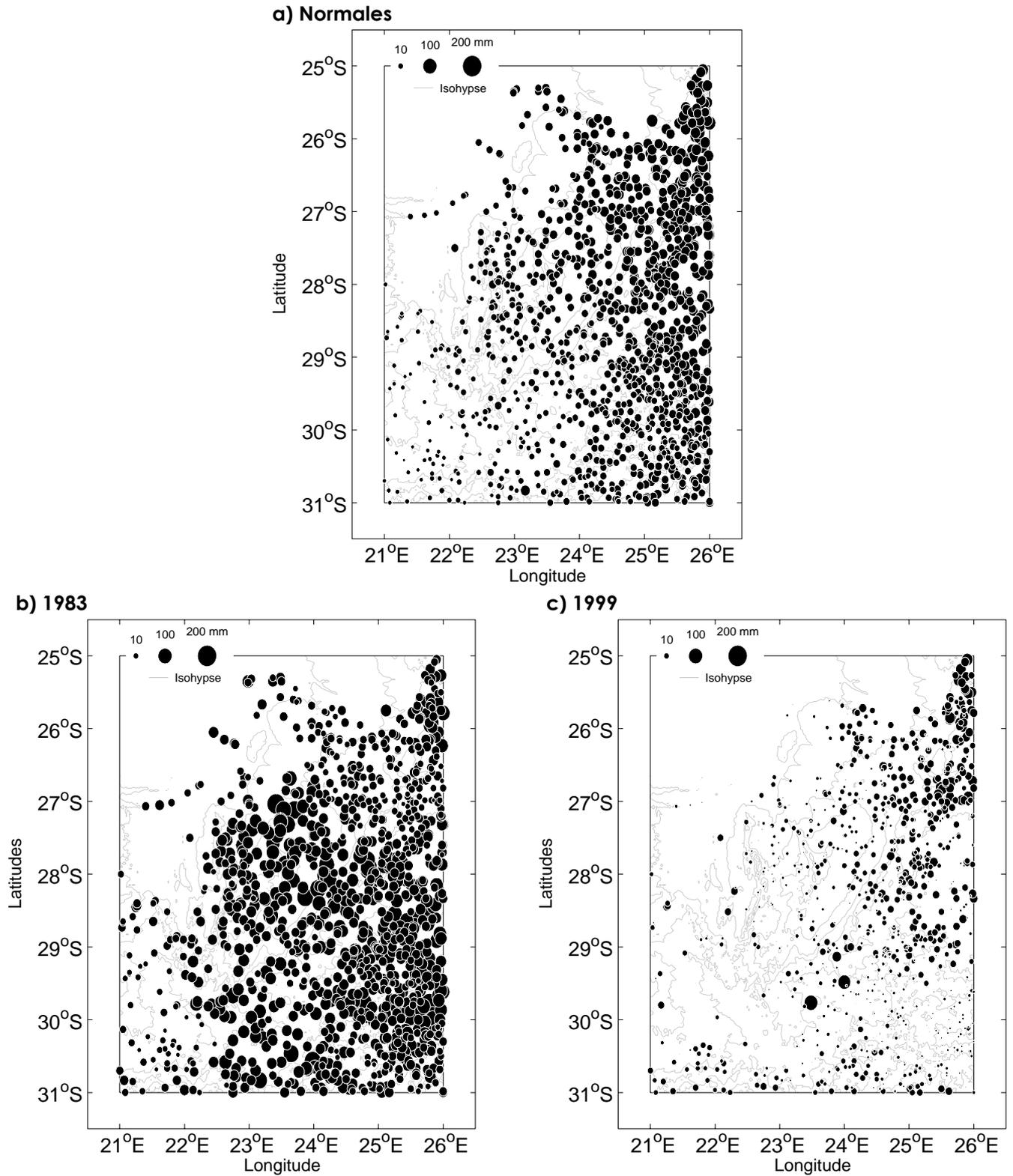


Figure 108 : Précipitations moyennes et pour une sélection d'années en novembre dans la région « Vaal – Orange »

Équidistance des isohypses : 500 m

Concernant les autres années, les moins performantes, le gradient disparaît au profit d'une organisation plus homogène des précipitations, sans que le relief, ou du moins ses composantes décrites par les prédicteurs sélectionnés, n'intervienne plus.

7.3.3 Un exemple de faibles performances du modèle moyen « MSTA » en variabilité interannuelle : les mois d'avril (1970-1999)

Contrairement à la première partie de saison, quelques années de la seconde période (février-avril) présentent un modèle $MSTA_{m_i a_j}$ plus performant que le modèle $MSTA_{\tilde{m}_i}$ (**Figure 106**). Mais leur nombre reste limité et les performances restent inférieures, en année réelle et pour le champ moyen, à celles d'octobre à janvier. Dans cette seconde période, le mois d'avril présente les performances les plus faibles, sur le champ moyen, ainsi qu'en année réelle. Pour le champ moyen, l'explication probable était celle d'un forçage plus intense du relief (par l'altitude moyenne notamment) sur la distribution spatiale des précipitations. Quelle est l'évolution temporelle de ce forçage ? Les faibles performances sont-elles liées à des modulations locales du champ moyen ou à un forçage différent ?

En avril, de nouveau, la performance du modèle $MSTA_{m_{04} a_j}$ (**Figure 109f**) n'est pas liée aux quantités précipitées dans la région « Vaal – Orange » (**Figure 109a**) par rapport à novembre (**Figure 107**). L'effet du gradient sud-ouest/nord-ouest est affaibli (**Figure 109b et c**), sauf pour quelques années (1978, 1996, 1997). Et le poids du relief est plus important qu'en novembre (**Figure 107**), avec des coefficients de régression plus élevés (**Figure 109d et e**), principalement ceux de l'altitude moyenne de large échelle. C'est le cas, par exemple, en 1975, 1983 ou 1984. De manière générale, la relation entre les précipitations en année réelle et les descripteurs du relief est plus stable (peu d'inversion de signe). Le contrôle moins fort exercé par le gradient horizontal de large échelle explique que le modèle $MSTA_{m_{04} a_j}$ est globalement peu performant (**Figure 109f**).

En 1975, le modèle $MSTA_{m_{04} a_{1975}}$ est parmi les plus performants de la période, avec un R^2 supérieur à celui obtenu par le modèle $MSTA_{\tilde{m}_{04}}$. La distribution spatiale des précipitations (**Figure 110b**) fait ressortir l'effet du gradient sud-ouest/nord-est présent dans les normales mensuelles (**Figure 110a**). Ce gradient est toutefois complété par un effet du relief, notamment de l'altitude moyenne, ce qui se traduit ici par des précipitations plus importantes aussi dans le centre de la région « Vaal – Orange », dans laquelle se situent des reliefs comme les Langeberge ou les Kuruman Hills.

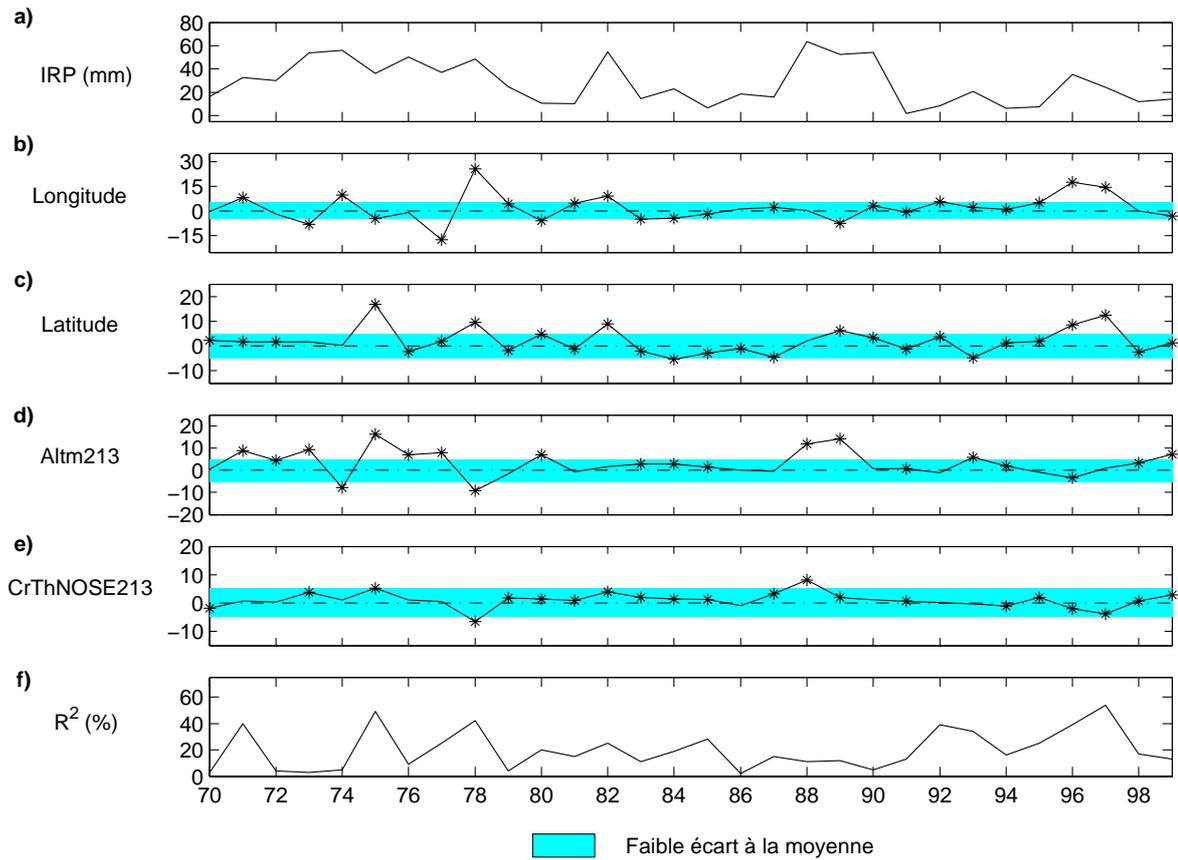


Figure 109 : Idem Figure 102 pour le mois d'avril dans la région « Vaal – Orange ».

Pour d'autres années, au contraire, comme en 1983 (Figure 110c), le gradient longitude/latitude n'est pas le meilleur schéma structurant. Cette année-là, le relief semble jouer un rôle structurant plus important. Les stations localisées sur ou à proximité de crêtes, comme les Langeberge (centre de la région « Vaal – Orange »), sont favorisées.

Le gradient horizontal sud-ouest/nord-est exerce un contrôle important sur la distribution spatiale des précipitations. Mais ce contrôle n'a pas la même efficacité en début de saison des pluies (d'octobre à janvier) qu'en fin (de février à avril). En avril, le poids du gradient sur la distribution spatiale des précipitations est affaibli, 60 % des années présentant un R^2 inférieur à 20 %. Il apparaît qu'entre février et avril, ce gradient est fortement perturbé par la présence du relief qui exerce un contrôle relativement plus important certaines années.

De même, certaines années, l'effet du relief sur la distribution spatiale des précipitations n'est pas le même que celui décrit par les modèles $MSTA_{i,j}$. Ces années-là, les performances sont affaiblies. D'autres années, le gradient horizontal de précipitations peut aussi être « bruité » par l'existence d'événements pluvieux convectifs à répartition aléatoire. Le résultat est de nouveau une baisse de performances des modèles $MSTA_{i,j}$.

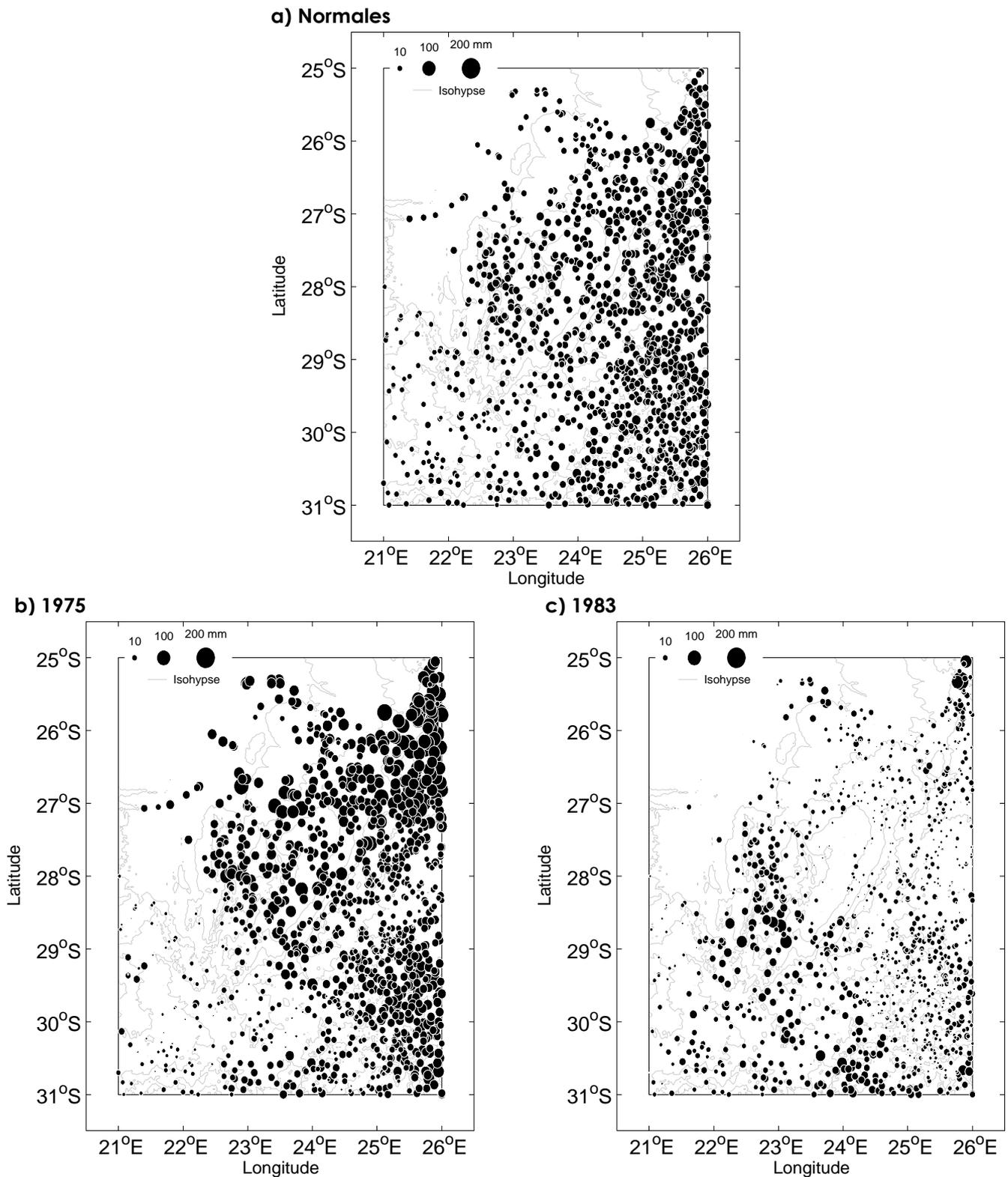


Figure 110 : Précipitations moyennes et pour une sélection d'années en avril dans la région « Vaal – Orange »

Équidistance des isohypses : 150 m

Nous pouvons aussi noter que certaines années, par exemple en novembre et surtout en avril (**Figure 110b**), le gradient horizontal change de sens, se traduisant par des précipitations plus (moins) importantes dans le sud/sud-ouest (nord-est) de la région « Vaal

– Orange ». Ce changement est lié à la position en longitude des thalwegs à l'interface des zones tempérées et tropicales. Une position trop orientale induit des précipitations plus importantes dans l'ouest de la région que dans l'est.

Aussi bien dans la région « Rift oriental » que dans la région « Vaal – Orange », deux périodes ou sous-périodes sont identifiables dans la performance en interannuel du modèle « MSTA ». Dans la région « Rift oriental », au cours de la GSP et en fin de PSP, les performances du modèle « MSTA » en interannuel sont moins importantes qu'en situation moyenne. Ceci peut s'expliquer de deux manières : une structuration spatiale des pluies différente du schéma moyen ou une situation moyenne très bruitée. Par contre, en début de PSP, la situation moyenne se retrouve fréquemment en interannuel, avec des performances parfois fortes. Dans la région « Vaal – Orange », un certain relâchement du gradient de précipitations entre, d'un côté, le début et le cœur de la saison des pluies, et, de l'autre, la fin de la saison des pluies, apparaît, expliquant en partie la diminution de performances constatée entre les deux sous-périodes. Mais, sur ces deux sous-périodes, les performances en interannuel sont souvent proches de celles en situation moyenne. Ceci peut s'expliquer par un effet du relief différent de celui décrit par le modèle « MSTA ». À noter aussi que certains mois, les performances sont plus importantes, en interannuel, pour la région « Rift oriental » que pour la région « Vaal – Orange ».

Dans ce chapitre, le rôle du relief n'est abordé qu'en fonction des éléments géographiques et du relief précédemment identifiés pour les champs moyens. Or, certaines années, il est parfaitement envisageable que d'autres éléments structurants agissent sur la répartition spatiale des précipitations. Est-il possible d'identifier ces autres effets structurants à l'aide des descripteurs géographiques et du relief déjà définis ?

Chapitre 8 : Étude du forçage des champs de précipitations par le relief et de sa variabilité interannuelle

Pour lier de manière plus synthétique les pluies dans leurs variations interannuelles et le relief, exprimés par différents descripteurs, une méthodologie plus complexe nécessite d'être développée. Il s'agit, d'une part, de se concentrer sur les structures spatiales des anomalies de précipitations (alors qu'en sections 7.2 et 7.3 étaient considérés les champs bruts de chaque année). D'autre part, il s'agit d'identifier des structures spatiales récurrentes (soient des modes de variabilité) de chaque champ d'anomalies et d'examiner les liens qu'elles entretiennent avec le relief. On tentera plus particulièrement de savoir s'il existe des modes de variabilité des pluies forcés par le relief.

Dans un premier temps (section 8.1), une méthodologie nouvelle (dans son application) est introduite et définie : l'analyse canonique des corrélations. Dans un second temps (section 8.2), cette méthodologie est mise en œuvre dans les régions « Rift oriental » et « Vaal – Orange » et les principaux modes liant relief et anomalies interannuelles de précipitations. Enfin (section 8.3), les relations entre les modes précédemment retenus et la dynamique atmosphérique, d'une part, et les températures de surface océanique, d'autre part, sont présentées.

Au delà de l'influence du relief, cette partie vise aussi à mettre en avant des liens éventuels avec la circulation atmosphérique de large échelle, comme le système de mousson de l'océan Indien pour l'Afrique de l'Est et les hautes pressions au-dessus de l'océan Atlantique pour l'Afrique du Sud. Les liens avec les températures de surface océaniques seront également envisagés.

8.1 Données et méthodes

Dans un premier temps, l'analyse des corrélations canoniques est définie, ainsi que son apport, dans le cadre d'une mise en relation du relief et des anomalies interannuelles de

précipitations. Dans un second temps, un test de la significativité des corrélations entre modes de l'ACC d'un côté, dynamique atmosphérique et températures océaniques de surface de l'autre, est présenté.

8.1.1 Mise en évidence des modes forcés de variabilité des précipitations : apport de l'analyse des corrélations canoniques

L'utilisation de l'Analyse des Corrélations Canoniques ou ACC (Hotelling, 1936) vise à comparer les répartitions spatiales des anomalies de précipitations des a années (donc a champs décrits par s stations) avec la répartition spatiale des k descripteurs topographiques (k champs) en chacun des s points. L'ACC sert à détecter des modes « couplés » permettant de décrire la plus large part possible de variance (i.e. d'information) des corrélations croisées entre deux matrices A et B. Cette méthode est habituellement utilisée, en climatologie, lorsqu'il s'agit de décrire les covariations dans le temps de deux champs climatiques, comme les hauteurs du géopotential (Glahn, 1968), les pressions de surface (Nicholls, 1987) ou les températures de surfaces (Barnett et Preisendorfer, 1987). Dans notre cas, l'utilisation de l'ACC doit nous permettre de détecter des variations mensuelles simultanées, non plus dans le temps, mais dans l'espace. Autrement dit, il s'agit de détecter des configurations spatiales récurrentes dans la variabilité interannuelle des précipitations, associées à des configurations spatiales de la topographie.

Pour chaque mois (mars à mai et octobre à décembre dans la région « Rift oriental, octobre à avril dans la région « Vaal – Orange »), nous avons donc, d'une part, les champs de précipitations (A) et, de l'autre, les descripteurs de la topographie (B), qui subissent des modifications préalables : suppression du cycle annuel et du signal régional dans les précipitations, filtrage du « bruit » contenu dans les matrices de précipitations et de descripteurs topographiques.

Première étape : puisque les variabilités interannuelles sont étudiées, le cycle annuel des s séries de précipitations est enlevé grâce à une standardisation dans le temps (moyennes et écarts-types mensuels calculés sur les a années pour chaque station).

Deuxième étape : comme il s'agit de souligner les variations spatiales et leurs relations avec les contrastes topographiques, une seconde standardisation, dans l'espace cette fois-ci, est effectuée afin d'enlever le signal climatique régional (IRP). Cette seconde standardisation donne le même poids à chaque mois de chaque année.

Troisième étape : la matrice finale de précipitations est donc composée, en observations, des stations et en variables, des années. Par le fait, dans la région « Rift oriental », la matrice de précipitations standardisées est composée des 111 stations en observations et des 25 années en variables et, dans la région « Vaal – Orange », la matrice est composée des 1.160 stations en observations et 30 années en variables.

Quatrième étape : les matrices de précipitations et de descripteurs topographiques sont singulières. Cela signifie qu'il existe une dépendance linéaire entre certaines observations et/ou certaines variables (Bretherton *et al.*, 1992). Cette dépendance affecte les résultats de la décomposition en modes. Afin de remédier à ce problème, les matrices sont préalablement filtrées, en accord avec la méthode proposée par Barnett et Preisendorfer (Barnett et Preisendorfer, 1987), par une Analyse en Composantes Principales (ACP). Un travail sur des champs pluviométriques bruités peut entraîner une dilution des signaux. L'utilisation de modes indépendants permet de réduire la variance des champs. Ne sont donc conservés que les modes décrivant les configurations spatiales les plus représentées dans les champs d'anomalies de précipitations et dans la topographie. Après différents tests, 80 % de la variance totale des champs de précipitations et de la topographie sont conservés, que ce soit dans la région « Rift oriental » ou dans la région « Vaal – Orange ».

Cinquième étape : les modes canoniques sont finalement calculés. Habituellement, les modes canoniques sont appelés modes couplés, ce qui implique des effets réciproques d'un champ sur l'autre. Dans notre cas, cette réciprocity n'est pas vraie, car seule la topographie force la pluviométrie. Nous privilégierons le terme de mode forcé pour désigner un mode canonique. Chaque mode forcé issu de l'ACC est décrit par trois types d'information :

- la configuration spatiale : elle est décrite par le mode ACC (dans les figures qui suivent, graphique de droite, **c**). Elle montre les stations qui contrastent le plus par rapport aux autres en termes de topographie et d'anomalies de précipitations. Cette configuration peut être considérée comme la carte de « meilleure association » pluie/relief, puisqu'elle décrit une distribution spatiale récurrente des anomalies de précipitation associée à une organisation spatiale typique de la topographie,
- les corrélations entre la carte du mode ACC et les cartes mensuelles d'anomalies de précipitations, année par année (graphique de gauche, en haut, **a**). Cette série temporelle est la projection dans le temps du mode, avec une valeur par mois et année. Les fortes valeurs positives montrent les mois présentant une distribution

spatiale des anomalies de précipitations proche de celle représentée sur la carte de droite. Les mois ayant une distribution spatiale des anomalies opposée sont signalés par de fortes valeurs négatives. Dans la suite de ce travail, la série temporelle sera considérée comme un « indice de similitude » entre les champs d'anomalies et les modes ACC,

- les corrélations entre la carte du mode ACC considéré et les cartes des descripteurs topographiques (graphique de gauche, en bas, b). Ces corrélations indiquent le poids respectif des descripteurs dans la définition du mode (la configuration topographique typique).

8.1.2 Replacer les relations relief/précipitations dans un cadre supra-régional : les données de dynamique atmosphérique et les températures de surface océanique

Les données utilisées dans ce chapitre sont de deux types. Tout d'abord, la dynamique atmosphérique est analysée à partir de trois variables : les composantes zonale et méridienne du vent, ainsi que la hauteur du géopotential (topographie des niveaux isobariques). Le choix de ces variables correspond à la volonté de décrire de façon synthétique la circulation atmosphérique. Ces données sont des réanalyses, les NCEP/NCAR Reanalysis 1 (Kalnay *et al.*, 1996), pour les niveaux de pression allant de 1.000 hPa (surface) à 200 hPa (haute troposphère). Le choix de ces données est notamment lié à la période étudiée dans la région « Rift oriental », s'étendant de 1961 à 1985.

L'indice régional de vent défini dans le premier chapitre est de nouveau utilisé ici. Dans cette partie, les composantes horizontales du vent sont utilisées : la composante zonale (UAE et UAS, respectivement en Afrique de l'Est et en Afrique du Sud), ainsi que la composante méridienne (VAE et VAS). La définition de tels indices est importante, car ils permettent de synthétiser la direction et l'intensité des vents au-dessus des deux régions, notamment en surface et dans la couche limite. Or, ces deux paramètres sont déterminants vis-à-vis de l'effet du relief sur la distribution spatiale et l'abondance des précipitations, en modulant notamment la localisation et l'intensité des ascendances orographiques, en interagissant par exemple avec les brises de pentes.

Les températures de surface océanique (TSO) du Hadley Centre (HadSST, Rayner *et al.*, 2003) constituent le second jeu de données utilisées dans ce chapitre. Ces données ont une résolution horizontale de $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ et sont constituées de mesures in situ corrigées et de

données estimées, dérivées de l'imagerie satellitale (depuis le début des années 1980). Une partie des précipitations en Afrique de l'Est est liée aux températures de l'océan Indien, notamment au cours de la PSP. En Afrique du Sud, les précipitations sont, en partie, liées à un « dipôle tropical » dans les océans Atlantique et Indien. On peut donc se demander si les TSO ont un impact sur les modes forcés qui seront identifiés.

8.1.3 Tester la significativité des relations entre d'un côté les modes forcés et de l'autre la dynamique atmosphérique et les températures de surface océanique

Dans cette partie, des relations entre différentes variables (modes ACC, champs de vent, indice régional de vent, températures de surface océanique...) sont mises en évidence grâce au calcul de coefficients de corrélation. Fondamentalement, les valeurs de corrélation sont comparées à une valeur théorique basé sur un degré de liberté (**ddl**) qui indique le nombre de valeurs indépendantes au sein d'une série. Mais cette valeur ne tient pas compte de l'organisation interne réelle des séries, notamment des redondances (Fontaine, 1990). Il convient donc de calculer le degré de liberté réel, tenant compte du nombre réel de valeurs statistiquement indépendantes et permettant de déterminer la valeur théorique de corrélation.

Soient X et Y deux séries de longueur N dont on cherche à valider la relation. Pour chaque série, l'autocorrélation de rang 1 (décalage d'un pas de temps t) est calculé (**Équation 8.1**) : la valeur à $i+1$ est-elle dépendante de la valeur à i ?

$$r_{(k)} = \frac{\frac{1}{n-k} \sum_{i=1}^{n-k} (x_i - \bar{x})(x_{i+k} - \bar{x})}{\sigma_x} \quad (8.1)$$

Avec :

n le nombre d'individus,

k le décalage dans le temps,

x_i la valeur au temps i ,

x_{i+1} la valeur au temps $i+1$,

\bar{x} et σ_x la moyenne et l'écart-type de la série.

À partir de l'autocorrélation de rang 1, le degré de liberté de chaque série (nombre réel de valeurs statistiquement indépendantes) est estimé d'après l'**Équation 8.2** (adaptée de Sneyers, 1975).

$$ddl_x = (n - 2) \frac{1 - r_{(k)}}{1 + r_{(k)}} \quad (8.2)$$

Avec :

n le nombre d'individus de la série,

$r_{(k)}$ le coefficient d'autocorrélation de la série.

Le degré de liberté de chaque série étant calculé, une moyenne géométrique des ddl_x est calculée (Équation 8.3), donnant le degré de liberté à utiliser dans un test de significativité.

$$\overline{ddl} = \sqrt[n]{\prod_{i=1}^p ddl_i} \quad (8.3)$$

Avec :

ddl_i le degré de liberté associé à chaque série,

p le nombre de séries corrélées (dans notre cas, $p=2$).

Plus les séries présenteront de fortes structurations internes et plus le seuil de validité de la relation entre ces séries sera restrictif. Il existe de meilleurs estimateurs du nombre de valeurs indépendantes, tenant compte notamment de l'ensemble des autocorrélations (du rang 1 au rang $n-1$, Der Mégréditchian, 1979). Mais nous considérons que le calcul du degré de liberté présenté ici est suffisant. Donc, par la suite, les valeurs significatives présentées tiennent compte des indépendances statistiques réelles dans la fixation des valeurs théoriques de corrélation.

8.2 Présentation des principaux modes forcés dans les régions « Rift oriental » et « Vaal – Orange »

L'ACC a été appliquée sur les deux régions étudiées, « Rift oriental » et « Vaal – Orange », à chacun des mois des périodes mars-mai et octobre-décembre dans la première région, et pour la période octobre-avril pour la seconde. Les pourcentages de variance expliquée par les différents modes sont faibles (au maximum 15 % pour le relief et 15 % pour les anomalies de précipitations) : ceci montre que le relief a un faible impact sur la répartition spatiale des anomalies de précipitations. Ne sont présentés ici que les modes forcés répondant à deux critères : le pourcentage de variance (mais parfois toujours faible) et l'interprétabilité des structures obtenues.

Dans cette partie, seul le premier mode ACC des mois de mai, octobre et décembre pour la région « Rift oriental » sont présentés, car répondant aux critères cités. Leur choix est lié,

d'une part, à la qualité de synthèse des relations entre les pluies et le relief, d'autre part, aux relations physiquement explicables avec l'atmosphère et les TSO. Les autres mois montrent des structures d'association précipitations/relief moins fortes ou moins interprétables. Dans la région « Vaal – Orange », seul le premier mode du mois de janvier est présenté, pour les mêmes raisons que celles évoquées précédemment. Les structures obtenues les autres mois ne sont pas interprétables ou différemment interprétables.

8.2.1 « Rift oriental », mois de mai : contraste entre les basses terres et les hautes terres (premier mode forcé)

Le premier mode ACC du mois de mai (**Figure 111b**) montre l'influence de la position géographique ainsi que de l'élévation moyenne et des versants exposés à l'est (coefficients négatifs), principalement aux échelles les plus larges (213 km). L'association de la position géographique et de l'altitude moyenne reflète la juxtaposition, dans la région, de hautes terres au nord-ouest et de plateaux à basse altitude dans le sud-est. Ce premier mode synthétise 14 % de la matrice des descripteurs topographiques. Afin de tester la sensibilité du mode à une éventuelle surface de tendance, la position géographique a été exclue de l'analyse. Sans surface de tendance, le premier mode ACC explique alors 12 % de la matrice des descripteurs, l'élévation moyenne et les versants exposés à l'est demeurant les paramètres du relief les plus structurant. Donc la surface de tendance, représentée par la latitude et la longitude, ne joue qu'un rôle indirect dans la structuration du premier mode ACC du mois de mai.

La configuration spatiale montre, par conséquent, un gradient du nord-ouest vers le sud-est (**Figure 111c**). Les valeurs positives (négatives) correspondent aux zones les plus basses (hautes) du sud-est (nord-est) de la région « Rift oriental » (en considérant la répartition lissée des reliefs), d'où les coefficients négatifs associées aux altitudes moyennes.

La série temporelle (**Figure 111a**) montre que le mode synthétise 10 % de la matrice des anomalies de précipitations (9,5 % en enlevant la position géographique). Elle est un indice de similitude entre la configuration spatiale du mode 1 et les champs d'anomalies de précipitations, pour chaque année. En 1966, par exemple, la valeur de l'indice de similitude est de 0,66 et indique que la distribution spatiale des anomalies de précipitations de cette année était similaire à la configuration du mode. Lors de cette année, les anomalies négatives sont localisées dans la partie nord-ouest de la région, aux altitudes les plus élevées. Les anomalies positives sont, quant à elles, situées dans la partie sud-est, aux

altitudes les plus faibles. Les années ayant un indice négatif présentent une configuration spatiale inverse des anomalies. C'est le cas de l'année 1962 (-0,48) : les valeurs négatives (positives) sont situées au sud-est (nord-ouest).

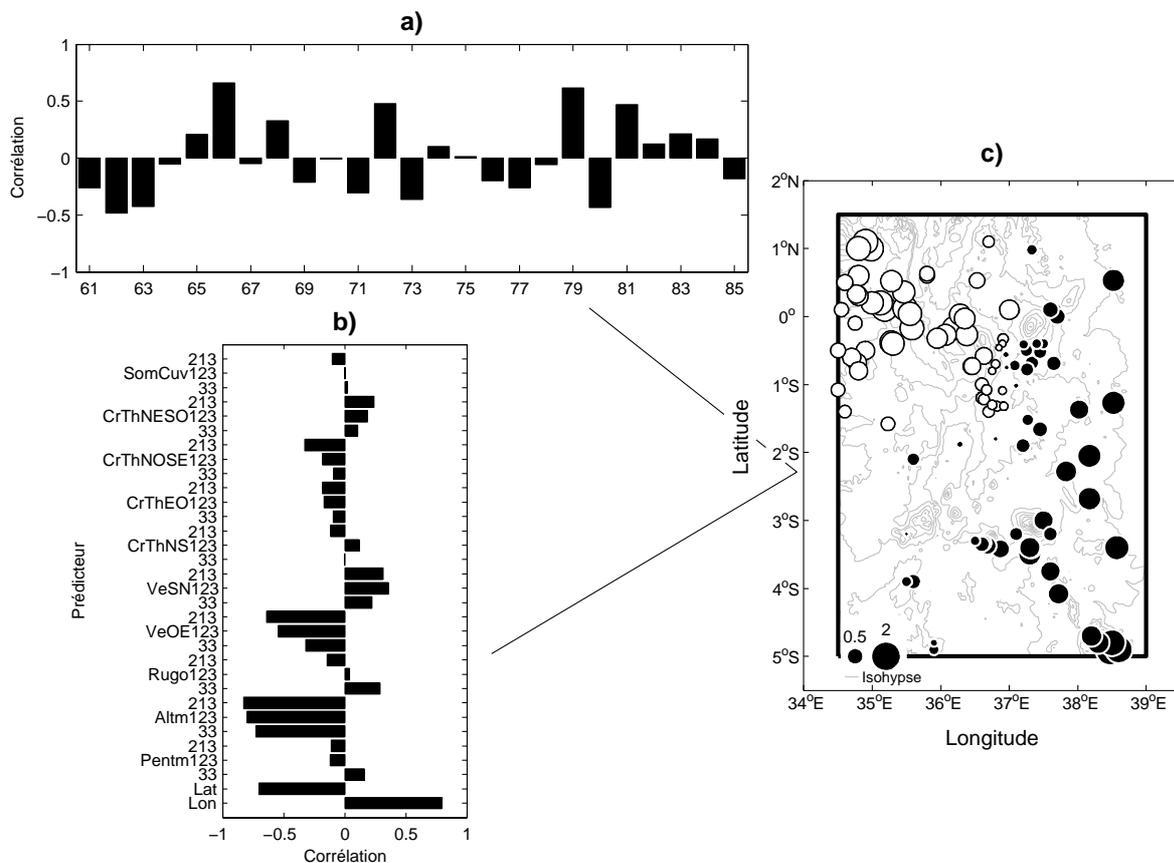


Figure 111 : Premier mode ACC du mois de mai dans la région « Rift oriental »

a) l'indice de similitude, b) la contribution des descripteurs topographiques et c) la distribution spatiale relative à la pluie moyenne et/ou aux descripteurs topographiques ayant la plus forte contribution. Équidistance des isohypses : 500 m

8.2.2 « Rift oriental », mois d'octobre : contraste basses terres / hautes terres et exposition est (premier mode forcé)

Le premier mode ACC du mois d'octobre (**Figure 112b**) présente une influence plus marquée de la longitude, tout en conservant l'opposition entre les hautes et les basses terres. L'altitude moyenne et les versants exposés à l'est, notamment aux échelles les plus larges, restent les descripteurs du relief les plus structurant de ce mode (**Figure 112b**). Ce mode résume 14 % de la matrice topographique. De nouveau, la surface de tendance n'intervient qu'indirectement, puisqu'en enlevant la longitude et la latitude, le premier mode ACC explique 12 % de la variabilité des descripteurs topographiques.

La configuration spatiale montre, par conséquent, le gradient nord-ouest/sud-est (**Figure 112c**). Comme en mai, les valeurs positives (négatives) correspondent aux zones les plus basses (hautes) du sud-est (nord-est) de la région « Rift oriental », d'où les coefficients négatifs associées aux altitudes moyennes. À noter qu'à large échelle apparaît un effet de versant plus net qu'en mai (**Figure 111b**).

La série temporelle (**Figure 112a**) synthétise pratiquement 15 % de la variabilité temporelle des anomalies de précipitations. En 1979, la valeur de l'indice de similitude est de 0,64 et indique que la distribution spatiale des anomalies de précipitations de cette année était similaire à la configuration du mode, avec un déficit au nord-ouest de la région, aux altitudes les plus fortes, et un excédent au sud et à l'est, aux altitudes les plus faibles. Les années ayant un indice négatif présentent une configuration spatiale inverse des anomalies. C'est le cas de l'année 1983 (-0,71) : les valeurs négatives (positives) sont situées au sud-est (nord-ouest).

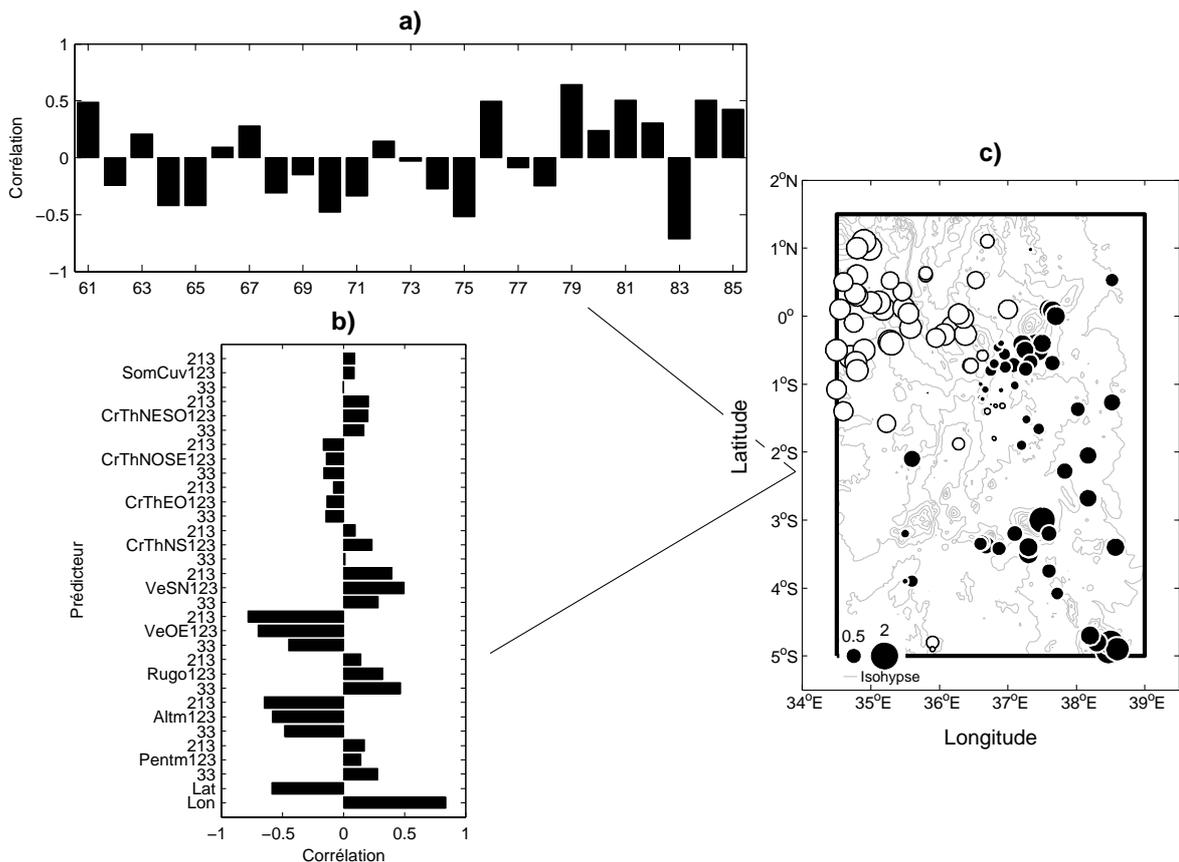


Figure 112 : Idem Figure 111 pour le premier mode ACC d'octobre dans la région « Rift oriental »

8.2.3 « Rift oriental », mois de décembre : contraste d'exposition est/ouest (premier mode forcé)

De nouveau, le premier mode ACC, pour décembre, fait ressortir l'influence de la longitude (**Figure 113b**). Mais, parmi les autres descripteurs, les versants exposés à l'est (coefficients négatifs) sont aussi structurants, surtout aux échelles larges. Il est difficile ici d'estimer le facteur le plus structurant puisque la longitude et les expositions ouest/est sont liées : à large échelle, les expositions ouest (est) sont dominantes dans l'ouest (dans l'est) de la région. L'effet de l'altitude moyenne est plus faible que pendant les mois de mai et octobre. En décembre, les effets d'exposition ont alors une grande importance dans la répartition spatiale des anomalies de précipitations. Ce premier mode résume 14 % de l'information concernant la topographie. Sans l'effet de la surface de tendance (même principe qu'en mai et octobre), il résume 12 % de l'information. Toutefois, comme précisé plus haut, la longitude et les expositions sont fortement liées. Donc, une partie de l'information est commune à la longitude et aux versants, et n'est donc pas enlevée par le retrait de la surface de tendance de l'ACC.

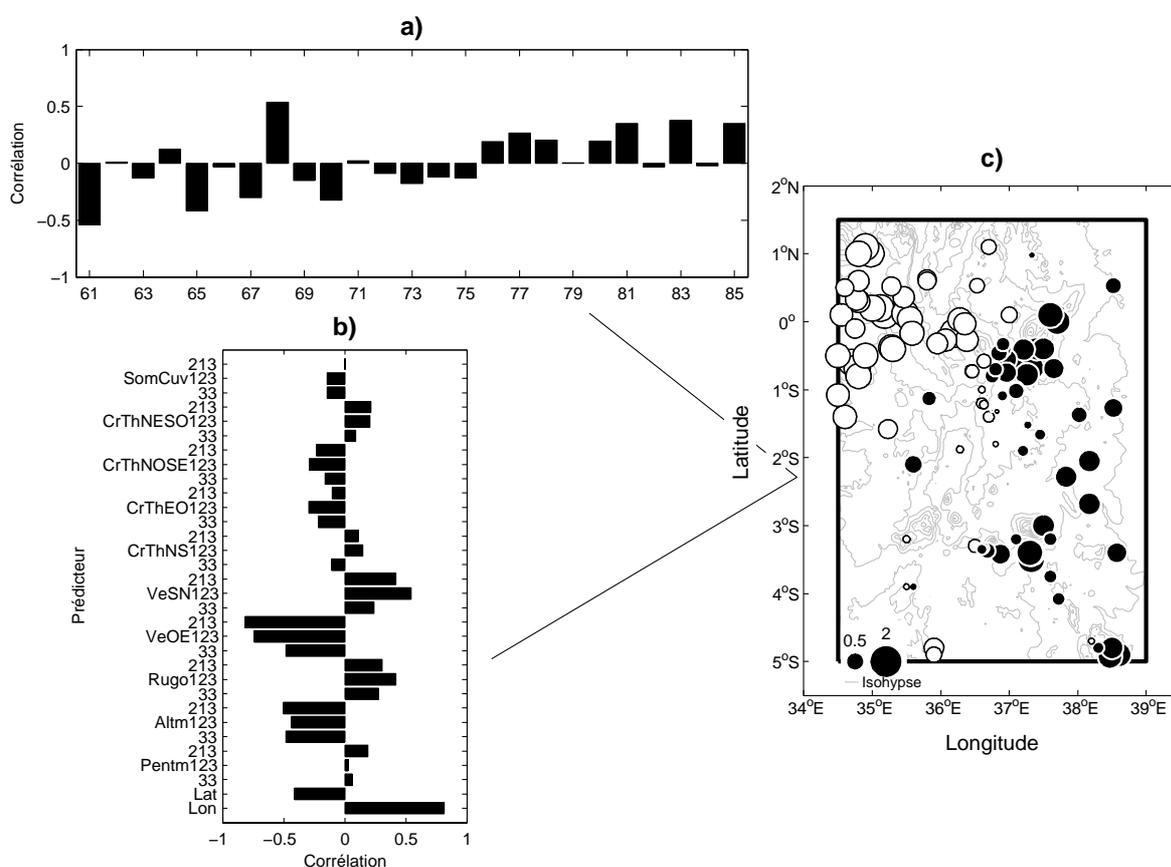


Figure 113 : Idem Figure 111, pour le premier mode ACC de décembre dans la région « Rift oriental »

La configuration spatiale de ce mode présente un gradient zonal (**Figure 113c**), avec des anomalies positives dans l'est de la région (exposition à l'est dominante) et des anomalies négatives dans l'ouest (exposition à l'ouest dominante). L'indice pluviométrique correspondant est moins représentatif que pour les deux mois précédents (**Figure 113a**). Le premier mode ne synthétise en effet que 7 % de la variabilité temporelle des anomalies de précipitations. Il apparaît donc que, pendant ce mois, la configuration spatiale des anomalies est très variable, ce que laissait supposer la **Figure 101** (section 7.2.1), avec les faibles performances du modèle « MSTA ». Ainsi, seules quelques années présentent un contraste marqué entre l'ouest et l'est de la région. On peut citer, par exemple, les années 1968 (avec un indice de similitude de 0,54) et 1961 (indice de similitude de -0,54). Une majorité d'années (principalement au milieu de la période étudiée) a un indice faible qui indique que le contraste est/ouest n'est pas le meilleur schéma structurant, dans les anomalies de pluies et/ou le relief. À noter l'existence d'une tendance significative (à 99 %) sur l'indice de similitude. Entre 1961 et 1985, les pluies ont eu tendance à augmenter (diminuer) dans la partie orientale (occidentale) de la région « Rift oriental ». À partir de 1976, le signe est presque systématiquement positif.

En travaillant à partir de deux indices sous-régionaux des pluies, on peut montrer que le contraste est/ouest dans les anomalies de pluies n'est vrai qu'en début et en fin de période, avec une inversion du signe des anomalies de précipitations. Les stations sont regroupées en deux échantillons : les stations de la zone ouest (36.55°E – 39.00°E, 5.00°S – 1.50°N) et celles de la zone est (34.50°E – 36.50°E, 5.00°S – 1.50°N). Chaque région est caractérisée par une moyenne spatiale des mois de décembre sur les vingt-cinq années de la période étudiée. La différence entre ces moyennes est calculée pour chaque année (**Figure 114**) et est testée par le test t de Student.

Entre 1961 et 1975, les précipitations les plus importantes apparaissent alternativement à l'est et à l'ouest de 36°5. À partir de 1976, les précipitations sont systématiquement plus importantes dans la partie orientale que dans la partie occidentale de la région. Ce résultat concorde avec le comportement de l'indice de similitude du premier mode ACC (**Figure 113a**).

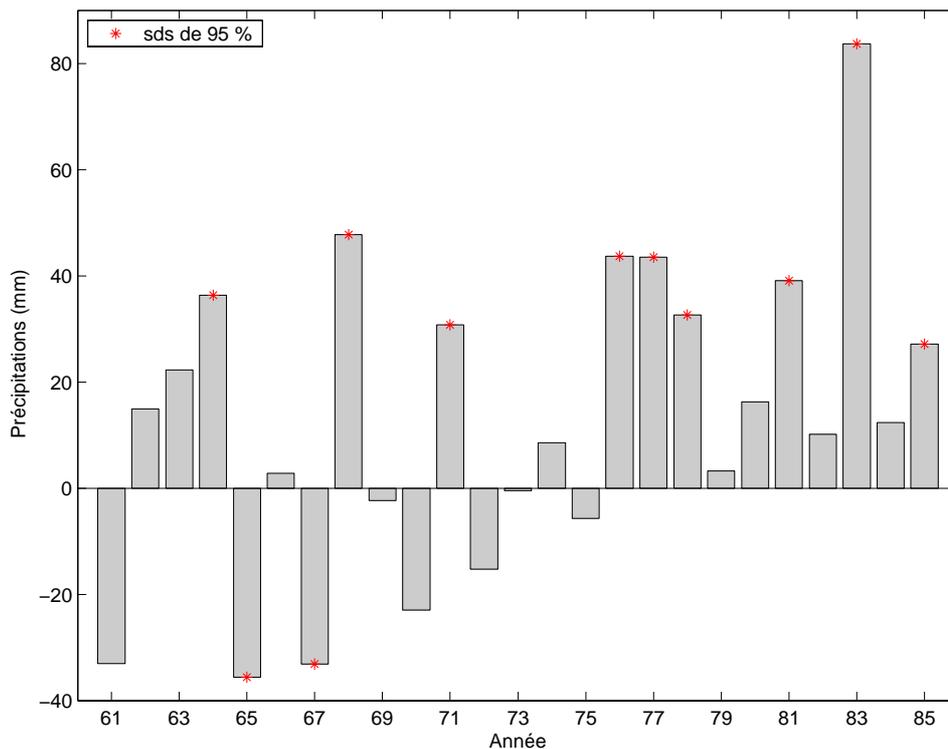


Figure 114 : Différence entre les indices de précipitations à l'est et à l'ouest de 36.5°E, calculés dans la région « Rift oriental », pour le mois de décembre.

Les différences significatives au seuil de 95 % sont signalées par *

8.2.4 « Vaal – Orange », mois de janvier : contraste longitudinal (premier mode forcé)

Le premier mode ACC du mois de janvier dans la région « Vaal – Orange » explique 6,8 % du champ pluviométrique. La carte de ce mode (**Figure 115c**) montre la présence d'un gradient est-ouest dans les anomalies de précipitations. Ce mode est donc logiquement lié à la longitude (**Figure 115b**), mais aussi à l'altitude moyenne et à la rugosité (notamment aux échelles larges). Ce mode montre un renforcement/affaiblissement du gradient zonal en fonction des années, en relation avec une position plus ou moins orientale des TTT (thalwegs à l'interface des domaines tempéré et tropical).

En 1981, l'indice de similitude est de 0,63 (**Figure 115a**) et indique donc que la répartition des anomalies de précipitations est proche de celle du mode ACC : les anomalies positives (négatives) de précipitations se trouvent aux altitudes les plus hautes (basses) de l'est (ouest) de la région « Vaal – Orange ». Le gradient zonal est alors renforcé pendant cette année. Au contraire, il est affaibli en 1974, dont l'indice de similitude est négatif (-0,52). La configuration des anomalies est l'inverse de celle du mode ACC : anomalies positives à l'ouest et anomalies négatives à l'est.

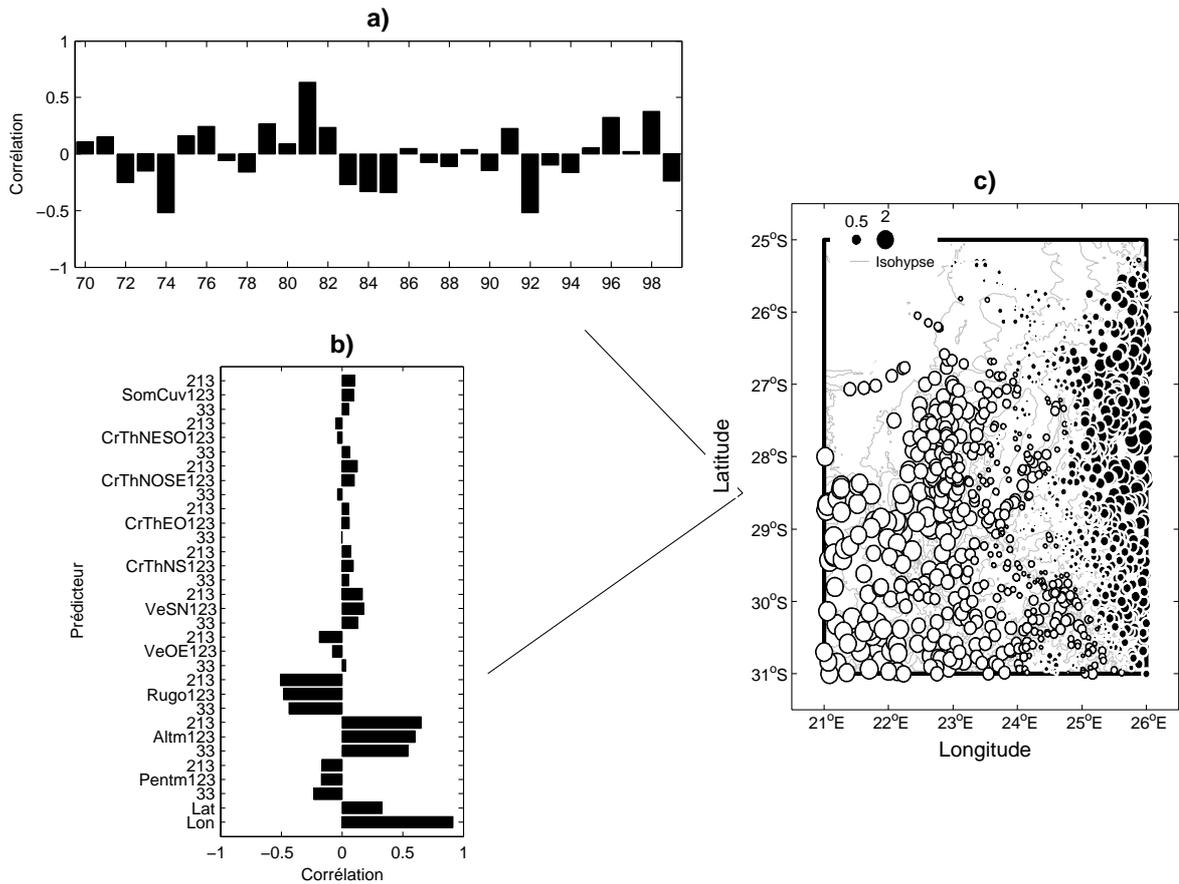


Figure 115 : Idem Figure 111, pour le premier mode ACC de janvier dans la région « Vaal – Orange »

Quelle que soit la région considérée, le relief n'a finalement que peu d'influence sur la répartition spatiale des pluies dans leur variation interannuelle, les modes forcés identifiés n'expliquant qu'une faible part de la variabilité interannuelle des précipitations. Toutefois, on peut se demander si les modes les mieux individualisés, et présentés ci-dessus, sont liés à des anomalies récurrentes dans la circulation atmosphérique. Dans ce cas, ces liens seraient une indication forte de la réalité physique de ces modes de variabilité.

8.3 Des modes forcés associés à la circulation atmosphérique

Il s'agit, dans cette section, d'identifier des signaux dans la circulation atmosphérique et/ou dans les températures de surfaces océaniques, en relation avec les modes forcés pluie/relief définis dans la section précédente. Comme il a été précisé plus haut, le premier mode ACC ne décrit pas la même structure spatiale d'un mois à l'autre. Cependant, les configurations associées au premier mode ACC des mois de mai, octobre et décembre dans la région « Rift oriental » présentent de fortes similitudes, avec des oppositions entre les hautes terres (à l'ouest et au nord-ouest) et les basses terres (au sud-est). Concernant

l’Afrique du Sud, la configuration associée au premier mode ACC présente un gradient ouest/est.

Peut-on alors mettre en évidence une modification de la circulation atmosphérique au-dessus de ces deux régions, voire à plus large échelle, expliquant qu’une année soit « humide » ou au contraire « sèche » ?

Pour étudier la relation entre les modes ACC et l’atmosphère au-dessus des régions, les composantes de l’IRV définies dans la section 8.1.2 sont utilisées. Pour chaque mois, des corrélations sont calculées entre le premier mode ACC et les composantes zonale (UAE et UAS) et méridienne (VAE et VAS), à différentes altitudes (entre 1.000 et 200 hPa), ce qui permet de déterminer d’éventuelles interactions relief/dynamique atmosphérique en surface, ainsi que dans la couche limite. Il est intéressant aussi de regarder s’il apparaît des signaux dans l’atmosphère libre. Ces signaux pourraient être le signe d’un effet de l’atmosphère à échelle plus large. À noter que les régions « Rift oriental » et « Vaal – Orange » présentent un relief marqué, donc les niveaux de pression 1.000 et 925 hPa se situent « en dessous » de la surface terrestre. Dans les données de réanalyse NCEP/NCAR, les valeurs sont ramenées à ces niveaux de pression par extrapolation.

Deux analyses complémentaires sont effectuées afin d’affiner les résultats présentés par les corrélations. La première analyse concerne l’IRV : il s’agit d’une composite, constituée des années « humides » (20 % des valeurs les plus fortes, en conformité avec la configuration spatiale associée au mode) et des années « sèches » (20 % des valeurs les plus faibles, inversion de la configuration spatiale associée au mode), sélectionnées sur le premier mode ACC. Les anomalies de vent correspondant aux composites négatives et positives sont ensuite calculées et comparées les unes aux autres en utilisant le test *t* de Student. Les tests sont menés sur les composantes zonale et méridienne séparément. L’intérêt de la composite est de présenter le vent réellement observé pour des deux groupes d’années, et aussi de mettre en évidence d’éventuelles non-linéarités dans la relation. Les différences significatives sont signalées par des flèches de couleur (**Figure 116**), chaque couleur ayant une signification précise. Les différences non-significatives sont signalées par des flèches en tirets noirs (composite « sèche ») et en tirets-points noirs (composite « humide »).

Test de Student significatif au seuil de 95 % sur :

		U	V	U & V
Composite des années	"Conformes"	→	→	→
	"Inverses"	→	→	→

Figure 116 : Signification des symboles utilisés dans les figures Figure 118, Figure 119, Figure 121 et Figure 123

La seconde analyse porte sur la circulation atmosphérique d'échelle plus large : une fenêtre géographique couvrant l'ensemble de l'Afrique, l'Atlantique sud, une grande partie de l'océan Indien et l'Asie du Sud est retenue. C'est une analyse des corrélations avec différentes variables atmosphériques (vent zonal, méridien, hauteur du géopotential) et les températures de surface océanique (TSO). Cette analyse a pour but de vérifier si une relation entre un mode couplé et l'IRV est liée à un phénomène atmosphérique de plus large échelle ou présente un lien avec les TSO.

8.3.1 « Rift oriental » : les relations entre l'IRV et le premier mode forcé de chaque mois

La **Figure 117** présente les corrélations entre les composantes zonale (U) et méridienne (V) de l'IRV et le premier mode ACC de chaque mois dans la région « Rift oriental », sur la période 1961-1985. Les mois de mai, octobre et décembre sont pratiquement les seuls à faire apparaître une relation entre la circulation atmosphérique au-dessus de la région « Rift oriental » et le premier mode ACC. C'est principalement la composante zonale de l'indice régional de vent, dans les basses couches, ainsi qu'en moyenne atmosphère, qui est concernée (**Figure 117**). Il est à remarquer que ces mois sont les mois de transition (mai et octobre), entre saison des pluies et saison sèche.

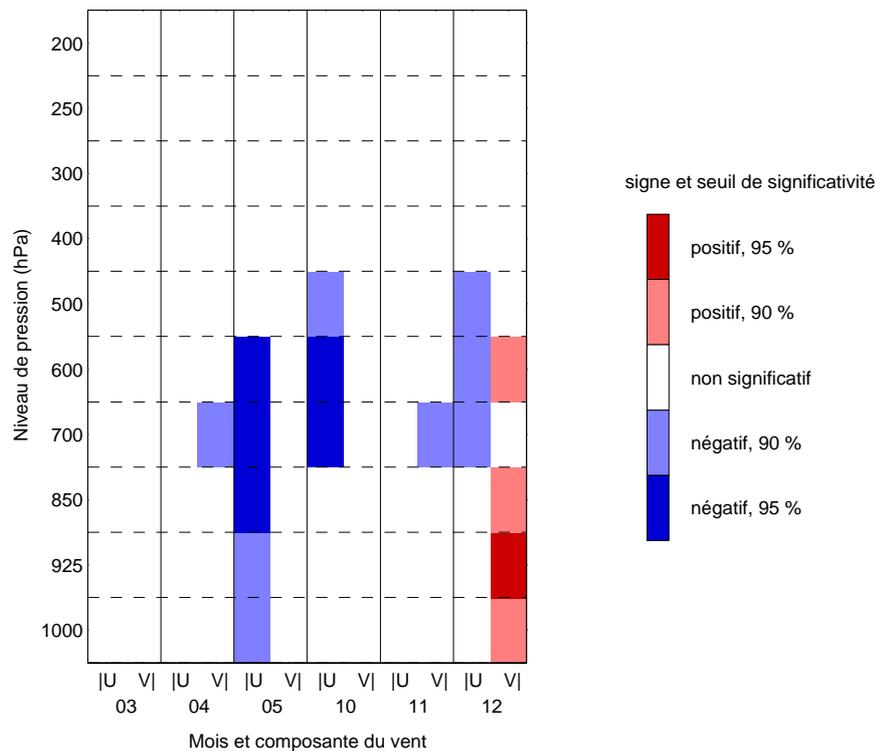


Figure 117 : Corrélations entre les composantes zonale (U) et méridienne (V) de l'IRV et le premier mode ACC de chaque mois dans la région « Rift oriental ».

Les corrélations sont calculées pour les niveaux de 1.000 à 200 hPa. Ne sont représentées que celles significatives aux seuils de 90 et 95 %

En mai, le premier mode ACC présente des corrélations négatives avec l'UAE, entre 1.000 et 500 hPa). Au cours de ce mois, des précipitations plus importantes dans l'est et/ou le sud-est de la région « Rift oriental » (conformité à la configuration spatiale associée) sont liées à un renforcement des flux d'est.

En début et fin de PSP (octobre et décembre), les relations avec l'UAE sont aussi négatives (intensification des flux d'est), mais à plus haute altitude (entre 700 et 500 hPa). Le mois de décembre présente aussi des corrélations significatives avec le VEA en basse atmosphère (entre 1.000 et 850 hPa.). Pendant ce mois, les flux de sud (corrélations positives) sont favorables aux précipitations dans l'est et/ou le sud/est de la région. À plus haute altitude (entre 700 et 500 hPa), les corrélations sont significatives avec la composante zonale des flux (UEA).

Ceci confirme le fait que le premier mode ACC des autres mois, non-sélectionnés ci-dessus car peu cohérents ou expliquant un pourcentage de variance insuffisant, n'a pas de réalité physique particulière. Dans ce qui suit, seuls les mois de mai, octobre et décembre seront analysés de façon plus approfondie.

8.3.2 « Rift oriental », mois de mai : effet de la variation de l'installation de la mousson indienne sur le premier mode forcé

La différence entre les composites « humide » et « sèche » (**Figure 118a, c, et e**) est significative pour la seule composante zonale du vent à 850 et 200 hPa (seuil de 95 %), avec des signes opposés. La différence entre les composites est significative pour les deux composantes du vent à 700 hPa. À 850 et 700 hPa (**Figure 118a et c**), les vent d'est sont plus forts pour la composite « humide » que pour la composite « sèche ».

L'intensification des flux d'est au-dessus de la région « Rift oriental » n'est certainement pas qu'un phénomène d'échelle régionale. Existe-t-il, à plus large échelle, des signaux confirmant le signal régional ? Les analyses conjointes concernant le premier mode ACC en mai (**Figure 118**) confirme la présence d'un signal de plus large échelle.

Ces variations locales de la circulation atmosphérique sont reliées à des variations à plus large échelle, englobant une bonne partie de l'océan Indien. Une corrélation positive apparaît entre le premier mode et les hauteurs du géopotential sont plus importantes au-dessus de l'océan Indien, notamment au-dessus de la mer d'Arabie (**Figure 118b et d**). Le gradient de pression anormalement fort entre les océans Indien et Atlantique induit des flux d'est à nord-est dans la moyenne atmosphère (au delà de 850 hPa), au-dessus de l'Afrique orientale, notamment au-dessus de la région « Rift oriental », les années où les pluies dans le sud-est de la région sont plus importantes.

Le mois de mai correspond à la fin de la GSP. Pendant ce mois, les valeurs moyennes de précipitation décroissent significativement dans le sud-est, dans la zone de faible altitude. Cette décroissance est reliée à la mise en place graduelle du jet de Findlater (en provenance du sud) dans les basses couches, dont l'extension verticale atteint les environs du niveau 700 hPa pendant les années « humides » et « sèches » (un peu moins en moyenne, **Figure 118c**).

Ce jet alimente la mousson indienne d'été et s'accompagne d'une divergence des flux au-dessus du Kenya oriental (Anyamba et Kiangi, 1985). Par contraste, les pluies du nord-ouest de la région paraissent plus importantes. L'opposition entre les basses terres du sud-est et les hautes terres du nord-ouest correspond au mode de variabilité interannuelle décrit par le premier mode ACC. Son association avec les anomalies régionales de vent

s'interprète de la manière suivante : pendant les années « humides », la mise en place du jet (et de la divergence associée) est retardée, permettant un maintien des flux d'est (flèche bleue, **Figure 118c**) et donc de fortes précipitations dans les basses terres du sud-est. À 700 hPa, la différence entre les composites est significative sur les deux composantes et est remarquable. Au cours des années « sèches », l'installation du jet est plus précoce (flèche rouge, **Figure 118c**) et induit un assèchement de l'atmosphère au-dessus des basses terres du sud-est (mise en place d'une zone de divergence). Au contraire, le nord-ouest conserve des conditions plus humides, puisque cette zone n'est pas affectée par la divergence de basses couches. Les hautes terres sont en fait une barrière naturelle au flux de mousson (Paegle et Geisler, 1986 ; Rodwell et Hoskins, 1995), restreignant la propagation à l'ouest de la divergence. À 700 hPa, les corrélations (**Figure 118d**) suggèrent qu'en année « humide », la branche inférieure de la cellule de Hadley, située entre l'Asie du Sud et l'Afrique australe, est moins intense que la normale.

Des changements significatifs affectent également le vent zonal à 200 hPa (vents d'est plus faibles en composite « humide », **Figure 118e**). Le niveau 200 hPa présente une configuration pratiquement inverse par rapport aux niveaux inférieurs, avec des anomalies d'ouest à sud-ouest dans le vent, entre l'Afrique centrale et l'Inde (**Figure 118f**). Cette configuration suggère donc la présence d'une branche supérieure de la cellule de Hadley moins intense que la normale en année « humide ». Des températures anormalement basses à 200 hPa (non-montré) entre l'Inde et la péninsule arabique tendent à confirmer ce constat.

Il apparaît par conséquent, en année « humide », un affaiblissement de la cellule de Hadley entre l'Asie et l'Afrique, ce qui suggère un retard de la mise en place de la mousson indienne. Un indice de l'*onset* (démarrage) de la mousson indienne (Joseph *et al.*, 1994) est utilisé pour évaluer l'hypothèse précédente. Cet indice est basé sur les observations du démarrage des précipitations dans l'état du Kérala (au sud-ouest de l'Inde). Au cours des vingt-cinq années de l'étude, la date moyenne de démarrage de la mousson est le 1^{er} juin.

Le coefficient de corrélation positif ($r=0,56$, $R^2=32\%$) et significatif au seuil de 95 % dénote l'existence d'un lien entre le mode CCA en mai et le démarrage de la mousson indienne. Une situation sèche (humide) dans la partie sud-est de la région est liée à une installation précoce (tardive) de la mousson indienne. En analyse composite basée sur les années « humides » et « sèches », leur différence est significative au seuil de 93 %. À partir de cette analyse, la date moyenne d'installation de la mousson est le 29 mai en année « sèche », le 8 juin en année « humide ».

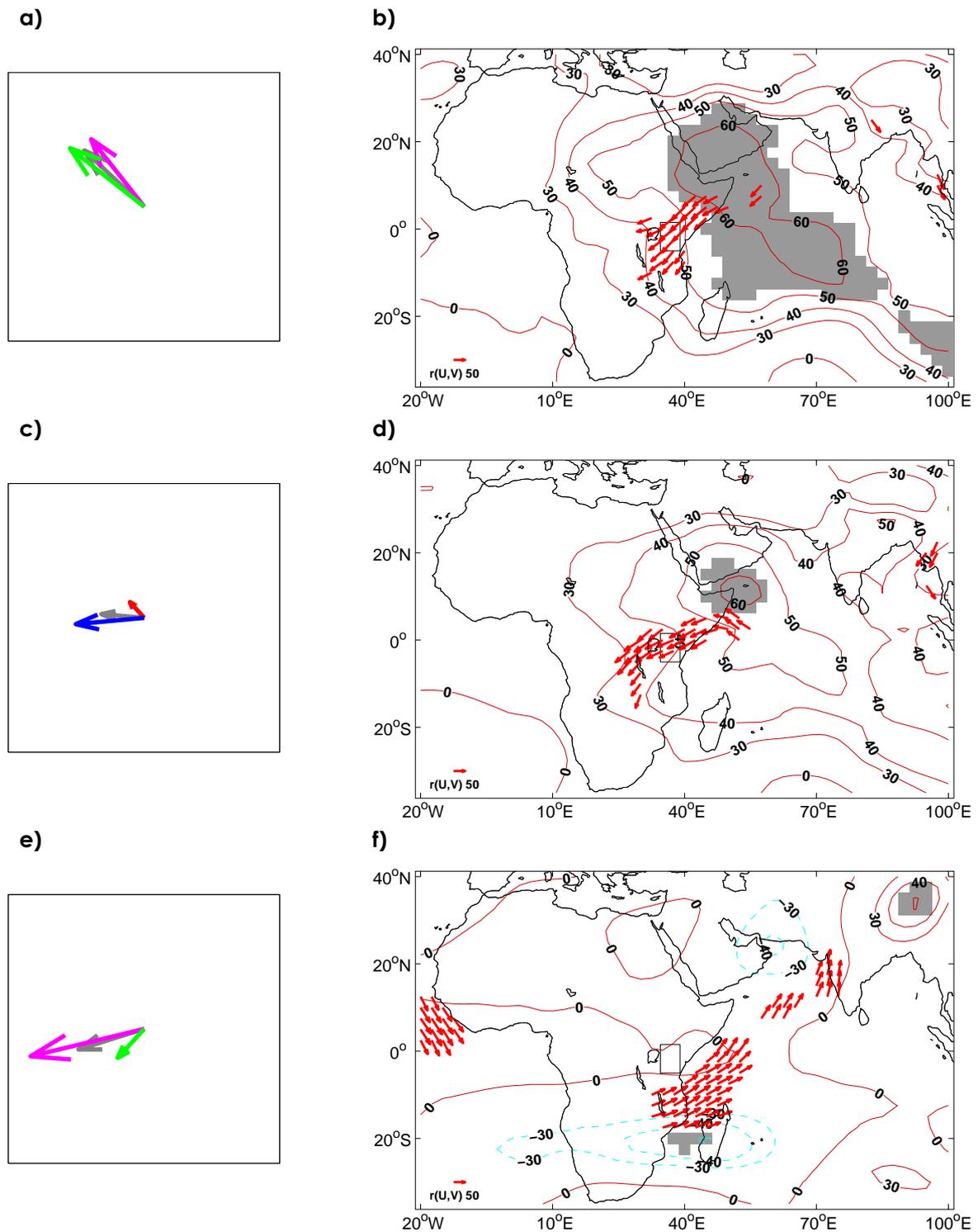


Figure 118 : Relation entre le premier mode ACC de mai et la circulation atmosphérique du même mois au-dessus du secteur océan Atlantique – Afrique – océan Indien.

- a), c) et d) direction des flux en années « humides » et « sèches » (analyse composite) et direction moyenne (flèche grise) au-dessus de la région « Rift oriental ».
- b), d) et f) corrélations avec la circulation de large échelle.

Ces analyses sont faites à trois niveaux : 850 (a et b), 700 (c et d) et 200 hPa (e et f).

Dans l'analyse des corrélations (b, d et f), les flèches rouges signalent les corrélations significatives au seuil de 95 % sur U et V. Les pixels grisés montrent les valeurs significatives à 95 % dans la relation avec la hauteur de géopotiel, les contours de couleur indiquant les valeurs de corrélation (x100), positives (couleur bordeaux) et négatives (couleur cyan).

Toutefois, il convient de relativiser l'importance de la mousson dans la répartition spatiale des anomalies de précipitations, puisque le retard/l'avance de la mousson indienne explique 32 % de la variabilité temporelle d'un mode qui n'explique lui-même que 10 % de la variabilité totale des anomalies de précipitations.

Les modes ACC sont établis sur les anomalies de précipitations, dont l'IRP a été enlevé. Or, cet indice de pluie est lié lui aussi au démarrage de la mousson. La relation entre le démarrage de la mousson et les précipitations est-africaines dépasse donc le cadre de l'opposition entre les hautes terres et les basses terres, même si celle-ci en est une expression privilégiée. Donc le fait de l'enlever fait diminuer la relation entre le premier mode ACC et la mousson d'été indienne. Par ailleurs, aucun signal dans les TSO n'apparaît dans aucun des deux océans.

8.3.3 « Rift oriental, mois d'octobre : effet du retrait de la mousson indienne sur le premier mode forcé »

La **Figure 119** montre les résultats du premier mode ACC du mois d'octobre (début de la PSP) pour le premier mode ACC. Associées à ce mode, apparaissent des relations tant dans la dynamique atmosphérique régionale (**Figure 119a, c et e**) que dans celle de large échelle (**Figure 119b, d et f**).

À 850 et 200 hPa, la différence entre les composites « conforme » et « inverse » dans l'IRV n'est pas significative (**Figure 119a et e**). À 700 hPa, la différence est significative sur la composante zonale du vent (**Figure 119c**). Pendant les années de la composite « humide », les flux ont une structure zonale plus marquée et sont plus intenses que pour la composite « sèche ». En octobre, en moyenne, les flux de sud du jet tendent à disparaître et à être remplacés par des flux d'est. En année « humide », le retrait de la mousson indienne est plus rapide, la divergence de basse couche au-dessus de l'Afrique de l'Est disparaît et les cisaillements de vent en basse couche sont réduits. Dans le même temps, la circulation d'est se met en place plus tôt. Ainsi, les précipitations du début de saison sont plus abondantes dans les basses terres.

En année « humide », des hauteurs de géopotential anormalement élevées sont présentes au-dessus de l'océan Indien à 850 et 700 hPa (**Figure 119b et d**), ce qui correspond à des anomalies d'est dans l'ouest de l'océan Indien et au-dessus de l'Afrique de l'Est. Le signal est même plus fort en haute troposphère (**Figure 119f**), où un affaiblissement notable du jet

tropical d'est est visible, entre l'Inde et l'Afrique de l'Ouest. Cette configuration atmosphérique montre à nouveau la variabilité interannuelle de la force de la mousson indienne d'été (ici son retrait). Des conditions humides dans le sud-est du Kenya (basses terres) apparaissent conjointement avec un retrait précoce de la mousson, comme le laissent supposer les anomalies de pressions en basse et haute troposphère (**Figure 119**).

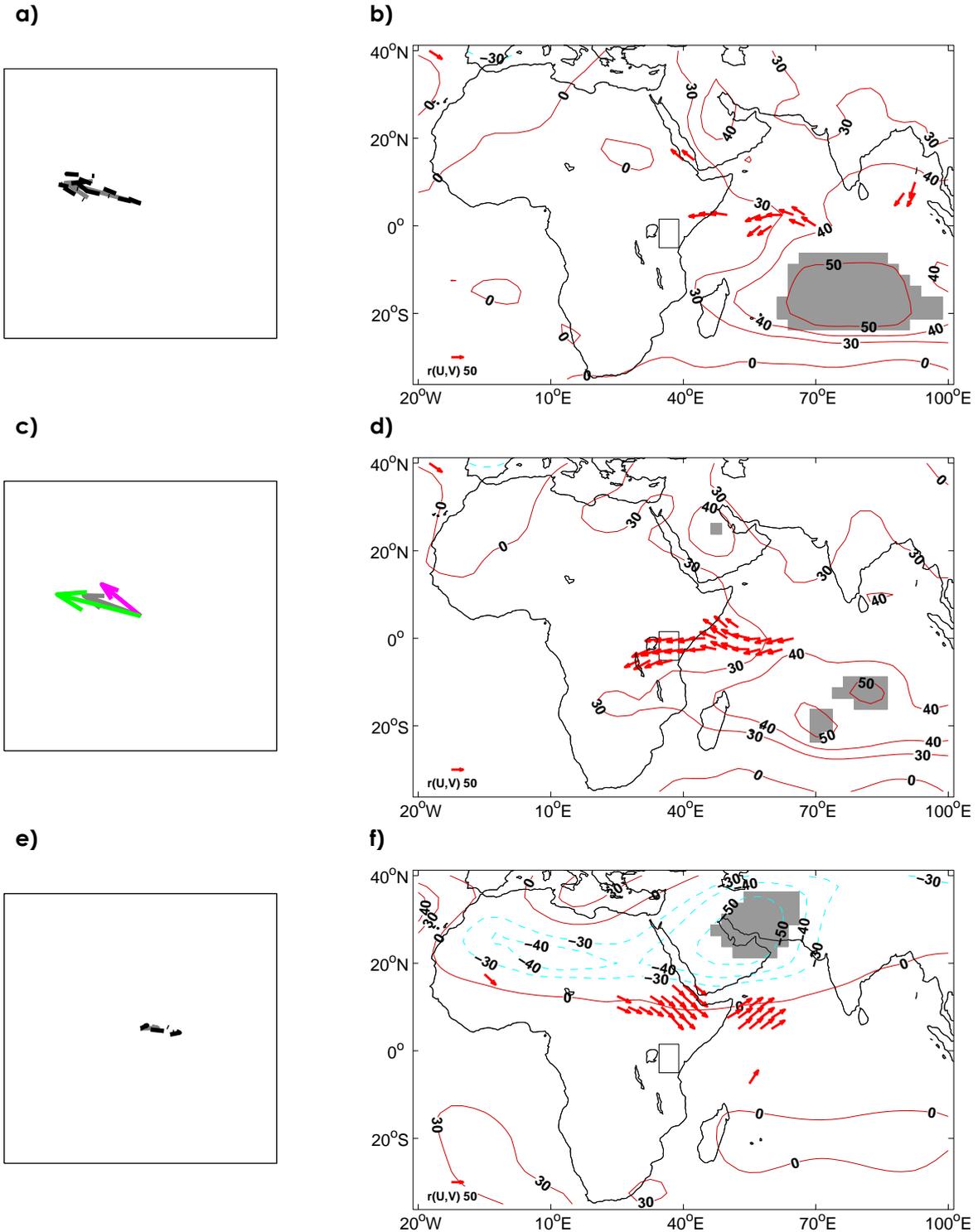


Figure 119 : Idem Figure 118, pour le premier mode ACC d'octobre dans la région « Rift Oriental »

Un indice du retrait de la mousson indienne (Xavier *et al.*, 2007) est utilisé pour tester cette hypothèse. Cet indice est basé sur l'inversion des températures troposphériques au-dessus de l'Eurasie, marquant l'inversion du gradient de températures de large échelle, pilotant le flux de mousson. Au cours des vingt-cinq ans, la date moyenne de retrait de la mousson est le 4 octobre. Le coefficient de corrélation négatif ($r=-0,43$, $R^2=19\%$) et significatif au seuil de 94 % dénote l'existence d'un lien modéré entre le mode CCA en octobre et le retrait de la mousson indienne. Cette corrélation montre qu'une date précoce de retrait de la mousson indienne est favorable à des conditions humides dans les basses terres d'Afrique de l'Est. Toutefois, une analyse composite (années « humides » et « sèches ») ne montre pas de différence significative : à toutes les situations humides (sèches) dans le sud-est ne correspond pas un retrait précoce (tardif) de la mousson indienne.

Contrairement au mois de mai, un signal dans les TSO apparaît : le mode ACC est positivement corrélé avec les TSO de l'Atlantique sud (**Figure 120**). Les TSO de l'Atlantique sud sont liées à la circulation zonale au-dessus de l'Afrique de l'Est équatoriale (Philippon et Camberlin, 2005 et **Figure 119d**) : des TSO anormalement chaudes (froides) dans le bassin atlantique sont associées à un renforcement (affaiblissement) des vents d'est et à des précipitations plus importantes (faibles) dans les régions orientales (occidentales) et au vent (sous le vent) d'Afrique de l'Est (Camberlin et Wairoto, 1997 ; Philippon *et al.*, 2002).

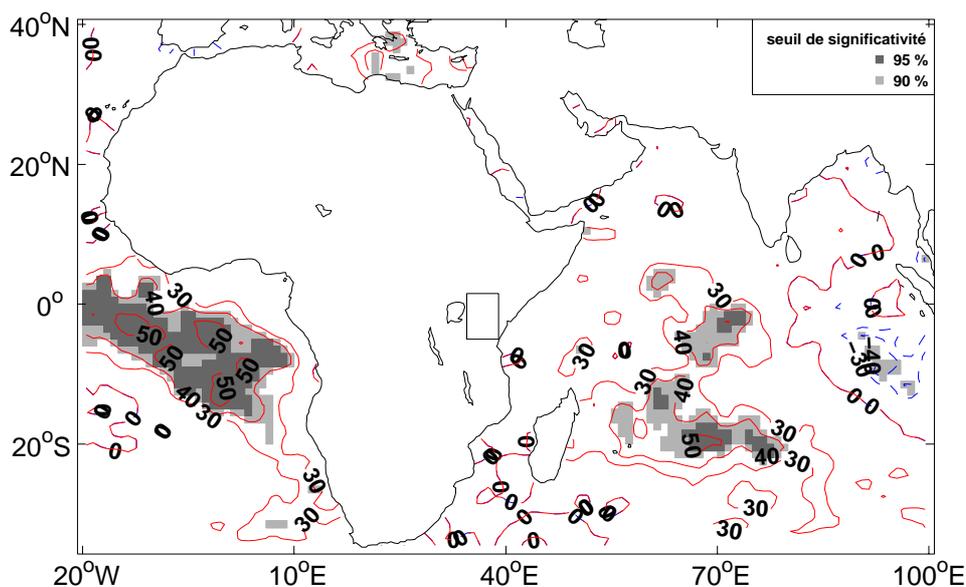


Figure 120 : Corrélations entre le premier mode ACC d'octobre dans la région « Rift Oriental » et les TSO du même mois.

La région « Rift oriental » est signalée par un rectangle noir

8.3.4 « Rift oriental », mois de décembre : effet de la variation de la mousson malgache sur le premier mode forcé

La **Figure 121** donne les résultats de l'analyse composite sur le mode 1 de l'ACC en décembre.

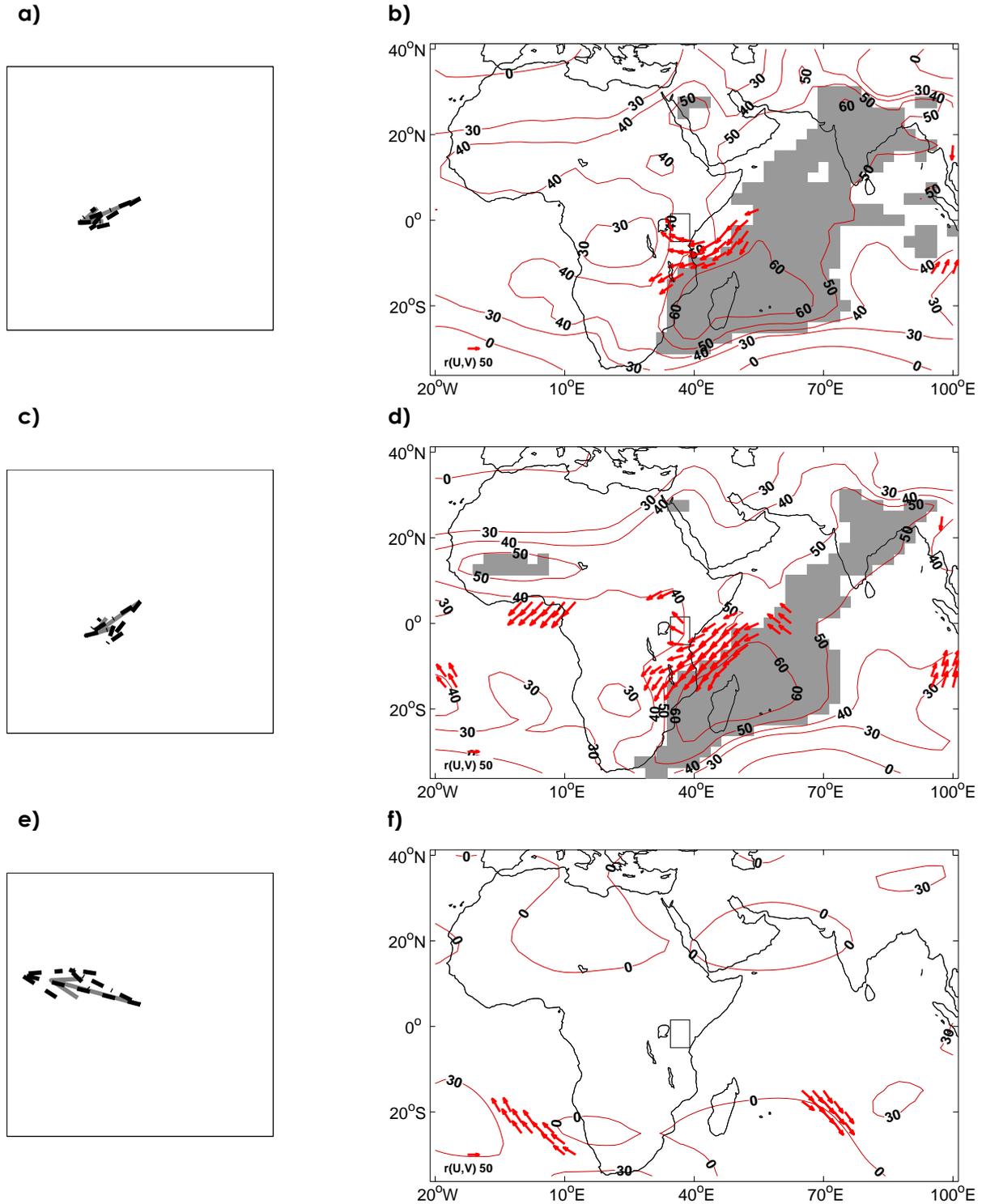


Figure 121 : Idem Figure 118, pour le premier mode ACC de décembre dans la région « Rift oriental »

Quel que soit le niveau de pression considéré, aucune différence significative, au seuil fixé, entre les composantes de l'IRV n'est détectée (**Figure 121a, c et e**). Mais, dans la circulation de large échelle, apparaît une relation avec la mousson d'hiver au nord de Madagascar (**Figure 121b, d et f**), dans la basse et moyenne troposphère. En année « humide », des anomalies d'est (de l'océan vers le continent) se développent entre l'équateur et le nord de Madagascar, (**Figure 121b et d**). Ces anomalies de circulation sont liées à des géopotentiels anormalement élevés sur Madagascar et donc à un moindre creusement de la dépression de mousson. Puisque la dépression est moins creusée, le recourbement des alizés de nord-est vers le sud-est est moins marqué, voire nul. La divergence de flux dans le sud-est de la région « Rift oriental » est atténuée, au profit de flux conservant une direction nord-est/sud-ouest, plus favorable aux précipitations.

Le premier mode ACC de décembre présente un gradient est-ouest (**Figure 113c**), lié à l'exposition. Pendant le trimestre DJF, en moyenne, le relief d'Afrique de l'Est est un facteur péjorant les précipitations (Slingo *et al.*, 2005), en relation avec la circulation atmosphérique. Cette péjoration connaît une variabilité interannuelle, en relation notamment avec la variation d'intensité de la dépression de mousson à Madagascar.

Aucun signal significatif dans le vent n'apparaît dans la haute troposphère. Ces variations dans l'atmosphère semblent tout à fait indépendantes de toute anomalie de TSO (non-montré).

Il existe une tendance dans le premier mode ACC du mois du décembre (**Figure 113a**), qui reflète cependant une réalité physique. Entre le début et la fin de la période étudiée, est apparue une augmentation (diminution) des précipitations dans l'est (ouest) de et de la région « Rift oriental ». Une tendance similaire a été mise en évidence en Afrique de l'Est sur la période 1961-1990 pour la PSP (Schreck et Semazzi, 2004). Les signaux mis en évidence dans la circulation peuvent donc être influencés par la présence de cette tendance, expliquant ainsi les résultats de l'analyse composite. En enlevant la tendance sur ce mode, ainsi que dans les données atmosphériques, les anomalies de géopotentiel et le moindre creusement de la dépression de mousson sont conservés à 700 hPa, tandis que le signal est atténué à 850 hPa. Donc, indépendamment de la tendance dans le mode couplé, la variabilité dans les pressions à Madagascar et les alizés de nord-est est un facteur de la variabilité subrégionale des précipitations dans la région « Rift oriental » en fin de PSP.

8.3.5 « Vaal – Orange » : les relations entre l'IRV et le premier mode forcé de chaque mois

Contrairement à la région « Rift oriental », les configurations spatiales associées au premier mode ACC (**Figure 115**) de chaque mois dans la région « Vaal – Orange » sont très proches les unes des autres : elles montrent un gradient sud-ouest/nord-est dans les anomalies de précipitations, associé à celui présent dans le relief.

Les corrélations entre le premier mode ACC de chaque mois et les composantes zonale (UAS) et méridienne (VAS) sont calculées à différentes altitudes de l'atmosphère, au-dessus de la région « Vaal – Orange », sur la période 1970-1999 (**Figure 122**).

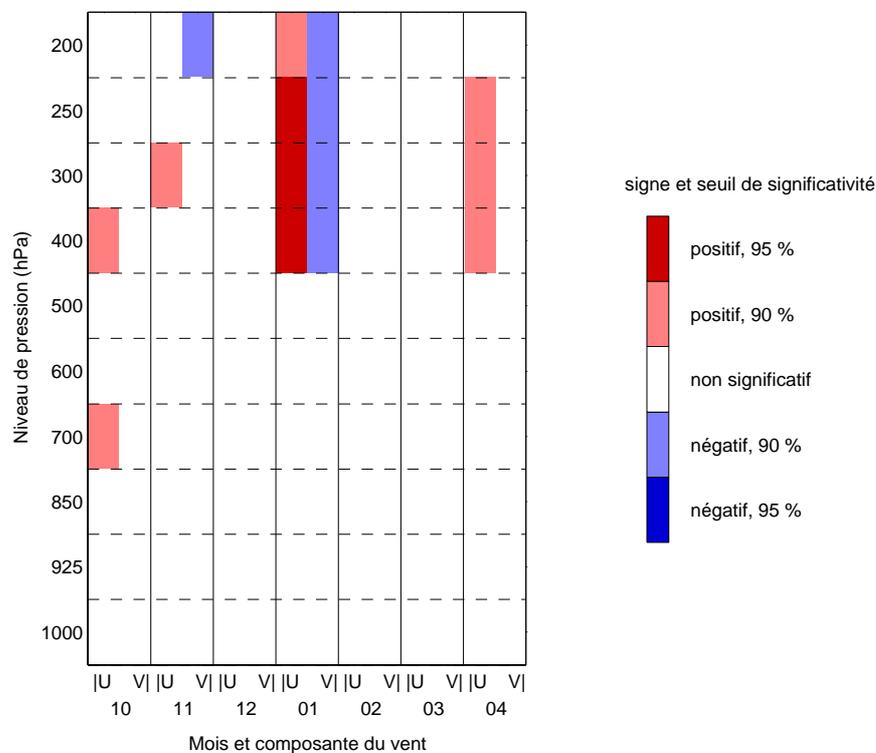


Figure 122 : Idem Figure 117 pour la région « Vaal – Orange »

Aucun des mois ne présente de relations entre le premier mode ACC et l'indice régional de vent en surface et dans la couche limite. Seule l'atmosphère libre présente des corrélations significatives, principalement pendant le mois de janvier (entre 400 et 200 hPa). Pendant ce mois, le premier mode forcé est lié à des anomalies de nord-ouest/sud-est (corrélations positives sur U et négatives sur V) en haute atmosphère.

Le fait que ce signal n'apparaisse qu'en haute atmosphère montre que la variabilité interannuelle des précipitations dans la région « Vaal – Orange » sont surtout liées à la circulation atmosphérique de large échelle, dépassant le cadre de la région. La variabilité

interannuelle de la répartition spatiale des précipitations n'est que faiblement affectée par le relief. Il semble donc que le premier mode ACC traduise surtout une modulation du gradient est/ouest de précipitations, indépendante du relief.

8.3.6 « Vaal – Orange », mois de janvier : effet des ondes d'ouest dans la haute troposphère sur le premier mode forcé

Dans l'analyse composite suivante, le terme d'année « humide » correspond à un gradient horizontal de précipitations marqué, les précipitations les plus importantes se produisant dans l'est de la région « Vaal – Orange ». Une année « sèche » correspond à un renversement de ce gradient de précipitation. Les résultats sur les niveaux 850, 500 et 250 hPa sont montrés.

L'analyse composite ne montre pas de différences significatives (au seuil fixé) dans l'IRV, entre les années « humides » et « sèches » (**Figure 123a, c et e**). Avec un seuil de significativité moins strict (92 %), seule la différence entre les années « humides » et « sèches » est significative à 200 hPa sur la composante méridienne de l'indice de vent, ce qui n'a rien de spectaculaire. Le signal à 200 hPa est par ailleurs confirmé par les corrélations calculées avec la circulation atmosphérique au même niveau (**Figure 123f**).

En basse troposphère (**Figure 123b**), mais surtout en moyenne et haute troposphère (**Figure 123d et f**), les corrélations significatives avec la hauteur du géopotential montrent que le premier mode ACC du mois de janvier est lié à un train d'ondes d'ouest provenant du centre sud de l'océan Atlantique.

Les corrélations entre ce mode ACC et les TSO (**Figure 124**) sont significatives dans le centre sud de l'océan Atlantique. Une relation entre des hauteurs de géopotential anormalement élevées (**Figure 123b, d et f**) et des TSO anormalement chaudes apparaît.

Des hautes pressions plus (moins) fortes induisent des conditions de stabilité prononcées (affaiblies) sur l'ouest de la région. Une stabilité plus (moins) importante est liée à une atténuation (intensification) de la convection et donc des précipitations plus faibles (importantes) à l'ouest (à l'est). En Afrique du Sud, les précipitations sont pour les trois quarts liées aux advections et pour un quart à l'évaporation. Mais l'efficacité du cycle hydrologique est faible (Fauchereau, 2004). Les conditions atmosphériques, notamment la structure verticale, ne sont pas toujours favorables aux phénomènes convectifs et aux précipitations.

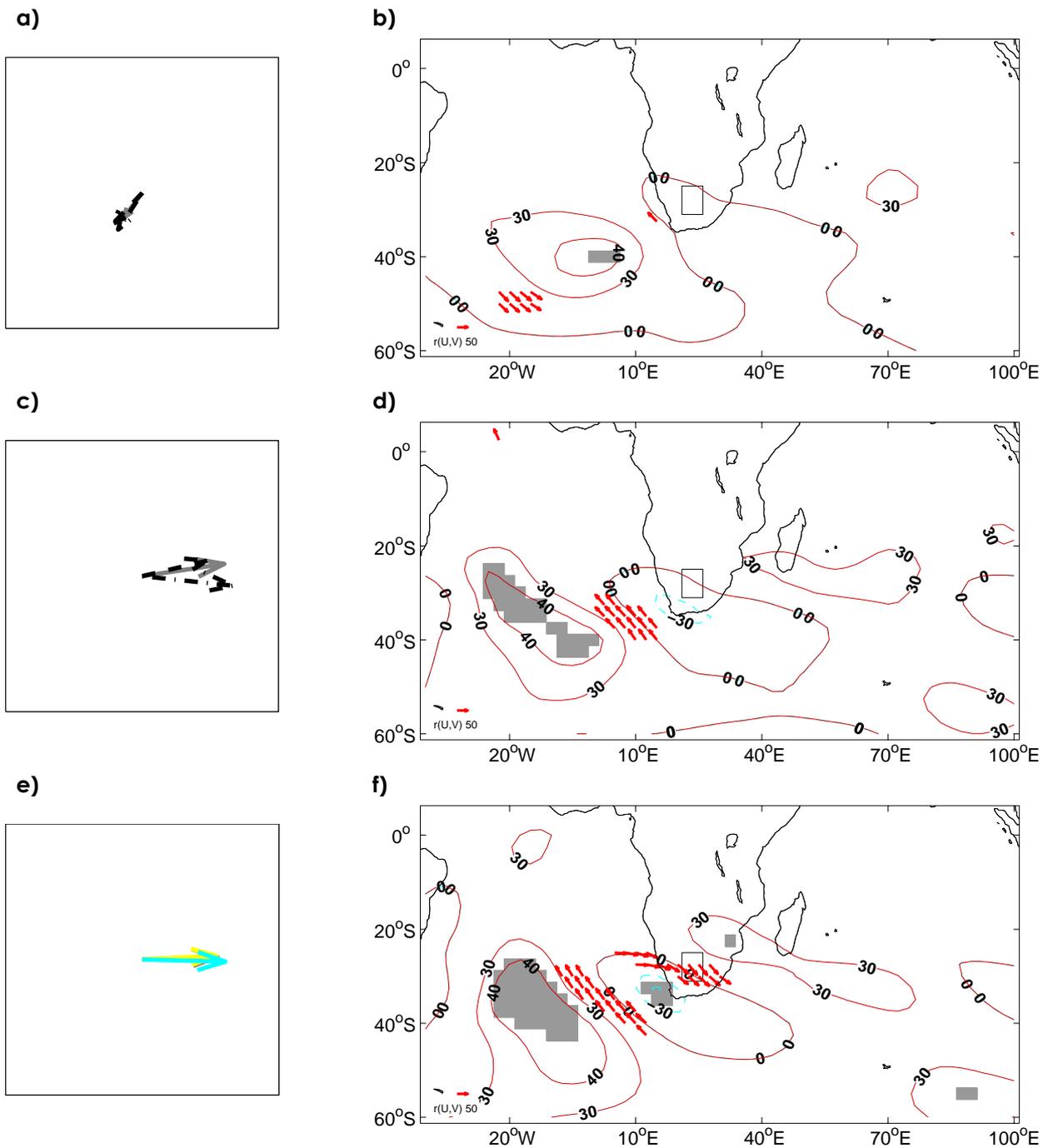


Figure 123 : Relation entre le premier mode ACC de janvier et la circulation atmosphérique du même mois au-dessus du secteur océan Atlantique – Afrique australe – océan Indien.

a), c) et d) direction des flux en années « humides » et « sèches » (analyse composite) et direction moyenne (flèche grise) au-dessus de la région « Vaal – Orange ».
 b), d) et f) corrélations avec la circulation de large échelle.

Ces analyses sont faites à trois niveaux : 850 (a et b), 500 (c et d) et 200 hPa (e et f).

Le mois de janvier est le seul mois à présenter des relations, faibles, avec la dynamique atmosphérique au-dessus de la région, mais aussi à plus large échelle. Des anomalies récurrentes apparaissent dans la circulation atmosphérique, uniquement en haute altitude, sans lien avec la circulation de surface. Il ressort des résultats présentés une dépendance de

la distribution spatiale des anomalies de précipitations aux forçages externes (la circulation atmosphérique de large échelle) et pas aux forçages internes (relief).

Dans la région « Vaal – Orange », le faible nombre de modes explicables pose le problème du choix du pas de temps mensuel pour étudier la relation entre le relief et les précipitations. Comme évoqué dans la partie précédente, le pas de temps quotidien pourrait être un choix plus judicieux, par exemple en réalisant une ACC portant sur le résultat de la classification des champs pluviométriques quotidiens. On peut ainsi espérer faire ressortir des modes plus forts associant précipitations et relief.

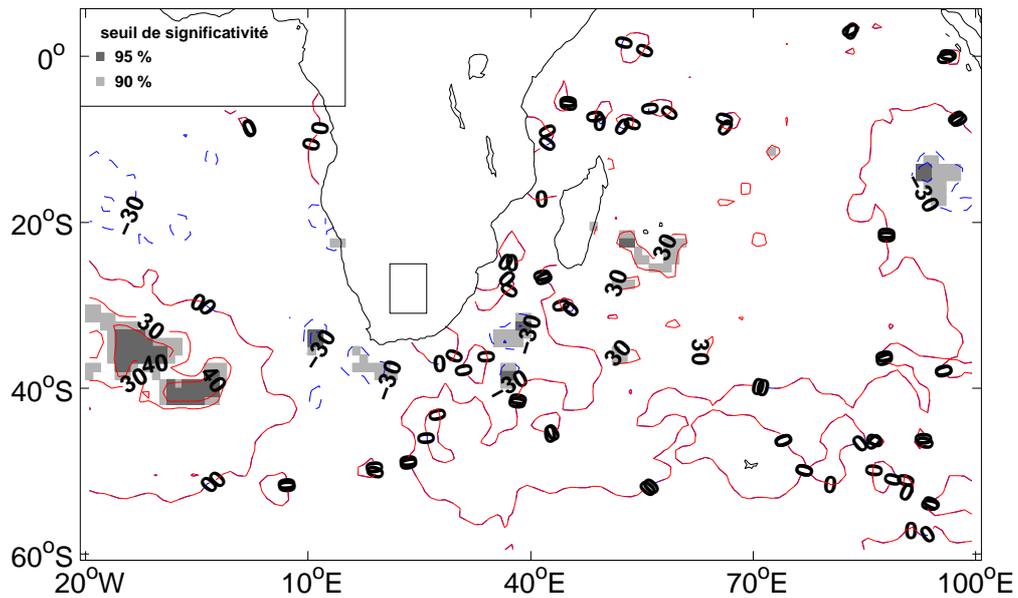


Figure 124 : Idem Figure 120 pour la région « Vaal – Orange » en janvier

Conclusion de la troisième partie : Faible impact du relief sur la variabilité interannuelle des précipitations

Quelle que soit la région étudiée, le relief n'intervient que faiblement dans la répartition spatiale des précipitations dans leur variabilité interannuelle. C'est ainsi que, dans la majorité des cas, les modèles de répartition spatiale établis sur les normales de précipitation sont moins performants lorsqu'ils sont appliqués en année réelle. Pour comprendre ces faibles performances, deux explications principales ont été retenues. La première est que, calculé sur les normales, le modèle de répartition n'est qu'un mauvais compromis entre différents schémas de structuration par le relief. Dans la seconde explication, le modèle moyen est représentatif des modèles de répartition en année réelle, mais est perturbé par la présence d'événements pluvieux locaux et présentant un caractère aléatoire. Ceci est valable aussi bien dans la région « Rift oriental » que dans la région « Vaal – Orange ».

Région « Vaal – Orange » : une répartition spatiale des précipitations sans effet local structurant du relief

Dans la région « Vaal – Orange », au pas de temps considéré (mensuel), le relief n'est pas un facteur prépondérant de la répartition spatiale des anomalies interannuelles de précipitations. Le modèle « MSTA » est même moins performant en variabilité interannuelle que sur les champs moyens pour les mois d'octobre à janvier.

La prise en compte de descripteurs autres que ceux utilisés dans les modèles de répartition ne permet pas non plus de décrire de façon satisfaisante la répartition des anomalies de précipitation. Dans la région « Vaal – Orange », malgré l'utilisation de tous les descripteurs du relief, seul le mois de janvier présente des relations significatives entre le premier mode couplé du mois et l'IRV, et seulement en atmosphère libre. Ce résultat signe l'importance du forçage atmosphérique d'échelle large sur la répartition des précipitations de la région : que l'année considérée soit pluvieuse ou pratiquement sèche, il

pleuvra souvent plus dans l'est que dans l'ouest, en relation notamment avec la position du centre de hautes pressions situé au-dessus de l'océan Atlantique. Cette partie a soulevé le problème d'un travail au pas de temps mensuel, qui pourrait ne pas être le plus pertinent dans ce genre d'étude.

Région « Rift oriental » : un effet du relief pendant les transitions saison pluvieuse/saison sèche

Dans la région « Rift oriental », même si le relief n'intervient que faiblement dans la structuration spatiale des anomalies interannuelles de précipitations, le bilan est à nuancer. En effet, en PSP (principalement octobre et novembre), le relief semble jouer un rôle assez systématique dans la distribution spatiale ; certaines années, le modèle « MSTA » est même plus performant que lorsqu'il est appliqué aux champs moyens. En GSP et en décembre, l'effet du relief est moins important, le modèle « MSTA » étant moins performant qu'appliqué aux champs moyens. Il est possible de faire ressortir des modes forcés précipitations/relief expliquant entre 10 et 15 % de la variance spatiale des anomalies interannuelles de précipitations. Une analyse de la relation entre le premier mode ACC des mois de transition (mai et octobre) et de la fin de la PSP (décembre) a montré l'importance de certains forçages atmosphériques sur la variabilité spatiale des précipitations, notamment la mousson indienne d'été en mai (démarrage) et en octobre (retrait), ainsi que la mousson d'hiver en décembre. Si la modulation spatiale des anomalies de précipitations s'exprime en partie par des surfaces de tendances (oppositions nord-ouest/sud-est en mai et octobre, ouest/est en décembre), en Afrique de l'Est ces oppositions sont une manifestation de l'organisation du relief à large échelle.

Conclusion générale

Une contribution à la connaissance des relations entre précipitations et relief en zones tropicale et subtropicale

Pourquoi travailler sur des régions d'Afrique tropicale et subtropicale ?

En climatologie et hydrologie, comprendre et modéliser l'influence du relief sur la distribution spatiale des précipitations a suscité de nombreuses études. Mais la majorité de ces études ont pour cadre géographique des régions extra-tropicales. Cette restriction n'est pas seulement géographique, mais aussi climatique/météorologique, puisque les précipitations des régions étudiées sont, pour la plupart, liées à des perturbations au sein de la circulation générale d'ouest. Sont donc exclues les régions sous régime tropical ou subtropical, où les flux d'est dominant toute ou partie de l'année. Le présent travail s'inscrit dans le cadre d'une meilleure compréhension des forçage du relief sur les précipitations dans les régions tropicales et subtropicales. Deux régions d'Afrique ont donc été définies : une en Afrique équatoriale (la région « Rift oriental ») et une en Afrique subtropicale (la région « Vaal – Orange »).

Un apport méthodologique : indices multiscalaires de description du relief

Les quantités précipitées ne sont-elles pas principalement fonction de l'altitude ?

Dans les deux régions, si localement l'altitude joue un rôle important, à l'échelle régionale (quelques centaines de kilomètres carrés) l'altitude ne permet d'expliquer que 10 % environ des variations spatiales des précipitations mensuelles moyennes. Le volume pluviométrique, à cette échelle, n'est que très secondairement fonction de l'altitude. Il existe, cependant, un seuil altitudinal où se situent les précipitations les plus importantes, et au-delà duquel les précipitations vont diminuer. Mais le réseau de mesures, surtout en

Afrique de l'Est, ne nous permet pas de fixer ce seuil. Dans ce travail, le seuil altitudinal maximal correspond à l'altitude de la station la plus haute disponible.

L'effet du relief est plus significatif lorsque celui-ci est décrit en termes de gradients topographiques (pente, variabilité altitudinale) et de morphologie (exposition, orientation). Ces descripteurs sont des indices synthétiques, simples et utiles, du relief. Par ailleurs, nous avons mis en évidence l'importance de l'échelle spatiale où sont considérées les relations. Les composantes du relief agissant sur la répartition des précipitations sont souvent différentes entre les échelles fines et larges. Il faut donc considérer l'effet du relief à différentes échelles spatiales, afin de modéliser les précipitations moyennes.

De bonnes performances des modèles statistiques sur le champ moyen de précipitations...

Quelle est la performance d'un modèle multiscale et multidéscripteur topographique ?

Dans la région « Rift oriental », les modèles statistiques (« MSTA ») basés sur les différents descripteurs du relief sont relativement performants, même s'ils n'expliquent que 30 à 35 % de la variabilité spatiale des précipitations moyennes. Au cours de la GSP (de mars à mai), ce sont les effets d'exposition qui contraignent le plus les champs pluviométriques moyens, une exposition sud renforçant les précipitations, à une échelle de plus en plus fine entre le début et la fin de saison. Pendant la PSP (d'octobre à décembre), la diversité des descripteurs est plus grande, mais avec toujours comme facteurs dominants de structuration des précipitations une association descripteur morphologique/position géographique, préférentiellement à échelle moyenne.

Dans la région « Vaal – Orange », les modèles « MSTA » sont en apparence plus performants encore, avec des R^2 autour de 70 %. Mais ces performances sont surtout liées à l'existence d'un gradient horizontal sud-ouest/nord-est. Ce gradient est lui-même lié à un forçage atmosphérique de large échelle. Toutefois, en fin de saison des pluies (février-avril), les modèles « MSTA » sont moins performants, le forçage interne par le relief devenant plus important (effet de la variabilité altitudinale et de l'exposition au sud à large échelle), alors que les forçages externes s'affaiblissent.

... Améliorées par la prise en compte de structures spatiales fines

Peut-on améliorer la qualité des modèles statistiques ?

Il est donc possible de montrer l'existence de relations entre le relief et les précipitations et de les modéliser de manière simple, grâce à des modèles statistiques (régression linéaire multiple). Mais ces modèles statistiques font des erreurs en partie compressibles. Dans la deuxième partie, nous avons montré que ces erreurs se structurent spatialement dans la région « Rift oriental », en présentant de plus une récurrence des patterns d'un mois à l'autre. À l'aide d'outils dédiés à la détection des relations et des structurations spatiales, les semi-variogrammes, nous avons pu modéliser ces erreurs (modélisation sphérique, « MERR »). L'association du modèle statistique « MSTA » et du modèle géostatistique « MERR » permet une modélisation plus performante des précipitations moyennes dans la région « Rift oriental » (modèle « MERRSTA »). Sur l'ensemble des saisons des pluies, la performance est quasiment doublée, les R^2 passant d'environ 35 % à 65 % (pendant la GSP), voire 70 % (début de la PSP). Dans la région « Vaal – Orange », la modélisation des erreurs a montré qu'il n'existait pas de pattern récurrent, du fait de la faiblesse du forçage interne (le relief). Toutefois, le modèle « MERRSTA » permet un gain de performance non-négligeable, le R^2 passant globalement de 70-75 % à 80-85 % en début de saison de pluies (octobre-janvier), de 40-45 % à 50-55 % le reste de la saison (février-mars).

Il est surprenant que l'intégration du relief dans le modèle, malgré les forts contrastes, ne donne pas de meilleurs résultats, même s'ils sont significatifs. L'existence d'une structuration spatiale des erreurs pose le problème de la capacité du modèle « MSTA » actuel à rendre compte de l'ensemble des échelles d'influence du relief sur les précipitations moyennes. Il est possible que les échelles traitées ne soient pas les plus pertinentes. Le modèle « MSTA » est déjà multi-scalaire mais gagnerait à intégrer l'échelle à laquelle se structurent les erreurs, que nous considérons comme une échelle opérationnelle du relief sur les précipitations. Le modèle « MSTA » est aussi limité par le fait qu'il ne puisse pas reproduire certaines relations non-linéaires entre le relief et les précipitations. À ce titre la modélisation numérique régionale, abordée plus loin en perspective de recherche, serait d'un apport non négligeable dans une documentation accrue des effets du relief sur les précipitations. Les résultats obtenus font aussi ressortir le problème de la qualité des données, topographiques et pluviométriques, qui introduit un

biais plus ou moins important dans la définition des relations entre précipitations et relief. Concernant la topographie, il est possible d'améliorer de façon significative la qualité des données du MNT, comme indiqué plus loin dans les perspectives. Pour les données de pluies, la capacité de correction est sinon nulle, tout du moins réduite.

Ne serait-il pas préférable d'appliquer la géostatistique directement sur les précipitations moyennes observées ?

Dans la région « Vaal – Orange », en raison du fort gradient horizontal de précipitations, l'apport de la géostatistique dans cette région est limité, contrairement à la région « Rift oriental ». Dans cette région, les études variographiques ont fait ressortir des structures spatiales fortes dans les précipitations. La modélisation géostatistique est donc tout aussi performante que la modélisation statistique, mais présente tout de même un handicap non-négligeable dans le cadre d'une meilleure documentation de la relation pluie/relief. En effet, la modélisation géostatistique ne renseigne pas sur les caractères physiques structurant la répartition spatiale des précipitations. Elle ne permet pas de comprendre pourquoi les précipitations se structurent spatialement, mais seulement de montrer qu'elles sont structurées. Par ailleurs, il a été démontré que dans les zones mal documentées, mais à relief accidenté (partie du nord-ouest tanzanien), la cartographie des cumuls de précipitations, basée sur le modèle géostatistique « MGÉOSTA », n'est pas aussi fine que celle basée sur le modèle multiplicatif « MERRSTA ».

Le relief n'est pas un facteur majeur de la répartition spatiale des anomalies interannuelles de précipitations mensuelles

Quelle performance du modèle « MSTA » dans la variabilité interannuelle ?

Dans la troisième partie et le chapitre 7, nous avons vu que, de manière générale, les modèles « MSTA » projetés dans la variabilité interannuelle (en conservant les mêmes prédicteurs) ont des performances plus faibles, aussi bien dans la région « Rift oriental » que dans la région « Vaal – Orange ». La perturbation du champ moyen par des phénomènes convectifs locaux et, pour certaines années, par d'autres schémas structurants (ou la superposition de plusieurs schémas structurants) a été retenue comme explication possible à la baisse de performance. En Afrique de l'Est, ces effets sont tout de même

fortement réduits en PSP, où le modèle « MSTA » présente une bonne robustesse d'une année sur l'autre.

La prise en compte de l'ensemble des descripteurs topographiques est-elle plus pertinente ?

Dans le dernier chapitre, nous avons cherché à savoir si des modes de structuration particuliers des anomalies interannuelles de précipitations par le relief sont identifiables. Dans la région « Rift oriental », ce sont les contrastes hauts plateaux de l'ouest/basses terres de l'est qui organisent le plus la répartition spatio-temporelle des précipitations, principalement pendant les mois de transition saison sèche/saison humide (mai, octobre et décembre). Toutefois, ces contrastes n'expliquent qu'une faible part de la variabilité spatio-temporelle des précipitations. Dans la région « Vaal – Orange », on ne décèle quasiment pas d'influence significative du relief sur la répartition des anomalies de précipitations. Donc, au pas de temps mensuel, le relief n'est qu'un facteur mineur de la distribution des précipitations considérées dans leur variabilité interannuelle.

Des modes forcés indépendants de la dynamique atmosphérique ?

Même faiblement explicatifs, les modes de variabilité structurés par le relief n'en sont pas moins reliés à la dynamique atmosphérique d'échelle supra-régionale. Par exemple, dans la région « Rift oriental », le mode forcé du mois de mai est lié à la mise en place du système de mousson indienne au-dessus du bassin de l'océan Indien. Au cours de ce mois, la topographie influence la distribution spatiale des précipitations, principalement celles des basses terres du sud-est. Lorsque la mousson est précoce, les précipitations dans les basses terres sont quasiment nulles du fait de la présence d'une divergence dans les basses couches de l'atmosphère qui entraîne une stabilité de l'atmosphère. À l'inverse, une installation tardive de la mousson permet aux basses terres de conserver une pluviométrie marquée, la divergence de basses couches n'étant pas établie. Du fait de la topographie, les hautes terres conservent une pluviométrie équivalente d'une année à l'autre.

**Un modèle applicable en tout point de l'espace étudié :
une cartographie précise et réaliste**

Pour quelle utilisation ?

Le modèle « MERRSTA » permet d'estimer de manière satisfaisante les précipitations moyennes mensuelles dans les sites non-documentés des régions « Rift oriental » et « Vaal – Orange ». En Afrique de l'Est, la carte des précipitations montre des patterns proches de ceux obtenus il y a quarante ans par les services météorologiques est-africains, avec une précision fortement accrue. Une comparaison des cartes obtenues avec celle de l'occupation/utilisation du sol dans les régions « Rift oriental » et « Vaal – Orange » a montré une concordance remarquable entre les deux informations en termes de pattern (à la qualité du fichier GLC2000 près, aux échelles considérées).

Les précipitations sont la variable d'entrée la plus importante des modèles hydrologiques (Perrin *et al.*, 2003 ; Mouelhi *et al.*, 2006). Ces modèles sont utilisés, notamment, dans les systèmes du type « bassin versant ». Les bassins versants sont des milieux sensibles aux précipitations (quantité, intensité...) en ce qui concerne les phénomènes de désagrégation (érosion, lessivage...) et d'écoulement (irrigation, crues...). Une information précise concernant les précipitations entrant dans le système est donc nécessaire pour une estimation la plus exacte possible des transferts d'eau dans le système. Les modèles agronomiques ont aussi besoin des précipitations comme variable d'entrée pour déterminer, notamment, les rendements des plantes. À ce titre, la partie du travail concernant la régionalisation à échelle fine des précipitations s'inscrit dans le projet d'ANR PICREMAT (Prévisibilité de l'Information Climatique pour la Réduction de la Vulnérabilité de l'Agriculture Tropicale)¹.

Concernant la variabilité interannuelle, posséder des estimations de précipitation précises revêt une importance capitale dans les régions tropicales soumises fréquemment à des périodes de sécheresse et/ou de famine. D'ailleurs, le « Famine Early Warning System » ou « Système d'Alerte Précoce des Famines » de l'USAID (United States Agency for International Development) utilise des estimations satellites de précipitations pour émettre des bulletins d'alertes. Dans cette optique, le satellite est le meilleur outil pour cartographier les précipitations en temps réel, malgré les biais de cette méthode. L'interpolation d'un champ de précipitations à l'aide des observations et du relief serait un plus pour calibrer/corriger les données satellites.

La méthode est-elle transposable à d'autres régions d'Afrique ou d'ailleurs ?

Le modèle « MERRSTA » a l'avantage d'être simple à mettre en œuvre, mais il présente des conditions d'application. La première est que la région à étudier doit présenter des contrastes topographiques marqués, susceptibles d'influencer la distribution spatiale des précipitations. La deuxième condition concerne le réseau de stations, qui doit être suffisamment dense et homogène spatialement, pour que l'on soit certain de couvrir l'ensemble des interactions possibles entre le relief et les précipitations. Ce modèle est testé sur les précipitations moyennes, mais est probablement applicable aux champs interannuels. Une troisième condition, ou recommandation, est de travailler sur des moyennes calculées sur une période suffisamment longue. Dans la région « Vaal – Orange » le problème s'est posé de la durée d'intégration des précipitations pour établir des relations significatives entre relief et précipitations. Il est apparu qu'une intégration sur trente jours donne des résultats moins significatifs qu'avec une intégration sur neuf cents jours. Notre hypothèse est que dans cette région, la variabilité temporelle des types de temps à l'origine des précipitations est mal représentée par une moyenne établie sur trente jours. Mais ce n'est pas généralisable car dans la région « Rift oriental », les résultats obtenus sur les champs interannuels, même si l'ensemble de la méthodologie (interpolation des ratios) n'a pas été appliquée, sont tout de même, pour certains mois, encourageants. Une quatrième condition est une relative isotropie des relations pluie/relief à l'échelle régionale, pour que le modèle établi soit représentatif. Si ces conditions sont réunies, le modèle « MERRSTA » est potentiellement applicable. Il serait d'ailleurs intéressant de confronter ce modèle aux domaines extra-tropicaux, qui ont déjà servi de cadre à de nombreuses études portant sur le sujet.

Quelle(s) perspective(s) donner à ce travail ?

Améliorer la description de la topographie

Le MNT utilisé dans ce travail est celui qui est proposé par l'USGS, le GTOPO30. Il présente comme principal avantage sa résolution horizontale, kilométrique à l'équateur, ce qui permet un calage satisfaisant du modèle « MSTA ». Toutefois, les diverses sources du MNT entraînent parfois une approximation dans les altitudes, introduisant un léger biais (positif ou négatif) dans le calcul des descripteurs topographiques et dans l'étude de la relation entre les précipitations et le relief, ce qui est problématique pour une cartographie

fine et précise des précipitations. Nous proposons d'utiliser, soit dans les deux régions présentées, soit dans d'autres secteurs du globe, le MNT dérivé de la SRTM (pour « Shuttle Radar Topography Mission » ; van Zyl, 2001, Farr *et al.*, 2007), de meilleure qualité en résolutions horizontale et verticale.

Ce MNT est depuis quelques années l'objet de nombreuses études concernant ses performances. Son application dans différents domaines a montré que malgré ses qualités, il présente encore quelques limites, notamment dans le calcul des pentes (Gorokhovich et Voustianouk, 2006) et les mouvements de masse sur les pentes (Falorni *et al.*, 2005). Une méthode de correction du MNT a été récemment proposée (Castel et Oettli, 2008), dont l'évaluation a, en partie, reposé sur les descripteurs morphologiques définis dans le présent travail. Cette méthode améliore significativement la qualité des plans dérivés (pente, morphologie...). En particulier, les descripteurs morphologiques ouvrent la possibilité de produire des cartes de qualité qui seraient utiles pour affiner les analyses et les interprétations des effets du relief. D'autant que nous avons montré que la résolution spatiale « optimale » (250 m) est largement compatible avec des études régionale à locale.

En association avec le changement de MNT, il serait aussi intéressant de développer d'autres descripteurs du relief, afin de mieux appréhender la complexité de la topographie en paramètres simples. Par exemple, il serait possible d'intégrer des descripteurs de convexité/concavité sur les versants.

La modélisation numérique comme complément

Dans le chapitre 3, était évoqué le besoin de recourir à des simulations numériques pour comprendre l'effet « barrage » des reliefs de la région « Rift oriental » et son impact sur la distribution spatiale des précipitations au cours de l'été boréal. De par sa conception, le modèle à aire limitée WRF (pour Weather Research and Forecasting) pourrait servir à modéliser le forçage exercée par la topographie sur les flux au-dessus de la région pour comprendre l'organisation spatiale des pluies. Mais le modèle WRF permet aussi de définir des expériences de sensibilité en imposant une topographie théorique/idéalisée. Il serait alors envisageable d'étudier le rôle des différentes composantes de la topographie (telle que décrites par les descripteurs utilisés dans ce travail) sur la circulation atmosphérique, afin de mieux séparer leurs effets respectifs.

Parmi les perspectives possibles figure la déclinaison spatiale, en fonction du relief, des changements climatiques récents et futurs. Dans le cadre des changements climatiques

récents pourrait être envisagée une étude de la modulation locale par le relief des éventuelles tendances observées dans les précipitations. Dans le cadre des changements climatiques futurs, la modulation locale par le relief des tendances simulées pourrait être étudiée, soit en désagrégant statistiquement les sorties de modèles numériques globaux, soit en travaillant à partir d'un modèle numérique régional.

Travailler sur des types de champs pluviométriques

Le problème de la durée d'intégration des précipitations dans la région « Vaal – Orange » était souligné plus haut. Une solution envisageable serait un travail au pas de temps quotidien. Mais plutôt que de travailler sur des champs quotidiens, il faudrait, dans un premier temps, procéder à une classification en types de champs pluviométriques. Ce travail est actuellement effectué au sein du CRC, dans le cadre de la thèse de Julien Crétat. Dans un deuxième temps, il serait alors possible d'étudier les relations entre chaque type de champs et le relief, afin de déterminer s'il existe des configurations spatiales (et donc des configurations atmosphériques) pour lesquelles le forçage interne est important.

Table des matières

INTRODUCTION.....	1
HISTOIRE DE LA CONNAISSANCE DES RELATIONS ENTRE LE RELIEF ET LES PRÉCIPITATIONS.....	1
PROCESSUS ET MODÉLISATION	2
ENJEUX	4
OBJECTIFS	6
PREMIÈRE PARTIE : CARACTÉRISATION DE LA RELATION ENTRE LES PRÉCIPITATIONS MOYENNES ET LE RELIEF	11
CHAPITRE 1 : DEUX RÉGIONS D'ÉTUDE, DEUX RÉSEAUX DE MESURE	13
1.1 EN AFRIQUE ÉQUATORIALE ET EN AFRIQUE SUB-TROPICALE.....	13
1.2 SOURCES ET DESCRIPTION DES RÉSEAUX DE STATIONS	15
1.3 ORGANISATION ALTITUDINALE DES RÉSEAUX	18
1.3.1 Région « Rift oriental » : hauts plateaux et massifs isolés.....	18
1.3.2 Région « Vaal – Orange » : versant occidental d'échelle régionale	19
CHAPITRE 2 : COORDONNÉES GÉOGRAPHIQUES ET PLUVIOMÉTRIE MENSUELLE MOYENNE.....	21
2.1 MÉTHODOLOGIE.....	21
2.1.1 Quantifier les relations.....	21
2.1.2 Le problème de l'autocorrélation spatiale sur les normales mensuelles de précipitations	22
2.2 L'ALTITUDE, DÉTERMINANT FAVORABLE AUX PRÉCIPITATIONS ?.....	24
2.3 LA LONGITUDE, UN FACTEUR DÉCISIF DE RÉPARTITION	25
2.4 LA LATITUDE, UN FACTEUR À SAISONNALITÉ MARQUÉE	32
2.5 HIÉRARCHISATION DE L'INTENSITÉ DE LA RELATION ENTRE PARAMÈTRES « ALLOLA » ET PRÉCIPITATIONS MOYENNES	34
CHAPITRE 3 : LE RELIEF DANS SA COMPLEXITÉ ET SA RELATION AVEC LES PRÉCIPITATIONS MOYENNES.....	37
3.1 DÉFINIR L'ENVIRONNEMENT TOPOGRAPHIQUE DES STATIONS	37
3.1.1 Les principes généraux : échelles de travail, modèle numérique de terrain et types de descripteurs	37
3.1.2 L'altitude moyenne plutôt que l'altitude stationnelle	41
3.1.3 Tenir compte de la diversité topographique : la rugosité.....	41
3.1.4 La pente moyenne, descripteur simple des formes du relief.....	42
3.1.5 Les descripteurs morphologiques : une combinaison de formes et d'orientations	43
3.1.6 De la théorie des configurations à leur projection sur le terrain	48
3.2 TOPOGRAPHIE DES RÉGIONS ÉTUDIÉES : APPLICATION DU PROTOCOLE MÉTHODOLOGIQUE	53
3.2.1 L'Afrique de l'Est, des bords de l'océan Indien au plus haut sommet d'Afrique.....	54
3.2.2 L'Afrique du Sud, de la cuvette du Kalahari aux hauteurs du Drakensberg	57
3.3 RELATIONS ENTRE LES PRÉCIPITATIONS MOYENNES MENSUELLES ET LES COMPOSANTES MULTISCAIRES DU RELIEF.....	59
3.3.1 Le problème de l'autocorrélation spatiale sur les descripteurs.....	60
3.3.2 Faible impact de l'altitude moyenne sur les volumes précipités des régions étudiées	61
3.3.3 Effet amplificateur de la pente moyenne.....	63
3.3.4 Variabilité altitudinale, favorable aux précipitations.....	66

3.3.5 Les échelles d'influence des descripteurs quantitatifs du relief.....	67
3.3.6 Influence des versants ouest/est : une saisonnalité marquée.....	68
3.3.7 Versants sud/nord : efficacité en région « Rift oriental », effets limités en région « Vaal – Orange ».....	71
3.3.8 Crête ou thalweg d'axe nord/sud.....	73
3.3.9 Crête ou thalweg d'axe est/ouest.....	74
3.3.10 Crête ou thalweg d'axe nord-ouest/sud-est.....	75
3.3.11 Crête ou thalweg d'axe nord-est/sud-ouest.....	76
3.3.12 Sommet ou cuvette.....	77
3.4 BILAN DE L'IMPACT DES ÉCHELLES ET DES CONFIGURATIONS DU RELIEF SUR LES MOYENNES MENSUELLES DE PRÉCIPITATIONS.....	79
CHAPITRE 4 : MODÉLISATION DES PRÉCIPITATIONS MOYENNES STATIONNELLES	81
4.1 LA RÉGRESSION LINÉAIRE MULTIPLE COMME MODÈLE PLUVIOMÉTRIQUE	81
4.1.1 <i>Objet de l'analyse</i>	81
4.1.2 <i>Définition de la régression linéaire multiple</i>	83
4.1.3 <i>Contraintes d'application</i>	85
4.1.3.1 La colinéarité des prédicteurs.....	85
4.1.3.2 La normalité des variables.....	86
4.1.3.3 Le nombre de prédicteurs.....	87
4.1.3.4 L'échantillonnage.....	88
4.2 VALIDATION DE LA MODÉLISATION STATISTIQUE PAR RÉGRESSION LINÉAIRE MULTIPLE.....	89
4.2.1 <i>Les critères de validation</i>	89
4.2.1.1 Le coefficient de détermination.....	90
4.2.1.2 Le biais de modélisation.....	91
4.2.1.3 L'erreur quadratique moyenne.....	91
4.2.1.4 La « linear error in probability space ».....	92
4.2.2 <i>Méthode de validation</i>	93
4.3 LES MODÈLES PLUVIOMÉTRIQUES EN AFRIQUE ORIENTALE ET AUSTRALE.....	96
4.3.1 <i>Région « Rift oriental »</i>	96
4.3.1.1 Modélisations des précipitations de la GSP.....	96
4.3.1.2 Modélisations des précipitations de la PSP.....	100
4.3.1.3 Bilan des deux saisons.....	102
4.3.2 <i>Région « Vaal – Orange »</i>	103
4.3.3 <i>Bilan de la modélisation des pluies moyennes par « MSTA »</i>	108
4.3.4 <i>Une variante possible : des modèles « MSTA » sous-régionaux</i>	109
Conclusion de la première partie : Différenciation régionale de l'influence du relief sur la distribution spatiale des précipitations moyennes mensuelles.....	113
DEUXIÈME PARTIE : MODÉLISATION GÉOSTATISTIQUE ET SPATIALISATION DES PRÉCIPITATIONS MOYENNES.....	115
CHAPITRE 5 : APPORT DE LA GÉOSTATISTIQUE À LA CONNAISSANCE DE LA RÉPARTITION DES PRÉCIPITATIONS MOYENNES.....	119
5.1 DÉFINITION DE L'ERREUR DE MODÉLISATION : RÉSIDU ET RATIO.....	120
5.2 QUALIFICATION DE LA STRUCTURATION SPATIALE DES RATIOS : MÉTHODOLOGIE	123
5.2.1 <i>Les bases méthodologiques de la mesure des structures</i>	124
5.2.2 <i>La fonction mathématique retenue et interprétation</i>	126
5.3 STRUCTURATION SPATIALE DES RATIOS MENSUELS.....	129
5.3.1 <i>Région « Rift oriental » : une structuration spatiale forte des ratios</i>	129
5.3.2 <i>Région « Vaal – Orange » : une structuration spatiale des ratios difficile à démontrer</i>	135
5.4 ASSOCIATION DES MODÈLES STATISTIQUES ET GÉOSTATISTIQUES.....	137
5.4.1 <i>« Rift oriental » : performance du modèle « MERRSTA »</i>	138
5.4.2 <i>« Vaal – Orange » : performance du modèle « MERRSTA »</i>	140
5.4.3 <i>Comparaison entre les modèles « MERRSTA » et « MGÉOSTA »</i>	143
5.4.4 <i>Validation du gain de performance du modèle « MERRSTA » en comparaison d'un jeu de données indépendant (région « Rift Oriental »)</i>	147
CHAPITRE 6 : INTERPOLATION À ÉCHELLE RÉGIONALE DE L'INFORMATION STATIONNELLE	153
6.1 RÉGIONALISATION DES PRÉCIPITATIONS STATIONNELLES BASÉE SUR LE MODÈLE STATISTIQUE.....	154
6.1.1 <i>Région « Rift oriental » : l'importance de la topographie sur les précipitations</i>	155
6.1.2 <i>Région « Vaal – Orange » : l'importance de l'échelle régionale dans les précipitations</i>	155
6.2 UNE RÉGIONALISATION CORRIGÉE PAR LES RATIOS STATIONNELS.....	158

6.2.1 Région « Rift oriental » : des forçages locaux persistant dans le temps.....	159
6.2.2 Région « Vaal – Orange » : des forçages de large échelle, variables dans le temps	161
6.3 CARTES DES PRÉCIPITATIONS MOYENNES MENSUELLES.....	163
6.3.1 Région « Rift oriental » : une forte variabilité spatiale et temporelle	163
6.3.2 Région « Vaal – Orange », un gradient sud-ouest/nord-est dominant, avec quelques nuances ...	170
Conclusion de la deuxième partie : Combiner modèle statistique et mathématique pour une cartographie plus respectueuse du relief et plus fidèle.....	175
TROISIÈME PARTIE : VARIABILITÉ INTERANNUELLE DES RELATIONS ENTRE PRÉCIPITATIONS ET RELIEF	179
CHAPITRE 7 : VARIABILITÉ INTERANNUELLE DES PERFORMANCES DES MODÈLES MOYENS « MSTA ».....	183
7.1 LES DONNÉES ET MÉTHODES.....	183
7.1.1 Les données de précipitations dans les deux régions étudiées.....	183
7.1.2 L'indice régional de précipitations.....	185
7.1.3 Les descripteurs du relief.....	188
7.1.4 Projection des modèles « MSTA » mensuels dans la variabilité interannuelle	188
7.2 « RIFT ORIENTAL » : VARIABILITÉ INTERANNUELLE (1961-1985) DES PERFORMANCES DES MODÈLES MOYENS « MSTA ».....	189
7.2.1 Aptitude des modèles moyens à rendre compte des configurations mensuelles pour chacune des années	189
7.2.2 Un exemple de faibles performances du modèle moyen « MSTA » en variabilité interannuelle : les mois de mars (1961-1985).....	191
7.2.3 Un exemple de fortes performances du modèle moyen « MSTA » en variabilité interannuelle : les mois d'octobre (1961-1985)	195
7.3 « VAAL – ORANGE » : VARIABILITÉ INTERANNUELLE (1970-1999) DES PERFORMANCES DES MODÈLES MOYENS « MSTA ».....	200
7.3.1 Aptitude des modèles moyens à rendre compte des configurations mensuelles pour chacune des années	200
7.3.2 Un exemple de forte détérioration des performances du modèle moyen « MSTA » en variabilité interannuelle : les mois de novembre (1970-1999).....	201
7.3.3 Un exemple de faibles performances du modèle moyen « MSTA » en variabilité interannuelle : les mois d'avril (1970-1999).....	204
CHAPITRE 8 : ÉTUDE DU FORÇAGE DES CHAMPS DE PRÉCIPITATIONS PAR LE RELIEF ET DE SA VARIABILITÉ INTERANNUELLE.....	209
8.1 DONNÉES ET MÉTHODES.....	209
8.1.1 Mise en évidence des modes forcés de variabilité des précipitations : apport de l'analyse des corrélations canoniques.....	210
8.1.2 Replacer les relations relief/précipitations dans un cadre supra-régional : les données de dynamique atmosphérique et les températures de surface océanique	212
8.1.3 Tester la significativité des relations entre d'un côté les modes forcés et de l'autre la dynamique atmosphérique et les températures de surface océanique.....	213
8.2 PRÉSENTATION DES PRINCIPAUX MODES FORCÉS DANS LES RÉGIONS « RIFT ORIENTAL » ET « VAAL – ORANGE »	214
8.2.1 « Rift oriental », mois de mai : contraste entre les basses terres et les hautes terres (premier mode forcé).....	215
8.2.2 « Rift oriental », mois d'octobre : contraste basses terres / hautes terres et exposition est (premier mode forcé).....	216
8.2.3 « Rift oriental », mois de décembre : contraste d'exposition est/ouest (premier mode forcé).....	218
8.2.4 « Vaal – Orange », mois de janvier : contraste longitudinal (premier mode forcé).....	220
8.3 DES MODES FORCÉS ASSOCIÉS À LA CIRCULATION ATMOSPHÉRIQUE	221
8.3.1 « Rift oriental » : les relations entre l'IRV et le premier mode forcé de chaque mois.....	223
8.3.2 « Rift oriental », mois de mai : effet de la variation de l'installation de la mousson indienne sur le premier mode forcé.....	225
8.3.3 « Rift oriental, mois d'octobre : effet du retrait de la mousson indienne sur le premier mode forcé	228
8.3.4 « Rift oriental », mois de décembre : effet de la variation de la mousson malgache sur le premier mode forcé	231
8.3.5 « Vaal – Orange » : les relations entre l'IRV et le premier mode forcé de chaque mois	233
8.3.6 « Vaal – Orange », mois de janvier : effet des ondes d'ouest dans la haute troposphère sur le premier mode forcé.....	234

Conclusion de la troisième partie : Faible impact du relief sur la variabilité interannuelle des précipitations	237
RÉGION « VAAL – ORANGE » : UNE RÉPARTITION SPATIALE DES PRÉCIPITATIONS SANS EFFET LOCAL STRUCTURANT DU RELIEF	237
RÉGION « RIFT ORIENTAL » : UN EFFET DU RELIEF PENDANT LES TRANSITIONS SAISON PLUVIEUSE/SAISON SÈCHE	238
CONCLUSION GÉNÉRALE	239
UNE CONTRIBUTION À LA CONNAISSANCE DES RELATIONS ENTRE PRÉCIPITATIONS ET RELIEF EN ZONES TROPICALE ET SUBTROPICALE	239
UN APPORT MÉTHODOLOGIQUE : INDICES MULTISCALAIRES DE DESCRIPTION DU RELIEF	239
DE BONNES PERFORMANCES DES MODÈLES STATISTIQUES SUR LE CHAMP MOYEN DE PRÉCIPITATIONS.	240
... AMÉLIORÉES PAR LA PRISE EN COMPTE DE STRUCTURES SPATIALES FINES	241
LE RELIEF N'EST PAS UN FACTEUR MAJEUR DE LA RÉPARTITION SPATIALE DES ANOMALIES INTERANNUELLES DE PRÉCIPITATIONS MENSUELLES	242
UN MODÈLE APPLICABLE EN TOUT POINT DE L'ESPACE ÉTUDIÉ : UNE CARTOGRAPHIE PRÉCISE ET RÉALISTE	243
QUELLE(S) PERSPECTIVE(S) DONNER À CE TRAVAIL ?	245
TABLE DES MATIÈRES	248
TABLE DES ILLUSTRATIONS.....	253
LISTE DES TABLEAUX	259
BIBLIOGRAPHIE	261
ANNEXES.....	273
ANNEXE I : MODÈLE GLOBAL VS MODÈLE FRÉQUENTIEL	275
ANNEXE II : DES CORRÉLATIONS SPATIALES ENTRE PRÉCIPITATIONS ET DESCRIPTEURS DU RELIEF	277
ANNEXE III : AMÉLIORER L'ESTIMATION DES PRÉCIPITATIONS : UTILISER LE RÉSIDU OU LE RATIO ?	283
<i>Cas n°1 : l'amélioration de l'estimation par le résidu</i>	<i>284</i>
<i>Cas n°2 : résidu ou ratio, une amélioration équivalente ?</i>	<i>285</i>
<i>Cas n°3 : estimation réaliste grâce au ratio, irréaliste grâce au résidu</i>	<i>285</i>
ANNEXE IV : ARTICLE « INFLUENCE OF TOPOGRAPHY ON MONTHLY RAINFALL DISTRIBUTION OVER EAST AFRICA »	287

Table des illustrations

FIGURE 1 : LOCALISATION DES RÉGIONS D'ÉTUDE.....	14
FIGURE 2 : LOCALISATION DES POSTES PLUVIOMÉTRIQUES.....	16
FIGURE 3 : DISTRIBUTION DES LONGUEURS DES 305 SÉRIES PLUVIOMÉTRIQUES DE LA RÉGION « RIFT ORIENTAL ».....	17
FIGURE 4 : RÉGIME PLUVIOMÉTRIQUE, VARIABILITÉ SPATIALE ET DISPERSION AUTOUR DES MOYENNES DANS LA RÉGION « RIFT ORIENTAL ».....	17
FIGURE 5 : IDEM FIGURE 4 POUR LA RÉGION « VAAL – ORANGE ».....	18
FIGURE 6 : RELATIONS ENTRE LES PARAMÈTRES « ALLOLA » DANS LA RÉGION « RIFT ORIENTAL ».....	19
FIGURE 7 : RELATIONS ENTRE LES PARAMÈTRES « ALLOLA » DANS LA RÉGION « VAAL - ORANGE ».....	20
FIGURE 8 : INDICES /DE MORAN SUR LES NORMALES MENSUELLES DE PRÉCIPITATION.....	23
FIGURE 9 : RELATIONS ENTRE LES MOYENNES MENSUELLES DE PRÉCIPITATIONS ET LES ALTITUDES DES STATIONS.....	24
FIGURE 10 : IDEM FIGURE 9 AVEC LES LONGITUDES STATIONNELLES.....	26
FIGURE 11 : PRÉCIPITATIONS STATIONNELLES MENSUELLES MOYENNES DANS LA RÉGION « RIFT ORIENTAL ».....	27
FIGURE 12 : CIRCULATION ATMOSPHÉRIQUE MOYENNE MENSUELLE À 700 hPa AU-DESSUS DE LA RÉGION « RIFT ORIENTAL ».....	28
FIGURE 13 : PRÉCIPITATIONS STATIONNELLES MENSUELLES MOYENNES DANS LA RÉGION « VAAL – ORANGE ».....	29
FIGURE 14 : CONVERGENCE MOYENNE DES FLUX EN SURFACE PENDANT LA SAISON DES PLUIES EN AFRIQUE AUSTRALE.....	30
FIGURE 15 : CIRCULATION ATMOSPHÉRIQUE MOYENNE MENSUELLE À 850 hPa AU-DESSUS DE LA RÉGION « VAAL – ORANGE ».....	31
FIGURE 16 : IDEM FIGURE 9 AVEC LES LATITUDES STATIONNELLES.....	32
FIGURE 17 : CORRÉLATIONS PARTIELLES MENSUELLES ENTRE LES PRÉCIPITATIONS MOYENNES ET CHACUN DES DESCRIPTEURS « ALLOLA », INDÉPENDAMMENT DES DEUX AUTRES.....	35
FIGURE 18 : UNE STATION DE MESURE S1 (+), SON ENVIRONNEMENT TOPOGRAPHIQUE ET LA DÉFINITION DE LA FENÊTRE PRINCIPALE ().....	38
FIGURE 19 : LA FENÊTRE PRINCIPALE, LES 9 SOUS-FENÊTRES (A) ET LES 9 MOYENNES ALTITUDINALES (DE M1 À M9) ASSOCIÉES (B).....	40
FIGURE 20 : CONFIGURATION « VEOE », VERSANT EXPOSÉ À L' OUEST.....	45
FIGURE 21 : CONFIGURATION « VESN », VERSANT EXPOSÉ AU SUD.....	45
FIGURE 22 : CONFIGURATION « CRTHNS », LIGNE DE CRÊTE D' ORIENTATION NORD/SUD.....	45
FIGURE 23 : CONFIGURATION « CRTHEO », LIGNE DE CRÊTE D' ORIENTATION EST/OUEST.....	45
FIGURE 24 : CONFIGURATION « CRTHNOSE », LIGNE DE CRÊTE D' ORIENTATION NORD-OUEST/SUD-EST.....	46
FIGURE 25 : CONFIGURATION « CRTHNESO », LIGNE DE CRÊTE D' ORIENTATION NORD-EST/SUD-OUEST.....	46

FIGURE 26 : CONFIGURATION « SOMCUV », SOMMET OU CUVETTE ISOLÉ(E)	46
FIGURE 27 : COMBINAISON D'UNE CRÊTE D'ORIENTATION NORD-OUEST/SUD-EST ET D'UN SOMMET ISOLÉ	47
FIGURE 28 : DEUX CONFIGURATIONS IDENTIQUES, MAIS AVEC UN DIFFÉRENTIEL ALTITUDINAL MARQUÉ	50
FIGURE 29 : REPRÉSENTATIVITÉ DES CONFIGURATIONS THÉORIQUES DANS L'ENVIRONNEMENT TOPOGRAPHIQUE DES STATIONS	52
FIGURE 30 : TOPOGRAPHIE DE LA RÉGION « RIFT ORIENTAL »	54
FIGURE 31 : VERSANTS OCCIDENTAUX ET ORIENTAUX DE LA RÉGION « RIFT ORIENTAL »	55
FIGURE 32 : VERSANTS SUD ET NORD DE LA RÉGION « RIFT ORIENTAL »	56
FIGURE 33 : SOMMETS ET VALLÉES DANS LA RÉGION « RIFT ORIENTAL »	56
FIGURE 34 : TOPOGRAPHIE DE LA RÉGION « VAAL – ORANGE »	57
FIGURE 35 : LES VERSANTS OCCIDENTAUX ET ORIENTAUX DE LA RÉGION « VAAL – ORANGE »	58
FIGURE 36 : LES DÉPRESSIONS ET SOMMETS DE LA RÉGION « VAAL – ORANGE »	59
FIGURE 37 : INDICES /DE MORAN SUR LES DESCRIPTEURS TOPOGRAPHIQUES	61
FIGURE 38 : RELATIONS MULTIÉCHELLES ENTRE LES PRÉCIPITATIONS MOYENNES MENSUELLES ET L'ALTITUDE MOYENNE (« ALTM ») DES STATIONS	62
FIGURE 39 : IDEM FIGURE 38 AVEC LA PENTE MOYENNE (« PENTM »)	64
FIGURE 40 : RELATIONS ENTRE LES PLUIES MOYENNES MENSUELLES ET LES PENTES MOYENNES DANS LA RÉGION « VAAL – ORANGE » AU COURS DE LA SAISON DES PLUIES	65
FIGURE 41 : IDEM FIGURE 40 POUR LA SAISON SÈCHE	65
FIGURE 42 : IDEM FIGURE 38 AVEC LA VARIABILITÉ ALTITUDINALE (« RUGO »)	66
FIGURE 43 : IDEM FIGURE 38 AVEC LES VERSANTS OUEST/EST (« VEOE »)	68
FIGURE 44 : PROVENANCE DES FLUX QUOTIDIENS (À 700 hPA) AU-DESSUS DE LA RÉGION « RIFT ORIENTAL » AU COURS DE LA PÉRIODE 1961-1985, PENDANT LES SAISONS DES PLUIES	69
FIGURE 45 : IDEM FIGURE 44 PENDANT LA SAISON SÈCHE D'ÉTÉ BORÉAL	70
FIGURE 46 : PROVENANCE DES FLUX QUOTIDIENS (À 850 hPA) AU-DESSUS DE LA RÉGION « VAAL – ORANGE » AU COURS DE LA PÉRIODE 1970-1999, AU CŒUR DE LA SAISON DES PLUIES	70
FIGURE 47 : IDEM FIGURE 38 AVEC LES VERSANTS SUD/NORD (« VESN »)	71
FIGURE 48 : PROVENANCE DES FLUX QUOTIDIENS (À 850 hPA) AU-DESSUS DE LA RÉGION « VAAL – ORANGE » AU COURS DE LA PÉRIODE 1970-1999, EN SAISON SÈCHE	73
FIGURE 49 : IDEM FIGURE 38 AVEC LES CRÊTES/THALWEGS D'AXE NORD/SUD (« CRTHNS »)	74
FIGURE 50 : IDEM FIGURE 38 AVEC LES CRÊTES/THALWEGS D'AXE OUEST/EST (« CRTHEO »)	75
FIGURE 51 : IDEM FIGURE 38 AVEC LES CRÊTES/THALWEGS D'AXE NORD-OUEST/SUD-EST (« CRTHNOSE »)	76
FIGURE 52 : IDEM FIGURE 38 AVEC LES CRÊTES/THALWEGS D'AXE NORD-EST/SUD-OUEST (« CRTHNESO »)	77
FIGURE 53 : IDEM FIGURE 38 AVEC LES SOMMETS/DÉPRESSIONS ISOLÉES (« SOMCUV »)	78
FIGURE 54 : COLINÉARITÉS ENTRE PRÉDICTEURS, EN VARIANCE, SELON TROIS TAILLES DE FENÊTRE POUR LA RÉGION « RIFT ORIENTAL » (A) ET LA RÉGION « VAAL – ORANGE » (B)	85
FIGURE 55 : ÉVOLUTION MENSUELLE DE L'HUMIDITÉ RELATIVE MOYENNE AU-DESSUS DE LA RÉGION « RIFT ORIENTAL »	98
FIGURE 56 : FLUX ZONAUX ET MÉRIDIEUX MOYENS AU-DESSUS DE LA RÉGION « RIFT ORIENTAL », EN M.S ⁻¹	98
FIGURE 57 : EFFET DE L'EXPOSITION SUR LA CONVECTION DANS LA RÉGION « RIFT ORIENTAL »	103
FIGURE 58 : EFFETS DE LA POSITION EN CRÊTE OU EN VALLÉE (A) ET DE LA ZCIT (B) SUR LA CONVECTION DANS LA RÉGION « RIFT ORIENTAL »	103
FIGURE 59 : FLUX ZONAUX (A) ET MÉRIDIEUX (B) AU-DESSUS DE LA RÉGION « VAAL – ORANGE »	105

FIGURE 60 : ÉVOLUTION MENSUELLE DE L'HUMIDITÉ RELATIVE AU-DESSUS DE LA RÉGION « VAAL – ORANGE » .	106
FIGURE 61 : CORRÉLATIONS SPATIALES GLISSANTES (FENÊTRES GLISSANTES DE 55 KM DE RAYON) ENTRE LES PRÉCIPITATIONS MOYENNES D'AVRIL ET L'ALTITUDE DES STATIONS DANS LA RÉGION « RIFT ORIENTAL »	109
FIGURE 62 : CORRÉLATIONS SPATIALES GLISSANTES (FENÊTRES GLISSANTES DE 55 KM DE RAYON) ENTRE LES PRÉCIPITATIONS MOYENNES D'AVRIL ET LES CRÊTES/THALWEGS D'AXE NORD/SUD À L'ÉCHELLE DE 123 KM DANS LA RÉGION « VAAL – ORANGE »	111
FIGURE 63 : RATIOS MENSUELS DE L'ERREUR DE MODÉLISATION POUR LA RÉGION « RIFT ORIENTAL » .	122
FIGURE 64 : IDEM FIGURE 63 POUR LA RÉGION « VAAL – ORANGE »	123
FIGURE 65 : REPRÉSENTATION THÉORIQUE D'UN NUAGE VARIOGRAPHIQUE ET DE SA MODÉLISATION.	125
FIGURE 66 : LES FORMES DE LA MODÉLISATION VARIOGRAPHIQUE	128
FIGURE 67 : VARIOGRAMMES DES RATIOS DU MODÈLE MSTA DANS LA RÉGION « RIFT ORIENTAL ».....	131
FIGURE 68 : RELATIONS ENTRE RATIOS CALCULÉS À PARTIR DU MODÈLE « MSTA » ET RATIOS ESTIMÉS PAR LE MODÈLE SPHÉRIQUE DANS LA RÉGION « RIFT ORIENTAL ».....	134
FIGURE 69 : IDEM FIGURE 67 DANS LA RÉGION « VAAL – ORANGE »	136
FIGURE 70 : IDEM FIGURE 68 DANS LA RÉGION « VAAL – ORANGE »	137
FIGURE 71 : PERFORMANCES DES MODÈLES « MSTA » ET « MERRSTA » DE LA RÉGION « RIFT ORIENTAL »	139
FIGURE 72 : VALIDATION GRAPHIQUE DES RÉSULTATS DANS LA RÉGION « RIFT ORIENTAL »	140
FIGURE 73 : IDEM FIGURE 71 DANS LA RÉGION « VAAL – ORANGE »	142
FIGURE 74 : IDEM FIGURE 72 DANS LA RÉGION « VAAL – ORANGE »	143
FIGURE 75 : IDEM FIGURE 71 POUR LES MODÈLES « MERRSTA » ET « MGÉOSTA » DANS LA RÉGION « RIFT ORIENTAL »	144
FIGURE 76 : VALIDATION GRAPHIQUE DES RÉSULTATS DANS LA RÉGION « RIFT ORIENTAL »	146
FIGURE 77 : LOCALISATION DES 305 STATIONS DE LA RÉGION « RIFT ORIENTAL » ET DES 316 STATIONS COMPLÉMENTAIRES	147
FIGURE 78 : DISTRIBUTION DES LONGUEURS DES 316 SÉRIES PLUVIOMÉTRIQUES COMPLÉMENTAIRES.	148
FIGURE 79 : DISTRIBUTION DES DISTANCES MINIMALES ENTRE STATIONS DE LA RÉGION « RIFT ORIENTAL » ET STATIONS COMPLÉMENTAIRES.	149
FIGURE 80 : RÉGIME PLUVIOMÉTRIQUE, VARIABILITÉ SPATIALE ET DISPERSION AUTOUR DES MOYENNES DANS LA RÉGION « RIFT ORIENTAL » DES 316 STATIONS COMPLÉMENTAIRES.....	149
FIGURE 81 : COEFFICIENTS DE DÉTERMINATION DES RELATIONS ENTRE PRÉCIPITATIONS OBSERVÉES ET ESTIMÉES SELON LES MODÈLES « MERRSTA » ET « MGÉOSTA », EN FONCTION DE DIFFÉRENTES CLASSES D'ÉLOIGNEMENT, SUR LES 316 STATIONS COMPLÉMENTAIRES	151
FIGURE 82 : CARTES DES PRÉCIPITATIONS MENSUELLES ISSUES DU MODÈLE « MSTA » DANS LA RÉGION « RIFT ORIENTAL ».....	156
FIGURE 83 : IDEM FIGURE 82 DANS LA RÉGION « VAAL – ORANGE »	157
FIGURE 84 : CARTE DES RATIOS MENSUELS DANS LA RÉGION « RIFT ORIENTAL »	160
FIGURE 85 : CARTE DE L'ÉCART-TYPE DU KRIGEAGE DES RATIOS MENSUELS DANS LA RÉGION « RIFT ORIENTAL »	160
FIGURE 86 : CARTE DES RATIOS MENSUELS DANS LA RÉGION « VAAL – ORANGE »	161
FIGURE 87 : CARTE DE L'ÉCART-TYPE DU KRIGEAGE DES RATIOS MENSUELS DANS LA RÉGION « VAAL – ORANGE »	162
FIGURE 88 : CARTES DES PRÉCIPITATIONS MENSUELLES ISSUES DU MODÈLE « MERRSTA » DANS LA RÉGION « RIFT ORIENTAL »	164
FIGURE 89 : CARTE DES PRÉCIPITATIONS MOYENNES EN AVRIL EN AFRIQUE DE L'EST (KMD, 1966).	165

FIGURE 90 : DÉLIMITATION DE LA ZONE DE VALIDATION, LOCALISATION DES STATIONS (JEU DE DONNÉES « RIFT ORIENTAL ») DANS LA ZONE ET RELIEF.	166
FIGURE 91 : OCCUPATION DU SOL D'APRÈS LA CLASSIFICATION GLC2000 DANS LA PARTIE SUD-OUEST DE LA RÉGION « RIFT ORIENTAL »	167
FIGURE 92 : PRÉCIPITATIONS MODÉLISÉES PAR A) INTERPOLATION CUBIQUE, B) LE MODÈLE « MSTA », C) LE MODÈLE « MERRSTA » ET D) LE MODÈLE « MGÉOSTA », DANS LA ZONE DE VALIDATION.....	168
FIGURE 93 : IDEM FIGURE 88 DANS LA RÉGION « VAAL – ORANGE ».	171
FIGURE 94 : PLUVIOMÉTRIQUE OCTOBRE-MARS DANS LA RÉGION « VAAL – ORANGE »	172
FIGURE 95 : IDEM FIGURE 91 DANS LA RÉGION « VAAL – ORANGE »	172
FIGURE 96 : PRÉCIPITATIONS MODÉLISÉES PAR A) INTERPOLATION CUBIQUE, B) LE MODÈLE « MSTA », C) LE MODÈLE « MERRSTA », DANS LA RÉGION « VAAL – ORANGE »	173
FIGURE 97 : CARTE DES TYPE DES SOL SELON LA CLASSIFICATION SOTER DANS LA RÉGION « VAAL – ORANGE »	174
FIGURE 98 : LOCALISATION DES 111 STATIONS PLUVIOMÉTRIQUES DE LA RÉGION « RIFT ORIENTAL » UTILISÉES POUR L'ÉTUDE INTERANNUELLE	184
FIGURE 99 : LOCALISATION DES 1.160 STATIONS PLUVIOMÉTRIQUES DE LA RÉGION « VAAL – ORANGE » UTILISÉES POUR L'ÉTUDE INTERANNUELLE.....	185
FIGURE 100 : GRILLE RÉGULIÈRE DE PROJECTION EN RÉGION POUR LE CALCUL DE L'IRP.	186
FIGURE 101 : DISTRIBUTION DES COEFFICIENTS DE DÉTERMINATION DU MODÈLE « MSTA » DANS LA RÉGION « RIFT ORIENTAL ».	190
FIGURE 102 : VARIABILITÉ INTERANNUELLE DE L'IRP ET DU POIDS DES PRÉDICTEURS POUR LE MOIS DE MARS DANS LA RÉGION « RIFT ORIENTAL ».....	192
FIGURE 103 : PRÉCIPITATIONS MOYENNES ET POUR UNE SÉLECTION D'ANNÉES EN MARS DANS LA RÉGION « RIFT ORIENTAL »	194
FIGURE 104 : IDEM FIGURE 102 , POUR LE MOIS D'OCTOBRE DANS LA RÉGION « RIFT ORIENTAL ».	196
FIGURE 105 : PRÉCIPITATIONS MOYENNES ET POUR UNE SÉLECTION D'ANNÉES EN OCTOBRE DANS LA RÉGION « RIFT ORIENTAL »	198
FIGURE 106 : IDEM FIGURE 101 DANS LA RÉGION « VAAL – ORANGE ».....	200
FIGURE 107 : IDEM FIGURE 102 , POUR LE MOIS DE NOVEMBRE DANS LA RÉGION « VAAL – ORANGE ».	202
FIGURE 108 : PRÉCIPITATIONS MOYENNES ET POUR UNE SÉLECTION D'ANNÉES EN NOVEMBRE DANS LA RÉGION « VAAL – ORANGE ».....	203
FIGURE 109 : IDEM FIGURE 102 POUR LE MOIS D'AVRIL DANS LA RÉGION « VAAL – ORANGE ».	205
FIGURE 110 : PRÉCIPITATIONS MOYENNES ET POUR UNE SÉLECTION D'ANNÉES EN AVRIL DANS LA RÉGION « VAAL – ORANGE ».	206
FIGURE 111 : PREMIER MODE ACC DU MOIS DE MAI DANS LA RÉGION « RIFT ORIENTAL »	216
FIGURE 112 : IDEM FIGURE 111 POUR LE PREMIER MODE ACC D'OCTOBRE DANS LA RÉGION « RIFT ORIENTAL »	217
FIGURE 113 : IDEM FIGURE 111 , POUR LE PREMIER MODE ACC DE DÉCEMBRE DANS LA RÉGION « RIFT ORIENTAL »	218
FIGURE 114 : DIFFÉRENCE ENTRE LES INDICES DE PRÉCIPITATIONS À L'EST ET À L'OUEST DE 36.5°E, CALCULÉS DANS LA RÉGION « RIFT ORIENTAL », POUR LE MOIS DE DÉCEMBRE.....	220
FIGURE 115 : IDEM FIGURE 111 , POUR LE PREMIER MODE ACC DE JANVIER DANS LA RÉGION « VAAL – ORANGE »	221
FIGURE 116 : SIGNIFICATION DES SYMBOLES UTILISÉS DANS LES FIGURES FIGURE 118 , FIGURE 119 , FIGURE 121 ET FIGURE 123	223

FIGURE 117 : CORRÉLATIONS ENTRE LES COMPOSANTES ZONALE (U) ET MÉRIDienne (V) DE L'IRV ET LE PREMIER MODE ACC DE CHAQUE MOIS DANS LA RÉGION « RIFT ORIENTAL » .	224
FIGURE 118 : RELATION ENTRE LE PREMIER MODE ACC DE MAI ET LA CIRCULATION ATMOSPHERIQUE DU MÊME MOIS AU-DESSUS DU SECTEUR OCÉAN ATLANTIQUE – AFRIQUE – OCÉAN INDIEN .	227
FIGURE 119 : IDEM FIGURE 118 , POUR LE PREMIER MODE ACC D'OCTOBRE DANS LA RÉGION « RIFT ORIENTAL »	229
FIGURE 120 : CORRÉLATIONS ENTRE LE PREMIER MODE ACC D'OCTOBRE DANS LA RÉGION « RIFT ORIENTAL » ET LES TSO DU MÊME MOIS .	230
FIGURE 121 : IDEM FIGURE 118 , POUR LE PREMIER MODE ACC DE DÉCEMBRE DANS LA RÉGION « RIFT ORIENTAL »	231
FIGURE 122 : IDEM FIGURE 117 POUR LA RÉGION « VAAL – ORANGE »	233
FIGURE 123 : RELATION ENTRE LE PREMIER MODE ACC DE JANVIER ET LA CIRCULATION ATMOSPHERIQUE DU MÊME MOIS AU-DESSUS DU SECTEUR OCÉAN ATLANTIQUE – AFRIQUE AUSTRALE – OCÉAN INDIEN .	235
FIGURE 124 : IDEM FIGURE 120 POUR LA RÉGION « VAAL – ORANGE » EN JANVIER	236
FIGURE 125 : RÉSEAU DE STATIONS DE LA RÉGION « RIFT ORIENTAL » ET GRILLE DE DÉPLACEMENT .	277
FIGURE 126 : RÉSEAU DE STATIONS DE LA RÉGION « RIFT ORIENTAL » ET DÉFINITION D'UNE FENÊTRE POUR LE CALCUL DES CORRÉLATIONS .	278
FIGURE 127 : CORRÉLATIONS SPATIALES PARTIELLES ENTRE LES DESCRIPTEURS DU RELIEF DU MODÈLE « MSTA » ET LES PRÉCIPITATIONS MOYENNES MENSUELLES STATIONNELLES	279
FIGURE 128 : CORRÉLATIONS SPATIALES PARTIELLES ENTRE LES DESCRIPTEURS DU RELIEF DU MODÈLE « FREQ » ET LES PRÉCIPITATIONS MOYENNES MENSUELLES STATIONNELLES	280
FIGURE 129 : CAS D'UNE MEILLEURE PERFORMANCE DU RÉSIDU	284
FIGURE 130 : CAS D'UNE PERFORMANCE ÉQUIVALENTE DU RÉSIDU ET DU RATIO	285
FIGURE 131 : CAS D'UNE MEILLEURE PERFORMANCE DU RATIO	286

Liste des tableaux

TABLEAU 1 : HIÉRARCHIE DES FACTEURS « ALLOLA » DANS LA DISTRIBUTION SPATIALE DES PRÉCIPITATIONS MOYENNES MENSUELLES EN RÉGION A) « RIFT ORIENTAL » ET B) « VAAL – ORANGE »	34
TABLEAU 2 : COLINÉARITÉS (VARIANCE COMMUNE) DES CONFIGURATIONS TOPOGRAPHIQUES THÉORIQUES	48
TABLEAU 3 : ÉCHELLES SPATIALES ET TEMPORELLES D'INFLUENCE DES DESCRIPTEURS QUANTITATIFS DANS LES RÉGIONS « RIFT ORIENTAL » (A) ET « VAAL – ORANGE » (B)	67
TABLEAU 4 : PERFORMANCES DES MODÈLES (R^2) SANS ET AVEC CONTRAINTE DU NOMBRE DE PRÉDICTEURS DANS LES RÉGIONS A) « RIFT ORIENTAL » ET B) « VAAL – ORANGE »	87
TABLEAU 5 : LES PRÉDICTEURS DU MODÈLE « MSTA » AU COURS DE LA GSP DANS LA RÉGION « RIFT ORIENTAL »	97
TABLEAU 6 : CRITÈRES DE VALIDATION DES MODÈLES « MSTA » AU COURS DE LA GSP DANS LA RÉGION « RIFT ORIENTAL »	99
TABLEAU 7 : LES PRÉDICTEURS DU MODÈLE « MSTA » AU COURS DE LA PSP DANS LA RÉGION « RIFT ORIENTAL »	101
TABLEAU 8 : CRITÈRES DE VALIDATION DES MODÈLES « MSTA » AU COURS DE LA PSP DANS LA RÉGION « RIFT ORIENTAL »	102
TABLEAU 9 : LES PRÉDICTEURS DU MODÈLE « MSTA » AU COURS DE LA SAISON DES PLUIES DANS LA RÉGION « VAAL – ORANGE »	104
TABLEAU 10 : CRITÈRES DE VALIDATION DES MODÈLES « MSTA » AU COURS DE LA SAISON DES PLUIES DANS LA RÉGION « VAAL – ORANGE »	107
TABLEAU 11 : CARACTÉRISTIQUES DES SEMI-VARIOGRAMMES CONSTRUITS À PARTIR DES RATIOS STATIONNELS DE LA RÉGION « RIFT ORIENTAL »	130
TABLEAU 12 : CARACTÉRISTIQUES DES SEMI-VARIOGRAMMES CONSTRUITS À PARTIR DES RATIOS STATIONNELS DE LA RÉGION « VAAL – ORANGE »	135
TABLEAU 13 : REPRÉSENTATIVITÉ DE L'IRP MENSUEL DANS LES PRÉCIPITATIONS STATIONNELLES DE LA RÉGION « RIFT ORIENTAL »	187
TABLEAU 14 : REPRÉSENTATIVITÉ DE L'IRP MENSUEL DANS LES PRÉCIPITATIONS STATIONNELLES DE LA RÉGION « VAAL – ORANGE »	187
TABLEAU 15 : PERFORMANCE DES MODÈLES « MSTA » ET « FREQ » EN AVRIL, MAI ET OCTOBRE.	275
TABLEAU 16 : REPRÉSENTATIVITÉ DES MODÈLES « FRÉQUENCE » ET « 305 STATIONS » DANS LES CENT MODÈLES ISSUS DES ÉCHANTILLONS (LES MODÈLES SONT REPRÉSENTÉS PAR LE NUMÉRO DES PRÉDICTEURS)	276

Bibliographie

Adam, J.C., Clark, E.A., Lettenmaier, D.P., Wood, E.F., 2006 : Correction of global precipitation products for orographic effects. *Journal of Climate*, 19, 1, p. 15-38.

Agwata, J.F., 2005 : Water resources utilization, conflicts and interventions in the Tana basin of Kenya. *FWU Water Resources Publications*, 3, p. 13-23.

Agwata, J.F., 2005 : Water management in the Tana basin of Kenya: potential conflicts and interventions. *Asian Journal of Water, Environment and Pollution*, 2, 2, p. 69-74.

Alpert, P., 1986 : Mesoscale indexing of the distribution of orographic precipitation over high mountains. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, 25, 4, p. 532-545.

Alpert, P., Shafir, H., 1991 : Role of detailed wind-topography interaction in orographic rainfall. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 117, 498, p. 421-426.

Anyamba, E.K., 1984 : Some aspects of the origin of rainfall deficiency in East Africa. Proceedings of the WMO Regional Scientific Conference on GATE, WAMEX and Tropical Meteorology, 10-14 décembre, Dakar, Senegal, p. 110-112.

Anyamba, E.K., Kiangi, P.M.R., 1985 : Mean motion field in East Africa at the level of the East African low level jet core. *Archives for Meteorology, Geophysics, and Bioclimatology. Series B, Climatology, Environmental Meteorology, Radiation research*, 36, 1, p. 29-41.

Asnani, G.C., 1993 : Tropical meteorology, 2 volumes. Pashan, Poona, Indian Institute of Tropical Meteorology, 1202 p.

Barnett, T.P., Preisendorfer, R., 1987 : Origins and levels of monthly and seasonal forecast skill for United States surface air temperatures determined by canonical correlation analysis. *Monthly Weather Review*, 115, 9, p. 1825-1850.

Barstad, I., Smith, R.B., 2005 : Evaluation of an orographic precipitation model. *Journal of Hydrometeorology*, 6, 1, p. 85-99.

Bartholomé, E., Belward, A.S., 2005 : GLC2000: a new approach to global land cover mapping from Earth observation data. *International Journal of Remote Sensing*, 26, 9, p. 1959-1977.

Basist, A., Bell, G.D., Meentemeyer, V., 1994 : Statistical relationships between topography and precipitation patterns. *Journal of Climate*, 7, 9, p. 1305-1315.

Batjes, N.H., 2004 : SOTER-based soil parameter estimates for Southern Africa. ISRIC - World Soil Information, Wageningen, 27 p.

Beltrando, G., 1990 : Space-time variability of rainfall in April and October-November over East Africa during the period 1932-83. *Journal of Climatology*, 10, 7, p. 691-702.

Bigot, S., Camberlin, P., Moron, V., Richard, Y., Roucou, P., 1995 : Modes of rainfall variability in Tropical Africa and their stability through time. 21st conference of American Meteorological Society "Hurricanes and tropical meteorology", 24-28 avril, Miami, Florida, USA, p. 448-449.

Bivand, R., 1980 : A Monte Carlo study of correlation coefficient estimation with spatially autocorrelated observations. *Quaestiones Geographicae*, 6, 1, p. 5-10.

Black, E., 2005 : The relationship between Indian Ocean sea-surface temperature and East African rainfall. *Philosophical Transactions of the Royal Society*, 363, 1826, p. 43-47.

Blanchon, D., 2006 : La politique de l'eau en Afrique du Sud : le difficile équilibre entre développement durable et valorisation optimale de la ressource. Développement durable et territoire, Dossier 6 : Les territoires de l'eau. [Disponible sur : <http://developpementdurable.revues.org/document1735.html>]

Bleasdale, A., Chan, Y.K., 1972 : Orographic influences on the distribution of precipitation. Dans *Distribution of precipitation in mountainous areas*, Geilo Symposium 1972 (Ed.), WMO report 326, II, p. 322-333.

Bonacina, L.C.W., 1915 : Seasonal distribution of rainfall in the British Isles. *The Geographical Journal*, 45, 6, p. 520-522.

Bonacina, L.C.W., 1945 : Orographic rainfall and its place in the hydrology of the globe. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 71, p. 41-55.

Bretherton, C.S., Smith, C., Wallace, J.M., 1992 : An intercomparison of methods for finding coupled patterns in climate data. *Journal of Climate*, 5, 6, p. 541-560.

Brooker, P.I., 1986 : A parametric study of robustness of kriging variance as a function of range and relative nugget effect for a spherical semivariogram. *Mathematical Geology*, 18, 5, p. 477-488.

Bénichou, P., Le Breton, O., 1987 : Prise en compte de la topographie pour la cartographie des champs pluviométriques statistiques. *La Météorologie*, 7ème série, 19, p. 23-34.

Cambardella, C.A., Karlen, D.L., 1999 : Spatial analysis of soil fertility parameters. *Precision Agriculture*, 1, 1, p. 5-14.

Cambardella, C.A., Moorman, T.B., Novak, J.M., Parkin, T.B., Karlen, D.L., Turco, R.F., Konopka, A.E., 1994 : Field-scale variability of soil properties in central Iowa soils. *Soil Science Society of America Journal*, 58, 5, p. 1501-1511.

Camberlin, P., 1994 : Les précipitations dans la corne orientale de l'Afrique: climatologie, variabilité et connexions avec quelques indicateurs océano-atmosphériques. Thèse de doctorat, Université de Bourgogne, Dijon, 379 p.

Camberlin, P., 1995 : June-september rainfall in north-eastern Africa and atmospheric signals over the tropics: a zonal perspective. *International Journal of Climatology*, 15, 7, p. 773-783.

Camberlin, P., Philippon, N., 2002 : The east african March-May rainy season: associated atmospheric dynamics and predictability over the 1968-97 period. *Journal of Climate*, 15, 9, p. 1002-1019.

Camberlin, P., Wairoto, J., 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, p. 57-69.

- Castel, T., Oettli, P., 2008** : Sensitivity of the C-band SRTM DEM Vertical Accuracy to Terrain Characteristics and Spatial Resolution. Dans *Headway in spatial data handling*, A. Ruas & C. Gold (Eds.), Springer, p. 163-176.
- Chan, R.Y., Vuille, M., Hardy, D.R., Bradley, R.S., 2008** : Intraseasonal precipitation variability on Kilimanjaro and the East African region and its relationship to the large-scale circulation. *Theoretical and Applied Climatology*, 93, 3-4, p. 149-165.
- Chikozho, C., 2005** : Policy and institutional dimensions of integrated river basin management: Broadening stakeholder participatory processes in the Inkomati River Basin of South Africa and the Pangani River Basin of Tanzania. *Commons Southern Africa occasional paper*, 12, p. 1-27.
- Cliff, A.D., Ord, J.K., 1981** : Spatial Processes, Models and Applications. Pion Press, 260 p.
- Clifford, P., Richardson, S., Hémon, D., 1989** : Assessing the significance of the correlation between two spatial processes. *Biometrics*, 45, 1, p. 123-134.
- Coutts, H.H., 1969** : Rainfall of the Kilimanjaro area. *Weather*, 24, p. 66-69.
- Daly, C., 2006** : Guidelines for assessing the suitability of spatial climate data sets. *International Journal of Climatology*, 26, 6, p. 707-721.
- Daly, C., Gibson, W.P., Taylor, G.H., Johnson, G.L., Pasteris, P., 2002** : A knowledge-based approach to the statistical mapping of climate. *Climate Research*, 22, 2, p. 99-113.
- Daly, C., Neilson, R.P., Phillips, D.L., 1994** : A statistical-topographic model, for mapping climatological precipitation over mountainous terrain. *Journal of Applied Meteorology*, 33, 2, p. 140-158.
- Davies, T.D., Vincent, C.E., Beresford, A.K.C., 1985** : July-August rainfall in west-central Kenya. *Journal of Climatology*, 5, 1, p. 17-33.
- Delclaux, F., Thauvin, V., 1993** : SPATIAL~KRIGEAGE : Algorithmes, Traitements principaux, Manuel utilisateur, Formats de fichiers. IRD-Hydrologie, 65 p.
- Delclaux, F., Thauvin, V., 1993** : SPATIAL~VARIOGRAMME : Algorithmes, Traitements principaux, Manuel utilisateur, Formats de fichiers. IRD-Hydrologie, 39 p.
- Depraetere, C., 1987** : Exemples d'analyse géomorphométriques dans les Appalaches à partir des modèles numériques de terrain. *Physio-géo*, 17, p. 49-76.
- Déqué, M., 2003** : Continuous variables. Dans *Forecast verification: a practitioner's guide in atmospheric science*, I.T. Jolliffe & D.B. Stephenson (Eds.), John Wiley & Sons, Ltd, p. 97-119.
- Der Mégréditchian, G., 1979** : L'optimisation des réseaux d'observations des champs météorologiques. *La Météorologie*, VI, 17, p. 51-66.
- Diem, J.E., 2003** : A critical examination of ozone mapping from a spatial-scale perspective. *Environmental Pollution*, 125, 3, p. 369-383.
- Droge, G., Humbert, J., Deraisme, J., Mahr, N., Freslon, N., 2002** : A statistical-topographic model using an omnidirectional parametrization of the relief for mapping orographic rainfall. *International Journal of Climatology*, 22, 5, p. 599-613.
- Drosowsky, W., Zhang, H., 2003** : Verification of spatial fields. Dans *Forecast verification: a practitioner's guide in atmospheric science*, I.T. Jolliffe & D.B. Stephenson (Eds.), John Wiley & Sons, Ltd, .

Dunn, M., Hickey, R., 1998 : The effect of slope algorithms on slope estimates within a GIS. *Cartography*, 27, 1, p. 9-15.

Easterling, D.R., Peterson, T.C., 1995 : A new method for detecting and adjusting for undocumented discontinuities in climatological time series. *International Journal of Climatology*, 15, 4, p. 369-377.

Estienne, P., Godard, A., 1998 : Climatologie. Armand Colin, 368 p.

Falorni, G., Teles, V., Vivoni, E.R., Bras, R.L., Amaratunga, K.S., 2005 : Analysis and characterization of the vertical accuracy of digital elevation models from the Shuttle Radar Topography Mission. *Journal of Geophysical Research*, 110, F02005, doi:10.1029/2003JF000113.

Farr, T.G., Rose, 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., Alsdorf, D., 2007 : The Shuttle Radar Topography Mission. *Review of Geophysics*, 45, RG2004, doi:10.1029/2005RG000183.

Fauchereau, N., 2004 : Transport, bilan et cycle de l'eau atmosphérique en Afrique australe : mise en relation avec la variabilité de la température de surface de mer dans l'hémisphère sud. Thèse de doctorat, Université de Bourgogne, Dijon, 199 p.

Fauchereau, N., Trzaska, S., Richard, Y., Roucou, P., Camberlin, P., 2003 : Sea-surface temperature co-variability in the Southern Atlantic and Indian Oceans and its connections with the atmospheric circulation in the Southern Hemisphere. *International Journal of Climatology*, 23, 6, p. 663-677.

Fontaine, B., 1990 : Étude comparée des moussons indienne et ouest africaine : caractéristiques, variabilité et téléconnexions. Thèse d'État, Université de Bourgogne, 233 p.

Funk, C., Michaelsen, J., 2004 : A simplified diagnostic model of orographic rainfall for enhancing satellite-based rainfall estimates in data-poor regions. *Journal of Applied Meteorology*, 43, 10, p. 1366-1378.

Funk, C., Michaelsen, J., Verdin, J., Artan, G., Husak, G., Senay, G., Gadain, H., Magadzire, T., 2003 : The collaborative historical african rainfall model: description and evaluation. *International Journal of Climatology*, 23, 1, p. 47-66.

Glahn, H.R., 1968 : Canonical correlation and its relationship to discriminant analysis and multiple regression. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 25, 1, p. 23-31.

Godard, A., Tabeaud, M., 1998 : Les climats. Mécanismes et répartition. Armand Colin, 192 p.

Goovaerts, P., 1994 : Study of spatial relationships between two sets of variables using multivariate geostatistics. *Geoderma*, 62, p. 93-107.

Goovaerts, P., 2000 : Geostatistical approaches for incorporating elevation into the spatial interpolation of rainfall. *Journal of Hydrology*, 228, 1-2, p. 113-129.

Gorokhovich, Y., Voustianouk, A., 2006 : Accuracy assessment of the SRTM-based elevation data by CGIAR using field data from USA and Thailand and its relation to the terrain characteristics. *Remote Sensing of Environment*, 104, 4, p. 409-415.

Grell, G.A., Dudhia, J., Stauffer, D.R., 1995 : A Description of the Fifth-Generation Penn State/NCAR Mesoscale Model (MM5). National Center for Atmospheric Research, Boulder, Colorado, USA, 122 p.

van Groenigen, J.W., 2000 : The influence of variogram parameters on optimal sampling schemes for mapping by kriging. *Geoderma*, 97, 3, p. 223-236.

- Groupe CHADULE, 1997** : Initiation aux pratiques statistiques en géographie, 4e ed. Armand Colin, 203 p.
- GTOPO30, 1996** : GTOPO30, description du MNT. U.S. Geological Survey, Earth Resources Observation System Data Center (EROS Data Center). [Disponible sur : <http://edc.usgs.gov/products/elevation/gtopo30/README.html>]
- Harimaya, T., Tobizuka, K., 1988** : Enhancement of rainfall by the orographic effect: a case study. *Natural Disaster Science*, 10, 2, p. 13-24.
- Hastenrath, S., 2000** : Zonal circulation over the equatorial Indian Ocean. *Journal of Climate*, 13, 15, p. 2746-2756.
- Hastenrath, S., Nicklis, A., Greischar, L., 1993** : Atmospheric-hydrospheric mechanisms of climate anomalies in the western equatorial Indian Ocean. *Journal of Geophysical Research*, 98, C11, p. 20 219-20 235.
- Hay, L.E., Clark, M.P., Wilby, R.L., Gutowski Jr., W.J., Leavesley, G.H., Pan, Z., Arritt, R.W., Takle, E.S., 2002** : Use of regional climate model output for hydrologic simulations. *Journal of Hydrometeorology*, 3, 5, p. 571-590.
- Henry, A.J., 1919** : Increase of precipitation with altitude. *Monthly Weather Review*, 47, 1, p. 33-41.
- Hevesi, J.A., Istok, J.D., Flint, A.L., 1992** : Precipitation estimation in mountainous terrain using multivariate geostatistics. Part I: structural analysis. *Journal of applied meteorology*, 31, 7, p. 661-676.
- Hills, R.C., 1979** : The structure of the inter-tropical convergence zone in equatorial Africa and its relationship to east Africa rainfall. *Transactions of the Institute of British Geographers*, 4, 3, p. 329-352.
- Hotelling, H., 1936** : Relations between two sets of variates. *Biometrika*, 28, 3/4, p. 321-377.
- Houzé, M.L., 2006** : Préviation et spatialisation des concentrations en ozone troposphérique en Bourgogne. Thèse de géographie, Université de Bourgogne, 293 p.
- Hsieh, F.Y., Bloch, D.A., Larsen, M.D., 1998** : A simple method of sample size calculation for linear and logistic regression. *Statistics in Medicine*, 17, 14, p. 1623-1634.
- Humbert, J., Perrin, J.L., 1993** : Précipitations et relief : le cas du versant oriental des Hautes Vosges. Dans *Au fil de l'eau, hommage à René Frécaut*, Grisselin M. (Ed.), Presses Universitaires de Nancy, p. 147-154.
- Indeje, M., Semazzi, F.H.M., Ogallo, L.J., 2000** : ENSO signals in East African rainfall seasons. *International Journal of Climatology*, 20, 1, p. 19-46.
- Isaaks, E.H., Srivastava, R.M., 1989** : An introduction to applied geostatistics. Oxford University Press, 561 p.
- Jaetzold, R., Schmidt, H., 1983** : Farm management handbook of Kenya, vol. II - Natural conditions and farm management information - vol. II/B, Central Kenya (Rift Valley and central provinces). Ministry of agriculture - Kenya, 739 p.
- Janowiak, J.E., 1988** : An investigation of interannual rainfall variability in Africa. *Journal of Climate*, 1, 3, p. 240-255.
- Johnson, D.H., 1962** : Rain in East Africa. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 88, 375, p. 1-19.

Joly, D., Brossard, T., Cardot, H., Cavailhes, J., Hilal, M., Wavreski, P., 2007 : Densité des points de mesure, types et limites des modèles d'interpolation, *Actes des "Journées de Climatologie"*, Grenoble, 22-23 mars, p. 49-65.

Joseph, P.V., Eischeid, J.K., Pyle, R.J., 1994 : Interannual variability of the onset of the Indian summer monsoon and its association with atmospheric features; El Niño, and sea surface temperature anomalies. *Journal of Climate*, 7, 1, p. 81-105.

KMD, 1966 : Mean monthly rainfall map of East Africa - Scale: 1:2.000.000, Nairobi.

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.C., Ropelewski, C., Wang, J., Leetmaa, A., Reynolds, R., Jenne, R., Joseph, D., 1996 : The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 77, 3, p. 437-471.

Kaser, G., Juen, I., Georges, C., Gómez, J., Tamayo, W., 2003 : The impact of glaciers on the runoff and the reconstruction of mass balance history from hydrological data in the tropical Cordillera Blanca, Perú. *Journal of Hydrology*, 282, 1-4, p. 130-144.

Katzfey, J.J., 1995 : Simulation of extreme New Zealand precipitation events. Part I: sensitivity to orography and resolution. *Monthly Weather Review*, 123, 3, p. 737-754.

Keen, C.S., Tyson, P.D., 1973 : Seasonality of South African rainfall: a note on its regional delimitation using spectral analysis. *Archiv für Meteorologie, Geophysik und Bioklimatologie*, Ser. B, 21, p. 207-214.

Kelley, K., Maxwell, S.E., 2003 : Sample size for multiple regression: obtaining regression coefficients that are accurate, not simply significant. *Psychological Methods*, 8, 3, p. 205-321.

Kiangi, P.M.R., Anyamba, E.K., 1987 : Some monsoons of East Africa: why the low rainfall productivity?. Proceedings of the First Technical Conference on Meteorological Research in Eastern and Southern Africa, 6-9 janvier, Nairobi, Kenya, p. 61-70.

Krige, D.G., 1951 : A statistical approach to some basic mine valuation problems on the Witwatersrand. *Journal of the Chemistry, Metal and Mining Society of South Africa*, 52, 6, p. 119-139.

Kyriakidis, P.C., Journel, A.G., 1999 : Geostatistical space-time models: a review. *Mathematical Geology*, 31, 6, p. 651-684.

Kyriakidis, P.C., Kim, J., Miller, N.L., 2001 : Geostatistical mapping of precipitation from rain gauge data using atmospheric and terrain characteristics. *Journal of Applied Meteorology*, 40, 11, p. 1855-1877.

Laborde, J.P., 1982 : Cartographie automatique des caractéristiques pluviométriques, prise en compte des relations pluviométrie-morphométrie. *La Houille Blanche*, 4, p. 330-338.

Laborde, J.P., 1995 : Les différentes étapes d'une cartographie automatique : exemple de la carte pluviométrique de l'Algérie du Nord. *Publications de l'Association Internationale de Climatologie*, 8, p. 37-46.

Lein, H., 2004 : Managing the water of Kilimanjaro: irrigation, peasants and hydropower development. *GeoJournal*, 61, 2, p. 155-162.

Lin, Y.L., 2003 : The dynamics of orographic precipitation, *Harold D. Orville Symposium*, p. 68-89.

- Lin, Y.L., Chiao, S., Wang, T.A., Kaplan, M.L., Weglarz, R.P., 2001** : Some common ingredients for heavy orographic rainfall. *Weather and Forecasting*, 16, 6, p. 633-660.
- Lindesay, J.A., 1988** : South African rainfall, the Southern Oscillation and a southern hemisphere semi-annual cycle. *Journal of Climatology*, 8, 1, p. 17-30.
- Lynch, S.D., 2003** : Development of a raster database of annual, monthly and daily rainfall for Southern Africa. Water research commission, Pretoria, South Africa, 78 p.
- Lyons, S.W., 1991** : Origins of convective variability over equatorial southern Africa during austral summer. *Journal of Climate*, 4, 1, p. 23-39.
- Marx, H.G., Dyson, L.L., van Heerden, J., 2003** : Verification of rainfall forecasts for the Vaal Dam catchment for the summer rainfall seasons of 1994 to 1998. *Water SA*, 29, 2, p. 195-200.
- Matheron, G., 1962** : Traité de géostatistique appliquée. Tome I. Bureau des Recherches Minières et Géologiques - n° 14, 333 p.
- Matheron, G., 1963** : Traité de géostatistique appliquée. Tome II : le krigeage. Bureau des Recherches Minières et Géologiques - n° 24, 171 p.
- Matheron, G., 1963** : Principles of geostatistics. *Economic Geology*, 58, 8, p. 1246-1266.
- Mathias, E., 1919** : La pluie en France. Le phénomène parasite. *Comptes rendus hebdomadaires des séances de l'Académie des sciences*, 168, 2, p. 105-108.
- Mathias, E., 1919** : La pluie en France. Calcul des anomalies et du coefficient d'altitude. *Comptes rendus hebdomadaires des séances de l'Académie des sciences*, 168, 4, p. 239-242.
- Mayaux, P., Bartholomé, E., Fritz, S., Belward, A., 2004** : A new land-cover map of Africa for the year 2000. *Journal of Biogeography*, 31, 6, p. 861-877.
- Mbonile, M.J., 2007** : Population, migration, and water conflicts in the Pangani river basin, Tanzania. Dans *Environmental change and security program - issue 12*, The Woodrow Wilson International Center for Scholars (Ed.), ESCP, p. 20-28.
- Middleton, W.E.K., 1966** : A history of the theories of rain. Franklin-Watts, New-York, 223 p.
- Moges, S.A., Alemaw, B.F., Chaoka, T.R., Kachroo, R.K., 2007** : Rainfall interpolation using a remote sensing CCD data in a tropical basin – A GIS and geostatistical application. *Physics and Chemistry of the Earth*, 32, 15-18, p. 976-983.
- Moran, P.A.P., 1950** : Notes on continuous stochastic phenomena. *Biometrika*, 37, 1/2, p. 17-23.
- Moron, V., Bigot, S., Roucou, P., 1995** : Rainfall variability in subequatorial America and Africa and relationships with the main SST modes (1951-1990). *International Journal of Climatology*, 15, 12, p. 1297-1322.
- Mouelhi, S., Michel, C., Perrin, C., Andréassian, V., 2006** : Stepwise development of a two-parameter monthly water balance model. *Journal of Hydrology*, 318, 1-4, p. 200-214.
- Mukabana, J.R., Pielke, R.A., 1996** : Investigating the influence of synoptic-scale monsoonal winds and mesoscale circulations on diurnal weather patterns over Kenya using a mesoscale numerical model. *Monthly Weather Review*, 124, 2, p. 224-243.
- Mutai, C.C., Ward, M.N., 2000** : East african rainfall and the tropical circulation/convection on intraseasonal to interannual timescales. *Journal of Climate*, 13, 22, p. 3915-3939.

Mölg, T., Hardy, D.R., 2004 : Ablation and associated energy balance of a horizontal glacier surface on Kilimanjaro. *Journal of Geophysical Research*, 109, D16104, doi:10.1029/2003JD004338.

Mölg, T., Hardy, D.R., Cullen, N.J., Kaser, G., 2007 : Tropical glaciers, climate change, and society: Focus on Kilimanjaro (East Africa). Dans *The darkening peaks: glacial retreat in scientific and social context*, Orlove B., Wiegandt E. & Luckman B. (Eds.), University of California Press: Berkeley, London, p. 168-182.

New, M., Hulme, M., Jones, P., 1999 : Representing Twentieth-Century space-time climate variability. Part I: development of a 1961–90 mean monthly terrestrial climatology. *Journal of Climate*, 12, 3, p. 829-856.

Ngereza, A., 2005 : Water and environment in Tanzania: a case of pangani river basin. *FWU Water Resources Publications*, 3, p. 109-115.

Nicholls, N., 1987 : The use of canonical correlation to study teleconnections. *Monthly Weather Review*, 115, 2, p. 393-399.

Nicholson, S.E., 1996 : A review of climate dynamics and climate variability in eastern Africa. Dans *The limnology, climatology and paleoclimatology of the east african lakes*, Johnson T.C. and Odada E.O. (Ed.), Gordon & Breach, p. 25-56.

Ntale, H.K., Gan, T.Y., Mwale, D., 2003 : Prediction of East African Seasonal Rainfall Using Canonical Correlation Analysis. *Journal of Climate*, 16, 12, p. 2105-2112.

O'Sullivan, D., Unwin, D.J., 2003 : Geographic information analysis. John Wiley & Sons, 436 p.

Oettli, P., Camberlin, P., 2005 : Influence of topography on monthly rainfall distribution over East Africa. *Climate Research*, 28, 3, p. 199-212.

Ogallo, L.J., 1985 : Climatology of rainfall in East Africa. Dans *Wmo conference on gate, wamex, tropical meteorology*, 10-14 Dec. 1985 Dakar (Ed.), WMO T.M.P. n°16, p. 96-102.

Ogallo, L.J., 1989 : The spatial and temporal patterns of the East African seasonal rainfall derived from principal component analysis. *Journal of Climatology*, 9, 2, p. 145-167.

Ogallo, L.J., Janowiak, J.E., Halpert, M.S., 1988 : Teleconnection between seasonal rainfall over East Africa and global sea surface temperature anomalies. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 66, 6, p. 807-822.

Ogura, Y., Yoshizaki, M., 1988 : Numerical study of orographic-convective precipitation over the eastern Arabian Sea and the Ghat Mountains during the summer monsoon. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 45, 15, p. 2097-2122.

Okoola, R.E., 1999 : Midtropospheric circulation patterns associated with extreme dry and wet episodes over equatorial eastern Africa during the northern hemisphere spring. *Journal of Applied Meteorology*, 38, 8, p. 1161-1169.

Paegle, J., Geisler, J.E., 1986 : The effect of east african topography on flow driven by zonally symmetric forcing. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 43, 17, p. 1862-1872.

Perrin, C., Michel, C., Andréassian, V., 2003 : Improvement of a parsimonious model for streamflow simulation. *Journal of Hydrology*, 279, 1-4, p. 275-289.

Philippon, N., 2002 : Une nouvelle approche pour la prévision statistique des précipitations saisonnières en Afrique de l'Ouest et de l'Est : méthodes, diagnostics (1968-1998) et applications (2000-2001). Thèse de doctorat, Université de Bourgogne, Dijon, 241 p.

- Philippon, N., Camberlin, P., 2005** : Preliminary study of east african short rains predictability at the monthly and grid-point scales (1968-1998). *CLIVAR Exchanges*, 32, 2, p. 5-8.
- Philippon, N., Camberlin, P., Fauchereau, N., 2002** : Empirical predictability study of October-December East African rainfall. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 128, 585, p. 2239-2256.
- Philippon, N., Mougin, E., Jarlan, L., Frison, P.L., 2005** : Analysis of the linkages between rainfall and land surface conditions in the West African monsoon through CMAP, ERS-WSC, and NOAA-AVHRR data. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 110, (D24), p. NIL_40-NIL_54.
- Phillips, D.L., Dolph, J., Marks, D., 1992** : A comparison of geostatistical procedures for spatial analysis of precipitation in mountainous terrain. *Agricultural and Forest Meteorology*, 58, p. 119-141.
- Potts, J.M., 2003** : Basic concepts. Dans *Forecast verification: a practitioner's guide in atmospheric science*, I.T. Jolliffe & D.B. Stephenson (Eds.), John Wiley & Sons, Ltd, p. 13-36.
- Potts, J.M., Folland, C.K., Jolliffe, I.T., Sexton, D., 1996** : Revised "LEPS" scores for assessing climate model simulations and long-range forecasts. *Journal of Climate*, 9, 1, p. 34-53.
- Preston-Whyte, R.A., Tyson, P.D., 1997** : The atmosphere and weather of Southern Africa. Oxford University Press, Cape Town, 375 p.
- Rayner, N.A., Parker, D.E., Horton, E.B., Folland, C.K., Alexander, L.V., Rowell, D.P., Kent, E.C., Kaplan, A., 2003** : Global analyses of sea surface temperature, sea ice, and night marine air temperature since the late nineteenth century. *Journal of Geophysical Research*, 108, D14, doi:10.1029/2002JD002670.
- Reason, C.J.C., Mulenga, H., 1999** : Relationships between south african rainfall and SST anomalies in the southwest Indian ocean. *International Journal of Climatology*, 19, 15, p. 1651-1673.
- Reason, C.J.C., Rouault, M., 2002** : ENSO-like decadal variability and South African rainfall. *Geophysical Research Letters*, 29, 13, p. 1638.
- Richard, Y., Camberlin, P., Fauchereau, N., Mulenga, H., 2002** : Cohérence intrasaisonnière de la variabilité pluviométrique interannuelle en Afrique du Sud. *L'Espace Géographique*, 31, 1, p. 63-72.
- Richard, Y., Trzaska, S., Roucou, P., Rouault, M., 2000** : Modification of the southern African rainfall variability/ENSO relationship since the late 1960s. *Climate Dynamics*, 16, , p. 883-895.
- Rocha, A., Simmonds, I., 1997** : Interannual variability of south-eastern african summer rainfall. Part I: relationships with air-sea interaction processes. *International Journal of Climatology*, 17, 3, p. 235-265.
- Rodwell, M.J., Hoskins, B.J., 1995** : A model of the Asian summer monsoon. Part II: cross-equatorial flow and PV behavior. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 52, 9, p. 1341-1356.
- Roe, G.H., 2005** : Orographic precipitation. *Annual review of earth and planetary sciences*, 33, p. 645-671.

Rouault, M., Florenchie, P., Fauchereau, N., Reason, C.J.C., 2003 : South east tropical Atlantic warm events and southern african rainfall. *Geophysical Research Letters*, 30, 5, p. CLI 9-1.

Roucou, P., Bigot, S., Moron, V., 1994 : Coherent statistical areas in Africa and South-America and statistical relationship with the first mode of global SST. Atmospheric physics and Dynamics in the analysis and prognosis of precipitation fields, 15-18 novembre, Rome, Italia, p. 235-238.

Røhr, P.C., Killingtveit, Å., 2003 : Rainfall distribution on the slopes of Mt Kilimanjaro. *Hydrological sciences – Journal des sciences hydrologiques*, 48, 1, p. 65-77.

Sarker, R.P., 1966 : A dynamical model of orographic rainfall. *Monthly Weather Review*, 94, 9, p. 555-572.

Sarker, R.P., 1967 : Some modifications in a dynamical model of orographic rainfall. *Monthly Weather Review*, 95, 10, p. 673-684.

Schmidli, J., Frei, C., Schär, C., 2001 : Reconstruction of mesoscale precipitation fields from sparse observations in complex terrain. *Journal of Climate*, 14, 15, p. 3289-3306.

Schreck, C.J., Semazzi, F.H.M., 2004 : Variability of the recent climate of eastern Africa. *International Journal of Climatology*, 24, 6, p. 681-701.

Schulze, R., Meigh, J., Horan, M., 2001 : Present and potential future vulnerability of eastern and southern Africa's hydrology and water resources. *South African Journal of Science*, 97, p. 150-160.

Shoji, T., Kitaura, H., 2006 : Statistical and geostatistical analysis of rainfall in central Japan. *Computers & Geosciences*, 32, 8, p. 1007-1024.

Sichel, H.S., 1952 : New methods in the statistical evaluation of mine sampling data.. *London Institute of Mining and Metallurgy Transactions*, 61, 1, p. 161-188.

Sinclair, M.R., 1994 : A diagnostic model for estimating orographic precipitation. *Journal of Applied Meteorology*, 33, 10, p. 1163-1175.

Skamarock, W.C., Klemp, J.B., Dudhia, J., Gill, D.O., Barker, D.M., Wang, W., Powers, J.G., 2007 : A Description of the Advanced Research WRF Version 2. National Center for Atmospheric Research, Boulder, Colorado, USA, 88 p.

Slingo, J., Spencer, H., Hoskins, B., Berrisford, P., Black, E., 2005 : The meteorology of the western Indian ocean, and the influence of the east african highlands. *Philosophical Transactions of the Royal Society*, 363, 1826, p. 25-42.

Smith, R.B., 1979 : The influence of mountains on the atmosphere. *Advances in Geophysics*, 21, p. 87-230.

Smith, R.B., Barstad, I., 2004 : A linear theory of orographic precipitation. *Journal of the atmospheric sciences*, 61, 12, p. 1377-1391.

Sneyers, R., 1975 : Sur l'analyse statistique des séries d'observation. Organisation Météorologique Mondiale, OMM - n° 415, 192 p.

Spren, W.C., 1947 : A determination of the effect of topography upon precipitation. *Transactions of the American Geophysical Union*, 28, p. 285-290.

Stidd, C.K., Leopold, L.B., 1951 : The geographical distribution of average monthly rainfall, Hawaii. *Meteorological monographs*, 1, 3, p. 24-33.

Sun, L., Semazzi, F.H.M., Giorgi, F., Ogallo, L., 1999a : Application of the NCAR regional climate model to eastern Africa 1. Simulation of the short rains of 1988. *Journal of Geophysical Research*, 104, D6, p. 6529-6548.

Sun, L., Semazzi, F.H.M., Giorgi, F., Ogallo, L., 1999b : Application of the NCAR regional climate model to eastern Africa 2. Simulation of interannual variability of short rains. *Journal of Geophysical Research*, 104, D6, p. 6549-6562.

Thomas, A., Herzfeld, U.C., 2004 : REGEOTOP: new climatic data fields for east asia based on localized relief information and geostatistical methods. *International Journal of Climatology*, 24, 10, p. 1283-1306.

Thompson, C.S., Thomson, P.J., Zheng, X., 2007 : Fitting a multisite daily rainfall model to New Zealand data. *Journal of Hydrology*, 340, p. 25-39.

Todd, M.C., Washington, R., 1999 : Circulation anomalies associated with tropical-temperate troughs in southern Africa and the south west Indian Ocean. *Climate Dynamics*, 15, 12, p. 937-951.

Todd, M.C., Washington, R., Palmer, P.I., 2004 : Water vapour transport associated with tropical-temperate trough systems over southern Africa and the southwest Indian Ocean. *International Journal of Climatology*, 24, 5, p. 555-568.

USGS, 1996 : GTOPO30. U.S. Geological Survey, Earth Resources Observation System Data Center (EROS Data Center). [Disponible sur : <http://edc.usgs.gov/products/elevation/gtopo30.html>]

Valimba, P., 2004 : Rainfall variability in southern Africa, its influences on streamflow variations and its relationships with climatic variations. Thèse, Rhodes University, 217 p.

Vetter, J., 2004 : Contribution d'un code de calcul météorologique méso-échelle à la climatologie des pluies en zone de relief. Thèse de doctorat, Institut National Polytechnique de Grenoble, 230 p.

Vizy, E.K., Cook, K.H., 2003 : Connections between the summer east African and Indian rainfall regimes. *Journal of Geophysical Research*, 108, D16, doi:10.1029/2003JD003452.

Vose, R.S., Schmoyer, R.L., Steurer, P.M., Peterson, T.C., Heim, R., Karl, T.R., Eischeid, J., 1992 : The Global Historical Climatology Network: long-term monthly temperature, precipitation, sea level pressure, and station pressure data. Carbon Dioxide Information Analysis Center, Oak Ridge National Laboratory, Oak Ridge, Tennessee, 324 p.

Wackernagel, H., 2003 : Multivariate geostatistics: an introduction with applications. Springer, 387 p.

Walker, N.D., 1990 : Links between south African summer rainfall and temperature variability of the Agulhas and Benguela Current systems. *Journal of Geophysical Research*, 95, C3, p. 3297-3319.

Ward, M.N., Folland, C.K., 1991 : Prediction of seasonal rainfall in the north Nordeste of Brazil using eigenvectors of sea-surface temperature. *International Journal of Climatology*, 11, 7, p. 711-743.

Washington, R., Todd, M.C., 1999 : Tropical-temperate links in southern African and Southwest Indian Ocean satellite-derived daily rainfall. *International Journal of Climatology*, 19, 14, p. 1601-1616.

Watanabe, H., Ogura, Y., 1987 : Effects of orographically forced upstream lifting on mesoscale heavy precipitation: a case study. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 44, 4, p. 661-675.

Watson, D.F., Philip, G.M., 1984 : Triangle based interpolation. *Mathematical Geology*, 16, 8, p. 779-795.

Willmott, C.J., Matsuura, K., 2001 : Terrestrial air temperature and precipitation: monthly and annual time series (1950-1999) (version 1.02). Center for Climate Research, University of Delaware, Newark, Delaware. [Disponible sur : http://climate.geog.udel.edu/~climate/html_pages/archive.html]

Willmott, C.J., Matsuura, K., 2005 : Advantages of the mean absolute error (MAE) over the root mean square error (RMSE) in assessing average model performance. *Climate Research*, 30, p. 79-82.

Wotling, G., Bouvier, C., Danloux, J., Fritsch, J.M., 2000 : Regionalization of extreme precipitation distribution using the principal components of topographical environment. *Journal of Hydrology*, 233, 1-4, p. 86-101.

Xavier, P.K., Marzin, C., Goswami, B.N., 2007 : An objective definition of the Indian summer monsoon season and a new perspective on the ENSO-monsoon relationship. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 133, 624, p. 749-764.

Zheng, X., Eltahir, E.A.B., 1998 : The role of vegetation in the dynamics of West African monsoons. *Journal of Climate*, 11, 8, p. 2078-2096.

Zorita, E., Tilya, F.F., 2002 : Rainfall variability in northern Tanzania in the May-March season (long rains) and its links to large-scale climate forcing. *Climate Research*, 20, 1, p. 31-40.

van Zyl, J.J., 2001 : The Shuttle Radar Topography Mission (SRTM): a breakthrough in remote sensing of topography. *Acta Astronautica*, 48, 5-12, p. 559-565.

ANNEXES

ANNEXE I : MODÈLE GLOBAL VS MODÈLE FRÉQUENTIEL	275
ANNEXE II : DES CORRÉLATIONS SPATIALES ENTRE PRÉCIPITATIONS ET DESCRIPTEURS DU RELIEF	277
ANNEXE III : AMÉLIORER L'ESTIMATION DES PRÉCIPITATIONS : UTILISER LE RÉSIDU OU LE RATIO ?	283
ANNEXE IV : ARTICLE « INFLUENCE OF TOPOGRAPHY ON MONTHLY RAINFALL DISTRIBUTION OVER EAST AFRICA ».....	287

ANNEXE I : Modèle global vs modèle fréquentiel

Nous montrons dans cette annexe est montré qu'un modèle construit à partir d'un échantillonnage multiple et basé sur les prédicteurs les plus fréquemment rencontrés n'est pas forcément le meilleur modèle pour une région.

Les exemples sont pris dans la région « Rift oriental ». Dans cette région, et vu le réseau de stations disponible (voir section 1.1), cent échantillons de deux cent cinquante-cinq stations sont tirés aléatoirement au sort. Pour un mois m donné, un modèle statistique de régression est déterminé après chaque échantillonnage (voir section 4.1) et les quatre premiers prédicteurs conservés. Au final, on obtient donc cent modèles statistiques composés de quatre prédicteurs.

À partir de ces cent modèles, un modèle statistique global est construit, en prenant les quatre prédicteurs le plus fréquemment rencontrés (le modèle « FREQ »). On obtient donc, pour chaque mois, un modèle statistique de la répartition des pluies. Afin de vérifier la performance du modèle « FREQ », il est confronté à celui basé sur l'ensemble des stations (le modèle « MSTA », voir section 4.3.1).

Une comparaison des prédicteurs introduits dans les modèles « FREQ » et « MSTA » est faite et pour trois mois sur les six, les modèles sont identiques en termes de prédicteurs retenus (mars, novembre et décembre). Concernant les trois autres mois (avril, mai et octobre), la performance des modèles « FREQ » et « MSTA » est rapidement étudiée (à l'aide du coefficient de détermination, R^2).

Tableau 15 : Performance des modèles « MSTA » et « FREQ » en avril, mai et octobre.

Mois	« MSTA »	« FREQ »
Avril	34 %	35 %
Mai	36 %	32 %
Octobre	34 %	32 %

En avril, le modèle « FREQ » est légèrement plus performant que le modèle « MSTA » (**Tableau 15**), avec des R^2 respectivement de 35 % et 34 %. Inversement, en mai et octobre, le modèle « MSTA » est un peu plus performant (respectivement de 36 % et 34 %) que le modèle « FREQ » (32 % pour les deux mois). Il semble donc que le modèle basé sur les fréquences d'apparition des prédicteurs reproduit moins bien les précipitations moyennes à l'échelle de la région étudiée.

Afin de mieux comprendre ces résultats, la représentativité des modèles « FREQ » et « MSTA » dans les cent modèles statistiques issus des échantillons précédemment créés est étudiée. Pour chacun des trois mois, combien de fois retrouve-t-on les modèles « fréquence » et « 305 stations » dans les cent modèles ?

Tableau 16 : Représentativité des modèles « fréquence » et « 305 stations » dans les cent modèles issus des échantillons (les modèles sont représentés par le numéro des prédicteurs)

Les valeurs en gras signalent les prédicteurs différents entre les deux modèles

Mois	Modèle « MSTA »		Modèle « FREQ »	
	Prédicteurs	R ²	Prédicteurs	R ²
Avril	20 – 9 – 11 – 13	13 %	20 – 13 – 11 – 3	30 %
Mai	13 – 8 – 9 – 20	18 %	13 – 8 – 20 – 26	0 %
Octobre	5 – 32 – 24 – 2	6 %	5 – 32 – 20 – 11	0 %

En avril, le modèle « FREQ » est mieux représenté que le modèle « MSTA » (**Tableau 16**). Sur l'ensemble des cent échantillons créés en avril, 30 % présentent un modèle identique au modèle « FREQ », contre 13 % pour le modèle « MSTA ». Mais, en mai et octobre, le modèle « MSTA » est mieux représenté (18 et 6 %), alors que le modèle « FREQ » n'apparaît jamais (0 %). À partir des résultats des mois de mai et octobre, il semble qu'un modèle construit à partir d'un ensemble d'échantillons ne présente qu'un schéma local de répartition (fonction des stations présentes dans l'échantillon), qui n'est pas le reflet de ce qui se passe au niveau régional. On retombe ainsi sur les problèmes de paires et d'amas (voir section 4.2.2). Ceci est vraisemblablement à mettre en relation avec la mauvaise représentativité des configurations du relief dans les échantillons retenus. Le modèle « FREQ » est donc dépendant des échantillonnages.

ANNEXE II : Des corrélations spatiales entre précipitations et descripteurs du relief

Pour vérifier l'hypothèse d'une mauvaise représentativité à l'échelle locale, des corrélations spatiales glissantes sont calculées dans la région « Rift oriental ». La méthodologie développée dans la deuxième annexe est utilisée dans la section 4.3.4

Des corrélations spatiales glissantes sont calculées entre les descripteurs du relief qui diffèrent d'un modèle à l'autre (**Tableau 16**) et les précipitations moyennes du mois concerné. Nous présentons ici les résultats pour les mois d'avril (un prédicteur), de mai (un prédicteur) et d'octobre (deux prédicteurs), pour chacun des modèles (« MSTA » et « FREQ »). Il s'agit ici d'étudier l'isotropie/l'anisotropie des relations.

Une grille de résolution $0,1^\circ \times 0,1^\circ$ (environ 11 km de côté) est définie (**Figure 125**). Cette grille sert de base au calcul des corrélations entre les précipitations moyennes d'un mois donné et un des descripteurs du relief (voir section 3.1).

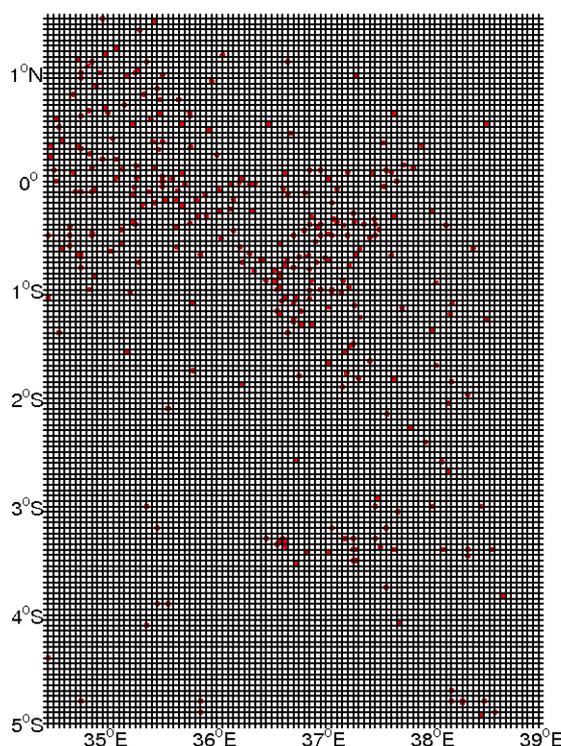


Figure 125 : Réseau de stations de la région « Rift oriental » et grille de déplacement

Une fenêtre de taille fixe est centrée sur chacun des points de la grille. Dans cette étude, cette fenêtre est formée d'un cercle de 1° de rayon (**Figure 126**).

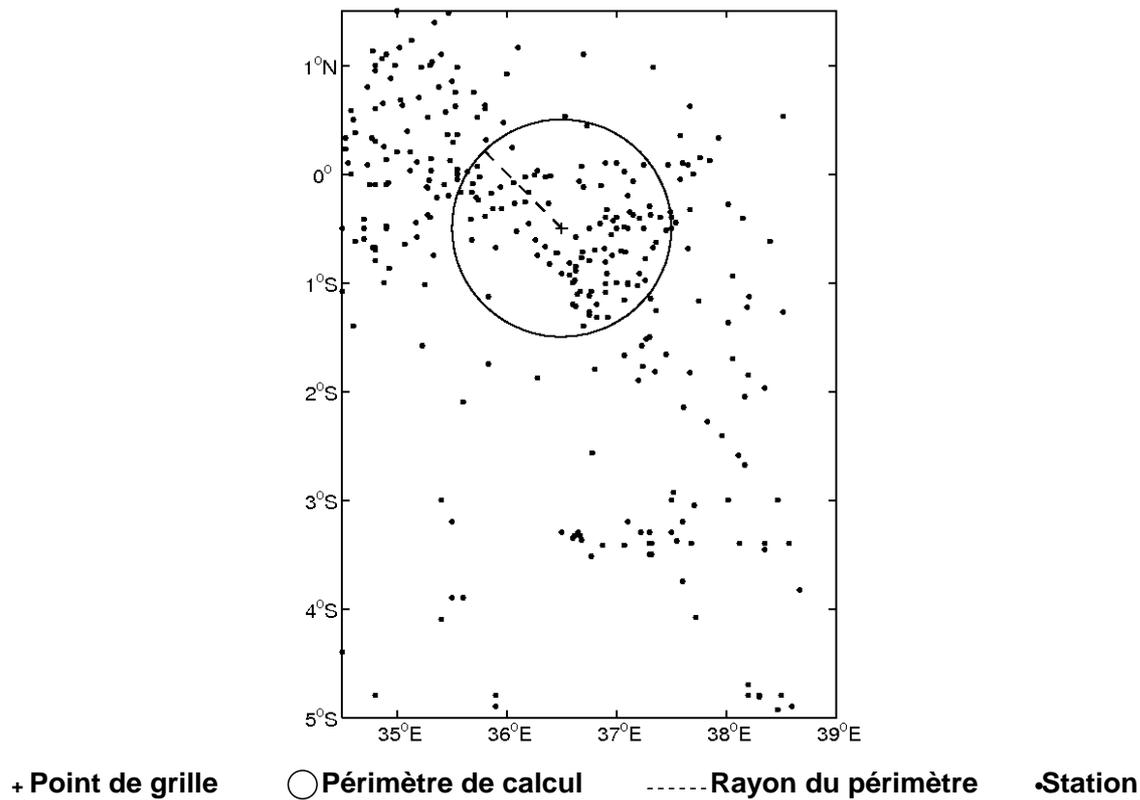


Figure 126 : Réseau de stations de la région « Riff oriental » et définition d'une fenêtre pour le calcul des corrélations

Seules les stations à l'intérieur du périmètre sont utilisées pour calculer la corrélation. Puisque ces calculs sont faits dans l'espace, le poids de chaque station à l'intérieur du périmètre de calcul est pris en compte (**Équation A.1**).

$$W_s = 1 - \frac{Dc_s}{ray} \quad (\text{A.1})$$

Avec :

W_s le poids affecté à la station s ,

Dc_s la distance euclidienne entre la station s et le point de grille,

ray le rayon de la fenêtre de calcul (ici, $ray = 1$).

Pour calculer les corrélations, un minimum de cinq stations à l'intérieur du cercle est nécessaire. Pour un nombre inférieur de stations, la corrélation n'est pas calculée.

Pour faire ressortir les liens entre les précipitations et les descripteurs dissemblants, l'effet des trois autres prédicteurs est enlevé, par le calcul de corrélations partielles. Ces corrélations partielles sont pondérées par la distance des stations au point de grille pour lequel est calculée la corrélation (**Équation 1.1**). Les corrélations calculées sont présentées sous forme de cartes (**Figure 127** et **Figure 128**).

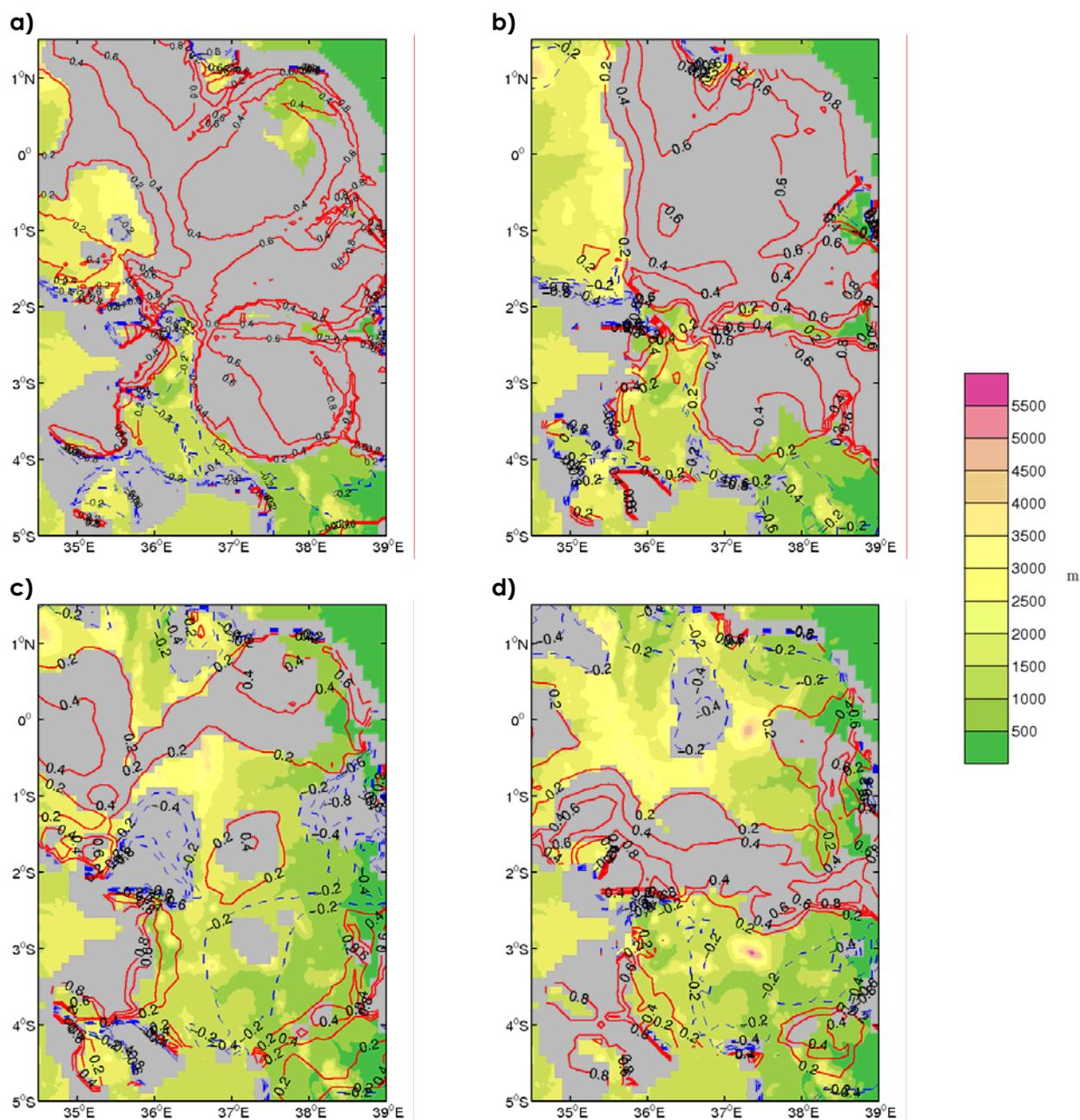


Figure 127 : Corrélations spatiales partielles entre les descripteurs du relief du modèle « MSTA » et les précipitations moyennes mensuelles stationnelles

- a) entre le descripteur « Rugo33 » et les précipitations d’avril
- b) entre le descripteur « Rugo33 » et les précipitations de mai
- c) entre le descripteur « CrThNESO123 » et les précipitations d’octobre
- d) entre le descripteur « Lat » et les précipitations d’octobre

Les corrélations positives sont représentées par des lignes rouges, les corrélations négatives par des tirets bleus et les corrélations significatives par un à-plat grisé

En mai, le prédicteur « Rugo33 » (Figure 127b) présente une homogénéité spatiale plus importante que prédicteur « VeOE213 » (Figure 128b). Indépendamment des autres prédicteurs (Tableau 15), la variabilité altitudinale est un prédicteur plus régional que la pente (dont l’effet sur les précipitations est ici plus local). Donc, le modèle de précipitations « MSTA » est plus régional que le modèle « FREQ ». Même s’il reproduit moins bien les phénomènes locaux, le modèle « MSTA » généralise mieux les relations entre le relief et

les précipitations moyennes du mois. On peut donc supposer qu'au moment de la spatialisaiton (chapitre 6), il sera capable de reproduire un schéma moyen de répartition des précipitations, avec des erreurs moins importantes que le modèle « FREQ ».

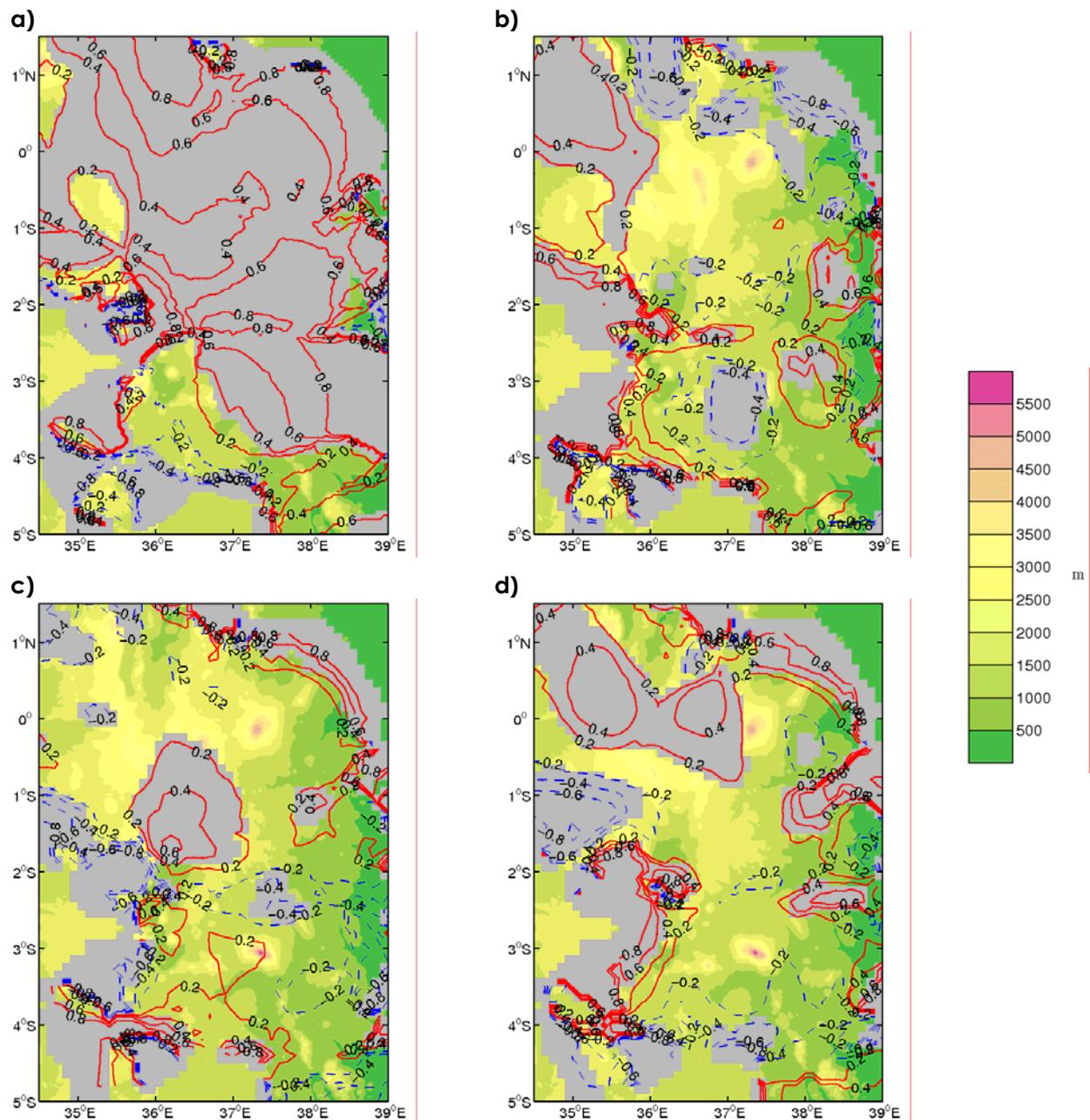


Figure 128 : Corrélations spatiales partielles entre les descripteurs du relief du modèle « FREQ » et les précipitations moyennes mensuelles stationnelles

- a) entre le descripteur « Pentm33 » et les précipitations d'avril
- b) entre le descripteur « VeOE213 » et les précipitations de mai
- c) entre le descripteur « Rugo213 » et les précipitations d'octobre
- d) entre le descripteur « VeSN123 » et les précipitations d'octobre

Les corrélations positives sont représentées par des lignes rouges, les corrélations négatives par des tirets bleus et les corrélations significatives par un à-plat grisé

En octobre, la capacité de généralisation du modèle « MSTA » est moins évidente. Toutefois, le descripteur « CrThNESO123 (Figure 127c) présente une homogénéité spatiale

des corrélations positives plus importantes que le descripteur « Rugo213 » (**Figure 128g**), notamment dans le nord-ouest de la région « Rift Oriental ». Concernant les descripteurs « Lat » (**Figure 127 d**) et « VeSN123 » (**Figure 128d**), l'homogénéité spatiale des relations est équivalente.

En revanche, l'homogénéité spatiale des relations entre le descripteur « EcTyp33 » et les précipitations moyennes du mois d'avril (**Figure 127a**) est moins importante que celle présentée par la relation entre le descripteur « Pentm33 » et les précipitations du même mois (**Figure 128a**). La capacité du modèle « **FREQ** » à généraliser le schéma de répartition spatiale des normales du mois d'avril est meilleure que celle du modèle « **MSTA** ».

Pour la moitié des mois étudiés dans la région « Rift oriental » (mars, novembre et décembre), la question du choix entre modèle « **MSTA** » et « **FREQ** » ne se posait pas. Concernant les trois autres mois, l'isotropie des descripteurs utilisés dans les modèles « **MSTA** » est légèrement plus forte que celles des prédicteurs des modèles « **FREQ** ». De plus, en mai et octobre, la performance du modèle « **MSTA** » est meilleure, ce qui justifie le choix d'un modèle construit sur l'ensemble des stations à partir d'un échantillonnage multiple. En avril, le choix aurait dû se porter sur un modèle statistique issu d'un échantillonnage multiple. Mais, dans un souci de cohérence, le modèle du mois d'avril sera celui défini par le modèle « **MSTA** ».

ANNEXE III : Améliorer l'estimation des précipitations : utiliser le résidu ou le ratio ?

Dans cette annexe sont comparées, grâce à trois cas théorique, les améliorations apportées par l'utilisation du résidu ou du ratio dans la modélisation des précipitations. Dans les trois cas théoriques utilisés ici, les précipitations sont modélisées à partir de l'altitude. Le modèle P_{estm} utilisé est basé sur une régression linéaire simple (**Équation A.2**).

$$P_{estm} = aAlt + b \quad (\mathbf{A.2})$$

Avec :

P_{estm} la valeur de précipitation estimée,

Alt l'altitude,

a le coefficient associé,

b une constante.

Dans les cas qui suivent, les variables suivantes sont utilisées :

- Pobs la précipitation observée dans une station s ,
- Pestm la précipitation estimée par le modèle (**Équation 1.2**) dans la station s ,
- Rs le résidu calculé dans la station s ,
- Ra le ratio calculé dans la station s ,
- iRs le résidu estimé dans la station s ,
- iRa le ratio estimé dans la station s ,
- Pobs' la précipitation estimée, améliorée par le résidu, dans la station s ,
- Pobs'' la précipitation estimée, améliorée par le ratio, dans la station s .

Le cas théorique de trois stations est utilisé, chacune de ces stations présentant les caractéristiques suivantes :

S1 : altitude de 100 m, précipitation observée de 100 mm,

S2 : altitude de 1.100 m, précipitation observée de 500 mm (cas 1 et 2) et de 1.100 mm (cas 3),

S3 : altitude de 100 m, précipitation observée inconnue.

Cas n°1 : l'amélioration de l'estimation par le résidu

Dans certains cas, le résidu améliore plus la modélisation des précipitations que le ratio (**Figure 129**). Le modèle d'estimation utilisé dans ce premier cas induit une augmentation des précipitations de 50 mm tous les 100 m. Selon le modèle, la valeur de précipitations estimée (P_{estm}) dans la station S1 est de 50 mm ($P_{estm}=0,5 \times 100+0$), de 550 mm dans la station S2 et de 50 mm dans la station S3. À partir des résidus calculés dans les stations S1 et S2 (respectivement 50 et -50), la valeur du résidu dans la station S3 est estimée. La fonction de calcul du résidu est linéaire. D'après cette fonction, la valeur du résidu iR_s est estimée à 0. Toujours à partir des stations S1 et S2, la valeur estimée du ratio est aussi calculée pour la station S3, selon une fonction non-linéaire. D'après cette fonction, la valeur estimée de iR_a est de 1,455.

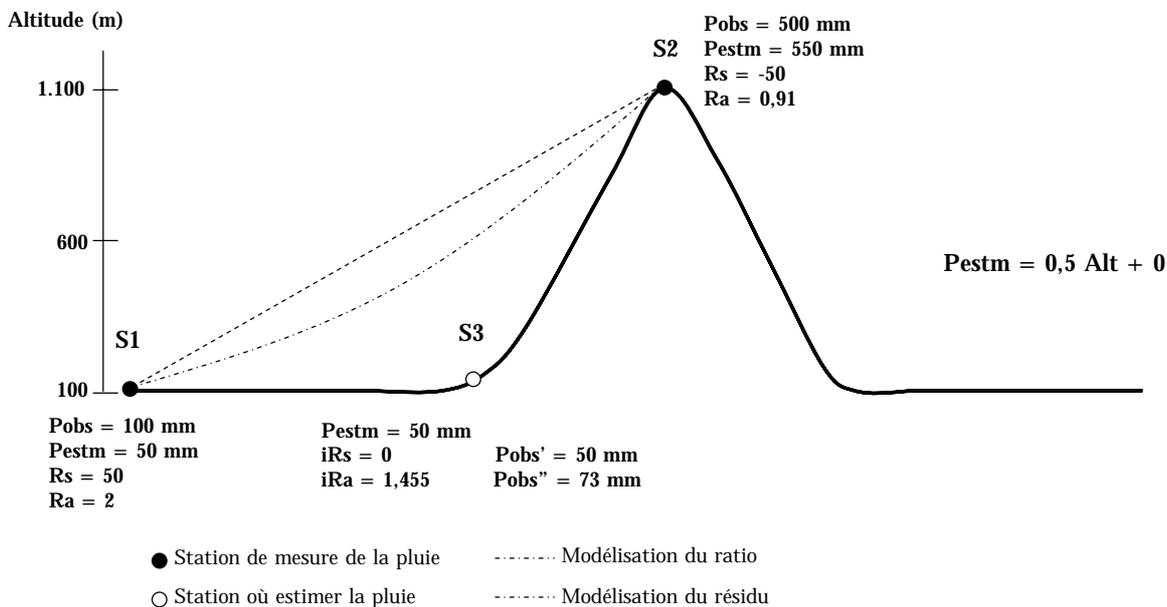


Figure 129 : Cas d'une meilleure performance du résidu

Grâce à iR_s et iR_a , les valeurs P_{obs}' et P_{obs}'' sont calculées et donnent respectivement 50 mm ($P_{obs}' = P_{estm} + iR_s = 50 + 0$) et 73 mm ($P_{obs}'' = P_{estm} \times iR_a = 50 \times 1,455$). Dans ce premier cas, le modèle amélioré par le résidu (P_{obs}') est meilleur que celui amélioré par le ratio (P_{obs}''). Mais les valeurs obtenues, ainsi que le modèle lui-même, ne sont pas réalistes, puisqu'on obtient des précipitations moins importantes (entre un tiers et la moitié) que dans la station S1, pourtant située à la même altitude. Il faut donc utiliser un modèle de pluie plus réaliste dans les cas suivants et analyser les résultats obtenus.

Cas n°2 : résidu ou ratio, une amélioration équivalente ?

Le deuxième cas utilise un modèle des précipitations en fonction de l'altitude plus réaliste (**Figure 130**). Suivant la même démarche que celle présentée dans le cas n°1, la valeur de précipitation estimée et améliorée par le résidu dans la station S3 est de 200 mm. Dans cette même station S3, la valeur de précipitation estimée et améliorée par le ratio donne 144 mm.

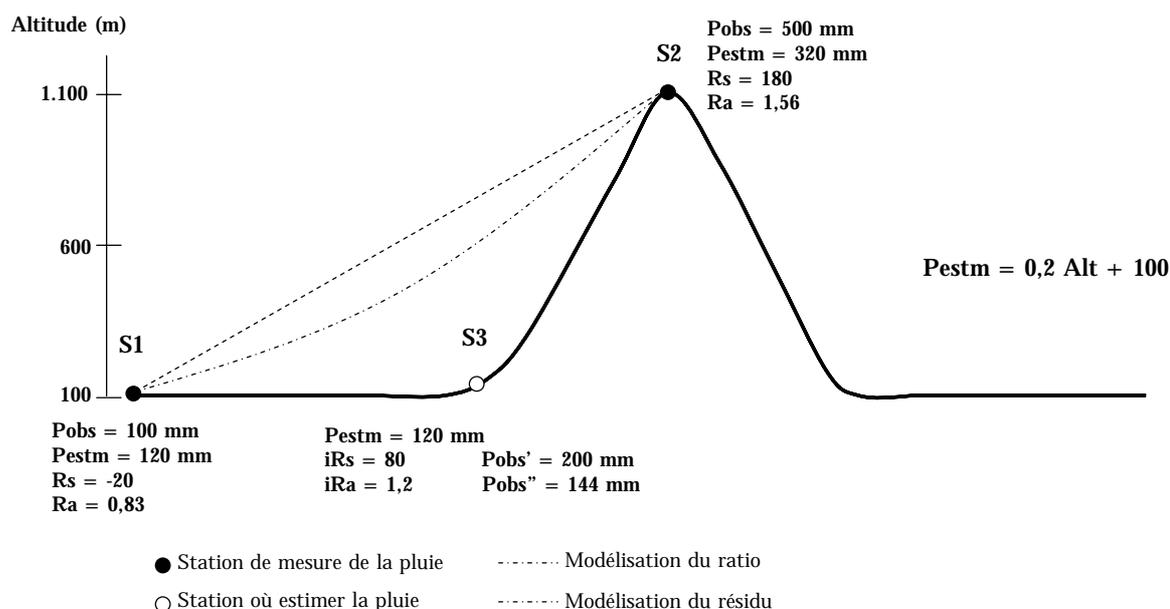


Figure 130 : Cas d'une performance équivalente du résidu et du ratio

D'après le modèle, les valeurs estimées sont plus importantes que dans le cas précédent. Dans ce deuxième cas, il est difficile d'affirmer que l'amélioration par l'un des deux facteurs (résidu ou ratio) est meilleure que l'autre. Par contre, les valeurs estimées semblent plus réalistes, avec une augmentation des précipitations à proximité du relief. Donc, l'amélioration par le ratio peut être utilisée.

Cas n°3 : estimation réaliste grâce au ratio, irréaliste grâce au résidu

Le modèle de précipitations utilisé dans le troisième cas est le même que celui utilisé précédemment (**Figure 131**). La seule différence est la valeur des précipitations observée dans la station S2 (1.100 mm), qui introduit un gradient de précipitations plus important entre S1 et S2. Puisque la valeur de Pobs a changé, les estimations iRs et iRa sont modifiées par rapport au deuxième cas (respectivement 380 et 2,13). Ces modifications induisent, au niveau des estimations améliorées dans la station S3, d'importantes

différences de valeurs. Améliorée par le résidu, la valeur estimée par le modèle atteint 500 mm, ce qui est une surestimation importante (et irréaliste) de la valeur réelle. Concernant la valeur estimée et améliorée par le ratio, elle est de 256 mm, ce qui semble être une valeur beaucoup plus réaliste de la pluviométrie réelle de la station S3.

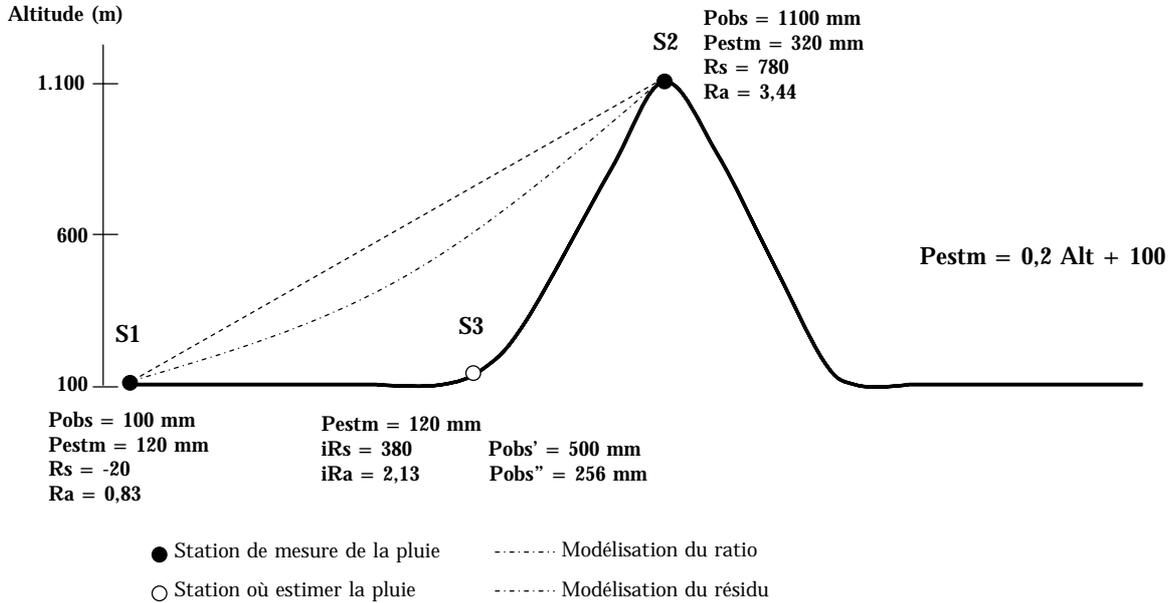


Figure 131 : Cas d'une meilleure performance du ratio

Il apparaît donc que, lorsque le gradient modélisé de précipitation est réaliste, les améliorations apportées par le résidu et le ratio sont équivalentes. Mais lorsque le gradient réel de précipitations est renforcé, le modèle associé au résidu surestime largement les précipitations réelles, contrairement au ratio qui limite la dérive de l'estimation. Toutefois, le ratio n'est pas exempt de défaut, notamment lorsque les précipitations estimées sont plus importantes que les précipitations observées, ce qui induit un ratio tendant vers 0.

ANNEXE IV : Article « Influence of topography on monthly rainfall distribution over East Africa »

Cet article présente le modèle statistique de précipitation défini pour le mois d'avril en Afrique orientale (sud du Kenya et nord-est de la Tanzanie). Il correspond à la première partie (définition des descripteurs, modélisation et interprétation) et à la deuxième partie (spatialisation de l'information à échelle régionale) de cette thèse. Il s'inscrit aussi comme un complément, en s'attardant sur la représentativité des descripteurs topographiques. Une comparaison entre deux distributions statistiques, pour certains descripteurs, est faite, avec, d'un côté, les valeurs calculées pour chaque station et, de l'autre côté, les valeurs calculées pour une grille régulière définie à l'échelle de la région (11x11 km ou 33x33 km suivant le cas).

Influence of topography on monthly rainfall distribution over East Africa

P. Oettli*, P. Camberlin

Centre de Recherches de Climatologie, FRE 2740 CNRS, Université de Bourgogne, 6 Boulevard Gabriel, 21000 Dijon, France

ABSTRACT: Statistical models were defined for explaining the spatial distribution of rainfall in eastern Africa (southern Kenya and NE Tanzania) on the basis of various topographical descriptors. The procedure is first presented for the month of April, and subsequently month-to-month changes in the role of topography on rainfall distribution are discussed. Predictors included quantitative estimates of slope, mean and standard deviation of elevation, and principal components that describe the topographical environments around the meteorological stations. Different window sizes were considered in order to account for processes of different scales. Linear models were defined for each mean monthly rainfall field, and cross-validated. Inclusion of interpolated residuals yield explained variances in the range of 53 to 89%. Results were compared to a simple interpolation of gauge rainfall. The models are particularly useful in areas with few rain gauges. Selected predictors, as well as their scales, change seasonally. North–south exposure contrasts are the main factor of rainfall variation, except in the northern summer. East-facing stations are wetter in the short rains season (October to December), and drier in the monsoon season. These variations coincide with seasonal atmospheric circulation changes above the region. Slopes also contribute to rainfall variability. At the scale of the study mean elevation had little effect; other predictors, especially exposure, actually describe the interaction between rainfall and topography more adequately.

KEY WORDS: Rainfall · Geostatistical modelling · Orography · Kenya · Tanzania

Resale or republication not permitted without written consent of the publisher

1. INTRODUCTION

Regionalized analyses of climate variability and change are of critical importance for the proper assessment of climate impacts. Seasonal rainfall forecasts have been improved considerably in the last decade, but their usefulness is limited by the scale at which they are delivered (i.e. large regions often covering several hundred thousand km²). Similarly, the impacts of 21st century climate changes induced by enhanced greenhouse gas concentrations cannot be properly assessed without downscaling, since general circulation models only provide large-scale projections.

For regions with complex terrain, downscaling requires in-depth knowledge of the local relationships between climate and orography. Rainfall is one of the most difficult variables to model, because it is subject

to large spatial variability, and its relation to the relief is complicated. A first modelling step is assessment of these relationships for mean climate fields. Such an analysis, through the definition of empirical models, also makes it possible to produce more accurate regional maps (Funk et al. 2003).

There are 2 methods for deriving rainfall fields from rain gauge data: (1) Precipitation is estimated from elevation data combined with atmospheric data (Basist et al. 1994, Kyriakidis et al. 2001, Daly et al. 2002), or (2) only relief data are used, but with 2 slightly different approaches. The first method uses elevation and other basic descriptors such as slope, exposure, and distance from the coast (Hevesi et al. 1992, Daly et al. 1994). The second approach involves a multidirectional parameterization of the relief by summarizing the topographical patterns, using morphometry and

*Email: oettlip@u-bourgogne.fr

hypsoetry (Drogue et al. 2002) or principal component analysis (PCA) (Benichou & Le Breton 1987, Wotling et al. 2000), before assessing their relationship with rainfall.

While extratropical areas have been the subject of a number of studies, tropical regions have largely been ignored. In the tropics, it is the rainfall distribution which matters most, e.g. for agroclimatic applications, but its assessment is hampered by the uneven spacing of meteorological stations. This study defines statistical models for mean monthly rainfall estimation over eastern Africa, an equatorial region with complex terrain. The objectives were (1) from an applied standpoint, construction of tentative rainfall maps and (2) from a theoretical standpoint, improvement of our knowledge on the dynamic climatology of the region. In particular, we examined how various topographical factors interact with atmospheric circulation to produce seasonally different rainfall fields. The aim of the present study was to select topographical predictors, and to discuss their physical interpretation and their ability to estimate spatial rainfall distribution. The rainfall maps obtained are preliminary and will require further improvement.

We chose a method that combines the use of altitude and other simple topographical descriptors with more complex variables which synthesize the topographical environment of the meteorological stations. Such empirical methods complement the use of limited-area numerical models, an alternative solution for the reconstruction of small-scale climate variability. Sun et al. (1999a,b) have shown that the NCAR regional numerical model (RegCM2) reproduces the wind fields and rainfall variability for the short rains in East Africa reasonably well. However, these models still include several biases, and they are often too expensive to run in many developing countries.

This study is organized as follows: Section 2 delineates the area selected for study and presents the rainfall and topographical data. Section 3 describes the methodology followed to build our statistical models. Section 4 describes the model and its validation for the month of April. Section 5 presents the results for all months, and Section 6 presents the conclusions.

2. STUDY AREA AND DATASET

2.1. Study area and general climate

Our choice of study area was based on 3 requirements:

(1) Contrasted topography. In East Africa (Fig. 1), the coastal plain (0 to 200 m) extends from SW to NE along the Indian Ocean. Higher ground occurs in the central

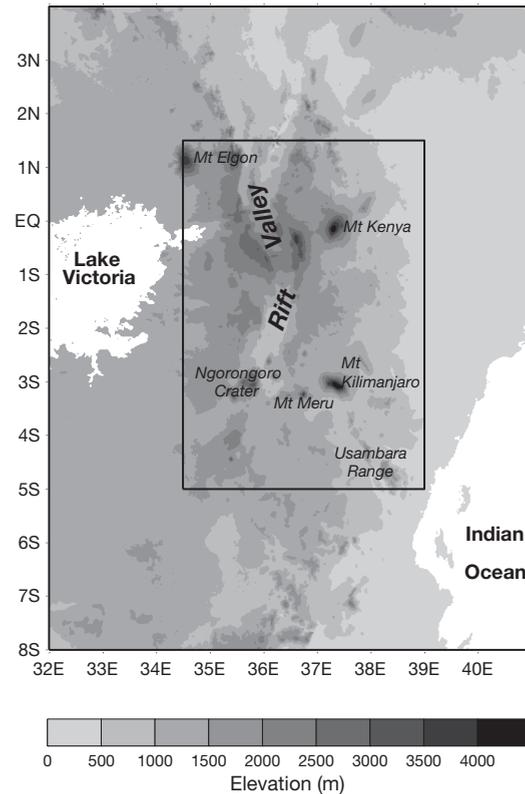


Fig. 1. Relief map of East Africa. The rectangle indicates the study area

and western parts of the region, with altitudes between 1500 and 2500 m and several isolated mountain ranges above 3000 m. In this area, the Rift Valley forms an elongated north–south depression, with minimum altitudes near 500 m.

(2) A rainfall station network which is representative of the various topographical environments, with sufficient density to resolve relatively small-scale features. In East Africa, this condition is fulfilled for central and southern Kenya, Uganda and parts of NE Tanzania. An additional condition is that the records be sufficiently homogenous. This is not fully met over Africa in general, but a number of fairly long time series are available in eastern equatorial Africa (albeit with missing values).

(3) Seasonal and interannual variations of rainfall must exhibit spatial coherence. The existence of a common forcing on regional rainfall may partly guarantee that similar rainfall mechanisms are at work in the various parts of the study area.

Regional climate in East Africa is constrained by its location on the equator and by the influence of the Indian Ocean, as the dominant (often diffluent) easterly flow advects moist air towards the area. The

regional climate is marked by 2 rainy seasons (Hills 1978, Nicholson 1993), locally known as the Long Rains (March to May) and the Short Rains (October to December). Between these seasons, the other months (June to September, January and February) are quite dry. The Long Rains typically concentrate between 35 and 50% of the mean annual rainfall. The month of April, selected for detailed discussion, is in the middle of the Long Rains, and relief is expected to have a dominant influence on rainfall patterns (early or late rainy season months could show stronger meridional gradients related to the location of the InterTropical Convergence Zone (ITCZ)).

The Short Rains exhibit strong interannual co-variations throughout East Africa, and the Long Rains are quite spatially coherent in central Kenya and NE Tanzania (Camberlin & Philippon 2002, Camberlin & Okoola 2003). Since rainfall variations are largely governed by similar mechanisms, we may expect all monthly models to have some skill for the whole region under study.

An additional constraint for the selection of the study area was that we did not want to mix terrain-induced climate features with those associated with local land/sea or land/lake contrasts. The East African coast and the shores of Lake Victoria were excluded from the analysis.

The study region therefore extends from 34.5 to 39° E and 5° S to 1.5° N. It comprises much of the Kenya

Highlands (at an average altitude of 1500 to 2500 m) on both sides of the Rift Valley, including the Mt. Kenya area to the east. To the south, it includes NE Tanzania, where more isolated mountains are found (e.g. Mt. Kilimanjaro, Mt. Meru, Usambara Range).

2.2. Rainfall data

The rainfall dataset is from 305 rain gauge stations that are unequally distributed between Kenya and Tanzania. Whereas the network is adequate over Kenya (Fig. 2), it is less so in Tanzania, especially in the plateau area west of Mt. Meru. Resulting biases are discussed in Sections 3.2.3 and 4.1.

Long-term monthly rainfall averages were calculated over the longest span of years available for each station, with most of the time series covering the period from 1950 to 1990. We used additional stations, for which only long-term averages are available, sometimes for an unknown period. In most cases, the average is over at least 30 yr. The homogeneity of the record is clearly not optimal, since the period over which the averages are computed may differ from station to station. It is not possible to use a standard period common to all stations, because the series often include missing values, or begin or end on different years. Keeping only those stations which have long, uninterrupted series over the same period would result in the exclusion of valuable

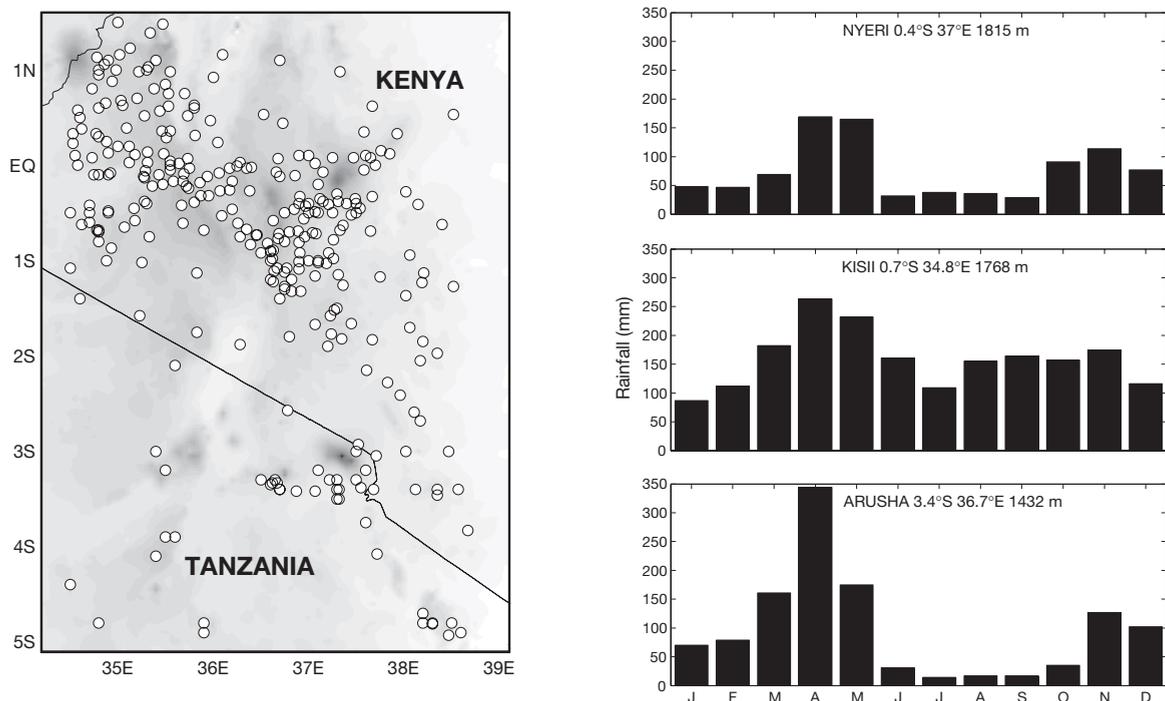


Fig. 2. Station network and political boundaries. Mean monthly rainfall for selected stations is shown in the right-hand panels

information over large poorly sampled areas. The region does not exhibit long-term rainfall trends (e.g. Hulme et al. 2001), so that the use of stations with shorter or different record periods does not seriously affect the outcome of the models.

2.3. Topographical data

The U.S. Geological Survey's GTOPO30 Digital Elevation Model (DEM) (Gesch & Larson 1996) with a cell side of 30" (~1 km near the equator) was used to calculate most rainfall predictors: parameterization of the topography by PCA applied to relative elevation around each location (see Section 3.2.1), altitudinal variables (mean absolute elevation and relative variations around stations), and morphometry.

3. MODEL DESIGN

3.1. Methodology

Our aim was to explain mean monthly rainfall distribution using various topographical descriptors (slope, principal components of topographic variables, geographical position), and to produce terrain-aided interpolated rainfall fields. The procedure consisted of 5 steps:

(1) Definition of a linear regression model that gives the best estimate of mean monthly rainfall, based on data from all stations.

(2) Test of the quality of regression using cross-validation.

(3) Application of the model to all regular grid points, to compute rainfall estimates.

(4) Calculation of the residuals for those grid points in which rainfall stations are located.

(5) Kriging of the residuals and adding the results to the predicted values, to improve the rainfall estimates obtained at Step (3).

At Step (1), a multiple regression was defined in a stepwise mode (forward). Independent variables, which have the higher common variance with rainfall (i.e. dependent variable y), were selected based on Fisher's F -statistic, which was first calculated for each independent variable. The predictor with the highest and most significant F -value (\mathbf{X}_1) was added to the model ($\hat{y} = a_1\mathbf{X}_1 + b_1$). Then, the predictor variable which brought the largest increase in the variance of y explained by the model was added. This was repeated until the variance increase obtained by the inclusion of a new predictor \mathbf{X}_k was not significant. To avoid collinearity, the quality of the regression and the fate of each of the variables already included in the model

were assessed at each step. The F -statistic makes it possible to test the contribution of a given variable to explaining the variance of the dependent variable. In our models, the predictors were maintained in the model when F was significant at the 95% confidence level. The models included a maximum of 4 predictors.

The resulting multiple regression equation was in the form:

$$\hat{y} = a_1\mathbf{X}_1 + a_2\mathbf{X}_2 + \dots + a_k\mathbf{X}_k + b$$

where \hat{y} is the estimated value of y , a_k is the slope for the k th predictor, \mathbf{X}_k is the k th independent variable, and b is the intercept.

The quality of the model (Step 2) was tested by a 'leave-one-out' cross-validation. Using the predictors defined in the last step, a model was fitted to the 304 stations minus the first one, and the rainfall estimate for this station was computed. The procedure was repeated by successively dropping each station, one at a time. Predicted values for the 304 stations were then compared to the observed ones. For that purpose, 5 classical criteria were used: multiple correlation coefficient (R), r-square (R^2), Root Mean Square Error (RMSE) (Hastenrath et al. 1995), Linear Error in Probability Space (LEPS) (Ward & Folland 1991) and average Skill (SK), an improvement of LEPS (Potts et al. 1996). The residuals of the model were considered as ratios of the mean rainfall, as follows :

$$Rs = Fs/Ps$$

where Ps is the observed value for Station s , Fs is the estimate, and Rs is the residual.

A kriging of the residuals (Step 5) was performed by cubic interpolation. Prior to the interpolation, grid point data (estimated residuals) located >40 km from any station were set to zero, to reduce the drifts related to cubic interpolation and to account for the fact that the station residuals have mostly local significance. The resulting interpolated residual at each grid point was then added to the estimate Fg for that point, as follows:

$$Vg = Fg/(1 - Rg)$$

where Rg is the interpolated residual for grid point g and Vg is the final estimate.

3.2. Predictors

3.2.1. Topographical principal components

The environment of each station, described by elevations extracted from the DEM, is depicted by basic patterns built using PCA (Benichou & Le Breton 1987) (Fig. 3). To capture this environment at different scales, several windows around the station were con-

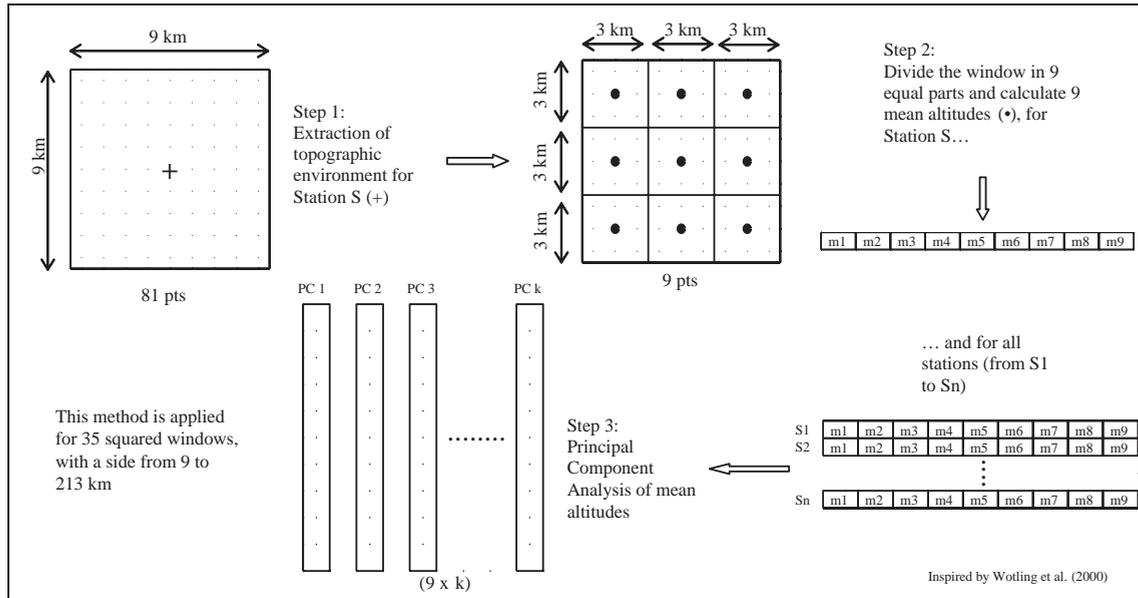


Fig. 3. Procedure followed for computing principal components of local topographical environments

sidered. These windows were square and their size ranged from approximately 9×9 km (our example) to 213×213 km, for a total of 35 windows. Each window was divided into 9 boxes, and the 9 corresponding mean elevations were subjected to PCA (Fig. 3). One PCA was performed for each window, and 4 principal components (PCs) were retained in each case. The first 4 PCs always summarized most of the variance (from 83.6% for the 141×141 km window to 92.5% for the 9×9 km window). Each PC represents a simple topographical pattern (see Fig. 4a,c,e,g), i.e. a pattern of *relative* elevations around each location, independent of the absolute elevation. Each PC displays spatial patterns which are almost the same for all windows. For the definition of the models, based on preliminary assessments, PCA results for only 3 windows were retained (33×33 , 123×123 and 213×213 km), in order to avoid collinearity in the set of predictors.

PC 1 (Fig. 4a) has negative values (lower altitudes) to the west of the station and positive values (higher altitudes) to the east, i.e. it represents a western exposure. The projection of all grid points on PC 1 (e.g. Fig. 5a for the 123×123 km window) discriminates west-facing locations (positive scores) and east-facing locations (negative scores). In the east, the east-facing slopes gradually rise from the Indian Ocean coastal plains to the Central Highlands. In the central part of the region, 2 narrow corridors of positive and negative PC 1 scores denote the Rift Valley. Further west, the terrain slopes down towards Lake Victoria.

PC 2 represents a southern exposure (Fig. 4c). Due to the generally meridional organization of East African relief, the corresponding map (Fig. 5b) shows a pattern that is often more localized than that pattern associated with PC 1. PC 3 (Fig. 4e) represents a col located along a NW/SE valley (positive scores), or a saddle along a mountain ridge oriented in the same direction (negative scores). The first pattern is found for instance between Mt. Kenya and the Aberdare Range (0.5° S, 37° E; Fig. 5c), the second one on both sides of the Rift Valley (e.g. equator at 35.5° E). Finally, PC 4 (Fig. 4g) corresponds to isolated relief features, either a summit (positive scores) or a depression (negative scores). Mt. Kenya and Mt. Kilimanjaro stand out on the projection map (Fig. 5d), but less conspicuous features do so as well, since all PCs depict relative elevations only.

3.2.2. Slopes and other predictors

Absolute variations in relief and relative variations around the central point were also considered as predictors. The average (mean) and the median (med) elevations characterize absolute variations. The standard deviation (std), amplitude (ampl) and skewness and kurtosis (kurto) coefficients depict relative variations. Each predictor was calculated for each window, as described above. Slopes (slop) were also computed for the 35 windows by the maximum downhill slope method (Dunn & Hickey 1998).

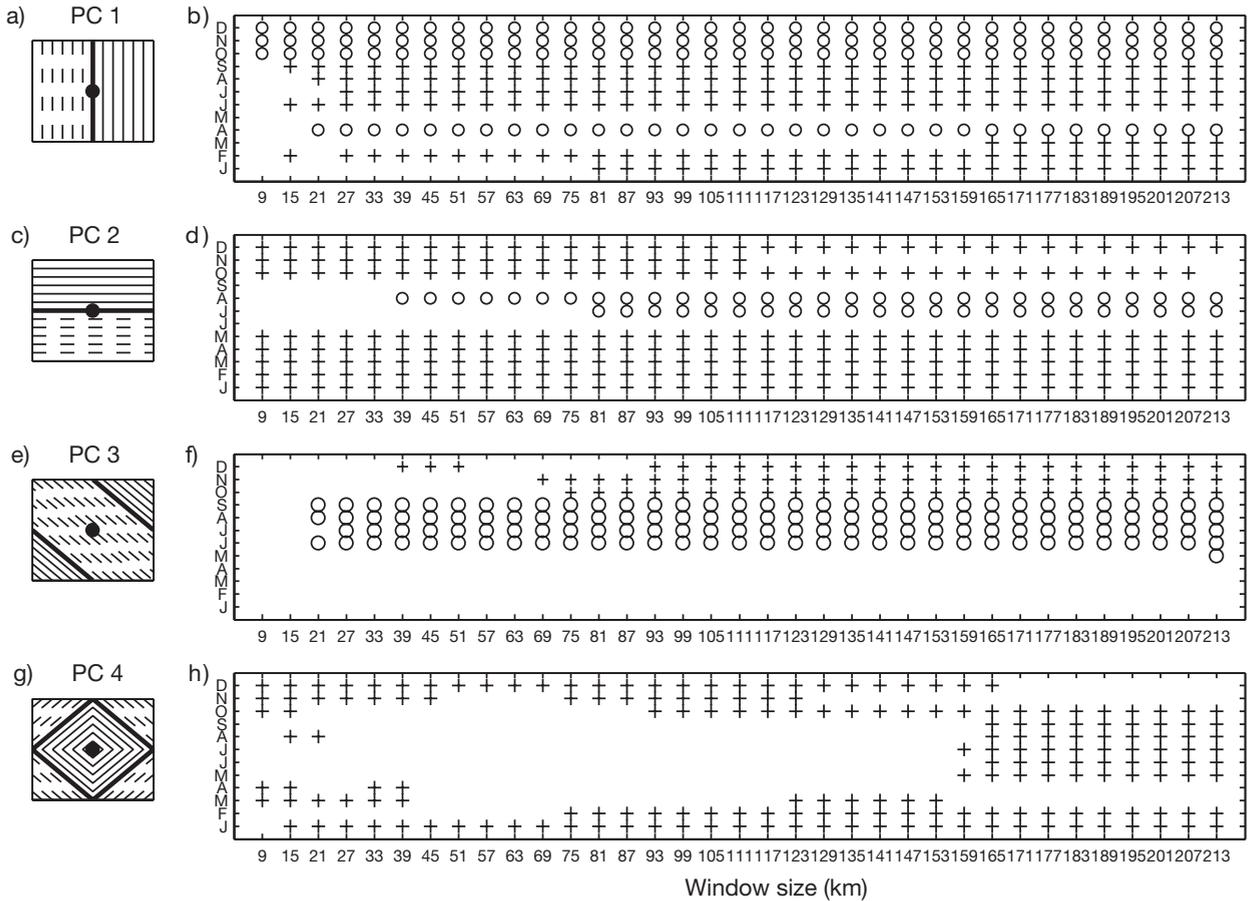


Fig. 4. (a,c,e,g) Simplified topographical patterns described by the first 4 principal components; solid (dashed) lines show higher (lower) elevations than the bold contour line. (b,d,f,h) Field correlations between mean monthly rainfall and the corresponding PC scores for the 305 stations; symbols denote correlations significant at the 95% confidence level (+: positive, O: negative)

In addition, 3 variables describing geographical location were included: latitude (lat), longitude (lon) and distance to Lake Victoria (dst). The latter affects the regional climate by a mesoscale circulation in the form of land/lake breezes. Although the lake itself is excluded from the study area, in the Western Kenya Highlands this circulation interacts with slope winds and the prevailing easterly flow, resulting in enhanced rainfall on the lower and mid slopes (Asnani & Kinuthia 1979, Okeyo 1987, Mukabana & Pielke 1996).

3.2.3. Representativeness of the stations

The distribution of the 305 stations was compared to that of the 105 300 grid points of the study area with respect to the topographical predictors. Histograms showing the percentage distribution of stations and grid points were plotted for each predictor, e.g. Fig. 6 for the smallest window and a selection of predictors: mean elevation, standard deviation of elevation (std),

slope and PCs 1 to 3. The distribution of grid points and stations was generally very similar, despite the fact that the sample of stations was small compared to the number of grid points. For mean elevation (Fig. 6a), however, the agreement was less good, because human population distribution (and hence station locations) are skewed towards higher altitudes. Therefore, lowlands are slightly under-represented in the station sample, but most altitudinal classes are described. With the partial exception of mean elevation, we consider that the station network adequately sampled the topographical features of the region.

4. MODEL FOR THE MONTH OF APRIL

4.1. Description of the model and validation

Using the above methodology and predictors, the final regression model for April mean rainfall (RAIN) was:

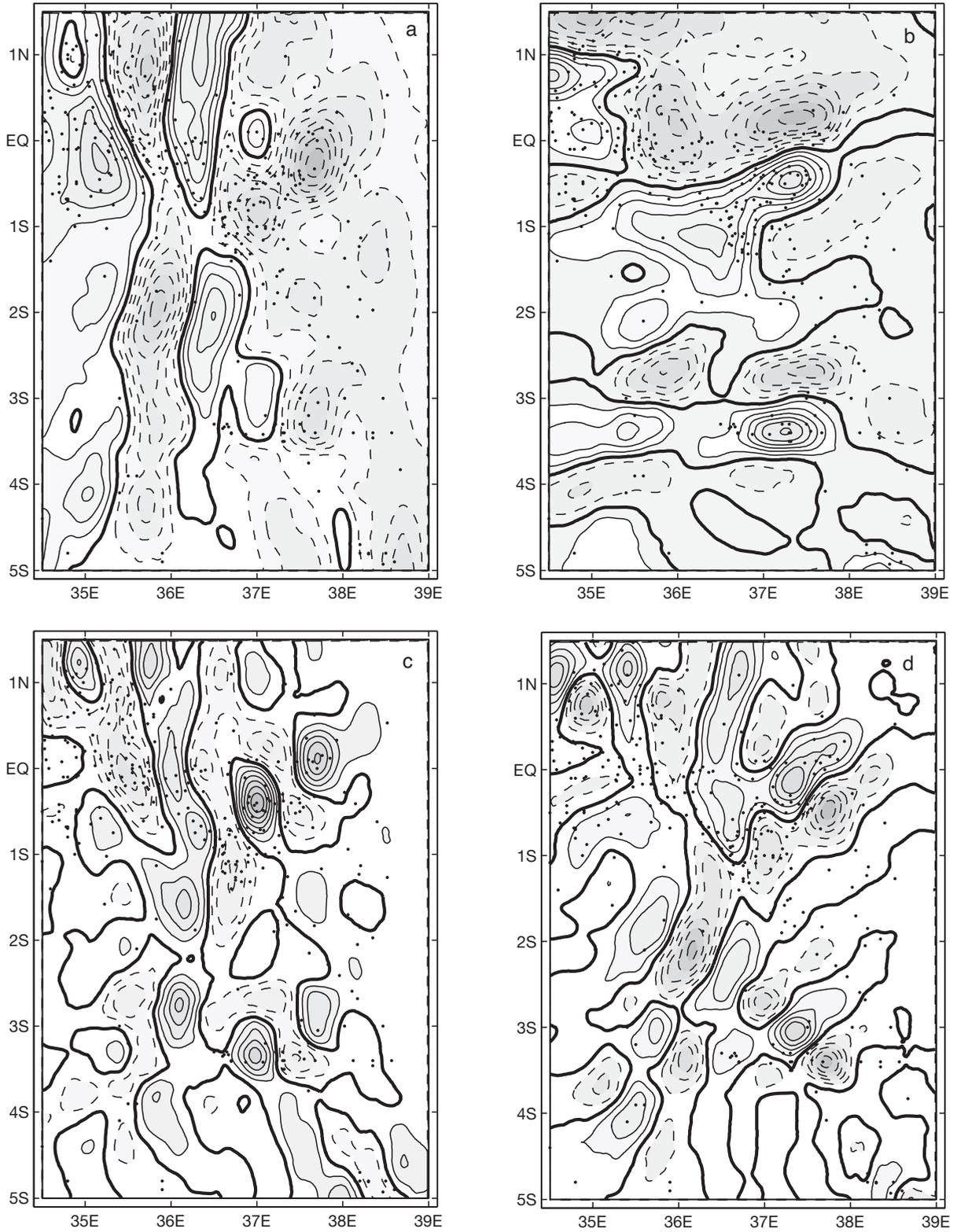


Fig. 5. Projection over the 105 300 grid points, for the 123×123 km window size, of (a) PC 1, (b) PC 2, (c) PC 3 and (d) PC 4. Solid lines: positive values; dashed lines: negative values; bold lines: zero

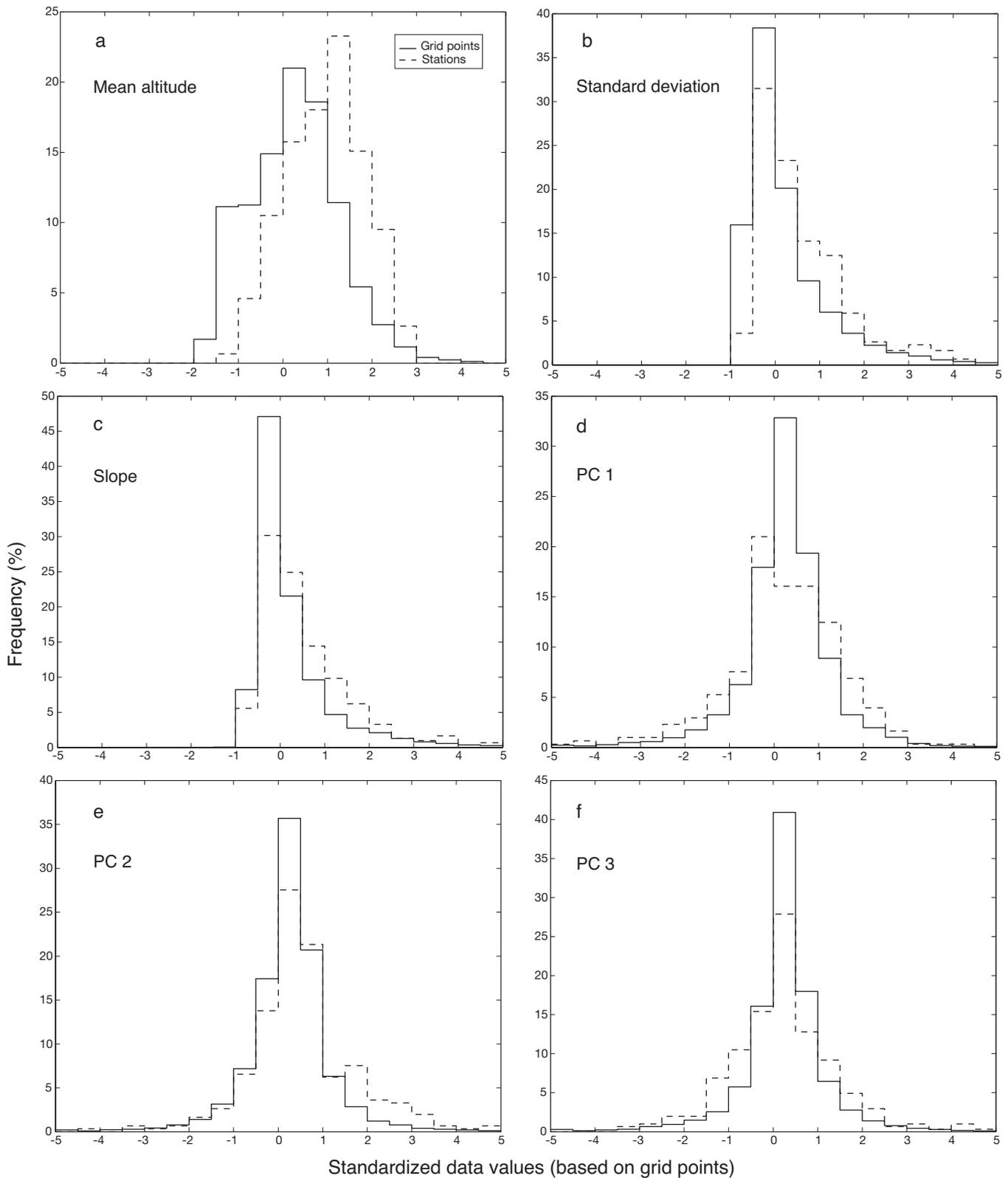


Fig. 6. Percentage distribution of stations (dashed line) and grid points (solid line) with respect to (a) mean altitude, (b) standard deviation, (c) slope, (d) PC 1, (e) PC 2 and (f) PC 3. The plots are for the smallest windows (11 × 11 km for panels a–c, 33 × 33 km for panels d–f)

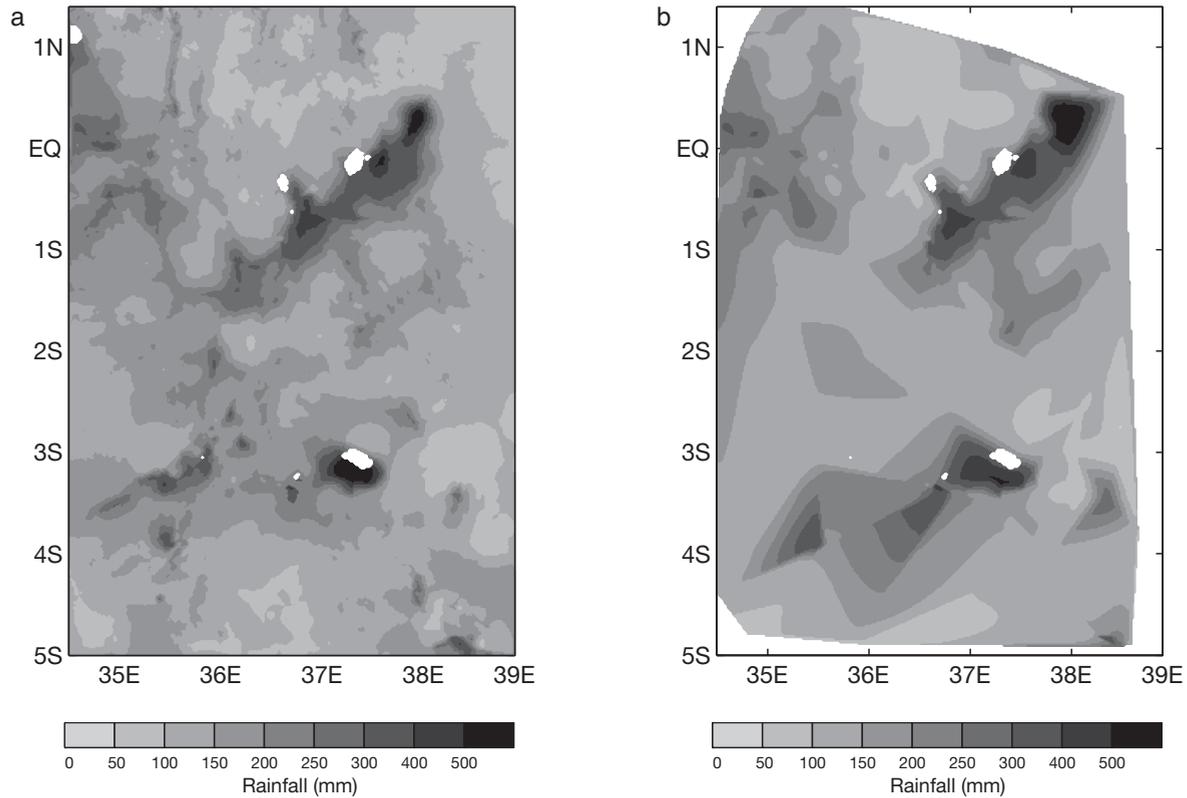


Fig. 7. Estimated mean April rainfall: (a) model and kriged residuals, (b) simple kriging. Blank areas correspond to high altitudes for which no estimate was computed

$$\text{RAIN} = 168 \times \text{PC}_{2_33} + 0.248 \times \text{std}_{71} + 145 \times \text{PC}_{2_213} + 9.71 \times \text{slop}_{11} + 71.1 + \varepsilon$$

where PC_{2_33} and PC_{2_213} are PCs computed for the 33×33 and 213×213 km windows, respectively, std_{71} is the standard deviation for the 71×71 km window, and slop_{11} is the slope for the 11×11 km window. The predicted values were mapped, including a kriging of the residuals (Fig. 7a). Areas above 3500 m remain blank, to account for the probable decrease of rainfall at high elevations (as found on Mt. Kenya and Mt. Kilimanjaro; Thompson 1966, Coutts 1969).

The robustness of the model was assessed by cross-validation. Observed data and RAIN model outputs are significantly correlated ($R = 0.65$; $p = 0.05$; see Table 1). Simple kriging gives a higher correlation. After the addition of kriged residuals, the correlation increased slightly. RMSE, LEPS and SK scores for the model plus kriged residuals and for simple kriging are similar. Positive LEPS and SK scores (approaching +100%) denote a good (perfect) model (Ward & Folland 1991). Note that the model skill scores, before interpolation of the residuals, are already fairly high (>40%).

It is deceptive that the results obtained for the model plus kriged residuals are marginally better than those obtained for simple kriging. However, Fig. 7 shows that the model estimates clearly outperform those based on simple kriging for areas with low station density (Fig. 2) and contrasted topography, i.e. in the southern and SW parts of the region. The fact that high skills are obtained with simple kriging is due to the

Table 1. Leave-one-out cross-validations of estimates of April rainfall in East Africa. Comparisons between observed and predicted values (RAIN), between observed and predicted values (RAIN + residuals kriging), and between observed and kriged values. Criteria: multiple correlation coefficient (R); r-square (R^2); Root Mean Square Error (RMSE); Linear Error in Probability Space (LEPS); and average skill (SK)

	R	R^2 (%)	RMSE (mm)	LEPS (%)	SK (%)
Predicted (RAIN)	0.65	43	71	44	41
Predicted (RAIN + residuals kriging)	0.81	65	57	67	67
Kriged	0.78	60	60	66	66

uneven station density. Some areas with a dense station network (Central and Western Kenya Highlands, southern slopes of Mt. Meru and Mt. Kilimanjaro) belong to the wettest areas; here, simple interpolation is adequate for estimating rainfall amounts, and taking topography into account adds little. Thus, the basic contrasts between the wet and the dry zones are reasonably well reproduced by kriging. However, kriging fails to document small- and medium-scale variations of rainfall over hilly but unsampled areas, e.g. many Tanzanian mountain ranges, or the Aberdares (0.3° S, 36.6° E) and Cherangani Hills (1.2° N, 35.4° E), where the use of the statistical model is a decisive improvement. The resulting modelled rainfall distribution agrees with rainfall maps of East Africa (e.g. Tomsett 1969), with additional detail over hitherto poorly sampled areas.

As the results could be biased by the higher station density in Kenya, we further investigated the reliability of rainfall estimates in the Tanzanian sector. Mean April values for 46 additional Tanzanian stations, which were initially not available for inclusion in the model, were obtained from the FAO Climwat database. The observed values are strongly correlated (0.82) to the estimates. The RMSE (74 mm) is not much higher than that obtained for the 305 stations used in the model (57 mm). When restricting the dataset to the western stations of Tanzania, where very few stations were available in our initial sample, the correlation is slightly lower (0.73 for 16 stations) but still highly significant (99.9% confidence level), with a RMSE at 62 mm. These results show that the model is still useful for regions away from the main cluster of rainfall stations. Confirmation is obtained by comparisons between the April rainfall map, and vegetation and land cover maps. April rainfall is only a fraction of annual rainfall, but there is a good correspondence between the extent of evergreen and montane forest and the areas receiving >250 mm rainfall (Fig. 7a), e.g. in northern Tanzania, where the isolated forest areas of Mt. Hanang, Mt. Meru, and Mt. Kitumbeine (especially their southern slopes) stand out as a series of wetter patches on the estimated April rainfall map. Based on more detailed vegetation maps, the dissymmetry found in the Ngorongoro crater range (3° S, 36° E) between the forested south and SE slopes and the unforested northern slopes (and summits) is also replicated by April rainfall as simulated by the model. The map based on simple kriging fails to show these isolated wet pockets (Fig. 7b).

4.2. Interpretation of the model

Among the 4 predictors included in the model, 2 are topographical patterns obtained from the PCA (PC 2,

twice), one is a topographical variable (slope) and the last one a summary statistic (standard deviation). North–south exposure contrasts (PC 2; Fig. 4c) are the main predictor, controlling rainfall at 2 different scales: small (33 km windows) and large (213 km). PC 2 has high loadings to the north and low loadings to the south. Thus, locations displaying positive (negative) scores for this PC are exposed to the south (north). The positive regression coefficients for this predictor at both scales imply that more April rainfall is linked with southern exposures. This result will be discussed in the next section.

The third predictor, *std_71*, has a positive coefficient in the regression equation. Larger rainfall amounts are found for high *std_71* values, i.e. when the topography in a 71 km window around a station varies greatly.

The last predictor, *slop_11*, represents terrain organization at small scales (11 km windows). Local rainfall is higher when the maximum slope around the station is steep.

5. RESULTS FOR THE OTHER MONTHS

Results for the entire year are summarized in Table 2. Predictors, sign of the regression coefficients and cross-validation statistics are given for the comparison between observed and predicted (RAIN + residuals kriging) values. The fact that some predictors are selected for consecutive months (e.g. PC 1_213 and *slop_41* between June and September, PC 2_33, PC 2_213 and *std* in April and May) increases confidence in the models' veracity and suggests a consistent physical interpretation. However, there is less stability in the dry period from December to March.

5.1. Predictors

Fig. 4 shows the correlations between monthly rainfall (at all 305 stations) and the scores of the first 4 topographical PCs for the 35 windows described above (from 9 to 213 km). PC 1 (Fig. 4a) depicts western (positive scores) and eastern (negative scores) exposures. The month-to-month changes in the correlation between mean rainfall and this topographical pattern are shown in Fig. 4b, which shows coefficients that are significant at the 95 % level (positive: +; negative: O). A positive (negative) correlation means that monthly rainfall is enhanced for western (eastern) exposures.

There are marked seasonal differences, replicating the distribution of wet and dry seasons. The dry seasons (boreal winter and summer) have mostly positive correlations (western orientations are wetter), whereas the middle of the Long Rains (April) and the Short Rains present negative correlations (eastern orienta-

Table 2. Predictors, signs of the regression coefficients (+: positive, O: negative) and cross-validation statistics for monthly models of rainfall in East Africa. See Section 3.2 'Predictors' and Table 1 for definition of abbreviations

	PC	Absolute elevation	Relative variation	Slope	Geographical location	R ² (%)	LEPS (%)	SK (%)
Jan	PC 4_123 (+) PC 2_213 (+)				lat (O) lon (O)	60	59	58
Feb	PC 2_213 (+)			slop_41 (+)	lon (O) lat (O)	72	65	65
Mar	PC 2_213 (+) PC 1_213 (+)	med_71 (O)	ampl_11 (+)			61	61	61
Apr	PC 2_33 (+) PC 2_213 (+)		std_71 (+)	slop_11 (+)		65	67	67
May	PC 2_33 (+) PC 2_213 (+)		std_41 (+)		dst (O)	67	68	67
Jun	PC 1_213 (+)		std_71 (+)	slop_41 (+)	lon (O)	83	79	78
Jul	PC 1_213 (+)			slop_41 (+)	lon (O) lat (+)	86	80	80
Aug	PC 1_213 (+)			slop_41 (+)	lon (O) lat (+)	89	82	82
Sep	PC 1_213 (+)			slop_41 (+)	dst (O) lat (+)	88	81	80
Oct	PC 2_213 (+) PC 3_213 (+)		std_71 (+) kurto_41 (O)			71	65	65
Nov	PC 1_213 (O) PC 3_213 (+) PC 2_213 (+)		kurto_41 (O)			70	65	65
Dec	PC 3_213 (+)	mean_71 (O)		slop_11 (+)	lat (O)	53	60	60

tions are wetter). The relationships are the same for all windows, except for the smaller ones (from 9 to 21 km), for which the signal is lost.

These seasonal changes are explained by the marked shifts in the lower- to mid-tropospheric wind direction during the year, exemplified by the 700 hPa mean monthly vector wind maps (Fig. 8). Twice a year, the ITCZ passes above the region, between March and May (Long Rains) and between October and December (Short Rains). At this time, easterlies prevail and orographic rainfall occurs on east-facing slopes. Note that the 2 rainy seasons are not symmetrical: the rainfall enhancement along eastern slopes is more evident in the Short Rains than in the Long Rains. For the latter, it is only found in April, and it is a weak feature: PC 1 does not serve as a predictor in the model for this month (Table 2). In November, by contrast, PC 1 is a key predictor.

During the rest of the year, the meridional component of the wind is more accentuated (northerlies in the boreal winter, southerlies in summer, Fig. 8). Flohn (1965) and Anyamba & Kiangi (1985) have shown that the corresponding monsoon flows are strongly divergent over East Africa, especially in the low-level plains

to the east. However, in the Western Kenya Highlands and around Lake Victoria, mesoscale wind systems develop (Asnani 1993, Mukabana & Pielke 1996). These features explain why western exposures have relatively more rainfall at these times.

PC 2 describes southern exposure (Fig. 4c). From the beginning of the Short Rains (October) to the end of Long Rains (May), correlations are consistently positive (Fig. 4d), i.e. southward-oriented stations have more rainfall. In contrast, summer (July to August) exhibits negative correlations, but these attain the 95% significance level only with large windows. PC 2 is a major predictor, appearing in all models from October to May, except for December (Table 2). During the Long Rains (April and May), southern exposures stand out as distinct predictors associated with 2 different window sizes (33 and 213 km).

During most of the year, southern orientations are wetter, suggesting that northerly winds are drier than southerlies, although in October to December this is valid mostly at local scales (see below under PC 3). The pattern is reversed in the northern summer. In addition to the differences in the moisture content of the air mass, this seasonal change may also reflect the shift in

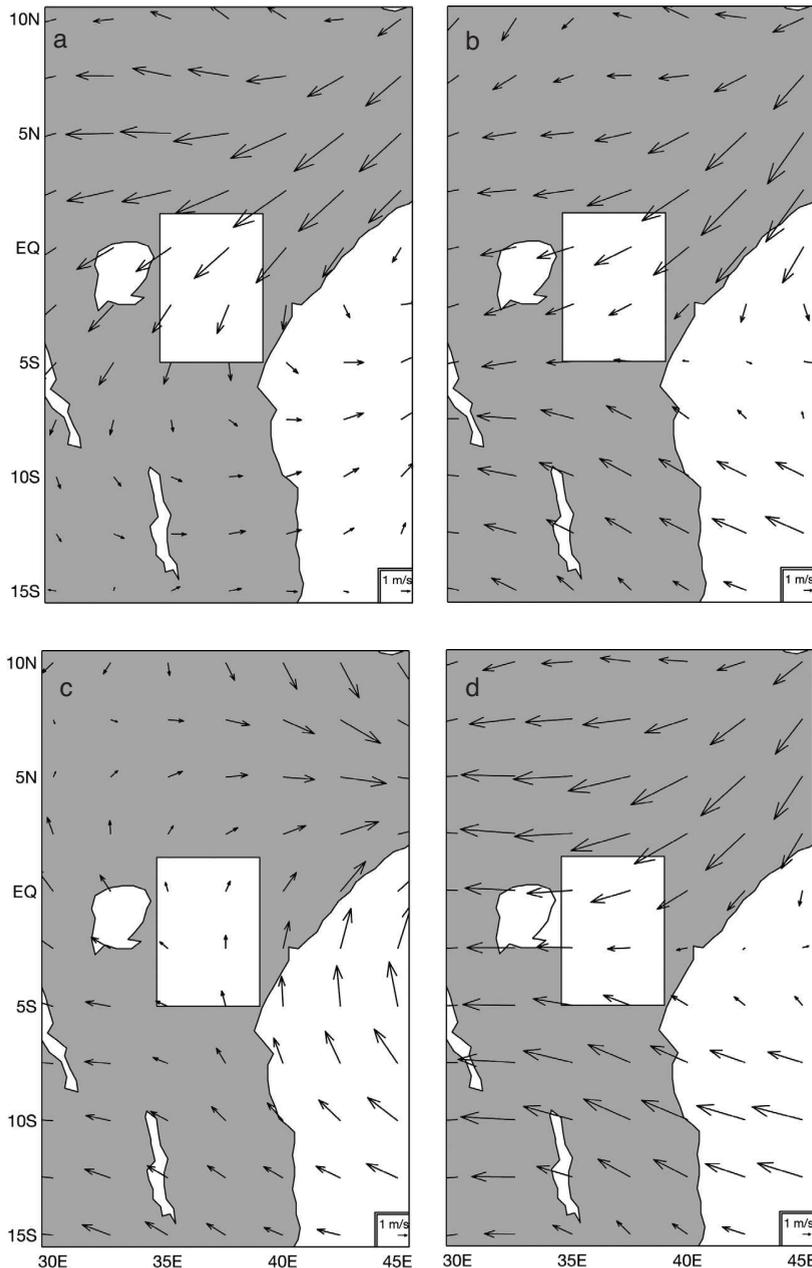


Fig. 8. Mean monthly vector winds at 700 hPa (NCEP/NCAR reanalysis data averaged over 1950 to 1990) for (a) January, (b) April, (c) July and (d) November

the latitudinal location of the ITCZ, which is further south in the boreal winter (hence wetter conditions in the south), and further north in the boreal summer (wetter conditions in the north).

The topographical features depicted by PC 3 correspond to a valley or a mountain ridge (Fig. 4e). June to September rainfall is negatively correlated with this pattern, though only on medium and large scales (Fig. 4f). This represents the fact that ridges that are

parallel to the SE flow tend to get wetter (e.g. Western Highlands, and parts of the Eastern Highlands and Usambara Range). However, it is also an artefact, as this topographical pattern is better defined over the wet high ground areas of the northwest. Therefore, this predictor does not add variance to the models for these months, and is not retained in the end (Table 2).

During the Short Rains (October to December), rainfall is positively correlated with the same topographical pattern, though only for intermediate to large windows. This represents the fact that stations located at the foot of escarpments that face NE tend to get wet, as NE winds are moister in the Short Rains than in the Long Rains. This applies to Mt. Kilimanjaro (Coutts 1969). As in June to September, the influence of this topographical pattern is only effective at medium to large scales (213 km windows in the October and November models, 123 km in the December model).

The last topographical pattern (PC 4) corresponds to isolated relief features, either depressions or summits (Fig. 4g). PC 4 and rainfall display only positive correlations, which means that an isolated high ground location (depressed area) is generally conducive to higher (lower) rainfall. However, the correlations are not always stable from one window to the next (Fig. 4h), and this pattern is a relatively minor predictor, being selected only in January (Table 2). For small windows, we find significant positive correlations for the beginning and the end of year (including the Long Rains and the Short Rains). In the summer months, there are significant correlations for very large windows only.

The seasonal opposition of PC 4 on window size can be explained as follows. In the wet seasons, a local relief feature is likely to enhance convection, since atmospheric conditions and circulation are already propitious to rainfall. In the dry seasons, it requires larger scale high ground areas to substantially alter the atmospheric circulation.

Among the other predictors included in the monthly regression models (Table 2), the mean slope and altitudinal standard deviation are the most frequently

selected. They indicate increasing rainfall with increasing hilliness. Trend surfaces (combining latitude and longitude) additionally account for a significant portion of rainfall distribution in the dry seasons (January to February and June to September). The eastern part of the study region is noticeably drier at these times, as a result of the monsoon flow divergence close to the Indian Ocean shores (Fig. 8). Note that absolute elevation itself is seldom a predictor of rainfall distribution at the scale under investigation. It is even negatively correlated with rainfall in the March and December models. In these 2 cases, elevation appears as the 4th predictor in the models, and can actually be considered as a weighing factor moderating the effect of other predictors with respect to elevation.

5.2. Performance of the models

Based on a maximum of 4 predictors, the predictive models explain from 53 to 89% of the rainfall variance (Table 2) in cross-validation mode. The highest R^2 is for the northern summer. This is not unexpected, since rainfall distribution at this time is very contrasted, with virtually no rainfall over the eastern and southern areas, and relatively wet conditions over the NW corner. For the other months, R^2 is still fairly high (60 to 70%) except for December. LEPS and SK scores show similar features. The lowest scores are found in December and January, the highest in June to September. As in April, these scores are of limited usefulness given the distribution of the station network.

6. CONCLUSIONS

Linear prediction models were defined for estimating rainfall at ungauged locations and for identifying the topographical features that account for the distribution of rainfall over southern Kenya and NE Tanzania. Topography was described by quantitative estimates of slope, mean and standard deviation of elevation, and other variables. Four PCs depict the basic features of the topographical environments (east–west or north–south exposures, valley/ridge patterns etc.) around the stations. All these descriptors are based on windows of different sizes (from about 10 to 200 km), in order to account for processes at different scales.

Using 4 predictors at most, between 53 and 89% of the spatial variance of the mean monthly rainfall field is explained by the models in cross-validation mode. The predictors which are selected cover the whole array of scales, and sometimes (in April for instance) a given predictor may enter twice in the same model, depicting topographical features at 2 different spatial

scales. This supports the use of nested windows for the description of topographical patterns.

There are significant month-to-month variations in the predictors retained in the models. These variations are closely associated with the seasonal atmospheric circulation changes above the region. North–south exposure contrasts are the dominant factor of rainfall variation throughout the year, except in the northern summer (June to September). South-facing stations are wetter, especially during the Long Rains (March to May) when the corresponding predictor appears twice in the regression models, i.e. for 2 different window sizes. This is because southerly winds are slightly wetter than those with a northerly component. East-facing stations only tend to be wetter in the Short Rains (October to December), and to some extent in April. In the dry seasons, especially between June and September, monsoon flows tend to be strongly divergent along the East African coast, and west-facing locations have more rainfall than east-facing locations, which are fairly dry. Other topographical patterns had less importance.

Slope magnitudes, as well as the general 'hilliness' of the topographical environment of the station, had a positive effect on rainfall amounts. They often contributed significantly to the variance explained by the models. In contrast, there was little relationship between rainfall and mean elevation. At first sight this is a surprising result, given that highlands are known to be wetter than lowlands, East Africa being no exception. For a smaller area in central Kenya, Basist et al. (1994) retained elevation as the only explanatory variable for annual rainfall. However, there is considerable inconsistency in the elevation–rainfall relationship, which only applies to either very small or very large space scales. In addition, other predictors more adequately describe the interaction between rainfall and topography, and elevation was therefore rarely selected as a significant predictor. For April, the correlation between rainfall and elevation (0.04, for all the 305 stations) was not significant at the 95% confidence level. Significant correlations occurred locally. For example, in a 10 000 km² region comprising 15 stations SE of Mt. Kenya, the correlation coefficient was 0.75.

The models used here may not be the best for the area under investigation. They have certain limitations, as they are linear and do not take into account possible thresholds in the relationship between rainfall and topography. In particular, a mask is applied to rainfall estimates for higher mountain areas, but the decrease in rainfall with height above a given elevation is not explicitly accounted for by the models. An integration of the interactions between terrain and low-level winds might also be useful, and is the scope of further investigation.

Acknowledgements. The authors thank 3 anonymous reviewers for very useful remarks on key issues of the paper.

LITERATURE CITED

- Anyamba EK, Kiangi PMR (1985) Mean motion field in East Africa at the level of the East African low level jet core. *Arch Meteorol Geophys Bioklimatol Ser B* 36:29–41
- Asnani GC (1993) Tropical meteorology. Indian Institute of Tropical Meteorology, Poona
- Asnani GC, Kinuthia JH (1979) Diurnal variation of precipitation in East Africa. *Res Rep no. 8/79*, Kenya Meteorological Department, Nairobi
- Basist A, Bell GD, Meentemeyer V (1994) Statistical relationships between topography and precipitations patterns. *J Clim* 7:1305–1315
- Benichou P, Le Breton O (1987) Prise en compte de la topographie pour la cartographie des champs pluviométriques statistiques. *Météorologie* 7(19):23–34
- Camberlin P, Okoola RE (2003) The onset and cessation of the 'Long Rains' in eastern Africa and their interannual variability. *Theor Appl Climatol* 75:43–54
- Camberlin P, Philippon N (2002) The East African March–May season: associated atmospheric dynamics and predictability over the 1967–68 period. *J Clim* 15:1002–1019
- Coutts HH (1969) Rainfall of the Kilimanjaro area. *Weather* 24:66–69
- Daly C, Neilson RP, Phillips DL (1994) A statistical-topographic model for mapping climatological precipitation over mountainous terrain. *J Appl Meteorol* 33:140–158
- Daly C, Gibson WP, Taylor GH, Johnson GL, Pasteris P (2002) A knowledge-based approach to the statistical mapping of climate. *Clim Res* 22:99–113
- Drogue G, Humbert J, Deraisme J, Mahr N, Freslon N (2002) A statistical-topographic model using an omnidirectional parameterization of the relief for mapping orographic rainfall. *Int J Climatol* 22:599–613
- Dunn M, Hickey R (1998) The effect of slope algorithms on slope estimates within a GIS. *Cartography* 27(1):9–15
- Flohn H (1965) Contributions to a synoptic climatology of North-East Africa. *WMO Tech Notes* 69:236–244
- Funk C, Michaelsen J, Verdin J, Artan G, Husak G, Senay G, Gadain H, Magadzire T (2003) The collaborative historical African rainfall model: description and evaluation. *Int J Climatol* 23:47–66
- Gesch DB, Larson KS (1996) Techniques for development of global 1-kilometer digital elevation models. *Proc Am Soc Photogrammetry Remote Sensing*, Sioux Falls, South Dakota, August 20–22, 1996; In: Pecora Thirteen, Human Interactions with the Environment—Perspectives from Space; available at <http://edcdaac.usgs.gov/topo30/papers/gescht.txt.asp>
- Hastenrath S, Greischar L, Van Heerden J (1995) Prediction of the summer rainfall over South Africa. *J Clim* 8:1511–1518
- Hevesi JA, Istok JD, Flint AL (1992) Precipitation estimation in mountainous terrain using multivariate geostatistics. Part I: structural analysis. *J Appl Meteorol* 31:661–676
- Hills RC (1978) The organization of rainfall in East Africa. *J Tropical Geogr* 42:40–50
- Hulme M, Doherty R, Ngara T, New M, Lister D (2001) African climate change: 1900–2100. *Clim Res* 17:145–168
- Kyriakidis PC, Kim J, Miller NL (2001) Geostatistical mapping of precipitation from rain gauge data using atmospheric and terrain characteristics. *J Appl Meteorol* 40:1855–1877
- Mukabana JR, Pielke RA (1996) Investigating the influence of synoptic-scale monsoonal winds and mesoscale circulations on diurnal weather patterns over Kenya using a mesoscale numerical model. *Mon Weather Rev* 124:224–243
- Nicholson SE (1993) An overview of African rainfall fluctuations of the last decade. *J Clim* 6:1463–1466
- Okeyo AE (1987) The influence of Lake Victoria on the convective activities over the Kenya highlands. *J Meteorol Soc Jpn* 65:689–695
- Potts JM, Folland CK, Jolliffe IT, Sexton D (1996) Revised 'LEPS' scores for assessing climate model simulations and long-range forecasts. *J Clim* 9:34–53
- Sun L, Semazzi FHM, Giorgi F, Ogallo L (1999a) Application of the NCAR regional climate model to eastern Africa. 1. Simulation of the Short Rains of 1988. *J Geophys Res* 104(D6):6529–6548
- Sun L, Semazzi FHM, Giorgi F, Ogallo L (1999b) Application of the NCAR regional climate model to eastern Africa. 2. Simulation of interannual variability of Short Rains. *J Geophys Res* 104(D6):6549–6562
- Thompson BW (1966) The mean annual rainfall of Mount Kenya. *Weather* 21:48–49
- Tomsett JE (1969) Average monthly and annual rainfall maps of East Africa. East African Meteorological Department, Tech Memo no. 14
- Ward MN, Folland CK (1991) Prediction of seasonal rainfall in the north Nordeste of Brazil using eigenvectors of sea-surface temperature. *Int J Climatol* 11:711–743
- Wotling G, Bouvier C, Danloux J, Fritsch JM (2000) Regionalization of extreme precipitation distribution using the principal components of the topographical environment. *J Hydrol* 233:86–101

Editorial responsibility: Otto Kinne, Oldendorf/Luhe, Germany

Submitted: August 9, 2004; *Accepted:* March 30, 2005
Proofs received from author(s): May 13, 2005

PRÉCIPITATIONS ET RELIEF EN AFRIQUE ORIENTALE ET AUSTRALE :
MODÉLISATIONS STATISTIQUES ET GÉOSTATISTIQUES

RÉSUMÉ : Ce travail a un double objectif : à travers les exemples est- et sud-africain, mieux comprendre l'influence du relief sur l'organisation spatiale des précipitations et spatialiser les données pluviométriques ponctuelles en fonction du relief. Ce travail tente d'appliquer à des régions tropicales et sub-tropicales une méthodologie en partie dérivée de méthodologies précédemment définies dans les régions extra-tropicales.

Dans un premier temps, un modèle issu d'une régression linéaire multiple, basée sur une décomposition, à différentes échelles spatiales, de l'information topographique en descripteurs, aide à mieux comprendre le lien entre précipitations et topographie. En Afrique de l'Est, les effets de versants sont très importants pour expliquer la répartition spatiale des précipitations, ainsi que l'effet sommital (sommet isolé ou crête). En Afrique du Sud, c'est principalement un gradient sud-ouest/nord-est dans les précipitations qui ressort, atténuant l'influence de la topographie. Ce gradient est toutefois moins marqué en fin de saison des pluies.

Dans un deuxième temps, le modèle de précipitation est amélioré par la modélisation géostatistique des erreurs du modèle statistique. Cette combinaison aboutit à un modèle multiplicatif, servant à reconstituer, pour les cartographier, des champs pluviométriques mensuels moyens, dans chacune des régions. La cartographie obtenue montre des capacités plus que satisfaisantes du modèle à reproduire la variabilité spatiale des précipitations moyennes, notamment en Afrique de l'Est.

Dans un troisième temps, l'évolution interannuelle de l'organisation des précipitations mensuelles en fonction du relief est étudiée. D'une année sur l'autre, une partie inégale de la distribution des précipitations est expliquée par les modèles de précipitations. Une méthodologie originale est aussi mise en place afin de déterminer s'il existe des distributions spatiales récurrentes des précipitations (des modes), liées aux mêmes descripteurs du relief. Dans cette recherche de modes récurrents dans l'organisation spatiale des précipitations ne ressortent, en Afrique de l'Est, que les mois de transition entre saison pluvieuse et saison sèche. Ces modes sont associés à des anomalies récurrentes dans la circulation atmosphérique de plus large échelle, principalement liées aux phases d'installation/retrait des moussons d'été et d'hiver.

MOTS-CLÉS : Précipitations, relief, Afrique de l'Est, Afrique du Sud, modélisation statistique, modélisation géostatistique, spatialisation, variabilité interannuelle