

UNIVERSITE
BRETAGNE
LOIRE

THESE / UNIVERSITE RENNES 2

sous le sceau de l'Université Européenne de Bretagne

pour obtenir le titre de
DOCTEUR DE L'UNIVERSITE EUROPEENNE DE BRETAGNE LOIRE
Mention : Géographie
Ecole doctorale Sciences Humaines et Sociales

présentée par

Véronique Michot

Préparée à l'Unité Mixte de recherche 6554 CNRS - LETG Rennes et au LOCEAN-IPSL

Analyse spatiale et temporelle de la variabilité des régimes de précipitations dans le bassin amazonien

Thèse soutenue le 29 novembre 2017
devant le jury composé de :

Beatriz Funatsu
Chercheur CNRS / *examinateur*

Vincent Moron
Professeur à l'Université d'Aix-en-Provence / *examinateur*

Pierre Camberlin
Professeur à l'Université de Bourgognhe / *rapporteur*

Daniel A. Vila
Chercheur à l'Institut National des Recherches Spatiales (Brésil) / *Rapporteur*

Josyane Ronchail
Maître de Conférence, Université Diderot Paris 7 / *co-directrice de thèse*

Vincent Dubreuil
Professeur, Université Rennes 2 / directeur de thèse

Michot, Véronique. Analyse spatiale et temporelle de la variabilité des régimes de précipitations dans le bassin amazonien - 2017

SOUS LE SCEAU DE L'UNIVERSITÉ BRETAGNE-LOIRE

UNIVERSITÉ RENNES 2

Ecole Doctorale - Sciences Humaines et Sociales

Unité Mixte de Recherche 6554 CNRS LETG Rennes

Analyse spatiale et temporelle de la variabilité des régimes de précipitation dans le bassin amazonien

Thèse de Doctorat

Thèse préparée au LETG Rennes et au LOCEAN-IPSL UPMC

Discipline : Géographie

Présentée par Véronique MICHOT

Directeurs de thèse : Vincent DUBREUIL et Josyane RONCHAIL

Soutenue le 29 novembre 2017

Jury :

Beatriz FUNATSU	Chercheur CNRS / Examinateur
Vincent MORON	Professeur à l'Université d'Aix-en-Provence / Examinateur
Pierre CAMBERLIN	Professeur à l'Université de Bourgogne / Rapporteur
Daniel A. VILA	Chercheur à l'Institut National des Recherches Spatiales - INPE (Cachoeira Paulista, Brésil) / Rapporteur
Josyane RONCHAIL	Maître de Conférence à l'Université Diderot Paris 7 / Co-directrice de thèse
Vincent DUBREUIL	Professeur à l'Université Rennes 2 / Directeur de thèse

« L’accent grave »

Le professeur
Élève Hamlet!

L'élève Hamlet (*sursautant*)
... Hein... Quoi... Pardon.... Qu'est-ce qui se passe... Qu'est-ce qu'il y a... Qu'est-ce que c'est?...

Le professeur (*mécontent*)
Vous ne pouvez pas répondre "présent" comme tout le monde? Pas possible, vous êtes encore dans les nuages.

L'élève Hamlet
Être ou ne pas être dans les nuages!

Le professeur
Suffit. Pas tant de manières. Et conjuguez-moi le verbe être, comme tout le monde, c'est tout ce que je vous demande.

L'élève Hamlet
To be...

Le professeur
En Français, s'il vous plaît, comme tout le monde.

L'élève Hamlet
Bien, monsieur. (*Il conjugue*)
Je suis ou je ne suis pas
Tu es ou tu n'es pas
Il est ou il n'est pas
Nous sommes ou nous ne sommes pas...

Le professeur
(*excessivement mécontent*)
Mais c'est vous qui n'y êtes pas, mon pauvre ami!

L'élève Hamlet
C'est exact, monsieur le professeur,
Je suis "où" je ne suis pas
Et, dans le fond, hein, à la réflexion,
Être "où" ne pas être
C'est peut-être aussi la question.

Jacques Prévert

REMERCIEMENTS

Un sentiment de reconnaissance envers de nombreuses personnes et l'émotion de la fin d'une belle aventure, se mêlent à l'écriture de ces remerciements.

Je souhaite tout d'abord faire part de ma reconnaissance à mes directeurs de thèse, Vincent Dubreuil et Josyane Ronchail, qui ont accepté de travailler avec moi, m'ont fait confiance et m'ont permis d'acquérir de nombreuses connaissances. Merci à Vincent, de m'avoir encadrée dès le Master et préparée à l'obtention d'une bourse de thèse, sans laquelle je n'aurais pu traiter de ce sujet qui m'a passionnée. Nos discussions m'ont souvent montrées de nombreuses perspectives et ainsi aidée à finaliser mes choix sur différents sujets.
Je tiens à remercier Josyane d'avoir été toujours très disponible lors de mes visites au LOCEAN, ainsi que pour son accueil fréquent et généreux à Palaiseau. Merci d'avoir toujours pris le temps de regarder scrupuleusement mes travaux, de s'y être intéressé, de m'avoir encouragée et de sa sympathie, qui a rendu plus facile les allées et venues entre Rennes et Paris.
Un grand merci à tous les deux également de m'avoir emmenée sur le terrain car j'avais extrêmement à cœur de découvrir ce territoire amazonien. Il fut exceptionnel de voir et s'aventurer dans cette Amazonie fascinante et si rigoureuse.

Mes remerciements s'adressent également à Pierre Camberlin, Beatriz Funatsu, Vincent Moron et Daniel Vila, qui ont accepté d'évaluer et de participer au jury de cette thèse.

Ces travaux ont été réalisés au sein du laboratoire LETG-Rennes et au LOCEAN-IPSL, auxquels je suis reconnaissante de m'avoir accueillie durant ces années. Merci aussi à l'équipe de l'Ecole Doctorale de Rennes 2, très accueillante et dynamique.
J'exprime également ma gratitude aux partenaires de travail de l'UFRN à Natal au Brésil, ainsi qu'au CPTEC-INPE à Cachoeira Paulista au Brésil, qui m'ont permis de développer certains chapitres de cette thèse en m'accueillant plusieurs mois dans leurs locaux.

D'autres personnes ont également pris part au développement de ces travaux et je les en remercie très sincèrement. Merci à Damien Arvor, Jhan Carlo Espinoza, Timothée Giraud Nicolas Jégou, Alban Thomas.
Beaucoup de résultats de cette thèse ont été obtenus grâce à des méthodes de traitements du signal dont j'avais peu idée. Bien heureusement une aide très importante pour les appliquer aux séries climatiques, m'a été apportée par Thomas Corpetti auquel je promets de ne plus (trop) parler de clusters. Merci pour les heures d'échange et de travail, qui n'auront pas été vaines.

Malgré les sacrifices, je ne me suis jamais sentie seule car épaulée par des amis formidables, soucieux et bienveillants, qui ont souvent compris le dévouement qu'a nécessité cette entreprise. Je remercie du fond du cœur Charlotte, Max, Nico, Valérie et tous les autres.

Muitissimo obrigada aos amigos de todos os cantos do Brasil que me ajudaram em varias situações para morar, para trabalhar e simplesmente para compartilhar uma amizade boa.

Il n'était en rien inscrit que j'ai la chance de faire une thèse et je tiens à remercier Fábio de m'avoir encouragée, en d'autres temps, à pousser la porte de l'Université, ainsi que Jacques Comby de m'avoir fait prendre conscience de mon intérêt pour la recherche.

La réalisation de cette thèse dans de bonnes conditions aurait probablement été très difficile sans l'aide d'Evelyne que je remercie fortement, de même que Joëlle Bisson, soucieuse et attentive au-delà des aspects purement administratifs.

Il est certainement difficile de trouver un cadre aussi plaisant et accueillant que celui du LETG-Rennes pour affronter ces rudes années de travail, c'est pourquoi je tiens absolument à exprimer mes remerciements aux chefs du labo qui se sont succédés, aux ingénieurs, à l'équipe du secrétariat, aux doctorants, aux chercheurs et aux professeurs rattachés au labo (tout particulièrement ceux qui m'ont aidé dans la préparation des cours).
De belles amitiés sont nées de ces rencontres, ainsi que de grandes heures de musique guidées par l'oreille absolue de Xavier, avec l'indulgence de Pauline ! Merci à tous les deux pour vos conseils, votre lucidité et pour tous les bons moments qui m'ont fort plu et parfois laissée bouche bée.
Merci à l'esprit d'entre-aide dont ont fait preuve les doctorants, notamment Renan et Perrine sur des questions douloureuses de programmation. Et merci pour mon entrainement à l'humour par Karel !
Enfin, telle une co-équipière réconfortante sur la route de la thèse, malgré des thèmes très différents, un immense merci à Edwige, avec qui nous avons tant échangé sur la vie de doctorant et les multiples facettes de la recherche. La route continue mais ce bout là on a fini par le tracer!

Aux personnes de ma famille qui m'ont soutenue, ont accepté et m'ont apportée leur affection, le plus grand des mercis.

SOMMAIRE

Liste des sigles et acronymes **11**
Liste des figures **13**
Liste des tableaux **21**
Introduction générale **23**
1. Contexte de l'étude 23
2. Objectifs et structure de la thèse 26
3. Cadre de l'étude 29

CHAPITRE 1 : Contexte climatique et processus océano-atmosphériques régissant les précipitations dans le bassin amazonien **31**
1. Introduction 31
2. Saisonnalité des précipitations du BA 32
3. Circulation atmosphérique générale et dans le bassin amazonien 35
4. La dynamique océanique 42
5. Relation entre les océans Pacifique et Atlantique 53
6. Téléconnections océano-atmosphériques 54
7. Conclusion 78

CHAPITRE 2 : Les données de précipitations observées dans le bassin versant amazonien : présentation, contrôle et reconstruction des données observées **81**
1. Introduction 81
2. Historique des données observées 82
3. Sélection des pluviomètres 83
4. Contrôle de la qualité des séries pluviométriques 86
5. Reconstruction des données manquantes 97
6. Validation des méthodes de reconstruction 102
7. Conclusion et discussion du chapitre 112

CHAPITRE 3 : Typologie des sous-régimes de pluie dans les régions amazoniennes **115**
1. Introduction 115

2. Régionalisation des régimes de précipitations dans le Bassin amazonien 117
3. Identification de sous-régimes régionaux de précipitations 124
4. Conclusion 140

CHAPITRE 4 : Modulation des régimes de précipitations régionaux par les anomalies de température de surface de l'océan 143

1. Introduction 143
2. Données océaniques et autres données atmosphériques 144
3. Analyse de la relation entre les différents sous-régimes de précipitations et les anomalies des indicateurs océano-atmosphériques, dans les sous-régions du BA 148
4. Intercomparaison des sous-régimes régionaux 206
5. Conclusion 215

CHAPITRE 5 : Analyse comparative des données de précipitations observées des pluviomètres et des données de précipitations estimées de TRMM 3B42 version 7 219

1. Introduction 219
2. Principe général de l'estimation des précipitations par satellite et description du produit TRMM 3B42 V7 221
3. Méthodologie d'inter-comparaison 222
4. Distribution spatiale des erreurs quotidiennes d'estimation par 3b42 dans l'ensemble du BA 223
5. Analyse régionale et temporelle des erreurs d'estimation par 3B42 228
6. Conclusion 246

Conclusion générale 250
Bibliographie 259
Annexes 281
Table des matières 289

Liste des sigles et acronymes

3B42	TRMM 3B42 V7
AEM	Atlantic Equatorial Mode
AMS	Amérique du Sud
ANA	Agência Nacional de Agua
BA	Bassin Amazonien
BDD	Base De Données
BH	Bolivian High
CERES	Clouds and the Earth's Radiant Energy System
Cl	Cluster/sous-régime de préciptiations
CMORPH	CPC Morphing Technique
CPC	Unified Gauge-Based Analysis of Global Daily Precipitation of the NOAA
DSP	Début de Saison des Pluies
EN	El Niño
ENSO	El Niño Southern Oscillation
EP	Eastern Pacific
ERSST.v4	Extended Reconstructed Sea Surface Temperature version 4
ESA	European Space Agency
FAR	False Alarm Ratio (Ratio des fausses alarmes)
FSP	Fin de Saison des Pluies
GPCC	Global Precipitation Climatology Centre
IDEAM	Instituto de Hidrología, Meteorología y Estudios Ambientales
INAMHI	Instituto Nacional de Meteorología e Hidrología
IR	Infrarouge
ISCCP	International Satellite Cloud Climatology Project
JAXA	Japan Aerospace Exploration
L	Luminance
LIS	Lightening Imaging Sensor
LLJ	Low Level Jet
LN	La Niña
MAR	Missing At Random
MCAR	Missing Completely At Random
MICE-PMM	Predictive Mean Matching

MOP Micro-Ondes Passives

NA Not Available value (donnée manquante)
NAO Oscillation Nord Atlantique (pour North Atlantique Oscillation en anglais)
NASA National Aeronautics and Space Administration
NATL Atlantique Tropical Nord
NCEP-NCAR National Center for Environnemental Prediction - National Center for Atmospheric Research
NOAA National Oceanic and Atmospheric Administration

OLR Outgoing Longwave Radiation
OMA Oscillation Multi-décennale de l'Atlantique
OMM Organisation Météorologique Mondiale
ONI Oceanic Niño Index

PDO Pacific Decadal Oscillation
PERSIANN Precipitation Estimation from Remotely Sensed Information using Artificial Neural Network
PMM Predictive Mean Matching
POD Probability Of Detection (Probabilité de détection)
PPV Plus Proche Voisin
PR Precipitation Radar

RMSE Root Mean Square Error

SAMS South American Monsoon System
SATL Atlantique Tropical Sud
SENHAMI Servicio Nacional de Meteorologia e del Peru
SESA Sud-Est de l'Amérique du sud
SST Sea Surface Temperature (Températures de Surface de l'Océan)
SSTA Anomalies de SST
sub-SATL Atlantique subtropical

TMI TRMM Microwave Imager
TMPA TRMM Multisatellite Precipitation Analysis
TNA Indice SST de l'Atlantique Tropical Nord
TRMM Tropical Rainfall Measuring Mission
TRMM 3B42 V7 Tropical Rainfall Measuring Mission 3B42 version 7
TSA Indice SST de l'Atlantique Tropical Sud

VIRS Visible and Infrared Scanner

WMO World Meteorological Organization

ZCAS Zone de Convergence de l'Atlantique Sud
ZCIT Zone de Convergence Intertropicale
ZCPS Zone de Convergence du Pacifique Sud

Liste des figures

Introduction générale

Figure 1 Carte du bassin amazonien, de ses principales rivières et de son orographie……... 24

Chapitre 1

Figure 1. 1 Pluviométrie annuelle moyenne (1975-2003) dans le bassin amazonien, en mm/an……. 33
Figure 1. 2 Régimes de précipitations moyens dans le bassin amazonien…… 34
Figure 1. 3 Carte des dates moyennes de a) début et b) fin de saison des pluies en Amérique du Sud, selon la méthode d'accumulation d'anomalies, sur la période de 1976 à 2000……. 34
Figure 1. 4 Schéma simplifié de la circulation atmosphérique tri-cellulaire méridienne dans l'hémisphère nord, le même modèle s'applique dans l'hémisphère sud…… 36
Figure 1. 5 Schéma simplifié de la circulation des cellules de Walker lors d'une phase neutre du Pacifique…….. 36
Figure 1. 6 Moyenne de la pression atmosphérique au niveau de la mer en a) décembre-janvier-février et b) juin-juillet-août de 1975 à 2002……. 37
Figure 1. 7 Climatologie de la circulation atmosphérique des basses couches……. 40
Figure 1. 8 Idem que la figure 1.7 mais pour le mois de juillet…… 41
Figure 1. 9 Schéma simplifié de la ZCIT (ITCZ), de la ZCAS (SACZ), du LLJ (SALLJ), de la dépression du Chaco (CL), de la marge occidentale de l'anticyclone de l'Atlantique sud (SASH) et des alizés de nord-est (NE trades) durant l'été austral…….. 41
Figure 1. 10 Schéma de l'état de base de la stratification océanique, des phénomènes d'upwelling et de downwelling, associés à la tension de vent (wind) dans le Pacifique équatorial……... 42
Figure 1. 11 Moyenne (1964-2006) annuelle des SST et des flux de vent de la basse troposphère (vecteurs) dans le bassin de l'Atlantique tropical……... 43
Figure 1. 12 Impact météorologique des événements a) EN et b) LN…….. 44
Figure 1. 13 Distribution spatiale de la moyenne mensuelle des SST en °C à gauche, et des anomalies de SST en °C à droite, de 1986 à 2016 dans le Pacifique équatorial…… 45
Figure 1. 14 SST en °C de l'océan Pacifique tropical durant a) le LN de 1998-99, les températures froides s'étendent vers le centre du bassin b) la phase neutre de 1993, la warm pool se maintient à l'ouest et l'upwelling à l'est c) l'EN de 1997-98, les températures chaudes s'étendent à l'est du bassin jusqu'aux côtes de l'Amérique tropicale…… 46

Michot, Véronique. Analyse spatiale et temporelle de la variabilité des régimes de précipitations dans le bassin amazonien - 2017

Figure 1. 15 Schéma de l'inclinaison de la thermocline dans le Pacifique équatorial durant a) un événement EN b) un événement LN…….. 46
Figure 1. 16 Anomalies de SST en °C dans le Pacifique équatorial indiquant un EN de type a et c) « Eastern Pacific » b) « Modoki »…… 47
Figure 1. 17 Historique des événements EN (en rouge) et LN (en bleu) enregistrés depuis respectivement 1950 et 1949…….. 48
Figure 1. 18 Anomalies moyennes de SST dans l'océan Pacifique correspondant à la PDO à partir des données observées de HadISST1 (Rayner et al.2003)….. 48
Figure 1. 19 Indice NCEI PDO présentant l'évolution mensuelle des phases de la POD 49
Figure 1. 20 El Niño Atlantique : SSTA en °C de l'Atlantique tropical et anomalies de vent en surface…… 50
Figure 1. 21 Distribution temporelle des anomalies de SST liées au El Niño Atlantique 50
Figure 1. 22 Dipôle Atlantique……... 51
Figure 1. 23 Distribution temporelle des anomalies liées au dipôle 51
Figure 1. 24 Anomalies de pression atmosphérique (en mètre, par rapport à 500hPa) liées à la NAO dans sa phase positive…… 52
Figure 1. 25 Evolution temporelle de l'indice NAO (Hurrell 1995) dans l'Atlantique nord, depuis 1864……... 52
Figure 1. 26 Evolution temporelle de l'indice AMO dans l'Atlantique nord, depuis 1870…… 53
Figure 1. 27 a) Anomalies de SST durant la phase mature d'EN (novembre à janvier) b) anomalies de divergence des vents à 200mb c) anomalie de convection à 500mb e) anomalies de la circulation de Walker dans le Pacifique est f) anomalies de la circulation de Hadley dans l'Atlantique…… 56
Figure 1. 28 Illustration de l'anomalie de circulation atmosphérique donnant lieu à la double cellule de Walker dans le cas d'un EN de type central entre 10°N et 10°S, en 2004-05…… 56
Figure 1. 29 Corrélation entre les SSTA pacifiques tropicales et a) la circulation de Hadley dans le Pacifique tropical est b) la circulation de Hadley dans l'Atlantique tropicale……. 57
Figure 1. 30 a) Anomalies de SST durant la phase mature de l'El Niño Atlantique b) anomalies de divergence des vents à 200mb c) anomalie de convection à 500mb d) anomalies de la circulation de Walker e) Anomalie de la circulation de Hadley dans l'Atlantique …… 58
Figure 1. 31 Corrélation entre les SSTA atlantiques tropicales et a) la circulation de Walker b) la circulation de Hadley dans l'Atlantique tropicale……. 58
Figure 1. 32 Anomalies de la circulation de Hadley au-dessus du bassin amazonien associées à des anomalies de SST atlantiques……. 59
Figure 1. 33 a) Anomalies de SST liées au dipôle atlantique b) anomalies de divergence des vents à 200mb c) anomalie de convection à 500mb d) anomalies de la circulation de Hadley dans l'Atlantique en lien avec le dipôle atlantique……. 60
Figure 1. 34 Corrélation entre le dipôle atlantique et la circulation de Hadley dans l'Atlantique tropicale……... 60
Figure 1. 35 Climatologie (1978-2010) des flux d'humidité intégrés et de la convergence a) en été austral b) en hiver austral…….. 61
Figure 1. 36 Direction du transport des flux d'humidité dans le bassin amazonien a) en été austral et b) en hiver austral……..... 61

Michot, Véronique. Analyse spatiale et temporelle de la variabilité des régimes de précipitations dans le bassin amazonien - 2017

Figure 1. 37 Direction du transport des flux d'humidité dans le bassin amazonien durant des années humides (ligne du haut) et des années sèches (ligne du milieu) en a, c) été austral et b, d) hiver austral. La ligne du bas représente la différence entre les années humides et sèches en e) été austral, f) hiver austral…….. 62
Figure 1. 38 Anomalies pour le mois d'octobre a) de SST dans le Pacifique nord et sud b) de précipitations……..... 64
Figure 1. 39 Idem que pour la figure 1.36 mais pour le mois d'avril…… 64
Figure 1. 40 Corrélation entre les anomalies de pluies annuelles du bassin amazonien et de SST annuelles (en °C) du Pacifique tropical (rectangle gris)……. 66
Figure 1. 41 Idem que pour la figure 1.39 mais pour a) l'hiver austral à gauche b) l'été austral à droite……. 67
Figure 1. 42 Anomalies pour le mois d'octobre a) de SST dans l'Atlantique nord et sud b) de précipitations……..... 69
Figure 1. 43 Idem que pour la Figure 1.41 mais pour l'Atlantique nord et sud au mois d'avril…….. 69
Figure 1. 44 Saisonnalités du Pacifique (courbe noire), de l'Atlantique nord (courbe rouge) et de l'Atlantique sud (courbe bleue) calculées à partir de l'écart type mensuel……..... 70
Figure 1. 45 Corrélation entre les anomalies de pluies annuelles du bassin amazonien et de SST annuelles (en °C) de NATL (rectangle gris)…….. 71
Figure 1. 46 Corrélation saisonnière entre les précipitations du bassin amazonien et les SST du Pacifique (courbe noire), de l'Atlantique nord (courbe rouge) et de l'Atlantique sud (courbe bleue)…….. 72
Figure 1. 47 Corrélation saisonnière entre les précipitations du bassin amazonien et les SST de l'Atlantique nord (NATL)…….. 72
Figure 1. 48 Idem que pour la figure 1.39 mais pour NATL en a) hiver austral b) été austral à droite……. 73
Figure 1. 49 Corrélation entre les anomalies de pluies annuelles du bassin amazonien et de SST annuelles (en °C) de SATL (rectangle gris)…… 74
Figure 1. 50 Idem que pour la figure 1.39 mais pour SATL en a) hiver austral b) été austral……. 75
Figure 1. 51 Anomalies de précipitations annuelles pour a) ENSO et SATL froid b) SATL chaud et NATL froid c)SATL chaud et NATL chaud d) LN et NATL chaud……... 77

Chapitre 2

Figure 2. 1 a) localisation du bassin amazonien, b) distribution spatiale des 346 stations issues de la premières sélection et comportant moins de 20% de NA……... 84
Figure 2. 2 Exemple de série temporelle de précipitation quotidienne avec une structure suspecte……..... 85
Figure 2. 3 Distribution spatiale des 205 stations pluviométriques sélectionnées pour constituer la base de données, après avoir écarté les stations douteuses (étape c de la sélection de données table 1)…… 86

Michot, Véronique. Analyse spatiale et temporelle de la variabilité des régimes de précipitations dans le bassin amazonien - 2017

Figure 2. 4 Pourcentage de valeurs manquantes des séries temporelles de chaque station de la base de données pluviométriques…… 87
Figure 2. 5 Nombre de jours consécutifs manquants au sein de la base de données…. 88
Figure 2. 6 Même légende que la figure 4 mais par pays……. 89
Figure 2. 7 Pourcentage de données manquantes par an et pour chaque station de la base de données…….. 90
Figure 2. 8 Représentativité en pourcentage de chaque longueur de séquence sèche, pour l'ensemble de la base de données……... 92
Figure 2. 9 Clusterisation des stations pluviométriques grâce à la méthode du clustering spectral……... 96
Figure 2. 10 Localisation des stations pluviométriques de la base de données et des points de grille CPC les plus proches……. 101
Figure 2. 11 Etapes de reconstruction des données manquantes grâce à la moyenne des séries observées ou CPC voisines…… 101
Figure 2. 12 Distribution des stations pluviométriques composant l'échantillon test pour la validation de la reconstruction des données manquantes de la base de données……... 103
Figure 2. 13 Régime de précipitation annuel des stations composant l'échantillon test pour la validation de la reconstruction des données manquantes de la base de données……... 104
Figure 2. 14 Boxplot des RMSE de chaque durée de séquence de NA de 5jours à 365 jours……. 105
Figure 2. 15 Boxplot des RMSE de chaque station de l'échantillon de validation…….. 106
Figure 2. 16 Evaluation de la qualité de la reconstruction à partir du nombre de jours de pluies des séries a) évolution du nombre de jours de précipitation par an après et avant la reconstruction b) distribution du nombre de jours de pluie par an après la reconstruction……. 110
Figure 2. 17 Evaluation de la qualité de la reconstruction des données à partir de la pluviométrie annuelle moyenne des séries a) évolution de la pluviométrie annuelle après et avant la reconstruction b) distribution de la pluviométrie annuelle après la reconstruction……... 111
Figure 2. 18 Distribution spatiale du pourcentage de données manquantes par an par station avant reconstruction……. 112

Chapitre 3

Figure 3. 1 Nombre de clusters par an dans le BA…… 118
Figure 3. 2 Exemple de regroupement annuel des stations pluviométriques basé sur la méthode du clustering spectral…… 119
Figure 3. 3 Même légende que pour la figure 3.2…….. 120
Figure 3. 4 Représentation des pourcentages de clusters communs entre les stations du bassin amazonien au cours de la série temporelle 1981-2013……..... 122
Figure 3. 5 Carte des régions climatiques homogènes et aires de transition dans le bassin amazonien……..... 123
Figure 3. 6 Exemple du lissage du régime de précipitation d'une année, dans la région Nord-est, grâce à une transformée de Fourrier, à différents pas de temps……... 126

Michot, Véronique. Analyse spatiale et temporelle de la variabilité des régimes de précipitations dans le bassin amazonien - 2017

Figure 3. 7 Sous-régimes de précipitations dans les différentes régions du bassin amazonien……... 128
Figure 3. 8 Régimes de précipitations des années El Niño 1982-83, 1991-92, 1997-98 et sous-régimes Cl1 de la région Nord-est…….. 138
Figure 3. 9 Régimes de précipitations Cl1, Cl2 et des années non représentatives de la région Ouest……. 138

Chapitre 4

Figure 4. 1 Localisation des fenêtres océaniques dans lesquelles sont calculés les indices ONI dans le Pacifique équatorial…… 145
Figure 4. 2 Configurations spatiales des anomalies de SST lors d'un événement EN de type Est Pacifique en haut : indice E, et un événement de type Modoki en bas : indice C, selon selon Takahashi et al. (2011)…… 145
Figure 4. 3 Localisations des fenêtres océaniques dans lesquelles sont calculés les indices océaniques de l'Atlantique……. 146
Figure 4. 4 Sous-régimes de précipitations et de la saison des pluies pour la Région Nord-est. Les graphiques sont les mêmes que ceux de la figure 3.11 ; leur présentation dans ce chapitre a pour but de faciliter la lecture…… 152
Figure 4. 5 Cartes composites des anomalies significatives mensuelles de août année-1 à juillet année 0 d'OLR (W/m²) et de flux d'humidité (vecteurs, en kg m−1 jour−1) pour l'Amérique du sud (de a à w) et de SST (en °C) pour les planisphères (de b à x), pour le cluster 1 de la Région Nord- est… 153
Figure 4. 6 Même légende que pour la Figure 4. 5, pour le cluster 2 de la Région Nord-est…… 154
Figure 4. 7 Même légende que pour la Figure 4. 5 , pour le cluster 3 de la Région Nord- est……. 155
Figure 4. 8 Même légende que pour la Figure 4. 5, pour le cluster 4 de la Région Nord-est…… 156
Figure 4. 9 Sous-régimes de précipitations et de la saison des pluies pour la Région Sud-est. Les graphiques sont les mêmes que ceux de la figure 3.11 ; leur présentation dans ce chapitre a pour but de faciliter la lecture…… 161
Figure 4. 10 Cartes composites des anomalies significatives mensuelles de août année-1 à juillet année 0 (de a à w) d'OLR (W/m²) et de flux d'humidité (vecteurs, en kg m−1 jour−1) pour l'Amérique du sud et de SST (en °C) pour les planisphères (de b à x), pour le cluster 1 de la Région Sud- est…. 162
Figure 4. 11 Même légende que pour la Figure 4. 10, pour le cluster 2 de la Région Sud- est……..... 163
Figure 4. 12 Même légende que pour la Figure 4. 10, pour le cluster 3 de la Région Sud- est……..... 164
Figure 4. 13 Même légende que pour la Figure 4. 10, pour le cluster 4 de la Région Sud- est……..... 165
Figure 4. 14 Sous-régimes de précipitations et de la saison des pluies pour la Région Sud. Les graphiques sont les mêmes que ceux de la figure 3.11 ; leur présentation dans ce chapitre a pour but de faciliter la lecture…… 170

Michot, Véronique. Analyse spatiale et temporelle de la variabilité des régimes de précipitations dans le bassin amazonien - 2017

Figure 4. 15 Cartes composites des anomalies significatives mensuelles de août année-1 à juillet année 0 (de a à w) d'OLR (W/m²) et de flux d'humidité (vecteurs, en kg m−1 jour−1) pour l'Amérique du sud et de SST (en °C) pour les planisphères (de b à x), pour le cluster 1 de la Région Sud…….. 171
Figure 4. 16 Même légende que pour la Figure 4. 15, pour le cluster 2 de la Région Sud……... 172
Figure 4. 17 Même légende que pour la Figure 4. 15, pour le cluster 3 de la Région Sud……... 173
Figure 4. 18 Même légende que pour la Figure 4. 15, pour le cluster 4 de la Région Sud……... 174
Figure 4. 19 Sous-régimes de précipitations et de la saison des pluies pour la Région Nord. Les graphiques sont les mêmes que ceux de la figure 3.11 ; leur présentation dans ce chapitre a pour but de faciliter la lecture…… 179
Figure 4. 20 Cartes composites des anomalies significatives mensuelles de août année-1 à juillet année 0 (de a à w) d'OLR (W/m²) et de flux d'humidité (vecteurs, en kg m−1 jour−1) pour l'Amérique du sud et de SST (en °C) pour les planisphères (de b à x), pour le cluster 1 de la Région Nord…….. 180
Figure 4. 21 Même légende que pour la Figure 4. 20, pour le cluster 2 de la Région Nord……..... 181
Figure 4. 22 Même légende que pour la Figure 4. 20, pour le cluster 3 de la Région Nord……..... 182
Figure 4. 23 Même légende que pour la Figure 4. 20, pour le cluster 4 de la Région Nord……..... 183
Figure 4. 24 Sous-régimes de précipitations et de la saison des pluies pour la Région Rio Negro. Les graphiques sont les mêmes que ceux de la figure 3.11 ; leur présentation dans ce chapitre a pour but de faciliter la lecture…….. 188
Figure 4. 25 Cartes composites des anomalies significatives mensuelles de août année-1 à juillet année 0 (de a à w) d'OLR (W/m²) et de flux d'humidité (vecteurs, en kg m−1 jour−1) pour l'Amérique du sud et de SST (en °C) pour les planisphères (de b à x), pour le cluster 1 de la Région Rio Negro.. 189
Figure 4. 26 Même légende que pour la Figure 4. 25, pour le cluster 2 de la Région Negro……..... 190
Figure 4. 27 Même légende que pour la Figure 4. 25, pour le cluster 3 de la Région Rio Negro……..... 191
Figure 4. 28 Même légende que pour la Figure 4. 25, pour le cluster 4 de la Région Rio Negro……..... 192
Figure 4. 29 Sous-régimes de précipitations et de la saison des pluies pour la Région Ouest. Les graphiques sont les mêmes que ceux de la figure 3.11 ; leur présentation dans ce chapitre a pour but de faciliter la lecture……. 194
Figure 4. 30 Cartes composites des anomalies significatives mensuelles de août année-1 à juillet année 0 (de a à w) d'OLR (W/m²) et de flux d'humidité (vecteurs, en kg m−1 jour−1) pour l'Amérique du sud et de SST (en °C) pour les planisphères (de b à x), pour le cluster 1 de la Région Ouest……. 195
Figure 4. 31 Sous-régimes de précipitations et de la saison des pluies pour la Région Andes. Les graphiques sont les mêmes que ceux de la figure 3.11 ; leur présentation dans ce chapitre a pour but de faciliter la lecture……. 201

Michot, Véronique. Analyse spatiale et temporelle de la variabilité des régimes de précipitations dans le bassin amazonien - 2017

Figure 4. 32 Cartes composites des anomalies significatives mensuelles de août année-1 à juillet année 0 (de a à w) d'OLR (W/m²) et de flux d'humidité (vecteurs, en kg m−1 jour−1) pour l'Amérique du sud et de SST (en °C) pour les planisphères (de b à x), pour le cluster 1 de la Région Andes….. 202
Figure 4. 33 Même légende que pour la Figure 4. 33 , pour le cluster 2 de la Région Andes……... 203
Figure 4. 34 Même légende que pour la Figure 4. 33 , pour le cluster 3 de la Région Andes……... 204
Figure 4. 35 Même légende que pour la Figure 4. 33 , pour le cluster 4 de la Région Andes……... 205
Figure 4. 36 Cartes de synthèse de la configuration océanique EN seul et des anomalies d'OLR et de flux d'humidité, associés aux régions Nord-est (a), Rio Negro (b), Andes (c) et Nord (d)……. 209
Figure 4. 37 Cartes de synthèse de la configuration océanique LN seul et des anomalies d'OLR, associés aux régions Andes (a) et Rio Negro (b)…… 211
Figure 4. 38 Cartes de synthèse de la configuration océanique LN + SSTA positives dans SATL et des anomalies d'OLR, associés aux régions Nord-est (a), Sud-est (b), Sud (c) et Andes (d)…….. 213
Figure 4. 39 Cartes de synthèse de la configuration océanique LN + SSTA positives dans SATL et des anomalies d'OLR, associés aux régions Nord-est (a) et Rio Negro (b)…….. 215

Chapitre 5

Figure 5. 1 Distribution spatiale de la moyenne quotidienne de précipitations a) par station pluviométrique b) du pixel 3B42 le plus proche de la station pluviométrique……... 224
Figure 5. 2 Distribution spatiale du biais en pourcentage de 3B42, au pas de temps quotidien. Biais calculé entre les valeurs estimées et observées, de 1998 à 2013……..... 225
Figure 5. 3 Distribution spatiale de la RMSE relative de 3B42 par rapport aux stations pluviométriques, de 1998 à 2013, au pas de temps quotidien et en mm……..... 226
Figure 5. 4 Distribution spatiale de la probabilité de détection (POD) des précipitations par 3B42, de 1998 à 2013 au pas de temps quotidien…… 227
Figure 5. 5 Distribution spatiale du ratio de fausses alarmes (FAR) par 3B42, de 1998 à 2013 au pas de temps quotidien…… 228
Figure 5. 6 Réseau de pluviomètres (cercles) utilisé comme référence pour la comparaison avec 3B42……... 229
Figure 5. 7 Régimes pluviométriques annuels des différentes régions du BA définies Figure 5. 6. ……..... 231
Figure 5. 8 Analyse du biais, de la RMSE relative, de la POD et du FAR à l'échelle quotidienne, entre les pluies estimées par 3B42 et celles estimées par les pluviomètres, pour chaque mois de l'année et pour chaque région du BA présentées Figure 5. 6…… 233
Figure 5. 9 Corrélation entre a) biais b) RMSE relatif c) POD d) FAR et l'altitude dans la région Ouest……..... 233

Michot, Véronique. Analyse spatiale et temporelle de la variabilité des régimes de précipitations dans le bassin amazonien - 2017

Figure 5. 10 Localisation des stations et performance de 3B42…….. 235
Figure 5. 11 Sous-régimes de précipitations de la région Nord-est du BA issus des pluviomètres (en bleu) et des pixels 3B42 les plus proches des stations (en rouge) et moyenne de la région (en gris) issue des pluviomètres……..... 237
Figure 5. 12 Cartes composites a) des anomalies mensuelles normalisées de la grille de 3B42 b) des anomalies mensuelles d'OLR et flux d'humidité……..... 239
Figure 5. 13 Même légende que la Figure 5. 12 mais pour le sous-régime Cl2 de la région Nord-est……..... 241
Figure 5. 14 Même légende que la Figure 5. 12 mais pour le sous-régime Cl3 de la région Nord-est……..... 243
Figure 5. 15 Anomalies mensuelles de précipitations de l'année 2008-09 à partir des données du GPCC…… 244
Figure 5. 16 Même légende que la Figure 5. 12 mais pour le sous-régime Cl4 de la région Nord-est……..... 245

Michot, Véronique. Analyse spatiale et temporelle de la variabilité des régimes de précipitations dans le bassin amazonien - 2017

Liste des tableaux

Introduction générale

Tableau 1 Diagramme de la thèse……. 28

Chapitre 2

Tableau 2.1 Description des différentes étapes de la sélection, du contrôle de qualité et de la reconstruction de la base de données issue de pluviomètres…… 82

Tableau 2.2 Evolution du pourcentage de valeurs manquantes après contrôle et correction des séquences enregistrées à zéro dans les séries pluviométriques…… 97

Chapitre 3

Tableau 3. 1 Composition des sous-régimes de chaque région climatique homogène, à partir de la méthode du clustering spectral……. 127

Tableau 3. 2 Nombre de jours de décalage des dates de début (DSP) et de fin (FSP) de saison des pluies/période plus pluvieuse des différents sous-régimes de précipitations dans les régions du BA……... 131

Tableau 3. 3 Typologies des saisons des pluies/périodes plus pluvieuses des sous-régimes de précipitations dans le bassin amazonien……. 136

Tableau 3. 4 Tableau croisé présentant le nombre d'années communes entre les sous-régimes des différentes régions du BA…….. 140

Chapitre 4

Tableau 4. 1 Synthèse des phases océaniques Pacifiques associées aux clusters de la Région Nord-est. Le type Central ou Est des événements ENSO est basée sur les classifications proposées par Andreoli et al. (2016) et Tedeschi et al. (2016)…… 152

Tableau 4. 2 Synthèse des phases océaniques Pacifiques associées aux clusters de la Région Sud-est. Le type Central ou Est des événements ENSO est basée sur les classifications proposées par Andreoli et al. (2016) et Tedeschi et al. (2016)……... 161

Tableau 4. 3 Synthèse des phases océaniques Pacifiques associées aux clusters de la Région Sud. Le type Central ou Est des événements ENSO est basée sur les classifications proposées par Andreoli et al. (2016) et Tedeschi et al. (2016)…… 170

Tableau 4. 4 Synthèse des phases océaniques Pacifiques associées aux clusters de la Région Nord. Le type Central ou Est des événements ENSO est basée sur les classifications proposées par Andreoli et al. (2016) et Tedeschi et al. (2016)……... 179

Michot, Véronique. Analyse spatiale et temporelle de la variabilité des régimes de précipitations dans le bassin amazonien - 2017

Tableau 4. 5 Synthèse des phases océaniques Pacifiques associées aux clusters de la Région Rio Negro. Le type Central ou Est des événements ENSO est basée sur les classifications proposées par Andreoli et al. (2016) et Tedeschi et al. (2016)…… 188
Tableau 4. 6 Synthèse des phases océaniques Pacifiques associées aux clusters de la Région Ouest. Le type Central ou Est des événements ENSO est basée sur les classifications proposées par Andreoli et al. (2016) et Tedeschi et al. (2016)……... 194
Tableau 4. 7 Synthèse des phases océaniques Pacifiques associées aux clusters de la Région Andes. Le type Central ou Est des événements ENSO est basée sur les classifications proposées par Andreoli et al. (2016) et Tedeschi et al. (2016)……... 201
Tableau 4. 8 Synthèse des combinaisons de SSTA atlantiques et pacifiques observées pour les différents sous-régimes de précipitations dans le BA, en lien avec des SSTA…….. 207

Chapitre 5

Tableau 5. 1 Comparaison entre la moyenne pluviométrique annuelle (en mm) de 3B42 et celle des pluviomètres dans chaque région……. 229
Tableau 5. 2 Années communes entre les séries temporelles des pluviomètres et de 3B42, pour chacun des sous-régimes (Cl1 à Cl4) de la région Nord-est du bassin amazonien……. 236
Tableau 5. 3 Cumul pluviométrique (en mm) des sous-régimes de la région Nord-est pour les pluviomètres et les pixels 3B42 les plus proches des stations…. 236

Michot, Véronique. Analyse spatiale et temporelle de la variabilité des régimes de précipitations dans le bassin amazonien - 2017

Introduction générale

1. Contexte de l'étude

Le bassin amazonien (BA) est très souvent réduit à l'image d'Epinal d'une forêt sempervirente continuellement arrosée de grandes quantités de pluie. Or, la diversité des milieux et des climats y est en réalité importante et résulte notamment de la taille et de la diversité du BA. L'Amazone prend sa source dans les Andes et son Bassin versant s'étend jusqu'à l'Atlantique. Son aire couvre plus de six millions de km², entre 5°N et 20°S et forme un des plus vastes bassins hydrologiques au monde. Sa localisation dans la zone intertropicale lui confère des climats dépendant de la mousson sud-américaine et de sa saisonnalité.

Outre sa position géographique, le relief et la végétation ont également un rôle substantiel dans la climatologie du bassin. En effet, il est enserré entre le massif guyanais au nord et le plateau brésilien (le Planalto brasileiro en portugais) au sud (Figure 1) ; à l'ouest, le massif andin canalise et dévie les flux de mousson du nord-est vers le sud, ce qui participe donc à la redistribution des précipitations dans le sud du BA et de l'Amérique du sud. La barrière orographique des Andes donne également lieu à l'existence de « hotspot » de pluies (Myers et al. 2000; Espinoza et al. 2015), c'est-à-dire des secteurs où se concentrent de grandes quantités de précipitations : les cumuls pluviométriques peuvent ainsi varier de moins de 500 mm de pluies par an à plus de 6000 mm. La végétation de la forêt amazonienne participe aussi de façon très importante au bilan des précipitions en fournissant à la troposphère de l'humidité en abondance, par évapotranspiration (Molion 1975; Marques et al. 1977; Salati et al. 1978; Makarieva et al. 2007; Satyamurty et al. 2013 ; Rocha et al. 2015).

Michot, Véronique. Analyse spatiale et temporelle de la variabilité des régimes de précipitations dans le bassin amazonien - 2017

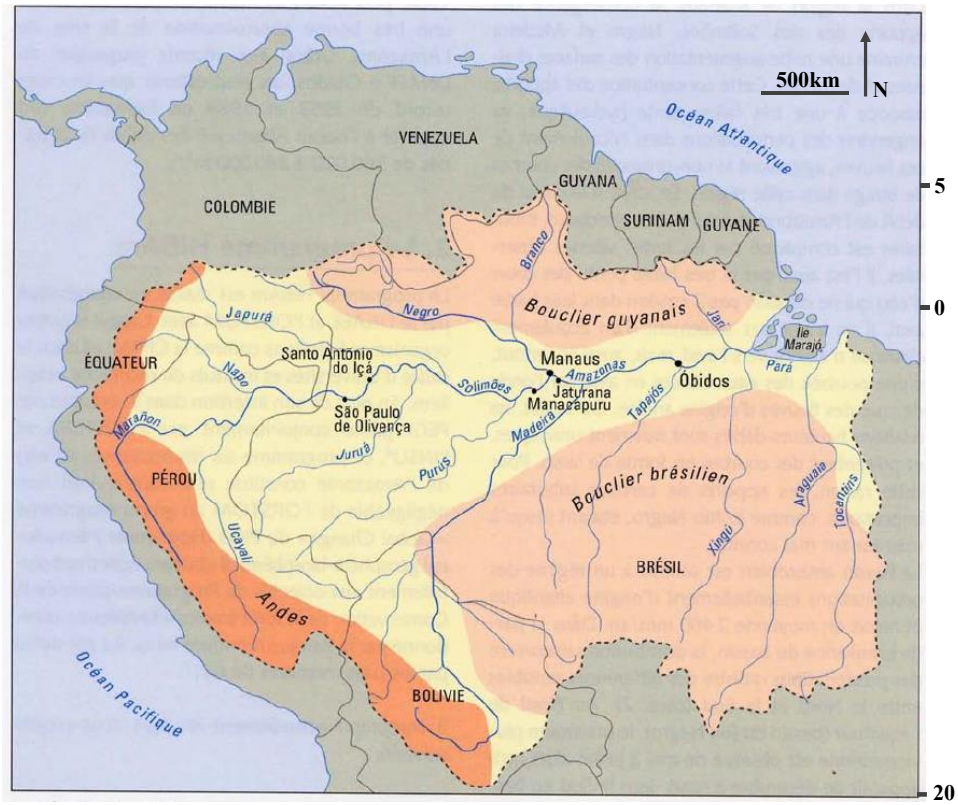


Figure 1 Carte du bassin amazonien, de ses principales rivières et de son orographie. Les aires en orange clair représentent le bouclier guyanais au nord et le bouclier brésilien au sud ; en orange foncé, les Andes ; en jaune, la plaine amazonienne. Source : Molinier et al. 1997

Du point de vue environnemental, les pluies intenses associées à la chaleur permettent le développement de l'importante biomasse amazonienne et ainsi l'apparition d'écosystèmes et d'une biodivsersité parmi les plus importants du globe. Des modèles suggèrent cependant que le réchauffement climatique pourrait engendrer une très forte dégradation de la forêt équatoriale (Huntingford et al. 2013) dont les capacités de résilience s'affaiblissent, notamment suite aux sécheresses de plus en plus répétées et disparaissent les premiers. L'ouverture de la canopée accélère l'assèchement du sol et de la végétation, provoquant la dégradation de l'écosystème. La végétation plus sèche, est également plus sensible aux incendies. Ces derniers provoquent la libération dans l'atmosphère de très grandes quantités de CO2 qui favorisent le réchauffement climatique. La forêt amazonienne qui était jusqu'à présent un des plus grands puits de carbone pourrait à terme, si elle continue de se dégrader, accélérer le réchauffement climatique (Cox et al. 2000).

Au delà de la forte intensité des précipitations, les régimes moyens de précipitations varient spatialement dans le BA (Figueroa et Nobre 1990; Marengo 1992; Espinoza et al. 2009, entre autres) : équatoriaux dans l'ouest et le long de la rivière Negro ; tropicaux dans le nord, le nord-est, le sud et le sud-est.
Mais à l'échelle interannuelle, les précipitations sont très variables par rapport à ces régimes moyens.
L'intensité des événements atmosphériques et hydrologiques mais également l'alternance rapide, parfois d'une année à l'autre, de ces phénomènes extrêmes, affectent les populations et

les systèmes naturels du BA. Les inondations ou sécheresses remarquables peuvent en effet causer des pertes humaines, économiques et dégrader fortement la végétation et la biodiversité. Elles ont des conséquences désastreuses sur les infrastructures, les transports (le plus souvent fluvial, pour le déplacement des personnes et des marchandises), la santé des populations, la sécurité alimentaire, l'accès à l'eau potable, les activités de pêche, d'agriculture (notamment de décrue dans les plaines d'inondation ; Brondizio et Moran 2008; Coomes et al. 2016). Des villes sont régulièrement déclarées en état d'urgence comme ce fut le cas en 2014 à Rio Branco la capitale de l'Etat brésilien de l'Acre : les pluies intenses dans le sud du BA liées à des anomalies de température dans l'Atlantique sud (Espinoza et al. 2014), et la crue qui s'en est suivie ont entrainé l'isolement de la ville durant deux mois. Les routes submergées ne permettaient plus l'approvisionnement en nourriture et carburant. Au Pérou plus de 9000 personnes et 24000 familles en Bolivie ont également été touchées par ces inondations. La ville de Manaus au centre du BA été elle aussi en état d'urgence quelques mois plus tard, en avril 2014 (Espinoza et al. 2014).
Les fortes pluies ou sécheresses ont aussi des répercussions sur les activités agricoles. Des déficits ou excédents de pluies en début ou fin de saison des pluies peuvent entrainer un décalage des dates de début ou fin de saison et ainsi, la raccourcir ou l'allonger. Or, les calendriers agricoles dans le BA sont fortement calqués sur ces rythmes intrasaisonniers. Ces derniers revêtent donc une importance déterminante dans les récoltes et le décalage des paramètres saisonniers peut être très dommageable à la production agricole (Meinke et Stone 2005; Arvor 2009).
Les calamités climatiques entrainent aussi de très forts coûts financiers. Par exemple, les grandes sécheresses dans le BA survenues en 1982-83 et 1997-98 à la suite d'El Niño de très forte magnitude, ont affecté respectivement 1,6 millions et 135000 personnes et engendré des pertes économiques de 837 et 515 millions de dollars américains (UNDP 2011). En 2007-08 les dommages liés à l'épisode La Niña ont atteint 758 millions de dollars et touché 61900 personnes. Le champ d'action et les ressources financières des pays face à ces catastrophes sont souvent limités. La Bolivie, dont environ un tiers de la population active travaille dans le secteur de l'agriculture, est considérée comme extrêmement vulnérable et relativement impuissante face au changement climatique (Banque Mondiale 2010; Cardona et Carreño 2011).

Cette variabilité pluviométrique est en partie liée au couplage océan-atmosphère. En effet, à cause de phénomènes de rétroaction entre l'océan et l'atmosphère, les anomalies de températures de surface des océans adjacents à l'Amérique du sud, interfèrent dans la circulation atmosphérique tropicale et entrainent des anomalies de convection et de flux d'humidité, qui sont à l'origine d'excédents ou de déficits de pluie. Le phénomène océanique le plus souvent mis en cause dans la variabilité des précipitations sud-américaines est le El Niño Southern Oscillation (ENSO) dans le Pacifique, dont les phases froides (La Niña) ou chaudes (El Niño) entraînent des déficits ou excédents de précipitations, en fonction de la région du sous-continent (Kousky et al. 1984; Aceituno 1988; Marengo 1992; entre autres). L'impact du phénomène est cependant variable compte tenu de sa durée, son intensité, sa localisation à l'est ou au centre du Pacifique, son association avec des anomalies de températures dans l'Atlantique tropicale nord et/ou sud. Ces différentes modulations seront donc examinées. Par ailleurs, le rôle de l'Atlantique sur les pluies sud-américaines est de plus en plus mis en évidence. Marengo

et al. (2008) et Zeng et al. (2008) ont montré qu'en 2005 la très forte sécheresse dans le bassin amazonien était liée à un échauffement de l'Atlantique nord, tandis que Espinoza et al. (2014) ont montré que la crue exceptionnelle de 2014 dans le sud-ouest du BA est due à un fort gradient chaud entre l'océan Atlantique sud tropical et sub-tropical. C'est pourquoi les SSTA de cet océan seront également examinées.

2. Objectifs et structure de la thèse

De nombreux auteurs ont déjà travaillé sur les régimes pluviométriques, leur diversité spatiale et temporelle dans le BA et leur lien avec les anomalies de SST, le plus souvent en privilégiant l'étude des phénomènes les plus extrêmes. Toutefois en raison de la faible densité du réseau de mesures, plusieurs restent encore mal connus, comme celui de la diversité régionale des régimes des pluies à l'échelle quotidienne .La détection d'années aux variations « intra-cycles » similaires constituant des « sous-régimes régionaux » a aussi été, jusqu'à présent, peu abordée : quels régimes annuels de pluie sont semblables dans les séries temporelles et forment des sous-régimes par rapport au régime moyen régional ? Ces derniers sont-ils associés à des configurations océano-atmosphériques spécifiques ? Les anomalies de pluies des sous-régimes sont-elles similaires entre les différentes régions du BA et si oui, sont-elles liés aux mêmes conditions océano-atmosphériques ?
La problématique générale résultant de ces questions est donc la suivante : Quels sont les sous-régimes régionaux de précipitations dans le bassin amazonien et quels sont leurs liens avec les configurations océano-atmosphériques ?
Cette thèse cherche à apporter des éléments de réponses à ces différentes questions, afin de participer à approfondir les connaissances sur la variabilité spatiale et temporelle des pluies. Dans ce but, une **typologie régionale des anomalies de précipitations** dans le BA sera proposée. Les différents sous-régimes de pluies en résultant seront mis en **relation avec les configurations océano-atmosphériques**. Ce travail utilise en entrée les anomalies de pluies, avant de poursuivre avec l'analyse des conditions océano-atmosphériques qui leurs sont associées. Cette approche (plutôt que la recherche des déficits ou excédents de pluies entrainés par des anomalies océaniques déjà connues) permet d'étudier un plus grand nombre d'anomalies de précipitations et d'observer si des régimes de pluies similaires peuvent survenir lors d'années avec et sans anomalies de SST. Les données de précipitations au sol permettent d'étudier les précipitations sur au moins trois décennies, en revanche, leur représentation spatiale peut être très réduite dans certaines régions du BA. Les données satellitaires TRMM 3B42 version 7, disponibles sur une plus courte période, seront donc parallèlement analysées pour aider à compléter l'information sur la variabilité spatiale des pluies, particulièrement à l'échelle intra-régionale, sur une région test du BA.

Michot, Véronique. Analyse spatiale et temporelle de la variabilité des régimes de précipitations dans le bassin amazonien - 2017

Plusieurs étapes seront mises œuvre afin de répondre aux questions posées :

- L'acquisition d'une base de données pluviométrique quotidienne sur l'ensemble du BA, comportant les séries temporelles les plus longues possibles, sans données manquantes ni valeurs aberrantes, de 1981 à 2013
- La discrimination de régions climatiques homogènes et d'aires de transitions, afin de poursuivre l'étude climatique dans les régions ayant la plus forte cohérence spatiale possible.
- L'identification, au sein de chaque région climatique, de sous-régimes de précipitations permettant la construction d'une typologie des sous-régimes de pluies dans l'ensemble du bassin amazonien.
- La recherche des anomalies océano-atmosphériques pouvant être associées à chaque type de sous-régimes.
- L'examen et la validation d'une base de données satellitaire, TRMM 3B42 version 7 (3B42), afin de compléter spatialement l'information des sous-régimes de précipitations dans une région test du BA (la durée de ce type de séries temporelle, 17 ans, est encore trop courte pour être utilisée pour traiter entièrement le sujet de cette thèse).

La thèse est organisée en cinq chapitres dont les étapes sont résumées dans le Tableau 1. Le premier chapitre vise à comprendre le contexte climatique du bassin amazonien et les mécanismes de la circulation atmosphérique le régissant, ainsi que l'influence des températures de surface de l'océan (SST) sur les précipitations. Les régimes moyens de précipitations du bassin amazonien seront présentés dans la première partie de ce chapitre, ainsi que le système de mousson sud-américaine associé et les composantes atmosphériques à l'origine des climats amazoniens. Dans la mesure où les précipitations du BA sont soumises à une variabilité interannuelle liées aux modifications des conditions atmosphériques et océaniques, les modes de variabilité océaniques du Pacifique et de l'Atlantique et leurs impacts connus sur la circulation atmosphérique et les précipitations, seront présentés dans la dernière partie du chapitre.

Le chapitre deux a pour but de présenter la base de données de précipitations quotidiennes créée. Les données utilisées proviennent de stations pluviométriques qui bénéficient des séries temporelles les plus longues (1981-2013), ce qui permet d'étudier la variabilité interannuelle des précipitations sur plusieurs décennies. Ces données nécessitent toutefois d'être contrôlées et reconstruites. Une analyse spatiale et temporelle de la qualité de la base de données est donc réalisée et plusieurs méthodes de reconstruction de données sont testées, afin de sélectionner la plus adéquate pour l'ensemble du bassin amazonien.

A partir de la base de données corrigée, le troisième chapitre vise à élaborer une régionalisation du BA, basée sur la similitude des régimes de précipitation au cours de la série temporelle. Les sous-régimes de précipitations seront ensuite identifiés dans chacune de ces régions. En effet, les régions climatiques sont le plus souvent déterminées en fonction de la ressemblance des régimes moyens des stations. L'approche considérée dans ce travail permet de tenir compte de

Michot, Véronique. Analyse spatiale et temporelle de la variabilité des régimes de précipitations dans le bassin amazonien - 2017

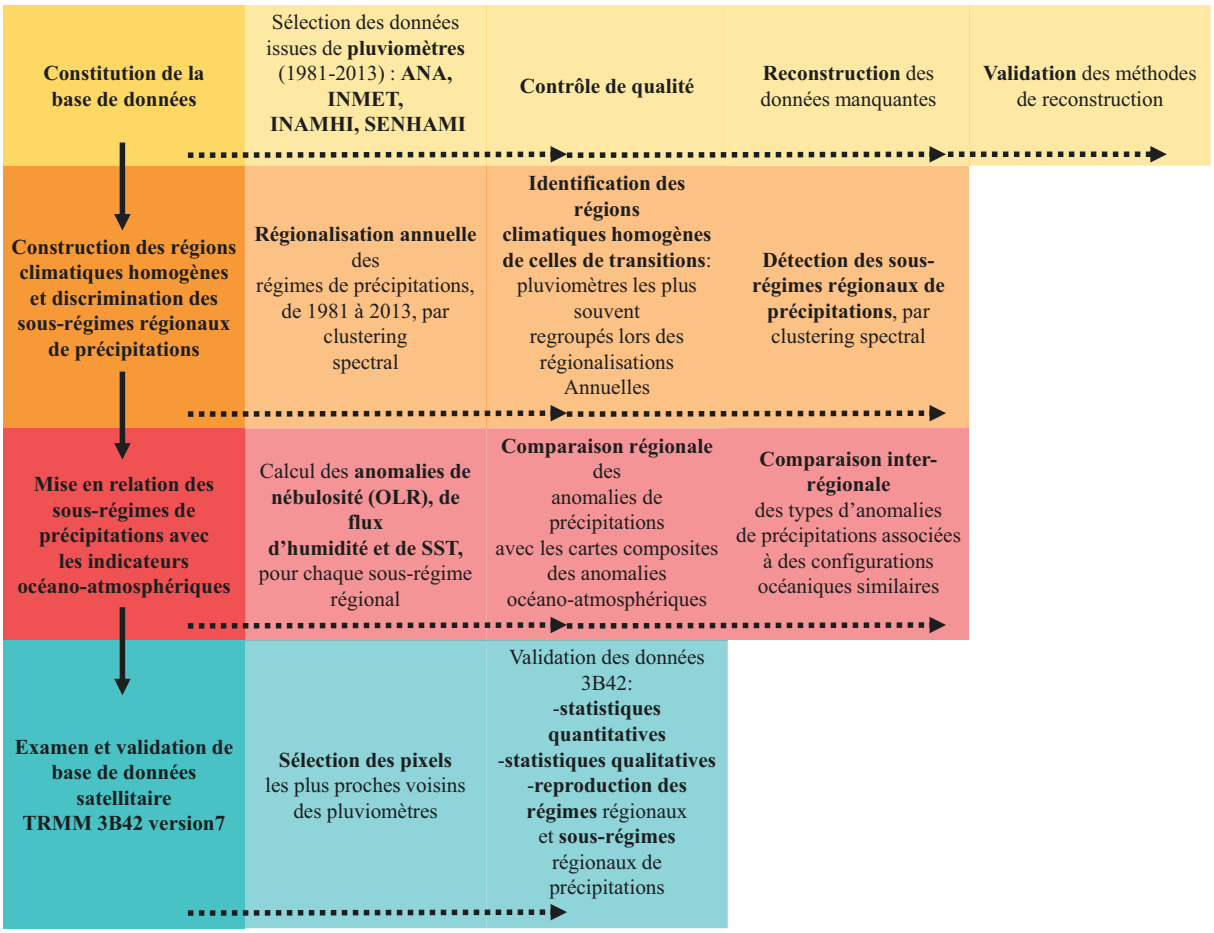
la variabilité spatiale et interannuelle des pluies et de discriminer les régions les plus homogènes d'une année à l'autre (par rapport à des régions de transition). La régionalisation est obtenue grâce à la méthode de clustering spectral habituellement utilisée en traitement du signal. Dans un second temps, à partir de cette même méthode de clusterisation, les sous-régimes de pluies seront déterminés grâce au regroupement des années dont la distribution des précipitations au cours de l'année est analogue. Les paramètres saisonniers de début et fin de saison des pluies seront détectées pour chaque sous-régime. Une typologie de ces derniers sera proposée.

Le quatrième chapitre, vise à évaluer les conditions océano-atmosphériques associées aux anomalies de pluies des sous-régimes. Cette mise en relation sera faite grâce à des données de nébulosité (Outgoing Longwave Radiation), de flux d'humidité, et de température de surface des océans. Cette étape permettra de mettre en évidence, grâce à l'analyse de cartes composites, les sous-régimes modulés mensuellement par les anomalies océaniques. Dans la dernière partie du chapitre, les configurations océano-atmosphériques et leurs impacts sur les précipitations seront comparées entre les régions.

Un dernier chapitre abordera l'apport des données satellitaires de TRMM 3B42 version 7 dans ce type de travail. En effet, une des limites des études sur l'Amazonie en général, est la disponibilité spatiale des données observées et donc un manque d'information substantiel. Les réseaux de mesures au sol sont lâches et hétérogènes tandis que les données satellitaires renseignent de façon régulière et homogène. Cependant TRMM 3B42 version 7 ne possède pas encore une série temporelle assez longue pour être utilisé seule dans ce travail. De plus, ses données étant estimées, l'information climatique qu'elles apportent doit être vérifiée. Ce chapitre utilisera des statistiques habituelles de validation des produits satellitaires mais se basera également sur les résultats obtenus dans le reste de la thèse pour d'une part, approfondir la validation du produit TRMM 3B42 version 7, mais également enrichir l'information régionale des sous-régimes de pluies dans une région test du BA.

Michot, Véronique. Analyse spatiale et temporelle de la variabilité des régimes de précipitations dans le bassin amazonien - 2017

Tableau 1 Diagramme de la thèse



3. Cadre de l'étude

Cette thèse a été réalisée en codirection entre les laboratoires LETG-Rennes (Littoral, Environnement, Télédétection, Géomatique) UMR 6554, à l'Université Rennes 2, et LOCEAN (Laboratoire d'Océanographie et du Climat, Expérimentations et Approches Numériques) UMR 7159, à l'Université Paris 6. Ces travaux ont été financés par un contrat doctoral du Ministère de l'Enseignement supérieur et de la recherche.

De plus, une partie des travaux de cette thèse ont été réalisés en collaboration avec des centres de recherche brésiliens. La reconstruction des séries temporelles issues des pluviomètres a ainsi été réalisée au Centre de Sciences Exactes et de la Terre de l'Université Fédérale du Rio Grande do Norte à Natal au Brésil (mars à juillet 2015), dans le cadre du programme de master et doctorat en Sciences Climatiques. L'inter-comparaison des données de pluviomètres et du produit satellitaire TRMM 3B42 v7 a été réalisée au CPTEC (Centre de Prévision du Temps et d'Etudes Climatiques), à l'INPE (Institut National de Recherche Spatiale) à Cachoeira Paulista au Brésil (août à décembre 2015).

CHAPITRE 1 : Contexte climatique et processus océano-atmosphériques régissant les précipitations dans le bassin amazonien

1. Introduction

La vaste étendue du bassin amazonien (BA) implique une diversité des types de régimes de précipitations et de la pluviométrie annuelle. Le cumul des précipitations annuelles peut ne pas dépasser 500 mm ou au contraire atteindre 6000 mm. Les pluies sont soit distribuées régulièrement au cours de l'année, soit centrées sur des saisons des pluies qui alternent avec des saisons sèches. Les précipitations sont cependant affectées par la modification des conditions atmosphériques et océaniques, à différentes échelles. Les anomalies océano-atmosphériques sont à l'origine de déficits ou d'excédents de précipitations, variables en fonction des régions du BA. Ces constats sucissent plusieurs questions qui seront abordées dans ce chapitre : Pourquoi existe-t-il une diversité des régimes de pluies dans le BA et comment sont-ils distribués ? Quels types d'anomalies océaniques influencent la variabilité des pluies dans le BA et par quels mécanismes interviennent-ils ?

Ce chapitre présentera tout d'abord l'organisation spatiale des régimes de précipitations dans le BA. Les sections suivantes exposeront les mécanismes atmosphériques et océaniques impliqués dans la modulation des précipitations en Amérique du Sud et plus particulièrement dans le BA. Afin de mieux comprendre comment ces différents mécanismes sont impliqués dans la variabilité des précipitations, ceux-ci seront dans un premier temps expliqués séparément, avant d'être mis en lien avec les pluies. La section 3 expose ainsi les mécanismes atmosphériques généraux impliqués dans la dynamique des climats tropicaux puis plus spécifiquement celui de l'Amazonie. Les sections 4 et 5 fait état des conditions moyennes des océans Pacifique et Atlantique, puis des grands modes de variabilité qui leur sont associés. L'impact des conditions océaniques sur la circulation atmosphérique et leurs conséquences spécifiquement en AMS seront présentés dans la section 6.

Michot, Véronique. Analyse spatiale et temporelle de la variabilité des régimes de précipitations dans le bassin amazonien - 2017

2. Saisonnalité des précipitations du BA

Dans la zone intertropicale, et donc dans le bassin amazonien, la plus forte variation saisonnière est celle des précipitations, l'amplitude annuelle des températures n'est en effet que peu marquée grâce à le fort et constant apport énergétique. De façon générale le cycle annuel est organisé en saisons des pluies et saisons sèches en fonction de la circulation atmosphérique décrite dans la suite de ce chapitre. La saison des pluies a essentiellement lieu durant l'été austral, mais le nord du bassin fait exception puisque situé dans l'hémisphère nord, où la période la plus pluvieuse est centrée sur l'été du même hémisphère. Toutefois la pluviométrie et les régimes de précipitations sont très variables dans le bassin. Dans la plaine amazonienne, le schéma général est celui d'un gradient de pluviométrie des régions équatoriales très pluvieuses vers les régions tropicales qui le sont un peu moins. La moitié nord du bassin est la plus pluvieuse, avec plus de 3000mm par an (Figure 1. 1). Vers les régions tropicales du nord (Roraima) et du sud (Mato Grosso, Acre, Rondônia, Pérou et Bolivie) la pluviométrie diminue mais se maintient tout de même aux environs de 1500mm par an. L'humidité de l'air diminuant avec l'altitude, les Andes sont quant à elles beaucoup moins pluvieuses que le reste du bassin. En règle générale la diminution de la pluviométrie est relativement graduelle vers le sommet de la montagne. Les totaux annuels peuvent atteindre 3000mm jusqu'à 1500m d'altitude, baisser de moitié au-delà de 2000m, et ne pas dépasser 1000mm au-dessus de 3000m (Espinoza et al. 2009). Cependant l'orientation du relief et l'exposition au vent ou sous le vent de la pente ont un impact sur la pluviométrie locale. Espinoza (2009), Ronchail et al. (2006) ont montré que des stations très peu pluvieuses situées sous le vent, entre 1850 et 2650m d'altitude en Bolivie et au Pérou, recevaient respectivement 255 et 345 mm par an. A l'inverse, des pluviométries très importantes, plus de 6000mm, sont observées très localement dans des régions de fortes pentes et exposées au vent humide par effet d'ascendance forcée de l'air. Bookhagen et Strecker (2008) précisent que les cumuls de pluies les plus importants (supérieurs à 4000 mm/an) sont liés à la présence de barrière rocheuse de plus d'un kilomètre de haut. Espinoza et al. (2009) notent également que la variabilité pluviométrique annuelle est très fortement variable dans les régions montagneuses en-dessous de 2000m.

La distribution des précipitations au cours de l'année varie également d'une région à l'autre. Ainsi dans les régions du nord-est, du nord et du sud, la majeure partie du cumul pluviométrique est centrée sur les mois de la saison des pluies, qui alterne avec une saison sèche (Figueroa et Nobre 1990). La saison des pluies (sèche) a lieu durant l'été (hiver) austral dans le nord-est et le sud. Toutefois, les périodes de cumul de pluies sont légèrement décalées entre ces deux parties du bassin. Dans la partie sud, la saison des pluies commençant plus tôt, la majeure partie du cumul de précipitations annuelles est enregistrée entre décembre et février, tandis que le cumul principal se fait entre mars et mai dans le nord-est. La saison sèche est centrée sur les mois de juillet à août dans le sud-est et sur les mois de septembre à novembre dans le nord-est, où la saison sèche est moins intense (Figure 1. 2 f). Le nord du bassin, situé dans l'hémisphère nord, a une organisation temporelle inversée puisque la saison la plus humide a lieu en JJA et la saison sèche en DJF (Figure 1. 2 b).

Michot, Véronique. Analyse spatiale et temporelle de la variabilité des régimes de précipitations dans le bassin amazonien - 2017

La saison sèche n'est cependant pas présente sur l'ensemble du bassin. En effet, la longueur de la saison sèche diminue progressivement en direction de l'Equateur où elle disparaît, le nord-ouest du BA est alors caractérisé par des pluies tout au long de l'année (Figure 1. 2 a et h).
Des situations intermédiaires existent également et correspondent alors à des espaces de transition entre des régimes plus définis (Figure 1. 2 h).

Au-delà des cumuls pluviométriques qu'elles enregistrent, les saisons des pluies ont pour notamment pour attributs des dates des dates de début et de fin de saison des pluies. Ces paramètres saisonniers varient fortement d'une année à l'autre et en fonction de la région du BA. Leur connaissance et leur prévision représentent des enjeux capitaux, notamment pour les activités agricoles (calendrier agricole) et en matière d'hydrologie pour prévenir la concomitance des débits fluviaux maximums qui peuvent entrainer de fortes crues. La Figure 1. 3 présente les dates de début et de fin de saison des pluies moyennes observées par Liebmann et al. (2007) en Amérique du Sud. Une description plus détaillée des enjeux et des différentes méthodes de détection des dates de début et de fin de saison des pluies sera présentée dans le Chapitre 3.

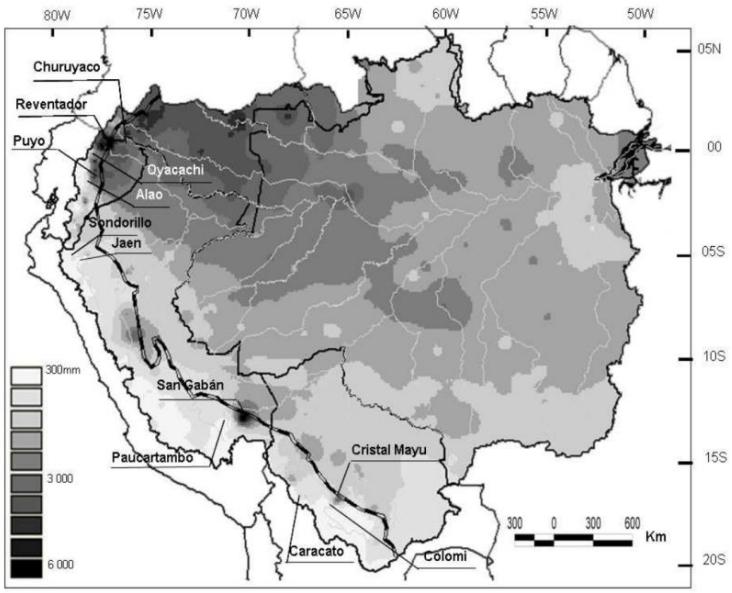


Figure 1. 1 Pluviométrie annuelle moyenne (1975-2003) dans le bassin amazonien, en mm/an. La ligne blanche et noire indique les aires andines où la pluviométrie ne dépasse pas 500 mm/an. Source : Espinoza (2009).

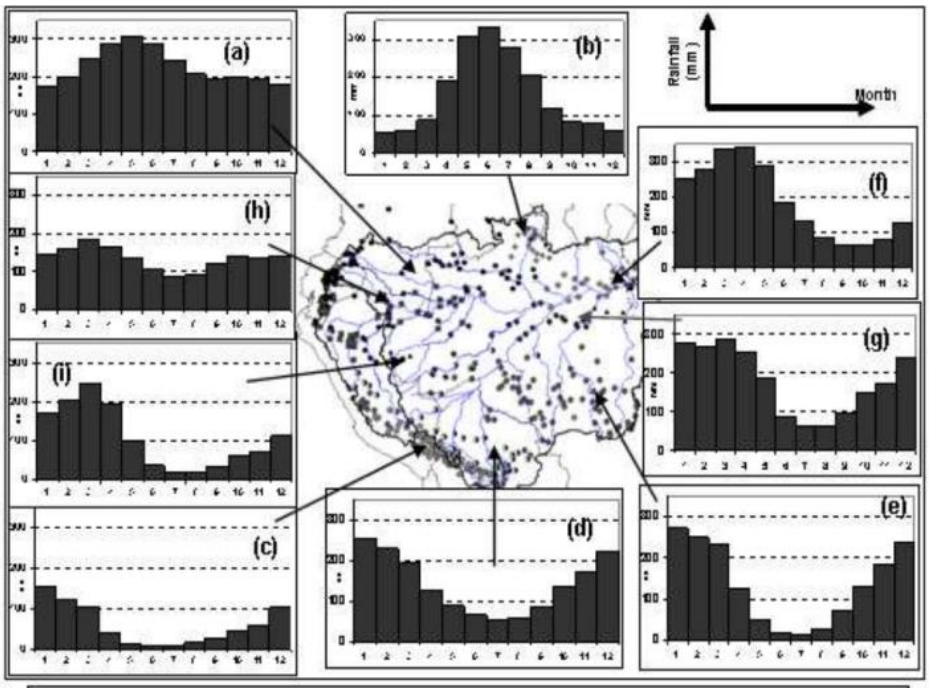


Figure 1. 2 Régimes de précipitations moyens dans le bassin amazonien. Les graphiques présentent la moyenne pluviométrique mensuelle de la région pointée par la flèche correspondante. Source : Espinoza (2009).

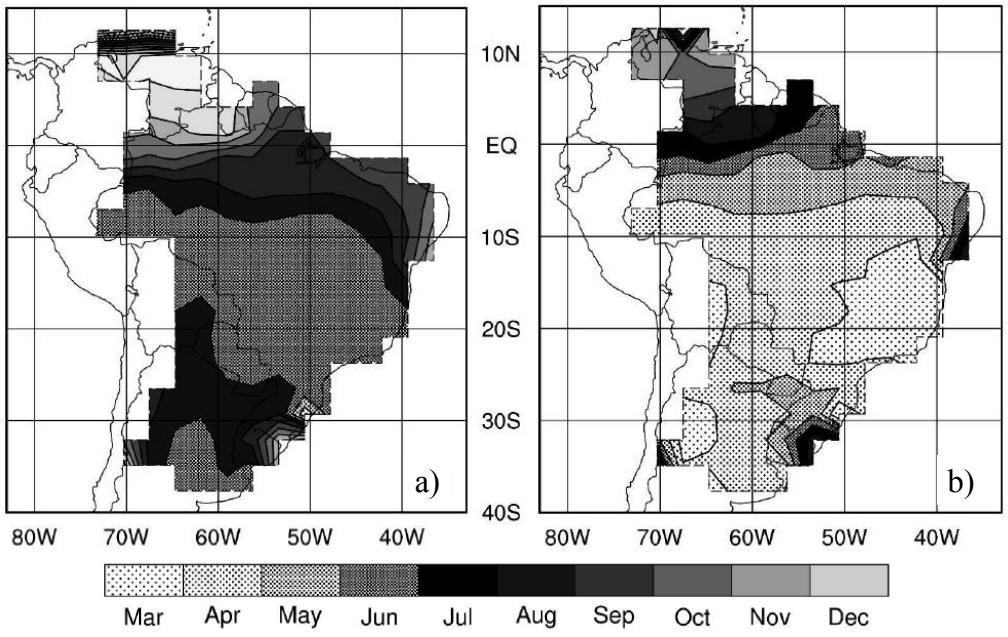


Figure 1. 3 Carte des dates moyennes de a) début et b) fin de saison des pluies en Amérique du Sud, selon la méthode d'accumulation d'anomalies, sur la période de 1976 à 2000. Source : Liebmann et al. (2007).

Ces types de régimes de précipitations et leur localisation dans le bassin amazonien sont dus au système de mousson sud-américaine (Horel et al. 1989, Nogués-Paegle et al. 2002, Marengo et al. 2001, Wang et Fu, 2002). Les climats de mousson sont définis par une saison des pluies composée d'une phase de début, de maturité et de fin. La mousson sud-américaine (SAMS pour

South American Monsoon System en anglais) est associée à un fort contraste terre-mer ; une forte convection au-dessus du sous-continent et une subsidence au-dessus de l'Atlantique sud ; une influence importante de la topographie dans la circulation des flux d'humidité ; un contraste de pression entre les basses et hautes couches troposphériques ; un apport d'humidité dans les basses couches atmosphériques, variable en fonction de la saison lié au déplacement des zones de convection et à l'augmentation des flux trans-équatoriaux de nord-est ou tropicaux de sud-est (Marengo et al. 2001; Wang et Fu 2002).
Les mécanismes permettant de comprendre l'origine ce système de mousson, ainsi que les facteurs de large échelle influençant sa variabilité vont être décrits dans les sections suivantes.

3. Circulation atmosphérique générale et dans le bassin amazonien

3.1 Circulation atmosphérique générale

3.1.1 Le modèle tricellulaire

L'incidence des rayons solaires à la surface de la Terre et son propre rayonnement entraînent des variations méridiennes du bilan radiatif. La zone intertropicale, en moyenne entre 30°N et 30°S, est largement excédentaire par rapport aux plus hautes latitudes. Le rééquilibrage de ce différentiel de chaleur est assuré par les océans et l'atmosphère grâce à la circulation cellulaire (Figure 1. 4). Dans chaque hémisphère, les cellules méridiennes sont celles de Hadley pour la zone intertropicale, de Ferrel aux moyennes latitudes, et la cellule polaire sous les hautes latitudes. La cellule de Hadley est composée d'une branche ascendante au niveau de l'équateur tandis qu'une branche descendante est présente en moyenne autour de 30°N et 30°S. Dans les basses couches de l'atmosphère la branche ascendante est par conséquent associée à de basses pressions et la branche descendante à de hautes pressions. Les alizés, flux de nord-est et de sud-est issus des anticyclones subtropicaux (détaillés ultérieurement), convergent alors vers la zone de basses pressions. Cette ceinture de convergence de flux et d'ascendance de l'air est appelée Zone de Convergence Intertropicale (ZCIT). Elle est caractérisée par une convection profonde qui existe toute l'année mais s'accompagne d'un balancement saisonnier vers le sud en été austral, puis vers le nord en hiver austral. Cette migration est associée à l'évolution saisonnière de l'échauffement du substrat. La migration de la ZCIT est moins importante sur l'océan que sur le continent en raison de sa plus grande inertie thermique. Selon Charney (1971) la ZCIT a une origine à la fois thermodynamique et dépend de la quantité de vapeur d'eau présente, ainsi qu'une origine dynamique qui dépend de la convergence des alizés de laquelle résulte une ascendance de l'air. Cependant, des questions subsistent encore quant à ces deux facteurs. La température de l'océan a un rôle essentiel dans la position de la ZCIT puisque celle-ci suit les températures les plus élevées, c'est-à-dire au-dessus de 28°C (Bjerknes 1969; Graham et Barnett 1987; Chao 2000; Kirtman et Schneider 2000 ; Hastenrath 2006), mais Lietzke (2001) et Waliser (1994) ont montré que ce n'est pas nécessairement une constante.

Michot, Véronique. Analyse spatiale et temporelle de la variabilité des régimes de précipitations dans le bassin amazonien - 2017

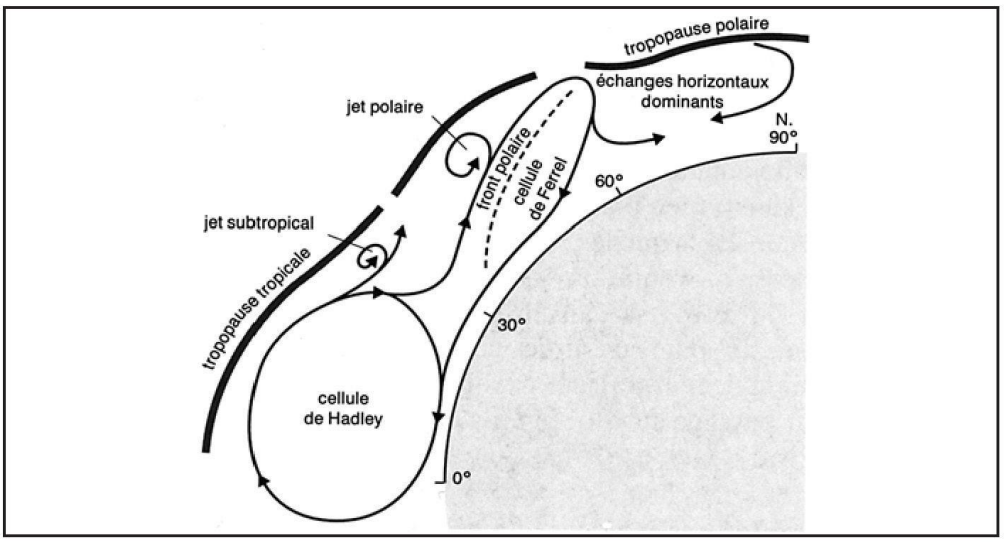


Figure 1. 4 Schéma simplifié de la circulation atmosphérique tri-cellulaire méridienne dans l'hémisphère nord, le même modèle s'applique dans l'hémisphère sud. Source : Palmen and Newton, 1969.

3.1.2 Les cellules zonales

Quatre cellules zonales donc perpendiculaires à la cellule de Hadley et nommées cellules de Walker, existent le long de la ceinture intertropicale: elles se situent au-dessus du Pacifique, de l'Atlantique, de l'Afrique, et de l'océan indien (Flohn 1971) (Figure 1. 5). Leur extension méridionale varie un peu en fonction de la saison, puisqu'elles se trouvent à environ 15°N-15°S durant l'été austral et 0°-30°N en hiver austral. Comme la cellule de Hadley, les cellules zonales comportent des branches ascendantes associées à de la convection et des branches descendantes associées à de la subsidence. En Amazonie, la convection est donc favorisée par la présence de la branche ascendante de la cellule de Walker au-dessus de la région. A l'ouest du Pacifique, la convection liée à la branche ascendante de la cellule est particulièrement intense entre autre à cause de la présence de l'archipel indonésien qui joue le rôle de continent (Beucher 2010), cette région est d'ailleurs surnommée « continent maritime », l'eau chaude (warm pool en anglais) s'accumulant particulièrement entre les eaux indonésiennes et 180°.

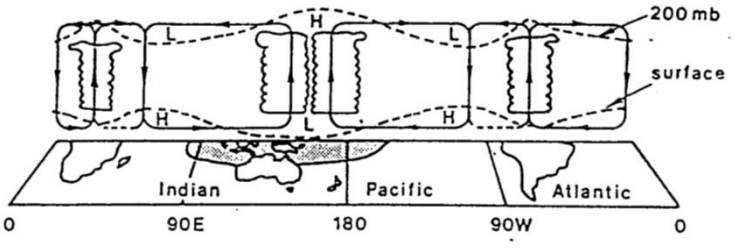


Figure 1. 5 Schéma simplifié de la circulation des cellules de Walker lors d'une phase neutre du Pacifique. Source : Newell 1979.

3.1.3 Les anticyclones subtropicaux et dépressions continentales

Dans les basses couches de la troposphère des régions subtropicales de chaque hémisphère, à hauteur des branches subsidentes de Hadley et de Walker se trouvent des centres d'action permanents de hautes pressions, les anticyclones subtropicaux. Leur position et intensité méridienne varient néanmoins de façon saisonnière comme le montre la Figure 1. 6. Ils s'étirent en effet sur les océans et continents durant l'hiver de l'hémisphère et sont centrés sur les océans en été.

Durant l'été de l'hémisphère nord (sud) le déplacement de l'anticyclone en direction du nord (sud) est rapide, sous forme d'un saut brusque (Beucher 2010) alors que la transition est plus graduelle en hiver. Les alizés à l'origine de la ZCIT sont issus de ces anticyclones.

L'échauffement des continents dans l'hémisphère d'été concerné est à l'origine de dépressions dans les basses couches atmosphériques. Ces dépressions thermiques ont une influence sur la circulation des vents et donc sur les saisons des pluies par effet de gradient de pression entre le continent et l'océan.

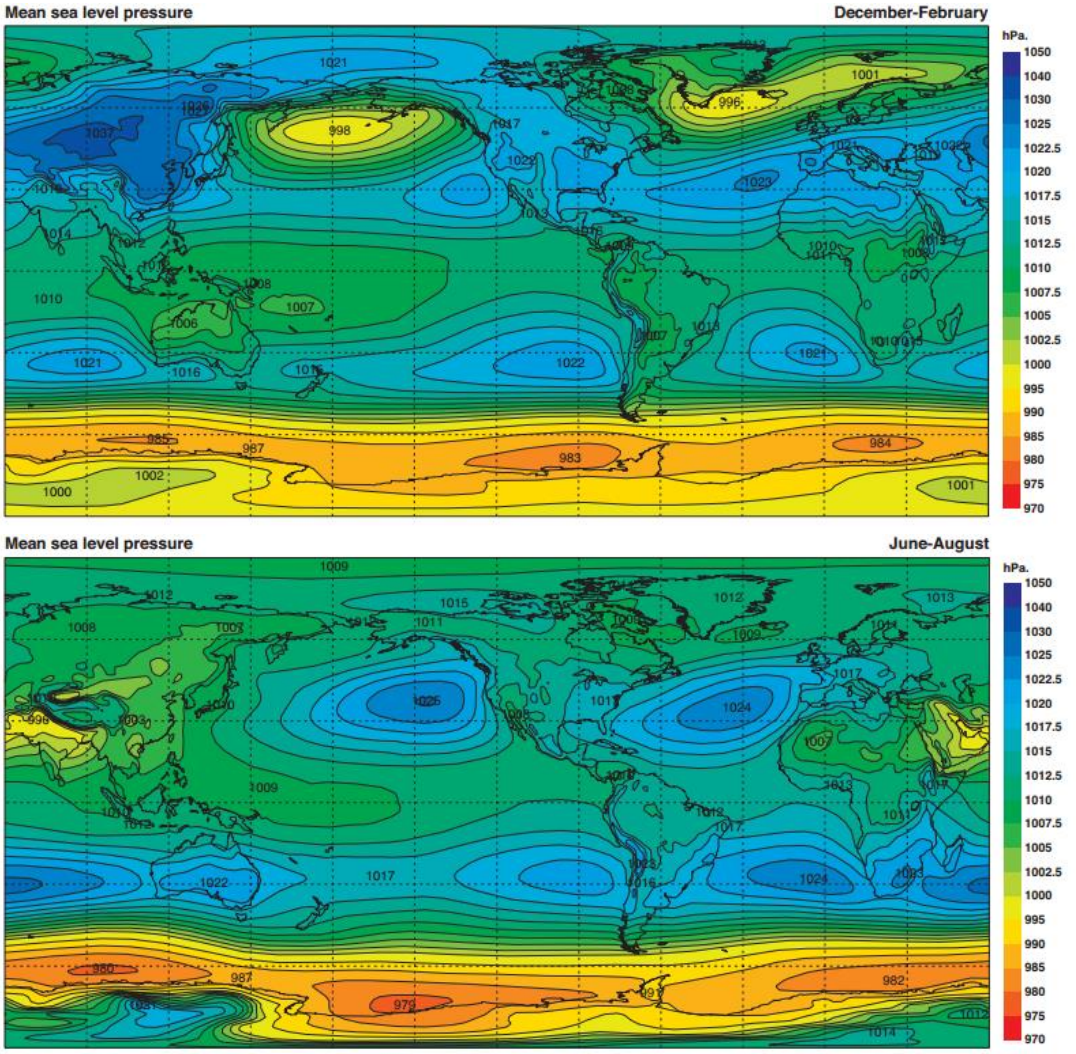


Figure 1. 6 Moyenne de la pression atmosphérique au niveau de la mer en a) décembre-janvier-février et b) juin-juillet-août de 1975 à 2002. La pression est de 5hPa entre les isolignes à l'exception des pressions comprises entre 1000 et 1025hPa graduées par des intervalles de 2,5hPa. Source : Beucher 2010.

Les excédents de la chaleur liés au bilan radiatif solaire dans la zone intertropicale sont donc en grande partie transportés vers les hautes latitudes par la circulation cellulaire méridienne et zonale de l'atmosphère et par les océans (leurs dynamiques seront décrites ultérieurement). Les branches ascendantes des cellules, manifestation d'un excédent d'énergie, sont caractérisées par une instabilité de l'air favorisant sa convection. Le processus de convection est un phénomène de très grande importance dans la dynamique des précipitations de la ceinture intertropicale, c'est pourquoi le paragraphe suivant en décrit brièvement le fonctionnement.

3.1.4 Le phénomène de convection tropicale

La convection thermique est le processus principal de formation de nuages dans la zone intertropicale (Dhonneur 1979), jusqu'à 82% (Greco et al. 1990).
La convection se traduit par une instabilité et une ascendance de l'air contenant de la vapeur d'eau. Celle-ci va se refroidir et se condenser aboutissant à la formation de nuages précipitants ou non. Ces nuages de type cumuliforme, peuvent se développer verticalement jusqu'à la haute troposphère. Leur sommet peut alors atteindre 15 à 18km d'altitude en fonction de la profondeur de la convection. Deux éléments sont nécessaires au processus de convection, l'échauffement par le substrat des basses couches de l'atmosphère et la présence d'humidité.
Dès lors le type de surface a un impact sur la convection. Contrairement à un fluide comme l'océan, un substrat terrestre, un continent, n'emmagasine et ne transporte pas très bien l'excédent d'énergie reçue. Cette énergie est donc retransmise rapidement à l'atmosphère par le biais de la convection (Bjerknes 1969). Sur une surface continentale la ZCIT décrite précédemment a de ce fait une plus grande amplitude méridionale (Beucher 2010). Toutefois tous les substrats terrestres ne représentent pas le même potentiel de convection. Un substrat rocheux a un albédo plus important qu'un couvert forestier notamment s'il s'agit d'une forêt sempervirente. Pour compenser son faible albédo donc sa forte absorption, une forêt émet des flux de chaleur latente importants par évapotranspiration. En d'autres termes, le couvert végétal approvisionne l'atmosphère en humidité grâce à sa capacité à intercepter les pluies et les recycler par évaporation. Le transfert d'humidité vers l'atmosphère se fait également par transpiration de la végétation et du sol. Le potentiel d'apport en humidité de la forêt amazonienne est très important : selon les études, environ 33 à 56% des précipitations sont issues de son évapotranspiration (Molion 1975; Marques et al. 1977; Salati et al. 1978; Makarieva et al. 2007; Satyamurty et al. 2013 ; Rocha et al. 2015). Une forêt dense oppose d'autre part une résistance à l'écoulement de l'air à cause de la rugosité de sa canopée. Cette rugosité a pour effet de freiner l'air qui est alors plus facilement chauffé. La convection au sein de la ZCIT est en conséquence plus importante au-dessus des continents que des océans.

Grâce à ce mécanisme de convection les cellules méridiennes permettent le transfert de l'excès d'énergie, de chaleur, des basses vers les hautes latitudes via la haute troposphère (Riehl et Malkus 1958).

Michot, Véronique. Analyse spatiale et temporelle de la variabilité des régimes de précipitations dans le bassin amazonien - 2017

3.2 Dynamique atmosphérique en Amérique du sud et dans le bassin amazonien : le système de mousson sud-américain

La SAMS débute (se termine) en septembre-octobre (mars-mai) dans les régions équatoriales puis progresse vers le sud et l'est (du sud vers le nord) du sous-continent (Vera et al. 2006). La progression vers le sud de la SAMS est associée à un échauffement du sous-continent qui induit des changements de pression dans les basses et hautes couches troposphériques.

En été austral, la ZCIT située au nord de l'Amérique du Sud (AMS) descend vers le sud sur le continent et l'océan Atlantique. Les alizés de l'hémisphère nord (sud) sont alors plus forts (faibles) avec un renforcement (affaiblissement) des hautes pressions de l'anticyclone subtropical du même hémisphère. La Figure 1. 7, extraite de (Wang 2004), montre l'état en janvier de la divergence à 200hPa (a), de la vitesse verticale du vent à 500hPa (b), de la circulation de Walker (c) et de Hadley (d, e, f). Le carton f expose la circulation de la cellule de Hadley sur la fenêtre longitudinale correspondant à l'Amérique du sud. Une forte ascendance a lieu au-dessus des latitudes allant de 15°S à environ 10°N, ce qui correspond au BA. Les cartons a et b montrent la divergence dans la haute troposphère en janvier au-dessus de ces régions, attestant des mouvements ascendants dans la basse et moyenne troposphère. Au contraire, la présence de SST froides à l'est du Pacifique et de l'Atlantique, engendre les schémas opposés au-dessus de ces mêmes régions. En hiver austral à l'inverse, la migration vers le nord de la ZCIT fait également remonter la branche descendante de Hadley, ce qui entraine donc un déplacement de la subsidence dans l'hémisphère sud (Figure 1. 8 d, e, f), le bassin amazonien au sud de l'équateur est alors en pleine saison sèche (Figure 1. 8 a à f).

En été austral la ZCIT est à l'origine de grandes quantités de précipitations dans le bassin à cause de la convergence des flux d'humidité vers celui-ci mais aussi par la propagation de puissants systèmes convectifs synoptiques durables (Durieux 2002). En effet des systèmes convectifs originaires de la ZCIT atlantique pénètrent dans les terres et peuvent atteindre les Andes grâce à leur réalimentation en humidité par les flux synoptiques et l'évapotranspiration de la forêt amazonienne (Simões Reibota et al. 2010). La présence du massif andin oppose cependant un obstacle aux flux d'est qui sont déviés vers le sud. Ceux-ci rencontrent alors des flux extratropicaux en provenance du sud du continent qui sont déviés, également par les Andes, vers le nord-ouest: cette confluence donne naissance à une autre zone de convergence, la Zone de Convergence Atlantique Sud (ZCAS ; Rivero 1990; Kodama 1993). La ZCAS forme une longue bande nuageuse s'étirant du nord-ouest du BA au sud-est de l'Atlantique sud (Figure 1. 9). Les nuages y sont rassemblés en systèmes convectifs de méso-échelle (Beucher 2010). La convection accompagnant la ZCAS s'exprime davantage sur le centre du bassin. La ZCAS est principalement active de décembre à février, durant des périodes d'une dizaine de jours et survient tout au long de la saison humide (Liebmann et al. 1999).

La réponse troposphérique au fort échauffement du continent sud-américain donne également naissance à la dépression de basses couches du Chaco (Figure 1. 9 ; Zhou et Lau 1998), au-dessus de la région du même nom, qui accroît l'attraction des flux de nord-ouest et de sud. Dans les couches supérieures de la troposphère se développent d'un côté de hautes pressions, la Haute de Bolivie (BH, Bolivian High en anglais ; Figure 1. 9), au-dessus de l'altiplano bolivien et de basses pressions au-dessus du Nordeste brésilien. La BH étant associé à la convection

amazonienne (Carvalho 1989), sa position et son intensité varient également au cours de la saison et d'une année à l'autre (Santos 1986; Jones et Horel 1990). A la fin de l'été ces hautes pressions migrent vers le nord-ouest.

Les Andes, qui ont pour effet d'intensifier la dépression du Chaco (Gandu et Silva Dias 1998) et de dévier les flux vers le sud, permettent aussi l'apparition d'un jet de basses couches appelé Low Level Jet (LLJ) (Figure 1. 9). Celui-ci circule dans le BA le long de la façade est des Andes, avec une intensité maximale en Bolivie près de Santa Cruz (Douglas et al.1998; Saulo et al. 2000; Vera et al. 2006). En été austral les alizés du nord-est sont à l'origine de la circulation du jet alors qu'en hiver il s'agit des flux d'est (issus de l'anticyclone subtropical de l'hémisphère sud) déviés vers le sud par les Andes. Le LLJ intensifie le transport d'humidité vers le sud du BA et le sud de l'AMS.

La convection au-dessus du BA est également renforcée par le balancement saisonnier des cellules de Walker dont la branche ascendante migre juste au-dessus de l'Amazonie en été austral, alors que celle-ci est un peu plus au nord durant l'hiver. Le carton c de la Figure 1. 7 décrit la circulation de la cellule de Walker entre 2.5°sud et 2.5°nord, en été austral. Une forte ascendance a lieu au-dessus de l'Amazonie. Au cœur de l'hiver austral, bien que la branche ascendante de la cellule de Walker soit encore globalement au-dessus de la région amazonienne, l'ascendance est moins forte (Figure 1. 7 c).

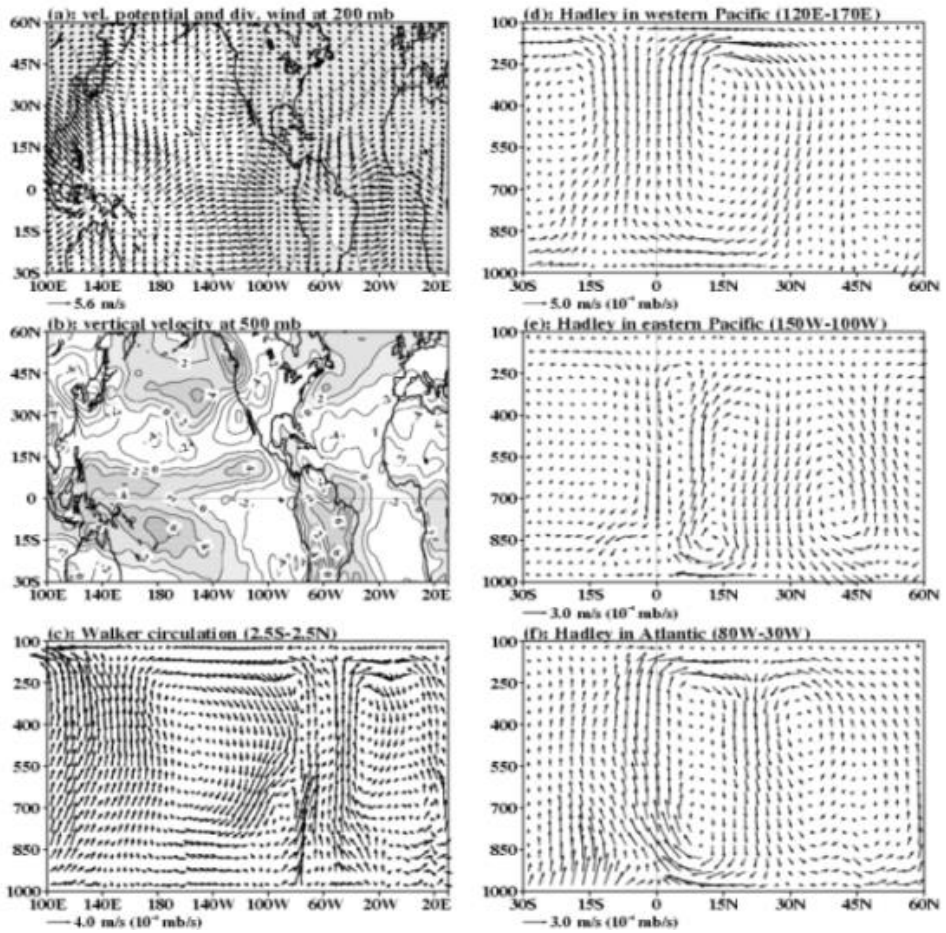


Figure 1. 7 Climatologie de la circulation atmosphérique des basses couches a) vitesse et divergence des vents à 200mb b) vitesse verticale à 500mb c) circulation de Walker représentée par vents entre 2.5°S et 2.5°N d) circulation de Hadley représentée par vents dans le Pacifique ouest d) circulation de Hadley représentée par vents dans le Pacifique est e) circulation de Hadley dans l'Atlantique. Les circulations de Walker et Hadley sont obtenues à partir de la moyenne des vents divergents et de la vitesse verticale du vent. Source : Wang 2004.

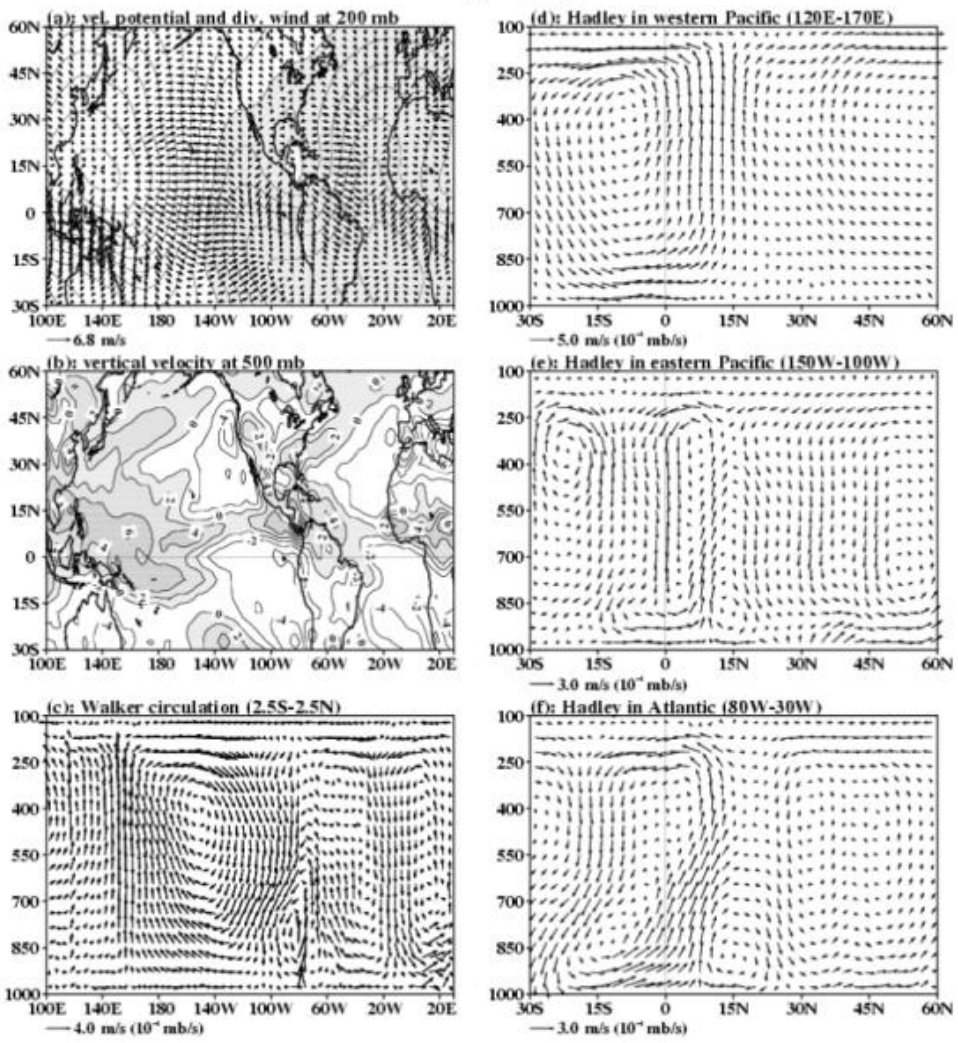


Figure 1. 8 Idem que la figure 1.7 mais pour le mois de juillet. Source : Wang 2004.

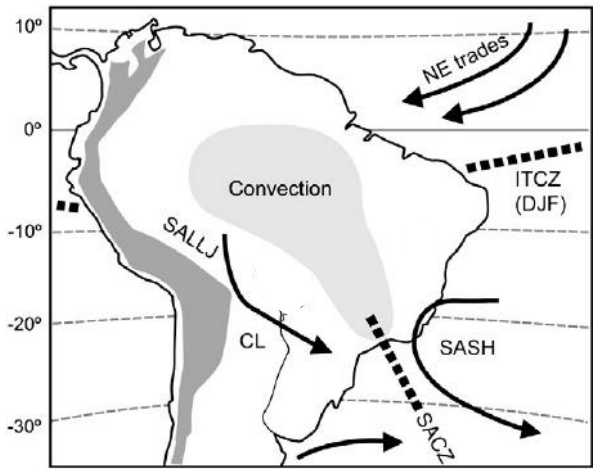


Figure 1. 9 Schéma simplifié de la ZCIT (ITCZ), de la ZCAS (SACZ), du LLJ (SALLJ), de la dépression du Chaco (CL), de la marge occidentale de l'anticyclone de l'Atlantique sud (SASH) et des alizés de nord-est (NE trades) durant l'été austral. Source : (Whitney et al. 2011)

La dynamique des basses couches de l'atmosphère est donc également forcée par les échanges d'énergie avec les couches superficielles de l'océan. Il est donc essentiel de tenir compte du couplage océan-atmosphère afin de comprendre les caractéristiques climatiques régionales et leurs variabilités.

4. La dynamique océanique

Les océans ont la capacité d'emmagasiner une grande quantité d'énergie et sont une source d'humidité et de chaleur pour l'atmosphère dans les régions où ils sont les plus chauds (Beucher 2010). Ils participent donc également à la redistribution de l'énergie sur Terre. L'océan a une structure verticale stratifiée. De façon schématique, les eaux de surface sont relativement plus chaudes que les eaux plus profondes. Une couche appelée thermocline, où le gradient thermique est très fort, sépare les eaux chaudes et froides (Figure 1. 10). A cause de l'action des différentes variables atmosphériques (vent, pression) les échanges entre la couche au-dessus de la thermocline et l'atmosphère sont importants (Beucher 2010). Sous la thermocline en revanche les échanges sont presque nuls, ce qui rend la circulation très lente.

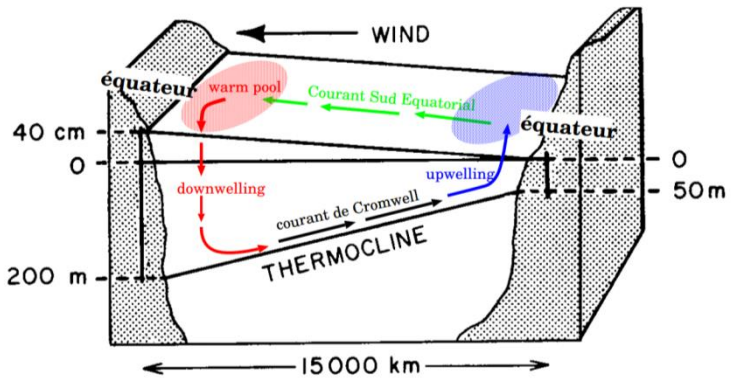


Figure 1. 10 Schéma de l'état de base de la stratification océanique, des phénomènes d'upwelling et de downwelling, associés à la tension de vent (wind) dans le Pacifique équatorial. Source : Wyrtki 1979, adapté par Beucher 2010.

4.1 Etat moyen de l'océan Pacifique

Au-dessus du Pacifique équatorial et tropical la composante des vents dominants, les alizés, est de nord-est dans l'hémisphère nord et de sud-est dans l'hémisphère sud. Les couches superficielles de l'océan, au-dessus de la thermocline, sont entrainées par les alizés depuis la côte ouest sud-américaine vers l'ouest du Pacifique jusqu'à l'Indonésie. Ce phénomène est connu comme jet de Yoshida (Yoshida 1959; Cronin et al. 2000; Beucher 2010). La masse d'eau déplacée provoque une élévation à l'ouest de l'océan, et la concentration d'eau chaude correspondante (supérieure à 28°C) est appelée « warm pool ». C'est au-dessus de cette région que se trouve la branche ascendante de la cellule de Walker Pacifique. Sous son épaisseur et donc son poids la colonne d'eau chaude s'enfonce c'est le downwelling. A l'est, le déplacement

de la masse d'eau par les alizés engendre la remontée d'eau froide plus profonde, ce qui correspond à un phénomène d'upwelling. La branche descendante de la cellule de Walker se positionne au-dessus de cette région où elle entraine de la subsidence. La thermocline a donc un profil incliné à l'équateur, elle est plus profonde à l'ouest (200-250m) qu'à l'est (30-50m) (Figure 1. 10). La pression de la colonne d'eau associée au downwelling crée au niveau de la thermocline un courant se propageant d'ouest en est, le Sous Courant Équatorial ou courant de Cromwell qui participe également à entretenir l'upwelling à l'est.

4.2 Etat moyen de l'océan Atlantique

L'océan Atlantique intertropical est beaucoup moins vaste que dans le Pacifique. Dans la moitié ouest de cet océan les alizés sont également de composantes nord-est et sud-est ; en revanche à cause de la présence du continent africain, dans sa moitié est ces alizés sont de composantes nord et sud voire nord-ouest ou sud-ouest au moment de la mousson de l'hémisphère (Figure 1. 11). Ce contraste est-ouest est également notable pour les températures de surface de l'océan (SST), celles-ci sont moins élevées dans la partie centre et est par rapport à l'ouest (Figure 1. 11). Au-dessus de ces régions l'air est très stable et moins humide, car refroidi par la fraicheur de la masse océanique (Beucher 2010). Comme pour le Pacifique, la thermocline atlantique est inclinée selon un axe est (élevé) - ouest (profond) à cause de la tension du vent sur l'océan. Dans l'Atlantique intertropical l'upwelling principal est cependant plus au centre de l'océan. Beucher (2010) indique par ailleurs que la thermocline est plus inclinée au nord qu'au sud.

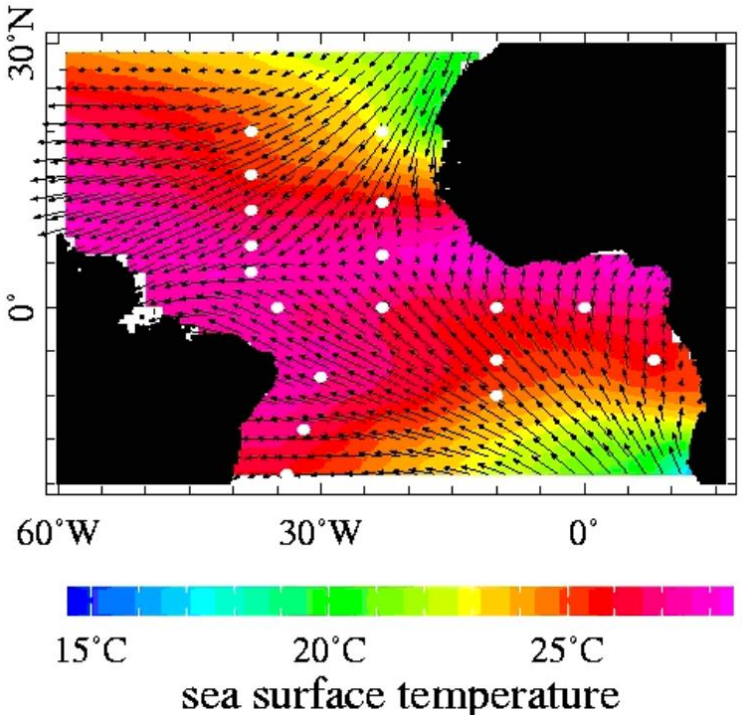


Figure 1. 11 Moyenne (1964-2006) annuelle des SST et des flux de vent de la basse troposphère (vecteurs) dans le bassin de l'Atlantique tropical. La zone rose correspond à la ZCIT. Source : Beucher 2010.

4.3 Variabilité de l'océan Pacifique

4.3.1 El Niño Southern Oscillation et La Niña

La dynamique précédemment décrite des SST dans le Pacifique correspond à un état moyen. Cet état varie toutefois selon trois phases composant l'El Niño Southern oscillation (ENSO), qui comprend des phases chaudes, El Niño (EN), des phases froides La Niña (LN) et des phases neutres. Ces oscillations chaudes et froides sont associées à des anomalies climatiques d'échelle mondiale, mais dont les répercussions varient selon la région du globe comme le montrent les cartes de la Figure 1. 12. Les anomalies de précipitations dans le BA connues comme étant en lien avec les deux oscillations EN et LN seront décrites ultérieurement, les paragraphes ci-dessous décrivent dans un premier temps ces phénomènes océaniques à proprement parler.

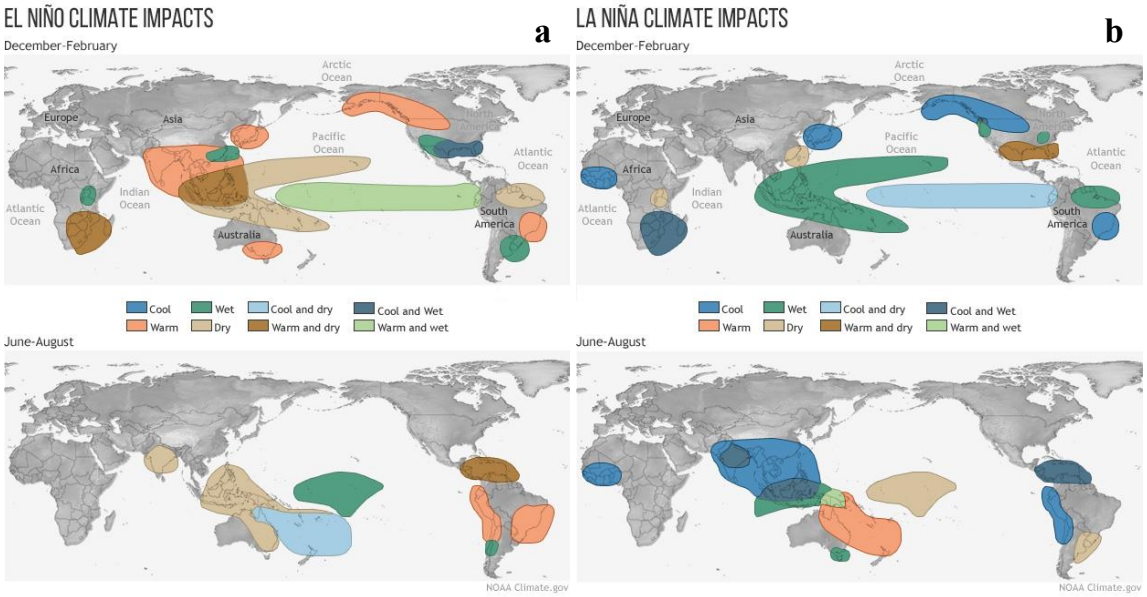


Figure 1. 12 Impact météorologique des événements a) EN et b) LN, de décembre à février pour les images du haut et de juin à août pour les images du bas. Source : NOAA/PMEL.

D'importants programmes de recherche comme le TOGA-COARE (lancé en 1985) ont permis d'étudier et mieux comprendre les anomalies de SST pacifiques et les événements EN-LN. Malgré quelques décennies de recherche, les mécanismes à l'origine de l'oscillation et qui permettent les changements de phase ne font pas encore l'unanimité et seraient sans doute multiples. Les événements EN (LN) sont principalement caractérisés par des anomalies de SST (SSTA) chaudes (froides) dans le Pacifique équatorial. En revanche, comme le montre la Figure 1. 13, la localisation exacte des anomalies leurs intensités, leur durée sont propres à chaque épisode (Capotondi et al. 2015). Un événement peut donc être très différent du précédent et du suivant. Saint Lu and Leloup (2016) et Beucher (2010) ont réalisé une synthèse non-exhaustive sur la théorie de l'EN. Un bref rappel des conditions océaniques liées à l'EN-LN est fait ici.

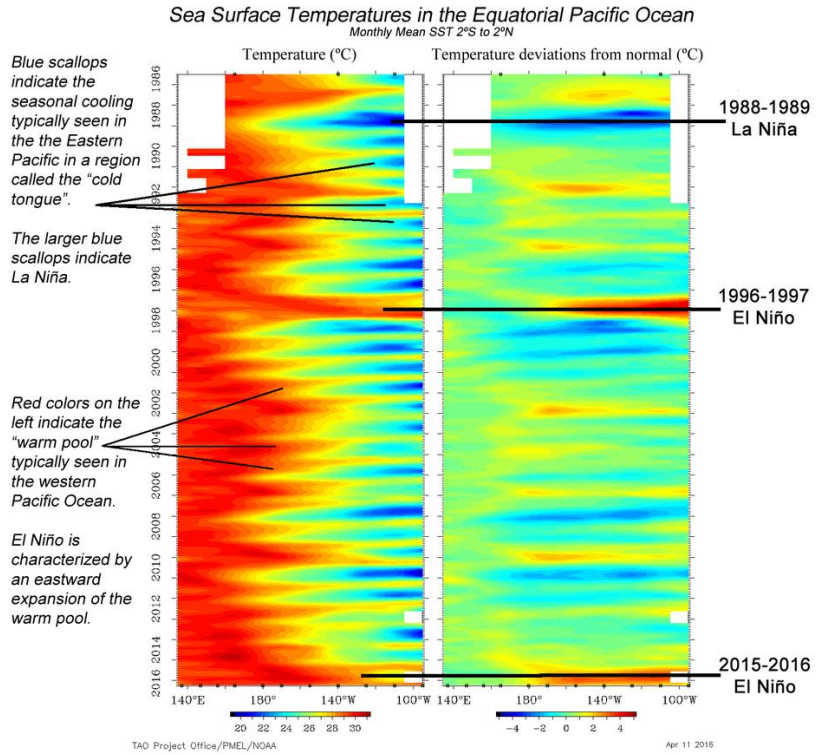


Figure 1. 13 Distribution spatiale de la moyenne mensuelle des SST en °C à gauche, et des anomalies de SST en °C à droite, de 1986 à 2016 dans le Pacifique équatorial. Dans le panneau gauche, les températures en rouge (bleu) indique la « warm pool » (l'upwelling) à l'ouest (est) de l'océan. Dans le panneau droit les anomalies de températures en rouge (bleu) à l'est et au centre du Pacifique correspondent à un événement EN (LN), avec une extension (renforcement) de la warm pool (l'upwelling) à l'est dans le panel gauche. Source : NOAA/PMEL.

Lors d'un épisode EN, les alizés soufflant d'est en ouest au-dessus du Pacifique sont plus faibles. Moins d'eau chaude est transportée vers l'ouest et la masse d'eau chaude augmente alors à l'est (Figure 1. 14 c). Les alizés n'entrainant plus la masse d'eau vers l'ouest, l'upwelling est réduit, les eaux froides plus profondes ne remontent plus jusqu'à la surface. A l'ouest du bassin la colonne d'eau chaude est moins importante. La stratification des couches d'eau redevenant plus horizontale, la thermocline s'aplatit (Figure 1. 15 a). Le phénomène inverse se produit lors d'une phase froide LN puisque les alizés renforcés entrainent une masse d'eau chaude encore plus importante vers l'ouest du bassin (Figure 1. 14 a). L'upwelling est renforcé, une quantité plus importante d'eaux froides profondes affluent vers la surface, tandis que la warm pool s'approfondit à l'ouest. La thermocline est dans ce cas très inclinée (Figure 1. 15b).

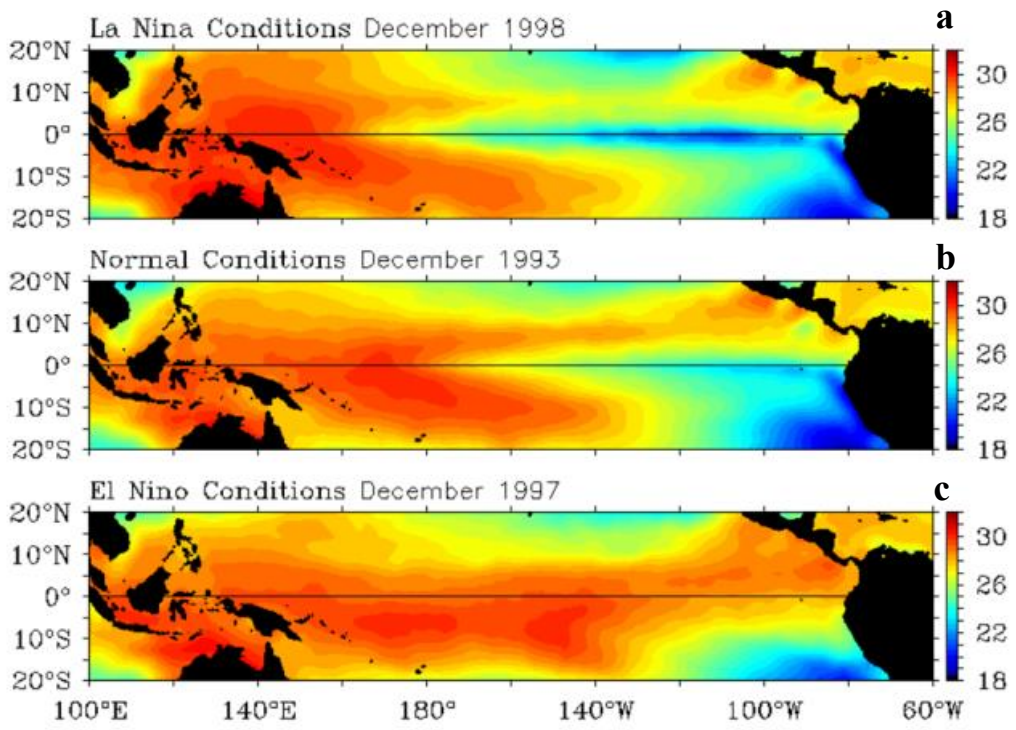


Figure 1. 14 SST en C de l'océan Pacifique tropical durant a) le LN de 1998-99, les températures froides s'étendent vers le centre du bassin b) la phase neutre de 1993, la warm pool se maintient à l'ouest et l'upwelling à l'est c) l'EN de 1997-98, les températures chaudes s'étendent à l'est du bassin jusqu'aux côtes de l'Amérique tropicale. Sources : NOAA/PMEL, NOAA/NCEP/CPC.

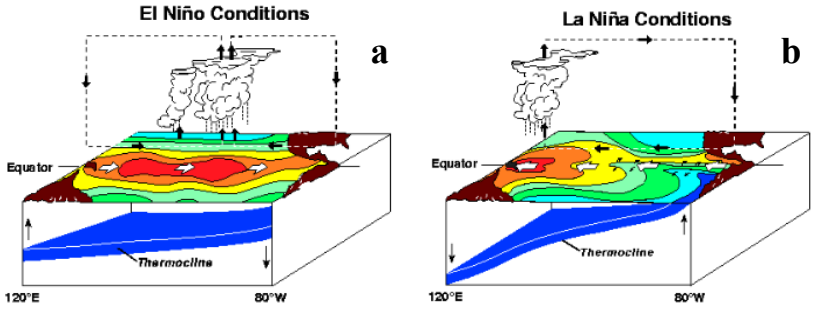


Figure 1. 15 Schéma de l'inclinaison de la thermocline dans le Pacifique équatorial durant a) un événement EN b) un événement LN. Sources : NOAA/PMEL.

Ces oscillations océaniques pacifiques sont donc la réponse à une anomalie atmosphérique, réduction ou intensification des alizés. Mais les deux fluides sont couplés, le système fonctionne de façon permanente par rétroaction où les conditions de l'un renforcent les conditions de l'autre. Cela signifie que l'atmosphère modifie les conditions océaniques puis la réponse en chaîne de l'océan provoquera à son tour une modification des conditions atmosphériques. Une fluctuation peut déstabiliser cet équilibre et engendrer des anomalies. C'est en grande partie à cause de ce fonctionnement systémique que les avis divergent quant à l'origine des oscillations. Évidemment la rétroaction n'est pas infiniment dans le même sens. Saint Lu and Leloup (2016)

distinguent la « croissance des anomalies par rétroaction positives » (d'après Bjerknes 1969), et la « décroissance des anomalies par rétroaction négative ». La première rétroaction va avoir pour effet d'intensifier l'événement EN ou LN par modification en chaîne de la structure océano-atmosphérique précédemment décrite. Le second type de rétroaction, appelé modèle oscillateur, mène petit à petit au changement de phase par un système d'ondes (de Kelvin et de Rossby) se propageant dans le Pacifique. Elles sont une conséquence des mécanismes (comme le relâchement des alizés) à l'origine de la naissance de l'événement EN. Au lieu de renforcer le phénomène elles vont au contraire l'atténuer et participer au changement de phase. L'ensemble de ces rétroactions ont une période d'environ 6 mois ce qui est approximativement le cycle de vie d'un épisode EN ou LN.

Les événements EN sont classés en deux grands types liés particulièrement à leur localisation dans le Pacifique. Il s'agit des EN « Eastern Pacific » (EP) qui se développent au centre et à l'est du Pacifique (Figure 1. 16 a et c) et des EN « Modoki » dont l'extension est restreinte au centre du bassin pacifique (Figure 1. 16 b ; Larkin et Harrison 2005; Ashok et al. 2007; Weng et al. 2007; Kao et Yu 2009; Yeh et al. 2009; Yu et Kim 2010; Takahashi et al. 2011; Tedeschi, Cavalcanti et Grimm 2013; Taschetto et al. 2014; Tedeschi et al. 2015). Cependant les raisons de la formation du type plutôt EP ou Modoki ne sont pas encore claires.

Les événements EN (LN) surviennent en moyenne tous les 3 à 5-6 ans. La Figure 1. 17 présente les dates des EN et LN enregistrés depuis 1959.

Ces oscillations ont un fort cycle saisonnier qui correspond également au cycle saisonnier des différents paramètres, comme les alizés, participant à leur apparition. L'intensité maximale d'EN a donc lieu en moyenne durant l'été austral (Rasmusson et Carpenter 1982) tandis qu'il se désagrège à l'automne et disparaît en hiver.

Les anomalies LN ont une plus faible intensité qu'EN (Burgers et Stephenson 1999). Cela tient notamment au fait qu'il ne s'agit pas comme pour EN d'un renversement des conditions de la phase neutre mais plutôt de son renforcement. Les mécanismes engendrant un événement LN ne sont donc pas totalement symétriques à ceux d'EN.

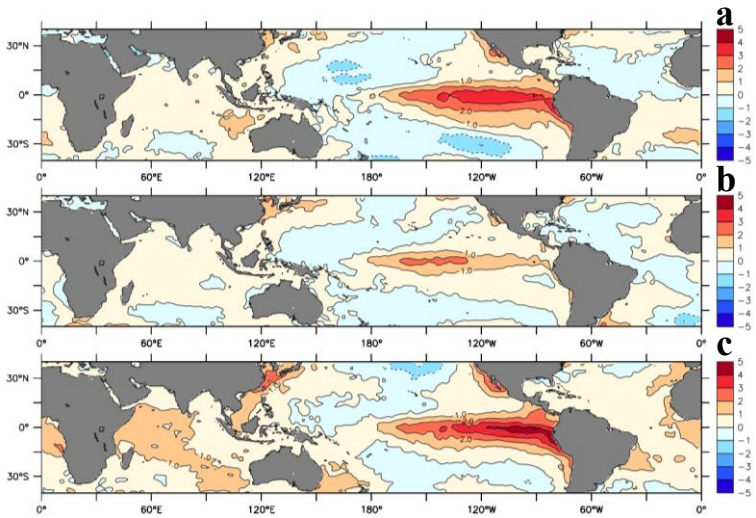


Figure 1. 16 Anomalies de SST en °C dans le Pacifique équatorial indiquant un EN de type a et c) « Eastern Pacific » b) « Modoki ». Source : American Geophysical Union, dans Beucher 2010.

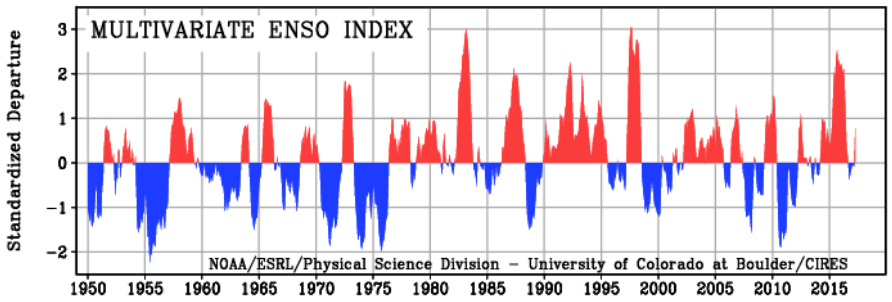


Figure 1. 17 Historique des événements EN (en rouge) et LN (en bleu) enregistrés depuis respectivement 1950 et 1949. Source : NOAA/ESRL/PSD.

4.3.2 Pacific Decadal Oscillation

Par ailleurs une autre oscillation, décennale celle-ci, se superpose à l'oscillation interannuelle d'ENSO. Il s'agit de la « Pacific Decadal Oscillation » (PDO ; Figure 1. 18). Cette oscillation est également caractérisée par une alternance de phases chaudes et froides dans le Pacifique équatorial et le Pacifique ouest aux moyennes latitudes. Ces phases sont plus longues que celles de l'ENSO puisqu'elles durent entre 20 et 30 ans. La PDO pourrait être comparable à EN-LN (Mantua et al. 1997; Zhang et al. 1997), toutefois les anomalies sont moins fortes et plus étendues vers les hautes latitudes. La PDO est entrée dans une phase chaude depuis le début de la décennie 2010 (Figure 1. 19).

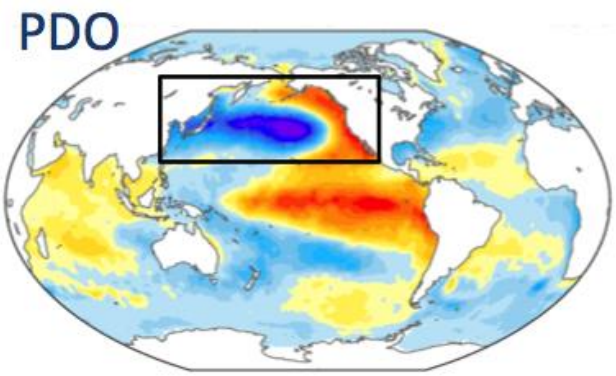


Figure 1. 18 Anomalies moyennes de SST dans l'océan Pacifique correspondant à la PDO à partir des données observées de HadISST1 (Rayner et al. 2003). Source : Deser et al. 2010.

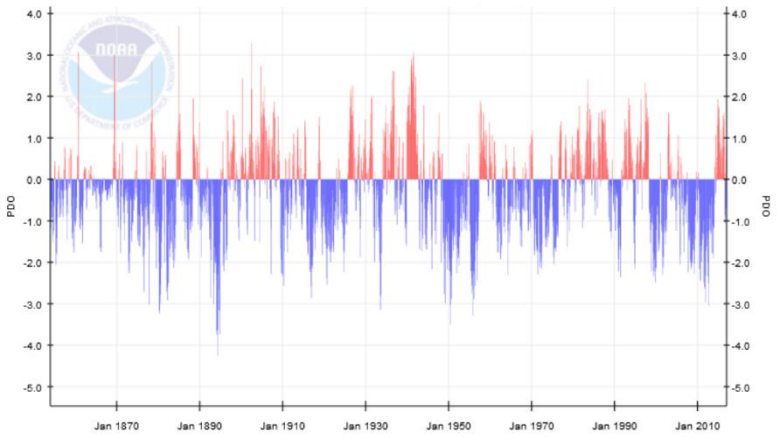


Figure 1. 19 Indice NCEI PDO présentant l'évolution mensuelle des phases de la POD. Source : NOAA.

4.4 Variabilité de l'océan Atlantique

Tout comme le Pacifique, l'état moyen de l'Atlantique est soumis à des anomalies de SST, mais tous les mécanismes à l'origine de ses perturbations ne sont pas encore entièrement compris. L'Atlantique connaît des fluctuations interannuelles et inter-décennales. Les anomalies de SST sont cependant moins fortes que celles observées dans le Pacifique. Il semble que sa géographie, c'est-à-dire la situation des continents entre lesquels il est enserré, et les téléconnections avec le Pacifique participent à une relative indépendance des régions nord et sud de l'océan. Les deux régions peuvent en effet connaître des fluctuations distinctes. Les paragraphes ci-dessous décrivent les événements propres à l'Atlantique, la relation entre ce dernier et le Pacifique sera, elle, décrite ultérieurement.

4.4.1 L'Atlantic Equatorial Mode (AEM) ou El Niño Atlantique

Ce phénomène est semblable à celui d'El Niño dans le Pacifique mais il concerne ici l'Atlantique. Son développement maximum se produit dans la seconde moitié de l'année avec des conséquences principalement sur la région est équatoriale du bassin atlantique (Zebiak 1993; Carton et Huang 1994; Latif et Grötzner 2000; Wang 2002) (Figure 1. 20). Pendant une phase chaude (froide), les alizés au-dessus de l'Atlantique équatorial ouest s'affaiblissent (se renforcent) et sont associés à la présence de SSTA chaudes (froides) à l'est de l'Atlantique équatorial. Les alizés plus faibles (forts) transportent alors moins (plus) d'humidité (Marengo 1992). Bien qu'il existe une réponse de l'océan Atlantique aux événements EN, l'AEM est assez indépendant de l'oscillation pacifique (Wang 2004). Pendant cet événement les SSTA atlantiques se situent principalement dans la partie équatoriale est de l'océan. Les principaux événements (chauds) enregistrés sont présentés dans la Figure 1. 21 (Wang 2004).

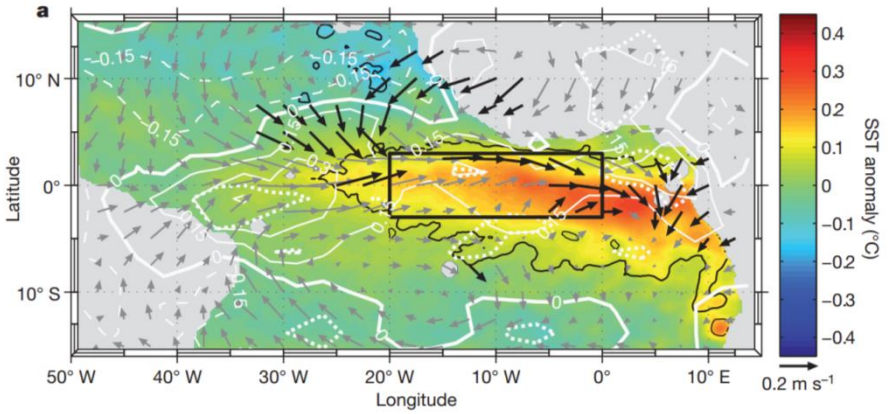


Figure 1. 20 El Niño Atlantique : SSTA en C d e l'Atlantique tropical et anomalies de vent en surface. Source : Brandt et al. 2011.

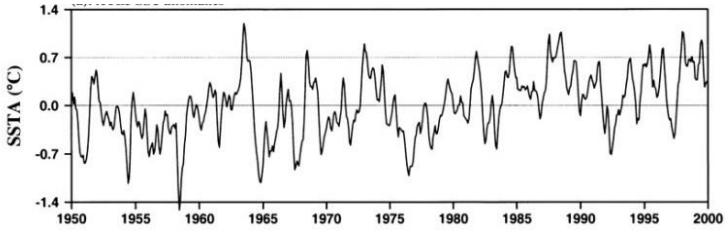


Figure 1. 21 Distribution temporelle des anomalies de SST liées au El Niño Atlantique. Source : NOAA/ESRL.

4.4.2 Le dipôle Atlantique ou gradient méridional Atlantique

Il s'agit d'un dipôle caractérisé par des anomalies de signe opposé entre l'Atlantique tropical nord (NATL) et sud (SATL) (Figure 1. 22). NATL est compris entre 5,5°N et 23,5°N et de 15°W à 57,5°W, tandis que SATL est compris entre 0° et 20°S et de 10°E à 30° W. Celles-ci sont liées à la variabilité propre de ces deux régions (Hastenrath et Lamb 1978; Moura et Shukla 1981; Servain 1991; Xie 1999). La qualification de dipôle est cependant controversée notamment car les anomalies ne se produisent pas nécessairement aux mêmes périodes, en raison de l'indépendance de l'Atlantique nord et sud (Houghton et Tourre 1992; Enfield et Mayer 1997; Mehta 1998; Dommenget et Latif 2000; Wang 2002; Melice et Servain 2003). L'asymétrie entre le nord et le sud de l'Atlantique est grandement liée aux anomalies de plus fortes magnitudes pouvant se produire dans la partie nord de l'Atlantique. Dans tous les cas cette différence de SST entre les deux régions a un impact sur le déplacement de la ZCIT et sur le climat des régions avoisinantes (Nobre et Shukla 1996; Wang 2004). Wang (2002, 2004) et Fontaine et al. (1998) ont constaté que la variabilité du gradient méridional de SSTA de l'Atlantique tropical est d'ordre décennal. Des phases positives (NATL chaud et SATL froid) prévalent avant les années 1970, entre 1976 et 83 et après 1990, tandis que des phases négatives (NATL froid et SATL chaud) ont eu lieu de 1971 à 75 et de 1984 à 89 (Wang 2002; Fontaine et al. 1998) (Figure 1. 23).
Le gradient de SST atlantique entre les deux hémisphères est donc parfois difficile à appréhender et sa variabilité d'autant plus à cause de l'absence de simultané des SSTA.

D’autre part, malgré la variabilité des SSTA de NATL, à partir des années 90 ce dernier est marqué par une tendance au réchauffement (Espinoza et al. 2009).

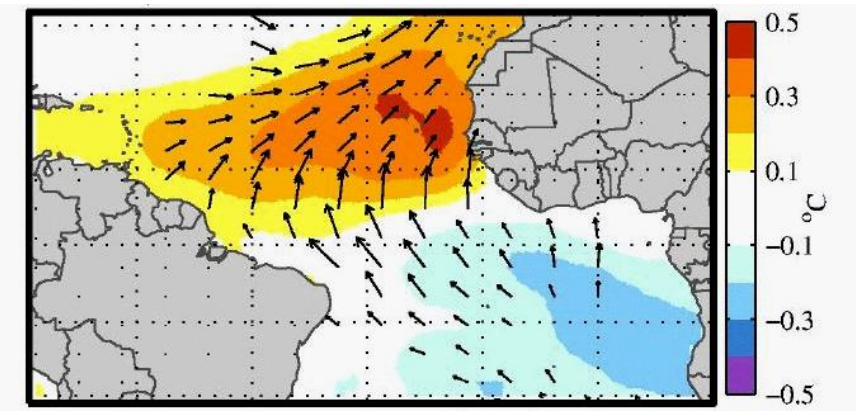


Figure 1. 22 Dipôle Atlantique : SSTA en C de l’océan Atlantique de 1948 à 2007 b) distribution temporelle des anomalies liées au dipôle. Source : Chiang et Vimont 2004.

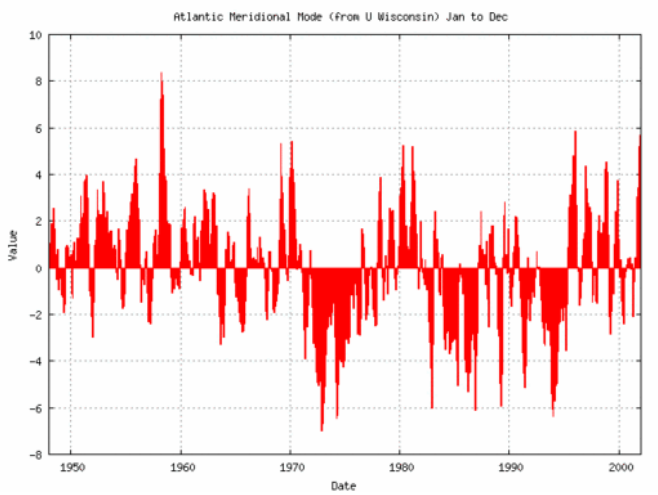


Figure 1. 23 Distribution temporelle des anomalies liées au dipôle. Source : NOAA/ESRL.

4.4.3 Les oscillations spécifiques à l’Atlantique Nord

L’Oscillation Nord Atlantique (NAO pour North Atlantique Oscillation en anglais) est une oscillation méridienne opérant dans l’Atlantique nord. La NAO est caractérisée par un dipôle d’anomalies de pression avec un centre situé sur le Groenland et un autre entre 35°N et 40°N (Figure 1. 24). Pendant la phase positive (négative) de la NAO, la dépression d’Islande et l’anticyclone des Açores sont renforcés (affaiblis). Les alizés dans la région de NATL sont alors plus intenses (faibles), ce qui a pour effet de refroidir (réchauffer) les SST dans la région tropicale (Kousky et al. 1984; Hurrell 1995; Wang 2004). La NAO est une oscillation de long terme avec des épisodes plutôt positifs observés depuis 1970 (Hurrell 1995; Espinoza et al. 2009) (Figure 1. 25).

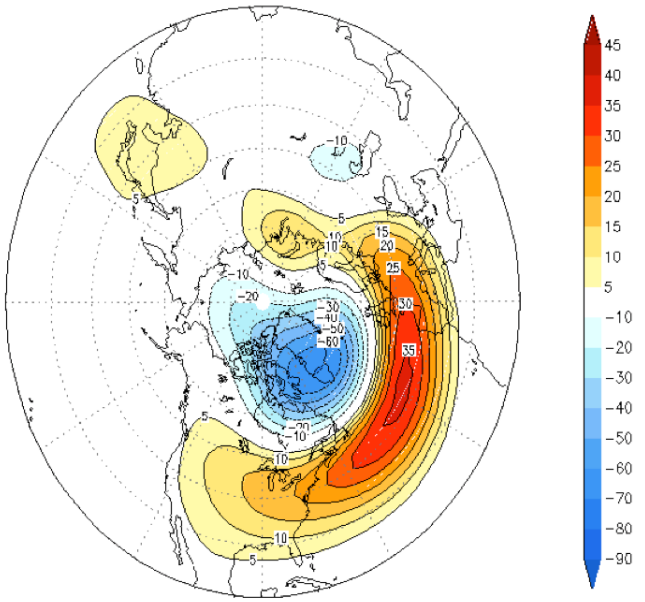


Figure 1. 24 Anomalies de pression atmosphérique (en mètre, par rapport à 500hPa) liées à la NAO dans sa phase positive. Source : NOAA Environmental Modeling Center.

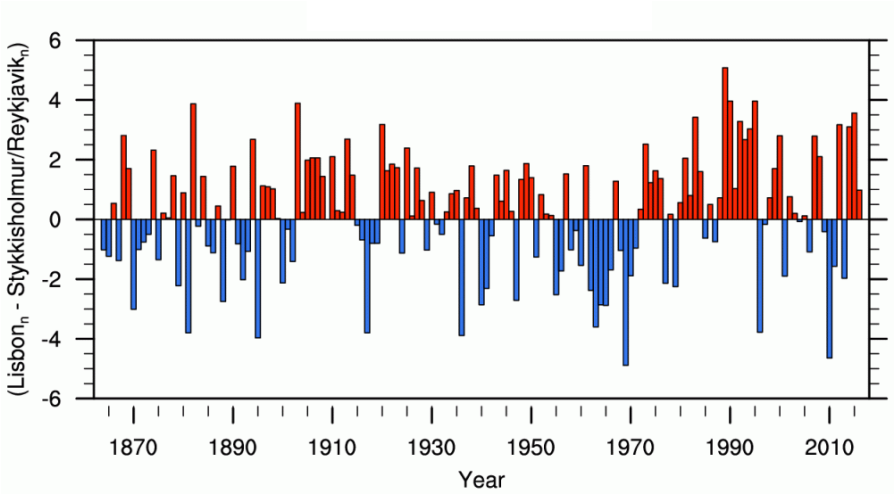


Figure 1. 25 Evolution temporelle de l'indice NAO (Hurrell 1995) dans l'Atlantique nord, depuis 1864. Source : Climate data guide UCAR edu.

Une autre oscillation propre à l'AN et de durée plus longue que la NAO est l'Oscillation Multi-décennale de l'Atlantique (OMA), entre 0° et 80°N. L'OMA est caractérisée par une alternance d'anomalies positives et négatives de SSTA, jusqu'à plus ou moins 0,4°C, dont les cycles durent entre 65 et 80 ans (Kerr 2000) (Figure 1. 26).

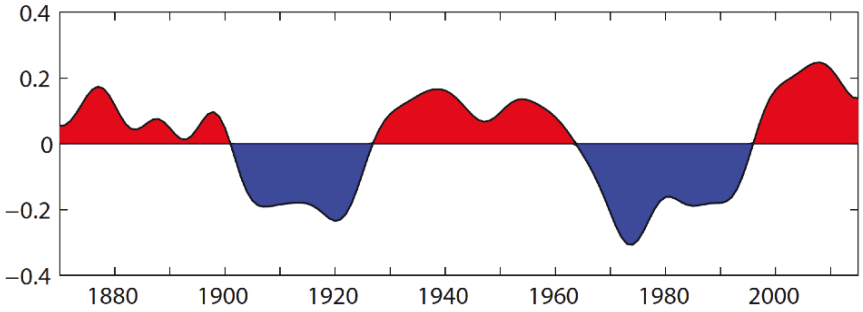


Figure 1. 26 Evolution temporelle de l'indice AMO dans l'Atlantique nord, depuis 1870. Source : Climate data guide UCAR edu.

4.4.4 Variabilité de l'Atlantique sud subtropical

La variabilité de l'océan Atlantique sud, notamment subtropical (sub-SATL) en dessous de 20°, n'est pas encore totalement comprise. Une oscillation significative des SST de 25 à 30 ans, semble affecter cette région océanique. La variabilité des SST et de la pression atmosphérique, la plus importante se situe vers 40°S. Un des principaux mécanismes lié à cette oscillation serait la modulation de la circulation océanique au nord du courant circumpolaire à cause de l'extension de l'anticyclone subtropical vers le sud lors de SSTA positives (Wainer et Venegas 2002). Ce déplacement de l'anticyclone entraine alors une diminution de l'intensité des alizés et une réduction du transport de l'humidité depuis l'océan. Il explique également l'anomalie positive de pression le long de 40°S. Les mécanismes inverses se produisent lors de SSTA négatives.

5. Relation entre les océans Pacifique et Atlantique

La variabilité propre à chacun des océans est difficile à différencier et les liens entre les océans complexes à évaluer. Le Pacifique et NATL peuvent en effet apparaître statistiquement non corrélés. Cependant, des SSTA dans NATL ont été observées à plusieurs reprises quelques mois après celles du Pacifique. Enfield (1996) note alors un déphasage de 4 à 6 mois entre les SSTA pacifiques et atlantiques. Lors des événements EN, des SSTA positives de NATL sont souvent observées au printemps et à l'été boréal (Enfield et Mayer 1997; Wang et Enfield 2001, 2003). A l'inverse, les épisodes LN peuvent influencer le dipôle atlantique par des SSTA négatives dans l'Atlantique nord (Nobre et Shukla 1996; Fontaine et al. 1998).
Dans l'Atlantique sud à l'occasion des épisodes EN, des anomalies autant positives (Marcelo Barreiro 2010) que négatives de SST ont été observées.

En revanche de nombreux travaux ont montré qu'une téléconnexion atmosphérique entre les océans Pacifique et Atlantique connue sous le nom de pont atmosphérique (« atmosphérique bridge » en anglais ; Lau et Nath 1996; Klein et al. 1999; Alexander et al. 2002), se fait par

l'intermédiaire de la haute troposphère (Egger 1977; Webster 1981; Horel et Wallace 1981; Nobre et Moura 1984; Hastenrath 1985). Les mécanismes de cette téléconnexion sont détaillés dans la section suivante.

6. Téléconnections océano-atmosphériques

6.1 Anomalies de circulation troposphériques liées à la variabilité océanique pacifique et atlantique

La circulation atmosphérique annuelle moyenne en Amérique du sud décrite dans la section 1.b est nuancée par une variabilité interannuelle notamment en lien avec les phénomènes océaniques exposés dans les paragraphes ci-dessus.

6.1.1 Anomalies de circulation atmosphérique liées aux SSTA pacifiques

Les événements EN ont un impact à l'échelle mondiale car ils modifient l'état moyen de la convection qui est le principal facteur de transfert de chaleur sur Terre (Trenberth 1991). Les événements EN sont associés à des SST plus élevées à l'est et au centre du Pacifique équatorial et tropical (Figure 1. 14 c). De tels changements de température entrainent un ajustement de l'atmosphère à la chaleur du Pacifique au-dessus de ces régions. La Figure 1. 27 b extraite de (Wang 2004) montre des anomalies de divergence du vent au-dessus (entre autres) du Pacifique équatorial ouest et est et au-dessus de l'Atlantique équatorial et une divergence sur le BA. La convection augmente particulièrement à l'est et au centre du bassin pacifique tandis qu'elle est plus faible au-dessus du BA (Figure 1. 27 c). Des anomalies d'ascendance et de subsidence sont présentes dans ces régions (Figure 1. 27 e et f). Ces anomalies sont en lien avec des anomalies de déplacement des cellules de Walker et de Hadley, leur circulation est plus faible durant les événements El Niño (Wang 2004). En effet des anomalies positives de pressions s'installent au niveau de l'Indonésie et des anomalies négatives près de l'anticyclone de l'île de Pâques. Cela provoque des modifications dans la circulation de la cellule de Walker, avec dans les cas d'un EN de type Est un déplacement vers l'est du Pacifique de sa branche ascendante (Figure 1. 27 d), donc plus de convection dans cette région tandis que la branche descendante de la cellule se positionne au-dessus du BA. Des anomalies inverses se produisent lors des événements LN. Dans les cas d'un EN central une double cellule de Walker apparaît, constituée d'une branche ascendante au centre du Pacifique et de deux branches descendantes, l'une à l'ouest et l'autre à l'est du Pacifique (Figure 1. 28 ; Ashok et al. 2007; Andreoli et al. 2016). Au-dessus du BA la subsidence est alors moins forte que dans les cas d'un EN de type Est, voire laisse place à de l'ascendance dans le nord et nord-est (Tedeschi et al. 2015).
La circulation de Hadley est également modifiée puisqu'à la place des mouvements ascendants normalement observés à cette époque sur le bassin amazonien s'installe une forte subsidence (Figure 1. 27 f). A l'inverse le sud subtropical de l'Amérique du sud est sous l'influence de plus d'ascendance qu'à la normale. D'après (Wang 2004) il existe un déphasage d'environ deux

Michot, Véronique. Analyse spatiale et temporelle de la variabilité des régimes de précipitations dans le bassin amazonien - 2017

mois entre les SSTA d'El Niño et leurs impacts sur la circulation atmosphérique. Une dynamique inverse se produit lors des événements LN.

Le même auteur montre par ailleurs une corrélation élevée entre les événements El Niño et la circulation de la cellule de Hadley à l'est du Pacifique (Figure 1. 29 a). Dans l'Atlantique, la relation entre El Niño (LN) et la cellule de Hadley est moins forte car plus indirecte (Figure 1. 29 b), et les anomalies de l'Atlantique elles-mêmes peuvent avoir un impact sur la ZCIT, l'oscillation pacifique affecte toutefois l'Atlantique par l'intermédiaire d'un pont atmosphérique. Le déplacement des branches ascendantes de la cellule de Walker entraine des anomalies du chauffage de la haute troposphère, car la convection qui libère de la chaleur latente dans la haute troposphère à cause de la condensation de la vapeur d'eau, est déplacée. Ces anomalies de chauffage génèrent une réponse ondulatoire sous la forme d'ondes de Kelvin de Rossby quasi-stationnaires (détails dans le manuel de Beucher 2010). Le réchauffement (refroidissement) de la troposphère tropicale est alors généralisé en un ou deux mois. Lors d'un épisode EN (LN), les ondes sont associées à la diminution (augmentation) de la divergence à haute altitude et entraine la diminution (l'augmentation) de la subsidence de la cellule de Hadley dans l'Atlantique nord sur les marges équatoriales de l'anticyclone subtropical. Les alizés de nord-est sont alors affaiblis (renforcés) (Kousky et al. 1984; Satyamurty et al. 2013) . Le brassage des masses océaniques de surface lié à la circulation des vents est donc réduit (renforcé), provoquant une augmentation (baisse) de la température des SST atlantiques (Nobre et Shukla 1996).

D'autre part, si la corrélation est plus faible (mais existante) entre El Niño et la circulation de Hadley au-dessus de l'Atlantique, la raison peut en être l'influence du gradient de température continent-océan existant à cette période de l'année entre l'Amérique du sud, notamment l'Amazonie et l'Atlantique, et qui participe à maintenir un minimum de flux humides entrants vers le BA (Wang 2004).

Michot, Véronique. Analyse spatiale et temporelle de la variabilité des régimes de précipitations dans le bassin amazonien - 2017

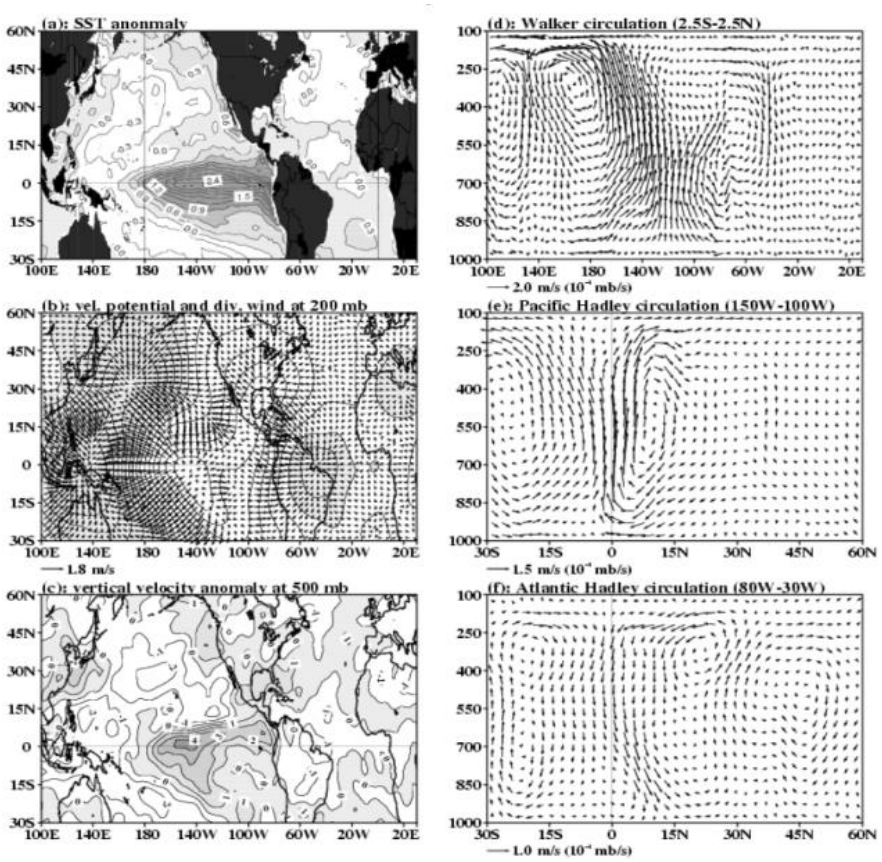


Figure 1. 27 a) Anomalies de SST durant la phase mature d'EN (novembre à janvier) b) anomalies de divergence des vents à 200mb c) anomalie de convection à 500mb e) anomalies de la circulation de Walker dans le Pacifique est f) anomalies de la circulation de Hadley dans l'Atlantique. Les circulations de Walker et Hadley sont obtenues à partir de la moyenne des vents divergents et de la vitesse verticale du vent. Source : Wang (2004).

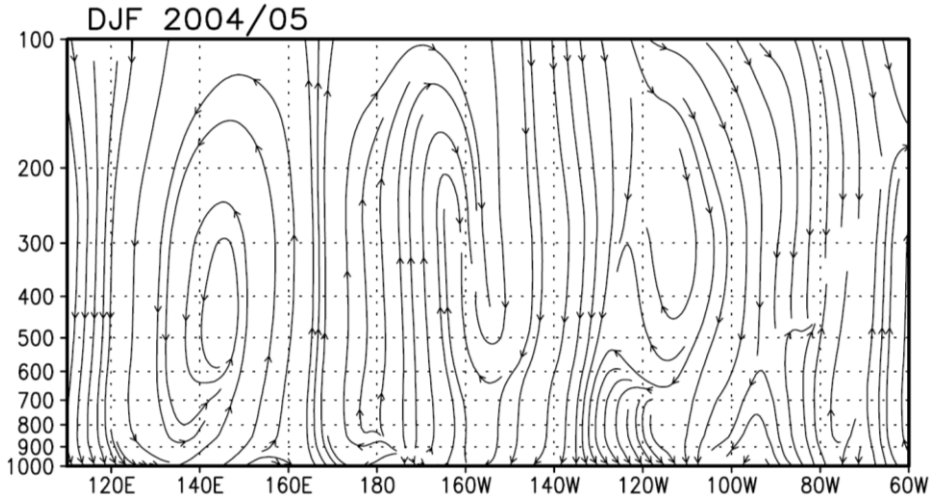


Figure 1. 28 Illustration de l'anomalie de circulation atmosphérique donnant lieu à la double cellule de Walker dans le cas d'un EN de type central entre 10 N et 1 0 S , en 2004-05. Source : (Ashok et al. 2007)

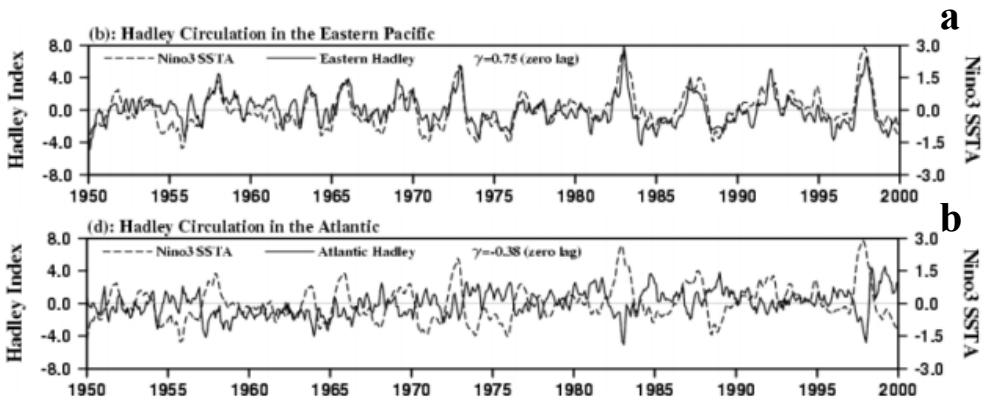


Figure 1. 29 Corrélation entre les SSTA pacifiques tropicales et a) la circulation de Hadley dans le Pacifique tropical est b) la circulation de Hadley dans l'Atlantique tropicale. Source : Wang (2004).

6.1.2 Anomalies de circulation atmosphérique liées aux SSTA atlantiques

Comme évoqué précédemment, les SSTA atlantiques ont un rôle important dans la modification de la circulation de Hadley au-dessus de cet océan.

Au-dessus de l'Atlantique équatorial la cellule de Hadley est associée à une plus forte ascendance au niveau de 0° (Figure 1. 30 e). Au moment du pic des événements AEM (Figure 1. 30), c'est-à-dire principalement en été boréal, les SST plus élevées à l'est de l'océan Atlantique sont associées à une plus forte ascendance, des flux divergents à 200mb et une augmentation de la convection au-dessus de l'Atlantique équatorial vers 30°ouest (Figure 1. 30 b, c, d). Au-dessus du BA l'ascendance s'affaiblit à cause de l'extension vers l'est de la branche convective de Walker, ce qui provoque un affaiblissement des alizés à l'ouest de l'Atlantique et par là même, renforce les SSTA à l'est de l'océan (Kousky et al. 1984; Nobre et Shukla 1996).

L'AEM est d'après (Wang 2004) fortement corrélé à la circulation de Hadley et de Walker (Figure 1. 31 a et b), avec une réponse de un mois de la cellule de Walker.

Yoon et Zeng (2010) proposent par ailleurs que dans le cas de SSTA positives (négatives) de NATL des anomalies de divergence et de convergence de la cellule de Hadley entrainent le positionnement de la branche descendante de la cellule au-dessus du BA (Figure 1. 32). Ceci tend à confirmer un fort affaiblissement de l'anticyclone nord atlantique, donc des alizés de nord-est et ainsi moins de transport d'humidité vers l'Amazonie (Moura et Shukla 1981) ; ces changements dans la circulation atmosphérique peuvent être liés aussi bien à El Niño qu'à la phase négative de la NAO (Wallace et al. 1990; Marshall et al. 2001; Huang et Shukla 2005).

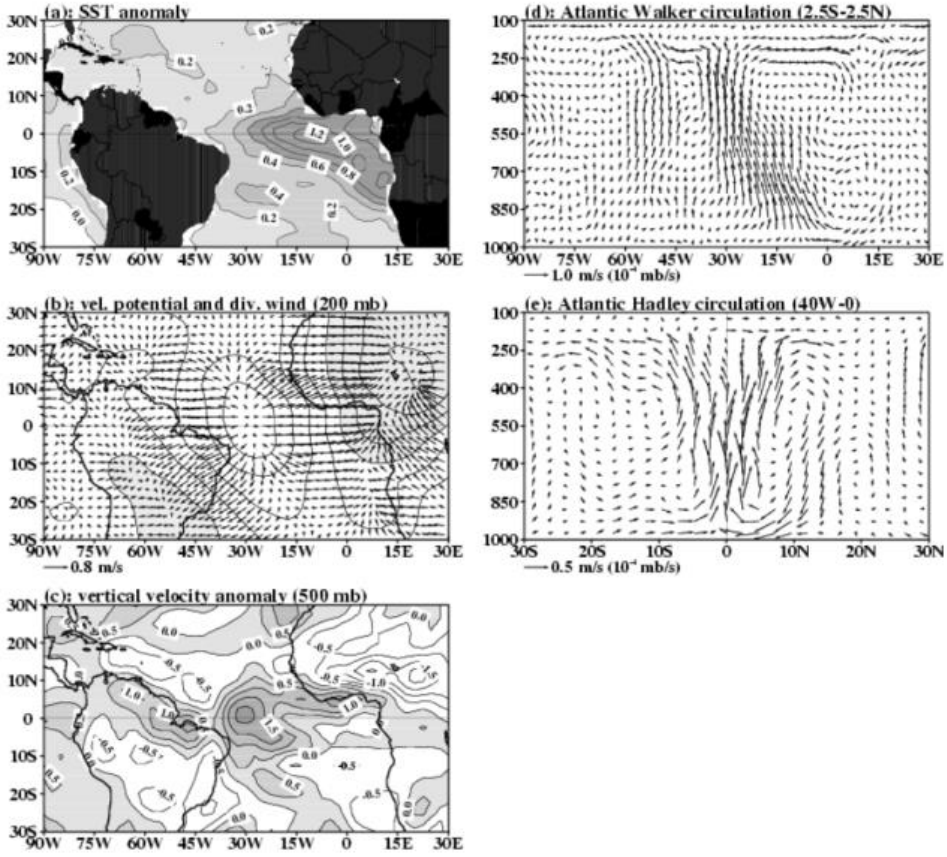


Figure 1. 30 a) Anomalies de SST durant la phase mature de l'El Niño Atlantique b) anomalies de divergence des vents à 200mb c) anomalie de convection à 500mb d) anomalies de la circulation de Walker e) Anomalie de la circulation de Hadley dans l'Atlantique. Les circulations de Walker et Hadley sont obtenues à partir de la moyenne des vents divergents et de la vitesse verticale du vent. Source : Wang (2004).

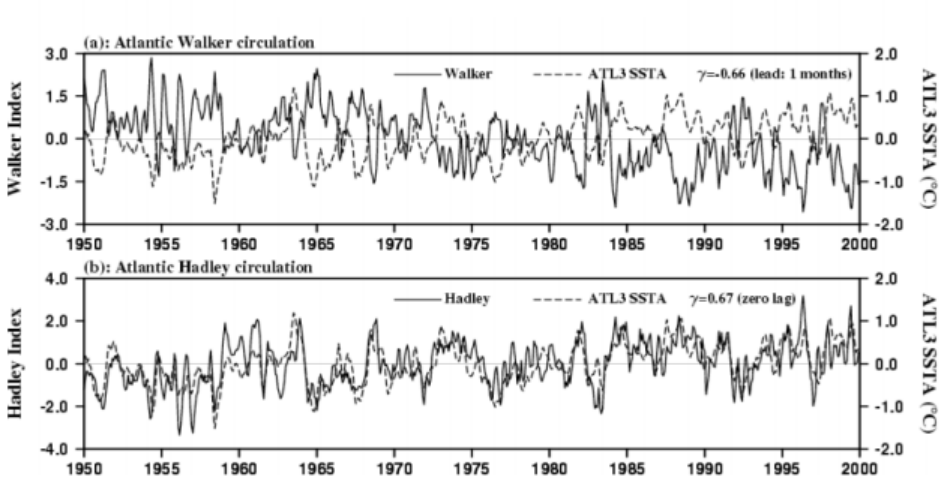


Figure 1. 31 Corrélation entre les SSTA atlantiques tropicales et a) la circulation de Walker b) la circulation de Hadley dans l'Atlantique tropicale. Source : Wang (2004).

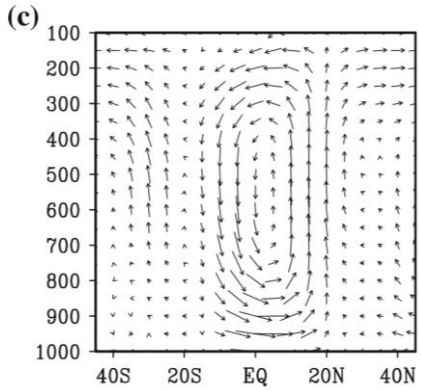


Figure 1. 32 Anomalies de la circulation de Hadley au-dessus du bassin amazonien associées à des anomalies de SST atlantiques. La branche descendante se positionne au-dessus de la région. Source : Yoon and Zeng (2010).

6.1.3 Anomalies de circulation atmosphérique liées à la variabilité du dipôle atlantique

Du point de vue de la circulation atmosphérique, la circulation de Hadley et la variabilité du gradient de SST atlantique (Figure 1. 33 a) sont associés (Wang 2004) (Figure 1. 34), la réponse de la circulation de Hadley à la variabilité du gradient étant d'environ un mois. Wang (2004) montre que l'anomalie entre la phase positive de 1966-70 et négative de 1971-75 est associée à un Atlantique tropical nord chaud tandis que le sud-est froid. A ces anomalies de SST sont associées des anomalies de subsidence au-dessus de SATL et du BA, alors que des anomalies d'ascendance et une augmentation de la convection apparaissent au-dessus de NATL et des latitudes moyennes de l'hémisphère nord (Figure 1. 33 c, b et d). Nobre et Shukla (1996) suggèrent qu'il s'agit dans un premier temps d'une anomalie de vents, un affaiblissement des alizés qui provoque des anomalies positives de SST, celles-ci renforçant alors l'affaiblissement des alizés et expliquant les anomalies de déplacements vers le nord de la ZCIT surtout en mars, avril, mai. Fontaine et al. (1998) étendent cette période à février, mars, avril et juillet, août, septembre.

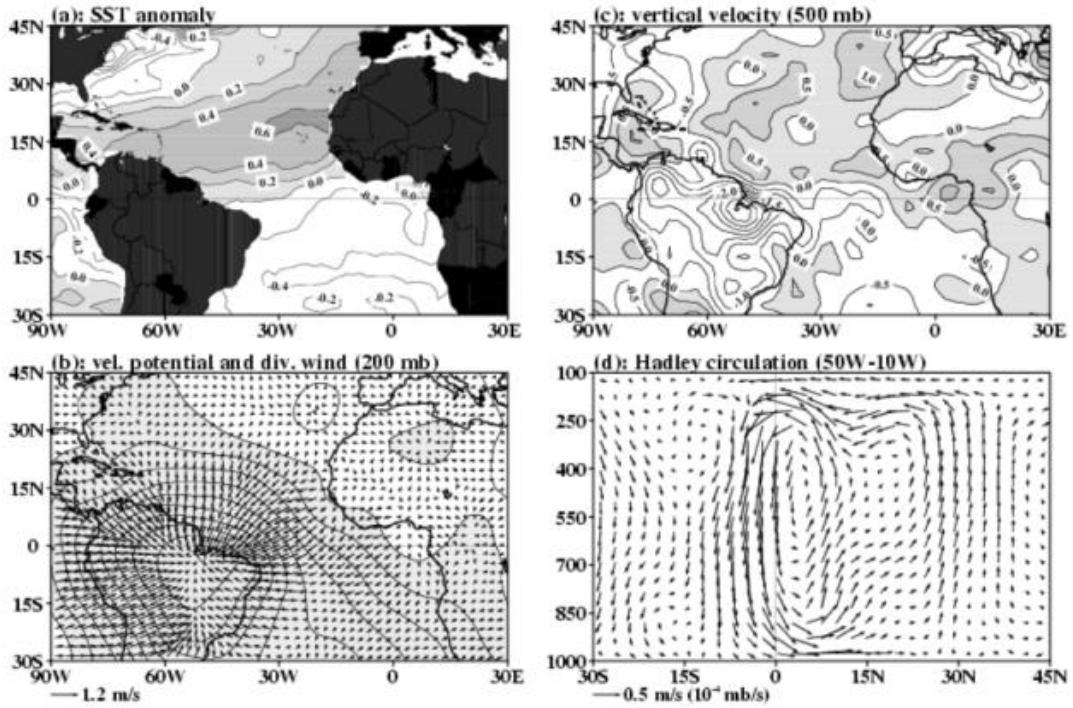


Figure 1. 33 a) Anomalies de SST liées au dipôle atlantique b) anomalies de divergence des vents à 200mb c) anomalie de convection à 500mb d) anomalies de la circulation de Hadley dans l'Atlantique en lien avec le dipôle atlantique. Les circulations de Walker et Hadley sont obtenues à partir de la moyenne des vents divergents et de la vitesse verticale du vent. Source : Wang (2004).

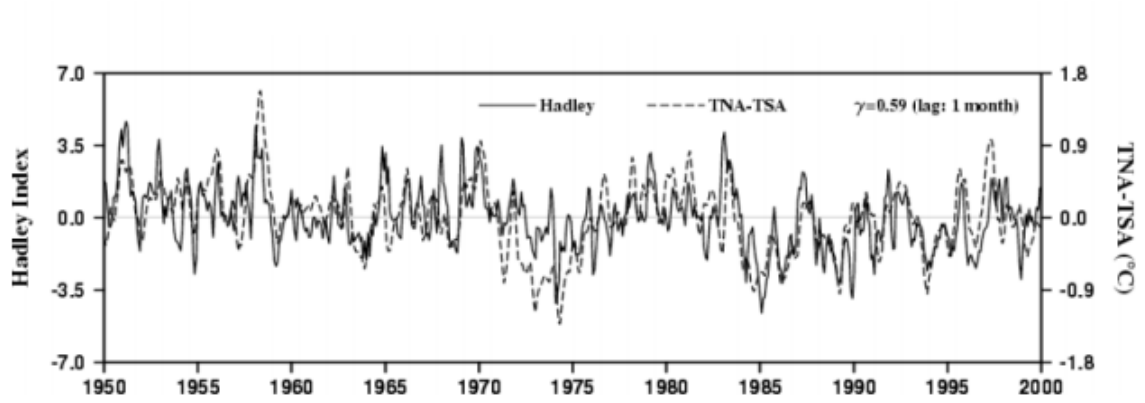


Figure 1. 34 Corrélation entre le dipôle atlantique et la circulation de Hadley dans l'Atlantique tropicale. Source : Wang (2004).

6.2 Influence des SST sur le transport d'humidité en Amérique du sud

Un des principaux apports d'humidité en Amazonie provient de l'Atlantique via les alizés de nord-est (Costa et Foley 1999; Arraut et Satyamurty 2009; 2012). Ces alizés dépendent des anticyclones subtropicaux de l'Atlantique nord et sud dont ils sont issus. Les variabilités de champs de pression dans les régions subtropicales ont donc un impact sur la circulation des alizés et sur l'approvisionnement en humidité du BA. Entre 50 et 70% des pluies du bassin sont liées à cette humidité (Satyamurty et al. 2013). Ces flux transportent des masses d'humidité

d'une importance telle qu'ils sont connus comme étant des sortes de rivières aériennes entre une région source et une région puits (Satyamurty et al. 2013). Le BA est un puits d'humidité - en toute saison mais plus encore en été austral - où convergent les flux d'humidité depuis les régions sources de l'Atlantique nord et sud tropical (Figure 1. 35). Les flux d'humidité entrent dans le bassin principalement à l'est vers 45°W et au nord (Figure 1. 36 a et b). L'humidité ainsi apportée dans le nord et nord-est du bassin est alors réacheminée vers l'ouest en direction des Andes et vers le sud en direction des régions subtropicales du sud de l'Amérique du sud par l'intermédiaire du LLJ à l'est des Andes (Salio et al. 2002; Arraut et Satyamurty 2009). A cette humidité advectée depuis l'océan s'ajoute celle évapotranspirée. Le bassin amazonien est donc également une région source pour le sud de l'AMS et l'apport d'humidité d'origine continentale dans le bassin de la Plata atteint 70%.

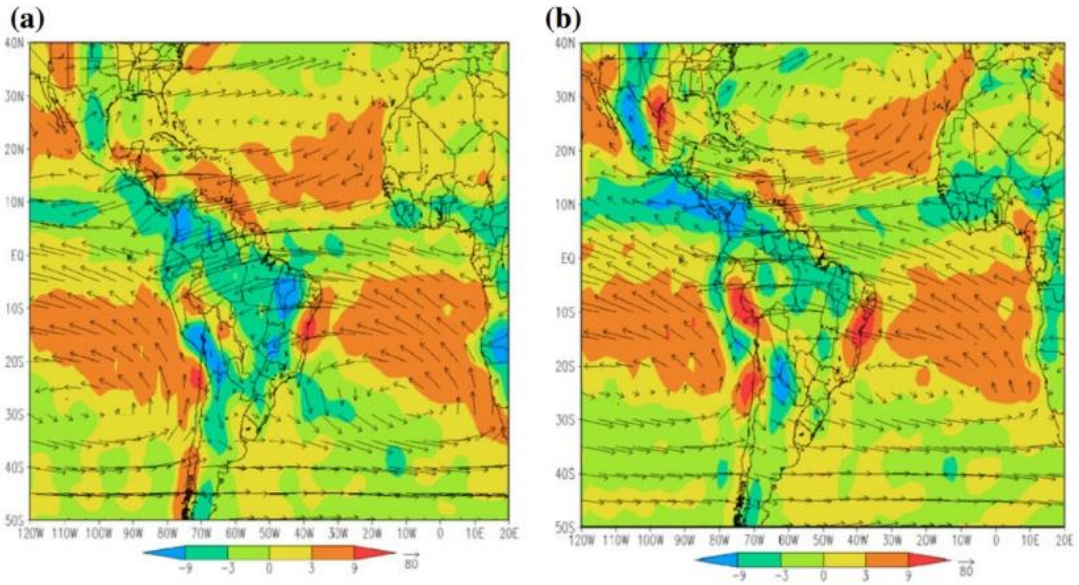


Figure 1. 35 Climatologie (1978-2010) des flux d'humidité intégrés et de la convergence a) en été austral b) en hiver austral. Les vecteurs représentent les flux d'humidité et de vent. La convergence est représentée par les plages de couleurs, le bleu montre les régions avec le maximum de convergence, le rouge montre celles avec le minimum. Source : Satyamurty et al. (2013).

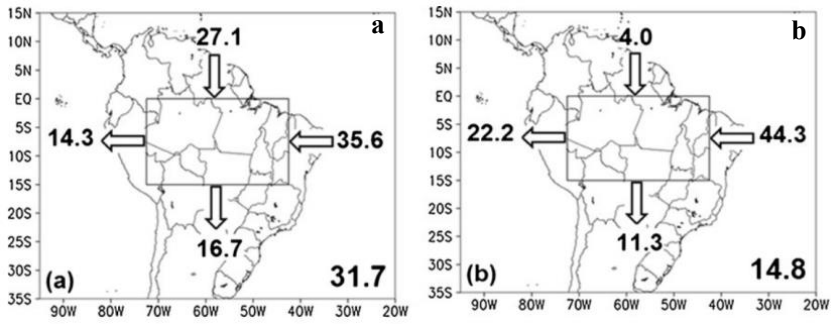


Figure 1. 36 Direction du transport des flux d'humidité dans le bassin amazonien a) en été austral et b) en hiver austral. Les chiffres associés aux flèches correspondent au pourcentage d'humidité en provenance de la direction indiquée. Le chiffre dans l'angle droit en bas correspond au pourcentage d'humidité transporté vers la région délimitée par le rectangle. Source : Satyamurty et al. (2013).

A l'échelle intra-annuelle, la variabilité de l'apport d'humidité dans le nord du bassin dépend du déplacement de la ZCIT et des alizés de nord l'accompagnant, ce qui signifie qu'elle est également influencée par les anomalies de la circulation de Hadley au-dessus de l'Atlantique décrite dans la section précédente.

Le lien entre apport en humidité par les alizés et précipitations dans le BA est réel et fort. Il a été constaté que lors des années humides (sèches) l'humidité sur le bassin augmente grâce à un renforcement (affaiblissement) de l'approvisionnement surtout par les flux d'est (nord) en saison humide et des flux de nord en saison sèche (Figure 1. 37 a à f). Les années sèches, les flux d'humidité baissent et ne participent plus qu'à environ 50% des précipitations dans le BA (Satyamurty et al. 2013).

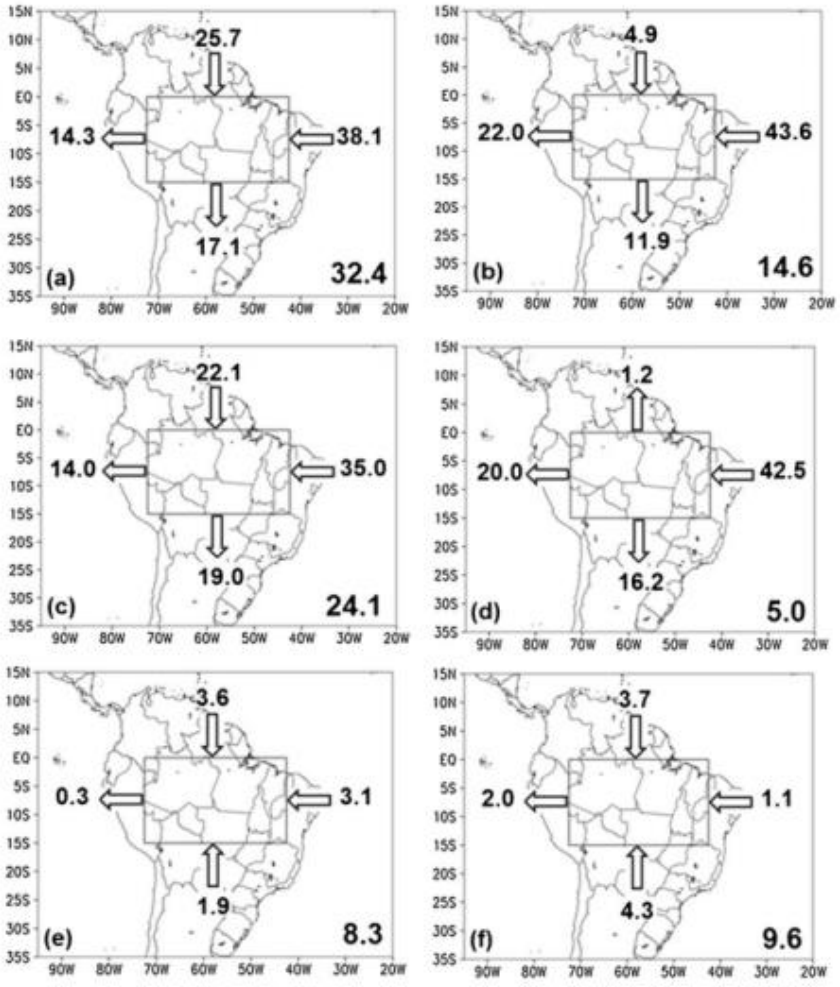


Figure 1. 37 Direction du transport des flux d'humidité dans le bassin amazonien durant des années humides (ligne du haut) et des années sèches (ligne du milieu) en a, c) été austral et b, d) hiver austral. La ligne du bas représente la différence entre les années humides et sèches en e) été austral, f) hiver austral. Les chiffres associés aux flèches correspondent au pourcentage d'humidité en provenance de la direction indiquée. Le chiffre dans l'angle droit en bas correspond au pourcentage d'humidité transporté vers la région délimitée par le rectangle. Source : Satyamurty et al. (2013).

6.3 Influence des SST sur les précipitations dans le bassin amazonien

Les sections précédentes ont mis en avant l'impact des SST sur la circulation atmosphérique et les flux d'humidité. L'action séparée ou combinée des océans est cependant complexe à définir. Les SST ont également une forte relation avec les précipitations du BA, par l'intermédiaire de la circulation atmosphérique et du transport d'humidité.
Le cycle saisonnier des précipitations semble peu en relation avec les SST, sauf à proximité de la période des équinoxes en octobre et en avril (Rong Fu et al. 2001; Marengo 2004). Toutefois parmi les différentes régions du BA, le nord-est est la région dont les précipitations sont le plus modulées saisonnièrement par les SST. Le Pacifique équatorial et tropical ont par ailleurs beaucoup moins d'influence que l'Atlantique tropical sur l'Amazonie (Rong Fu et al. 2001; Marengo 2004).

Si la relation saisonnière entre les variables pluies et SST n'est pas très marquée, les anomalies de SST (SSTA) peuvent en revanche, grâce à leurs actions sur la circulation atmosphérique décrites dans les sections précédentes, être à l'origine d'anomalies de précipitations importantes dans le BA. Les sections suivantes ont donc pour objectif de présenter le rôle des SSTA de chaque bassin océanique sur les pluies et leur variabilité interannuelle.

Les sections ci-dessous présentent d'abord l'influence de chaque océan, puis leur action conjointe.

6.3.1 SST de l'océan Pacifique

- *Influence du cycle des SST du Pacifique sur la saisonnalité des précipitations dans le BA*

Comme le décrivent Fu et al. (2001) la relation entre les SST du Pacifique et les précipitations dans le BA ne tient pas à un gradient de température entre les deux régions. En effet juste après l'équinoxe de printemps, en octobre, l'est du Pacifique sud est plus froid que le nord, mais le contraste de température avec l'ouest de l'Amazonie n'engendre pourtant pas une augmentation des précipitations par rapport à la moyenne annuelle (Figure 1. 38 a et b). Les précipitations sont à l'inverse, plus faibles à l'est du bassin.

En avril, après l'équinoxe d'automne, la situation s'inverse et le Pacifique sud devient plus chaud que le nord (Figure 1. 39 a), la ZCIT est alors localisée plus au sud entre 0° et 5°sud. Les précipitations dans le bassin amazonien sont alors plus faibles que leur moyenne annuelle, à nouveau à l'est du bassin, mais augmentent au centre et à l'ouest ainsi que sur la façade est des Andes amazoniennes (de 10°N à 30°S) (Figure 1. 39).
A proximité des équinoxes, le cycle saisonnier du Pacifique a donc principalement une action sur le nord-est du BA où les précipitations sont moins importantes que leur moyenne annuelle. Fu et al. (2001) expliquent ces conditions à l'automne austral par l'accroissement de la subsidence dans la cellule de Hadley et des ondes de Rossby depuis le Pacifique sud

Michot, Véronique. Analyse spatiale et temporelle de la variabilité des régimes de précipitations dans le bassin amazonien - 2017

extratropical à l'Amérique du sud subtropicale, ce qui impacte alors la ZCAS. Au printemps austral, la cellule de Walker serait à l'origine de cette réduction de précipitations dans le nord-est (voir section 6.1).

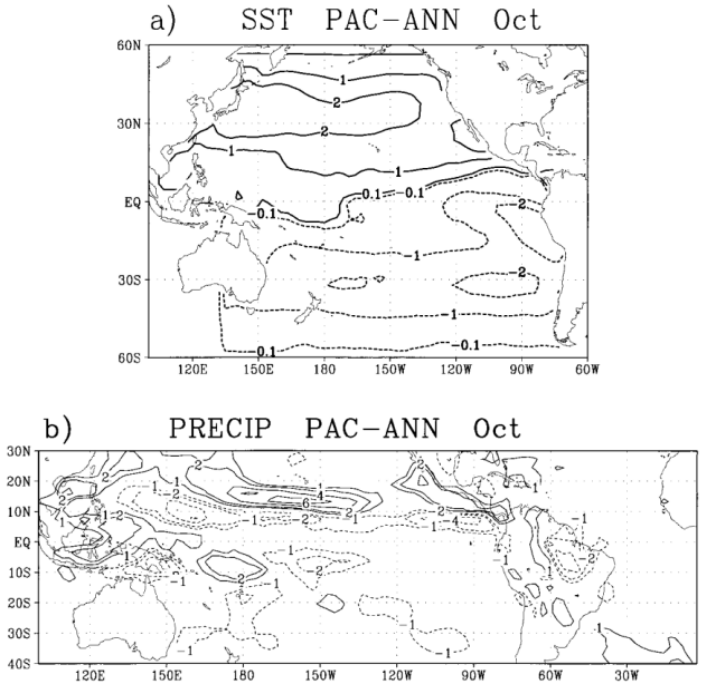


Figure 1. 38 Anomalies pour le mois d'octobre a) de SST dans le Pacifique nord et sud b) de précipitations. Les lignes pleines représentes les anomalies positives, celles en tiré les anomalies négatives. Source : Fu et al. (2001).

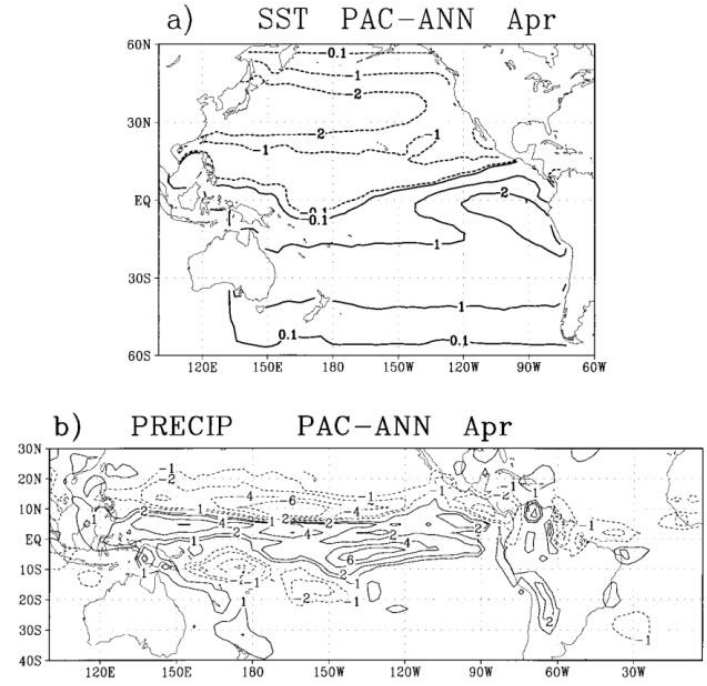


Figure 1. 39 Idem que pour la figure 1.36 mais pour le mois d'avril. Source : Fu et al. (2001).

- *Influence des anomalies de SST du Pacifique sur les anomalies de précipitations dans le BA*

Si le cycle annuel des SST du Pacifique a un faible impact sur la saisonnalité des précipitations dans le BA, en revanche les anomalies de SST de cette région océanique peuvent engendrer de fortes anomalies de précipitations, notamment dans le cas des événements EN.

L'expansion spatiale et le sens de la corrélation entre les anomalies de SST du Pacifique et les précipitations dans le BA restent malgré tout encore en discussion. Yoon and Zeng (2010) ont montré des corrélations négatives avec la variabilité interannuelle des précipitations sur une grande partie du BA hormis dans des régions réduites du nord-ouest et le nord des Andes (Figure 1. 40).
Or, de précédentes études indiquent que le sens des anomalies de précipitations associées à l'oscillation ne sont cependant pas partout les mêmes et varient en fonction du type d'ENSO (central ou est), induisant que les corrélations entre les pluies du BA et les SSTA du Pacifique ne sont donc pas partout négatives. Les résultats montrent alors que de façon générale, en AMS, la façade ouest du sous-continent, à l'est des Andes, connaît des excédents (déficits) de précipitations lors des événements El Niño de type Est (LN Est ; Hoffmann 1975; Aceituno 1988; Waylen et Poveda 2002; Coelho et al. 2002; Lavado-Casimiro et Espinoza 2014). Dans le nord et le nord-est du BA les anomalies de précipitations sont négatives (positives) durant El Niño Est (LN Est), mais peuvent être positives, surtout en mai lors des EN centraux (Tedeschi et al. 2016). Lors des épisodes LN centraux les anomalies positives de pluies sont plus étendues sur le nord, le nord-est et le centre du BA que dans les cas des LN Est où les anomalies sont également peu présentes dans le centre du bassin (Tedeschi et al. 2016). Dans le sud-est de l'AMS le sens de ces anomalies est inversé avec plus (moins) de pluies lors des phases EN (LN) (Kousky et al. 1984; Ropelewski et Halpert 1987, 1989; Grimm et al. 2000; 2003a; Aceituno 1988; Montecinos et al. 2000) ; Nobre et al. 2006 ; Marengo et al. 2008). Dans les Andes du BA la tendance est également à moins de précipitations durant les événements El Niño (Aceituno 1988; Ronchail 1998 ; Lavado Casimiro et al. 2012).
Les différences d'anomalies de précipitations entre le nord et le sud du sous-continent sont expliquées dans différentes études comme provenant du blocage (de l'excès) au sud des perturbations extratropicales durant les épisodes El Niño (LN) (Kousky et al. 1984) associé au renforcement du LLJ à l'est des Andes (Zhou et Lau 1998; Ronchail et Gallaire 2006). Paegle and Mo (2002) émettent l'hypothèse d'un renforcement du gradient de pression entre la dépression du Chaco et l'anticyclone subtropical de l'Atlantique sud, favorisant alors l'apport de plus d'humidité vers le bassin de la Plata. Le LLJ est plus fort dans les cas des EN Est (Andreoli et al. 2016; Tedeschi et al. 2016). La réponse des précipitations aux événements EN est cependant hétérogène spatialement dans le sud du bassin amazonien, dans la plaine bolivienne (Molina-Carpio et al. 2017). En effet, les anomalies de pluies peuvent être négatives à cause de la présence d'une forte subsidence ; ou au contraire elles peuvent être positives grâce au renforcement du LLJ le long des Andes et à cause du blocage de puissantes perturbations extratropicales (Kousky et al. 1984; Lau et Zhou 2003). Le sud du bassin se présente donc comme une région de transition entre le nord et le sud de l'AMS à l'est des Andes. D'autre part, même si les événements LN ont davantage d'influence sur les précipitations dans la plaine

bolivienne, où ils ont tendance à entraîner des déficits de pluies (Ronchail 1998; Ronchail et al. 2002; Ronchail et Gallaire 2006), Molina-Carpio et al. (2017) montrent que les SSTA de NATL ont plus d'influence que celles du Pacifique dans la plaine bolivienne.
La relation entre les précipitations et les océans varie toutefois avec l'altitude. A l'est des Andes boliviennes, les événements LN semblent être à l'origine d'une forte augmentation des précipitations dans les plus hautes altitudes (Bookhagen et Strecker 2010; Molina-Carpio et al. 2017) et les phases EN provoquent des déficits de précipitations au-dessus de 1500m (Molina-Carpio et al. 2017). Durant la saison des pluies, entre décembre et février, l'influence des SSTA pacifiques ne prévaudrait qu'au-dessus de 2500m (Molina-Carpio et al. 2017), les altitudes inférieures étant en relation avec l'Atlantique nord. Les anomalies de précipitations dans les Andes boliviennes liées à EN sont en général présentées comme négatives (Garreaud et al. 2009; Seiler et al. 2013; Molina-Carpio et al. 2017), particulièrement durant l'hiver austral.
A l'inverse dans le nord du BA, comme expliqué dans la section 6.1, la ZCIT sur l'Atlantique est moins active et descend moins au sud, les alizés plus faibles (forts) durant un événement El Niño (LN) pourvoient moins (plus) d'humidité dans le nord du bassin. De plus le déplacement de la cellule de Walker entraine de la subsidence sur le BA ce qui limite la convection.

Les anomalies de pluies sont plus ou moins modérées en fonction de l'intensité des SSTA pacifiques (Silvestri 2004). De plus, le moment auquel elles apparaissent et leur durée dépend également de la temporalité des SSTA (Tomasella et al. 2010; Marengo et al. 2012; Espinoza et al. 2013). Certains épisodes LN survenus tôt ont été à l'origine d'anomalies de précipitations exceptionnelles dans le BA à l'origine de crues ou d'étiages extrêmes. En 2011-2012, par exemple un événement LN Central de forte magnitude (-2°C ; un LN modéré est en moyenne à -1,5°C) s'est développé dès le printemps austral et a été associé à de forts excédents de pluies au nord du BA, qui ont conduit à des pics de crue simultanés à l'ouest et provoqué d'importantes inondations (Espinoza et al. 2013). Ces anomalies négatives de SST ont entrainé un train d'ondes du Pacifique nord et sud vers l'Atlantique nord et sud, ce qui a augmenté le géopotentiel sur NATL mais abaissé sur sub-SATL et SATL. Sur le BA, les flux d'humidité en provenance de NATL et des Caraïbes se sont alors renforcés tandis que le transport d'humidité vers le sud du BA et de l'AMS s'est réduit.

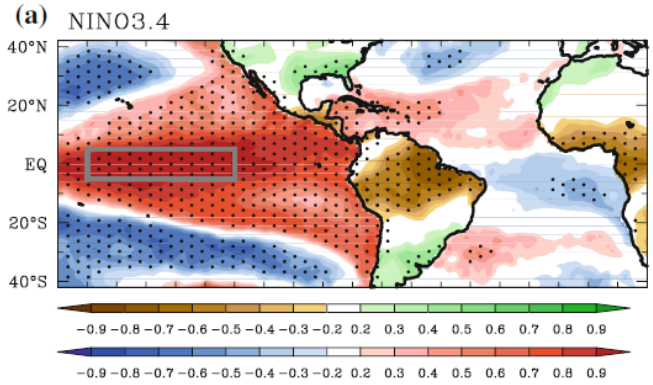


Figure 1. 40 Corrélation entre les anomalies de pluies annuelles du bassin amazonien et de SST annuelles (en °C) du Pacifique tropical (rectangle gris). Les points représentent les aires significatives à plus de 95%. Source : Yoon and Zeng (2010).

De plus, les résultats de l'impact des oscillations pacifiques sur la ZCAS continentale sont parfois opposés. En effet, Grimm et Silva Dias (1995) et Drumond et Ambrizzi (2005) estiment que l'influence du Pacifique sur la ZCAS serait plus importante que celui de l'Atlantique sud lui-même. Durant un épisode EN (LN) le déplacement vers l'est (ouest) de la Zone de Convergence du Pacifique Sud (ZCPS), située entre l'Indonésie et la Polynésie française, augmenterait (inhiberait) la convection de la ZCAS et donc les précipitations. Fedorova et al. (2000) ont d'ailleurs observé d'avantage de formation de la ZCAS durant les années de types LN qu'EN. Barreiro et al. (2002) et Taschetto et al. (2008) estiment cependant que la ZCAS est dominée par une variance interne d'environ 70%, ce qui la rend difficile à prédire. Selon Taschetto et al. (2008) les SST de l'Atlantique sud auraient un poids dominant dans l'apparition et la position de la branche continentale de la ZCAS de décembre à janvier, tandis que l'ENSO influence surtout l'intensité de la branche océanique de la ZCAS de mars à mai.

L'influence des SSTA pacifiques est donc variable régionalement mais aussi temporellement. Si la variabilité des précipitations dans le nord-est du BA, particulièrement au niveau de l'embouchure de l'Amazone, est significativement et négativement corrélée toute l'année au Pacifique, ce n'est pas le cas dans le reste du bassin. Cet océan joue un rôle important sur presque l'ensemble du bassin durant la saison des pluies, ce qui correspond aussi à la phase mature d'El Niño-LN (Ronchail et al. 2002; Espinoza 2009; Yoon et Zeng 2010), tandis que durant la saison sèche et les saisons intermédiaires, les liens entre pluies et ENSO sont faibles à nulles (Figure 1. 41 a et b).

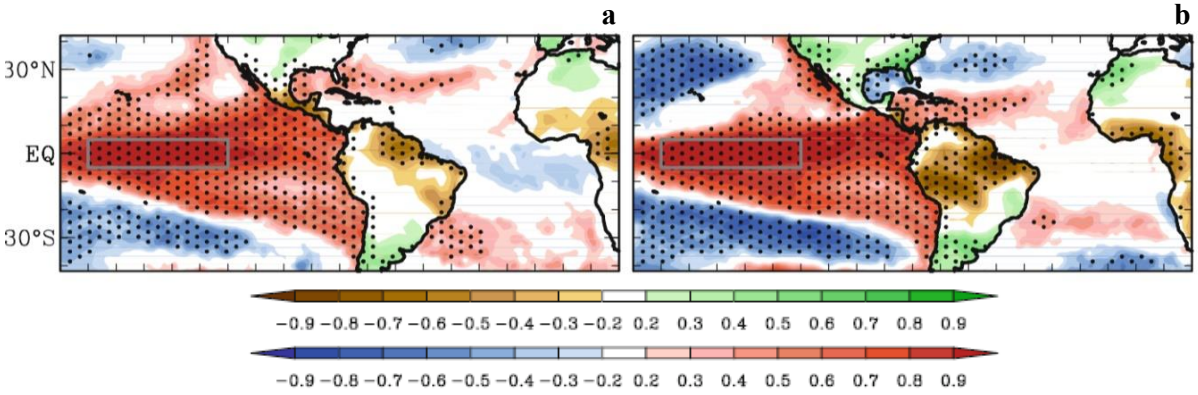


Figure 1. 41 Idem que pour la figure 1.39 mais pour a) l'hiver austral à gauche b) l'été austral à droite. Source : Yoon and Zeng (2010).

A l'échelle inter-décennale la variabilité des précipitations au moins dans le nord du BA serait plutôt associée à la POD (Marengo 2004; Espinoza et al. 2009). Les phases froides (chaudes) de POD (avant 1976 et après 1994) donnent lieu à plus (moins) de précipitations au nord (sud) et nord-ouest du bassin (Espinoza 2009) en mars-avril-mai. Dans les Andes boliviennes, Seiler et al. (2013) notent une tendance à la baisse des précipitations en relation avec la POD, entre 1984 et 2004 en adéquation avec la tendance à la baisse également constatée par Espinoza et al. (2009).

Par ailleurs le poids de l'influence des SSTA du Pacifique est variable dans le temps. Marengo (2004) et Espinoza (2009) ont mis en évidence un lien fort entre les SST du Pacifique et les pluies en Amazonie entre 1963 et 1992, puis une baisse de ce lien à partir des années 1990, au profit d'un renforcement avec l'Atlantique. Zeng et al. (2008) ont également obtenu des résultats dans ce sens.

6.3.2 SST de l'océan Atlantique

Les événements EN peuvent participer à la variabilité des SST dans l'Atlantique tropical (Liu et al. 2004) comme ce fut le cas en 1984 et 1998. Toutefois, bien qu'il soit parfois difficile de dissocier la variabilité propre de chacun des océans (Enfield et Mayer 1997; Kushnir et al. 2006; Latif et Grötzner 2000) le réchauffement ou le refroidissement de l'Atlantique sont souvent indépendants des fluctuations du Pacifique (Carton et Huang 1994).

- *Influence du cycle des SST de l'Atlantique sur la saisonnalité des précipitations dans le BA*

De mars à avril et de juin à août, la ZCIT est fortement liée aux SST atlantiques entre 20 et 60°, ce qui la rend plus prévisible que la ZCAS (Taschetto et Wainer 2008). En octobre NATL est plus chaud que SATL, la ZCIT est alors positionnée sur l'Atlantique nord. Les précipitations dans la zone intertropicale sont alors plus importantes, par rapport à leur moyenne annuelle, au nord de 5°N et décroissent dans le nord-est et l'est du bassin amazonien. Elles ne varient pas beaucoup au centre et à l'ouest et sont en revanche, plus importantes au nord, sur la façade est au nord des Andes péruviennes et sur les Andes boliviennes (Figure 1. 42 a et b). Dans ces régions andines, l'exposition aux vents dominants et l'orographie (entre 400 et 500 m) donnent lieu à des « hotspots » de pluie où les cumuls annuels peuvent dépasser les 4000 mm (Espinoza et al. 2015).
En avril, lors de l'équinoxe d'automne austral, l'Atlantique Nord est plus froid que l'Atlantique sud, la ZCIT est alors localisée plus au sud (Moura et Shukla 1981). Les précipitations augmentent, par rapport à leur moyenne annuelle, sur une majeure partie du bassin notamment à l'est, au centre et à l'ouest (Figure 1. 43 a et b).
Les précipitations dans le BA près de la période des équinoxes est plus en lien avec l'Atlantique qu'avec le Pacifique. Fu et al. (2001) suggèrent que sans l'Atlantique, la période sèche observée dans le nord-est du bassin serait remplacée par une saison humide. En effet, le déplacement de la ZCIT vers le sud, en direction de l'équateur, est plus lent du fait de la présence de l'océan qui met plus de temps à emmagasiner la chaleur solaire. S'il s'agissait au contraire d'une surface terrestre, le déplacement de la ZCIT serait plus rapide car la réponse à la radiation solaire serait plus immédiate (Fu et al. 2001). De plus, bien que le gradient de température entre le nord-est du bassin et l'océan soit important, la subsidence de la cellule de Hadley, inhibe la convection et donc les précipitations (Moron et al.1995; Fu et 1999).
Ces résultats sont cependant légèrement nuancés par Yoon and Zeng (2008) qui montrent une faible variabilité saisonnière des SST de l'Atlantique (Figure 1. 44).

Michot, Véronique. Analyse spatiale et temporelle de la variabilité des régimes de précipitations dans le bassin amazonien - 2017

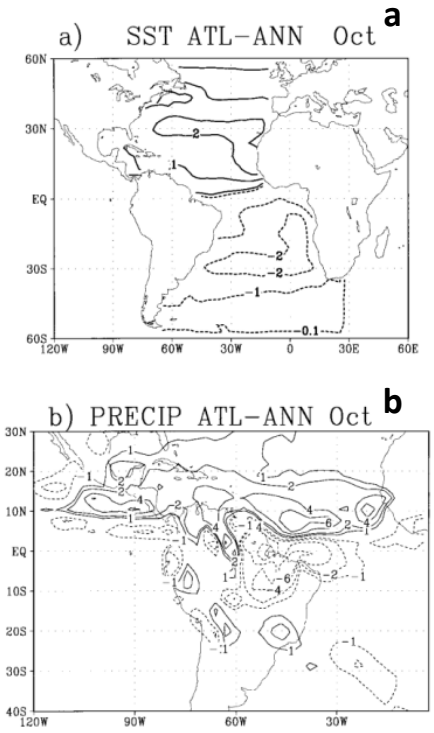


Figure 1. 42 Anomalies pour le mois d'octobre a) de SST dans l'Atlantique nord et sud b) de précipitations. Les lignes pleines représentes les anomalies positives, celles en tiré les anomalies négatives. Source : Fu et al. (2001).

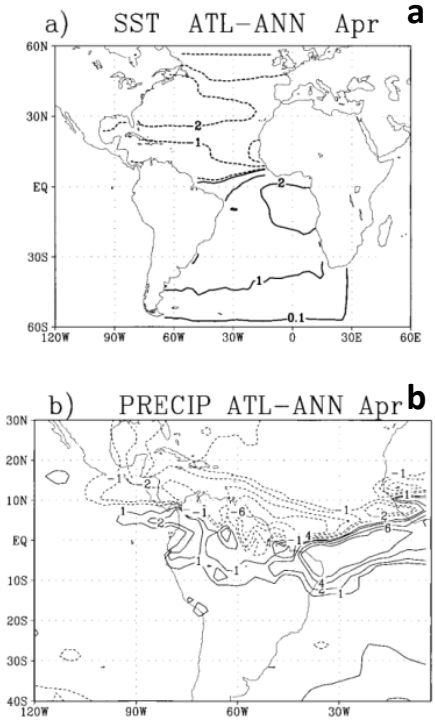


Figure 1. 43 Idem que pour la Figure 1.41 mais pour l'Atlantique nord et sud au mois d'avril. Source : Fu et al. (2001).

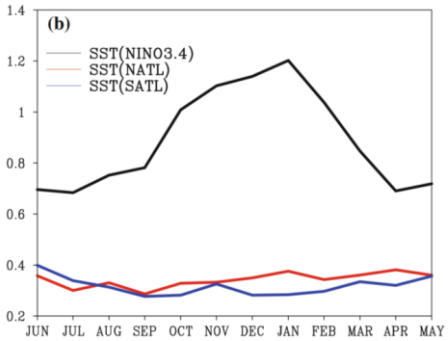


Figure 1. 44 Saisonnalités du Pacifique (courbe noire), de l'Atlantique nord (courbe rouge) et de l'Atlantique sud (courbe bleue) calculées à partir de l'écart type mensuel. Source : Yoon and Zeng (2010).

- *Influence des anomalies de SST de l'Atlantique sur les anomalies de précipitations dans le BA*

Le déplacement de la ZCIT au-dessus de l'Atlantique est donc fortement lié à la variabilité des SST dans la zone intertropicale de cet océan (Moura et Shukla 1981) et de ce fait peut entraîner des anomalies dans l'apport d'humidité sur l'AMS. Toutefois différents auteurs ont montré que les SST de l'Atlantique nord et sud peuvent être indépendantes et sont corrélées à des régions différentes du bassin amazonien au sein desquelles ils n'engendrent pas le même type d'anomalies. De plus, l'impact des SSTA de NATL sur les anomalies de précipitations semble plus important que celles de SATL.

➢ NATL

La variabilité de NATL est comme pour EN globalement corrélée avec la variabilité interannuelle des précipitations pour l'ensemble du BA. Plusieurs auteurs ont récemment pointé la relation particulièrement forte entre les SSTA de NATL et les anomalies de précipitations dans le sud du bassin (Zeng et al. 2008; Marengo et al. 2008; Yoon et Zeng 2010) (Figure 1. 45). Ces résultats sont cependant en relative opposition avec ceux par exemple de Uvo and Graham (1998) qui indiquent de faibles liens entre NATL et le sud du bassin, sauf lorsque les SSTA de NATL sont positives (Ronchail et al. 2002), mais de fortes relations de la région océanique avec le nord, le nord-est et sud-est du bassin.

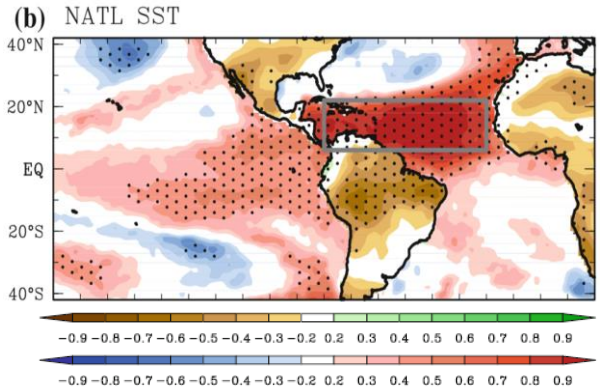


Figure 1. 45 Corrélation entre les anomalies de pluies annuelles du bassin amazonien et de SST annuelles (en °C) de NATL (rectangle gris). Les points représentent les aires significatives à plus de 95%. Source : Yoon and Zeng (2010).

Cette relation forte entre NATL et le sud du BA, a surtout été mise en évidence par des événements comme la sécheresse de 2005 (Marengo et al. 2008; Zeng et al. 2008; Espinoza et al. 2011). A l'inverse des événements EN qui tendent à affecter particulièrement le nord-est et le centre du bassin (Marengo et al. 2008), la sécheresse de 2005 a touché particulièrement le sud du bassin avant de s'étendre sur l'ensemble du BA entre avril et septembre 2005 au moment où NATL est le plus chaud. Les anomalies de pluies qui se sont donc prolongées durant la saison sèche ou période moins pluvieuse dans le bassin, ont alors eu encore plus d'impact sur la végétation très vulnérable à cette période. Dans le cas d'un NATL chaud mais indépendant d'EN, les anomalies de circulation atmosphérique observées sont également celles d'un affaiblissement de l'anticyclone atlantique et des alizés (Marengo et al. 2008; Zeng et al. 2008; Espinoza et al. 2011). La cellule de Hadley est altérée et la ZCIT, localisée très au nord, approvisionne moins en humidité le BA situé dans l'hémisphère sud (Marengo et al. 2008). Une forte ascendance a lieu sur NATL et selon les années sur le nord de l'AMS et le nord du BA. A l'inverse, une forte subsidence est présente dans les régions du sud et de l'ouest du bassin. La cellule de Walker quant à elle ne semble pas mise en cause. En revanche, pendant la saison des pluies un affaiblissement voire une absence du jet dans les basses couches à l'est des Andes engendre une diminution du transport d'humidité vers ces régions et vers le sud du bassin (Marengo et al. 2008) et expliquerait ainsi la baisse des précipitations et la sécheresse dans ces régions.

De plus, étant donné le réchauffement moyen de l'Atlantique nord et sa plus grande corrélation avec les précipitations du BA depuis la décennie 1990 (Espinoza et al. 2009), ses anomalies interannuelles sont susceptibles de provoquer de plus forts déficits ou excédents de pluie dans le bassin (Marengo et al. 2008). Cela va de pair avec les observations d'Espinoza et al. (2009) sur une tendance à plus long terme, décennale, a) d'une baisse des précipitations dans le sud du bassin à partir des années 1990 en lien avec le réchauffement de NATL central b) d'une baisse des précipitations dans le nord-ouest à partir des années 1980 en SON en lien avec le réchauffement de l'ouest de NATL c) d'une augmentation des précipitations dans le nord et le nord-est du bassin.

Cet exemple au-delà de montrer que l'Atlantique peut jouer un rôle aussi important que le Pacifique (Zeng et al. 2008; Yoon et Zeng 2010), indique que la relation entre les SST de NATL et les précipitations du BA est moins centrée sur une saison spécifique comme dans le cas d'EN

(Yoon et Zeng 2010). En effet, il semble que la corrélation entre la variabilité de NATL et celle des précipitations en moyenne dans le bassin soit importante presque toute l'année hormis durant la saison des pluies, où le Pacifique est lui fortement corrélé aux précipitations du BA (Figure 1. 46). Cependant Yoon and Zeng (2010) suggèrent que la relation observée pendant la saison humide serait fortement liée à l'influence du Pacifique sur NATL à cette même période (Figure 1. 47).

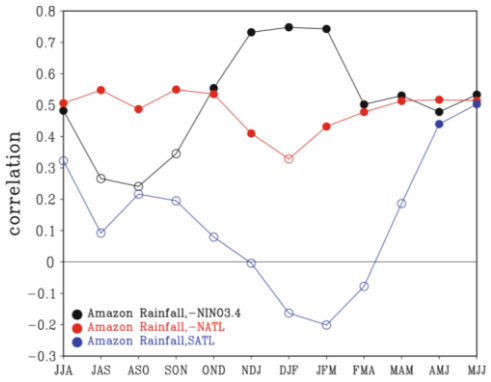


Figure 1. 46 Corrélation saisonnière entre les précipitations du bassin amazonien et les SST du Pacifique (courbe noire), de l'Atlantique nord (courbe rouge) et de l'Atlantique sud (courbe bleue). Les points représentent les corrélations significatives à plus de 95% et les cercles les corrélations non significatives. Source : Yoon and Zeng (2010).

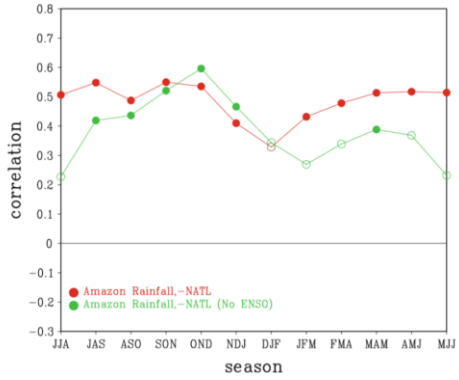


Figure 1. 47 Corrélation saisonnière entre les précipitations du bassin amazonien et les SST de l'Atlantique nord (NATL). La courbe verte exclue le signal ENSO de NATL tandis que la courbe rouge l'intègre. Les points représentent les corrélations significatives à plus de 95% et les cercles les corrélations non significatives. Source : Yoon and Zeng (2010).

Les différences saisonnières de l'influence de NATL sur les pluies du BA peuvent cependant varier entre les études. Yoon et Zeng (2010) mettent en évidence une corrélation plus importante entre NATL avec le nord-est, l'est et le sud et sud-est du bassin durant la saison sèche en lien avec un déplacement vers le sud de la ZCIT (Figure 1. 48), tandis qu'en saison humide la variabilité de NATL affecte plus l'embouchure et le sud du bassin. Molina et al. (2017) montrent en revanche qu'entre décembre et février des SSTA positives (négatives) de NATL sont en lien avec des déficits de pluies dans la plaine bolivienne.

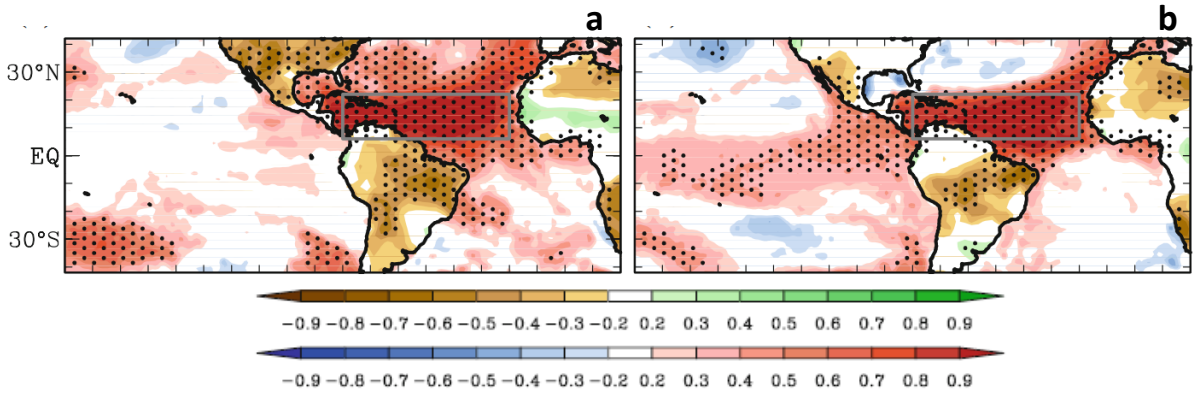


Figure 1. 48 Idem que pour la figure 1.39 mais pour NATL en a) hiver austral b) été austral à droite. Source : Yoon and Zeng (2010).

Avant la sécheresse de très grande ampleur de 2005, les SSTA chaudes de NATL étaient apparues comme n'ayant qu'un impact modéré. Leurs conséquences étaient celle d'un déficit de précipitations dans le nord-est (sud) en automne (et au printemps) austral mais avec une extension sur l'ensemble du bassin et particulièrement dans le sud en hiver donc en saison sèche (Ronchail et al. 2002). L'influence de NATL a été en revanche plus importante à l'occasion de la sécheresse de 2005. A l'inverse, des SSTA froides de NATL semblent entrainer des excédents de pluies dans le nord-est du bassin et peu anomalies dans le sud (Ronchail et al. 2002).

Le lien entre les SSTA de NATL et la variabilité des précipitations commence à être un peu mieux compris, malgré tout il reste difficile de déterminer l'indépendance de l'océan par rapport au Pacifique et par là-même son impact propre sur les pluies.

- *SATL*

Concernant SATL, la relation avec la variabilité des précipitations du BA semble moins forte (Ronchail et al. 2002). En effet SATL n'est corrélé au BA que de façon très limitée. Ses corrélations sont significativement positives avec les pluies de l'embouchure de l'Amazone contrairement à NATL et au Pacifique, ce qui signifie en théorie que lorsque SATL est chaud (froid) les anomalies de précipitations sont positives (négatives) (Figure 1. 49).

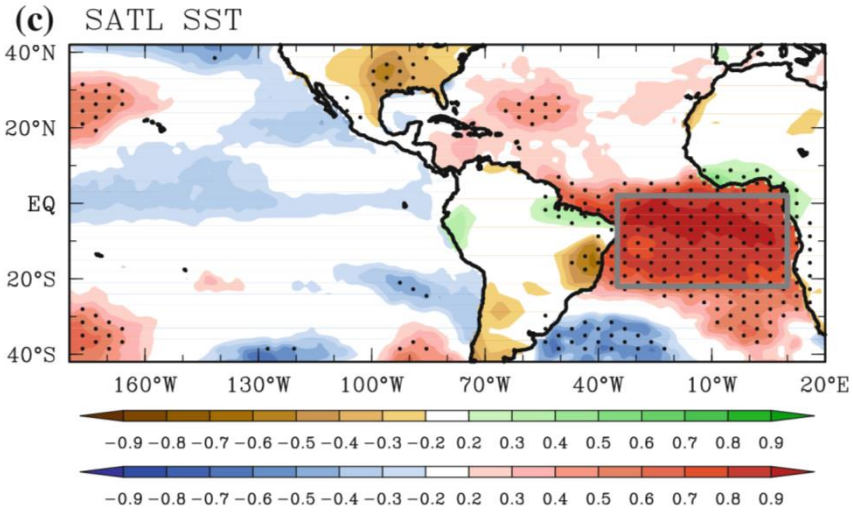


Figure 1. 49 Corrélation entre les anomalies de pluies annuelles du bassin amazonien et de SST annuelles (en °C) de SATL (rectangle gris). Les points représentent les aires significatives à plus de 95%. Source : Yoon and Zeng (2010).

Si l'influence de SATL est plus limitée que pour les deux autres régions océaniques, il est toutefois nécessaire de prêter attention aux différences de schémas spatiaux et temporels de cette influence. En effet, tout comme pour NATL et le Pacifique, les corrélations entre SATL et les pluies du bassin évoluent au cours du temps. Des phases plus ou moins corrélées ont été observées par Ronchail et al. (2005). Depuis la fin des années 80 des observations ont montré que SATL semble corrélé plutôt négativement aux précipitations dans le sud du BA, tandis que l'Atlantique subtropical (sub-SATL) l'est positivement (Ronchail et al. 2005). Un léger dipôle au sein de l'Atlantique sud favoriserait alors des anomalies de précipitations dans l'ensemble du bassin (Ronchail et al. 2002). Ces résultats semblent cohérents avec ceux de Haarsma et al (2003) qui trouvent que des anomalies chaudes de l'Atlantique sud ont un effet sur la dynamique atmosphérique équatoriale en générant un déplacement vers le sud de la ZCIT et donc des précipitations, celles-ci sont ensuite maintenues par des anomalies de convergence d'humidité dans les basses couches. Huang et Shukla (2005) montrent également que la variabilité des SST de SATL, à l'instar de NATL impacté par la NAO, pourrait également provenir de l'affaiblissement de l'anticyclone subtropical et des alizés associés dans l'Atlantique sud, engendrant une modification des conditions de surface de l'océan Atlantique sud subtropical. Ce dernier va par propagation de ces anomalies océano-atmosphériques, entrainer des modifications de SST de SATL. Barros et al. (2000) et Doyle and Barros (2002) concluent à un impact des SSTA de l'Atlantique sud sur le sud de l'Amérique du sud (SESA). Plusieurs auteurs suggèrent suite à ces conclusions et par extension que la position de la ZCAS qui participe à moduler les précipitations sur SESA et en Amazonie, particulièrement au sud-ouest, serait elle-même impactée par les SSTA de sub-SATL. Or, une ZCAS plus (moins) puissante ou présente entraine un excédent (déficit) de précipitations en Amazonie et l'inverse dans la région SESA (Doyle et Barros 2002; Diaz et Aceituno 2003; Marcelo Barreiro 2010). La crue exceptionnelle survenue en 2014 dans le sud-ouest du BA a mis en évidence le rôle de l'Atlantique sud dans la variabilité des précipitations dans les Andes boliviennes. Un fort gradient positif entre SATL et sub-SATL associé à l'augmentation du géopotentiel sur

l'Atlantique sud ont entrainé l'intensification des flux d'humidité vers le sud du BA et des excédents de pluies de grande ampleur (Espinoza et al. 2014).
Les résultats de différents travaux ne sont néanmoins pas encore convergents quant à l'influence de l'Atlantique sud sur la variabilité de la ZCAS. Carvalho (2004) et Taschetto et Wainer (2008) indiquent que la partie continentale de la ZCAS est plus stable et moins modulée par les SSTA de l'Atlantique sud que la partie côtière et océanique de la ZCAS. Ces derniers auteurs suggèrent que l'Atlantique sud a une influence surtout dans les premiers mois d'activité de la ZCAS, soit en SON. Puis, les SSTA pacifiques tendraient à inhiber l'influence atlantique sud au profit de la leur durant l'été austral. Barreiro et al. (2010), Barros et al. (2000), Diaz et al. (1998), Robertson et al.(2003), Chaves et Nobre (2004) confirment le lien entre la ZACS océanique et les SSTA de l'Atlantique sud mais également une influence de celui-ci sur les pluies de la région SESA.
L'influence des SSTA de l'Atlantique sud apparaît donc aussi saisonnière. Cette saisonnalité est très spécifique. Durant la saison sèche un dipôle nord-sud d'anomalies de précipitations apparaît dans le BA (Figure 1. 50 a). Le nord est corrélé positivement mais non significativement, sauf à l'embouchure de l'Amazone, avec SATL, tandis que le sud-est corrélé négativement et significativement à cet océan. Ce dipôle a également été mis en évidence par Ronchail et al. (2002) qui ont montré dans le cas de SSTA négatives de SATL un déficit des pluies dans le nord et nord-est du BA, plus marqué en automne, en hiver et au printemps, et un excédent de précipitations dans le sud, surtout au printemps et en été. Les anomalies positives de SST dans SATL seraient en revanche, d'avantage en rapport avec des excédents de pluies durant la saison des pluies, au niveau de l'embouchure de l'Amazone. La Figure 1. 50 confirme qu'en saison humide il ne semble exister des corrélations négatives significatives qu'avec le nord et des corrélations négatives non significatives avec une partie du centre du bassin.

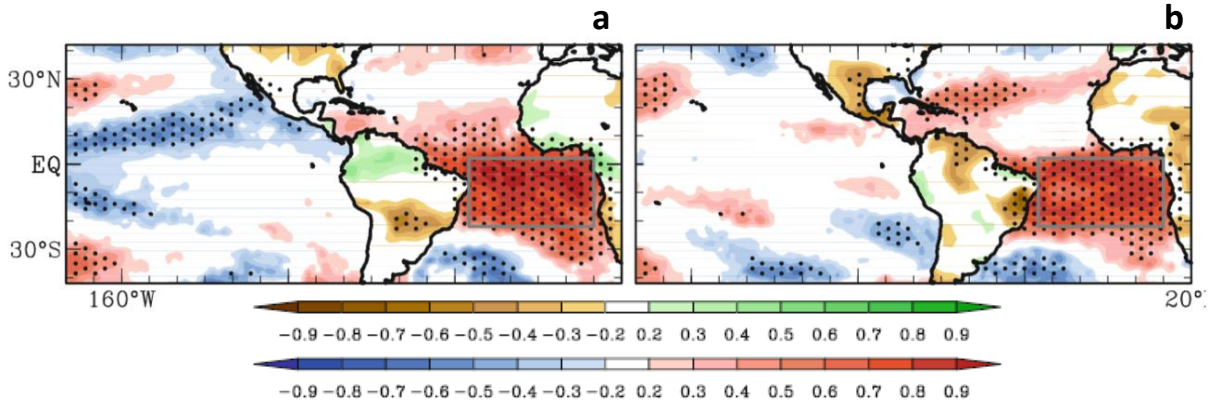


Figure 1. 50 Idem que pour la figure 1.39 mais pour SATL en a) hiver austral b) été austral. Source : Yoon and Zeng (2010).

L'Atlantique sud, bien que moins significativement lié à la variabilité des précipitations du BA que NATL ou le Pacifique, a cependant une influence spatiale très spécifique et différente des deux autres régions océaniques.

- *Dipôle atlantique*

Lors des périodes où le gradient du dipôle atlantique peut être observé (voir section 2.d), des anomalies de déplacement de la ZCIT le sont aussi (Wang 2004). En effet, sa migration moins importante vers le sud ainsi que son retrait plus précoce (tardif), en mars (avril) lors des phases chaudes de NATL (SATL) provoque des anomalies négatives (positives) de précipitations dans le Nordeste et l'est du BA (Nobre et Shukla 1996; Fontaine et al. 1998). Le constat de ces anomalies de SST à l'origine du gradient entre l'océan tropical nord et sud atlantique s'observe donc principalement en avril car les anomalies de précipitations sont alors particulièrement déficitaires ou excédentaires.

6.3.3 Influence combinées des anomalies de SST du Pacifique, de NATL et SATL sur les anomalies de précipitations dans le BA

Des combinaisons de SSTA semblent favoriser certaines anomalies de précipitations (Espinoza et al. 2009; Ronchail et al. 2002). Elles peuvent être résumées de la façon suivante :

- Un **Pacifique équatorial** et un **NATL froids** (**chauds**) sont associés à une saison humide plus pluvieuse (sèche) particulièrement dans le nord-est du BA (Ronchail et al. 2002). En 1997-98 les forts déficits de pluies dans le BA sont plus liés à un EN prolongé, de type Est accompagné dans le BA de subsidence et divergence au sol. La sécheresse de 2010, est en revanche davantage liée à un affaiblissement des alizés de nord-est et la réduction des flux d'humidité en provenance de NATL (Espinoza et al. 2011).
- Lors d'un événement **LN** si **NATL** est **chaud** les excès de pluies dans nord-est du BA sont moins forts mais les déficits dans le sud sont renforcés (Ronchail et al. 2002; Pezzi et Cavalcanti 2001) (Figure 1. 51 d).
- Un **Pacifique équatorial chaud** (**froid**) associé à un **SATL chaud** (**froid**) entraine un déficit (excès) de précipitations notamment dans le nord-est du bassin (Ronchail et al. 2002; Brant Liebmann et Marengo 2001).
- Si les SSTA chaudes du **Pacifique équatorial** sont faibles et que **SATL** est froid alors le dipôle d'anomalies de précipitations nord-sud du BA apparaît et entraine de légères anomalies négatives (positives) dans le nord (sud) du BA (Ronchail et al. 2002).
-Lorsque les SSTA de **SATL** et **NATL** sont **chaudes** des excès de pluies non significatifs dans le nord-est (en principe associé à SATL chaud ou NATL froid) et des conditions sèches dans le sud (en principe associées à NATL chaud) sont observés (Ronchail et al. 2002) (Figure 1. 51 c).
-L'association **NATL froid** et **SATL chaud** engendre des excès de pluies dans le nord-est du BA plus importants que dans le cas de seulement NATL froid ou SATL chaud (Ronchail et al. 2002) (Figure 1. 51 b).
-l'influence de la combinaison **EN** et **SATL froid** diffère entre le nord-est et le sud. Tandis que pour le nord les déficits de pluies sont renforcés, les excès dans le sud le sont aussi par rapport

Michot, Véronique. Analyse spatiale et temporelle de la variabilité des régimes de précipitations dans le bassin amazonien - 2017

à un événement EN seul mais ces excès sont moins importants que dans le cas d'un SATL froid seul (Ronchail et al. 2002) (Figure 1. 51 a).

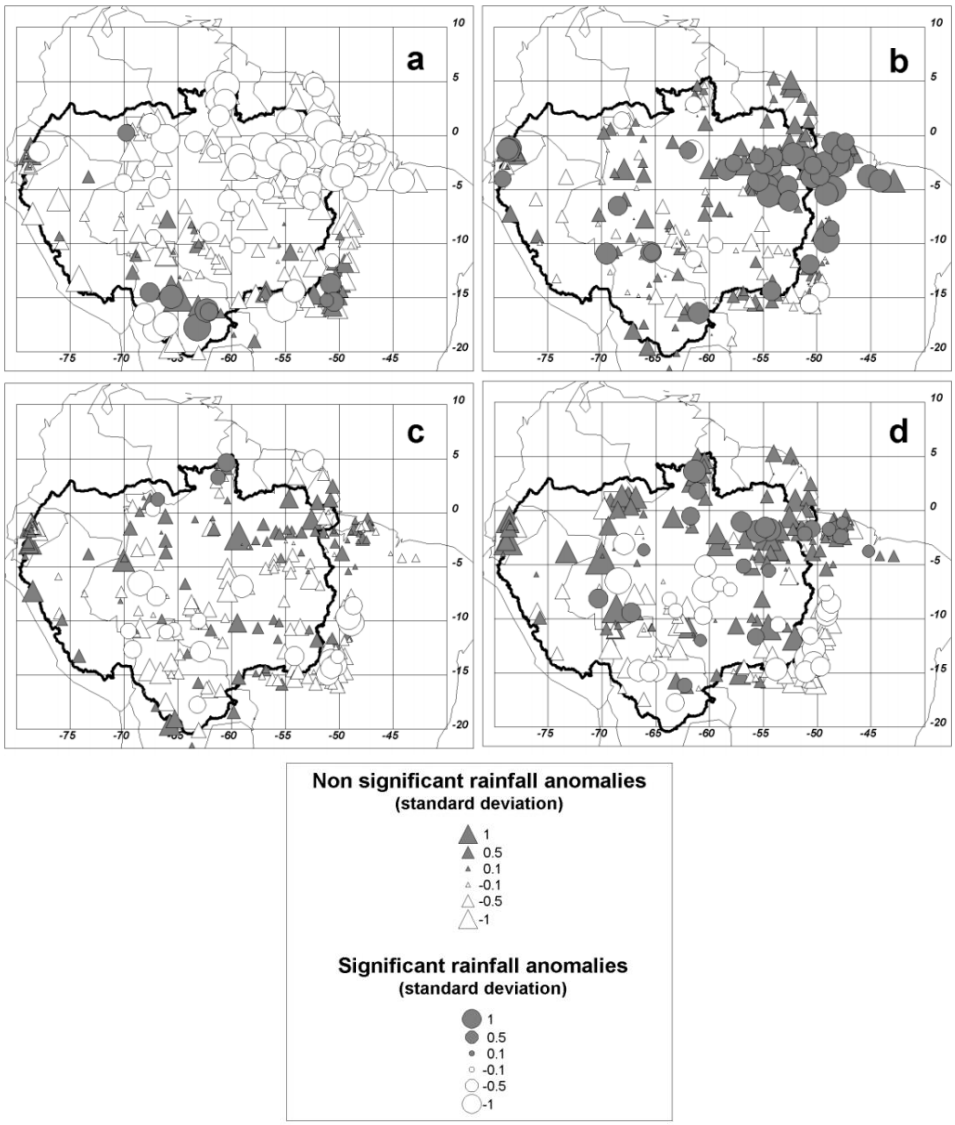


Figure 1. 51 Anomalies de précipitations annuelles pour a) ENSO et SATL froid b) SATL chaud et NATL froid c)SATL chaud et NATL chaud d) LN et NATL chaud. Les cercles représentent les anomalies significatives à plus de 90%. Les triangles représentent les anomalies non significatives. Les figurés pleins représentent les anomalies positives et les vides les anomalies négatives. Sources : Ronchail et al. (2002).

De plus, l'influence des océans peut-être combinée sur une même année mais également sur une période pluriannuelle. Par exemple, la très forte sécheresse qui a affectée le BA en 2005 n'est pas le fait de SSTA chaudes dans l'Atlantique seulement cette année. En effet, les anomalies de précipitations en 2005, bien qu'importantes, ne sont pas les plus fortes déjà enregistrées. Cependant elles ont fait suite à plusieurs années déjà déficitaires en précipitations qui avaient commencé avec l'EN de 2002-2003 (Zeng et al. 2008). La sécheresse a par ailleurs été très forte car les déficits de pluies se sont concentrés sur la saison sèche.

Des interactions existent donc entre les précipitations et les SSTA des océans Atlantique et Pacifique, cependant les conditions océaniques n'expliquent qu'une part de la variabilité des

pluies dans le BA et en AMS (Enfield 1996; Koster et al. 2000; Goddard et al. 2003; Marengo et al. 2003; Lavado-Casimiro et Espinoza 2014) et ne permettent donc pas de prédire entièrement les conditions climatiques saisonnières ou interannuelles. Outre les variabilités décrites au cours de ces paragraphes, les précipitations dans le BA possèdent une saisonnalité donnant lieu à des régimes de précipitations régionaux influencés par les facteurs océano-atmosphériques évoqués, mais également par la topographie de l'AMS.

7. Conclusion

Ce chapitre a permis de présenter les caractéristiques pluviométriques du bassin amazonien, ainsi que les composantes et mécanismes du couplage océan-atmosphère qui influencent les précipitations en AMS. En résumé, les points suivants peuvent être notés :

-la pluviométrie annuelle est fortement variable dans le bassin. L'organisation spatiale des pluies dans la plaine amazonienne est principalement celle d'un gradient avec des maximums dans les régions équatoriales et une réduction vers les latitudes tropicales. Dans les Andes, la pluviométrie dépend d'une part de l'altitude (les pluies augmentant jusqu'à environ 1000m puis diminuant avec l'altitude) et de l'effet d'abri ou d'exposition au vent. Les précipitations sont distribuées régulièrement au cours de l'année dans le nord-ouest du bassin tandis que dans le reste du bassin elles sont organisées en saison des pluies et saison sèche. Cette saisonnalité dépend du système de mousson sud-américaine ayant cours de septembre-octobre à mars-avril.

-La mousson sud-américaine dépend de la circulation générale impliquant le déplacement de la cellule de Hadley et de la ZCIT ; de la modification sur le continent des conditions de pressions atmosphériques dans les basses couches de la troposphère, entrainant l'apparition de la dépression du Chaco, et dans les couches supérieures de la troposphère, donnant naissance à la Haute de Bolivie ; elle est également caractérisée par l'apparition du jet de basse couche (LLJ) circulant le long de la façade est des Andes, qui favorise le transport d'humidité vers le sud du bassin amazonien et celui et de la Plata ; durant la mousson sud-américaine apparaît également la zone de convergence d'Atlantique sud (ZCAS) qui est un des systèmes, avec la ZCIT, à l'origine des plus importantes quantités de pluies du nord-ouest du bassin au sud-est du Brésil.

-La circulation atmosphérique et les précipitations du BA peuvent être modulées par des anomalies de SST (SSTA) pacifiques et atlantiques. Les régions du bassin les plus corrélées aux SSTA sont le nord-est, le nord les Andes et l'est (Hastenrath et Heller 1977; Molion 1987; Aceituno 1988; Marengo 1992; Nobre et Shukla 1996; Roucou 1997). Les liens entre précipitations et variabilité océaniques sont en revanche moins forts dans le reste du bassin (Enfield et Mestas-Nuñez 2000; Ronchail et al. 2002).

-Les océans Pacifique et Atlantique ont une variabilité à différentes échelles de temps. Un des principaux modes de variation interannuelle est lié à l'ENSO dans le Pacifique et à l'El Niño atlantique et au dipôle atlantique dans l'océan du même nom. Saisonnièrement, l'ENSO à une

Michot, Véronique. Analyse spatiale et temporelle de la variabilité des régimes de précipitations dans le bassin amazonien - 2017

forte influence durant l'hiver austral tandis que l'Atlantique a une influence plus importante le reste de l'année.

-Les SSTA de chaque océan peuvent avoir un rôle propre ou bien combiné, parfois difficile à distinguer, sur la variabilité des précipitations dans le bassin.
Lors des événements EN (LN) les précipitations dans le BA ont principalement tendance à être déficitaires (excédentaires) en raison de la réduction (augmentation) de l'apport en humidité depuis l'Atlantique lié à faible (forte) migration de la ZCIT au sud ; de la baisse (renforcement) de la convection liée au positionnement des branches descendantes (ascendantes) de Hadley et de Walker au-dessus du bassin.
L'Atlantique nord semble jouer un rôle au moins aussi important que celui du Pacifique sur les précipitations du BA notamment en favorisant (entravant) la migration de la ZCIT vers le sud lors d'anomalies positives (négatives).

La suite de ce travail aura donc pour objectif d'approfondir les connaissances sur la variabilité régionale et temporelle des pluies et leur lien avec la variabilité des SST. L'analyse des précipitations sera principalement basée sur un réseau de pluviomètres, présenté dans le chapitre suivant.

Michot, Véronique. Analyse spatiale et temporelle de la variabilité des régimes de précipitations dans le bassin amazonien - 2017

CHAPITRE 2 : Les données de précipitations observées dans le bassin versant amazonien : présentation, contrôle et reconstruction des données observées

1. Introduction

Pour étudier finement la variabilité interannuelle des cycles de précipitations ainsi que les descripteurs intra-saisonniers (début, fin et durée, nombre de jours de pluies) il est nécessaire de travailler à un pas de temps quotidien. Dans le cadre de cette étude les séries temporelles doivent également être les plus longues possibles afin de pouvoir établir l'existence de différents rythmes pluviométriques interannuels. De plus l'OMM recommande l'usage de séries couvrant au moins trois décennies (WMO 2007, 2011) pour l'étude de tendances climatiques. L'accès à de telles données est un problème crucial en Amazonie (Debortoli 2013; Delahaye 2013). A l'heure actuelle cette profondeur historique n'est disponible que pour des données observées dont les enregistrements proviennent des stations pluviométriques, celles-ci constitueront donc la base de données (BDD) principale de cette étude. Toutefois, même au sol, obtenir de longues séries temporelles est un défi. En effet, les difficultés d'accès et le faible peuplement n'ont permis la mise en place de réseaux de mesure que récemment dans certaines régions amazoniennes.

Les données au sol sont également très souvent lacunaires et comportent de nombreuses valeurs aberrantes, un contrôle de qualité scrupuleux doit donc absolument être réalisé avant de les utiliser pour une quelconque analyse climatique.

L'Observatoire de Recherche en Environnement (ORE) HYBAM (Contrôles géodynamique, hydrologique et biogéochimique de l'érosion/altération et des transferts de matière dans le bassin de l'Amazone, impact des variations hydroclimatiques et des activités anthropiques) centralise depuis plusieurs années les données des pluviomètres des pays du BA. Les données doivent cependant toujours être contrôles et reau besoin reconstruites De plus, pour les besoins de ce travail, la BDD ne peut pas comporter de valeurs manquantes. Différentes méthodes de reconstruction ont donc été évaluées pour reconstruire les lacunes identifiées.

Michot, Véronique. Analyse spatiale et temporelle de la variabilité des régimes de précipitations dans le bassin amazonien - 2017

Ce chapitre a pour but de construire une base de données pluviométriques observées contrôlée et reconstruite. Ces différentes étapes sont résumées dans le Tableau 2.1..

Tableau 2. 1 Description des différentes étapes de la sélection, du contrôle de qualité et de la reconstruction de la base de données issue de pluviomètres.

Source de données	BRESIL	COLOMBIE	EQUATEUR	BOLIVIE	PEROU	Total
1) Sélection des données:	*a) Sélection des pluviomètres comprenant au moins 30 ans de données*					
	400	10	23	31	69	533
(Nombre de stations par pays)	*b) Sélection des pluviomètres comportant moins de 20% de données manquantes (NA)*					
	225	10	22	20	69	346
	c) Suppression des séries temporelles inhomogènes, après inspection visuelle					
	145	2	12	17	29	205
2) Contrôle qualité	*d) Contrôle des valeurs aberrantes* *e) Contrôle des fausses valeurs à zéro* - détection des potentielles fausses valeurs - Validation des probable fausses valeurs comme fausses valeurs : *régionalisation des stations *validation par l'approche du plus proche voisin					
3) Reconstruction	*f) Test de 3 méthodes différentes de reconstruction* - MICE-PMM - Moyenne des 4 plus proches voisins - Approche du plus proche voisin					
4) Validation des Méthodes de reconstruction	*g) Calcul des Mean Square Error (MSE)* *h) Comparaison du nombre moyen de jours de pluies après et avant la reconstruction* *i) Analyse de la pluviométrie moyenne annuelle*					

2. Historique des données observées

Les données de précipitations proviennent de mesures directes, donc observées, ou bien de mesures indirectes fournissant des estimations des pluies. Les données observées sont des mesures au sol obtenues par l'intermédiaire de pluviomètres. Pendant longtemps les pluviomètres n'ont été que manuels, ce qui rendait nécessaire qu'un observateur se déplace quotidiennement pour faire un relevé de la quantité de précipitation tombée. Ce type d'appareillage est particulièrement contraignant du point de vue logistique puisqu'il implique la présence régulière d'une personne sur le site de mesure. Ceci est d'autant plus handicapant dans les territoires très peu occupés par les populations humaines et difficiles d'accès comme l'est le bassin amazonien (BA). Malgré cela lorsque c'est possible, les habitants jouent souvent le rôle d'observateurs bénévoles.

Petit à petit les enregistrements ont été automatisés, tout d'abord grâce aux pluviographes qui permettent d'inscrire directement et en continu sur papier la quantité de précipitation, les données doivent cependant toujours être retranscrites informatiquement. Des stations automatiques disposent désormais d'un enregistreur numérique des données permettant d'effectuer des relevés à des pas de temps plus distants ou pouvant même transmettre des données à distance. Cette évolution technique a permis un certain affranchissement vis-à-vis des contraintes de déplacement et d'accès au matériel (WMO 2007) et devrait augmenter la

fiabilité et la précision des mesures. En revanche à cause de l'étendue du BA et du nombre de pays impliqués, il est souvent difficile d'obtenir pour ce territoire, comme pour bien d'autres, des métadonnées précises indiquant le type d'appareillage en place sur un site, la date d'un changement d'instrument (remplacement des stations manuelles par des stations automatiques par exemple), ou le déplacement du matériel.

Les données estimées sont quant à elles indirectes car mesurées à distance. Ce sont donc des proxy, c'est-à-dire le calcul d'une approximation des précipitations. Ces données, à une résolution spatiale suffisamment grande (moins de 1°x1°), sont relativement récentes puisqu'elles ont moins de 30 ans. L'estimation des précipitations peut se faire par télédétection active grâce au radar ou bien par télédétection passive grâce aux radiomètres. Le principe du radar est basé sur l'émission à intervalle régulier d'une onde électromagnétique. Les corps balayés par le faisceau renvoient alors en direction du capteur la part d'énergie non absorbée, c'est l'écho du radar (WMO 2011). Les radars au sol, fixes ou non, sont des instruments très performants mais coûteux et complexes. Malgré l'intérêt de ces données l'étude des précipitations du BA à partir de ces données est difficile puisque l'Amazonie ne comporte qu'une dizaine de radars (Delahaye 2013) et que ce type d'instrument ne détecte les pluies que dans un rayon d'environ 150km. De plus, à l'heure actuelle, les incertitudes concernant les calibrations et la relation complexe entre précipitations et réflexion (WMO 2011), restreignent l'usage de ce type de données.

Ces différentes données observées et estimées sont généralement exprimés en mm et disponibles à différents pas de temps, infra-horaires, horaires, quotidiens et mensuels.
L'Organisation Météorologique Mondiale (OMM ou WMO pour World Meteorological Organization en anglais) fournit un certain nombre de directives quant à la mise en place des réseaux de mesures ainsi que des recommandations et orientations pour l'usage des données météorologiques. Les normes et autres publications relatives sont disponibles sur le site https://library.wmo.int/opac/index.php#.V5dFMvmLQdV

Ce chapitre a pour but de construire une base de données pluviométriques observées. Les étapes de sélection des séries temporelles, leur contrôle et la reconstruction des données manquantes sont donc présentées dans les sections suivantes.

3. Sélection des pluviomètres

Les données quotidiennes des stations pluviométriques proviennent des bases de données des instituts météorologiques et hydrologiques des différents pays du bassin versant amazonien. Les enregistrements sont ainsi issus de l'ANA (Agência Nacional de Agua) et de l'INMET (InstitutoNacional de Meteorologia) pour le Brésil, de l'INAMHI (Instituto Nacional de Meteorología e Hidrología) pour l'Equateur, de l'IDEAM (Instituto de Hidrología, Meteorología y Estudios Ambientales) pour la Colombie, et du SENHAMI (Servicio Nacional de Meteorologia e del Peru) pour le Pérou et la Bolivie. Aucune donnée au pas de temps

souhaité n'a pu être recueillie pour le Venezuela (environ 0,6% de la superficie du bassin amazonien) qui a donc été écarté de l'étude.
Ces données sont gracieusement mises à disposition par les instituts de météorologie et d'hydrologie précédemment cités, et sont accessibles sur leurs sites internet respectifs.
Pour ce travail, les séries temporelles commencent entre 1981 et 1983 et vont jusqu'à 2013. Cette période est en effet celle au cours de laquelle le plus grand nombre d'enregistrements répondant à ce critère de durée était disponible sur l'ensemble du bassin amazonien. 533 pluviomètres sont ainsi sélectionnés, dont 400 au Brésil et 133 dans les pays andins.
Parmi cette première sélection seules les stations comportant moins de 20% de données manquantes sur l'ensemble de leur série temporelle ont été conservées. Ce seuil peut paraître relativement élevé, mais est toutefois requis au vu de la distribution hétérogène et peu dense des pluviomètres dans le BA (Figure 2. 1 a et b) afin de conserver des stations dans toutes les régions. 225 pluviomètres sont alors conservés au Brésil et 121 dans les autres pays (Tableau 2.1 et Figure 2. 1).

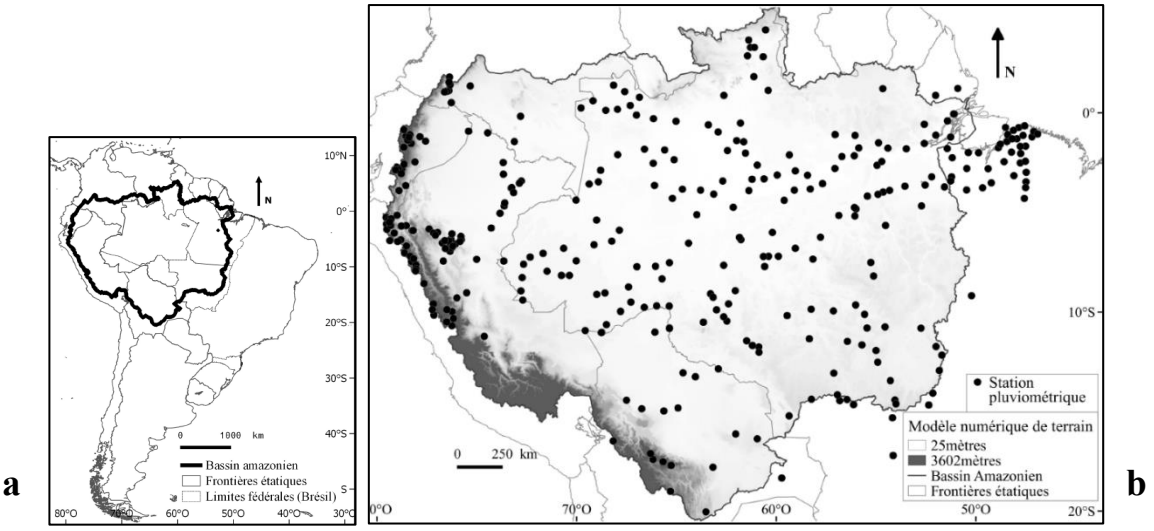


Figure 2. 1 a) localisation du bassin amazonien, b) distribution spatiale des 346 stations issues de la premières sélection et comportant moins de 20% de NA. Le MNT (Modèle Numérique de Terrain) est extrait du MNT GTOPO30 (USGS) et a été adapté au réseau hydrographique du BA à partir de la mosaïque JERS-1. Source du MNT : SO HYBAM.

Chaque série temporelle est ensuite contrôlée visuellement par le biais d'un graphique (comme le suggère la WMO 2011) ce qui permet de détecter rapidement les stations dont les données ont une distribution temporelle suspecte bien qu'elles ne comportent parfois que peu de lacunes. Ce simple contrôle a permis de supprimer une soixantaine de stations dont la structure était particulièrement douteuse. La Figure 2. 2, présentant la station de Boa União au Brésil, fait par exemple état de la répétition successive et anormale pendant plusieurs semaines ou mois, de la même valeur. La variabilité intra et interannuelle est alors remplacée par une distribution temporelle très régulière et extrêmement peu probable. D'autre part, bien que l'indisponibilité de métadonnées ne permette pas de l'attester formellement, une rupture des données apparente au milieu des années 90 suggère également un changement d'appareil, et vient renforcer la médiocre qualité de cette série de données.

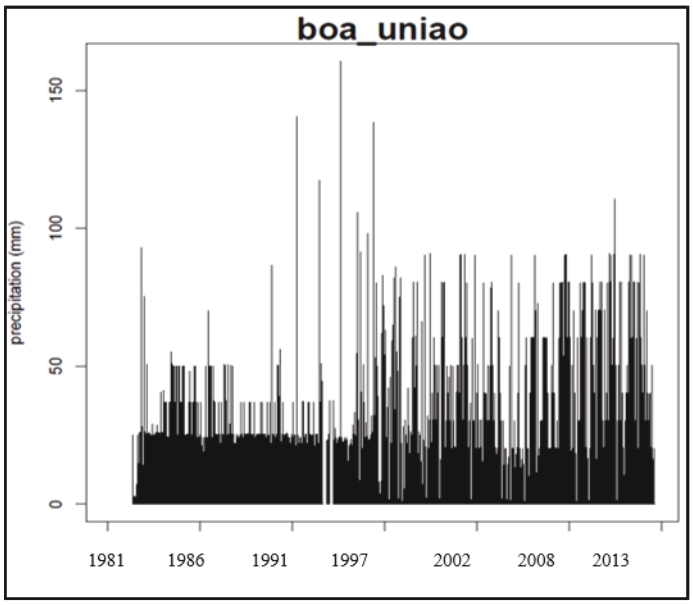


Figure 2. 2 Exemple de série temporelle de précipitation quotidienne avec une structure suspecte.

Grâce à cette sélection, la base de données au sol comporte finalement 205 stations (Tableau 2.1 et Figure 2. 3). Quelques stations au nord-est et au sud-est, bien que situées à l'extérieur des limites du BA, ont été conservées dans le but de a) maintenir une continuité du réseau jusqu'à l'océan Atlantique, ce qui sera utile à la suite de l'étude lors de la comparaison des régions littorales et continentales, b) disposer de mesures à proximité des régions, par exemple méridionales, avec très peu de données.

La Figure 2. 3 présente la distribution spatiale des stations sélectionnées. Leur répartition assez hétérogène matérialise assez fidèlement les lieux d'occupation et leur « ancienneté » ainsi que la circulation des populations humaines à travers le BA. Les stations sont effectivement majoritairement concentrées le long des axes de communications que sont les fleuves et leurs embouchures, le long des axes routiers importants comme la transamazonienne BR230 (route fédérale brésilienne 230, s'étirant le long d'un axe est-ouest) ou bien la BR163 (route fédérale brésilienne 163, d'axe nord-sud). Les régions relativement peuplées et depuis longtemps comme les contreforts andins s'opposent également à des étendues marquées par un vide d'observation (Sette 2000 ; Ronchail et al. 2002; Delahaye 2013) du fait d'une occupation récente, de territoires inoccupés ou bien inaccessibles notamment dans le cas de réserves indigènes comme celle du Xingu à l'est de la région, créée en 1961.

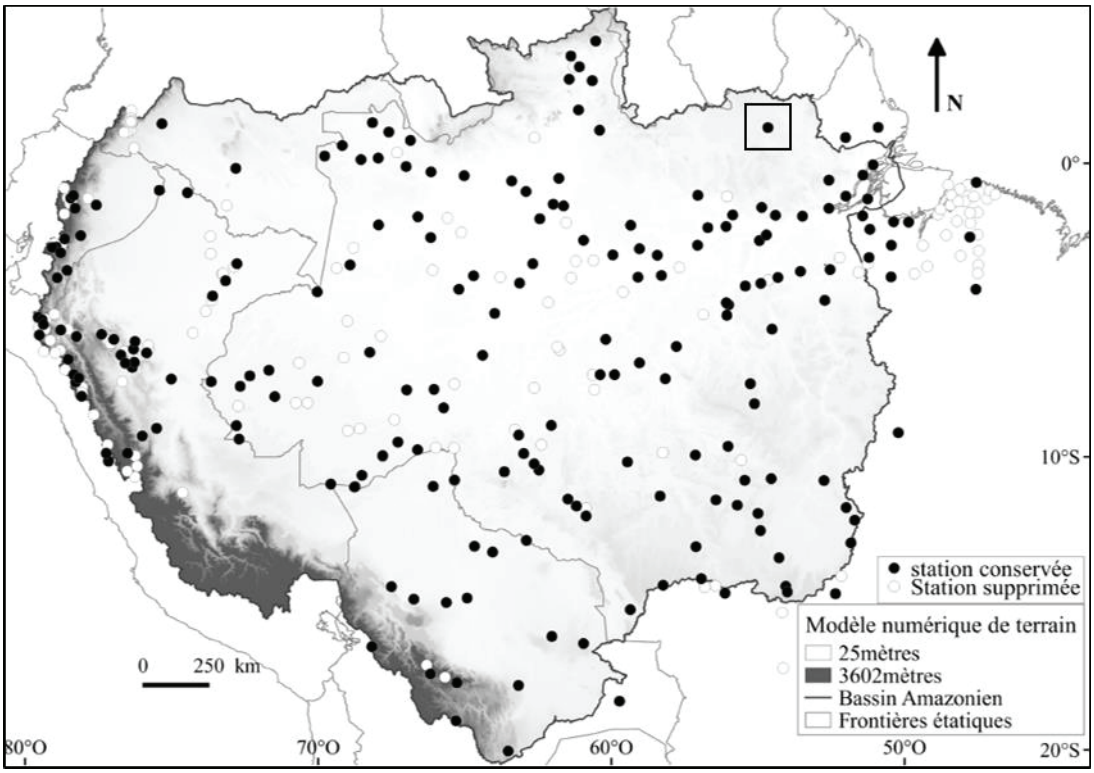


Figure 2. 3 Distribution spatiale des 205 stations pluviométriques sélectionnées pour constituer la base de données, après avoir écarté les stations douteuses (étape c de la sélection de données table 1). La station encadrée est celle d'Apalai, qui comporte moins de 4% de données manquantes et décrite dans la section 5.2.

4. Contrôle de la qualité des séries pluviométriques

Plusieurs types de problèmes et d'erreurs peuvent exister dans les enregistrements issus de pluviomètres. Le Système d'Observation Mondial (WMO 2007) et le rapport sur le contrôle de la qualité des données issues de pluviomètres par Liebmann et Allured (2005), recensent et décrivent les différentes erreurs souvent observées. Celles-ci ont une origine humaine qui peut être due par exemple à un mauvais report des données, à la difficulté de se rendre sur le site pour effectuer les relevés, ou une origine matérielle due à des problèmes d'enregistrement, de retransmission, etc. Ainsi, avant un quelconque usage des données, leur qualité et fiabilité doit être évaluée (WMO 2011). Le but des prochains paragraphes sera donc de détecter sur l'ensemble de la BDD les valeurs manquantes (NA), les valeurs extrêmes et les valeurs manquantes auxquelles ont faussement été attribuées la valeur zéro (étape 2 Tableau 2.1), et cela au regard des conditions géographiques et climatiques du lieu d'étude.

Par ailleurs, disposer de métadonnées est utile pour connaître l'historique de la station et savoir si et quand le matériel a été changé ou déplacé (WMO 2007). Ces changements peuvent en effet introduire un biais (tendance ou rupture) dans la série de données (WMO 2007) dont il devrait être tenu compte lors des traitements et de l'analyse puisqu'il ne correspond pas réellement à un signal climatique. De telles métadonnées ne sont malheureusement pas disponibles pour cette BDD.

4.1 Analyse spatiale et temporelle des valeurs manquantes

Le problème le plus récurrent dans les BDD est celui des valeurs manquantes (Liebmann et Allured 2005). Deux cas se présentent. Le premier est relativement simple à identifier, puisque la lacune est repérable par une absence de valeur à la date concernée, ou est remplacée par le sigle NA (Non Available value en anglais, valeur manquante) ou bien la valeur -999, en général. Dans un premier temps le pourcentage de valeurs manquantes dans la série doit être comptabilisé pour sélectionner les moins lacunaires comme cela a été fait dans la section 3. Mais pour correctement reconstruire les données la répartition spatiale et temporelle des données manquantes doit également être connue (WMO 2011).

4.1.1 Analyse spatiale

Peu de stations ne présentent qu'un très faible pourcentage de NA (Figure 2. 4). Cependant la distribution des lacunes est relativement homogène ce qui permet d'avoir des stations très lacunaires à proximité d'autres l'étant moins. Quelques groupes de stations comme par exemple au nord-est de la région sont souvent bien renseignées, sans doute en raison des préoccupations de la FUNCEME (Fundação Cearense de Meteorologia e Recursos Hídricos ; et avant elle la SUDENE - Superintendência de Desenvolvimento do Nordeste) vis à vis des sécheresses dramatiques pouvant se produire dans le secteur du Nordeste brésilien, mais aussi car la région est plus densément peuplée.

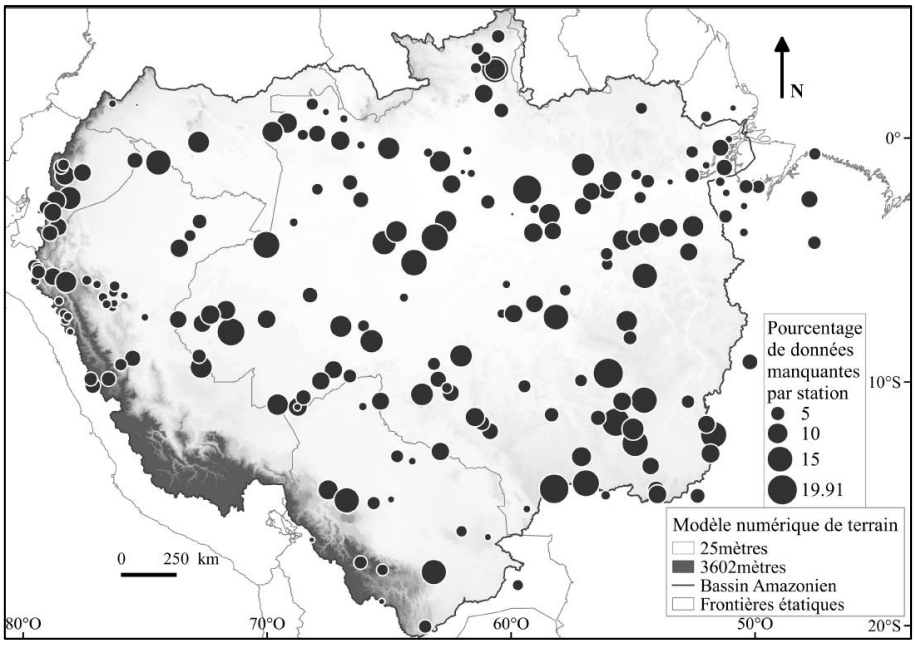


Figure 2. 4 Pourcentage de valeurs manquantes des séries temporelles de chaque station de la base de données pluviométriques.

4.1.2 Analyse temporelle

Connaître l'agencement temporel des données manquantes est important car plus la période de NA est longue plus la confiance dans les estimations issues de la reconstruction des données tend à diminuer (WMO 2011).
La répartition temporelle des données manquantes peut être analysée de deux façons : par la durée des séquences lacunaires et par la répartition des valeurs manquantes durant la période totale étudiée.

Les séquences de jours consécutifs aux données manquantes sont réparties en six classes (Figure 2. 5). Plus de 50% de celles-ci appartiennent à des séquences de 1 à 5 jours, il manque donc plus fréquemment quelques jours plutôt que quelques mois ou années. La seule exception concerne la classe 60-180 jours qui est particulièrement représentée; cependant une analyse mensuelle des NA (non montré) ne met pas en évidence des mois moins bien renseignés que d'autres.

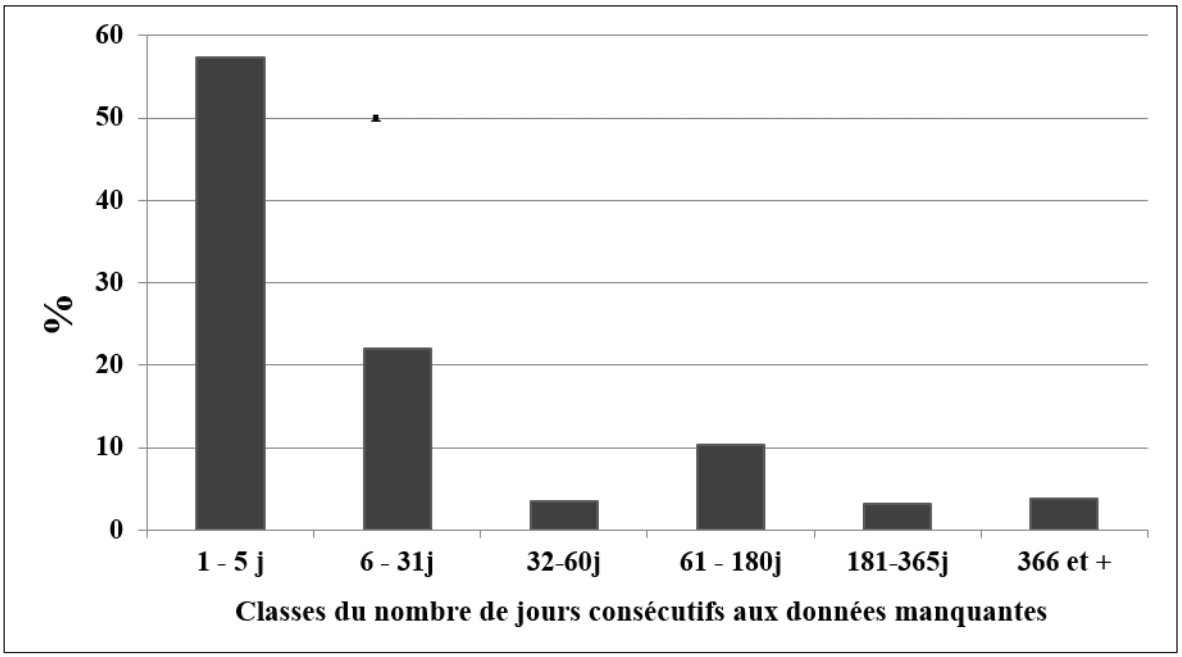


Figure 2. 5 Nombre de jours consécutifs manquants au sein de la base de données

La même approche réalisée pays par pays (Figure 2. 6) montre une répartition légèrement différente de ces classes. Si le Brésil, l'Équateur, la Colombie, et la Bolivie possèdent dans l'ensemble une fréquence plus élevée des séquences lacunaires courtes, le Pérou se différencie avec l'ensemble des classes représentées de façon plus homogène. Les séries de ce pays sont donc plus fréquemment sujettes à des séquences de valeurs manquantes plus longues, notamment plus d'une année consécutive.

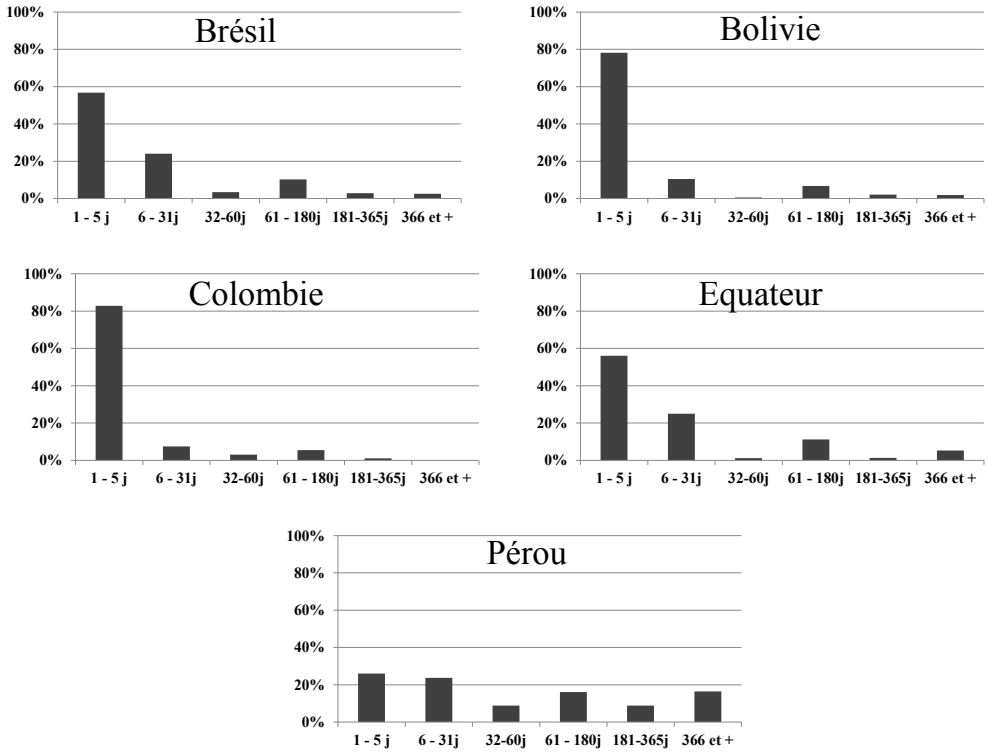


Figure 2. 6 Même légende que la figure 4 mais par pays

La Figure 2.7 décrit le pourcentage de données manquantes dans chaque station pour chaque année de la série. Certaines années, les données sont fortement voire totalement manquantes dans un nombre plus ou moins important de stations appartenant au même Etat. Cette organisation peut parfois être le reflet de désordres économiques ou politiques d'échelle nationale durant une période précise. En Équateur, presque l'ensemble des stations enregistre 100% de données manquantes pour l'année 2003. Le début de la décennie 1980 au Pérou est fortement lacunaire ; c'est à cette période que le plus important pourcentage de NA est enregistré, donc au début de la série. Au Brésil, les NA sont mieux répartis sur l'étendue des séries, avec une concentration un peu plus importante au début de la décennie 1990, période mouvementée politiquement et économiquement pour le pays. Un schéma similaire ne semble pas apparaître en Bolivie, la distribution des NA étant beaucoup plus variable d'une station à une autre. La Colombie est le pays dont le jeu de données semble le plus complet avec peu de stations enregistrant de nombreux manques ; cependant le nombre de stations y est moins important que dans les autres pays.

Cette description des lacunes indique que les valeurs manquantes ont tendance à être de courte durée, donc a priori aisées à reconstruire. Cependant, les séquences longues de valeurs manquantes se produisent souvent simultanément dans un grand nombre de stations. Ceci peut compliquer la reconstruction quand les stations concernées sont voisines (dans le cas d'une reconstruction à partir de stations voisines).

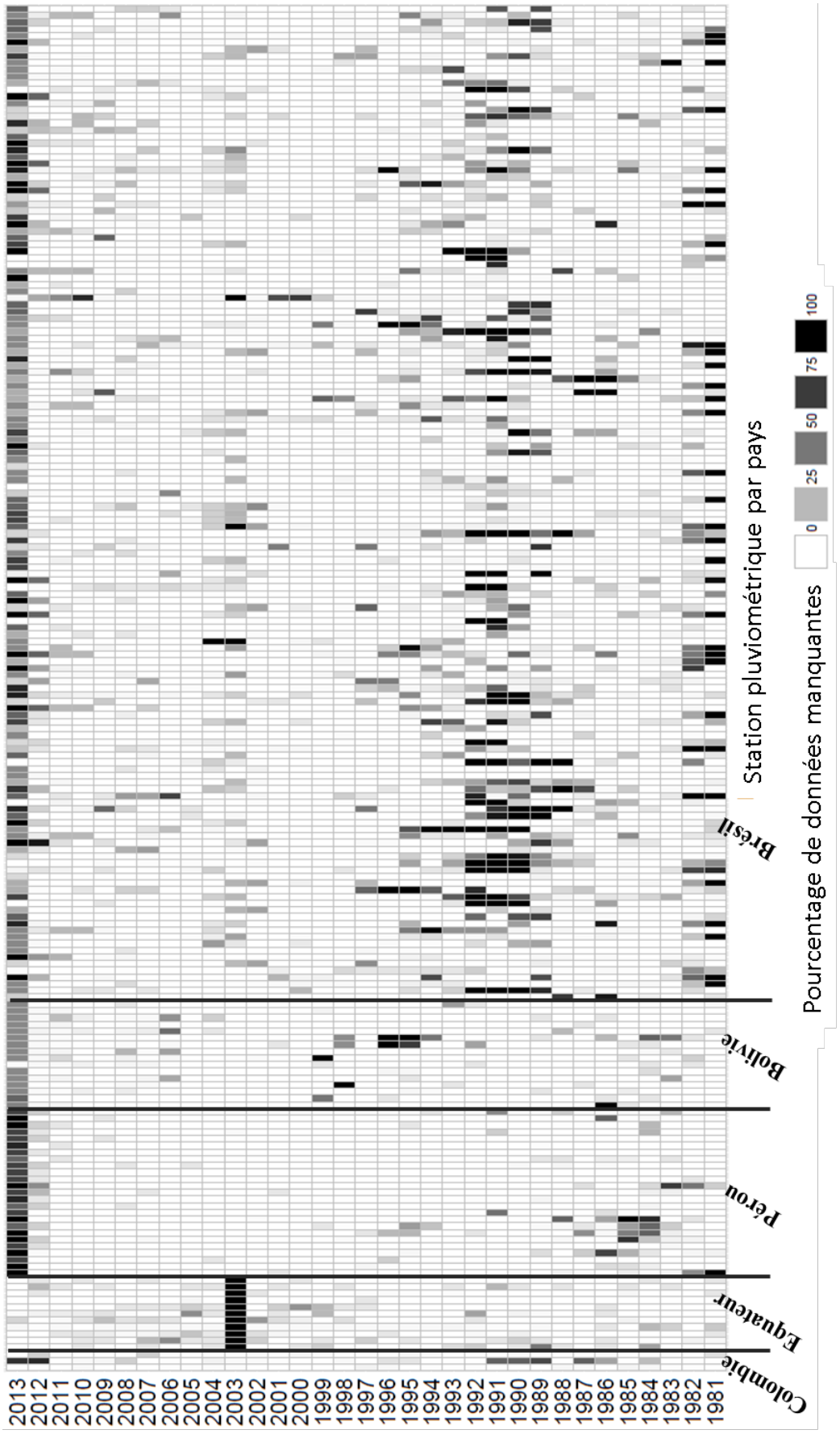


Figure 2. 7 Pourcentage de données manquantes par an et pour chaque station de la base de données. Les pourcentages sont calculés entre janvier et décembre de chaque année, c'est pourquoi l'année 2013 apparaît parfois très lacunaire.

4.2 Valeurs aberrantes

Les valeurs extrêmes peuvent être associées à des événements pluvieux de très fortes intensités ou bien provenir d'erreur lors de la retranscription des données. Un seuil à partir duquel de telles valeurs ne sont vraisemblablement plus plausibles est toutefois très difficile à établir. Ce seuil dépend d'autre part de la région d'étude. Des travaux comme celui de Boyard-Micheau (2013) par exemple, fixent un seuil à 400mm de précipitation par jour en ce qui concerne l'Afrique de l'est, ce qui correspond au maximum observé dans la région. A l'heure actuelle, aucun travail ne décrit assez précisément et surtout régionalement les valeurs maximum des événements extrêmes pouvant survenir dans le BA entier, la fréquence et les intensités de ces événements restent ainsi mal connues (Brito et al. 2014). Cependant un seuil unique et commun à l'ensemble de la région ne paraît pas pertinent à cause des différents types de régimes de précipitation dans le BA. Barbosa (2015) dans ses travaux de thèse portant sur l'Amazonie légale brésilienne pendant la période 1983-2012, présente une analyse des périodes de retour de précipitation quotidienne maximale selon la théorie des valeurs extrêmes. Ses travaux mettent particulièrement en évidence une différence entre le nord-ouest et le reste du territoire. Grâce à la méthode de « Generalized Extreme Value » (GEV) l'auteur évalue un retour tous les 10 ans des valeurs maximales quotidiennes de 234.20mm au sud du bassin et de 169.1mm au nord-ouest. Le nord-ouest du bassin est plus pluvieux que le reste du BA (Figueroa et Nobre 1990; Espinoza et al. 2009), les valeurs quotidiennes extrêmes moins élevées dans cette région s'expliquent par la régularité des précipitations tout au long de l'année. A l'inverse, dans le reste du bassin les précipitations qui participent principalement au cumul annuel sont concentrées sur la saison des pluies durant laquelle se produisent des événements beaucoup plus violents à cause d'une convection atmosphérique plus profonde. Ces résultats sont cohérents avec ceux de Brito et al. (2014) qui montrent que les événements extrêmes sont a) d'une part relativement rares et ne sont pas le facteur principal de cumul annuel des précipitations b) sont moins fréquents dans sud que dans le nord c) en revanche ils sont plus intenses au sud et dans le nord-est du Brésil.
Compte tenu de ces deux seuils les valeurs quotidiennes supérieures à 169.1mm dans le nord-ouest du BA entre -2°S à 5°N -80°W à -87°W ont été supprimées et remplacées par une valeur manquante. Dans le reste du BA le seuil a été fixé à 234.2mm par jour. Au total 34 valeurs dépassant ces seuils ont été détectées pour l'ensemble du BA, dont 15 dans le nord-ouest et 19 dans le reste du bassin. Chaque station concernée n'a enregistrée qu'une seule valeur extrême, l'ajout d'une valeur manquante n'a donc que peu modifié la qualité de la série concernée.

4.3 Contrôle des valeurs à zéro

4.3.1 Principes généraux

Durant la saison des pluies, une interruption des précipitations peut survenir; ces événements sont qualifiés de séquences sèches et différentes définitions existent dans la littérature. Les séquences sèches peuvent être considérées comme telles lorsque les précipitations sont très faibles ou inexistantes. Nous nous intéressons ici aux séquences enregistrées à 0mm de

Michot, Véronique. Analyse spatiale et temporelle de la variabilité des régimes de précipitations dans le bassin amazonien - 2017

précipitations quotidiennes durant plusieurs jours consécutifs. Ces enregistrements peuvent s'avérer erronés et ne pas correspondre à de vraies séquences sèches. L'enregistrement de ces valeurs peut alors être le fait d'un disfonctionnement de l'appareil, de valeurs manquantes remplacées arbitrairement par 0, de mauvais reports de valeurs. Ces données ne doivent pas être conservées car elles constituent un biais dans l'analyse de la BDD. Elles sont toutefois particulièrement difficiles à détecter. Etablir à partir de combien de jours il n'est plus possible qu'une plage de valeur à 0 corresponde à une séquence sèche reste délicat. La façon dont se répartissent ces enregistrements doit donc être observée. Dans la BDD ici constituée, des classes de 1 à 180 jours consécutifs (au-delà les enregistrements sont considérés comme nécessairement erronés, les saisons sèches existantes étant inférieures à cette durée et aucune sécheresse d'une telle longueur n'étant connue, voir chapitre 1) à 0 ont été calculées pour chaque année de septembre à juin. C'est en effet au cours de ces mois qu'à lieu la saison des pluies dans les différentes régions du BA (Liebmann et Marengo 2001). De façon logique les séquences courtes sont les plus représentées, quelques jours sans pluie peuvent en effet régulièrement se produire (Figure 2. 8). En revanche toutes les classes plus longues sont peu représentées, ce qui est un point positif pour la qualité des séries ; on peut s'attendre à ne pas avoir trop de « fausses » séquences sèches. Un léger sursaut de la classe 31 jours peut-être observé, cependant les raisons en sont difficilement explicables puisqu'elle ne concerne pas un mois spécifique par exemple. L'histogramme de fréquence de ces séquences ne présente pas de rupture nette. Un seuil à partir duquel une séquence à 0 n'est probablement pas une interruption des pluies mais bien une erreur ne peut dont pas être fixé grâce à cette simple description.

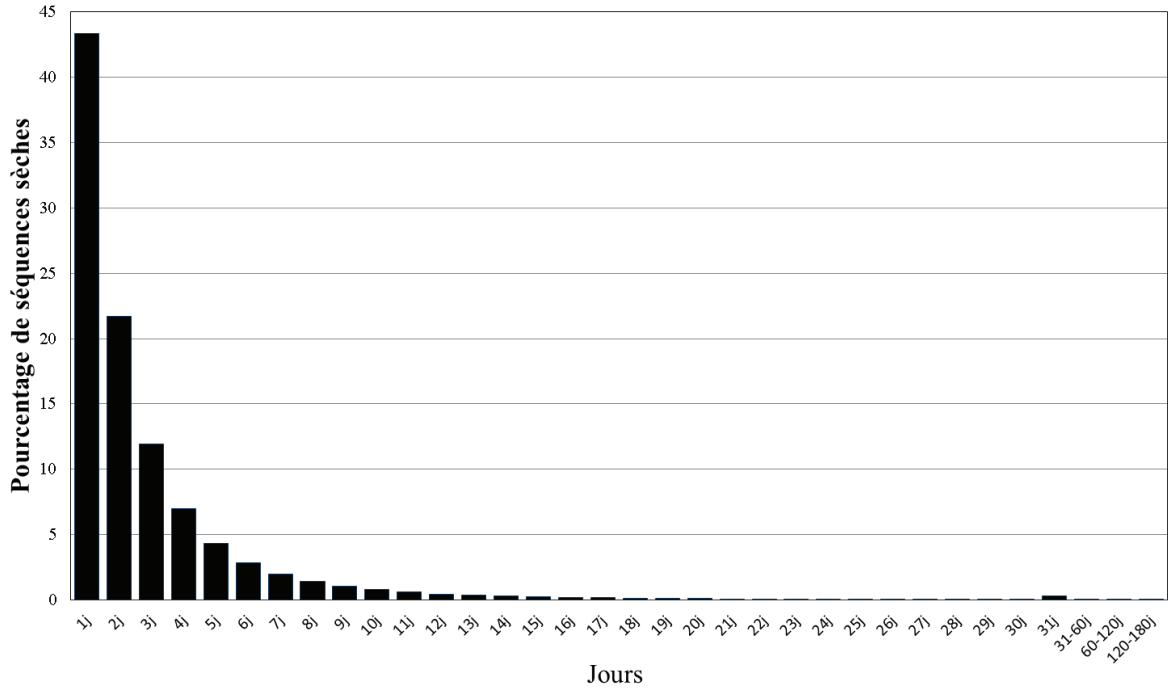


Figure 2. 8 Représentativité en pourcentage de chaque longueur de séquence sèche, pour l'ensemble de la base de données

En Amérique du sud, la plupart des travaux portant sur l'étude des séquences sèches concernent les régions où les précipitations sont fortement concentrées lors de la saison des pluies (Wolf

1977; Silva et Rao 2002; Carvalho et al. 2000; Menezes et al. 2008; 2010; Arai et al. 2009; Pertussatti 2013) et où l'agriculture est généralement non irriguée, car l'importance de la régularité des précipitations dans ces régions est essentielle pour la qualité et les rendements de l'agriculture et la gestion des ressources hydriques (Dubreuil et al. 2004; Arvor 2009; Pertussatti 2013). De plus, puisque l'intérêt porté aux séquences sèches est le plus souvent en lien avec l'agriculture, au-delà de leur durée, se pose également le problème d'un seuil de précipitation pour les caractériser, et ce dans différentes régions du globe (De Bruin 1980; Assad et al. 1993; Lana et al. 2006; Deni et Jemain 2009; Cruz et al. 2004; Özger et al. 2010; Pertussatti 2013). En effet le stress hydrique pour la végétation ne survient pas à partir d'une absence totale de pluies mais lorsque celles-ci ne sont pas suffisantes pour les besoins de la production de biomasse (Wolf 1977; Peron et Castro Neto 1986; Ceballos et al. 2004; Arvor 2009; Soares et Nóbrega 2010). Or, le type de production, son besoin en eau et sa sensibilité face au stress hydrique varie dans l'ensemble du BA (Arvor 2009; Pertussatti 2013). Ainsi, de même que pour les maximums quotidiens pluviométriques liés à des événements extrêmes (section 4.2), établir régionalement l'occurrence et la durée d'une séquence sèche pouvant être considérée comme a priori plausible, est compliqué. Trouver des critères permettant de s'affranchir de la contrainte d'un seuil fixe et non représentatif des différentes climatologies régionales du BA, est nécessaire.

Dans son guide des pratiques climatologiques, au chapitre sur la gestion des données, à la section 3.4 sur le contrôle de qualité, la WMO (2011) précise qu'il est possible de se baser sur la cohérence spatiale et/ou temporelle des données afin que les données soient « examinées, corrigées ou éliminées au besoin » en prenant soin toutefois de comparer des mesures réalisées dans des régions de climat similaire. Ainsi si une grande différence existe entre la valeur suspecte et celles observées dans les stations voisines, cette valeur peut-être invalidée et corrigée. C'est pourquoi ce travail propose une méthode basée principalement sur la comparaison entre stations voisines, cherchant à évaluer ce qui s'est produit à un instant particulier, localement. Cette approche est analogue à celle des plus proches voisins (Cressie et Chan 1989), et implicitement à celle de l'autocorrélation spatiale selon laquelle plus un élément est proche d'un autre plus il est probable qu'ils soient liés (Tobler 1970) ; donc concernant les stations il est attendu que plus les stations sont proches plus il est probable d'y observer des phénomènes similaires représentatifs d'une région (WMO 2011).

4.3.2 Détermination des stations voisines par clusterisation

Les stations sont ici déterminées comme voisines en fonction d'une distance spatiale euclidienne entre les stations et d'un régime de précipitation similaire caractérisant la région. En conséquence, le regroupement des stations selon leur régime de précipitation est avant tout chose nécessaire. Une méthode de clusterisation est utilisée pour rassembler les stations en fonction de ce critère. Pour réaliser ces regroupements des séries sans données manquantes sont souhaitables. Afin de palier temporairement cette difficulté, la moyenne mensuelle de chaque série a donc été calculée. Par ailleurs, la relation entre les variables étant plus constante et forte lorsque le pas de temps augmente (WMO 2011), cette agrégation permet aussi de renforcer la qualité de la clusterisation. Toutefois un tel calcul peut aussi être en contradiction avec les recommandations de l'OMM qui indique que des cumuls ou moyennes de précipitations de

devraient pas pouvoir être produits lorsqu'existent un grand nombre de valeurs manquantes dans le mois. Cela est relativement problématique puisque chacun des problèmes nécessite simultanément la résolution de l'autre.
En raison de la forte variabilité spatiale et temporelle des précipitations dans le BA, le regroupement en régions homogènes (clusterisation) est délicat et le choix de la méthode à appliquer est important. Il y a en effet peu de chances pour que les hypothèses de linéarité des méthodes les plus utilisées (comme k-means largement répandue) soient valides. Il apparaît en effet plus raisonnable de penser que les groupes de stations ayant des caractéristiques similaires soient séparées par des relations complexes. Pour ces raisons, une approche de clusterisation non-linéaire et plus précisément le clustering spectral a été utilisée. Le clustering est défini en traitement du signal comme toute technique de regroupement en régions homogènes (au sens d'un certain critère) de manière *non supervisée*, c'est-à-dire qu'aucun exemple de région n'est fourni. A l'inverse, la *classification* consiste à faire ce regroupement de manière *supervisée*, c'est-à-dire qu'un ou plusieurs exemples par classe sont disponibles et permettent ainsi d'affiner les techniques.
Le clustering spectral consiste à créer un graphe pondéré connectant toutes les stations entre elles. Le poids associé à la connection d'une station à l'autre dépend de la similarité de leurs précipitations. Le partitionnement est alors effectué sur la base de la théorie des graphes où des coupes sont appliquées aux endroits de faibles poids pour isoler les stations cohérentes.

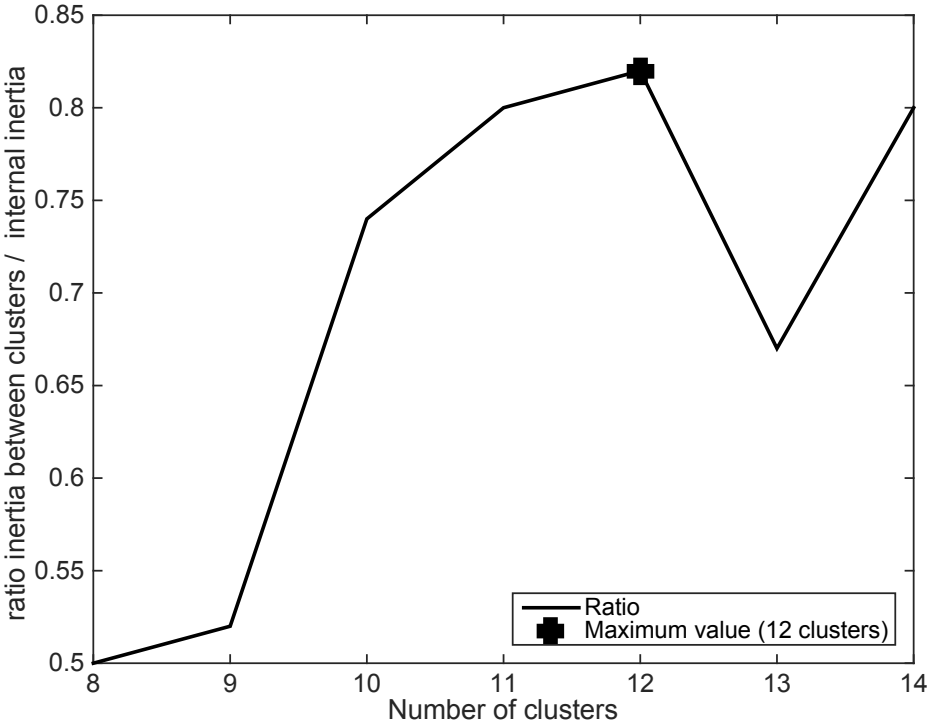
Pour calculer la connexion entre deux nœuds dans ce graphe, une solution naturelle consiste à calculer la distance usuelle (euclidienne) entre les séries temporelles de précipitations. Cependant, il a été démontré qu'une telle distance ne permet pas d'effectuer une séparation convenable dès lors que la frontière entre les groupes est complexe. Pour pallier cette difficulté, les méthodes à noyaux (kernel methods) représentent une alternative efficace. De manière simplifiée, l'idée consiste à transformer les données (actuellement représentées dans un espace de 365 ou 366 dimensions par un vecteur contenant les valeurs journalières de précipitations) dans un autre espace mathématique plus complexe où la séparation entre les clusters devient linéaire. Sous certaines propriétés, l'utilisation du spectral clustering avec cette transformation peut simplement être faite en changeant la façon dont on calcule la connexion entre les nœuds. Tout cela repose sur la théorie des méthodes à noyaux dont une description complète peut être trouvée dans (Camps-Valls et Bruzzone 2009). En pratique, nous calculons la similarité entre deux stations via un *noyau gaussien* où la connexion entre deux pluviomètres X1 et X2 est calculé de la façon suivante :

$$K(x_1, x_2) = e^{-\frac{\|x_1 - x_2\|}{\sigma^2}}$$

où σ est un paramètre à fixer. Il a été prouvé que ce noyau permet de séparer efficacement les clusters fortement non linéaires.
L'approche par clusterisation pour la détermination de régions climatiques homogènes, notamment pour les précipitations, est admis par l'OMM (2007), cependant celle-ci admet qu'aucune règle objective n'existe pour définir le nombre optimal de clusters. La validation de la clusterisation tient alors en grande partie à l'appréciation de l'auteur qui se repose sur son

Michot, Véronique. Analyse spatiale et temporelle de la variabilité des régimes de précipitations dans le bassin amazonien - 2017

expérience et sa connaissance (WMO 2007). Malgré tout, quelques méthodes automatisées ont été mises au point pour tenter d'estimer le nombre optimal de cluster. Ici la détermination automatisée du nombre de cluster le plus adéquat repose sur l'inertie intra et inter groupe. En effet, un bon regroupement doit fournir des précipitations homogènes à l'intérieur de chaque cluster (inertie interne) et en même temps, l'ensemble des clusters moyens doivent être très différents (intertie globale). Ainsi, plusieurs clusterisations comportant à chaque fois un nombre de clusters différents ont été générées. Pour chacune de ces clusterisations, est calculé le rapport entre l'inertie totale (inertie entre chaque cluster moyen) et l'inertie interne (somme de l'inertie de chaque groupe). La clusterisation obtenant le résultat le plus important est celle dont le nombre de cluster est le plus intéressant. La Figure 2. 9 a illustre ce rapport et montre que 12 clusters semble être le nombre de groupes le plus adéquat selon cette approche. La classification régionale des stations (Figure 2. 9 b) est alors conforme à de précédentes études (Figueroa et Nobre 1990 ; Espinoza et al. 2009; Delahaye 2013; Santos et al. 2015). Les régions tropicales sont en effet correctement distinguées de celles équatoriales ; les régions montagneuses de celles de plaines ; et les régions de l'hémisphère sud et celle plus restreinte de l'hémisphère nord (le Roraima).



a

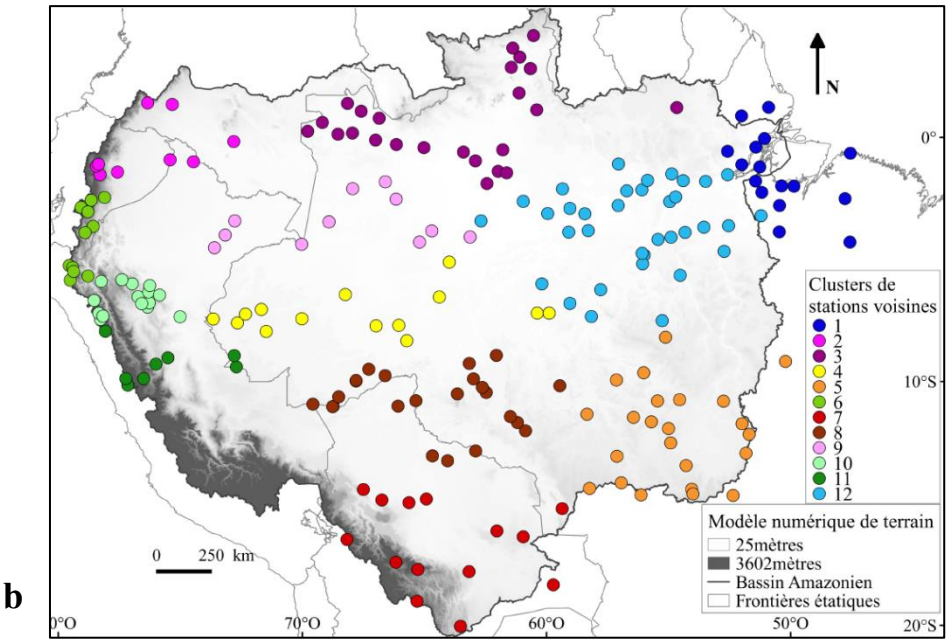


Figure 2. 9 Clusterisation des stations pluviométriques grâce à la méthode du clustering spectral. a) estimation du nombre optimal de clusters b) régions climatiques homogènes permettant de déterminer des stations voisines

4.3.3 Détection des séquences suspectes et validation de ces séquences

Comme exposé au début de la section, différents seuils de précipitations peuvent être utilisés pour définir une séquence sèche et ce, principalement en fonction de la sensibilité au stress hydrique de la végétation. Cependant, l'objectif présent étant de vérifier la présence erronée d'enregistrements à 0mm pendant plusieurs jours consécutifs, seule cette valeur sera prise en compte pour déterminer si une période est sèche.

Ce contrôle comporte deux étapes, tout d'abord la détection de périodes suspectes puis leur validation.

Les périodes suspectes sont repérées de la façon suivante. Pour chaque station, la durée moyenne des séquences à zéro est calculée pour chaque mois. En effet, les durées de séquences sèches peuvent varier d'une part en fonction de la région, donc de la station mais également en fonction de la période de l'année. Cette approche permet donc de s'appuyer sur un critère à la fois climatique régional en opérant le calcul pour chaque station, et sur un critère temporel puisqu'une durée moyenne est déterminée pour chaque mois.

Après cela, au sein de chaque série, tous les enregistrements à zéro de plus de deux jours sont détectés et leur durée comparée à la durée moyenne du mois concerné. Les séquences plus longues que cette moyenne sont signalées comme étant douteuses.

Enfin ces séquences douteuses sont comparées aux valeurs observées dans les stations voisines (Aguilar et al. 2005; Vicente-Serrano et al. 2010) puisqu'il est probable qu'une séquence sèche y soit également enregistrée au même moment. Comme cela a été présenté au début de la section, les stations voisines sont déterminées par leurs similitudes climatiques, c'est à dire par leur appartenance au même groupe de régime de précipitation (établi lors de la clusteurisation) et par leur proximité spatiale.

Les directives pour la gestion des changements apportés aux programmes d'observation du climat (WMO 2007), recommandent d'utiliser plusieurs stations proches pour le contrôle de l'homogénéité d'une série lors de la mise en place d'un nouveau matériel de mesure. La recommandation précise au moins 3 à 5 stations. Cette étude compare donc sur un ensemble de trois stations (appartenant au même cluster) la crédibilité d'une séquence enregistrant 0mm par jour de la façon suivante : si les stations voisines enregistrent un nombre de jours sans pluie égal à au moins à 20% du nombre de jours de la séquence douteuse, alors cette séquence n'est plus considérée douteuse mais comme étant probablement une séquence sèche. L'ensemble de l'année qu'elle comporte une saison sèche ou pas est prise en considération. Ainsi, si le nombre de jours est inférieur à 20% la séquence est admise comme étant probablement fausse et les valeurs de cette séquence sont remplacées par des NA. Ce seuil de 20% a été établi après avoir testé des pourcentages plus grands et plus petits sur quelques portions de séries où ont été repérées des séquences assimilables à de réelles séquences sèches et d'autres non, ainsi que sur des saisons sèches. Lorsque le seuil est supérieur, jusqu' 35% par exemple, beaucoup trop de séquences sèches sont éliminées et également une grande partie des saisons sèches. En revanche en dessous de 20% aucune correction ne semble vraiment être apportée.
Après l'identification et la validation des séquences à 0mm par jour, la plupart des séries ne sont que peu modifiées et l'augmentation du nombre de valeurs manquantes est de 0,1% à 3,5% (Tableau 2. 2).

Tableau 2. 2 Evolution du pourcentage de valeurs manquantes après contrôle et correction des séquences enregistrées à zéro dans les séries pluviométriques.

Pourcentage de NA supplémentaires	Nombre de stations
0%	56
0,1 à 1%	129
1,1 à 2%	13
2,1 à 3%	5
3,1 à 3,6%	3

5. Reconstruction des données manquantes

Ne pas laisser les séries temporelles avec des lacunes est nécessaire dans la plupart des cas, afin de pouvoir en faire des analyses reflétant la réalité car les données manquantes, de par la perte d'information qu'elles engendrent, rendent l'information moins fiable (Glasson-Cicognani et Berchtold 2010). L'OMM indique en particulier qu'un cumul mensuel des précipitations ne doit pas être réalisé si des données manquantes existent (WMO 2011), et préconise avant le calcul d'une norme climatique par exemple, de reconstruire les données. Néanmoins elle n'envisage de combler les lacunes que lorsque celles-ci ne représentent pas plus de 20% des données annuelles et pas plus de trois années consécutives. D'autre part elle signale que les moyennes mensuelles ne devraient pas pouvoir être calculées lorsque plus de 10 jours sont manquants dans le mois ou bien qu'il existe une période lacunaire de plus de 5 jours consécutifs dans le mois (2011 ; le rapport n°341 de la WMO (1989) encourage même à ne pas dépasser

les 5 jours manquants par mois, et 3 jours consécutifs). En effet bien qu'une reconstruction des données soit admise, plus longue est la période estimée moins les estimations sont fiables. Les reconstructions sur de longs intervalles devraient alors prendre en compte l'aspect temporel de la série en produisant une interpolation notamment issue de l'historique de la série (WMO 2011). Au vu de l'analyse temporelle des données manquantes réalisées dans la section 0, de tels critères reviendraient à devoir laisser lacunaires sur plusieurs périodes la plupart des séries de la base de données. Or, comme l'indique aussi l'OMM l'exploration de données visant à analyser des normes, des tendances, etc., ne peut se faire sur des séries incomplètes. Combler les hiatus est malgré tout souhaitable. Un des défis les plus importants est alors que l'estimation soit la plus réaliste possible.

Plusieurs méthodes, le plus souvent statistiques, sont employées pour reconstituer des séries de données. Les méthodes sont choisies et guidées en fonction des besoins de l'étude, des données et de l'expertise de l'auteur (WMO 2007, 2011). Elles peuvent reposer sur une interpolation temporelle ou spatiale, qui produit une valeur estimée à partir des valeurs précédentes ou suivantes de la série ou bien grâce aux valeurs observées dans des stations avoisinantes (WMO 2011). Elles peuvent reposer aussi sur une extrapolation introduisant ainsi des valeurs basées sur les caractéristiques de la série à reconstruire. Le choix des méthodes de reconstruction dépend de l'importance des lacunes. Lorsqu'elles ne s'étendent que sur quelques jours consécutifs des estimations simples basées sur des moyennes ou des régressions linéaires par exemple, peuvent être employées. En revanche lorsque les lacunes sont plus importantes des techniques de modélisation plus sophistiquées peuvent avoir un intérêt.

En pratique, les données de précipitations, d'autant plus au pas de temps quotidien, sont peu souvent reconstruites et le détail de la mise en œuvre de cette étape est souvent succinct (Cardenas et Krainski 2011). En effet, plus l'échelle temporelle est grande, plus l'imputation de données est compliquée et peut-être soumise à des erreurs (Cardenas et Krainski 2011). Les alternatives à ce problème peuvent être les suivantes. Tout d'abord dans les cas où cela s'avère possible seules les séries avec très peu de lacunes doivent être sélectionnées (Boulanger et al. 2010; Moron et al. 2013) et reconstruire les données manquantes à partir de la moyenne des stations voisines, comme l'ont fait Camberlin et al. (2003) pour une étude, portant sur le Sénégal. Les lacunes ont alors été comblées par la moyenne régionale observée dans les autres stations à la même date.

Les données peuvent également être complétées par des méthodes analogiques, à la façon de Moron et al. (2013), et qui consiste à choisir des prédictants dont le comportement temporel passé est proche de celui-observé à la période à reconstruire.

Des approches plus complexes sont également employées à l'instar de Moron et al. (2007) qui utilisent un générateur stochastique c'est-à-dire un modèle mathématique basé sur les probabilités, pour tenter de reproduire les propriétés statistiques (les moyennes, les variances, etc) de données mesurées.

Dans sa thèse, Boyard-Micheau (2013) expose quelques-unes des autres méthodes appliquées par certains auteurs comme l'usage d'une fonction de probabilité de densité (Simolo et al. 2010), des régressions à partir d'une approche d'espérance-maximisation (Makhuvha et al. 1997 a, 1997 b), ou bien la régression linéaire multiple (Eischeid et al. 2000; Vicente-Serrano et al. 2010; Camberlin et al. 2012; Boyard-Micheau 2013). Dans ses propres travaux Boyard-Micheau (2013; 2015) utilise cette dernière méthode en tentant de l'optimiser grâce à une

Michot, Véronique. Analyse spatiale et temporelle de la variabilité des régimes de précipitations dans le bassin amazonien - 2017

régression linéaire multiple pas à pas ascendante et en fonction des saisons des pluies en Afrique de l'est. Malgré son intérêt et ses résultats, dans le cas présent une telle méthode n'est pas applicable en raison de l'étendue du territoire d'étude impliquant une multitude de régimes de précipitation. En effet, forte alternance saisonnière n'est pas nécessairement présente sur l'ensemble du BA et il n'existe donc pas toujours de saison sèche, mais également que les saisons des pluies enregistrent des durées et des cumuls saisonniers pouvant différer grandement, dans les régions où elles existent. De plus la densité relativement faible du réseau de pluviomètres est un obstacle important dans le choix des stations voisines, notamment dans les régions les moins couvertes. Cette remarque est évidemment d'ordre général et concerne toutes les méthodes de contrôle des données et de reconstruction. Malgré ces deux derniers points, l'enjeu principal de la reconstruction des données manquantes dans le bassin amazonien est alors de trouver une méthode applicable à la région dans son ensemble.

Trois méthodes ont été expérimentées. Les deux premières sont déterministes et basées sur l'interpolation des données observées dans les stations voisines. Dans un cas la valeur manquante est remplacée par la donnée observée le même jour dans la station voisine la plus proche ; dans l'autre cas la moyenne des valeurs observées dans les stations voisines est calculée à la date de la valeur manquante. Ces deux approches bien que basiques sont testées car elles devraient a priori pouvoir rendre compte des précipitations observées dans la région (WMO 2011). La troisième méthode est celle de l'imputation multiple par équation enchaînées (Van Buuren et Groothuis-Oudshoorn 2011) par Predictive Mean Matching (MICE-PMM) qui devrait permettre de prendre en compte l'incertitude des données imputées car plusieurs valeurs sont simulées pour chaque donnée manquante (Audigier 2015).

5.1 Reconstruction par le plus proche voisin

La méthode du plus proche voisin (PPV) est basée sur un simple critère de distance spatiale entre deux objets. En effet comme décrit précédemment, deux objets proches spatialement ont plus de chance d'avoir des valeurs similaires, à partir du moment où ceux-ci se ressemblent, ce qui rend possible l'interpolation d'une donnée manquante à partir des valeurs observées dans la série voisine la plus proche (Eischeid et al. 2000; WMO 2011). Les lacunes observées dans une série sont donc directement remplacées par les valeurs de la station voisine la plus proche au sein du même cluster (afin de s'assurer de la similitude des régimes) et disposant de données au jour manquant dans la station d'intérêt, mais sans limite de distance (Vicente-Serrano et al. 2010). Un des problèmes de cette approche est qu'une sixième station voisine doit parfois être utilisée, les cinq précédentes étant également lacunaires au cours de la période à combler. Au pas de temps quotidien, combler des données avec des stations pouvant être très éloignées peut avoir un impact sur la cohérence de la série temporelle et spatiale du fait de la grande variabilité spatiale des précipitations.

5.2 Reconstruction par la moyenne des stations voisines

Afin de prendre en compte la variabilité des précipitations utiliser un plus grand nombre d'observations pour estimer une donnée manquante peut être intéressant. Lors d'un changement de matériel, pour effectuer un contrôle d'homogénéité de la nouvelle série, l'OMM recommande l'usage de trois à cinq stations voisines (WMO 2007). Imputer aux données manquantes la moyenne des valeurs des stations les plus proches pourrait donc permettre d'améliorer la cohérence spatiale. Toutefois aucun critère spécifique et purement objectif n'existe pour définir la distance maximale délimitant des stations comme étant voisines ou non (Vicente-Serrano et al. 2010 ; WMO 2011). En matière d'agencement des réseaux régionaux synoptique l'OMM préconise cependant d'avoir un espacement maximum de 500km entre les stations principales (WMO 2011). Cette distance sera donc retenue pour fixer un seuil maximum définissant l'éloignement entre stations voisines. Suivant ce critère de distance et celui de la ressemblance (appartenance au même cluster), l'ensemble des stations à l'exception d'une seule (Apalai, NA= 3.67%, Figure 2. 3) disposent de 4 stations voisines (comportant des données) à celle nécessitant une reconstruction.

Toutefois subsiste le problème de la disponibilité simultanées des données dans ces stations voisines. Puisqu'avoir des données dans au moins 3 stations voisines est souhaitable, si plus d'une comporte des données manquantes l'imputation devient impossible. Une option est alors d'utiliser, de façon limitée à ce type de cas, une autre source de données.

Carvalho et al. (2012) et Getirana et al. (2011) ont comparé plusieurs types de sources de données dans le bassin amazonien, et ont conclu que les données CPC (Unified Gauge-Based Analysis of Global Daily Precipitation of the NOAA) sont relativement performantes malgré des sous-estimations dans les régions andines (Silva et al. 2007). D'autre part selon Juarez et al. (2009) CPC est le meilleur produit d'estimation au pas de temps quotidien pour la région. Les données CPC sont des données de précipitations interpolées en point de grille (0,125°x0,125°) au pas de temps quotidien de 1979 à aujourd'hui, qui proviennent de la combinaison de données de stations pluviométriques et satellitaires (Chen et al. 2008) L'avantage que peut fournir ce jeu de données ici est d'apporter de l'information où et quand elle n'est pas disponible, par exemple pour la station d'Apalai et lorsque les stations voisines ne peuvent pas être utilisées. Un de ses inconvénients est en revanche de lisser les données et les sous-estimer. Pour chaque donnée manquante la nécessité d'utiliser ces données est évaluée en restreignant leur emploi purement au cas où moins de trois stations sont disponibles.

En pratique, des séries temporelles sont extraites des points de grille CPC les plus proches des stations pluviométriques Figure 2. 10. Ainsi chaque station dispose de quatre séries de précipitations synthétiques.

Ainsi, pour chaque donnée manquante dans une série temporelle la moyenne des quatre ou trois (minimum requis dans l'approche de l'OMM) stations voisines les plus proches est imputée. Lorsque moins de trois stations sont disponibles, les valeurs des séries CPC les plus proches complètent les observations (Figure 2. 11). En d'autres termes, si seulement deux (une) stations voisines ont des données disponibles, deux (trois) séries CPC complèteront le calcul de la moyenne. Si l'ensemble des stations voisines est indisponibles la moyenne est calculée à partir des quatre séries CPC.

Michot, Véronique. Analyse spatiale et temporelle de la variabilité des régimes de précipitations dans le bassin amazonien - 2017

La méthode de la reconstruction par la moyenne a été analysée par Glasson-Cicognani et Berchtold (2010) qui ont conclu que celle-ci peut-être moins efficiente que d'autres car elle tend généralement à sous-estimer les valeurs imputées. Mais leur travaux montrent aussi que l'utilisation de la moyenne peut apporter de bons résultats lorsque les données manquantes sont de type MCAR (Missing completely at Random ; Little et Rubin 2002; Glasson-Cicognani et Berchtold 2010) c'est-à-dire que les valeurs manquantes sont totalement dû au hasard et ne dépendent pas d'une autre variable, or les lacunes dans les séries temporelles de précipitations peuvent être considérées comme MCAR. Des résultats adéquats sont donc espérés.

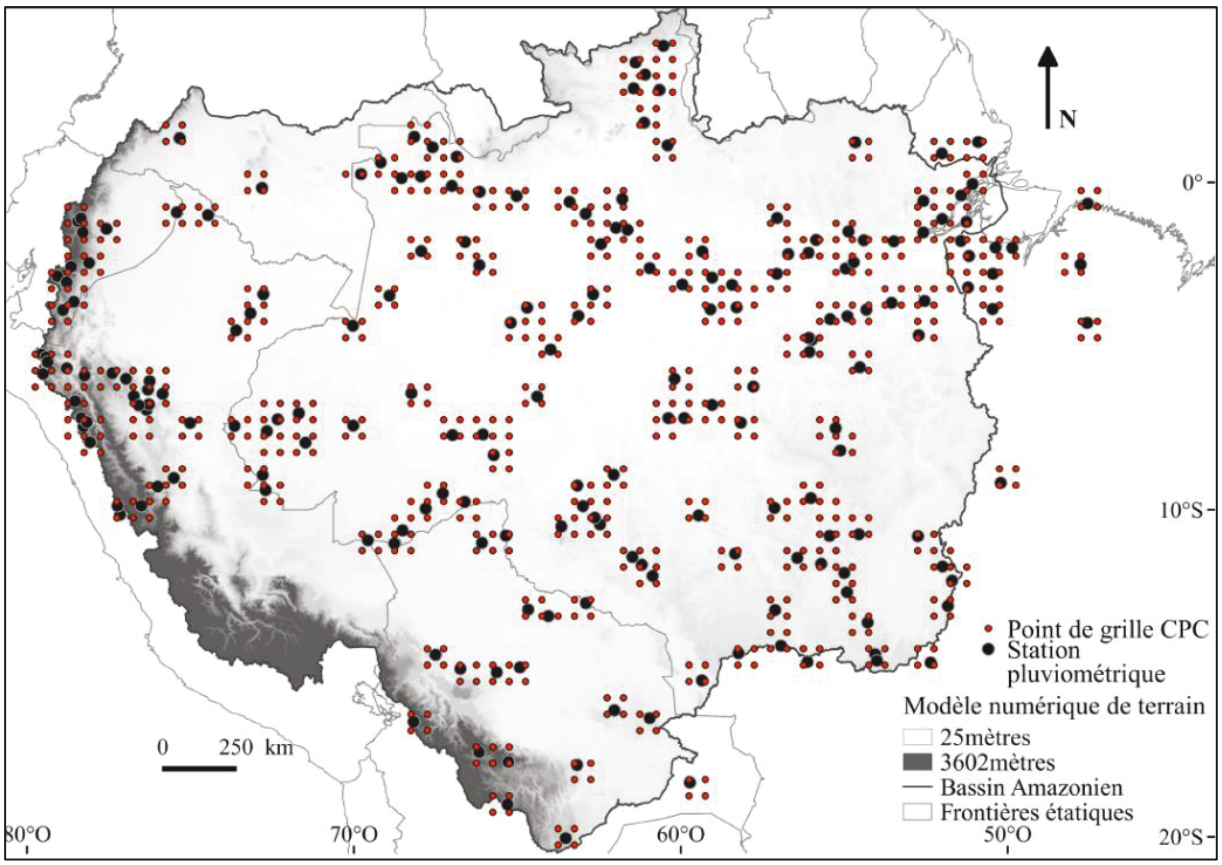


Figure 2. 10 Localisation des stations pluviométriques de la base de données et des points de grille CPC les plus proches.

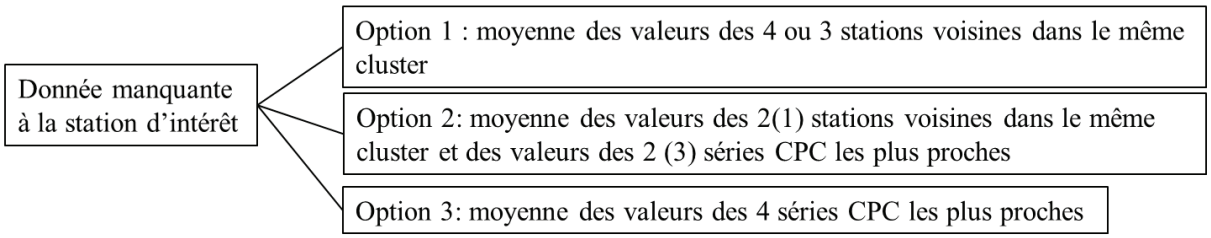


Figure 2. 11 Etapes de reconstruction des données manquantes grâce à la moyenne des séries observées ou CPC voisines.

5.3 Reconstruction par Imputation Multiple par Equations Enchaînées par Predictive Mean Matching

Le principe général de l'imputation multiple est de remplacer une donnée manquante par une valeur plausible en générant pour chaque donnée manquante, plusieurs valeurs stochastiques plausibles résultant de régressions entre la série et ses propres valeurs ainsi que d'autres variables (telles que d'autres séries temporelles voisines), la valeur la plus probable, car la plus proche d'une valeur déjà observée, est ensuite imputée (Rubin 1987; Glasson-Cicognani et Berchtold 2010; Van Buuren et Groothuis-Oudshoorn 2011). Les valeurs imputables sont générées par la méthode de Predictive Mean Matching (PMM) (Van Buuren et Groothuis-Oudshoorn 2011).
Le software MICE, disponible sous R, est utilisé pour automatiser le processus d'imputation multiple. Il ne doit être utilisé que sur des données MAR (Missing At Random) ou MCAR (Schafer et Graham 2002), ce qui est bien le cas ici.
De façon plus détaillée, dans cette procédure des modèles de régression sont opérés de sorte que chaque NA est simulé par rapport à la série elle-même et par rapport aux séries voisines. Pour chaque NA, vingt valeurs prédictives sont simulées, les simulations sont réitérées cinq fois et tous ces échantillons sont conservés. La valeur finalement imputée est la valeur réellement observée dans l'historique de la série ou des séries voisines, la plus proche d'une des valeurs simulées. La simulation des données par PMM permet donc d'éviter les valeurs aberrantes, les maximum et minimum simulés ne pouvant être supérieurs ou inférieurs à ceux déjà observés dans la série (Royston et White 2011).

6. Validation des méthodes de reconstruction

Une des façons les plus simples et rapides de vérifier la qualité d'une reconstruction consiste à calculer l'erreur de prévision grâce au principe de validation croisée, ce qui signifie créer artificiellement des lacunes puis comparer les données imputées à celles réellement observées (WMO 2007). Le jeu de données étant composé d'un nombre relativement important d'individus eux-mêmes ayant de longues séries temporelles, la validation est réalisée sur les quelques années d'un nombre restreint de stations. Cet échantillon doit être représentatif des différents régimes climatiques du BA et ne pas comporter de NA. Cela suppose donc d'avoir une station par cluster et une période commune sans lacunes dans toutes ces stations afin de pouvoir comparer les résultats. La comparaison des performances entre les méthodes est ensuite basée sur le calcul des Root Mean Square Error (RMSE).
La reconstruction au moyen de la méthode apparaissant la plus performante est finalement réalisée sur la BDD complète.

6.1 Création de l'échantillon de stations

En vue de représenter chaque type de régime de précipitation du BA, une station a été sélectionnée dans chacun des clusters (Figure 2. 9 b) pour créer l'échantillon. Ce dernier comprend donc 12 stations (Figure 2. 12). Les stations au sud et à l'est du bassin ont des régimes unimodaux (Figure 2. 13 d, g, h, i, j, k, l) tandis que ceux-ci sont plus uniformes dans le nord-ouest et au centre du bassin (Figure 2. 13 a, b, c, e, f). Les stations ont particulièrement été sélectionnées du fait de leur absence de NA pendant une période commune allant du 1er août 1986 au 31 juillet 1990.

Au sein de ces séries des lacunes sont artificiellement créés grâce à un tirage aléatoire. Cependant la longueur des séquences de NA peut influencer la qualité d'une reconstruction (Cardenas et Krainski 2011). C'est pourquoi des durées de NA de 5, 30, 60, 180, et 365 jours sont générées pour chaque station de l'échantillon. Dans le but de rendre la comparaison des méthodes de reconstruction plus significatives, pour chaque station et chaque durée de NA, 100 itérations sont réalisées. Pour une itération les dates des lacunes artificielles sont les mêmes pour les douze stations.

Les méthodes de reconstruction décrites précédemment sont ensuite appliquées pour reconstruire les NA de chaque itération.

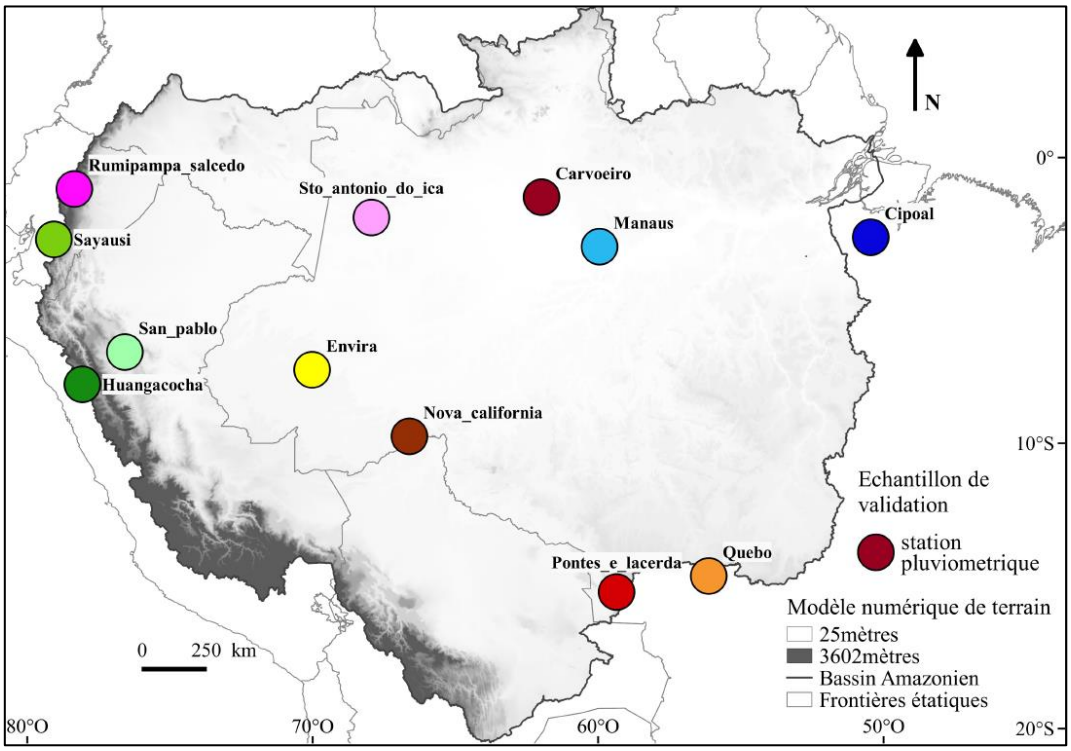


Figure 2. 12 Distribution des stations pluviométriques composant l'échantillon test pour la validation de la reconstruction des données manquantes de la base de données. Chaque station provient d'une des régions issues de la clusterisation section 4.3.2.

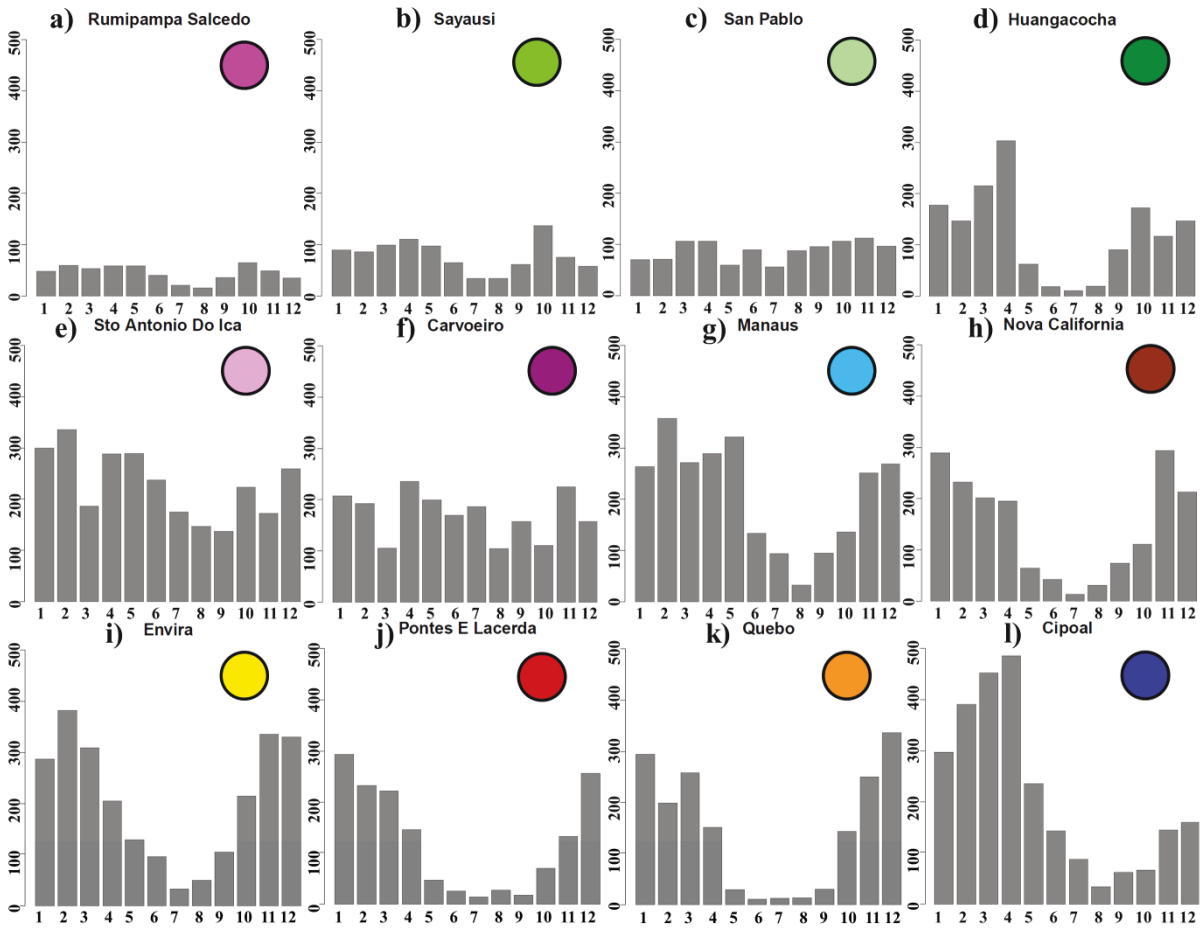


Figure 2. 13 Régime de précipitation annuel des stations composant l'échantillon test pour la validation de la reconstruction des données manquantes de la base de données. L'axe des ordonnées exprime les précipitations en mm, celui des abscisses représente les mois (janvier à décembre).

6.2 Outils de validation

Pour calculer l'erreur de prévision de chaque méthode, le RMSE (équation 1) est calculé pour chaque station, chaque séquence et chaque itération de la façon suivante :

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{N}(Po,i-Pe,i)^2}{n}} \qquad (1)$$

où *Pe* est la prévision, c'est-à-dire la valeur modélisée, et *Po* l'observation. Le RMSE permet de quantifier, en millimètre (mm), l'erreur moyenne de la donnée modélisée par chacune des méthodes de reconstruction des valeurs manquantes. Le RMSE est un critère fréquemment utilisé pour évaluer la performance d'un prédicteur ou d'un estimateur. Plus la valeur de RMSE est proche de zéro, plus la valeur estimée est correcte.

6.3 Résultats de la validation de la reconstruction

La Figure 2. 14 présente pour chaque station de l'échantillon ainsi que pour les trois types de reconstruction, la distribution des 600 valeurs de RMSE correspondant aux 100 itérations de chacune des six durées de NA. Cette approche a pour but d'examiner la performance de chaque méthode en fonction de la durée des NA.

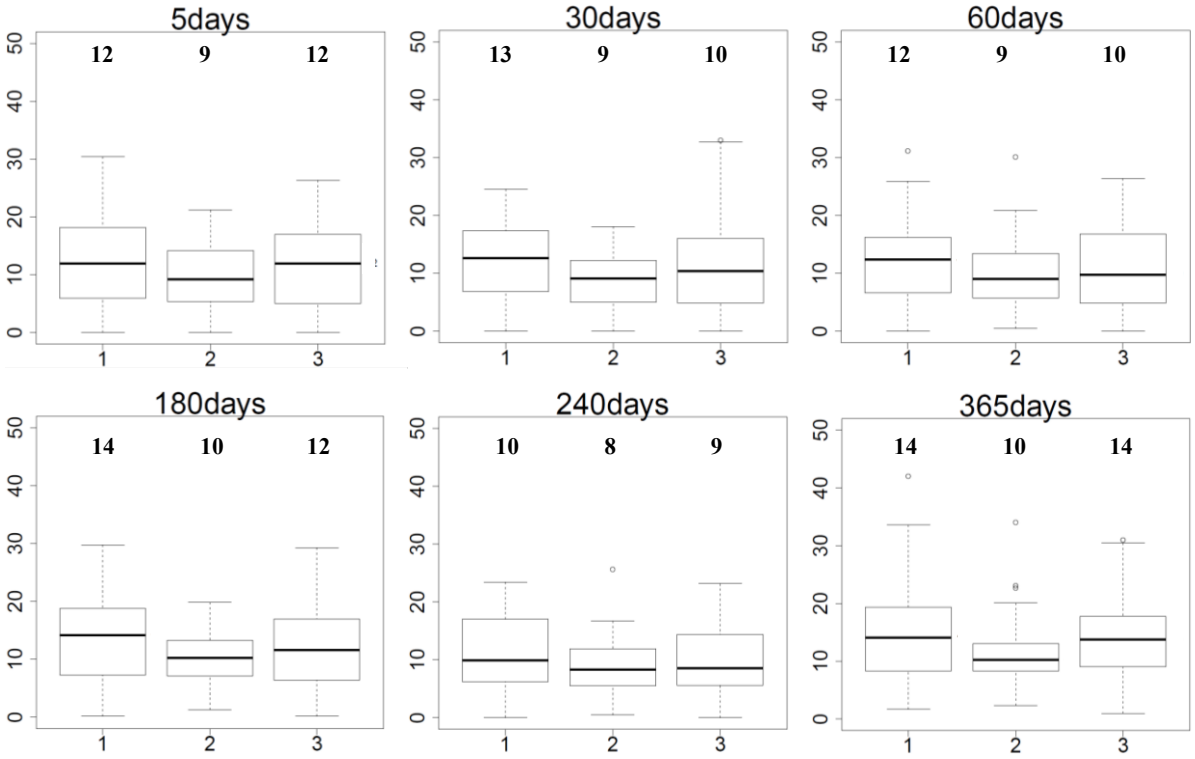


Figure 2. 14 Boxplot des RMSE de chaque durée de séquence de NA de 5jours à 365 jours. L'axe des abscisses représente chaque méthode de reconstruction des données manquantes 1 : MICE-PMM ; 2 : moyenne des séries les plus proches ; 3 : Plus proche voisin. Le nombre au-dessus de chaque boxplot indique la valeur de la médiane, en mm. L'axe des ordonnées est exprimé en mm.

La Figure 2. 15 présente pour chaque durée et chaque méthode de reconstruction la distribution des 1200 valeurs de RMSE correspondant au produit des douze stations par les 100 itérations. Cette approche a pour but de voir si la localisation de la station, donc son type de régime de précipitation, influe sur la méthode de reconstruction et varie en fonction de la durée de NA.

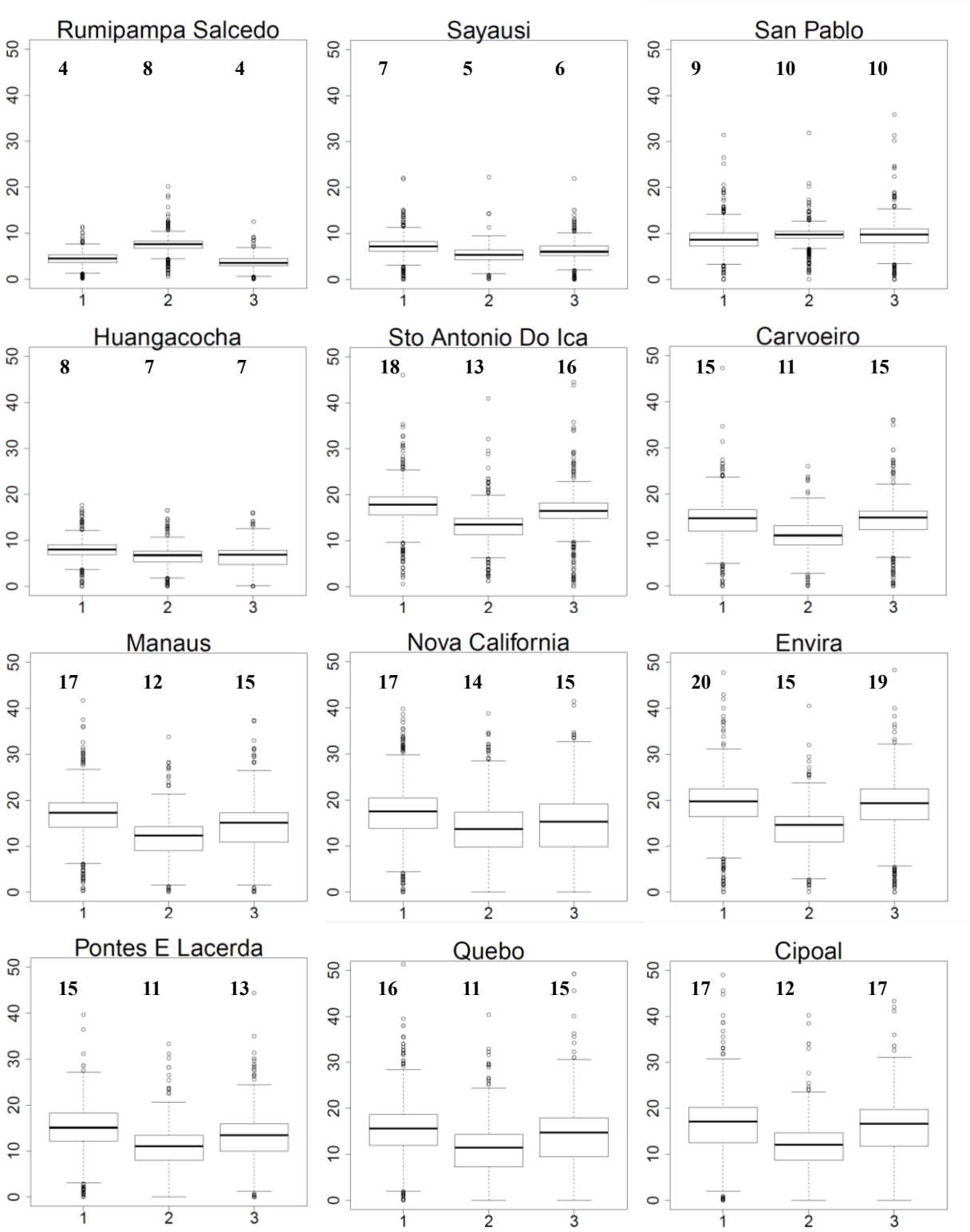


Figure 2. 15 Boxplot des RMSE de chaque station de l'échantillon de validation. L'axe des abscisses représente chaque méthode de reconstruction des données manquantes 1 : MICE-PMM ; 2 : moyenne des séries les plus proches ; 3 : Plus proche voisin. Le nombre au-dessus de chaque boxplot indique la valeur de la médiane, en mm. L'axe des ordonnées est exprimé en mm.

Dans la Figure 2. 14 les valeurs de MSE, en fonction de la durée des NA, sont assez différentes d'une méthode à l'autre ; la méthode de la moyenne obtient de façon générale les meilleurs résultats. La variance des valeurs de RMSE est assez variable selon le nombre de jour de NA

et il est assez difficile d'établir un lien entre augmentation de la durée des NA et augmentation de la valeur des RMSE. En effet la classe de 5 jours a des valeurs de RMSE de même ordre de grandeur que les classes de 30, 60 ou 240 jours et ce, pour les trois méthodes. Même au regard des médianes le lien entre valeur de RMSE et durée des NA ne paraît pas évident. La classe de 365 jours se détache légèrement, puisqu'une baisse de la qualité des reconstructions apparaît plus clairement avec les méthodes MICE et la plus proche voisine dont la médiane atteint 14mm, tandis que la médiane de la méthode de la moyenne est de 10mm.

Cette même analyse faite en fonction de la localisation montre que dix des douze stations obtiennent les valeurs de RMSE les plus faibles en utilisant la moyenne (Figure 2. 15). Pour chacune de ces dix stations, la variance et les médianes de RMSE sont plus basses avec la moyenne qu'avec les deux autres méthodes. La différence entre les médianes est plus marquée entre MICE-PMM et la moyenne qu'entre cette dernière et la méthode PPV. La différence la plus remarquable entre la moyenne et les deux autres méthodes s'observe pour les stations de Envira et Cipoal (Figure 2. 13 i et l, et Figure 2. 15) où saison sèche et saison des pluies sont bien définies. Une relation entre régimes de précipitations et méthodes de reconstruction semble donc exister puisque la moyenne donne de meilleurs résultats dans les stations aux régimes unimodaux alors que MICE-PMM est moins performant dans ces cas-là (Figure 2. 13 g à l et Figure 2. 15). La moyenne s'avère également plus performante dans le cas de deux stations équatoriales à la pluviométrie élevée et sans saison sèche (Figure 2. 13 e et f et Figure 2. 15). A l'inverse, dans les stations situées dans l'ouest du BA, dans les Andes, une réelle et forte différence de performance entre les trois méthodes est plus difficile à relever et la moyenne n'est plus nécessairement la plus efficace. En effet, à la station Rumipampa Salcedo la moyenne a cette fois le moins bon résultat, et pour la station de San Pablo la méthode donnant une médiane avec le meilleur résultat est celle de MICE-PMM. Pour les deux stations Sayausi et Huangacocha la moyenne donne les meilleurs résultats toutefois les médianes des trois méthodes sont relativement proches. A l'exception de Huangacocha, les stations citées ont une faible pluviométrie et ne comporte pas de saison sèche (Figure 2. 13 a, b, c et Figure 2. 15). Concernant ces quatre stations, établir quelle méthode est la plus adaptée pour reconstruire les NA est plus difficile.

Ces remarques suggèrent que la localisation et ainsi probablement le régime de précipitation associé, ont un impact sur les résultats et performances des différentes méthodes. En effet, la moyenne présente de meilleurs résultats avec parfois une grande différence par rapport aux méthodes MICE-PMM ou PPV dans les stations ayant généralement un régime de précipitation alternant saison sèche et saison des pluies, mais ses performances ne sont plus aussi distinguables dans les stations à faible pluviométrie et sans saison sèche. Dans les régions où les pluies sont distribuées plus régulièrement au cours de l'année, la qualité des reconstructions avec les trois méthodes est sans doute meilleure car, pour MICE, la probabilité qu'il ait plu à la même période de l'année dans l'historique de la série ou celles voisines, et à peu près toujours dans le même ordre de grandeur, est important et modère les risques d'erreurs ; pour la plus proche voisine et la moyenne il en va de même car les précipitations sont un peu plus homogènes spatialement. En revanche, dans les régions où l'alternance saisonnière des précipitations est marquée, avec des événements extrêmes pouvant être très intenses, la variabilité spatiale et temporelle des précipitations est accentuée et met d'avantage en évidence les limites des méthodes. La très forte variabilité temporelle et pluviométrique des événements

Michot, Véronique. Analyse spatiale et temporelle de la variabilité des régimes de précipitations dans le bassin amazonien - 2017

météorologiques est probablement ce qui affecte le plus la qualité de la reconstruction avec MICE, puisqu'elle se base entre autre sur l'historique des séries. La variabilité spatiale est certainement l'obstacle le plus important à la bonne qualité de la reconstruction par le plus proche voisin. La chance de capter l'événement par celui-ci étant d'autant plus faible que la distance entre les deux stations est grande, mais à l'inverse il est tout aussi probable qu'il enregistre des événements qui n'auraient pas atteint la station sujette aux données manquantes. La moyenne de plusieurs stations offre alors une opportunité plus grande de capter un événement pluvieux s'étant produit dans la région ou bien au contraire de retranscrire l'absence de pluies. Les stations voisines permettant le calcul de cette moyenne, étant sélectionnées au sein de régions climatiques similaires, elles sont en effet considérées comme pouvant refléter la dynamique pluviométrique de la région également à un instant T.

Puisque la moyenne donne le plus souvent et sur l'ensemble du BA les meilleurs résultats, celle-ci est utilisée pour reconstruire l'ensemble de la base de données. La qualité de cette reconstruction complète est évaluée dans la section ci-dessous.

6.4 Evaluation de la qualité de la reconstruction des séries par la moyenne des valeurs observées

La qualité de la reconstruction de l'ensemble de la base de données peut être évaluée par l'intermédiaire de descripteurs des précipitations annuelles, comme le nombre de jours de pluie moyen par an et la pluviométrie moyenne annuelle (Figure 2. 16 b et Figure 2. 17 b).
Dans un but de comparaison avec ces descripteurs des précipitations la Figure 2. 18 présente le pourcentage moyen de NA par an pour chaque station de la BDD.
La Figure 2. 16 a, fait état de la différence entre le pourcentage moyen du nombre de jours pluvieux par an après et avant la reconstruction. Le nombre de jours de pluie reconstruit est fonction de l'importance des NA (Figure 2. 17) mais aussi du régime de précipitations de la région (Figure 2. 9 et Figure 2. 13). En effet, suite à la reconstruction des données, le nombre de jours de pluie augmente un peu plus dans les régions où la pluviométrie annuelle est uniforme (sans saison sèche), comme dans les Andes équatoriale, tandis que dans les régions à régimes unimodaux (alternance saison sèche-saison humide), comme dans le sud par exemple, le pourcentage de jours pluvieux est un peu moins important. Cela peut être interprété comme le fait que la moyenne permet de reconstruire les séries en respectant les cycles saisonniers des régimes unimodaux. Toutes les données manquantes ne sont en effet pas nécessairement remplacées par des valeurs supérieures à 0, ce qui permet une bonne retranscription des saisons. Ainsi, l'idée que cette méthode permette de refléter les conditions régionales à un instant déterminé semble ici cohérente. La Figure 2. 16 b expose de façon plus générale le nombre moyen de jours de pluie par an. La distribution des valeurs est cohérente avec la littérature (Espinoza 2009; Simões-Reibota et al. 2010). Aux latitudes équatoriales, dans le nord-ouest du BA et dans le nord des Andes, la moyenne du nombre de jour de pluie par an est élevée. Dans l'échantillon de validation ces régimes correspondent aux stations des Figure 2. 13 a, b, c, d, e, f, l. Le nombre de jours de pluie moyen par an décroît vers le sud du fait de l'existence d'une

Michot, Véronique. Analyse spatiale et temporelle de la variabilité des régimes de précipitations dans le bassin amazonien - 2017

saison sèche annuelle de plus en plus marquée, ces régimes sont représentés dans l'échantillon de validation par les stations h à k de la Figure 2. 13.

La Figure 2. 17 montre les totaux pluviométriques moyens annuels pour chaque station du BA. L'augmentation, en pourcentage, des totaux pluviométriques annuels après la reconstruction est très hétérogène spatialement, ce qui est également le cas du pourcentage de NA par an. Dans le sud-est, la pluviométrie augmente toutefois particulièrement pour un groupe de stations. Ce secteur était également affecté par un taux légèrement plus important de NA que dans le reste du BA. Cependant l'augmentation du nombre de jours de pluie ne se distingue pas autant, ce qui peut signifier que l'augmentation des précipitations est concentrée sur une période, probablement la saison des pluies. Ceux-ci sont également cohérents avec la littérature (Figueroa et Nobre 1990; Liebmann et Marengo 2001; Espinoza et al. 2009; Simões Reibota et al. 2010). Les stations équatoriales ainsi que celles situées au nord-ouest ont les plus hautes valeurs de précipitations annuelles. La pluviométrie décroît en direction des latitudes tropicales, vers le sud (Figure 2. 13 h à k de l'échantillon de validation) et vers le nord, ainsi que dans les régions montagneuses des Andes (Figure 2. 13 a à d de l'échantillon de validation).

Michot, Véronique. Analyse spatiale et temporelle de la variabilité des régimes de précipitations dans le bassin amazonien - 2017

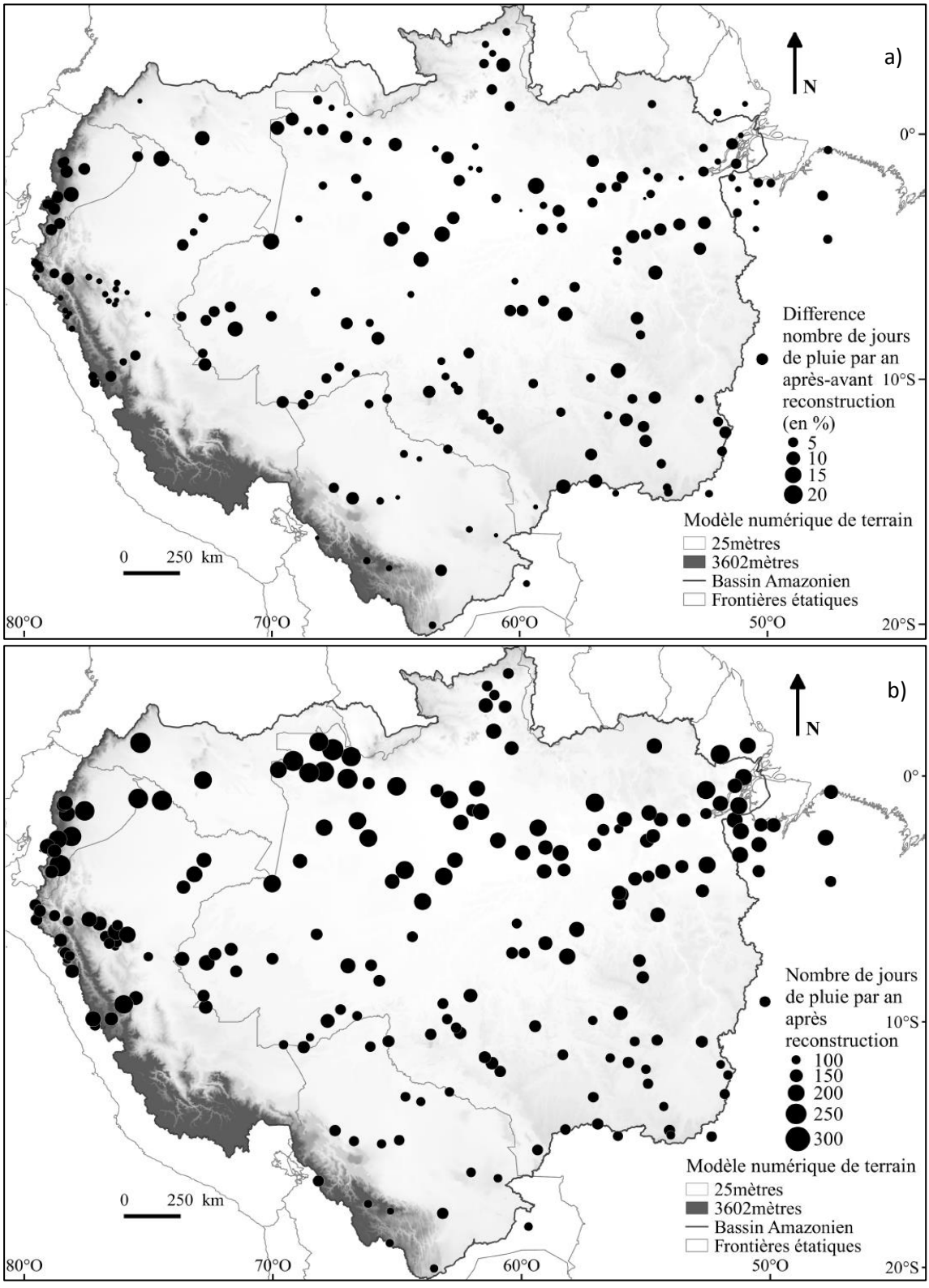


Figure 2. 16 Evaluation de la qualité de la reconstruction à partir du nombre de jours de pluies des séries a) évolution du nombre de jours de précipitation par an après et avant la reconstruction b) distribution du nombre de jours de pluie par an après la reconstruction.

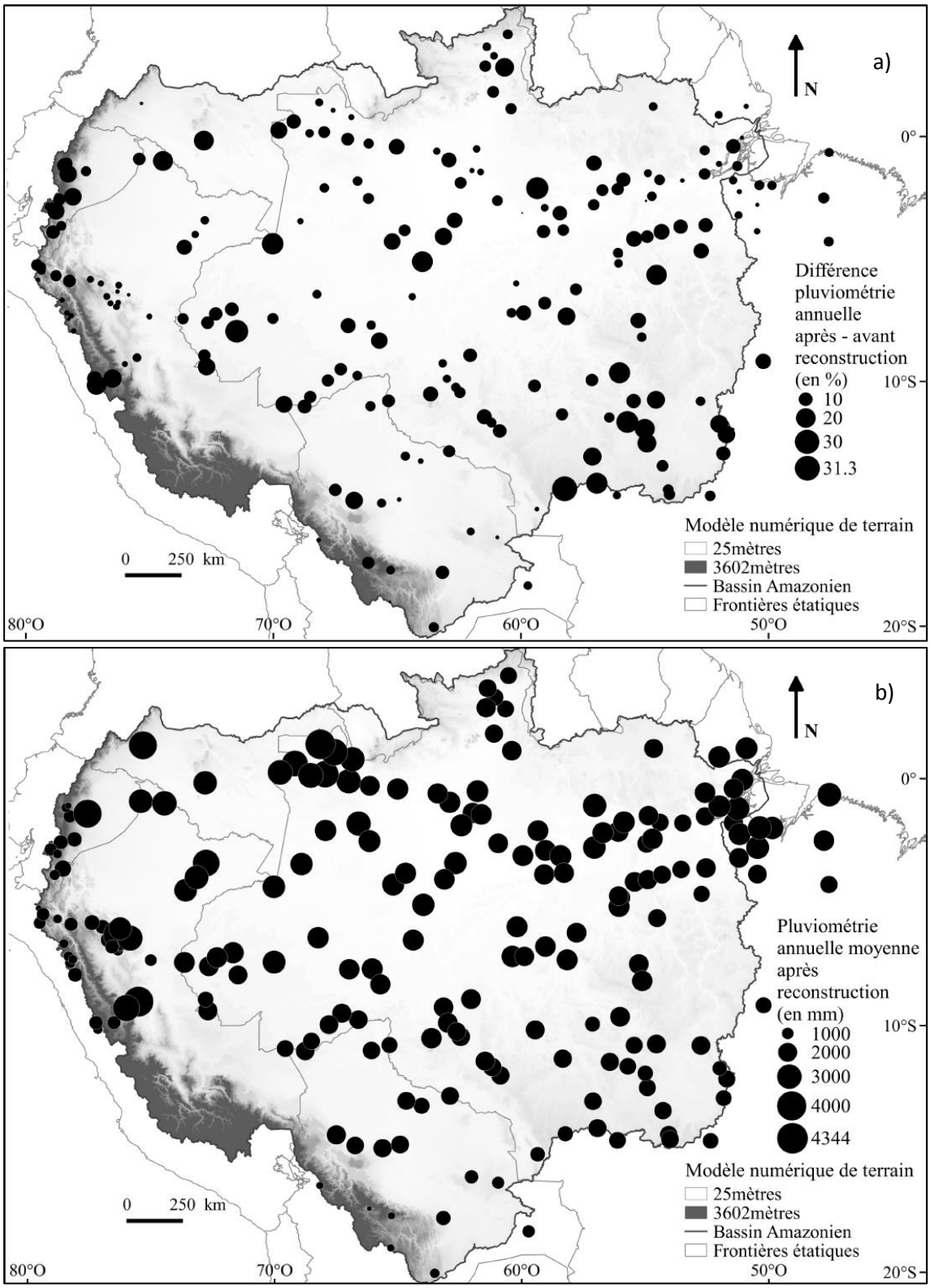


Figure 2. 17 Evaluation de la qualité de la reconstruction des données à partir de la pluviométrie annuelle moyenne des séries a) évolution de la pluviométrie annuelle après et avant la reconstruction b) distribution de la pluviométrie annuelle après la reconstruction.

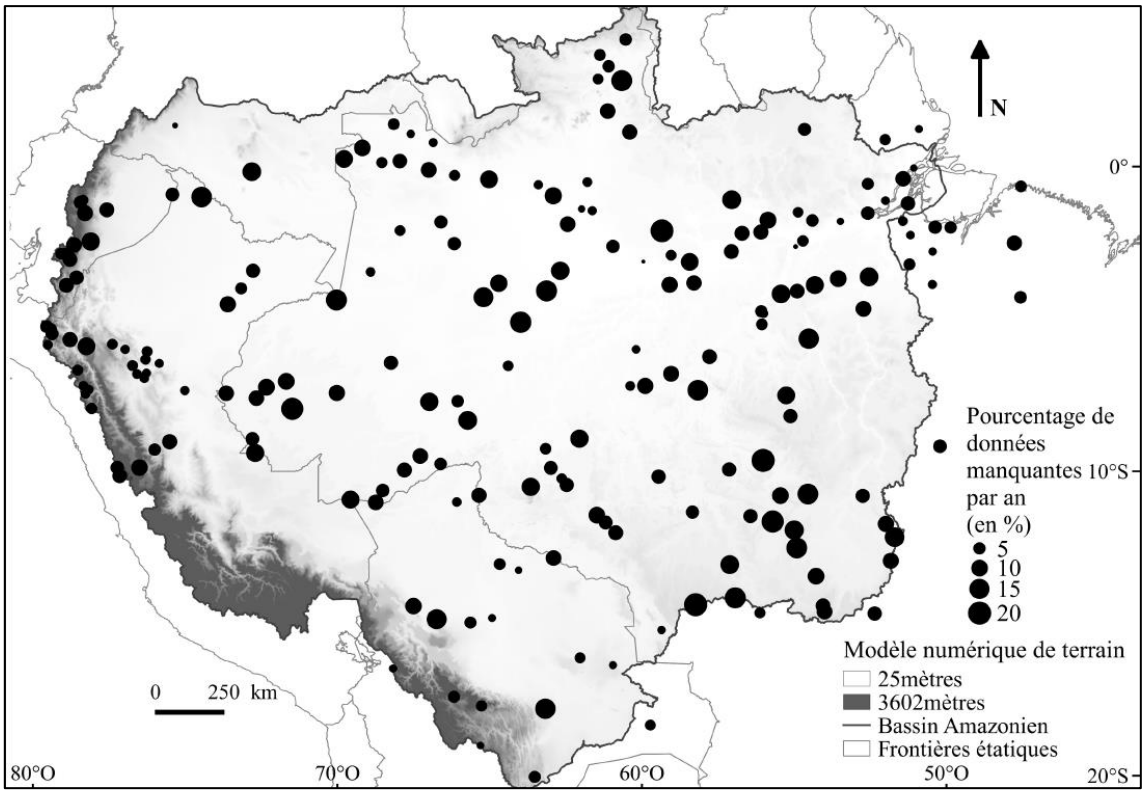


Figure 2. 18 Distribution spatiale du pourcentage de données manquantes par an par station avant reconstruction.

7. Conclusion et discussion du chapitre

Les pluviomètres sont une importante source de données observées dans le BA puisqu'ils fournissent de longues séries temporelles qui permettent de mieux comprendre la variabilité et les tendances du climat dans cette région. Toutefois la faible densité de population ainsi que l'accessibilité aux sous-régions du bassin sont une véritable contrainte et un obstacle à la bonne gestion et l'obtention de données régulières et de bonne qualité. Le réseau de station qui a pu être retenu pour ce travail est de ce fait peu dense et réparti de façon hétérogène sur le territoire. Un des enjeux fondamentaux de ce chapitre était de construire une base de données fiable grâce à un contrôle qualité et des méthodes de reconstruction rigoureux. A une telle échelle spatiale et temporelle, le défi majeur est alors de trouver des critères et des méthodes applicables à l'ensemble des régimes du BA. 206 stations du 1er août 1981 au 31 juillet 2013 ont été sélectionnées grâce au contrôle qualité puis reconstruite lorsque cela été nécessaire. Entre les méthodes MICE-PMM, PPV, et la moyenne, cette dernière est la plus performante pour une application sur l'ensemble du BA. Toutefois, dans les Andes, les résultats entre les trois méthodes sont moins contrastés.

D'autres travaux témoignent que les résultats de reconstruction des lacunes dans les séries temporelles de précipitation varient largement. La région d'étude, le régime de précipitation, les contraintes topologiques et la quantité de stations disponibles sont les facteurs semblant

jouer sur cette variabilité. Eischeid et al. (2000) qui ont travaillé sur les Etats-Unis ajoutent également l'influence de la saisonnalité sur la qualité des imputations.
Vicente-Serrano et al. (2010) ont reconstruit les précipitations de 286 séries temporelles au nord-est de l'Espagne, en s'appuyant sur une forte densité puisque les stations étaient voisines les unes des autres de moins de 15km. Ils ont conclu que l'approche par le plus proche voisin est celle qui donne les meilleurs résultats tandis que la régression linéaire est la moins performante. A l'inverse, Campozano et al. (2015) ont comblé les NA de séries de précipitation en Equateur et montré que les méthodes complexes basées sur les régressions linéaires étaient plus performantes que l'approche par la moyenne ou par le plus proche voisin. La moyenne est toutefois la plus adaptée dans le cas des mois avec de faibles précipitations, ce qui converge avec le présent travail pour lequel la moyenne est l'approche la plus efficiente pour reconstruire les NA de stations comportant des saisons sèches. Cardena et Krainski (2011) ont également testé plusieurs méthodes de reconstruction de données pour 41 stations pluviométriques au Brésil, dans l'Etat du Parana. Les imputations ont été estimées avec MICE-PMM et pour plusieurs longueurs de données manquantes. Les résultats étaient insatisfaisants, mais avaient tendance à être un peu meilleur pour les durées de NA plus longues.
Après la reconstruction une analyse de deux paramètres de précipitations (nombre de jours de précipitation par an et pluviométrie annuelle) sur l'ensemble de la BDD a permis d'évaluer la qualité de la reconstruction des séries grâce à la moyenne. La distribution spatiale de ces paramètres s'est avérée être conforme aux différents types de régimes de précipitation connus. Les séries temporelles de précipitations sont donc reconstruites par l'intermédiaire de cette méthode et constituent la BDD utilisée pour la suite de l'étude.

Michot, Véronique. Analyse spatiale et temporelle de la variabilité des régimes de précipitations dans le bassin amazonien - 2017

CHAPITRE 3 : Typologie des sous-régimes de pluie dans les régions amazoniennes

1. Introduction

Le bassin amazonien est caractérisé par des différences de pluviométries importantes (voir Chapitre 1). Toutefois, les cumuls de précipitations annuels sont insuffisants pour distinguer parfaitement des régions climatiques. La distribution des précipitations au cours de l'année, c'est-à-dire le régime saisonnier, est en revanche un bon descripteur des caractéristiques climatiques régionales. Les régimes annuels moyens de précipitations sont habituellement calculés sur une série temporelle de plusieurs années mais les moyennes discriminent mal des aires de transition où les régimes sont moins bien individualisés. En effet, certaines régions peuvent connaître, année après année, le même régime saisonnier et ont donc une plus forte cohérence spatiale, alors que dans d'autres régions le comportement est plus variable.

A partir de la base de données de pluviomètres constituée précédemment, ce chapitre a donc pour but de définir des régions climatiques homogènes du point de vue de leur régime pluviométrique et des régions de transition. Les régions homogènes sont, dans cette étude, obtenues par le regroupement de stations dont les régimes de précipitations ont été suffisamment semblables tout au long de la série temporelle.

Ces régimes pluviométriques présentent, dans le domaine tropical du BA, une forte alternance saisonnière entre saison des pluies et saison sèche (Figueroa et Nobre 1990; Espinoza et al. 2009). Dans le domaine équatorial du bassin, les pluies sont plus régulières tout au long de l'année, à l'exception du nord-est où se distingue une saison des pluies et une saison sèche. La variabilité interannuelle des précipitations peut entrainer un décalage des dates de début et/ou fin de saison de ces saisons des pluies ou périodes plus pluvieuse (Michot et al. 2014). Un des objectifs de ce chapitre est également d'observer régionalement la distribution annuelle de différentes anomalies saisonnières de pluies, d'en définir la récurrence au cours du temps afin d'établir une typologie de ces anomalies et ainsi de définir des sous-régimes régionaux de précipitations. Les régionalisations et identifications des sous-régimes de précipitations seront réalisées au moyen de la méthode de clustering spectral décrite dans le chapitre 2.

Ce chapitre présentera dans un premier temps une régionalisation annuelle de 1981 à 2013 des régimes de précipitations, après quoi l'analyse de la distribution interannuelle de ces régionalisations permettra de discriminer des régions climatiques homogènes de régions de

Michot, Véronique. Analyse spatiale et temporelle de la variabilité des régimes de précipitations dans le bassin amazonien - 2017

transition. Au sein de chaque région climatique homogène, une analyse des anomalies de précipitations permettra finalement, de distinguer des sous-régimes de précipitations.

Michot, Véronique. Analyse spatiale et temporelle de la variabilité des régimes de précipitations dans le bassin amazonien - 2017

2. Régionalisation des régimes de précipitations dans le Bassin amazonien

2.1 Régionalisation annuelle

Pour parvenir à déterminer des régions climatiques homogènes dans le bassin, il est nécessaire de décrire la répartition spatiale des régimes de pluies année par année durant la période 1981-2013. Cela a pour but de définir les secteurs au sein desquels ces régimes ont le plus souvent été semblables. Les régionalisations annuelles sont basées sur la méthode de clustering spectral, telle que celle employée lors du contrôle de la base de données (Chapitre 2). Toutefois contrairement au contrôle de la base de données (BDD), la clusterisation est réalisée pour chaque année d'août à juillet de l'année suivante, car la plupart des saisons des pluies ou bien des périodes plus pluvieuses sont centrées sur l'été austral. Les coordonnées spatiales ne sont d'autre part pas prises en compte afin d'éviter de forcer une homogénéité spatiale. En effet lors du contrôle des données, la clusterisation avait pour but d'obtenir dans un premier temps une régionalisation répartissant toutes les stations au sein de régions et en limitant fortement les mélanges géographiques. Les coordonnées étaient alors prises en compte comme descripteur régional. L'étape actuelle consiste à évaluer la variabilité spatiale interannuelle des régimes de précipitations et donc des régions climatiques plus que géographiques.
Dans un premier temps le nombre de clusters par an est fixé à 13 grâce à la méthode automatisée de détermination du nombre optimal de clusters (voir Chapitre 2). Pour une année donnée, il se peut que le choix de 13 clusters génère des clusters de petites tailles, c'est-à-dire avec moins de cinq stations par cluster. Ceux-ci sont alors intégrés au cluster le plus proche spatialement et du point de vue de la variance interclasse. Le nombre de clusters par an varie alors entre 6 et 10.
L'Annexe 1 expose le détail année par année des régionalisations et le graphique de la Figure 3. 1 présentent le nombre de clusters par an au cours de la série. Ce graphique ne montre pas de tendance au cours du temps. En effet, une diminution du nombre de cluster serait synonyme d'une homogénéisation des régions du point de vue des régimes de pluie, tandis qu'une augmentation signifierait plus de types de régimes de pluie s'accompagnant d'un morcellement régional. Le nombre de cluster a tendance à varier d'une année à l'autre, toutefois le nombre de clusters par an le plus fréquent est de 8. Le groupe d'années de 1997 à 2001 obtient consécutivement 8 clusters. Cependant, les découpages régionaux liés à ces clusters diffèrent (Figure 3. 2 b à f). Seul le secteur ouest-andin présente une division nord-sud similaire durant ces cinq années. A l'inverse, cette division entre le nord et le sud des Andes n'est pas visible lors des autres années de la série (voir Annexe 1). D'autre part, contrairement à ce qui pourrait être attendu, les années comportant le moins de clusters ne sont pas nécessairement les mieux définies spatialement. Les clusters de l'année 1985 (Figure 3. 2 a) sont par exemple plus mélangés que ceux des années 1981, 1990, 1991, 2006 (Figure 3. 3 g à j) dont le nombre de clusters est supérieur.

Michot, Véronique. Analyse spatiale et temporelle de la variabilité des régimes de précipitations dans le bassin amazonien - 2017

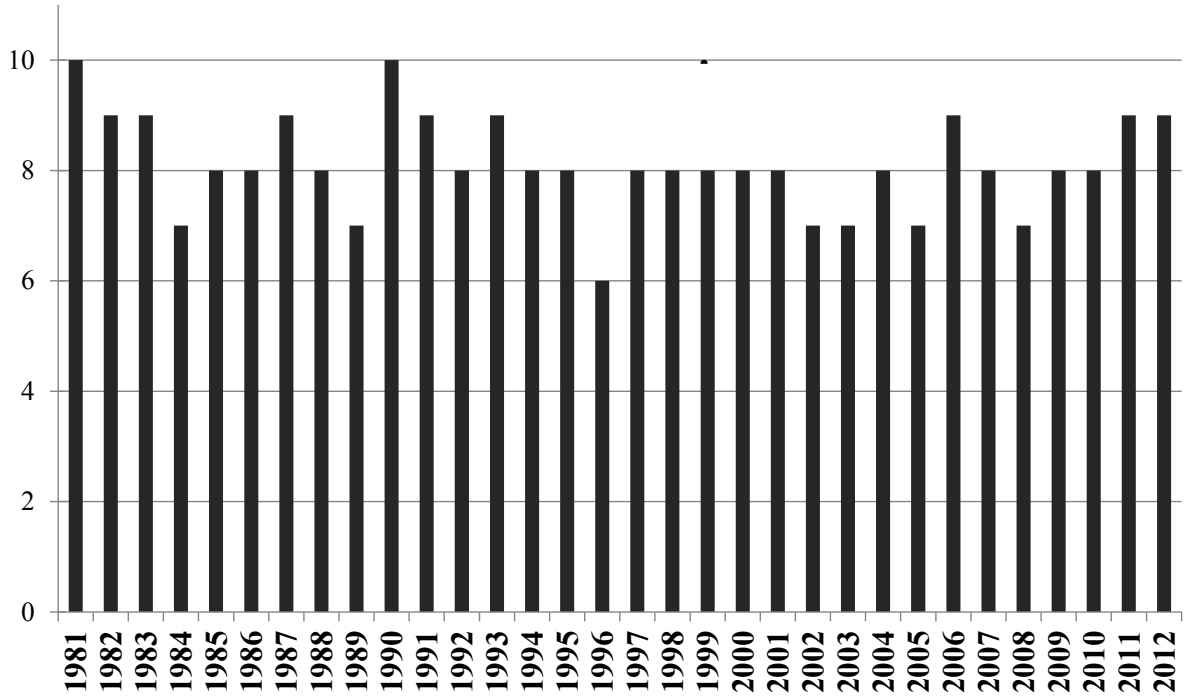


Figure 3. 1 Nombre de clusters par an dans le BA. Les régionalisations annuelles sont réalisées à partir de la méthode du clustering spectral. L'abscisse représente les années et l'ordonnée le nombre de clusters.

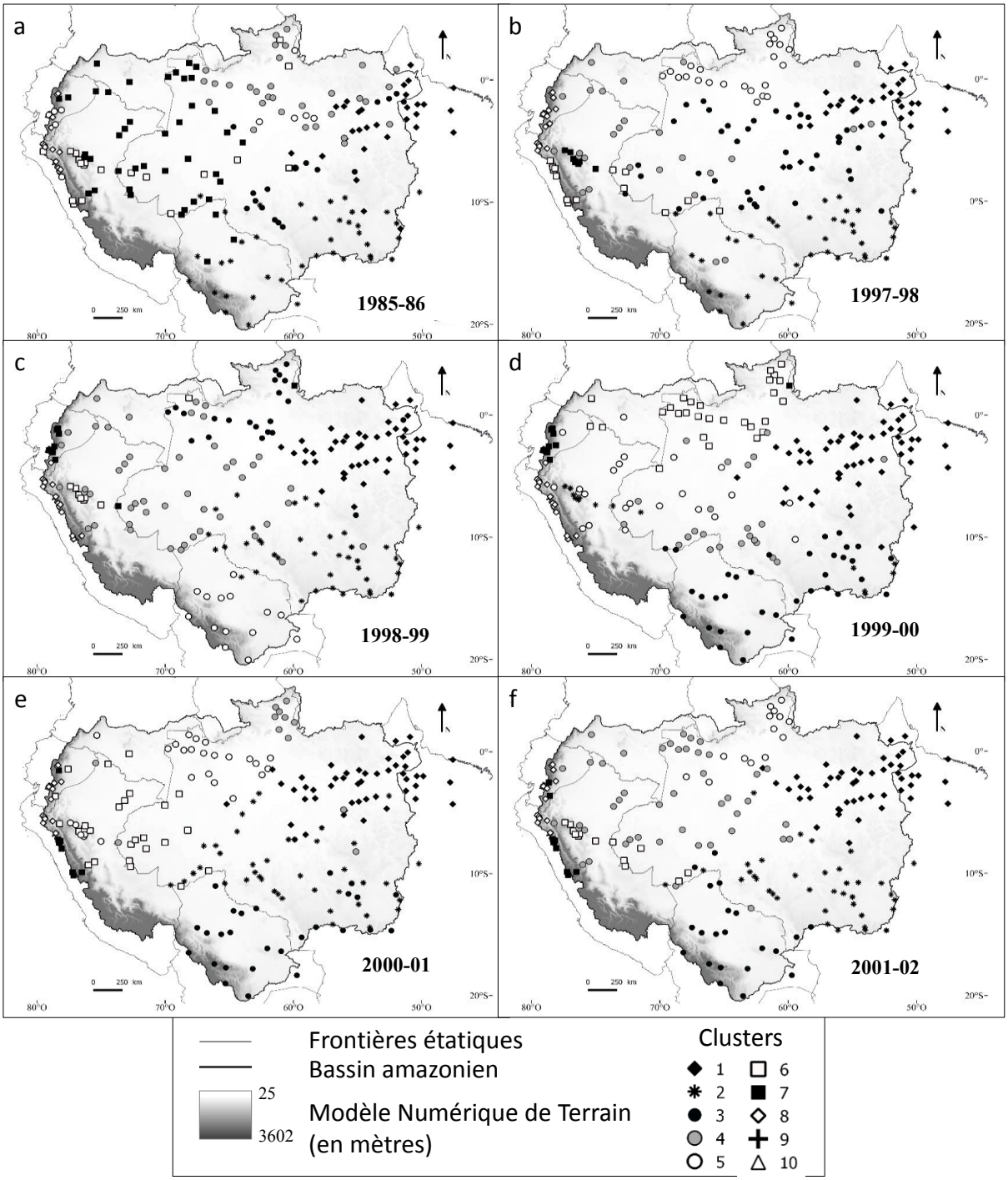


Figure 3. 2 Exemple de regroupement annuel des stations pluviométriques basé sur la méthode du clustering spectral. Les années sont indiquées dans le coin droit en bas de chaque carte. Le nombre de cluster par an varie entre 6 et 10, les symboles associés à un numéro de cluster en légende changent donc en fonction de l'année.

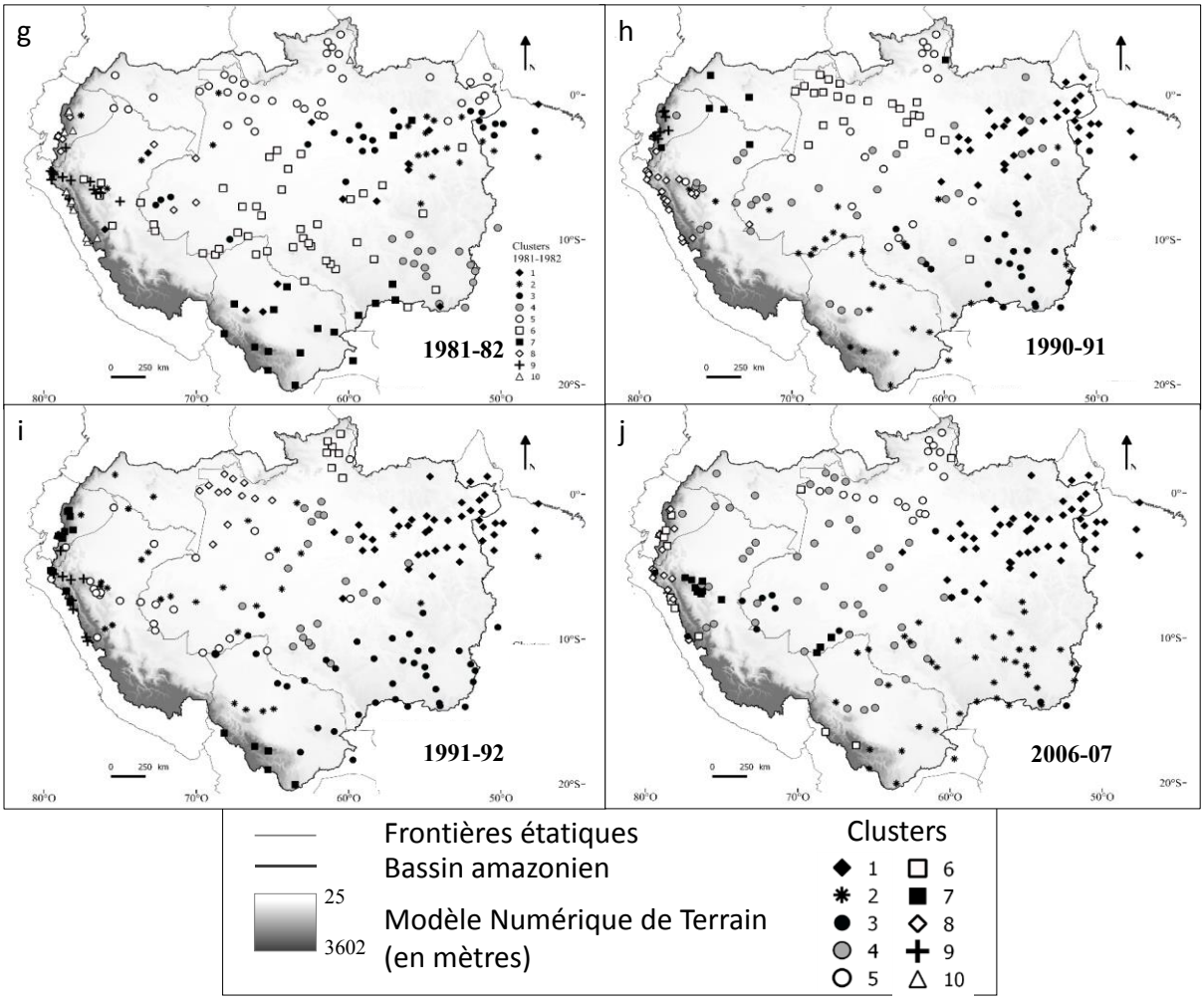


Figure 3. 3 Même légende que pour la figure 3.2

De façon générale, les régions les mieux définies sont celles situées à la périphérie, c'est-à-dire au nord-est, nord, sud et ouest-andin. Les régions centrales, et particulièrement du centre-ouest, possèdent des clusters beaucoup plus souvent mélangés et/ou sont associées de façon plus variable à une région ou une autre au cours de la série. Ce constat suggère que cette région centre ouest est probablement une région dont le régime est plus variable mais une autre interprétation peut être que la densité de stations plus faibles qu'ailleurs ne permet pas de bien déterminer un cluster à part entière.

2.2 Définition des régions climatiques homogènes et des régions de transition

La discrimination de régions climatiques homogènes peut être obtenue en déterminant quelles stations ont le plus souvent été appariées au cours de la série, c'est-à-dire quelles stations ont le plus souvent fait partie du même cluster. A l'inverse, les stations ayant un comportement plus aléatoire peuvent être déterminées comme appartenant à une région de transition. Le nombre de fois où chaque station a été classée dans le même cluster que chacune des 204 autres stations a donc été calculé. L'ensemble de ces relations est exposé dans les cartes de la Figure 3. 4 a à

g. Cette représentation spatiale du poids du lien entre les stations au cours de la série temporelle a été générée grâce au package 'cartography' sous le logiciel R-cran (http://rgeomatic.hypotheses.org/659). Dans la Figure 3. 4 chaque carte montre, le pourcentage avec lequel les stations ont été regroupées dans le même cluster, de 1981 à 2013. Les lignes rouges entre les stations indiquent donc quelles stations ont été regroupées dans le même cluster, selon les classes de pourcentage suivantes : [40% ; 100%], [50% ; 100%], [60% ; 100%], [70% ; 100%], [80% ; 100%], [90% ; 100%], [95% ; 100%].

Une distinction spatiale, structurées et cohérente, commence à apparaître à partir du seuil de 50% de clusters similaires. Cela revient à dire que chaque couple de station a été regroupé seulement la moitié du temps. A partir de 60% des groupes de stations plus persistants commencent à se distinguer de stations plus isolées. Ces dernières peuvent alors être assimilées à un secteur de transition car elles ont au mieux une chance sur deux d'appartenir à un groupe ou à un autre. Au-delà de 60% le nombre de stations liées chute rapidement alors que celui de stations isolées augmente fortement. Cette chute peut être le reflet de la faible couverture des données, mais également une fois de plus de la forte variabilité spatiale des précipitations. Le nord-est, le Roraima et le sud-est du bassin forment cependant des groupes organisés jusqu'à au moins [70 ; 100%], ce qui témoigne d'une plus grande cohérence spatiale des régimes de précipitations dans ces secteurs.

A la suite de cette analyse, la différentiation finale des régions climatiques homogènes est opérée à partir du découpage des groupes de stations bien individualisés de l'intervalle [60 ; 100%]. Il est important de noter que ces groupes ne signifient pas que toutes les stations qu'ils comportent sont systématiquement reliées entre elles. En revanche, la continuité spatiale des liens entre les stations voisines, les unit au sein d'un ensemble spatial homogène.

En se basant sur cet intervalle de pourcentage, certaines stations sont toutefois plus difficiles à intégrer dans un groupe plutôt qu'un autre (voir stations encadrées Figure 3. 4 c et d). Leurs comportement dans la classe [70 ; 100%] permet alors de trancher. A partir de cette classe soit la station n'appartient plus à aucun des deux groupes et elle est isolée, soit la station est en lien avec un seul des groupes auquel elle est intégrée. De plus, les liens ne joignant que deux stations ne peuvent constituer un groupe, ils sont alors assimilés à une région de transition et les stations considérées comme isolées. Le découpage donne finalement lieu à 7 régions climatiques homogènes et des aires de transition (Figure 3. 5).

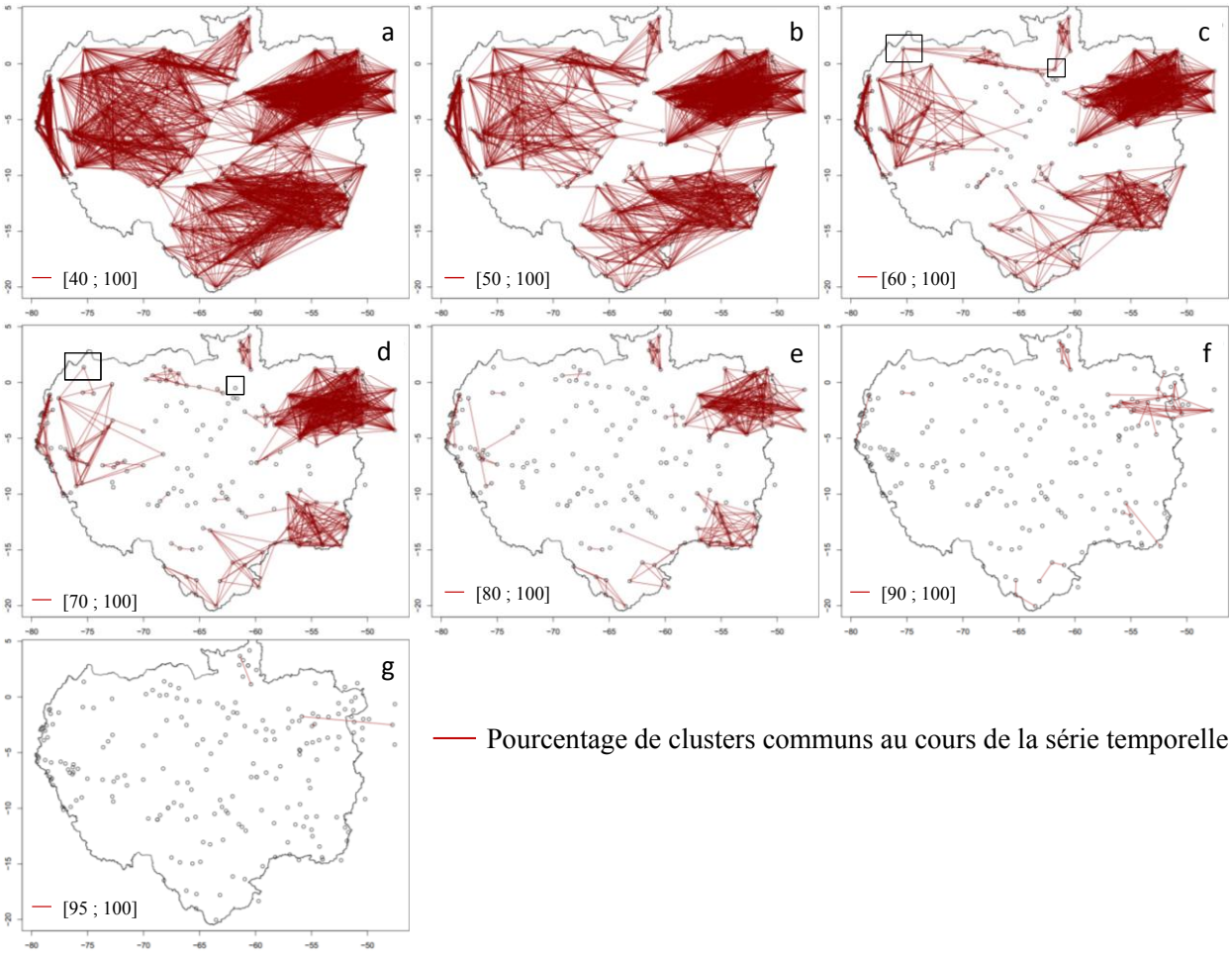


Figure 3. 4 Représentation des pourcentages de clusters communs entre les stations du bassin amazonien au cours de la série temporelle 1981-2013. La réalisation graphique à partir du package 'cartography' de Rcran. Une ligne rouge entre deux stations matérialise le pourcentage avec lequel deux stations ont été rassemblées dans le même cluster (classe indiquée dans le coin gauche de la figure). Les cadres noirs des figures c et d représentent les stations dont l'assimilation à une région lors du découpage final basé sur la classe [60 ; 100%] est hasardeuse (voir section 2.2).

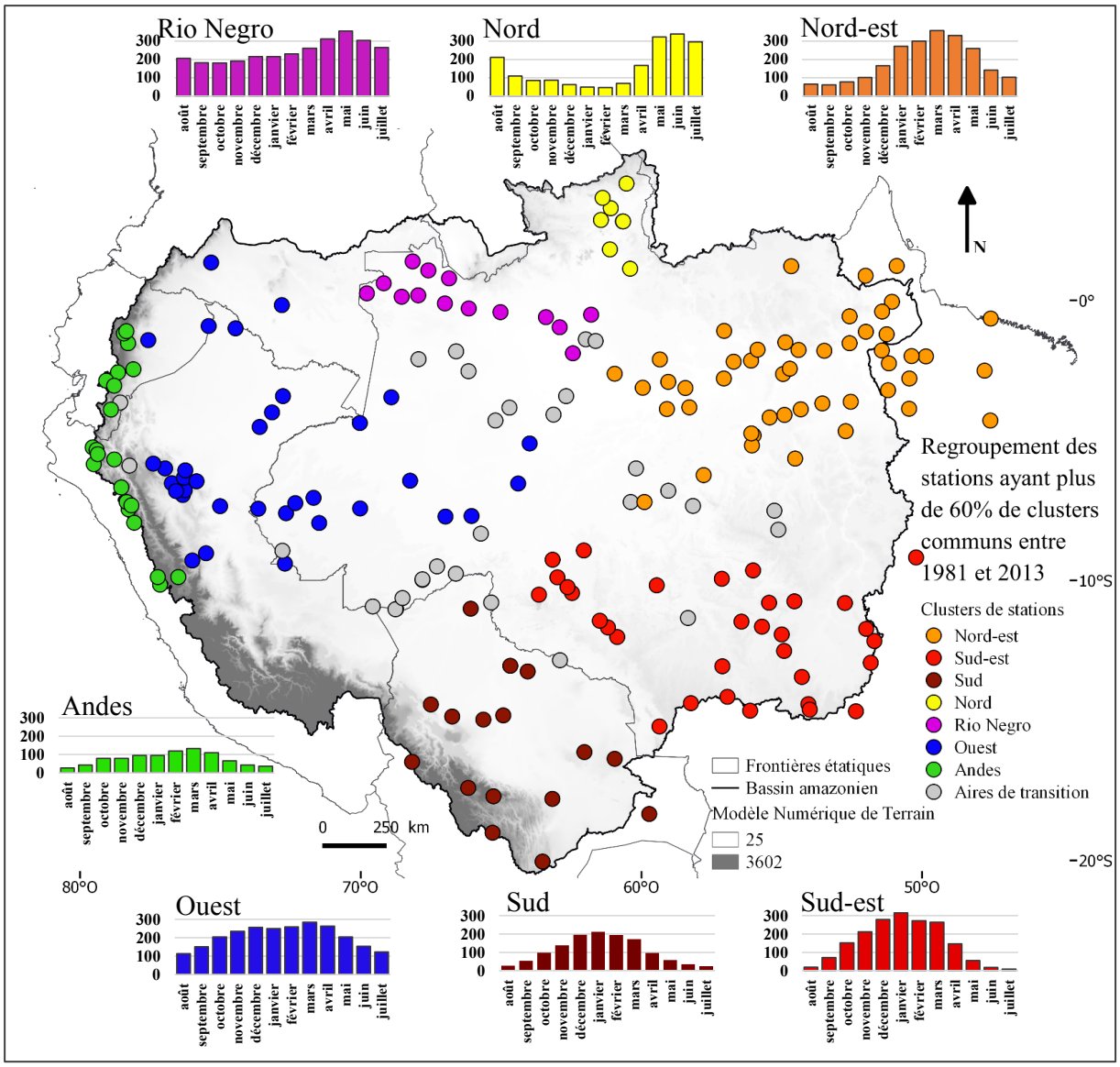


Figure 3. 5 Carte des régions climatiques homogènes et aires de transition dans le bassin amazonien. Les régions sont formées à partir des stations se trouvant regroupées dans au moins 60% des clusters annuels (1981-2013). Les graphiques présentent la pluviométrie moyenne mensuelle de chaque région climatique d'août n-1 à juillet ; l'axe des ordonnées est exprimé en mm.

De façon générale, les régions climatiques homogènes définies sont comparables aux grandes classifications régionales moyennes décrites par de précédents auteurs (Figueroa et Nobre 1990; Roucou 1997; Espinoza et al. 2009; Delahaye 2013; Barbosa et al. 2015).

Une différence notable existe toutefois dans les Andes de l'ouest où les stations sont regroupées dans une région unique. Ce point diffère de la classification obtenue dans l'étape de contrôle de la BDD ou bien dans les travaux d'Espinoza et al. (2009). Le régime moyen de cette région des Andes montre cependant, à l'instar du contrôle de la BDD et de ces précédents travaux, un régime bi-modal avec un premier pic au printemps austral et un second en été (Figure 3. 5). L'unification en une seule région peut être liée d'une part au fait de ne pas prendre en compte les coordonnées géographiques dans les calculs de regroupement (le nord et le sud ne sont donc pas différenciés), les formes des distributions annuelles des séries pluviométriques de cette

région sont alors suffisamment proches pour les intégrer à un cluster commun. D'autre part, selon les critères appliqués dans ce chapitre, la division en régions homogènes est basée sur la continuité spatiale des liens entre les stations (Figure 3. 4), or, à 60%, et même 70%, bien que les liens soient moins importants entre le nord et le sud de cette région andine, la continuité spatiale demeure. Toute la diversité des régimes locaux n'est donc peut-être pas représentée, cependant cette réalité plus complexe n'aurait pu être appréhendée qu'en créant un grand nombre de régions.
Les régions de type tropical (régions Nord-est, Sud-est, Sud, Nord) sont correctement distinguées de celles de climat équatorial (régions Rio Negro, Ouest). Plus en détail, une distinction parmi les régions tropicales est bien faite entre :

- le Nord dont la saison des pluies est centrée sur l'hiver austral (Figure 3. 5 ; voir Chapitre 1) ;
- le Sud-est et le Sud distinguables l'un de l'autre à cause spécifiquement de leurs pluviométries différentes en saison sèche (Figure 3. 5). L'incursion de fronts froids extra tropicaux dans la plaine bolivienne en hiver austral (Seluchi et Marengo 2000; Garreaud 2000; Espinoza et al. 2009), entraine des précipitations plus importantes dans le sud que le sud-est (en proportion des pluies annuelles).
Dans le sud, la variabilité des précipitations entre les différents secteurs des Andes boliviennes (Roche et al. 1990; Ronchail et Gallaire 2006) associée au faible nombre de postes pluviométriques disponibles pour cette étude, entraine un morcellement en clusters annuels composés de très peu de stations. Ceux-ci ont alors été regroupés dans les clusters les plus proches spatialement (voir section 2.1). Les Andes et la plaine boliviennes sont ainsi rassemblées au sein d'une même région, malgré une variabilité pluviométrique existante également entre ces deux secteurs, ce qui devra être pris en compte lors du reste de l'analyse ;
- le Nord-est dont le maximum de précipitations est observé entre mars et avril (Figure 3. 5 ; Espinoza et al. 2009).

Dans les régions équatoriales, bien que les régimes soient relativement homogènes au cours de l'année, la distinction entre la région du Rio Negro et la région Ouest correspond à une pluviométrie mensuelle plus importante tout au long de l'année dans la première région. Elle correspond d'autre part à des maxima mensuels de pluies plus importants particulièrement entre avril et juin pour la région Rio Negro et entre février et avril pour la région Ouest (Figure 3. 5), ce qui est en adéquation avec les pourcentages trimestriels de pluies observés par Espinoza et al. (2009) dans le bassin.

3. Identification de sous-régimes régionaux de précipitations

Cette section a pour but d'identifier, par région, les années qui ont eu au cours du temps une distribution de leurs précipitations à peu près similaires. Ces années forment des sous-régimes. Ces sous-régimes sont alors distincts les uns des autres en raison d'anomalies de pluies

Michot, Véronique. Analyse spatiale et temporelle de la variabilité des régimes de précipitations dans le bassin amazonien - 2017

particulières au cours du cycle annuel : ils sont donc caractérisés par la distribution des précipitations au cours de l'année, qui s'écarte légèrement du cycle annuel de la région, et par les dates de début et de fin de saison des pluies.

3.1 Méthode de regroupement des années

La méthodologie décrite ci-après est appliquée à chaque région climatique homogène (Figure 3. 5).

Dans un premier temps le régime de précipitation moyen de la région est calculé pour chaque année de la série temporelle. Les précipitations au pas de temps quotidien, ne sont évidemment pas distribuées de façon identique tous les ans. En revanche, des sous-régimes peuvent être décrits en comparant les régimes année après année et en identifiant ceux qui sont similaires. Pour cela, une transformée de Fourier permet de lisser les données en ne conservant que l'information représentative à un pas de temps défini (en enlevant les fréquences supérieures à celle de ce pas de temps). La transformée permet d'observer l'évolution du cycle annuel en conservant un pas de temps quotidien (Figure 3. 6). Les séries annuelles ne sont alors plus bruitées par l'amplitude des valeurs des précipitations (Figure 3. 6 a). De plus, le lissage rend plus aisé la comparaison entre des sous-régimes n'ayant pas le même nombre d'années. En pratique, il apparaît que pour obtenir une bonne lisibilité des anomalies de précipitations, le lissage doit être pratiqué sur une durée de 60 jours (Figure 3. 6 e). En effet, l'évolution des précipitations sur 365 jours montre un régime sans anomalies claires (Figure 3. 6 b), la mise en place des anomalies ne commence à apparaître qu'à partir d'un lissage sur 90 jours (Figure 3. 6 d) mais avec peu de détails. A 60 jours les variations dans les anomalies sont bien distinctes (Figure 3. 6 e), elles deviennent en revanche trop nombreuses en-dessous (Figure 3. 6 f à h), ce qui réduit la possibilité d'appariement des années.

Michot, Véronique. Analyse spatiale et temporelle de la variabilité des régimes de précipitations dans le bassin amazonien - 2017

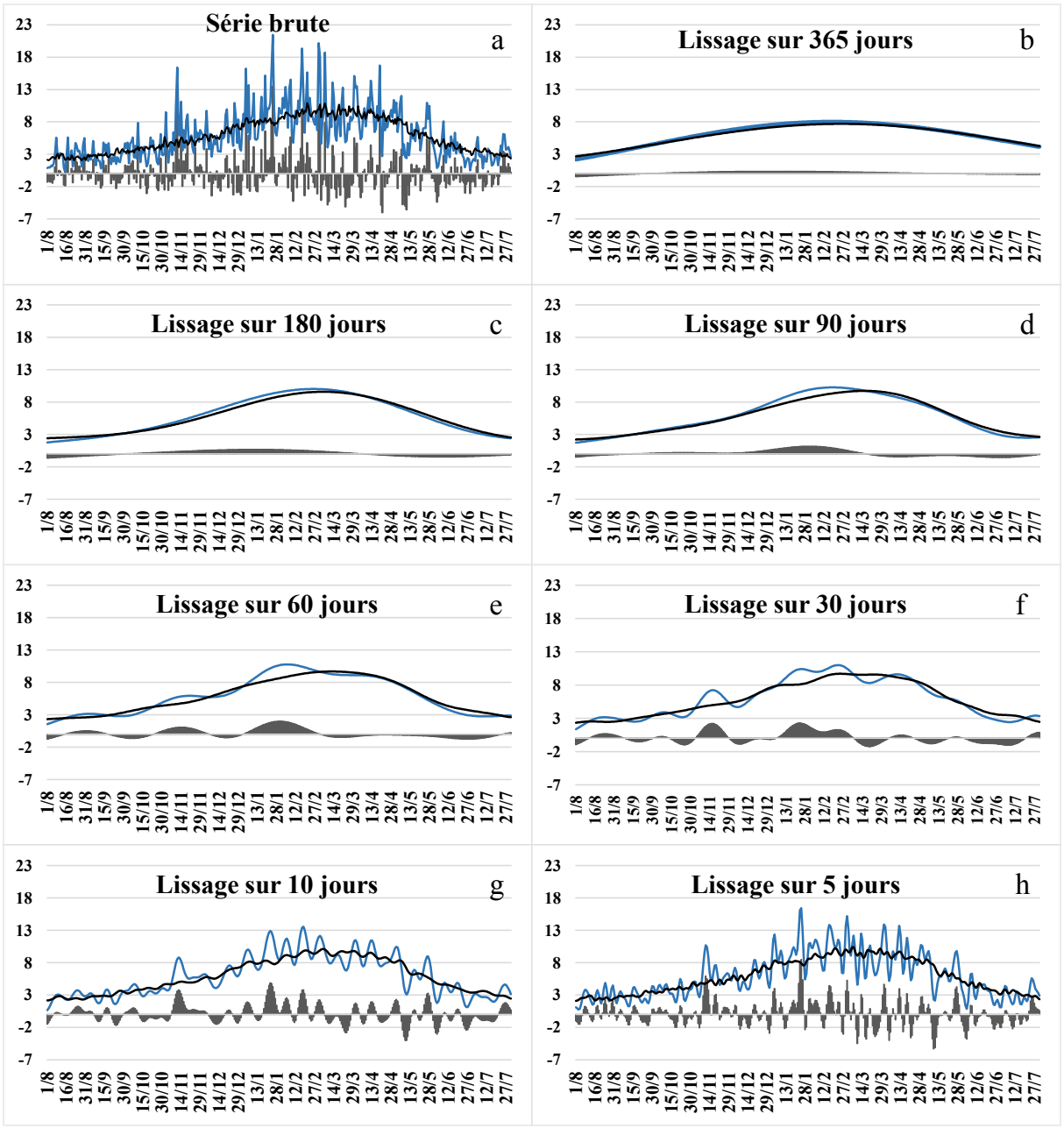


Figure 3. 6 Exemple du lissage du régime de précipitation d'une année, dans la région Nord-est, grâce à une transformée de Fourrier, à différents pas de temps. La courbe noire représente le régime de précipitation moyen de la région, la courbe bleue représente le régime de précipitation d'une année, les histogrammes représentent les anomalies de précipitations. Les abscisses sont exprimées en jours et les ordonnées en mm.

Le regroupement des années en clusters (Cl), donc en sous-régimes de précipitations, est ensuite opéré à partir de ces séries lissées, grâce à la méthode, précédemment décrite, du clustering spectral. Le nombre maximal de sous-régimes est arbitrairement fixé à quatre mais aucun nombre minimal n'est imposé. Les années sont comme précédemment, définies d'août à juillet de l'année suivante, à l'exception de la Région Nord où la saison des pluies est centrée sur l'été boréal, donc de juin à septembre. Le nombre d'années au sein de ces sous-régimes est très hétérogène, ce qui peut rendre plus complexe l'analyse ultérieure qui visera à mettre en relation les anomalies de pluies et celles de l'océan et de l'atmosphère. Un nombre élevé d'années dans

un sous-régime entraine en effet un fort lissage des anomalies de l'océan et peut masquer un signal.

Une plus grande homogénéité entre les sous-régimes est obtenue grâce à l'élimination des années les moins représentatives dans le sous-régime de précipitations. Les années sont choisies quand leur distance par rapport au régime moyen est supérieure à un seuil déterminé (en fonction de la somme de la moyenne et de l'écart type de toutes les distances par rapport au régime moyen). Le choix du nombre d'années représentatives, sept, a été établi par rapport à la médiane du nombre d'années de l'ensemble des sous-régimes du BA. Les années appartenant à chaque sous-régime sont présentées dans le

Tableau 3. ***1***. Le nombre d'années prises en compte par région oscille entre 17 et 27 par région, sur un total de 33.

La Figure 3. 7 expose pour chaque région les régimes moyens de précipitations ; les sous-régimes ; les anomalies de précipitations calculées par rapport au régime moyen de la région et standardisées par l'écart-type de la climatologie de la région (courbe noire des graphiques) ; et les dates de début et fin de saison des pluies (DSP et FSP) calculées dans la section suivante.

Les régions comportent entre deux et quatre sous-régimes de précipitations. Malgré le lissage des séries et la sélection des années les plus représentatives dans chaque sous-régime, la comparaison en termes de quantité des anomalies de pluies entre les sous-régimes, est difficile à effectuer à cause de leur nombre d'années différent.

La description des sous-régimes est faite dans la section 3.2 conjointement avec celui des dates de début et fin de saison des pluies.

Tableau 3. 1 Composition des sous-régimes de chaque région climatique homogène, à partir de la méthode du clustering spectral. Dans les colonnes Cluster/sous-régime, Cl 1, Cl 2, Cl 3, et Cl 4 correspondent aux noms des sous-régimes de 1 à 4. La colonne Année présente les années composant chacun des sous-régimes. Les cellules grises représentent les années non représentatives et exclues des sous-régimes de précipitations.

NORD-EST		SUD-EST		SUD		NORD		RIO NEGRO		OUEST		ANDES	
Année	Cluster/sous-régime	Année	Cluster/sous-régime	Année	Cluster/sous-régime	Année	Cluster/sous-régime	Année	Cluster/sous-régime	Année	Cluster/sous-régime	Année	Cluster/sous-régime
1992-93	Cl 1	1984-85	Cl 1	1981-82	Cl 1	1981	Cl 1	1983-84	Cl 1	1981-82	Cl 1	1981-82	Cl 1
1996-97	Cl 1	1985-86	Cl 1	1988-89	Cl 2	1987	Cl 1	1984-85	Cl 1	1984-85	Cl 2	1984-85	Cl 1
1997-98	Cl 1	1988-89	Cl 1	1993-94	Cl 2	1990	Cl 1	1985-86	Cl 1	1990-91	Cl 2	1990-91	Cl 1
2002-03	Cl 1	1991-92	Cl 1	1999-00	Cl 2	1993	Cl 1	1987-88	Cl 1	1992-93	Cl 2	1994-95	Cl 1
2004-05	Cl 1	1993-94	Cl 1	2000-01	Cl 2	1994	Cl 1	1988-89	Cl 2	1995-96	Cl 2	2001-02	Cl 1
2006-07	Cl 1	1996-97	Cl 1	2001-02	Cl 2	2003	Cl 1	1992-93	Cl 2	1997-98	Cl 2	2003-04	Cl 1
2011-12	Cl 1	2002-03	Cl 1	2004-05	Cl 2	2004	Cl 1	1993-94	Cl 2	2000-01	Cl 2	2009-10	Cl 1
1981-82	Cl 2	1992-93	Cl 2	2009-10	Cl 2	1984	Cl 2	1995-96	Cl 2	2002-03	Cl 2	1983-84	Cl 2
1990-91	Cl 2	1983-84	Cl 3	1984-85	Cl 3	1985	Cl 2	2005-06	Cl 2	1982-83	Cl 2	1988-89	Cl 2
1993-94	Cl 2	1995-96	Cl 3	1985-86	Cl 3	1989	Cl 2	2007-08	Cl 2	1983-84	Cl 2	1993-94	Cl 2
2000-01	Cl 2	1998-99	Cl 3	1990-91	Cl 3	1991	Cl 2	2010-11	Cl 2	1985-86	Cl 2	1995-96	Cl 2
2001-02	Cl 2	2000-01	Cl 3	1991-92	Cl 3	1995	Cl 2	1982-83	Cl 3	1986-87	Cl 2	1997-98	Cl 2
2009-10	Cl 2	2001-02	Cl 3	1996-97	Cl 3	1997	Cl 2	1986-87	Cl 3	1987-88	Cl 2	2005-06	Cl 2
2010-11	Cl 2	1986-87	Cl 4	2006-07	Cl 3	2002	Cl 2	1990-91	Cl 3	1988-89	Cl 2	2010-11	Cl 2
1984-85	Cl 3	1989-90	Cl 4	2007-08	Cl 3	1982	Cl 3	1994-95	Cl 3	1989-90	Cl 2	1986-87	Cl 3
2008-09	Cl 3	1994-95	Cl 4	1987-88	Cl 4	1983	Cl 3	2002-03	Cl 3	1991-92	Cl 2	1987-88	Cl 3
1983-84	Cl 4	1999-00	Cl 4	1998-99	Cl 4	2001	Cl 3	2003-04	Cl 3	1993-94	Cl 2	1989-90	Cl 3
1994-95	Cl 4	2005-06	Cl 4	2008-09	Cl 4	1996	Cl 4	2009-10	Cl 3	1994-95	Cl 2	1996-97	Cl 3
1995-96	Cl 4	2008-09	Cl 4	1986-87	Cl 2	1998	Cl 4	1981-82	Cl 4	1996-97	Cl 2	1998-99	Cl 4
1998-99	Cl 4	2010-11	Cl 4	1989-90	Cl 2	2006	Cl 4	1989-90	Cl 4	1998-99	Cl 2	2007-08	Cl 4
1999-00	Cl 4	1981-82	Cl 1	1994-95	Cl 2	2007	Cl 4	1997-98	Cl 4	1999-00	Cl 2	2008-09	Cl 4
2005-06	Cl 4	1982-83	Cl 1	1995-96	Cl 2	2011	Cl 4	1999-00	Cl 4	2001-02	Cl 2	1985-86	Cl 1
2007-08	Cl 4	1990-91	Cl 1	1997-98	Cl 2	1999	Cl 1	2000-01	Cl 4	2003-04	Cl 2	1991-92	Cl 1
1982-83	Cl 1	2003-04	Cl 1	2002-03	Cl 2	2000	Cl 1	2001-02	Cl 4	2004-05	Cl 2	2002-03	Cl 1
1986-87	Cl 1	2004-05	Cl 1	2003-04	Cl 2	2005	Cl 1	2004-05	Cl 4	2005-06	Cl 2	2004-05	Cl 1
1989-90	Cl 1	2006-07	Cl 1	2005-06	Cl 2	2008	Cl 1	1991-92	Cl 2	2006-07	Cl 2	1982-83	Cl 2
1991-92	Cl 1	2007-08	Cl 1	2010-11	Cl 2	2010	Cl 1	1996-97	Cl 2	2007-08	Cl 2	1992-93	Cl 2
2003-04	Cl 1	2009-10	Cl 1	2011-12	Cl 2	1986	Cl 2	2008-09	Cl 2	2008-09	Cl 2	1999-00	Cl 2
1985-86	Cl 4	2011-12	Cl 1	1982-83	Cl 3	1988	Cl 2	2011-12	Cl 2	2009-10	Cl 2	2000-01	Cl 2
1987-88	Cl 4	1987-88	Cl 4	1983-84	Cl 3	1992	Cl 2	2006-07	Cl 3	2010-11	Cl 2	2006-07	Cl 2
1988-89	Cl 4	1997-98	Cl 4	1992-93	Cl 3	2009	Cl 2	1998-99	Cl 4	2011-12	Cl 2	2011-12	Cl 2

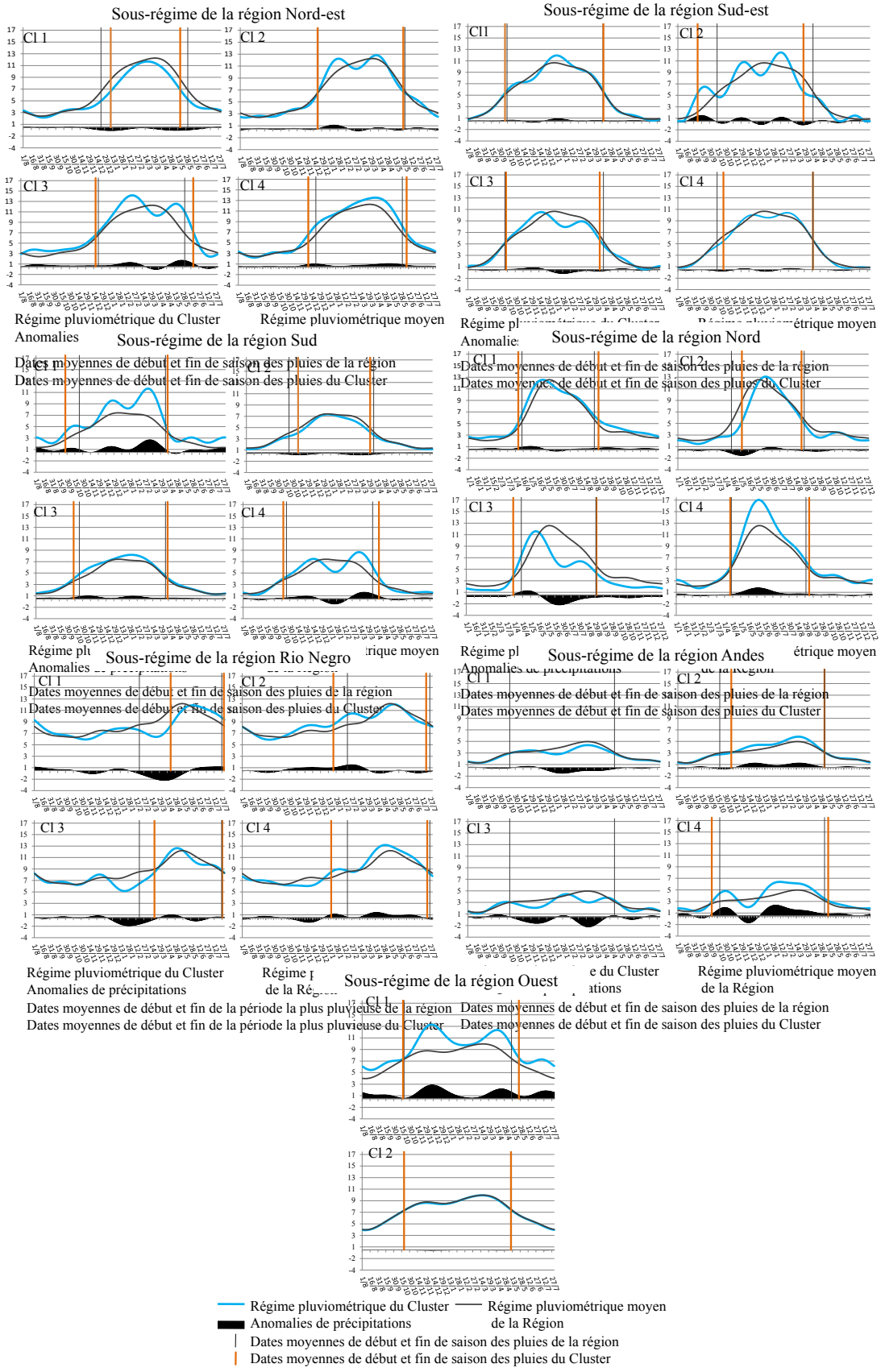


Figure 3. 7 Sous-régimes de précipitations dans les différentes régions du bassin amazonien. La courbe noire représente le régime de précipitation moyen de la région, la courbe bleue le régime de précipitation du sous-régime, les histogrammes les anomalies de précipitations. Les abscisses sont exprimées en jours et les ordonnées en mm. Les dates de début et de fin de saison des pluies sont symbolisées par les lignes verticales grises pour le régime moyen de la région, oranges pour le sous-régime.

3.2 Description des paramètres saisonniers des sous-régimes de précipitations

Les climats des régions tropicales peuvent en général être séparés en saison des pluies et en saison sèche. De nombreux travaux ont donc été consacrés à l'élaboration de méthodes de détection des dates de début et de la fin de la saison des pluies (DSP et FSP dans la suite de ce travail). Cette période est en effet particulièrement importante en matière d'agriculture car les calendriers et les pratiques agricoles dans les régions tropicales sont le plus souvent dépendants des dates de début, de fin, ainsi que du déroulement de la saison pluvieuse (Arvor 2009; Adewi 2012; Boyard-Micheau 2013). Or, ces dates sont variables d'une année à l'autre, ce qui peut entrainer des dégâts considérables pour les cultures (Balme et al. 2005; Arvor et al. 2007; Arvor 2009). Leur connaissance et leur prévision représentent donc des enjeux capitaux dans l'organisation, notamment agraire, des sociétés tropicales ; c'est pourquoi les sous-régimes de précipitations doivent également être étudiés en tenant compte de ces paramètres saisonniers.
Dans les régions équatoriales, pour lesquelles il n'existe pas réellement de saison sèche, des dates délimitant une période plus pluvieuse sont tout de même calculées, quand c'est possible, car la variabilité hydrologique est directement liée à celle des précipitations.
Bien que la notion de début et de fin de la saison des pluies paraisse simple, s'apparentant dans le premier cas à l'arrivée soudaine (qualifiée par Balme et al. 2005 de « saut de mousson ») et durable de précipitations importantes, et à l'inverse dans le second cas à la forte raréfaction des événements pluvieux, la détection précise de ces dates n'est pas aussi aisée. Par ailleurs, la description donnée ci-dessus du concept de début et de fin de saison des pluies correspond à une approche purement climatique. La notion est en partie relative au champ disciplinaire qui l'étudie et peut varier du point de vue hydrologique ou agronomique par exemple.
Différentes méthodes de détection des dates de saison des pluies plus ou moins adaptées à chaque région tropicale ont été mises au point (Murakami et Sumi 1982; Kousky 1988; Hendon et Liebmann 1990; Marengo et al. 2001; Fasullo et Webster 2003; Odekunle 2006; Edoga 2007; Fontaine et al. 2008; Kouassi et al. 2010). Au cours de ces dernières années, plusieurs travaux ont abouti à une synthèse et une évaluation de ces méthodes de détection (Arvor 2009; Debortoli 2013; Michot et al. 2014). Au vu de ces lectures, la méthode la plus appropriée pour le présent travail est celle dite du « Cumul d'anomalies » (Anomalous Accumulation en anglais) (Liebmann and Allured 2006 ; Liebmann et al. 2007). En effet, les méthodes de détection des dates de saison des pluies ont généralement pour paramètres des seuils de quantité de précipitations ou de nombre de jours pluvieux. Or, ces seuils sont très subjectifs (Marengo et al. 2001) puisqu'ils varient d'une région à une autre, et sont particulièrement difficiles à définir pour le bassin dans son ensemble. La méthode du Cumul d'anomalies est également basée sur un seuil, mais qui est aisé à calculer pour chaque région car il s'agit de la moyenne quotidienne de la série. La moyenne étant recalculée pour chaque série, ici pour chaque région, cette méthode tient compte de la climatologie locale (Michot et al. 2014), et permet d'appréhender finement les dates de saison des pluies et leurs décalages puisque le pas de temps est quotidien. De façon plus détaillée l'écart à la moyenne est calculé pour chaque jour de l'année, à la suite de quoi ces écarts sont cumulés. La date de début de saison des pluies est alors définie comme le lendemain du jour présentant la valeur cumulée la plus basse. La fin de saison des pluies est

à l'inverse détectée le lendemain du jour présentant la valeur cumulée la plus importante. Il est cependant nécessaire de n'appliquer la détection de la valeur cumulée la plus importante que sur la période de mars à juillet (juillet à décembre pour la Région Nord), car d'importantes anomalies négatives de précipitations au cœur de la saison pluvieuse peuvent entraîner une fausse détection de sa fin. La méthode du Cumul d'anomalies présente le grand intérêt de fournir systématiquement des dates correspondantes au début et à une fin de saison des pluies ou une période plus pluvieuse.

Les dates de début et de fin de saison des pluies ou de période plus pluvieuses ont ainsi été détectées avec cette méthode, pour chacune des régions et chacun des sous-régimes (Figure 3. 7).

Si pour le régime moyen la méthode de détection des DSP et FSP est appliquée telle que décrite ci-dessus, une adaptation a été apportée pour les sous-régimes. Cette adaptation vise à prendre en compte un décalage de leurs dates par rapport à celles du régime régional moyen. L'écart à la moyenne n'est en effet pas calculé par rapport à la moyenne quotidienne de leur propre série mais par rapport à celle de la région. Ceci permet d'identifier un décalage par rapport à la situation moyenne et non pas d'identifier simplement les dates correspondantes à un type de sous-régimes.

Les dates de saison des pluies sont facilement détectées dans le Nord-est, le Sud-est, le Sud, le Nord et l'Ouest (Figure 3. 7). Elles sont alors cohérentes avec le profil des courbes représentant les régimes de précipitations de la région ou bien du sous-régime. Chronologiquement, les premiers DSP sont observés dans les régions Sud-est et Sud entre octobre et novembre, ce qui correspond à de précédents travaux (Kousky 1988; Marengo et al. 2001; Gan et al. 2005; Liebmann et al. 2007; Vera et al. 2006). Dans la région Nord-est la saison des pluies survient en décembre et en avril dans la région Nord, ce qui est également dans les normes connues. Les FSP ont lieu entre avril et mai et depuis le Sud et Sud-est vers le Nord-est (Liebmann and Allured 2006 ; Marengo et al. 2001 ; Arvor et al. 2017). Concernant la région Ouest, les dates ne peuvent pas être comparées explicitement à d'autres travaux étant donné la saisonnalité peu marquée et donc peu discutée. Les dates détectées semblent toutefois logiques par rapport aux autres régions puisqu'elles surviennent à des périodes relativement proches et dans un ordre chronologique cohérent. Elles définissent de plus des périodes plus pluvieuses, pertinentes au regard de la répartition des précipitations décrites par les courbes qu'elles découpent.

Dans le Rio Negro, une date de début de période plus pluvieuse moyenne pour la région et pour les sous-régimes, est détectée en avril. En revanche, à cause des précipitations importantes toute l'année et d'un cumul de pluie maximum centré sur la fin de l'année, la fin de période plus pluvieuse moyenne de la région est détectée le dernier jour de l'année. Toutefois cette date correspond au découpage de la série plutôt qu'à un fait climatique, les courbes indiquant en effet une fin de période plus pluvieuse vers la fin du mois d'août. A l'exception de la fin de saison du sous-régime Cl2, plus précoce de 7 jours par rapport à la moyenne, les dates des fins de saison des autres sous-régimes sont également difficilement détectables.

Dans les Andes, les dates moyennes de DSP et FSP définissent une longue saison des pluies des à cause du régime presque bi-modal de la région. Les dates de DSP et FSP des sous-régimes ne sont pas toujours obtenues notamment dans le cas de sous régimes avec des pluies déficitaires toute l'année (Cl1 et Cl3).

Michot, Véronique. Analyse spatiale et temporelle de la variabilité des régimes de précipitations dans le bassin amazonien - 2017

Comme indiqué précédemment, il est particulièrement difficile de déterminer des seuils de quantité de pluies ou de nombre de jours adéquats dans chaque région du BA. C'est pourquoi, l'appréciation du décalage des dates de début et fin de saison est estimée en utilisant un paramètre de pas de temps commun à plusieurs autres méthodes de détection, c'est-à-dire des pentades. Les dates sont donc considérées comme précoces ou tardives lorsque le décalage dépasse cinq jours. Le Tableau 3. 2 présente un récapitulatif du nombre de jours de décalage des DSP et FSP des sous-régimes de précipitations par rapport au régime moyen des régions.

Tableau 3. 2 Nombre de jours de décalage des dates de début (DSP) et de fin (FSP) de saison des pluies/période plus pluvieuse des différents sous-régimes de précipitations dans les régions du BA. Le signe = signifie l'absence de décalage des dates.

Région	sous-régime	DSP	FSP
NORD-EST	cl1	+ 17	- 14
	cl2	=	=
	cl3	=	+ 16
	cl4	- 14	+ 8
SUD-EST	cl1	=	=
	cl2	-7	+18
	cl3	=	-6
	cl4	+12	=
SUD	cl1	-27	=
	cl2	+18	-7
	cl3	-11	=
	cl4	-6	+12
NORD	cl1	-7	+8
	cl2	+20	=
	cl3	-15	=
	cl4	=	+6
RIO NEGRO	cl1	+60	=
	cl2	-27	-7
	cl3	+29	=
	cl4	-31	=
OUEST	cl1	=	+14
	cl2	=	=
ANDES	cl1	-	-
	cl2	+22	=
	cl3	-	-
	cl4	-15	+7

A partir de l'examen de la distribution des anomalies de précipitations intra-saisonnières et des paramètres saisonniers associés, une typologie des saisons des pluies ou périodes plus pluvieuses des sous-régimes régionaux de précipitations peut désormais être proposée.

3.3 Typologie des sous-régimes de précipitations

La distribution des anomalies de pluie dans les sous-régimes de précipitations, montre des profils très variés entre et au sein des régions Figure 3. 7.

- Région Nord-est

La région Nord-est comporte quatre sous-régimes de précipitations. Le sous-régime 1 (Cl1) est déficitaire tout au long de l'année, mais plus spécifiquement à la fin de la saison de transition et au début de la saison des pluies (novembre-février) et durant toute la seconde moitié de la saison des pluies jusqu'à l'hiver austral (avril- fin juin). La saison des pluies est plus courte avec un DSP tardif et une FSP précoce (Figure 3. 7 et Tableau 3. 2).
Les sous-régimes 2 et 3 (Cl2, Cl3) alternent entre excès, déficit et excès de pluies. Cependant, dans le cas de Cl2, les principaux excès ont lieu de janvier à mi-février puis en avril et les déficits de mi-février à fin mars ; dans Cl3, les excès de pluies sont plus tardifs, de fin janvier à mi-mars puis en mai-juin et les déficits, de mi-mars à fin avril. De plus, les dates de saison des pluies de Cl2 sont normales tandis que la FSP est tardive pour Cl3 (Figure 3. 7 et Tableau 3. 2).
Le sous-régime 4 (Cl4) a une situation totalement inversée à Cl1 avec des pluies excédentaires, dont les plus importantes se produisent de mi-décembre à mi-janvier et de fin février à mi-juin. Son DSP est précoce et sa FSP tardive (Figure 3. 7 et Tableau 3. 2).

- Région Sud-est

Parmi les quatre sous-régimes de précipitations de la région Sud-est, celui de Cl1 est caractérisé par une alternance de courtes anomalies de pluie positives et négatives durant le début et surtout le cœur de la saison des pluies (octobre puis janvier à mi-février). Ces anomalies de précipitations n'affectant pas la saison de transition ni la fin de la saison des pluies le DSP et la FSP ne présentent pas de décalage (Figure 3. 7 et Tableau 3. 2).
Les anomalies de Cl2 sont importantes puisque le sous-régime n'est composé que d'une seule année. Cette année comporte également des alternances d'anomalies positives et négatives de pluies mais celles-ci commencent dès la saison sèche, en août, ce qui entraine un DSP très précoce (Figure 3. 7 et Tableau 3. 2). Toutefois, cette date pourrait correspondre à un faux départ, lié à la forte anomalie positive de précipitations de la fin de la saison sèche. Basé sur un appui visuel, le DSP pourrait également survenir seulement fin octobre-début novembre donc être tardif. La FSP faisant suite à une période de déficits des pluies, en mars, est légèrement tardive et semble cohérente avec la distribution précédente et suivante des précipitations.
Les alternances de déficits et d'excédents de pluies sont moins importantes dans le sous-régime Cl3. Des excédents surviennent durant la première partie de saison des pluies (en novembre), mais la saison de transition étant normale, le DSP n'est pas décalé (Figure 3. 7 et Tableau 3. 2). Le cœur et la seconde partie de la saison (janvier à avril) étant en revanche déficitaires, la FSP est précoce.
La situation est relativement inversée dans le sous-régime Cl4 où des déficits de précipitations durant la période de transition (octobre) entrainent un DSP tardif (Figure 3. 7 et Tableau 3. 2), tandis que l'absence d'anomalies durant la fin de saison permet une apparition normale de la FSP. Une troisième anomalie de pluies concerne des excédents durant le cœur de la saison des pluies, en janvier.

Michot, Véronique. Analyse spatiale et temporelle de la variabilité des régimes de précipitations dans le bassin amazonien - 2017

- Région Sud

Dans la région Sud du BA le premier sous-régime, Cl1, ne comprend qu'une année, excédentaire d'août-1 à juillet. Le DSP est alors très précoce et la FSP tardive (Figure 3. 7 et Tableau 3. 2). Comme dans le cas de Cl2 dans la région Sud-est, cette date pourrait correspondre à un faux départ, lié à la forte anomalie positive de précipitations de la saison sèche. Cependant, le sous-régime Cl1 du Sud ne présente que des excédents de pluies et peut donc être interprété comme une année très pluvieuse et un DSP précoce.
Le sous-régime de Cl2 est principalement déficitaire bien que les anomalies soient concentrées surtout en début et fin de saison des pluies (octobre à mi-décembre et février à mi-avril). Ces déficits entrainent donc un DSP tardif et une FSP précoce (Figure 3. 7 et Tableau 3. 2).
A l'inverse, Cl3 est excédentaire : ses anomalies de précipitations sont surtout présentes au début et durant le cœur de la saison des pluies (octobre-novembre et mi-janvier à fin février). Le DSP est alors précoce tandis que l'absence d'anomalies en fin de saison permet que la FSP soit normale (Figure 3. 7 et Tableau 3. 2).
Dans le sous-régime Cl4 le signe des anomalies de pluies alterne durant la saison des pluies. Des excédents ont lieu en début et fin de saison des pluies (octobre à mi-décembre et mars-avril) tandis que des déficits apparaissent durant le cœur de la saison (mi-décembre à mi-février). Le DSP est précoce et la FSP tardive (Figure 3. 7 et Tableau 3. 2).

- Région Nord

La saison des pluies dans la région Nord est centrée sur l'hiver austral, l'année météorologique est donc comprise entre janvier et décembre.
Les sous-régimes Cl1 et Cl2 présentent des anomalies de précipitations inverses. Dans le cas de Cl1, des excédents ont lieu en début et fin de saison des pluies (avril-mai et août-septembre) et sont associés à un DSP précoce et une FSP tardive (Figure 3. 7 et Tableau 3. 2) ; de légers déficits surviennent durant le cœur de la saison (juin). Le début et la fin de saison des pluies sont en revanche déficitaires (avril-mai et août-septembre) et s'accompagnent d'un DSP tardif et une FSP précoce (Figure 3. 7 et Tableau 3. 2) pour Cl2 ; tandis que le cœur de la saison présente de légers excédents de pluie (juin).
Le sous-régime Cl3 comporte aussi une inversion du signe de ses anomalies de pluie. Des excédents ont lieu en début de saison des pluies (mars-avril), le DSP est alors précoce (Figure 3. 7 et Tableau 3. 2), tandis que tout le reste de l'année est déficitaire (mi-mai à décembre), la FSP ne présente malgré tout pas de décalage (Figure 3. 7 et Tableau 3. 2).
Contrairement à tous les autres sous-régimes de la région Nord, Cl4 ne comporte qu'un type d'anomalies de pluies, des excédents durant toute la saison des pluies, de mi-avril à septembre. Le DSP est normal tandis que les excès de pluies durant la saison, entraînent une FSP légèrement tardive (Figure 3. 7 et Tableau 3. 2).

- Région Rio Negro

Comme mentionné précédemment, dans le nord-ouest du BA, la pluviométrie mensuelle est importante toute l'année, il n'existe donc pas de période réellement sèche mais plutôt une période plus pluvieuse (voir Chapitre 1 et paragraphe 3.2 de ce chapitre). Les dates calculées

Michot, Véronique. Analyse spatiale et temporelle de la variabilité des régimes de précipitations dans le bassin amazonien - 2017

délimitent alors une période plus pluvieuse. Toutefois, les dates de fin de période plus pluvieuse (FSP) sont peu représentatives (voir paragraphe 3.2 de ce chapitre) et donc peu exploitables, à l'exception du sous-régime Cl2.

Le premier sous-régime de la région Rio Negro, Cl1, est caractérisé par de forts déficits de précipitations en début d'année (février à mi-mai), entraînant un retard important de la date de début de période plus pluvieuse (DSP ; Figure 3. 7 et Tableau 3. 2). Les anomalies de pluies deviennent ensuite positives jusqu'en fin d'année (juin-juillet).
Le sous-régime Cl2 présente une situation inverse avec des excédents de pluies d'octobre à fin mars, entraînant un début de période pluvieuse précoce (Figure 3. 7 et Tableau 3. 2) ; s'en suivent des déficits d'avril à juillet et une date de fin de période plus pluvieuse légèrement plus précoce.
Dans le sous-régime Cl3 le signe des anomalies de pluies alterne davantage. Les précipitations sont tout d'abord déficitaires (mi-décembre à fin mars) et associées à un retard de la date de début de période plus pluvieuse (Figure 3. 7 et Tableau 3. 2). Le cœur de la période plus pluvieuse est légèrement excédentaire (avril à mi-mai) tandis que la fin est déficitaire (mi-mai et juin).
Le dernier sous-régime, Cl4, est excédentaire durant la période de transition (janvier-février) puis tout au long de la période plus pluvieuse (mars à juillet). Ces excédents permettent l'apparition précoce du DSP (Figure 3. 7 et Tableau 3. 2).

- Région Ouest

La région Ouest présente un profil particulier avec seulement deux clusters. Le premier, Cl1, n'est composé que d'une année, 1981-82, c'est-à-dire la même année que dans le cas du sous-régime Cl1 dans la région Sud. Le second comprend l'ensemble des années représentatives du reste de la série temporelle.
L'année du sous-régime Cl1 est, de la même façon que dans le Sud, très pluvieuse tout au long de l'année (août-1 à juillet). Seule la FSP est cependant décalée et survient tardivement (Figure 3. 7 et Tableau 3. 2).
Le sous-régime Cl2 ne comporte pas réellement d'anomalies de précipitations puisque son régime est très proche de celui du régime moyen de la région.

- Région Andes

Dans cette dernière région, le sous-régime Cl1 comporte des déficits de précipitations centrés sur le cœur de la saison des pluies (décembre à avril). En raison des faibles pluies de la région et des anomalies presque toujours négatives de Cl1, les dates de la saison des pluies n'ont pas pu être calculées, toutefois, l'absence d'anomalie durant la saison de transition et les très faibles déficits en fin de saison ne suggèrent aucun décalage.
Le sous-régime Cl2, à l'inverse, est principalement excédentaire durant toute la saison des pluies (novembre à fin avril), mais le DSP est cependant tardif à cause de légers déficits en octobre (Figure 3. 7 et Tableau 3. 2). La date de FSP est normale.
Les anomalies de précipitations de Cl3 sont, comme pour Cl1 négatives durant la saison des pluies. En revanche, ces anomalies sont centrées sur le début et sur la fin de la saison (mi-

Michot, Véronique. Analyse spatiale et temporelle de la variabilité des régimes de précipitations dans le bassin amazonien - 2017

octobre à mi-janvier et mi-février à mi-avril). Pour les mêmes raisons que Cl1, les dates de saison des pluies de Cl3 n'ont pas été obtenues.
Dans le sous-régime Cl4, les anomalies alternent entre excédents et déficits. Les excédents durent toutefois plus longtemps, d'octobre à mi-novembre puis de janvier à juin, alors que les déficits se concentrent de mi-novembre à fin décembre. Le DSP est précoce et la FSP tardive (Figure 3. 7 et Tableau 3. 2).

- Synthèse et comparaison inter-régionale des sous-régimes de précipitations

Le Tableau 3. 3 présente une synthèse des types de sous-régimes de précipitations régionaux rencontrés dans le BA en fonction de la durée de la saison par rapport au régime moyen régional (entrée en ligne) et/ou en fonction du déroulement de la saison (entrée en colonne, A à K).
Les DSP des sous-régimes sont plus souvent affectés par un décalage que les FSP, particulièrement dans le Sud et le Rio Negro. De façon générale, le décalage d'un DSP n'est pas nécessairement associé à un décalage de FSP. Lorsque c'est le cas, un DSP précoce (tardif) est le plus souvent associé à une FSP tardive (précoce) donc à un allongement (raccourcissement) important de la saison des pluies, c'est le cas par exemple de Cl4 dans le Nord-est, Cl2 dans le Sud-est, Cl1 dans le Nord, Cl4 dans le Sud, Cl1 dans le Nord (Cl1 dans le Nord-est, Cl2 dans le Sud).
Les décalages les plus importants sont détectés dans la région Rio Negro, avec une précocité du DSP de 31 jours pour Cl4 et un retard de 60 jours pour Cl1 (Tableau 3. 2), tandis que dans le Sud-est, même si trois des quatre sous-régimes présentent des décalages du DSP ou de la FSP, le nombre moyen de jours est moins important.
La distribution des sous-régimes de précipitations dans le Tableau 3. 3 montre qu'un type de décalage de DSP et/ou FSP ne semble pas spécifiquement associé à un déroulement de saison des pluies pariculier.
D'autre part, si l'ensemble des régions à l'exception du Sud-est ont un de leur régime excédentaire toute la saison (colonne A), les autres sous-régimes sont distribués dans des types présentant une alternance de déficits et d'excédents de pluies au cours de la saison (B à K) et sont peu organisés spatialement.

Michot, Véronique. Analyse spatiale et temporelle de la variabilité des régimes de précipitations dans le bassin amazonien - 2017

Tableau 3. 3 Typologies des saisons des pluies/périodes plus pluvieuses des sous-régimes de précipitations dans le bassin amazonien.

Dates de la saison des pluies	Déroulement de la saison des pluies	excédentaire toute la saison A	déficitaire toute la saison B	excédentaire puis déficitaire C	Plusieurs successions anomalies positives et négatives D	déficitaire puis excédentaire E	déficitaire - normal - déficitaire F	excédentaire - normal - excédentaire G	normal -excédentaire- normal H	normal -déficitaire- normal I	déficitaire -excédentaire- déficitaire J	excédentaire -déficitaire- excédentaire K
Pas de dates de saison des pluies		Andes Cl2	Andes Cl1				Andes Cl3					
durée ne change pas	DSP normal + FSP normal				Sud-est Cl2				Sud-est Cl1			Nord-est Cl2
saison décalée	DSP précoce+ FSP précoce			Rio Negro Cl2								
	DSP tardif + FSP tardif											
saison plus courte	DSP normal + FSP précoce					Sud-est Cl3						
	DSP tardif + FSP normal					-Nord Cl2 -Rio Negro Cl1				Sud-est Cl4	Rio Negro Cl3	
	DSP tardif + FSP précoce		-Nord-est Cl1				Sud Cl2					
saison plus longue	DSP normal + FSP tardif	-Nord Cl4 -Ouest Cl1										Nord-est Cl3
	DSP précoce + FSP normal	-Sud Cl1 -Rio Negro Cl4		Nord Cl3				Sud Cl3				
	DSP précoce + FSP tardif	-Nord-est Cl4						Nord Cl1				-Sud Cl4 -Andes Cl4

3.3 Organisation temporelle et années communes entre des sous-régimes de précipitations.

3.3.1 Organisation temporelle des sous-régimes de précipitations

Le but général de ce chapitre est de décrire les anomalies de précipitations dans les régions du BA en analysant leur variabilité inter et intra-annuelle. Une analyse de la tendance générale du cumul saisonnier des précipitations et des paramètres saisonniers (date de début, de fin et durée de la saison des pluies) est en revanche plus difficile à réaliser puisque toutes les années ne sont pas conservées. Malgré cela, l'analyse peut porter sur l'organisation temporelle des sous-régimes eux-mêmes.

Toutes les régions, sauf l'Ouest, ont 4 sous-régimes dont certains comportent seulement une année (Sud-est Cl2 ; Sud Cl1 ; Ouest Cl1). Certaines années EN caractéristiques, comme 1982-83 ou bien 1991-92, ont été écartées des sous-régimes dans les régions comme le Nord-est et le Sud-est, qui sont pourtant particulièrement sensibles à ces événements océaniques. En réalité, des anomalies de pluies ont bien eu lieu dans ces régions (exemple du Nord-est Figure 3. 8), toutefois le but de ce travail étant d'établir des sous-régimes de pluies, c'est-à-dire des types d'anomalies se répétant, les années dont les anomalies sont très exceptionnelles ne sont alors pas considérées comme représentatives du sous-régime et sont écartées. Dans la région Nord-

est par exemple, les années 1982-83 et 1991-92 avant d'être déterminées comme non représentatives ont été intégrées au sous-régime Cl1, de type déficitaire. Celui-ci comporte également l'année EN 1997-98, qui est, elle, considérée comme représentative du type d'anomalies de ce sous-régime.
Les seules exceptions où des années très particulières sont mises en avant se produit lorsque celles-ci ont un régime très différent des autres sous-régimes et n'ont dès lors, pas pu être attribuées à un sous-régime. Elles forment donc une classe à part entière composée uniquement de l'année en question (Tableau 3. 1 Sud-est Cl 2, Sud Cl1 et Ouest Cl1).

Dans la région Ouest la distinction de différents sous régimes est moins efficiente. En effet, le sous-régime Cl1, ne comporte qu'une année tandis que le second comporte toutes les autres années de la série. Une des raisons de cette moins bonne détection peut être liée à son type de régime moyen, dont les précipitations sont constantes et ne varient pas suffisamment interannuellement pour que les différences soient assez significatives et donnent lieu à plusieurs sous-régimes. La Figure 3. 9 montre en effet que la moyenne des années non représentatives est égale à la moyenne régionale de toute la série temporelle.

D'autre part, les années de chaque sous-régime ne semblent pas spécifiquement regroupées temporellement, les sous-régimes ne sont donc pas plus enclins à se produire pendant une période ou une autre. Seul le sous-régime Cl1 de la région Rio Negro, déficitaire, est centré sur la décennie 80 (dont aucune année n'a été retirée car le sous-régime comportait moins de 7 années). Espinoza et al. (2009) observent depuis le début des années 1980, une tendance à la baisse des précipitations dans le BA, sur le long terme. Ils constatent également, pour les mois de décembre à mai, une variabilité décennale opposant le nord-ouest, avec une augmentation des précipitations dans les années 1970 et 1990 et une baisse dans les années 1980, au sud-est où les précipitations baissent durant les années 1970 et 1990 et augmentent durant les années 1980. Le sous-régime Cl1 dans la région du Rio Negro (Figure 3. 7) comporte d'importants déficits de précipitations et semble donc coïncider temporellement et climatiquement, avec les observations d'Espinoza et al. (2009).
L'ensemble des sous-régimes montre donc davantage la variabilité interannuelle des précipitations plutôt que les tendances pluviométriques.

Michot, Véronique. Analyse spatiale et temporelle de la variabilité des régimes de précipitations dans le bassin amazonien - 2017

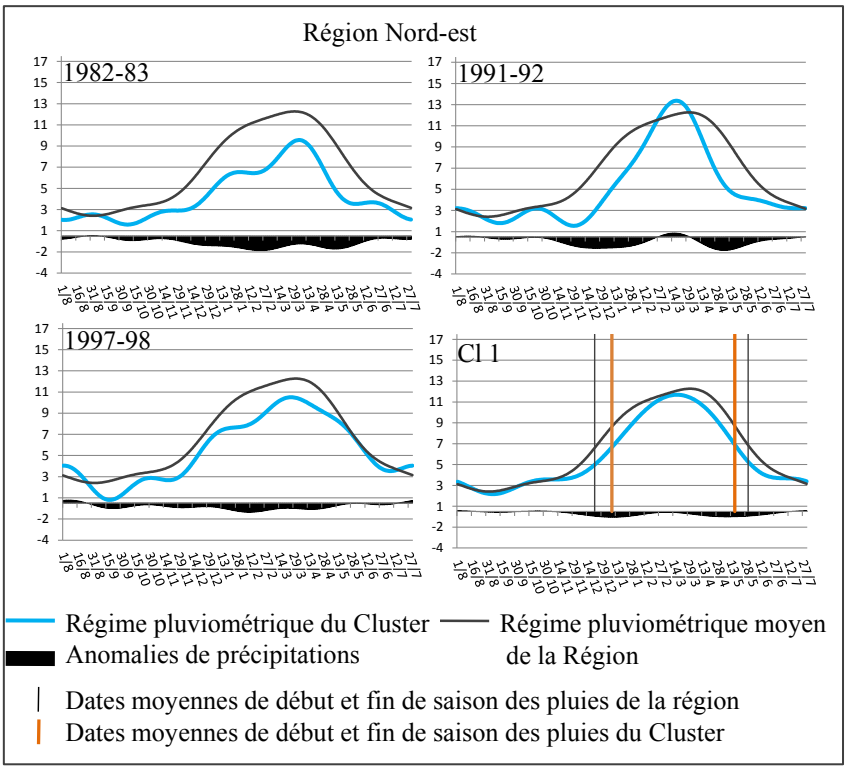


Figure 3. 8 Régimes de précipitations des années El Niño 1982-83, 1991-92, 1997-98 et sous-régimes Cl1 de la région Nord-est. La courbe noire représente le régime de précipitation moyen de la région, la courbe bleue représente le régime de précipitation du sous-régime, les histogrammes représentent les anomalies de précipitations. Les abscisses sont exprimées en jours et les ordonnées en mm. Les dates de début et fin de saison des pluies sont symbolisées par les lignes verticales grises pour le régime moyen de la région, oranges pour le sous-régime.

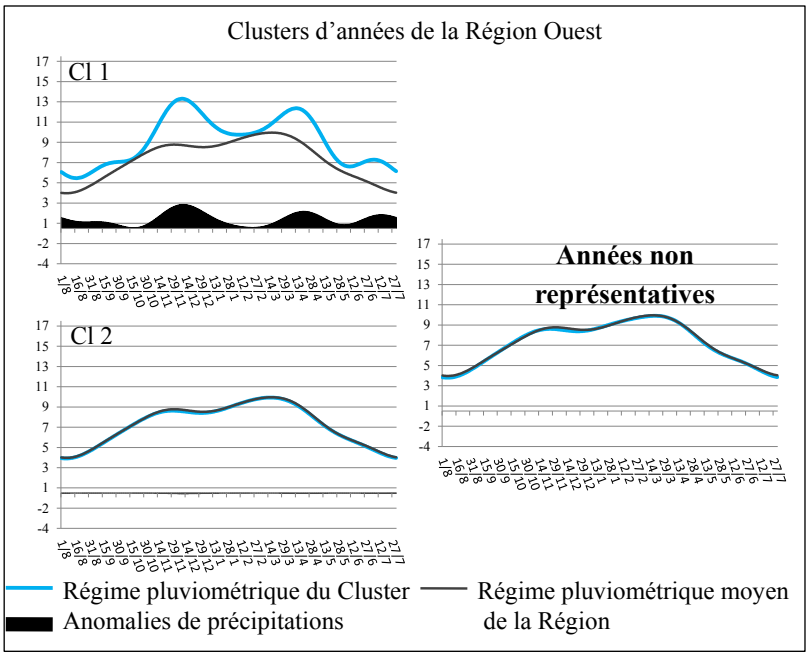


Figure 3. 9 Régimes de précipitations Cl1, Cl2 et des années non représentatives de la région Ouest. La courbe noire représente le régime de précipitation moyen de la région, la courbe bleue représente le régime de précipitation du sous-régime, les histogrammes représentent les anomalies de précipitations. Les abscisses sont exprimées en jours et les ordonnées en mm.

3.3.2 Années communes entre les sous-régimes de précipitations

La récurrence de mêmes groupes d'années dans différents sous-régimes suggère que les régions concernées, donc une partie étendue du BA, ont pu être affectée par un même forçage et y ont toutes été sensibles. Comparer les années communes entre les sous-régimes est cependant complexe à cause du nombre important de sous-régimes dans le BA et car toutes les années ne sont pas représentées. Le Tableau 3. 4 permet d'apporter une aide en identifiant le nombre d'années communes entre le sous-régime d'une région et ceux de toutes les autres régions. Des groupes d'années communes entre deux sous-régimes sont identifiés à partir de 4 années, car les sous-régimes comportent au maximum 7 ans. De la sorte, 9 groupes « d'années communes » sont identifiées, mais ne concernent pas nécessairement des régions voisines, ce qui témoigne de la variabilité spatiale des pluies puisque des régions proches les unes des autres n'ont pas nécessairement connu d'anomalies de pluies durant les mêmes années. De plus, dans les régions concernées, les années communes n'engendrent pas toujours les mêmes anomalies de pluie Figure 3. 7 :

- les anomalies de pluies sont positives dans le sous-régime Cl2 du Nord-est mais négatives dans le sous-régime Cl2 du Sud, ce qui est cohérent avec les résultats de Marengo et al. (2004).
- le sous-régime CL2 du Nord-est et Cl1 dans les Andes présentent en revanche tous les deux des anomalies plutôt positives.
- Les sous-régimes Cl1 dans le Sud-est et Cl3 dans le Sud, ont tous les deux des anomalies plutôt positives durant le cœur de la saison des pluies, mais le début de saison est affecté par de légers déficits dans le sud-est et des excédents dans le sud.
- La saison des pluies étant centrée sur l'hiver austral dans le Nord, les mois comparables avec les autres régions sont compris entre janvier et juillet. Dans le Sud-est les pluies du sous-régime Cl1 sont excédentaires seulement en janvier puis normales jusqu'à juillet, tandis que dans le sous-régime Cl2 du Nord elles sont déficitaires de janvier à fin mai et positives en juin.
- Dans le Nord également, le sous-régime Cl1 est excédentaire de janvier à juin, puis déficitaire en juin et juillet tandis que dans les Andes Cl1 est déficitaire de janvier à fin avril, puis ne présente plus d'anomalies jusqu'à la fin de la période.
- Le sous-régime de Cl2 dans le Sud est plutôt déficitaire alors qu'il est excédentaire pour Cl4 dans le Rio Negro.
- Les sous-régimes Cl2 dans le Nord et l'Ouest présentent également plusieurs années communes, toutefois si dans le Nord des anomalies négatives puis positives sont observées, dans l'Ouest aucune anomalies n'apparaît.

De plus, bien qu'il ne s'agisse que d'une année, 1981-82 a été suffisamment particulière par rapport aux autres sous-régimes dans le Sud et l'Ouest pour entrainer la création d'un sous-régime particulier. Dans les deux régions, les régimes sont excédentaires toute l'année, avec une forte accalmie en janvier dans le Sud et en février dans l'Ouest. Le maximum d'anomalies a lieu en novembre-décembre dans l'Ouest, mais plutôt en février-mars dans le Sud.

Michot, Véronique. Analyse spatiale et temporelle de la variabilité des régimes de précipitations dans le bassin amazonien - 2017

Tableau 3. 4 Tableau croisé présentant le nombre d'années communes entre les sous-régimes des différentes régions du BA.

		Nord-est				Sud-est				Sud				Nord				Rio Negro				Ouest	
		cl1	**cl2**	**cl3**	**cl4**	**cl1**	**cl2**	**cl3**	**cl4**	**cl1**	**cl2**	**cl3**	**cl4**	**cl1**	**cl2**	**cl3**	**cl4**	**cl1**	**cl2**	**cl3**	**cl4**	**cl1**	**cl2**
Nord-est	**cl1**																						
	cl2																						
	cl3																						
	cl4																						
Sud-est	**cl1**	2	1		0																		
	cl2																						
	cl3	0	2		3																		
	cl4	0	2		3																		
Sud	**cl1**																						
	cl2	1	4		1	2		2	1														
	cl3	2	1		1	4		0	0														
	cl4	0	0		1	0		1	1														
Nord	**cl1**	1	3		1	1		0	1		2	1	1										
	cl2	2	0		1	4		1	1		0	3	0										
	cl3	0	1		1	0		2	0		1	0	0										
	cl4	3	0		2	1		1	0		0	3	1										
Rio Negro	**cl1**	0	0		1	2		1	0		0	2	1	1	2	1	0						
	cl2	1	2		3	2		1	2		2	1	0	1	1	0	1						
	cl3	1	2		1	1		0	2		1	1	0	3	1	1	0						
	cl4	2	3		1	0		2	2		4	0	0	2	2	1	0						
Ouest	**cl1**																						
	cl2	3	2		1	2		2	0		1	2	0	1	4	0	0	1	2	2	2		
Andes	**cl1**	0	4		1	1		1	1		2	2	0	4	1	1	0	1	0	4	1	2	
	cl2	1	2		3	2		2	2		2	0	0	1	2	1	0	1	5	0	1	2	
	cl3	1	0		0	1		0	2		0	1	1	1	1	0	1	1	0	1	1	0	
	cl4	0	0		2	0		1	1		0	1	2	0	0	0	2	0	1	0	0	0	

4. Conclusion

Ce chapitre visait à discriminer les régions climatiques homogènes et les régions de transition présentes au sein du BA, puis à déterminer les sous-régimes de précipitations au sein de chaque région climatique homogène pour en établir une typologie.

A ces fins, la méthode du clustering spectral a permis d'obtenir dans un premier temps des regroupements interannuels des stations pluviométriques du bassin amazonien. A partir de celles-ci ont pu être déterminées 7 régions climatiques homogènes et des espaces de transition dont les régimes de précipitations sont plus hétérogènes.

Dans chacune des régions, après un lissage des séries annuelles grâce à une transformée de Fourier, des sous-régimes de précipitations ont été détectés grâce la même méthode de clustering spectral. Cette méthode a permis de regrouper dans des sous-régimes, les années présentant une distribution similaire de leurs précipitations (Figure 3. 7). Le nombre de sous-régimes est de 2 à 4 par région. Afin de rééquilibrer le nombre d'années entre les sous-régimes, seules leurs années les plus représentatives ont été conservées (7 au maximum).

Les dates de saison des pluies ont été détectées grâce à la méthode de Cumul d'anomalies. Celle-ci a généralement donné des résultats cohérents pour discriminer saison des pluies et saison sèche ou bien période plus pluvieuse et période moins pluvieuse. Dans le Rio Negro, les FSP sont en revanche peu réalistes et fiables. Les dates de DSP et de FSP dans la région des Andes sont également difficiles à détecter dans les cas de sous-régimes déficitaires toute l'année.

Une typologie des sous-régimes de saison des pluies/période plus pluvieuse a été réalisée à partir des paramètres saisonniers de date de début et fin de saison des pluies (DSP et FSP), ainsi

que du déroulement de la saison des pluies (Tableau 3. 3). Les profils de saison des pluies sont très variés, avec des sous-régimes déficitaires ou excédentaires durant toute la saison des pluies, ou bien une alternance du signe des anomalies durant la saison des pluies.

Les sous-régimes de précipitations régionaux montrent la variabilité interannuelle des précipitations plutôt que des tendances. A l'exception du sous-régime Cl1 de la région Rio Negro centré sur la décennie 1980, les sous-régimes ne sont pas organisés temporellement.

De façon générale dans le bassin, les DSP sont plus souvent sujets à un décalage que la FSP. Si les deux dates présentent un décalage, les DSP précoces (tardifs) sont généralement associés à des FSP tardives (précoces). Les types de décalages de DSP et FSP ne sont pas associés à des types de déroulement intra-saisonnier spécifiques. Ces derniers sont variés, et ne présentent pas d'organisation spatiale particulière.

Différents types de sous-régimes régionaux de précipitations sont maintenant identifiés dans le BA. L'hypothèse principale est que ceux-ci soient en lien avec une modification des conditions de température de superficie des océans et la dynamique atmosphérique. L'objectif du chapitre suivant est alors d'examiner les configurations des ces deux derniers facteurs pour voir comment ils sont associés à la variabilité des pluies.

Michot, Véronique. Analyse spatiale et temporelle de la variabilité des régimes de précipitations dans le bassin amazonien - 2017

Michot, Véronique. Analyse spatiale et temporelle de la variabilité des régimes de précipitations dans le bassin amazonien - 2017

CHAPITRE 4 : Modulation des régimes de précipitations régionaux par les anomalies de température de surface de l'océan

1. Introduction

Dans le chapitre 3, le bassin amazonien (BA) a été subdivisé en sept régions climatiques. Pour chacune d'entre elles ont été identifiés entre 3 et 4 sous-régimes de précipitations donnant ainsi lieu à une typologie des anomalies de précipitations. L'objectif est désormais d'examiner les conditions atmosphériques et océaniques associées aux sous-régimes et de comprendre leur lien avec les pluies. En effet, les anomalies de précipitations peuvent être liées à la variabilité de facteurs internes ou bien à l'influence des températures de surface de l'océan tel qu'expliqué dans le chapitre 1. Cependant le lien entre les déficits et excédents de pluies de certaines régions amazoniennes et la variabilité des SST (sea surface temperature -température de surface de la mer) reste à approfondir, en particulier à échelle intra saisonnière. Les mécanismes à l'origine des téléconnexions entre les différentes régions océaniques, seules ou combinées, et les précipitations du BA sont complexes et variables spatialement et temporellement. Des questions demeurent encore quant à la façon dont les anomalies de précipitations régionales du BA varient inter et intra-annuellement, en fonction de combinaisons ou configurations océaniques particulières.

La plupart des études cherchent à détecter les anomalies de précipitations résultantes de la variabilité des SST, ou bien se concentrent sur une année particulièrement sèche ou humide pour en trouver la cause. Dans l'approche considérée ici, les anomalies de précipitations et leur régionalisation sont déjà connues et sont des sous-régimes de pluies dans des régions considérées comme climatiquement homogènes.

Des explications sur la modulation de ces sous-régimes de précipitations régionaux seront recherchées grâce à la comparaison des anomalies de pluies avec celles a) de nébulosité afin de mieux cerner les grandes régions de convection b) de flux d'humidité pouvant fournir des indications sur les champs de pression, sur la convergence et la divergence qui favorisent ou défavorisent les précipitations c) de températures de surface des océans, notamment Pacifique et Atlantique tropicaux et subtropicaux, qui jouent un rôle dans la circulation atmosphérique de

Michot, Véronique. Analyse spatiale et temporelle de la variabilité des régimes de précipitations dans le bassin amazonien - 2017

grande échelle et sur les aires de subsidence et d'ascendance par l'intermédiaire des cellules de Hadley et de Walker. L'analyse est réalisée mois par mois ce qui permet un meilleur suivi de l'évolution annuelle de l'ensemble de ces anomalies. Une comparaison inter-régionale des situations atmosphériques et océaniques identifiées permet, enfin, de mettre en évidence celles qui sont communes à plusieurs régions amazoniennes.

2. Données océaniques et autres données atmosphériques

Des données de SST, de nébulosité et de composante de vent horizontal et d'humidité spécifique sont utilisées dans ce chapitre afin d'établir les liens avec les différents sous-régimes de précipitations régionaux.

2.1 Les données de SST

La variabilité des températures de surface des océans Pacifique et Atlantique tropicaux est régulièrement analysée au travers d'indices océaniques. Ces indices fournissent par exemple au pas de temps mensuel et en °C, les anomalies de température de l'océan dans des régions spécifiques des deux océans. Ceux-ci sont découpés en boîtes, la valeur donnée par l'indice correspond donc à la moyenne des anomalies de SST dans la région définie par la boîte.
Il existe ainsi plusieurs indices de SST dans le Pacifique et l'Atlantique tropical. Les indices du Pacifique les plus connus sont les Oceanic Niño Index (ONI), en référence à l'oscillation australe se produisant dans l'océan. Les ONI ont été créés par le CPC-NCEP NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration) et calculés grâce au « Extended Reconstructed Sea Surface Temperature version 4 » (ERSST.v4). La période de référence par rapport à laquelle est calculée l'anomalie est 1971-2000. Ces indices sont au nombre de quatre, Niño 1+2, Niño 2, Niño 3.4 et Niño 4 (Figure 4. 1), ce qui permet de prendre en compte la variabilité spatiale des SST pacifiques. Cependant le plus couramment utilisé est Niño 3.4. Il s'agit en effet de la région océanique considérée comme la plus synthétique et descriptive des événements Niño et Niña à cause de la plus forte variabilité de SST à cet endroit. Les événements Niño ou Niña sont définis comme tels lorsque Niño 3.4 enregistre des anomalies de SST de plus ou moins 0,5°C pour une durée d'au moins trois mois consécutifs. Les indices de SST des différents océans ainsi que des informations sur les métadonnées sont disponibles sur le site de la NOAA : https://www.esrl.noaa.gov/psd/data/climateindices/list/

Michot, Véronique. Analyse spatiale et temporelle de la variabilité des régimes de précipitations dans le bassin amazonien - 2017

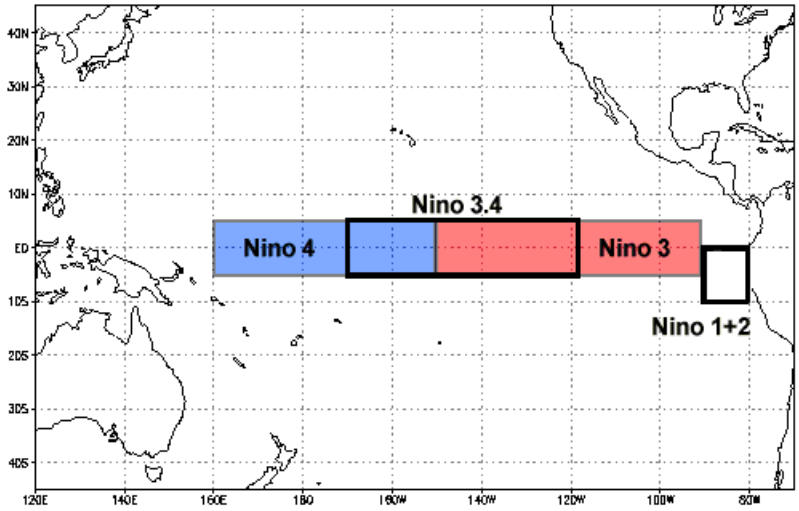


Figure 4. 1 Localisation des fenêtres océaniques dans lesquelles sont calculés les indices ONI dans le Pacifique équatorial. Source : NCDC/NOAA

D'autres indices ont également été mis au point comme ceux de Takahashi et al. (2011), afin de prendre en compte les deux différents régimes de El Niño, c'est-à-dire Modoki et Est Pacifique décrits dans le chapitre 1. L'indice C donne une valeur moyenne mensuelle des anomalies de SST pour le Pacifique central, il est alors plus indiqué pour la description des El Niño de type Modoki, tandis que l'indice E se réfère au Pacifique est et est donc plus approprié pour les El Niño de type Pacifique Est (Figure 4. 2).

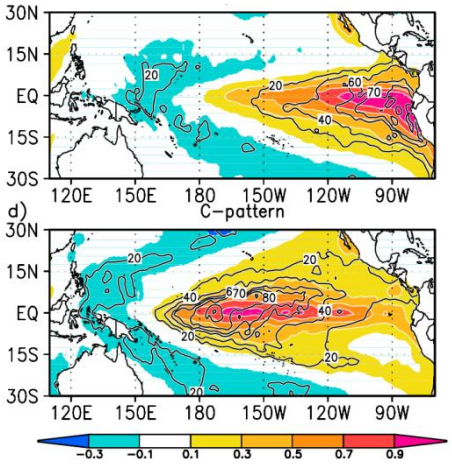


Figure 4. 2 Configurations spatiales des anomalies de SST lors d'un événement EN de type Est Pacifique en haut : indice E, et un événement de type Modoki en bas : indice C, selon selon Takahashi et al. (2011). Source : Takahashi et al. (2011).

Des indices ont également été créés pour l'océan Atlantique tropical. Il s'agit du Tropical North Atlantic (TNA) et du Tropical South Atlantic (TSA). Ceux-ci renseignent également de façon synthétique sur les anomalies de SST mensuelles dans les régions nord (entre 5.5°N - 23.5°N et 15°W - 57.5°W) et sud (entre 0° - 20°S et 10°E – 30°W) de l'Atlantique tropical (Figure

4. 3). La période de référence par rapport à laquelle est calculée l'anomalie est également 1971-2000.

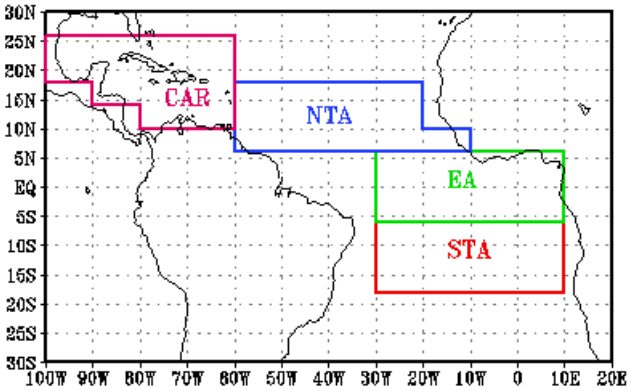


Figure 4. 3 Localisations des fenêtres océaniques dans lesquelles sont calculés les indices océaniques de l'Atlantique. CAR : Indice Caraïbes ; NTA : indice de l'Atlantique tropical Nord ; EA : indice de l'Atlantique Equatorial ; STA : indice de l'Atlantique tropical Sud. Source : ESRL/NOAA.

Toutefois, puisqu'ils segmentent les océans en boîtes ces indices peuvent impliquer une perte d'information sur la variabilité spatiale des anomalies de SST, information utile à la compréhension de la variabilité des précipitations. De plus, la variabilité des SST dans les régions subtropicales, notamment atlantique, semblent pouvoir influencer les précipitations des régions tropicales ; or, les indices de SST mentionnés ne prennent pas en compte ces régions. C'est pourquoi les données de SST mensuelles globales de la NOAA-CPC, en point de grille de résolution 2°x2° (Smith et Reynolds 2004) et exprimées en °C, sont préférées et utilisées dans la suite de ce travail. Ce jeu de données présente ainsi l'avantage de conserver toute l'information sur l'ensemble des océans Pacifique et Atlantique tropicaux et extratropicaux.

2.2 Les données de flux de vent et d'humidité

La circulation des flux d'humidité dans le BA jouent un rôle capital dans la variabilité des précipitations de la région (Satyamurty et al. 2013) et sont soumis aux champs de pression. Les anomalies de circulation des flux d'humidité permettent donc de déduire les régions de convergence ou divergence atmosphérique. Il existe une forte relation entre les caractéristiques d'humidité et de vent et les SST, ce point est exposé plus spécifiquement dans le chapitre 1. Il est donc important d'analyser les anomalies de ces flux car ils participent à la compréhension du lien entre les anomalies de SST et de précipitations.
Les données d'humidité spécifique et de vent sont issues des ré-analyses, décrites par Kalnay et al. (1996), provenant du National Center for Environnemental Prediction - National Center for Atmospheric Research (NCEP-NCAR). Les données en point de grille ont une résolution latitudinale et longitudinale de 2.5°x2.5° et sont disponibles sur le site : https://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.ncep.reanalysis.pressure.html. Le flux d'humidité intégré, exprimé en kg m−1 jour−1, provient de l'humidité spécifique et du vent

horizontal de la surface jusqu'à 300 hPa (Peixoto et Oort 1992; Satyamurty et al. 2013) donné par :

$$F_W = \int q\, V\, p/g$$

Où q est l'humidité spécifique, V est le vecteur vent, p est la pression, g est l'accélération due à la gravité.

2.3 Les données de nébulosité : Outgoing Longwave Radiation (OLR)

Les anomalies de convection accompagnant les anomalies de précipitations peuvent être entre autres analysées grâce à l'étude des anomalies de nébulosité (Liebmann et Smith 1996). La nébulosité peut elle-même être interprétée au moyen par exemple, des anomalies d'OLR. Il s'agit de la radiation infrarouge émise par la Terre. Ce rayonnement est mesuré au sommet de l'atmosphère grâce au radiomètre embarqué Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR) sur les satellites de la NOAA. Puisque les nuages absorbent en partie le rayonnement en provenance de la surface terrestre, des anomalies négatives (positives) d'OLR sont synonyme d'une augmentation (diminution) de la nébulosité, et ainsi de la convection. Les données d'OLR sont mises à disposition par le NCAR/NOAA sur le site : https://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.interp_OLR.html

2.4 Calcul des anomalies des différents indicateurs océano-atmosphériques

Pour chacune des variables océano-atmosphérique décrites ci-dessus, les anomalies ont été obtenues de la façon suivante. La référence pour le calcul de l'anomalie est celle de la période d'étude, soit de 1981 à 2013. Pour chacune des sous-régions du BA précédemment identifiées (chapitre 3), la différence entre les valeurs moyennes des années appartenant à chaque cluster et la valeur moyenne de la période de référence (1981-2013) est calculée mensuellement.
Afin de prendre en compte uniquement les anomalies océano-atmosphériques les plus explicatives, seules les plus significatives ont été conservées (supérieures à 2 σ). L'ensemble de ces anomalies est visualisé à l'aide de cartes composites présentant les anomalies mensuelles d'août n-1 à juillet n et seront décrites dans la suite de ce travail.
A titre comparatif, les moyennes mensuelles des SST, des flux d'humidité et de l'OLR sont fournies en Annexe 2.

3. Analyse de la relation entre les différents sous-régimes de précipitations et les anomalies des indicateurs océano-atmosphériques, dans les sous-régions du BA

La comparaison entre les anomalies de précipitations et celles des indicateurs océano-atmosphériques données par les cartes composites est réalisée dans un premier temps entre les clusters de chaque région puis entre régions. Des anomalies des SSTA n'apparaissent pas systématiquement dans les composites a) soit car aucune anomalie significative de SST ne s'est effectivement produite durant les années composant le cluster b) soit car les années du cluster présentent des SSTA très variées voire opposées, ce qui peut alors être interprété comme le fait que les anomalies de précipitations ne dépendent pas, dans ces cas, des SSTA.
Dans un second temps, les régions sont comparées entre elles afin d'identifier si des configurations océaniques influencent les anomalies de précipitations de façon plus large sur le BA.
Au-delà de l'analyse de la présence et du sens des anomalies de SST, une attention particulière sera portée aux périodes auxquelles elles surviennent et disparaissent. En effet, l'organisation temporelle des SSTA semble être un des facteurs de l'apparition et de la durée des anomalies de pluies (Tomasella et al. 2010; Marengo et al. 2012; Espinoza et al. 2013).
Les observations et commentaires prennent en compte un déphasage de deux mois entre les SSTA pacifiques et les précipitations du BA (Czaja et Frankignoul 2002) alors que la réponse est considérée comme quasiment simultanée entre les SSTA de l'Atlantique et les précipitations du BA (Yoon et Zeng 2010). La comparaison des anomalies de précipitations avec celles d'OLR et de flux d'humidité sont également analysées sans déphasage.

3.1 Région Nord-est

La région Nord-est est la région du BA les plus proches de l'océan Atlantique et comme cela a été décrit dans le chapitre 1, la variabilité de ses précipitations est fortement en lien avec celle des SST pacifiques et atlantiques.

- *Cl1*

Les anomalies de précipitations les plus importantes dans le sous-régime Cl1 concernent des déficits en décembre-janvier et avril-juin (Figure 4. 4) et s'accompagnent d'un retard du DSP (Début de Saison des Pluies) et d'une FSP (Fin de Saison des Pluies) précoce. Au cours de ces deux périodes, de fortes anomalies positives d'OLR témoignent effectivement d'une réduction importante de la nébulosité au-dessus de la région Nord-est et de la ZCIT atlantique (Figure 4.5 i, k, q, s, u). L'anomalie de convection s'atténue légèrement en février lorsque les pluies redeviennent normales. La ZCIT semble s'être déplacée de façon moins importante vers le sud et migre tôt vers le nord comme le montrent les anomalies négatives d'OLR de février à juin, ce qui est cohérent avec la FSP précoce. Or, comme le soulignent Marengo et al. (2012), la position plus ou moins au sud de la ZCIT durant la saison des pluies, joue un rôle important sur la variabilité des précipitations du BA.

Michot, Véronique. Analyse spatiale et temporelle de la variabilité des régimes de précipitations dans le bassin amazonien - 2017

Lors des anomalies de pluies de décembre l'humidité, dans le BA est réduite à cause de l'affaiblissement des alizés de sud sur l'Atlantique équatorial, tandis que les flux d'humidité à l'est du BA et en direction du sud de l'AMS se renforcent (Figure 4.5 i, k). Lors de la seconde période de déficit de pluie, la ZCIT atlantique a déjà commencé sa migration vers le nord, en raison du renforcement des alizés de sud, alors que les alizés de nord sont affaiblis (Figure 4.5 o, q, s, u). A partir de mars sur le Nord-est du Brésil, puis à partir de mai sur le nord du BA s'installe une divergence entre les anomalies de sud et des anomalies d'est. A l'inverse, le LLJ s'intensifie dans le sud.
A ces anomalies atmosphériques sont associées un événement EN central et est qui apparaît dès l'hiver austral (Figure 4.5 b, d) et se maintient jusqu'à juillet à l'est du Pacifique (Figure 4.5 p, r, t, v). Ces conditions océaniques ont habituellement pour conséquence d'altérer la circulation des cellules de Walker et de Hadley (voir chapitre 1) et entrainent de la subsidence notamment sur le nord-est de l'AMS. Un événement EN associé à un régime de précipitations déficitaire et une saison des pluies plus courte dans le nord-est du BA, correspond aux descriptions généralement faites par les auteurs (Kousky et al. 1984; Ropelewski et Halpert 1987, 1989; Aceituno 1988; Marengo 1992; Liebmann et Marengo 2001; Grimm 2003 a; 2007). Une distinction a cependant été apportée récemment entre les conséquences des EN Est et Centraux (voir Chapitre 1). Dans le cas de ce sous-régime de pluies, les SSTA pacifiques sont liées à deux épisodes EN Est, dont celui particulièrement fort de 1997-98, et deux EN Centraux (Tableau 4.1). Les anomalies atmosphériques observées dans les composites semblent néanmoins correspondre davantage à l'influence d'un EN Est qui est associé, surtout de mars à mai, à un affaiblissement des alizés de nord, de la divergence sur le nord-est du BA, un renforcement du LLJ (comme cela apparait d'avril à juin – Figure 4. 4 q, s, u) ainsi qu'une forte subsidence au niveau de la branche de Walker au-dessus du bassin, comme le décrivent les auteurs (Tedeschi et al. 2013; 2016; Andreoli et al. 2016). Durant les épisodes EN la ZCIT atlantique est également positionnée plus au nord et est moins active sur le bassin en lien avec des SST anormalement élevées sur NATL (de janvier à juin dans notre cas ; Figure 4.5 k, m, o, q, s, u) (Hastenrath et Heller 1977; Moura et Shukla 1981; Paulo Nobre et Shukla 1996).

- *Cl2*

Dans le second sous-régime, Cl2, les anomalies de pluies remarquables concernent surtout des excédents au mois de janvier et début février, sans décalage du DSP et de la FSP (Figure 4. 4). Des anomalies négatives d'OLR, en adéquation avec une augmentation de la pluviométrie, se développent au-dessus de la région du nord-est de l'AMS et de la ZCIT atlantique dès décembre et se prolonge jusqu'à mai en cohérence avec des pluies de normales à légèrement supérieures à la normale (Figure 4.6i). En revanche les flux d'humidité ainsi que les SST (Figure 4.6), n'expliquent pas spécifiquement, en moyenne, l'excédent de pluie des mois de janvier-février des années concernées. En effet aucun ne se distingue dans ces deux variables et comme le confirme le Tableau 4.1 les phases ENSO sont mélangées.

- *Cl3*

Une alternance d'excès et de déficits de précipitations apparaît de façon plus marquée dans le sous-régime Cl3, avec des excédents en janvier-février et mai-juin, des déficits en mars-avril (Figure 4. 4). La FSP est d'autre part tardive, en juin. La nébulosité est plus importante lors des

Michot, Véronique. Analyse spatiale et temporelle de la variabilité des régimes de précipitations dans le bassin amazonien - 2017

périodes excédentaires sur le nord-est du Brésil et sur l'Atlantique équatorial et tropical sud, les anomalies d'OLR sont cependant peu étendues sur la région Nord-est du BA (Figure 4.7 k, m, s, u). La nébulosité est à l'inverse fortement réduite au nord du bassin et de la ZCIT atlantique, dans le cas des déficits de pluies (Figure 4.7 o et q).

Le déplacement de la ZCIT semble fortement impliqué dans la variabilité des anomalies de pluies de la saison. En effet, les anomalies négatives d'OLR au-dessus de l'Atlantique en novembre-décembre indiquent sa forte activité, puis la superposition d'anomalies positives et négatives d'OLR à partir janvier indique son fort déplacement vers le sud durant la saison, ce qui favorise tout d'abord les pluies dans le nord-est avant de les défavoriser, tandis que sa migration tardive vers le nord en mai joue à nouveau en faveur d'excédents de pluies dans le nord-est. Le fort déplacement vers le sud de la ZCIT est causé par un renforcement important des alizés de nord à partir de janvier et par l'affaiblissement de l'anticyclone de l'Atlantique sud et des alizés associés, ce qui entraine une anomalie de circulation de sud-est sur le sud-est du Brésil de mars à mai. L'apport d'humidité vers le centre du bassin est renforcé et maintenu à cause de la réduction des flux d'humidité (LLJ) vers le sud de l'AMS, expliquant la baisse de nébulosité dans la région de la Plata.

Cette circulation atmosphérique est associée à un événement LN commençant en octobre et s'affaiblissant dès février, mais perdurant jusqu'en avril. La phase froide de l'ENSO a tendance à générer quelques mois plus tard, un renforcement de l'anticyclone de l'Atlantique nord et des alizés associés, ce qui est donc cohérent avec les observations précédentes. En effet, les alizés de nord favorisent le déplacement au sud de la ZCIT et intensifient son activité convective (voir Chapitre 1). Les épisodes LN entrainent aussi une intensification de la branche ascendante de la cellule de Walker au-dessus du BA et favorisent la convection. L'augmentation des précipitations dans le nord-est associée à une configuration LN et SSTA négatives de NATL, correspond aux descriptions de différents auteurs (Ropelewski et Halpert 1989; Marengo et Hastenrath 1993; Hastenrath 2001; Ronchail et al. 2002; Grimm 2004; Souza et al. 2004; Tedeschi et al. 2016). Parmi les deux années que comprend ce sous-régime, l'une est de type LN Est (Tableau 4.1). L'augmentation de la nébulosité dans le nord-est du Brésil est cohérente avec les excédents de précipitations restreints à cette région et observés en avril-mai par Tedeschi et al. (2016) lors de ce type d'événement. Cependant, selon les auteurs, le renforcement des alizés de nord et l'affaiblissement du LLJ sont davantage caractéristiques d'un LN Central. D'autre part, des SSTA négatives dans NATL, renforcées par les forts alizés de nord, ainsi que des SSTA positives dans SATL, presque toute l'année, participent à la migration et au maintien au sud de la ZCIT et donc à la FSP tardive. Une phase LN et SSTA négatives de NATL entrainant des excès de pluies dans le nord-est du BA correspond aux descriptions de différents auteurs (Marengo et Hastenrath 1993; Hastenrath 2001; Ronchail et al. 2002; Souza et al. 2004). D'autre part, la configuration LN et SATL chaud est également décrite par Marengo et al. (2012) lors de l'année de crue exceptionnelle de 2008-09, qui fait partie de ce sous-régime. Les auteurs décrivent alors un fort déplacement de la ZCIT, des flux d'humidité en provenance de NATL renforcés et une augmentation des précipitations dans le nord et l'ouest du BA.

Michot, Véronique. Analyse spatiale et temporelle de la variabilité des régimes de précipitations dans le bassin amazonien - 2017

Cl4

Le régime de Cl4 est excédentaire tout au long de l'année mais les anomalies sont plus marquées de fin novembre à fin janvier puis de fin février à fin juin, le DSP est alors précoce tandis que la FSP est tardive (Figure 4. 4). La convection se renforce sur le nord-est du BA et de NATL en novembre-décembre (Figure 4.8 g, i), coïncidant avec un DSP précoce ; puis sur le nord-est du BA, du Brésil et sur la ZCIT atlantique de février à mai (Figure 4.8 k, m, o, q, s). La ZCIT est très active de mars à mai expliquant les fortes précipitations et la FSP tardive. La forte convection de la saison des pluies est liée à la convergence des flux d'humidité au nord-est du BA dès novembre. La convergence est due à un affaiblissement des alizés de nord en direction du nord-est du BA et à des anomalies de flux de sud tout au long de la période, en particulier sur le NE du Brésil.

Ce régime est associé à une phase LN plus longue que dans le cas de Cl3, soit d'août-1 à mai et correspond à des épisodes Est et Centraux (Tableau 4.1). La nébulosité s'étirant sur une large partie nord du BA est cohérente avec les excédents de pluies décrits par Tedeschi et al. (2016) lors des EN Centraux, tout comme une plus forte convergence sur le nord, le nord-est et le centre du BA, tandis que le LLJ s'affaiblit. D'autre part, des SSTA positives dans l'Atlantique équatorial est et SATL en avril-mai peuvent favoriser la convection dans la ZCIT durant cette période et son maintien au sud à la fin de la saison des pluies. Les SSTA de l'Atlantique sud qui s'étendent davantage à partir de mai, peuvent alors être à l'origine de la reprise des précipitations en fin de saison des pluies.

Eléments essentiels de la région Nord-est

-La ZCIT semble affecter les précipitations de façon prépondérante

-Parmi les sous-régimes de précipitations principalement excédentaires, Cl3 est associé à un LN bref de type Est et des SSTA négatives dans NATL et positives dans SATL, tandis que Cl4 est associé à un LN très long de type Central qui explique la durée de l'excédent de pluie en association avec des SSTA positives de SATL de courte durée, mais qui prolongent la saison des pluies en avril-mai. Cette relation entre la durée des anomalies de SST et celle des pluies est un élément relativement nouveau, car encore peu pris en compte dans la littérature.

-Le sous-régime déficitaire de Cl1 est lié à un EN principalement de type Est.

-Les anomalies de pluies modérées de Cl2 apparaissent sans relation avec une configuration océano-atmosphérique spécifique.

Michot, Véronique. Analyse spatiale et temporelle de la variabilité des régimes de précipitations dans le bassin amazonien - 2017

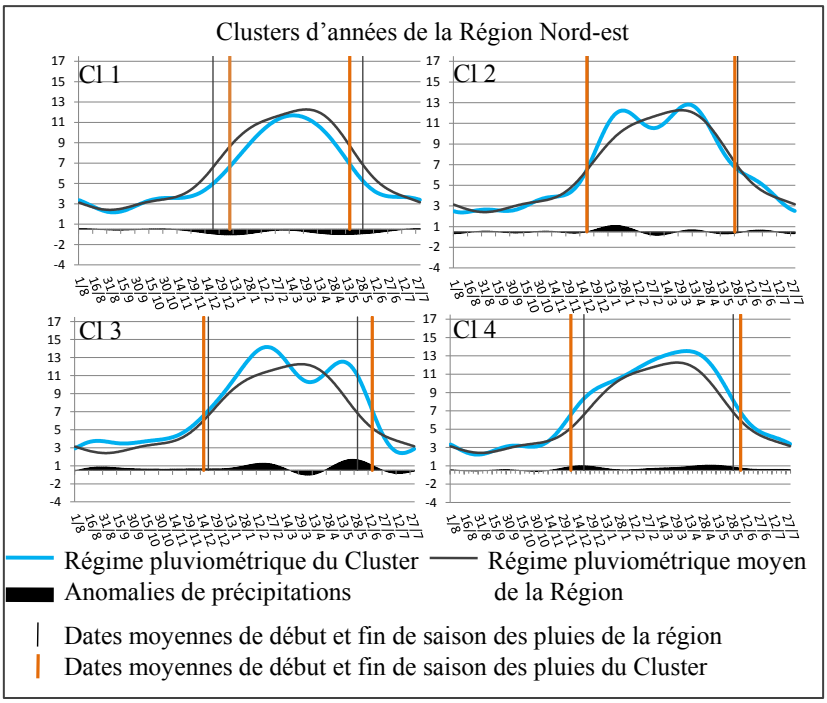


Figure 4. 4 Sous-régimes de précipitations et de la saison des pluies pour la Région Nord-est. Les graphiques sont les mêmes que ceux de la figure 3.11 ; leur présentation dans ce chapitre a pour but de faciliter la lecture.

Tableau 4. 1 Synthèse des phases océaniques Pacifiques associées aux clusters de la Région Nord-est. Le type Central ou Est des événements ENSO est basée sur les classifications proposées par Andreoli et al. (2016) et Tedeschi et al. (2016). L'intensité des événements est basée sur l'Oceanic Niño Index (ONI) du CPC-NCEP NOAA : anomalie faible [0,5 ; 0,9] ; anomalie modérée [1 ; 1,4] ; anomalie forte [1,5 ; 1,9] ; anomalie très forte ≥ 2.

Année	Cluster	Phase SST Pacifique
1992-93	1	neutre
1996-97	1	neutre
1997-98	1	EN Est très fort
2002-03	1	EN Central modéré
2004-05	1	EN Central faible
2006-07	1	EN Est faible
2011-12	1	LN faible
1981-82	2	neutre
1990-91	2	neutre
1993-94	2	neutre
2000-01	2	LN faible
2001-02	2	neutre
2009-10	2	EN Central modéré
2010-11	2	LN modéré
1984-85	3	LN Est faible
2008-09	3	neutre
1983-84	4	neutre
1994-95	4	EN Central faible
1995-96	4	LN Est faible
1998-99	4	LN Central modéré
1999-00	4	LN Central modéré
2005-06	4	neutre
2007-08	4	LN modéré

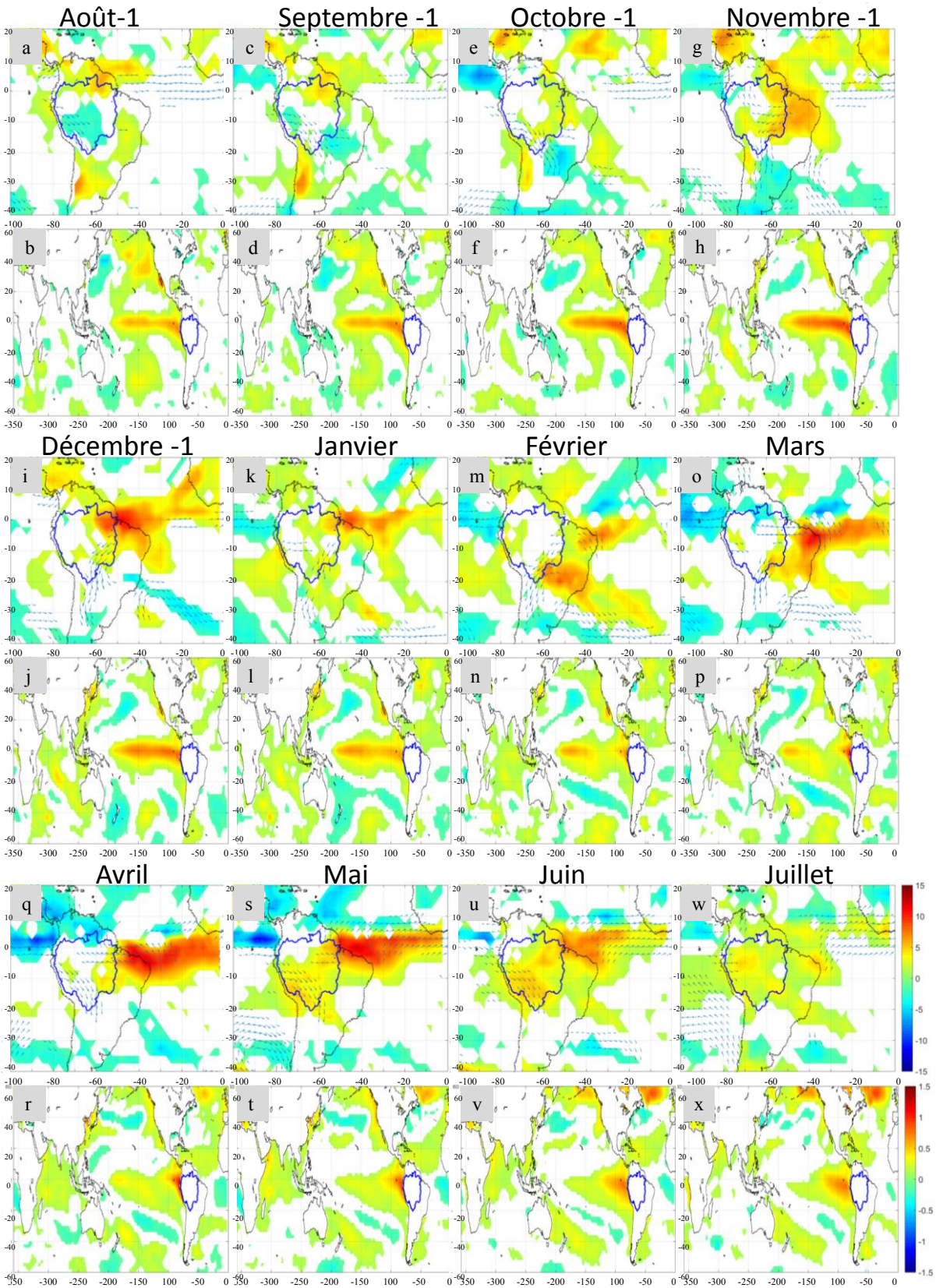


Figure 4. 5 Cartes composites des anomalies significatives mensuelles de août année-1 à juillet année 0 d'OLR (W/m²) et de flux d'humidité (vecteurs, en kg m−1 jour−1) pour l'Amérique du sud (de a à w) et de SST (en C) pour les planisphères (de b à x), pour le cluster 1 de la Région Nord- est. Les anomalies significatives sont supérieures à 2 σ pour l'OLR, à 20 kg m−1 jour−1 pour le flux d'humidité et à 2 σ pour les SST. Les anomalies sont calculées par rapport à la période 1981-2013.

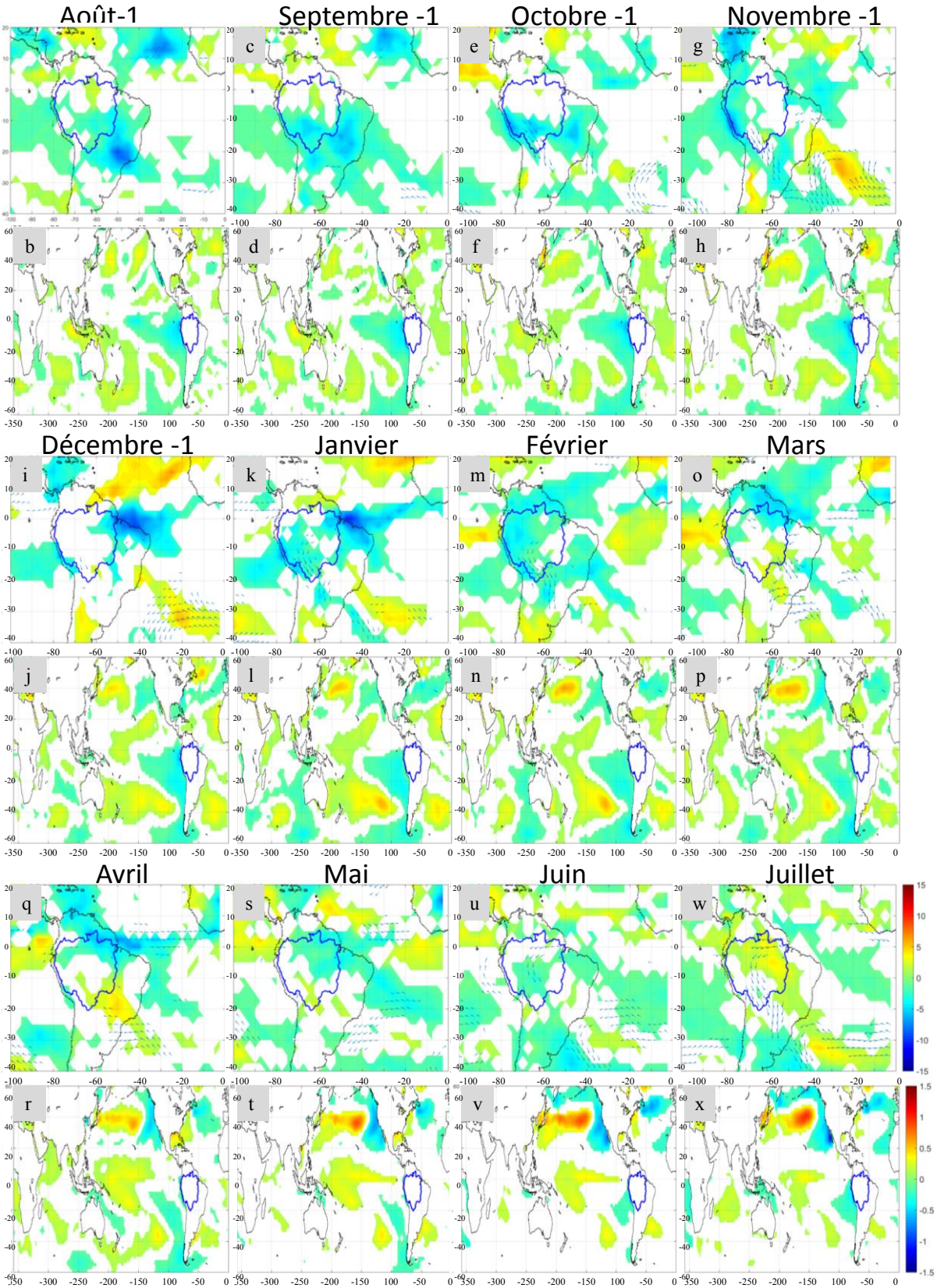


Figure 4. 6 Même légende que pour la Figure 4.5, pour le cluster 2 de la Région Nord- est.

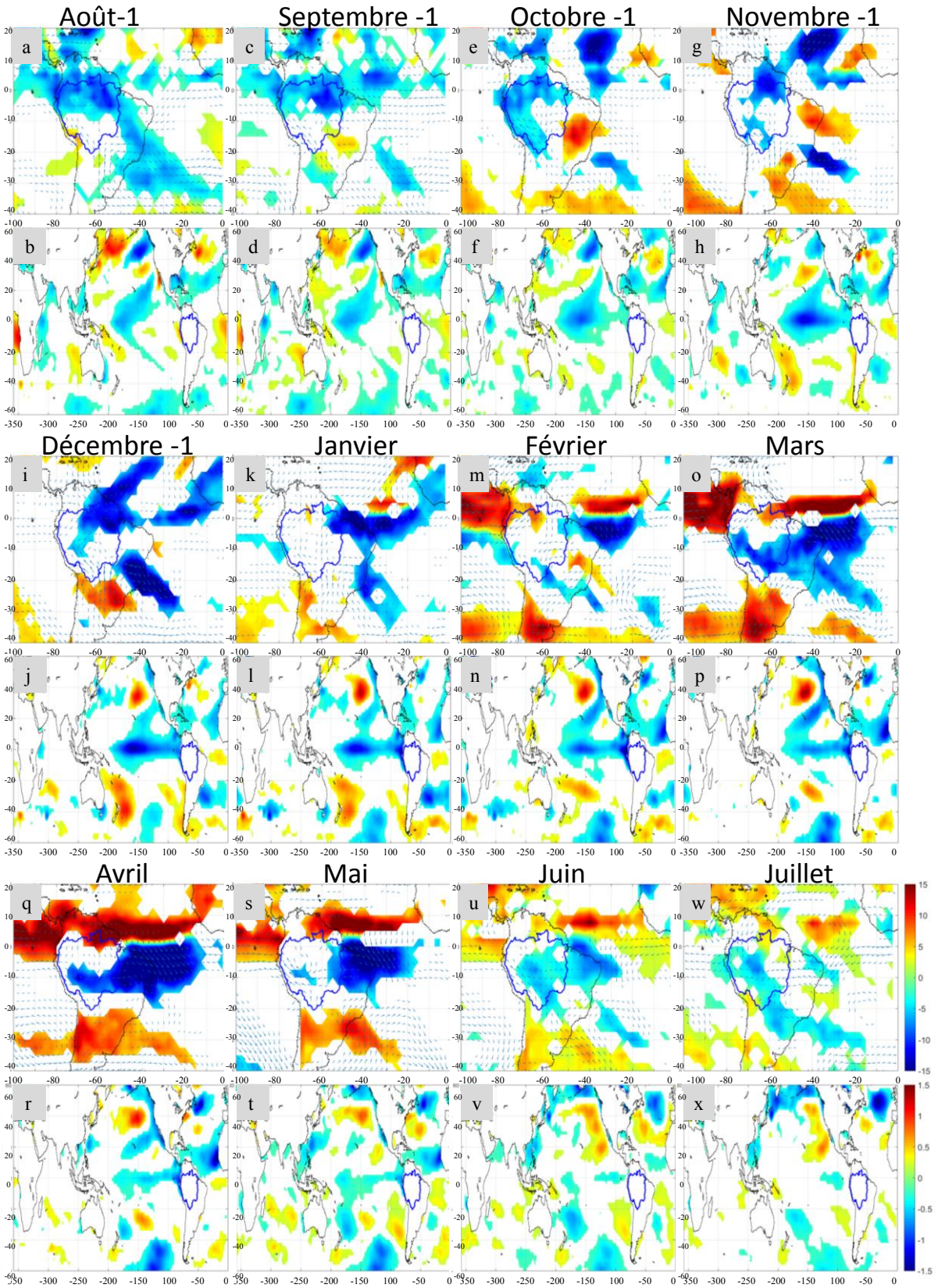


Figure 4. 7 Même légende que pour la Figure 4.5, pour le cluster 3 de la Région Nord- est.

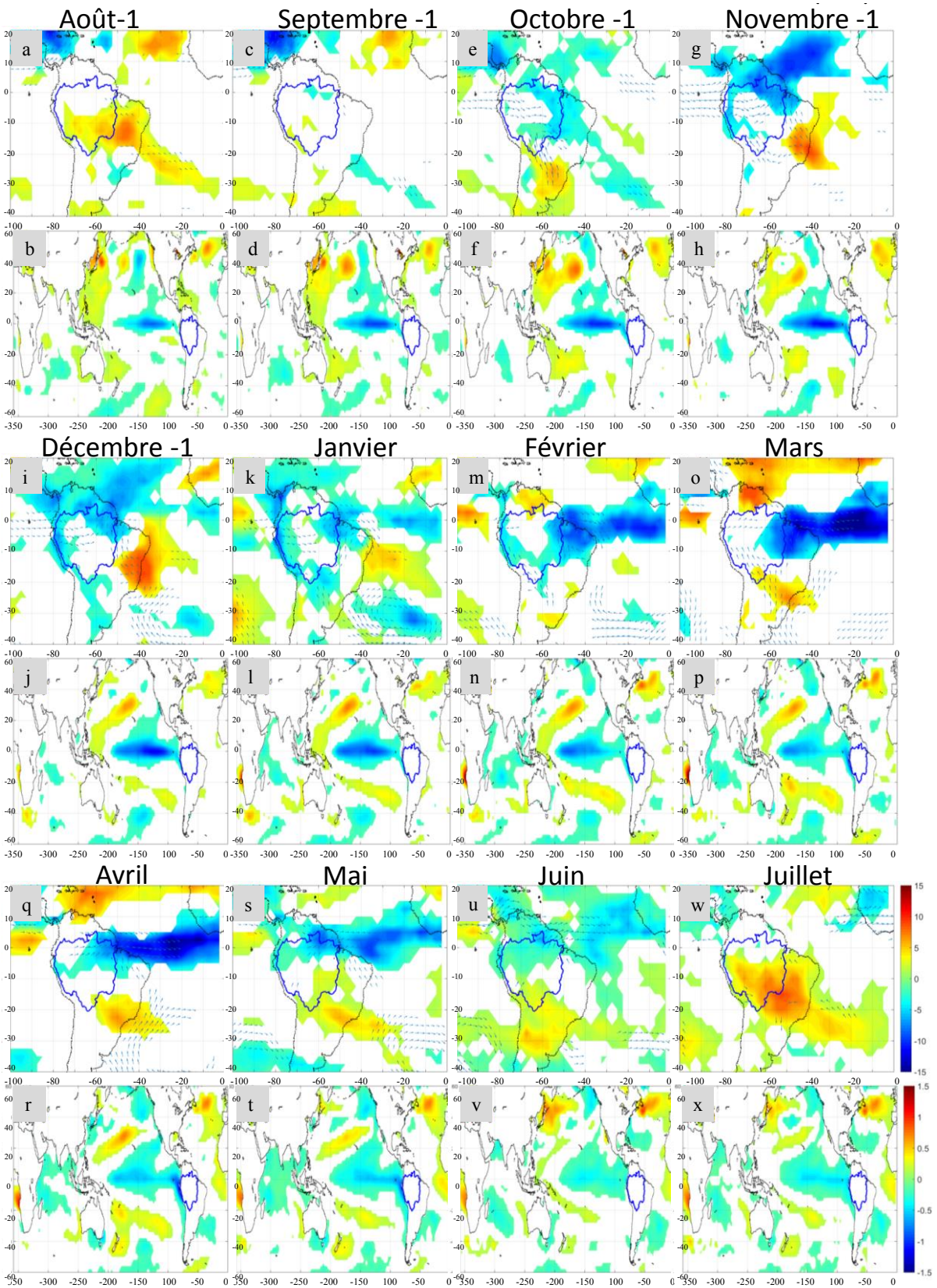


Figure 4. 8 Même légende que pour la Figure 4.5, pour le cluster 4 de la Région Nord- est.

3.2 Région Sud-est

- *Cl1*

Le sous-régime Cl1 de la région sud-est ne comporte que quelques anomalies de précipitations intra-saisonnières dont les plus notables sont des excédents en janvier et début février (Figure 4. 9). Les dates de saison des pluies ne sont par ailleurs pas affectées par un décalage. Les anomalies négatives d'OLR sont peu présentes en janvier et février au-dessus de la région (Figure 4. 10 k et m), mais se développent paradoxalement toute la saison. Elles ne sont donc pas cohérentes avec les anomalies de pluies. En revanche, les anomalies de flux montrent qu'une anomalie de type dépressionnaire est présente sur le sud-est et l'est du BA et plus généralement du Brésil, depuis novembre (Figure 4. 10 g). Cette anomalie dépressionnaire témoigne donc d'une plus forte ascendance de l'air.

Les signaux dans l'océan sont en revanche peu clairs au cours de ces mois. Concernant le Pacifique, les phases ENSO sont en effet très mélangées, il en résulte alors des anomalies froides côtières (Tableau 4. 2).

- *Cl2*

L'unique année (1992-93) composant le sous-régime Cl2, présente un DSP et une FSP précoces, associés à une alternance régulière d'excédents (août, septembre, novembre, janvier, février) et de déficits (octobre, décembre, mars, avril) de précipitations durant la saison des pluies (Figure 4. 9). D'août à décembre les anomalies négatives d'OLR témoignent d'une forte nébulosité qui progresse sur le sud-est, le centre, le sud du BA, le sud-est du Brésil et le sud de l'AMS. Ces anomalies d'OLR coïncident avec les anomalies de précipitations, hormis en octobre (Figure 4. 11. a, c, e, g, i, k, m, o). De décembre à mars des anomalies d'OLR de signe opposé sont observées au-dessus de la région en lien avec la présence ou non de la ZCAS et d'une convection importante sur le centre ou l'est du BA (Figure 4. 11 i, k, m, o). En août-septembre, la forte convection et les précipitations sont associées à un apport plus important de l'humidité depuis l'Atlantique nord et le nord du BA, un renforcement du LLJ, ainsi qu'une anomalie cyclonique sur le sud-est du Brésil et du BA qui témoignent d'une plus grande convergence et ascendance. Les flux d'humidité depuis NATL sont affaiblis à partir d'octobre, tandis que l'apport d'humidité depuis le nord du bassin se réduit. Toutefois, le maintien de l'anomalie cyclonique sur le sud-est du Brésil et du BA permet un maintien des excès de pluies et peut encore expliquer les excédents de pluies de novembre.

De décembre à mi-février, les déficits de précipitations sont à l'inverse associés à une divergence sur le sud-est du BA, à cause de la réduction des flux d'humidité depuis le nord du bassin. La ZCAS s'affaiblit alors fortement en décembre, tandis qu'elle se recompose davantage en janvier-février de façon cohérente avec les excédents de pluies. De mi-février à mi-avril, de nouveaux déficits concernent la région Sud-est du BA (malgré une anomalie de circulation de type dépressionnaire) à cause d'anomalies de flux de sud, comme auparavant. De plus, une divergence de flux d'humidité importante concerne également la ZCIT atlantique qui s'est peu déplacée au sud durant la saison des pluies.

Du point de vue des SST, des anomalies négatives durables s'étirent de l'Atlantique nord à SATL d'août à février, puis en mai. Il ne s'agit cependant pas de la phase froide de l'Atlantic

Michot, Véronique. Analyse spatiale et temporelle de la variabilité des régimes de précipitations dans le bassin amazonien - 2017

Equatorial Mode puisque les anomalies ne concernent pas seulement la zone équatoriale ; ni d'un dipôle puisque le sens de l'anomalie est le même entre les régions atlantiques. Ces SSTA, puisqu'elles entrainent une faible migration de la ZCIT atlantique, peuvent participer à un plus faible apport d'humidité vers le BA. Dans le Pacifique, un signal de type EN Est apparaît entre février et mai et pourrait alors, associé aux SSTA de l'Atlantique, favoriser la position au nord de la ZCIT, les déficits de flux depuis NATL et, ainsi, intensifier les déficits de la fin de saison des pluies. L'année n'a cependant pas été classée comme EN par le CPC-NOAA, à l'exception de la fin de la saison des pluies, la relation entre ces SSTA et la forte variabilité des anomalies de précipitations est cependant difficile à établir.

- *Cl3*

Les anomalies les plus importantes du sous-régime Cl3 se produisent en début de saison des pluies, de mi-novembre à mi-décembre, où elles sont excédentaires (Figure 4. 9). Elles deviennent déficitaires durant le cœur de la saison en janvier-février et quelques déficits en fin de saison, en avril, provoquent une précocité de la FSP. En octobre-novembre des anomalies négatives d'OLR cohérentes avec plus de précipitations, sont présentes sur le sud-est du BA et du Brésil, indiquant la présence renforcée de la ZCAS (Figure 4. 12 e et g). Ces excès de pluies sont en lien avec la baisse du transport d'humidité vers le sud de l'AMS au profit du sud-est.
Lors des déficits de pluies de janvier à avril des anomalies d'OLR positives apparaissent sur l'extrême sud-est du BA mais surtout sur le sud-est du Brésil, témoignant d'une faible activité de la ZCAS. Les déficits sont en lien avec des anomalies de flux de sud-est qui correspondent à une diminution du transport d'humidité depuis le nord vers la région Sud-est, où se dessinent une anomalie de type anticyclonique, et un affaiblissement de la ZCAS. Par ailleurs, les anomalies de flux alimentant la ZCIT se dirigent vers l'est SATL. Cette situation se maintient jusqu'en mars et perdure dans le sud du BA en avril, expliquant la FSP précoce.
Dans le Pacifique une phase LN Centrale se développe dès le mois d'août et se termine dès février-mars. Les événements LN de ce sous-régime sont de type Est et Central, bien que celui de 2000-01 n'ait été attribué à aucun type (Tableau 4. 2). Les phases LN sont connues pour augmenter la convection (subsidence) sur le BA (dans le sud de l'AMS) et ainsi entrainer une augmentation (diminution) des précipitations (voir chapitre 1). Dans le cas présent, la région Sud-est ne présente qu'une courte période d'excédents de pluies et de renforcement de la convection qui pourrait correspondre à la courte durée de la phase LN. Toutefois celle-ci s'achève lorsque les pluies sont déjà déficitaires dans la région. La récente étude de Tedeschi et al. (2016) différenciant l'action des deux types de LN, montre dans les deux cas, des anomalies de précipitations relativement faibles dans le sud du BA. D'après la description présentée par les auteurs, les anomalies de flux de ce sous-régime présentent des caractéristiques assimilables à un LN Central, avec une convergence sur le nord et nord-est du BA, des anomalies de flux anticyclonique à l'est du Brésil et de la convergence sur le BA. Des SSTA positives à proximité des côtes brésiliennes, de décembre à mars, pourraient en revanche participer à expliquer la survenue des déficits de pluies alors que la phase LN est en cours. Ces SSTA atlantiques peuvent en effet témoigner d'un affaiblissement de la branche Est de l'anticyclone de l'Atlantique sud et donc de l'affaiblissement des flux d'est. La ZCAS est alors plus faible. Ces observations semblent correspondre à celles de Doyle et Barros (2002) qui montrent une ZCAS affaiblie, en relation avec des flux d'humidités renforcés en direction de

Michot, Véronique. Analyse spatiale et temporelle de la variabilité des régimes de précipitations dans le bassin amazonien - 2017

l'AMS et des SSTA positives entre 10 et 40°S, depuis les côtes sud-américaine à 10°E. De plus Taschetto et Wainer (2008) indiquent que l'influence des SSTA entre 20 et 60°S dans l'Atlantique prime sur celle de l'ENSO et module la position et l'intensité de la ZCAS surtout entre décembre et février.
Des SSTA positives à l'est de SATL, de mars à juillet, pourraient par ailleurs expliquer l'activité importante de la ZCIT au-dessus de cette région de l'Atlantique, la déviation des flux vers l'est de SATL et la FSP précoce de la région Sud-est.

- *Cl4*

Le dernier sous-régime, Cl4 est assez proche de la moyenne régionale. Quelques déficits sont identifiables surtout en octobre où le DSP est tardif, ainsi que quelques déficits durant le cœur de la saison, en janvier (Figure 4. 9). De légers excédents apparaissent également en novembre. Des anomalies positives d'OLR, donc un affaiblissement de la convection, en septembre-octobre sur tout le sud du BA et le sud-est du Brésil, coïncident avec les déficits de pluies et le DSP tardif (Figure 4. 13 c et e). Durant cette période les flux en provenance de NATL et en direction du sud du BA et de l'AMS, donc le LLJ, sont réduits. Les pluies reprennent cependant en novembre, avec une convergence entre les anomalies de Sud et de Nord-ouest (Figure 4. 13 g). En janvier, lors de la seconde période de déficits de pluies, aucune anomalie significative d'OLR n'apparaît au-dessus du sud-est du BA, cependant, des anomalies positives d'OLR au-dessus du sud-est du Brésil et de l'Atlantique témoignent d'un affaiblissement de la ZCAS. Par ailleurs, ces anomalies atmosphériques et de pluies ne peuvent pas être liées clairement à des SSTA du Pacifique ou de l'Atlantique dont les signaux sont en moyenne insignifiants. Le Tableau 4. 2 montre en effet pour le Pacifique que ce sous-régime est composé d'années de phases ENSO diverses.

Michot, Véronique. Analyse spatiale et temporelle de la variabilité des régimes de précipitations dans le bassin amazonien - 2017

Eléments essentiels de la région Sud-est

-Seuls deux des quatre sous-régimes de la région sont associés avec des SSTA. Cl2, dont les anomalies de pluies alternent durant l'année, est associé à des SSTA négatives et permanentes sur tout l'Atlantique. Le sous-régime Cl3 est lié à un événement LN Est puis Central, précoce mais court et de faible ampleur, cohérent avec les excédents de début de saison des pluies, tandis que des SSTA positives le long des côtes brésiliennes pourraient inverser les anomalies de pluies et entrainer des déficits de pluies en fin de saison des pluies, bien que la phase LN soit encore présente. De plus, à partir de mars, les anomalies de flux d'humidité se dirigent vers l'est de l'Atlantique plutôt que vers le BA, à cause de SSTA positives à l'est de SATL, ce qui peut participer à la FSP précoce.

-la forte activité de la ZCIT n'est pas nécessairement à l'origine de l'augmentation des pluies dans le sud-est du BA comme le montre la période déficitaire de Cl3. En revanche, l'activité de la SACZ est très importante pour cette région. Dans les sous-régimes Cl2, Cl3 et Cl4, sa présence est fortement liée aux périodes excédentaires, tandis que son absence est concomitante avec des déficits de pluies.

- Les clusters analysés n'ont pas de lien apparents avec les phases EN. Mais a) ce ne sont pas, sauf Cl3, des sous-régimes avec de forts déficits, b) les années EN ne font pas parties des sous-régimes. Leur rôle pourrait donc être cantonné à des années exceptionnelles (non prises en compte ici).

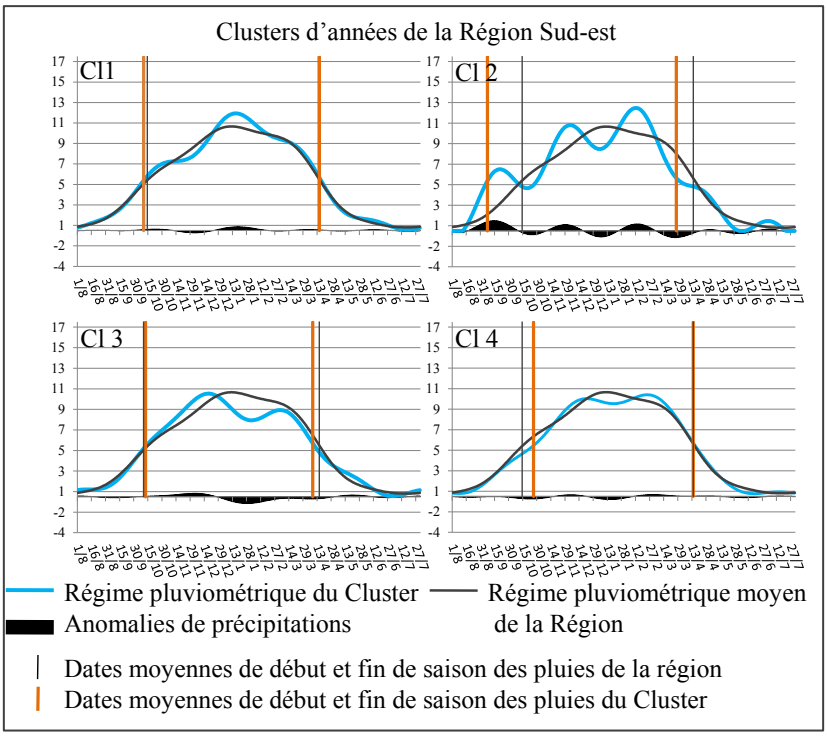


Figure 4. 9 Sous-régimes de précipitations et de la saison des pluies pour la Région Sud-est. Les graphiques sont les mêmes que ceux de la figure 3.11 ; leur présentation dans ce chapitre a pour but de faciliter la lecture.

Tableau 4. 2 Synthèse des phases océaniques Pacifiques associées aux clusters de la Région Sud-est. Le type Central ou Est des événements ENSO est basée sur les classifications proposées par Andreoli et al. (2016) et Tedeschi et al. (2016). L'intensité des événements est basée sur l'Oceanic Niño Index (ONI) du CPC-NCEP NOAA : anomalie faible [0,5 ; 0,9] ; anomalie modérée [1 ; 1,4] ; anomalie forte [1,5 ; 1,9] ; anomalie très forte ≥ 2.

Année	Cluster	Phase SST Pacifique
1984-85	1	LN Est faible
1985-86	1	neutre
1988-89	1	LN Central fort
1991-92	1	EN modéré
1993-94	1	neutre
1996-97	1	neutre
2002-03	1	EN Central modéré
1992-93	2	neutre
1983-84	3	neutre
1995-96	3	LN Est faible
1998-99	3	LN Central modéré
2000-01	3	LN faible
2001-02	3	neutre
1986-87	4	EN Est/mixte modéré
1989-90	4	neutre
1994-95	4	EN Central faible
1999-00	4	LN Central modéré
2005-06	4	neutre
2008-09	4	neutre
2010-11	4	LN modéré

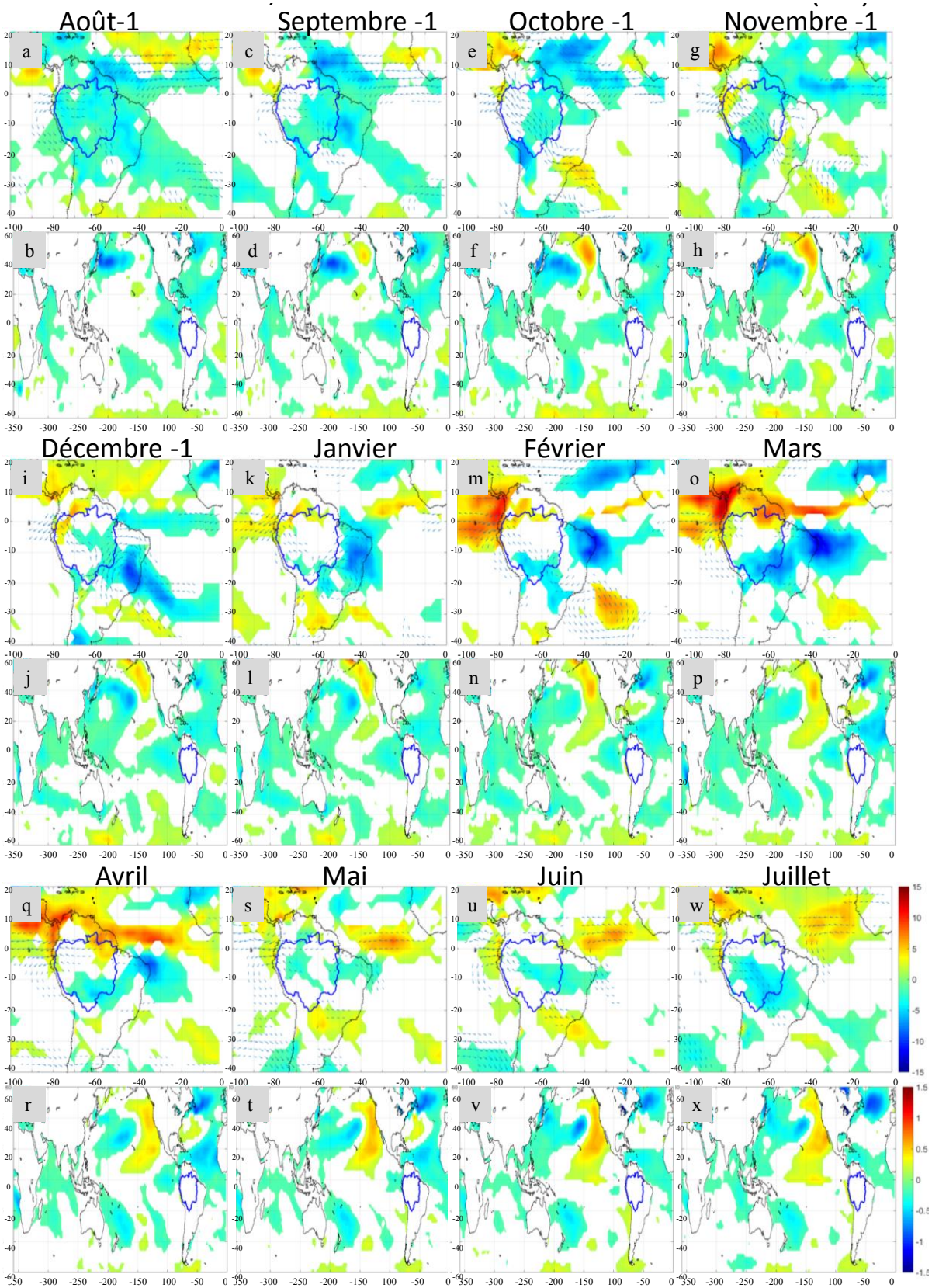


Figure 4. 10 Cartes composites des anomalies significatives mensuelles de août année-1 à juillet année 0 (de a à w) d'OLR (W/m²) et de flux d'humidité (vecteurs, en kg m−1 jour−1) pour l'Amérique du sud et de SST (en C) pour les planisphères (de b à x), pour le cluster 1 de la Région Sud- est. Les anomalies significatives sont supérieures à 2 σ pour l'OLR, à 20 kg m−1 jour−1 pour le flux d'humidité et à 2 σ pour les SST. Les anomalies sont calculées par rapport à la période 1981-2013.

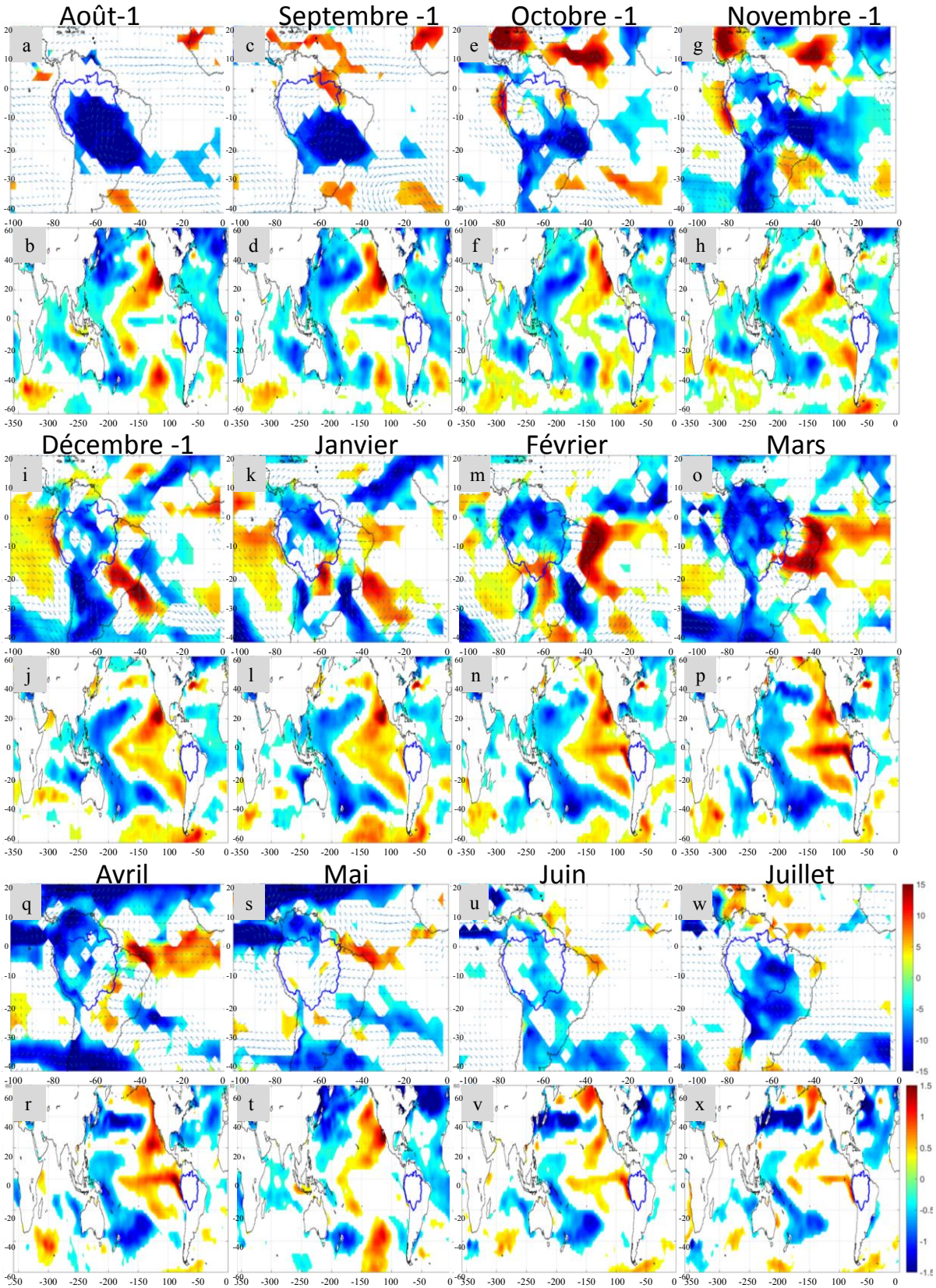


Figure 4. 11 Même légende que pour la Figure 4. 10, pour le cluster 2 de la Région Sud- est.

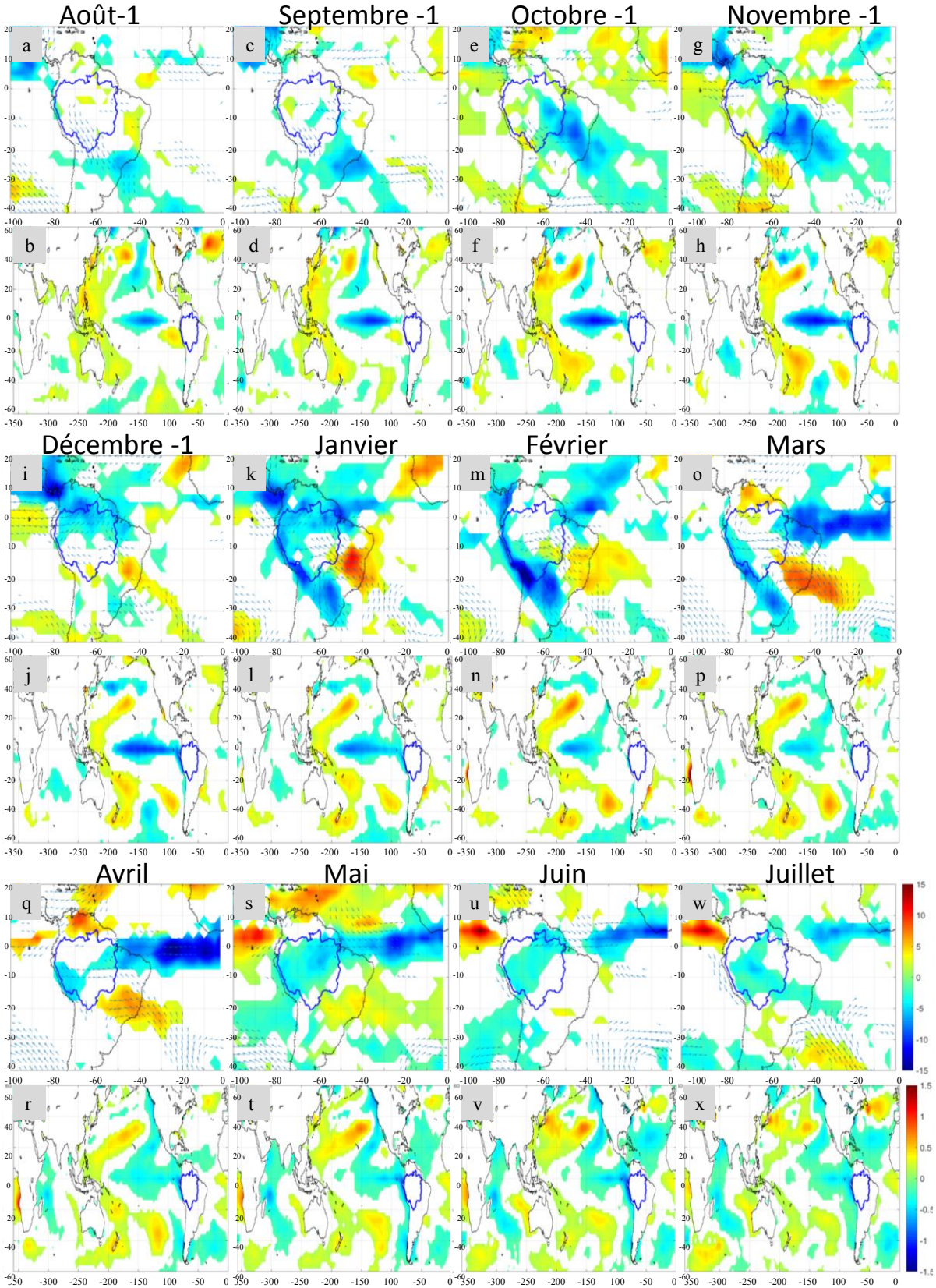


Figure 4. 12 Même légende que pour la Figure 4. 10, pour le cluster 3 de la Région Sud- est

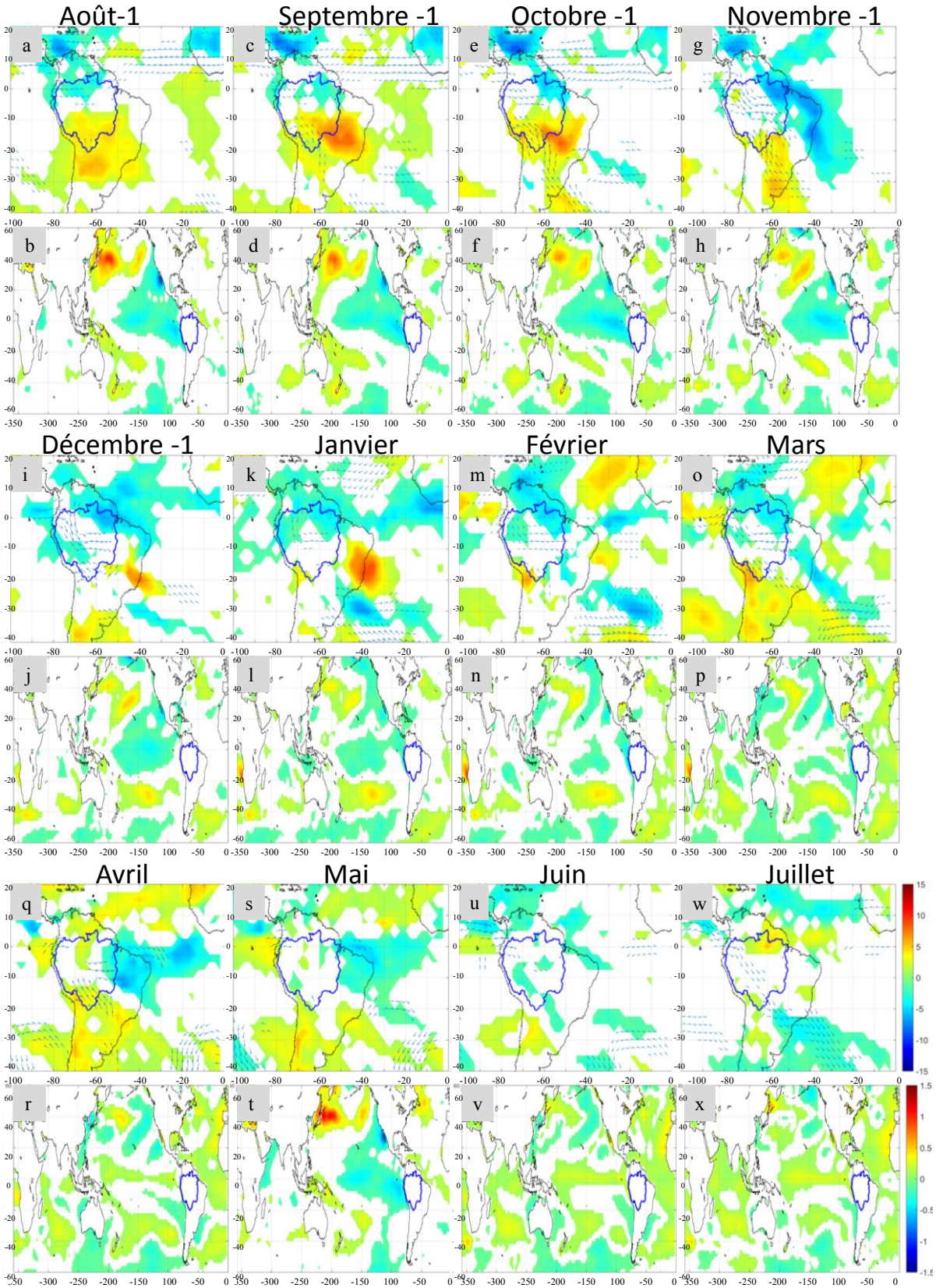


Figure 4. 13 Même légende que pour la Figure 4. 10, pour le cluster 4 de la Région Sud- est.

3.3 Région sud

Dans cette région se pose le problème du faible nombre de stations pour représenter la partie andine. En effet, lors de l'étape de régionalisation climatique annuelle (chapitre 3 section 2.1), afin que les régions soient représentées par un nombre suffisant de stations, les clusters comportant peu de stations ont été rassemblées avec le cluster le plus proche climatiquement. Les stations des Andes boliviennes (5 stations) font donc partie de la même région que celles de la plaine bolivienne (11 stations), ce qui peut entraîner une modération des anomalies dans les sous-régimes. En effet, les anomalies de précipitations dans ces deux secteurs ont tendance à avoir une réponse différente lors des phases EN et LN. Dans les Andes, EN (LN) entraîne des déficits (excédents) de pluies, avec un signal plus fort à l'ouest qu'à l'est de l'Altiplano bolivien (Aceituno 1988; Aceituno et Garreaud 1995; Ronchail 1998; Gallaire et al. 2000; Vuille et al. 2000). Le déplacement vers le nord des hautes pressions d'altitude (Bolivian High) et un renforcement du LLJ inhibant le déplacement vers les Andes des flux humides d'est, sont à l'origine des conditions sèches durant EN (Aceituno et Montecinos 1993; Vuille et al. 2000). En revanche, dans la plaine bolivienne, les épisodes EN ne présentent pas de signal significatif car la réponse des précipitations est variable, les anomalies pouvant être négatives à cause d'une forte subsidence, comme dans le BA, ou au contraire positives à cause d'un LLJ renforcé le long des Andes et du renforcement des perturbations extratropicales comme dans la région du sud-est de l'AMS (SESA ; Kousky et al. 1984; Lau et Zhou 2003). Les anomalies de pluies varient car la plaine bolivienne est une région de transition entre le nord du BA et le sud de l'AMS dont les réponses des précipitations aux événements EN (LN) sont donc inverses. Lors des épisodes LN cependant un signal significatif montre une réduction des précipitations dans la plaine bolivienne (Ronchail 1998; Ronchail et al. 2002; Ronchail et Gallaire 2006), à cause d'une convergence de l'humidité plus importante dans le nord-est du bassin, au détriment du sud-est de l'AMS (Grimm 2004).
La relation et les téléconnexions entre les précipitations dans le sud du BA et les SST de l'Atlantique n'est par ailleurs pas très claire (Uvo et al. 2000; Marengo 2004 ; Ronchail et al. 2005).

- *Cl1*

En 1981-82, seule année de Cl1, les précipitations sont excédentaires toute l'année avec un maximum en mars à la fin de saison des pluies (Figure 4. 14). Malgré cette distribution, la FSP est normale tandis que le DSP est précoce. Une forte convection se maintient d'août à mars sur la majeure partie de la région Sud (Figure 4. 15), et correspond au DSP précoce en octobre (Figure 4. 15 g). Les anomalies d'OLR font également apparaître une intense activité de la ZCAS d'octobre à avril, ce qui peut expliquer le DSP précoce (Figure 4. 15 g, i, k, m, o, q).
Le secteur des Andes boliviennes fait cependant exception en octobre et de janvier à mars (Figure 4. 15 g, m, o, q), avec soit une absence d'anomalies d'OLR soit des anomalies positives. Ce point reflète donc en partie le problème du faible nombre de stations pour représenter cette région andine.
La forte convection au cours de cette année est favorisée par un maintien de l'humidité sur le sud du BA depuis l'hiver austral (Figure 4. 15 a, b), à cause de flux déficitaires vers le bassin

Michot, Véronique. Analyse spatiale et temporelle de la variabilité des régimes de précipitations dans le bassin amazonien - 2017

de La Plata. (Figure 4. 15 e, g, i, k, m). Les anomalies de flux sont de type dépressionnaire au-dessus du nord de l'Argentine. Le maintien de l'humidité sur le BA est associé entre octobre et février, à une convergence accrue des alizés en provenance de NATL et SATL qui augmentent l'apport d'humidité sur le bassin. En mars, l'anomalie dépressionnaire au-dessus du nord de l'Argentine se décale au-dessus de l'Atlantique entre 20 et 40°S. La convergence de ces flux dépressionnaires avec ceux d'ouest et nord-ouest en provenance du BA, entraîne une forte intensification de la ZCAS. Les plus forts excès de pluies ont alors lieu en mars.
Durant cette année, des SSTA positives sont présentes entre septembre et décembre dans l'Atlantique équatorial qui peuvent favoriser le déplacement de la ZCIT vers le sud et augmenter la convection. Mais les anomalies les plus notables, car présentes toute l'année, concernent davantage l'Atlantique sud sub-tropical, avec des SSTA négatives entre environ 10 et 30°S et positives en-dessous de 40°S. Les SSTA négatives sont cohérentes avec un renforcement anticyclonique. Bien que Ronchail et al. (2005) notent que la relation entre l'Atlantique sud et le BA se renforcent à partir de la fin de la décennie 1980, les auteurs observent une augmentation des précipitations dans le BA lorsque les SSTA sont négatives au-dessus de 20°S dans l'Atlantique sud. Cette configuration océanique est à l'origine de l'intensification du transport d'humidité de l'Atlantique tropical vers le BA.

- *Cl2*

Le sous-régime Cl2 est proche de la norme de la région. Des déficits de précipitations surviennent malgré tout en octobre-novembre et mars-avril (Figure 4. 14). Le DSP de ce sous-régime est tardif et sa FSP est précoce. Lors de la première période déficitaire aucune anomalie significative d'OLR n'apparaît sur la région Sud et celles des régions alentours sont mal définies. Les flux d'humidité du LLJ sont cependant renforcés sur la région et en direction du sud de l'AMS. En mars-avril, bien que les anomalies significatives d'OLR ne concernent pas directement la région, un fort déficit de convection affecte le sud-est du Brésil. Les flux d'humidité d'est à cette époque (voir Annexe 2), sont anormalement déviés vers le sud de l'AMS. Dans l'Atlantique et le Pacifique, les signaux peu clairs ne permettent pas de mettre en relation les anomalies de flux d'humidité et donc de précipitations avec des configurations de SSTA particulières. Concernant le Pacifique, ce sous-régime est en effet associé à plusieurs types de phases de l'ENSO (Tableau 4.3) et compte tenu de la présence de plusieurs événements LN modérés à forts, des SSTA négatives, en moyenne, sont observées à l'Est du Pacifique, tandis que des conditions plutôt chaudes apparaissent sur l'Atlantique sud tropical à subtropical.

- *Cl3*

Dans le sous-régime Cl3, les précipitations sont, à l'inverse de Cl2, excédentaires en octobre-novembre et associées à un DSP précoce (Figure 4. 14). Elles sont également excédentaires en janvier-février et la FSP n'est pas affectée par un décalage. Aux premiers excédents de précipitations correspondent une augmentation de la nébulosité dans la région Sud qui cohérente avec le DSP précoce (Figure 4. 17 e et g). En janvier-février en revanche, les anomalies significatives négatives d'OLR sont plus restreintes bien que les excédents de pluies soient à peu près équivalents (Figure 4. 17 k et m). L'augmentation des précipitations en octobre-novembre ne semble pas liée à des anomalies de flux d'humidité. En effet, ces dernières, ne concernent pas directement la région et présentent plutôt une réduction du

Michot, Véronique. Analyse spatiale et temporelle de la variabilité des régimes de précipitations dans le bassin amazonien - 2017

transport de l'humidité en direction du sud-est du BA et de l'AMS. De plus, une anomalie de type cyclonique à l'est du Brésil, se développe petit à petit depuis novembre et permet l'intensification de la ZCAS en décembre-janvier (Figure 4. 17 g, i, k). De la même façon que pour le sous-régime Cl2, les SSTA pacifiques et atlantiques (bien que dans ce dernier elles aient légèrement tendance à être négatives) sont mal définies et des phases positives ou négatives ne peuvent donc pas être mises directement en relation avec le type d'excédents de pluies de ce sous-régime.

- *Cl4*

Le signe des anomalies de Cl4 varie au court de la saison des pluies. Des excédents ont lieu en octobre-novembre et en mars-avril, tandis que des déficits se produisent en janvier février (Figure 4. 14). Les deux périodes d'excédents entraînent un DSP précoce et une FSP tardive. Aux premiers excédents de pluies ne correspondent pas d'anomalies significatives d'OLR dans la région. La deuxième période d'excédents est à l'inverse associée à des anomalies négatives d'OLR sur la région Sud en mars et sur le centre du BA en avril. Concernant les périodes de déficits de précipitations, les anomalies d'OLR sont, de façon cohérente, positives en janvier sur la région, mais deviennent négatives en février.
Malgré les périodes d'excédents de pluies, les flux d'humidité sont divergents dans le sud du BA, surtout en décembre, avec un affaiblissement des flux en provenance du sud-ouest du bassin et une anomalie de sud-est sur le sud-est du Brésil (Figure 4. 18).
La relation entre ces anomalies atmosphériques et la présence de plusieurs anomalies de SST dans le Pacifique et l'Atlantique est cependant difficile à déterminer. Dans le Pacifique, à partir de janvier des SSTA négatives de type LN Est, pourraient favoriser la convection sur le bassin et l'activité de la ZCIT (Figure 4. 18 l). Cependant, ces SSTA n'apparaissent qu'à partir de novembre, elles ne seraient donc pas la cause du DSP précoce puisqu'elles ne correspondraient pas à un décalage théorique d'environ deux mois avec la variabilité des pluies du BA. De plus, ce cluster ne comporte que trois années dont l'une de phase EN (Tableau 4.3), qui influe sur les composites en début d'année. Les SSTA atlantiques semblent en revanche plus définies bien qu'elles ne puissent pas toujours être mises en relation avec les anomalies de pluies. En effet, des anomalies positives marquées surtout dans l'Atlantique équatorial toute l'année, pourraient favoriser la migration vers le sud de la ZCIT et sa migration tardive en fin de saison des pluies. Les excédents de pluies, le DSP précoce et la FSP tardive semblent donc fortement liés à la configuration de l'Atlantique. Ce lien apparaît cohérent avec les résultats entre autres, de Marengo (2008; 2011; 2012) et Zeng et al. (2008) qui montrent une relation étroite entre les SSTA de l'Atlantique, le fort déplacement de la ZCIT et les anomalies de pluies dans le BA.

Michot, Véronique. Analyse spatiale et temporelle de la variabilité des régimes de précipitations dans le bassin amazonien - 2017

Eléments essentiels de la région Sud

- De façon générale pour l'ensemble des sous-régimes de la région Sud, la relation entre les anomalies de pluies et des configurations de SSTA est difficile à établir. Ces résultats sont cependant cohérents avec le fait que le sud du BA soit une région de transition entre le nord et le sud de l'AMS et entre plaine et Andes, où la réponse des précipitations peut varier en fonction de l'événement océanique (Ronchail 1998 ; Ronchail et Gallaire 2006).
D'autre part, plusieurs auteurs montrent une relation non significative entre les SSTA des différents bassins océaniques et le sud (et ouest) du BA (Ronchail et al. 2002) et ce, notamment en raison de l'importance du rôle du substrat et des facteurs synoptiques sur la convection (Moron et al. 1995; Fu et al. 1999). Un lien avec l'Atlantique sub-tropical a cependant été observé dans le sous-régime Cl1. Ce sous-régime excédentaire toute l'année est en lien avec un renforcement des flux d'humidité en provenance de NATL et SATL et une diminution du transfert de l'humidité vers le sud de l'AMS. Cette situation est associée à des SSTA positives dans l'Atlantique équatorial qui favorisent la migration vers le sud de la ZCIT tandis que des SSTA négatives dans l'Atlantique sud correspondent à un renforcement anticyclonique sur l'océan. Des excédents de pluies dans le sud du BA et des anomalies négatives dans l'Atlantique sud sont cohérents avec les résultats de Ronchail et al. (2005) dans la même région. Les excédents de pluies et le DSP précoce de ce sous-régime sont également en lien avec un renforcement de la ZCAS.

-Une relation plus importante entre les anomalies de pluies, variables au cours de la saison, et les SSTA atlantiques plutôt que pacifiques a cependant été mise en évidence dans Cl4. Les excédents de pluies, le DSP précoce et la FSP tardive apparaissent davantage liés aux SSTA positives de l'Atlantique sud et négatives de NATL ; à une position extrêmement méridionale de la ZCIT et de son prolongement sur le continent en fin de saison des pluies ; à une divergence des anomalies de flux d'humidité dans le sud malgré les excédents de pluies.

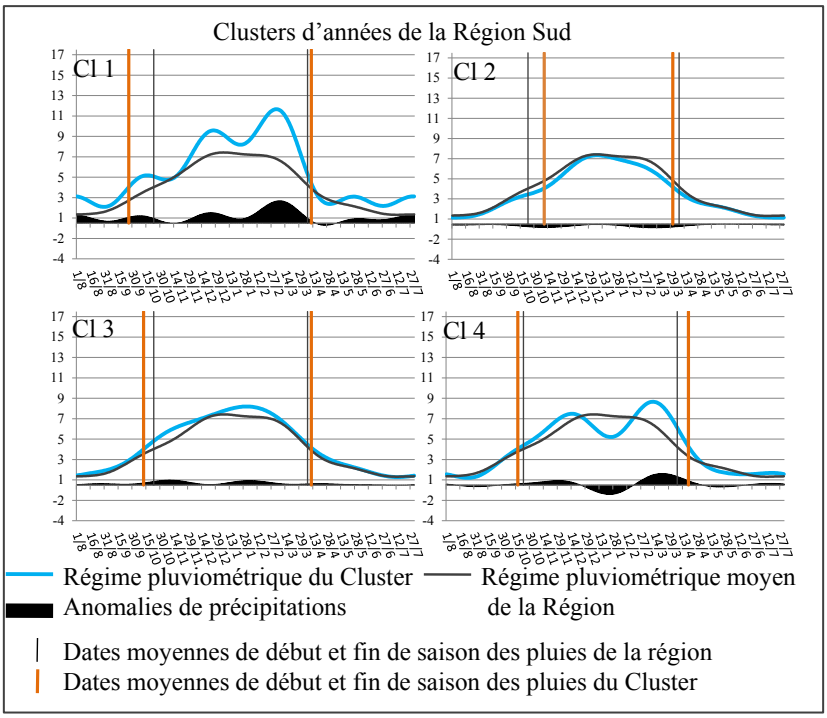


Figure 4. 14 Sous-régimes de précipitations et de la saison des pluies pour la Région Sud. Les graphiques sont les mêmes que ceux de la figure 3.11 ; leur présentation dans ce chapitre a pour but de faciliter la lecture.

Tableau 4. 3 Synthèse des phases océaniques Pacifiques associées aux clusters de la Région Sud. Le type Central ou Est des événements ENSO est basée sur les classifications proposées par Andreoli et al. (2016) et Tedeschi et al. (2016). L'intensité des événements est basée sur l'Oceanic Niño Index (ONI) du CPC-NCEP NOAA : anomalie faible [0,5 ; 0,9] ; anomalie modérée [1 ; 1,4] ; anomalie forte [1,5 ; 1,9] ; anomalie très forte ≥ 2.

Année	Cluster	Phase SST Pacifique
1981-82	1	neutre
1988-89	2	LN Central fort
1993-94	2	neutre
1999-00	2	LN Central modéré
2000-01	2	LN faible
2001-02	2	neutre
2004-05	2	EN Central faible
2009-10	2	EN Central modéré
1984-85	3	LN Est faible
1985-86	3	neutre
1990-91	3	neutre
1991-92	3	EN modéré
1996-97	3	neutre
2006-07	3	EN Est faible
2007-08	3	LN modéré
1987-88	4	EN Central modéré
1998-99	4	LN Central modéré
2008-09	4	neutre

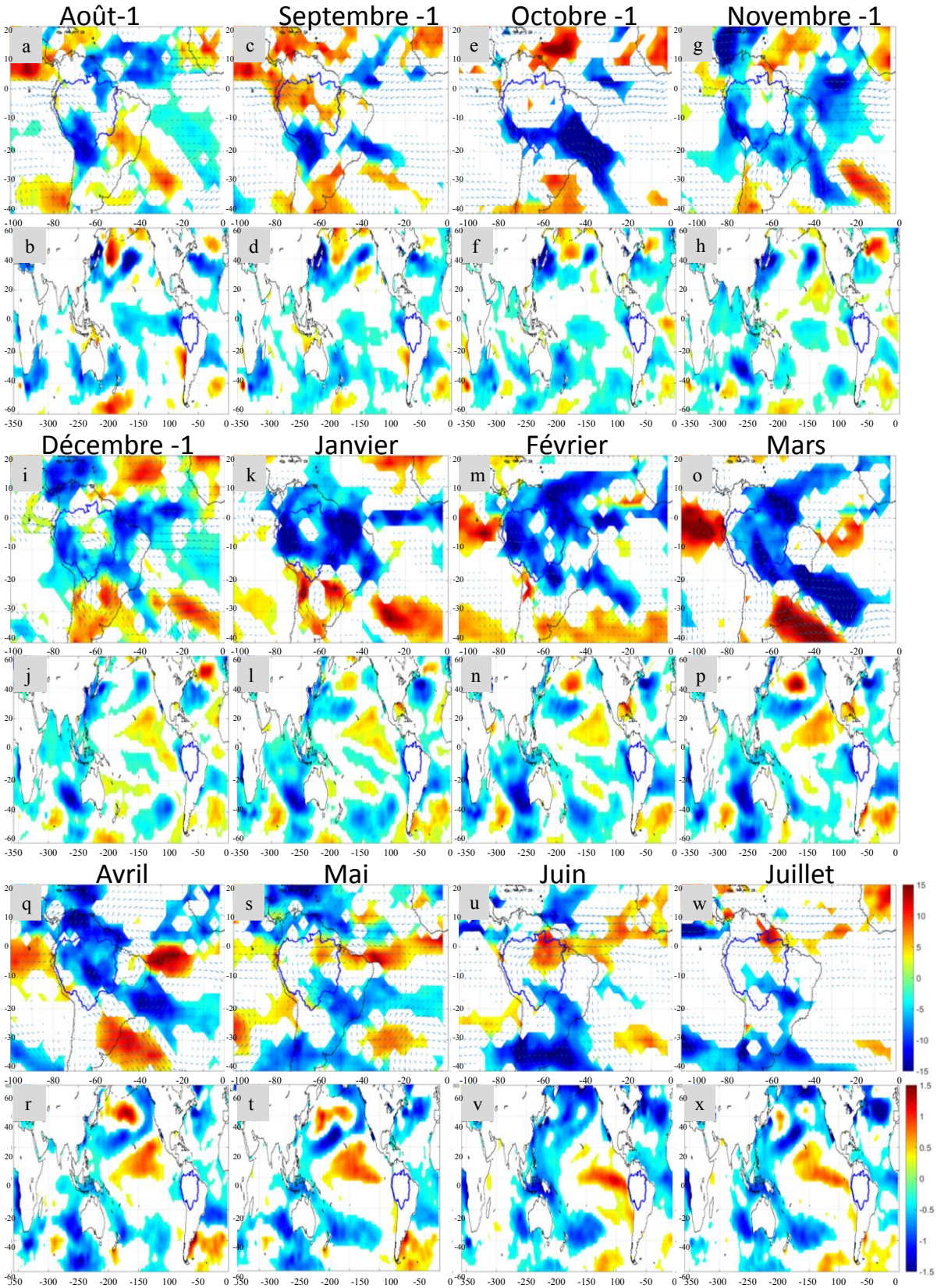


Figure 4. 15 Cartes composites des anomalies significatives mensuelles de août année-1 à juillet année 0 (de a à w) d'OLR (W/m²) et de flux d'humidité (vecteurs, en kg m−1 jour−1) pour l'Amérique du sud et de SST (en C) pour les planisphères (de b à x), pour le cluster 1 de la Région Sud. Les anomalies significatives sont supérieures à 2 σ pour l'OLR, à 20 kg m−1 jour−1 pour le flux d'humidité et à 2 σ pour les SST. Les anomalies sont calculées par rapport à la période 1981-2013.

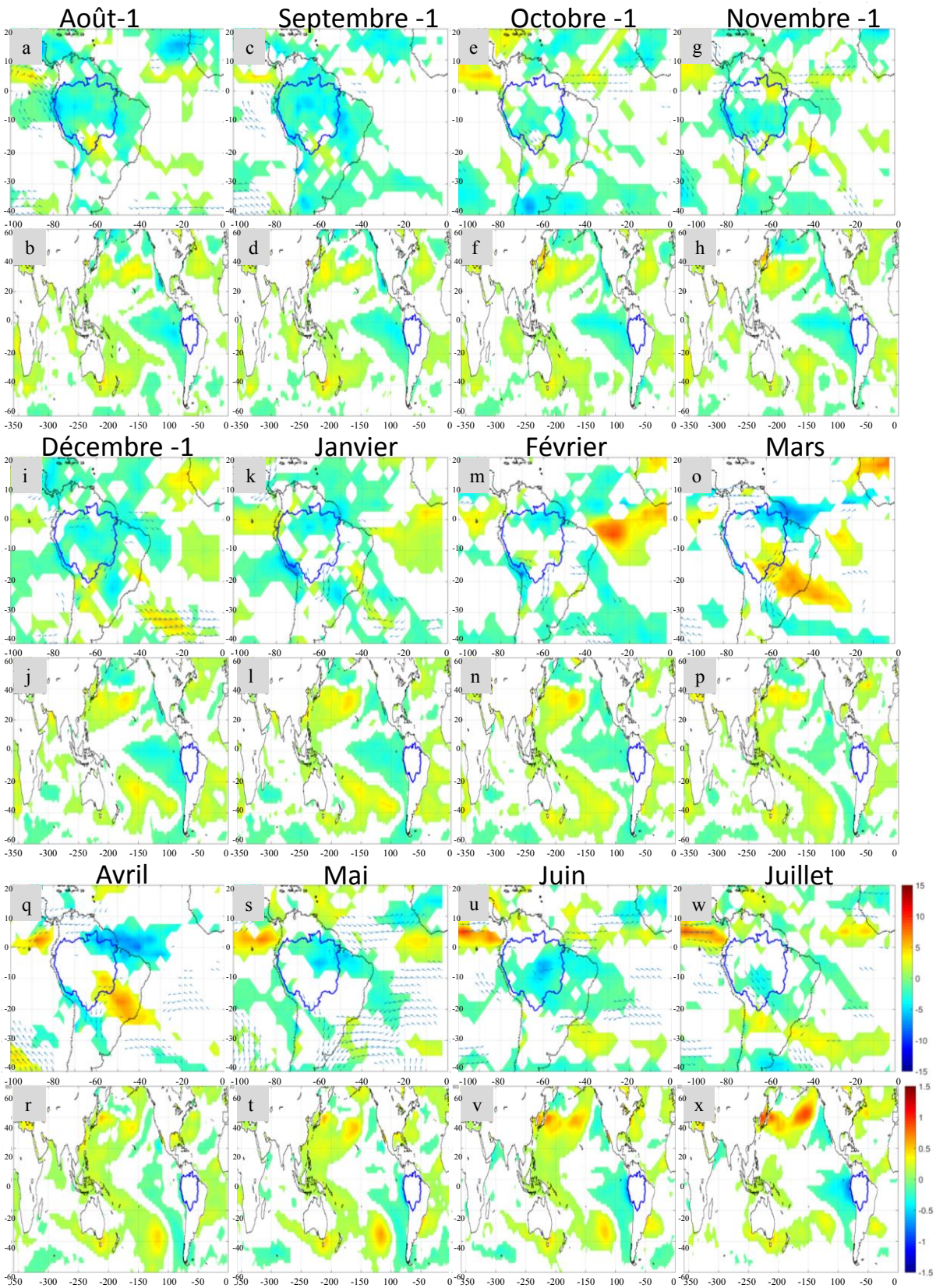


Figure 4. 16 Même légende que pour la Figure 4. 15, pour le cluster 2 de la Région Sud.

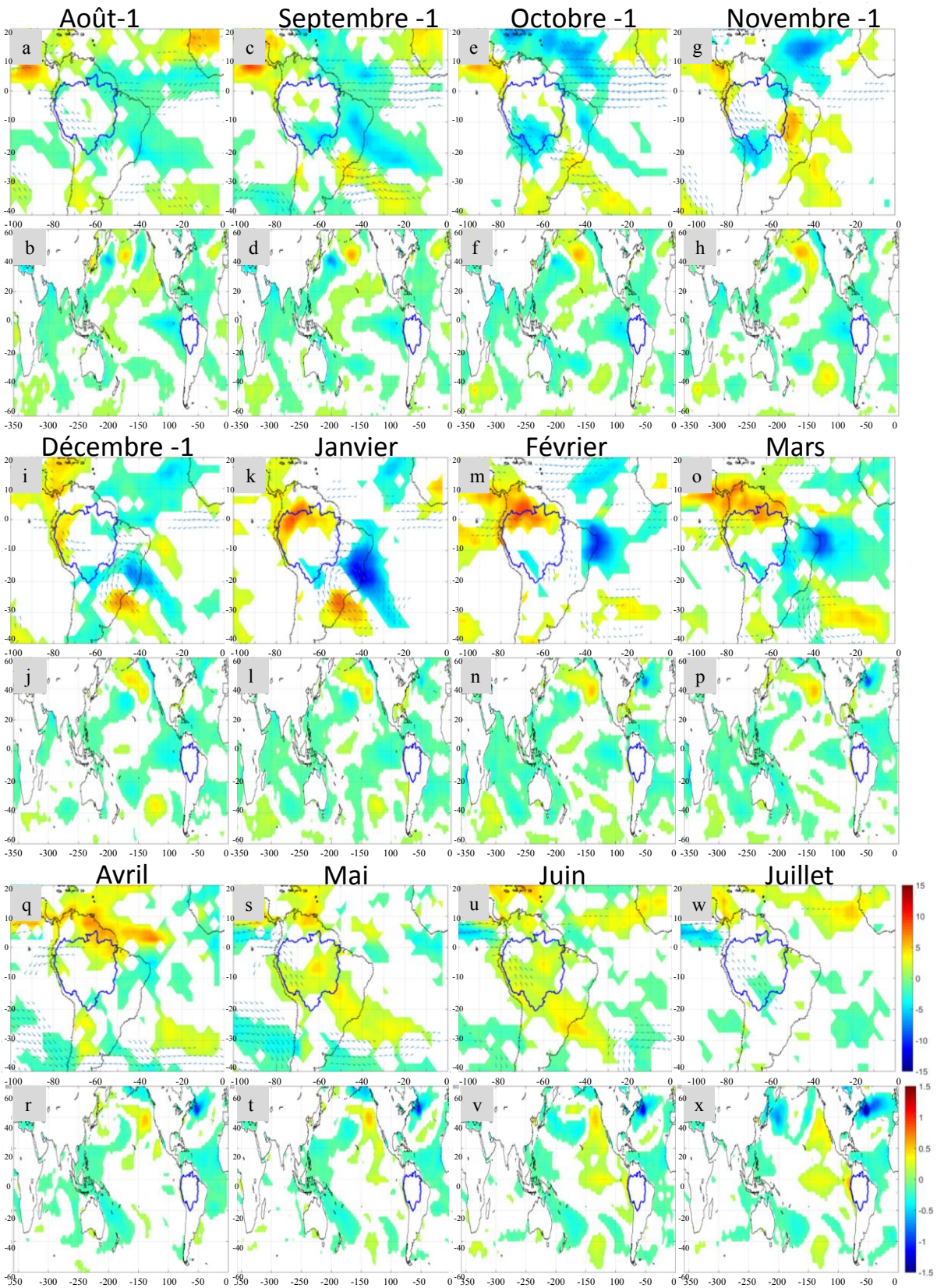


Figure 4. 17 Même légende que pour la Figure 4. 15, pour le cluster 3 de la Région Sud.

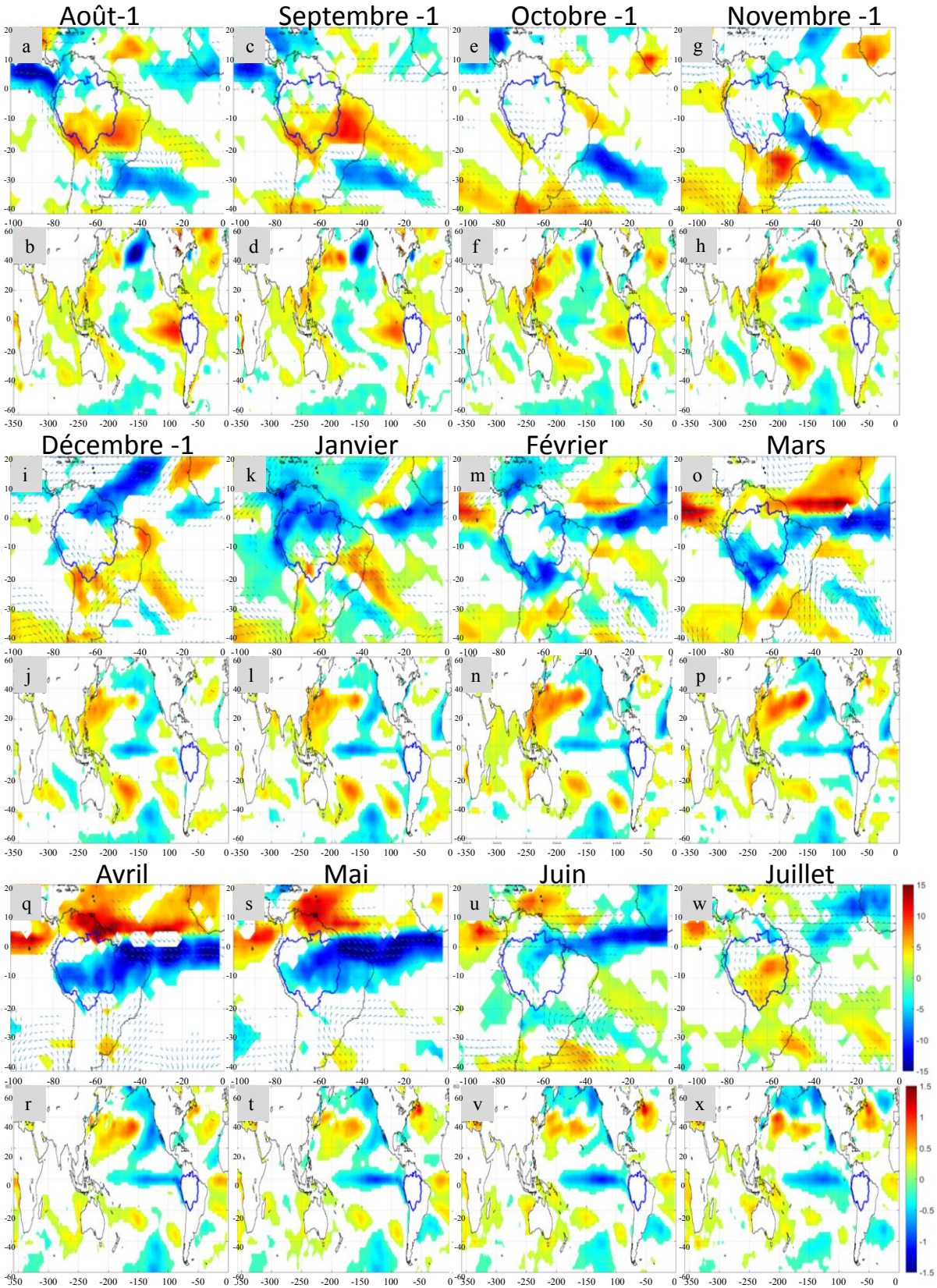


Figure 4. 18 Même légende que pour la Figure 4. 15, pour le cluster 4 de la Région Sud.

3.4 Région Nord

En raison de sa situation dans l'hémisphère nord la saison des pluies dans la région Nord est centrée sur l'hiver austral. Les sous-régimes de précipitations ainsi que les composites d'OLR, de flux d'humidité et de SSTA, sont donc présentés de janvier à décembre.

- *Cl1*

Dans le cas du sous-régime Cl1, les pluies sont proches de la normale régionale. De légers excédents de pluies apparaissent toutefois d'avril à mi-mai et de façon moins importante en août-septembre, le DSP est alors précoce et la FSP tardive (Figure 4. 19). En avril, et plus modérément en mai, une forte convection apparaît sur le nord de l'AMS et la ZCIT a déjà migré plus au nord comme l'indiquent les anomalies positives d'OLR sur l'Atlantique équatorial et négatives sur NATL, ce qui correspond au DSP précoce dans la région Nord. Un affaiblissement des alizés de nord, expliquent la migration précoce de la ZCIT et l'intensification de la convection sur l'AMS. En août et septembre, lors de la reprise des excédents de pluies, bien que les anomalies d'OLR soient absentes ou mal définies sur la région Nord, celles-ci sont négatives en septembre sur l'Atlantique équatorial. La FSP tardive peut alors être due à une ZCIT atlantique plus active, à cause du renforcement des alizés principalement de sud en août.

Les composites de SSTA associées à ce cluster montrent la présence de phases EN de type Central en été et hiver austral (Figure 4. 20). Plusieurs années du sous-régime sont en effet associées à ce type d'événement (Tableau 4. 4). La migration précoce de la ZCIT vers le nord en début de saison et tardive vers le sud en fin de saison des pluies, est cohérente avec les conditions EN qui entrainent des alizés de nord moins intenses (Kousky et al. 1984 ; voir chapitre 1). Ces anomalies de migration de la ZCIT peuvent en partie expliquer la présence de plus d'humidité sur le nord du BA durant ces périodes. Cependant les épisodes EN ont généralement été associés à un déficit de précipitations dans le nord-est et le nord du BA (Kousky et al. 1984; Ropelewski et Halpert 1987, 1989; Aceituno 1988; Montecinos et al. 2000 ; Ronchail et al. 2002 ; Nobre et al. 2006 ; Marengo et al. 2008). En revanche, dans le cas des EN de type central, Tedeschi et al. (2015) mettent en évidence des excédents de précipitations dans le nord du BA entre mars et mai. Ceux-ci seraient en lien avec la double cellule de ce type d'événement (voir chapitre 1), qui entraine de l'ascendance sur le nord et nord-est du BA. Ces résultats sont toutefois opposés à ceux de Andreoli et al. (2016) qui constatent un déficit de pluies dans le nord durant cette même période à l'occasion des EN Centraux.

- *Cl2*

Le sous-régime Cl2 présente, du point de vue des anomalies de pluie et de convection, une situation inverse et relativement symétrique à celle de Cl1. Les anomalies du sous-régime Cl2 sont en effet déficitaires en avril-mai et en août-septembre, le DSP est alors tardif (Figure 4. 21). Les anomalies d'OLR sont positives sur le nord de l'AMS et de la région Nord en avril, tandis que la ZCIT conserve une position au sud en avril et mai. Sa migration tardive vers le nord peut donc expliquer les déficits de début de saison et le retard du DSP. La ZCIT se

Michot, Véronique. Analyse spatiale et temporelle de la variabilité des régimes de précipitations dans le bassin amazonien - 2017

maintient au sud à cause d'un renforcement des alizés de nord sur l'Atlantique et un affaiblissement des alizés de sud. En août et septembre, les anomalies d'OLR sont mal définies sur la région nord, toutefois de légères anomalies positives d'OLR peuvent être notées à proximité et semblent alors cohérentes avec le retour des déficits de pluies. Ces déficits de précipitations peuvent être liés aux anomalies de flux d'humidité sur l'Atlantique équatorial, qui montrent une divergence des alizés de nord et de sud en direction du nord-est du BA.
La configuration océanique est en revanche très différente de Cl1 puisque les anomalies de SSTA au cours de ces périodes concernent davantage NATL. Les phases pacifiques associées à ce cluster sont en effet très mélangées (Tableau 4. 4). En revanche NATL présente des SSTA négatives faibles mais cohérentes avec le renforcement des alizés et la migration tardive de la ZCIT vers le nord en mars-avril (Figure 4. 21 f et h). Les anomalies de déplacement de la ZCIT atlantique liées aux SSTA de l'Atlantique sont cohérentes avec la description de différents auteurs (Moura et Shukla 1981; Marengo 1992; 2011; 2012; Zeng et al. 2008). D'autre part, les SSTA négatives de NATL ont également été mises en lien avec des déficits de pluies dans le nord du BA par Ronchail et al. (2002).

- *Cl3*

Les anomalies de pluies les plus notables du sous-régime Cl3, concernent le début de saison des pluies avec des excédents surtout en avril et un DSP précoce (Figure 4. 19). D'important déficits apparaissent à partir de mai jusqu'à la fin de l'année.
Aucune anomalie significative d'OLR ne concerne la région Nord en avril, cependant la convection est significativement plus importante sur une partie du nord de l'AMS. De plus, la ZCIT atlantique semble avoir migré plus tôt vers le nord comme en témoigne la superposition d'anomalies négatives et positives, à cause du renforcement des alizés de sud et de l'affaiblissement des alizés de nord (Figure 4. 22). En revanche, à partir du mois de mai et jusqu'en juillet, d'importantes anomalies positives d'OLR s'étendent au nord du BA. Des anomalies de flux d'est montrent un renforcement des alizés de l'hémisphère sud, cependant les alizés de nord-est sont affaiblis. Cette divergence sur le nord et nord-est de l'AMS peut alors expliquer en partie les déficits de pluies au cours de la saison et la FSP tardive.
Les composites de SSTA montrent que ces anomalies atmosphériques et pluviométriques sont associées à une phase EN de type Est qui perdure tout au long de l'année. Malgré la présence d'une année LN, Cl3 regroupe en effet l'événement EN de forte intensité et durable de 1982 et 1983 (Tableau 4. 4). De la même façon que pour Cl1, le DSP précoce et des excédents de pluies en début de saison, sont liés à la migration anticipée de la ZCIT vers le nord à cause de l'affaiblissement des alizés de nord typique des conditions EN. Les déficits de pluies survenant durant le reste de la saison des pluies sont également cohérents avec des conditions de subsidence au-dessus du BA liées au déplacement des cellules de Hadley et de Walker et au positionnement de leurs branches descendantes au-dessus du BA (Kousky et al. 1984; Satyamurty et al. 2013). Ces anomalies de circulations atmosphériques expliquent les déficits de pluies observés dans le nord du BA lors des événements EN (Kousky et al. 1984; Ropelewski et Halpert 1987, 1989; Aceituno 1988; Montecinos et al. 2000 ; Ronchail et al. 2002 ; Grimm 2003 b ; Nobre et al. 2006 ; Marengo et al. 2008). Les forts déficits de pluies dans la région sont également cohérents avec les résultats de Tedeschi et al. (2016) qui présentent des déficits

Michot, Véronique. Analyse spatiale et temporelle de la variabilité des régimes de précipitations dans le bassin amazonien - 2017

liés à l'augmentation de la subsidence, une divergence des flux d'humidité dans le nord-est AMS.

- *Cl4*

Le sous-régime Cl4 n'est concerné par des anomalies positives de pluies que sur une courte période, mai et juin (Figure 4. 19). Malgré les faibles excédents la FSP en septembre est légèrement tardive. Les composites des anomalies atmosphériques reflètent cependant peu ce régime excédentaire. En effet, à l'exception de légères anomalies négatives d'OLR sur la région Nord en septembre, aucune anomalie significative de convection n'est présente sur la région en mai-juin (Figure 4. 23). Par ailleurs, durant la saison des pluies, la baisse des flux d'humidité en provenance de NATL semble peu cohérente avec l'augmentation des précipitations dans la région. En revanche, le retard de la FSP peut-être expliqué par cet affaiblissement des alizés entrainant le retard de migration de la ZCIT vers le sud visible sur les champs d'OLR à partir d'octobre.

Les excédents de précipitations de mai-juin sont cependant en adéquation avec les conditions océaniques LN Central observées dans les composites de janvier à avril (Figure 4. 23 a, c, e, g) et dans le Tableau 4. 4. Ce type d'anomalies pacifiques est connu pour provoquer des excédents de pluies dans le nord du BA (Kousky et 1984; Ropelewski et Halpert 1987, 1989; Grimm et al. 2000; 2003a; Aceituno 1988; Montecinos et al. 2000) ; Nobre et al. 2006 ; Marengo et al. 2008), notamment en été et en hiver austral (Ronchail et al. 2002), car la branche ascendante de Walker se renforce au-dessus du BA et favorise alors la convection (Wang 2004). Récemment Tedeschi et al (2016) ont mis en évidence une augmentation plus importante des précipitations sur le Nord du BA dans le cas des EN Centraux plutôt que Est. Les excès de précipitations de la fin de saison des pluies et donc le retard de la date de FSP, sont en revanche plus difficiles à mettre en relation avec les SSTA pacifiques ou atlantiques, davantage variables pendant l'hiver austral (Figure 4. 23 j, l, n, p).

Michot, Véronique. Analyse spatiale et temporelle de la variabilité des régimes de précipitations dans le bassin amazonien - 2017

Eléments essentiels de la région Nord

-Dans la région nord le sous-régime Cl1 présente des excédents en début et fin de saison des pluies, tandis que Cl2 présente à l'inverse et de façon relativement symétrique, des déficits en début et fin de saison des pluies. Ces anomalies de pluies sont associées à des types de SSTA différentes. Les excédents de Cl1 sont liés à une phase EN Central au cours duquel les alizés de nord-est sont affaiblis et la ZCIT migre dès avril vers le nord permettant un DSP précoce mais un déficit d'humidité et de pluie le reste de la saison. A l'inverse l'affaiblissement des alizés de nord-est maintient la ZCIT au nord en septembre et prolonge la FSP. Les déficits de Cl2 sont en lien avec des SSTA négatives dans NATL qui entrainent un renforcement des alizés et une migration tardive de la ZCIT vers le nord, donc une FSP tardive.

-Deux types de sous-régimes de précipitations excédentaires en début de saison des pluies, puis déficitaires le reste de la saison, sont associés à deux types d'EN : Cl1 et EN Central ; Cl3 et EN Est ainsi que des SSTA négatives dans SATL.
Comme le montrent ces sous-régimes, les phases EN, qui durent toute l'année dans le cas de Cl3, entrainent des déficits dans le nord du BA mais semblent cependant pouvoir être associées à des excédents en avril-mai et à un DSP précoce car l'affaiblissement des alizés de nord-est lié à EN provoque une migration précoce de la ZCIT vers le nord à l'automne austral.
-Des excédents de précipitations ont à l'inverse été observées dans le cas d'une phase LN se prolongeant jusqu'en avril, dans le sous-régime Cl4. Les excédents ne concernent alors que le cœur de la saison des pluies mais n'affectent pas la date de DSP.

Michot, Véronique. Analyse spatiale et temporelle de la variabilité des régimes de précipitations dans le bassin amazonien - 2017

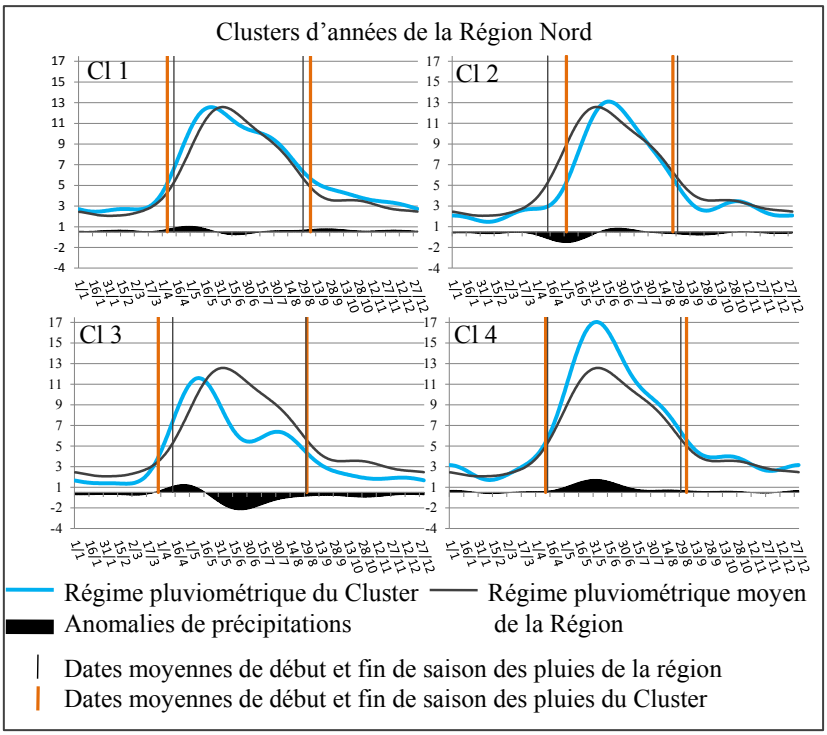


Figure 4. 19 Sous-régimes de précipitations et de la saison des pluies pour la Région Nord. Les graphiques sont les mêmes que ceux de la figure 3.11 ; leur présentation dans ce chapitre a pour but de faciliter la lecture.

Tableau 4. 4 Synthèse des phases océaniques Pacifiques associées aux clusters de la Région Nord. Le type Central ou Est des événements ENSO est basée sur les classifications proposées par Andreoli et al. (2016) et Tedeschi et al. (2016). L'intensité des événements est basée sur l'Oceanic Niño Index (ONI) du CPC-NCEP NOAA : anomalie faible [0,5 ; 0,9] ; anomalie modérée [1 ; 1,4] ; anomalie forte [1,5 ; 1,9] ; anomalie très forte ≥ 2.

Année	Cluster	Phase SST Pacifique
1981	1	neutre
1987	1	EN Central modéré
1990	1	neutre
1993	1	neutre
1994	1	Neutre/début EN
2003	1	Fin EN/neutre
2004	1	Début EN Central faible
1984	2	Début LN Est faible
1985	2	Fin LN Est faible
1989	2	Début LN Central fort
1991	2	Début EN modéré
1995	2	Fin EN faible/début LN Est faible
1997	2	Début EN Est très fort
2002	2	Début EN Central modéré
1982	3	Début EN Est très fort
1983	3	Fin EN Est très fort
2001	3	Fin LN faible/neutre
1996	4	Fin LN faible/neutre
1998	4	Fin EN Est très fort/ début LN Central modéré
2006	4	Début EN Est faible
2007	4	Neutre/Début LN modéré
2011	4	LN modéré

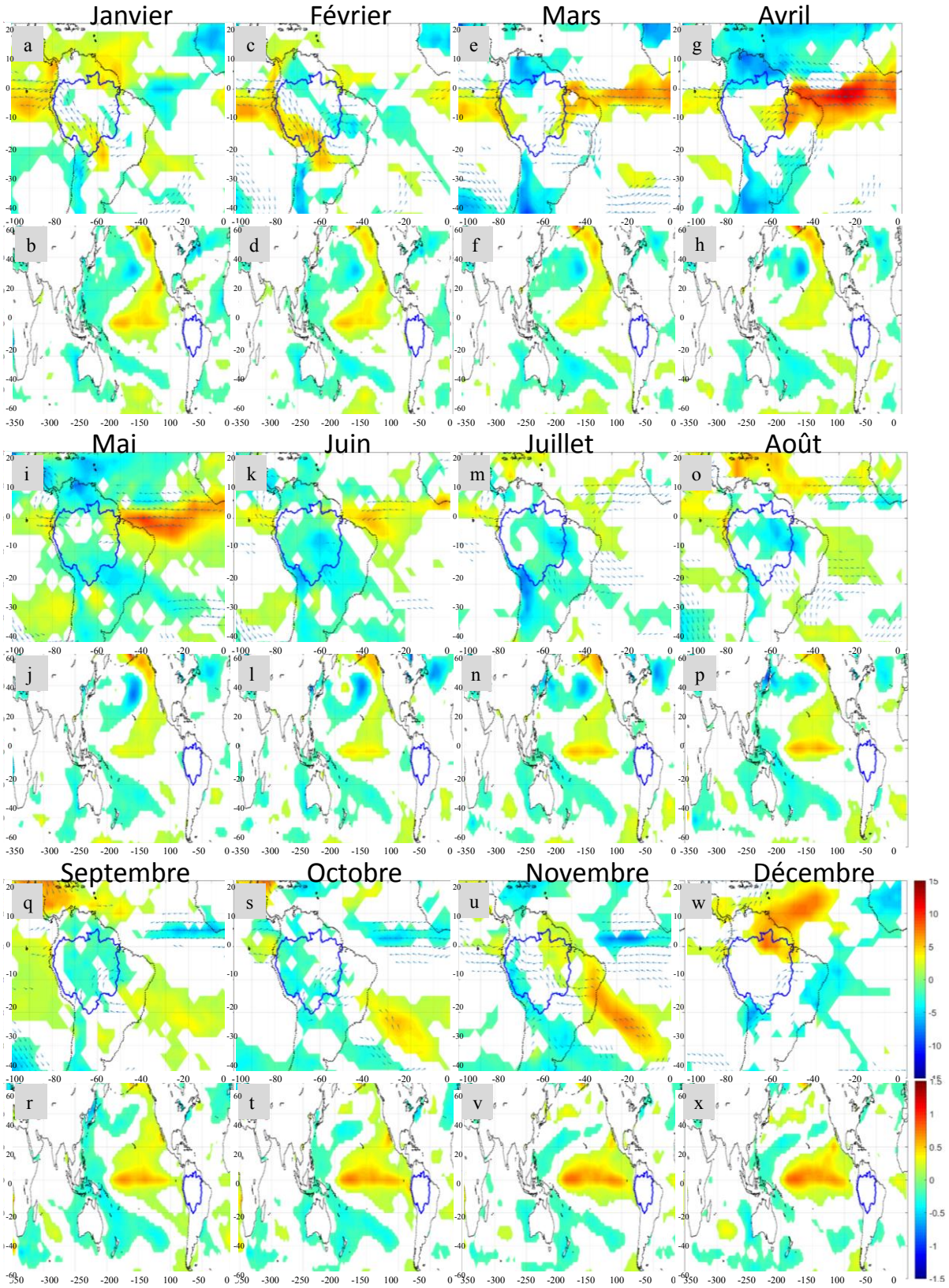


Figure 4. 20 Cartes composites des anomalies significatives mensuelles de août année-1 à juillet année 0 (de a à w) d'OLR (W/m²) et de flux d'humidité (vecteurs, en kg m−1 jour−1) pour l'Amérique du sud et de SST (en C) pour les planisphères (de b à x), pour le cluster 1 de la Région Nord. Les anomalies significatives sont supérieures à 2 σ pour l'OLR, à 20 kg m−1 jour−1 pour le flux d'humidité et à 2 σ pour les SST. Les anomalies sont calculées par rapport à la période 1981-2013.

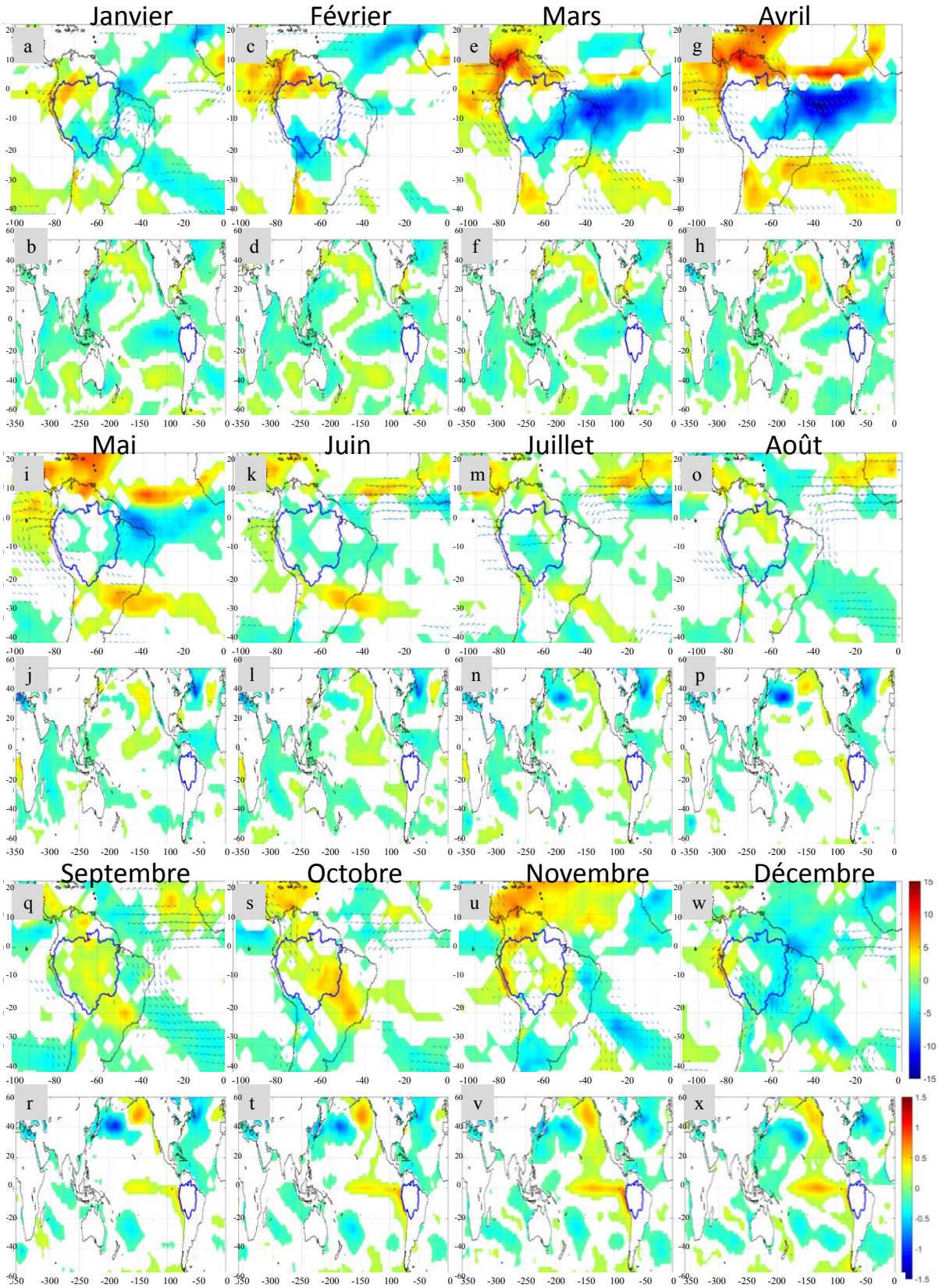


Figure 4. 21 Même légende que pour la Figure 4. 20, pour le cluster 2 de la Région Nord.

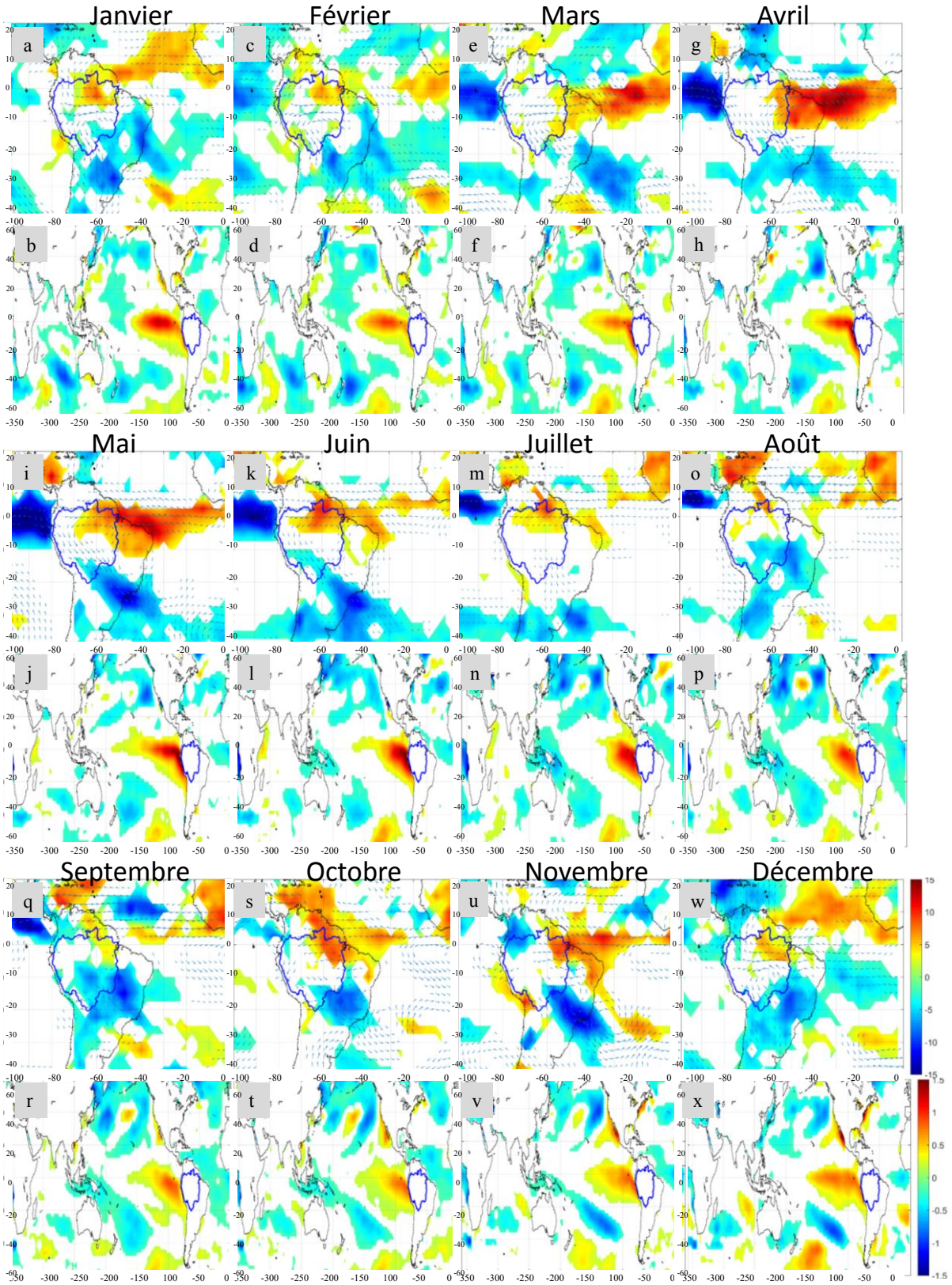


Figure 4. 22 Même légende que pour la Figure 4. 20, pour le cluster 3 de la Région Nord.

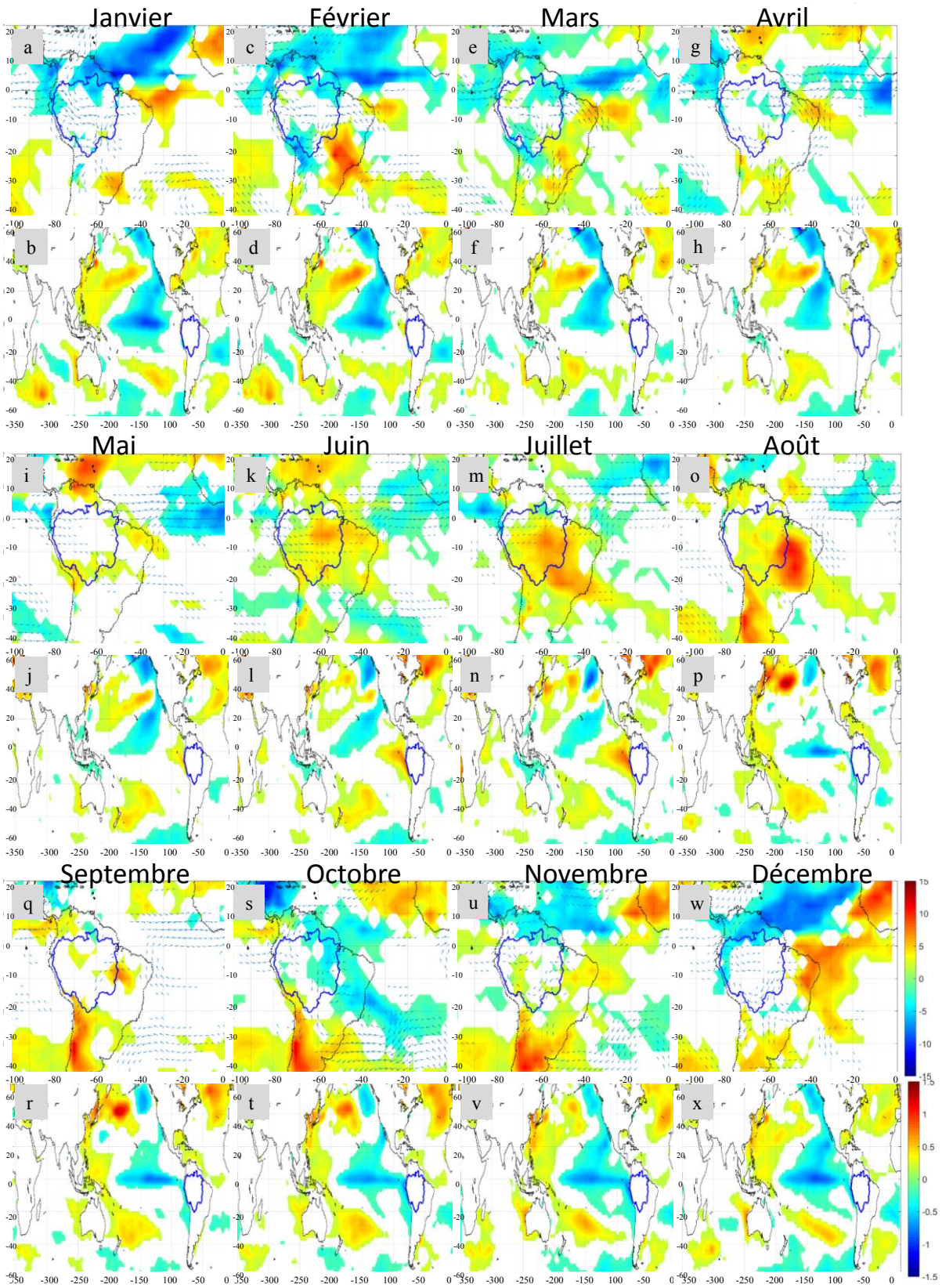


Figure 4. 23 Même légende que pour la Figure 4. 20, pour le cluster 4 de la Région Nord.

3.5 Région Rio Negro

La région du Rio Negro est située dans le nord-ouest du BA où la pluviométrie mensuelle est importante toute l'année, les sous-régimes analysés concernent donc des périodes plus pluvieuses plutôt que de réelles saison des pluies. Le DSP de cette période sont très variables, tandis que la FSP n'a la plupart du temps, pas pu être calculée (voir chapitre 3 section 3.2).

- *Cl1*

Dans le sous-régime Cl1, d'importants déficits de précipitations ont lieu de février à mai et s'accompagnent d'un fort retard de la date de début de période plus pluvieuse (Figure 4. 24). A l'inverse, les pluies sont excédentaires en juin et juillet. De fortes anomalies positives d'OLR sur le nord de l'AMS correspondent aux déficits de pluies, bien qu'en avril et mai ces anomalies significatives n'apparaissent pas sur la région Rio Negro (Figure 4. 25 m, o q, s). La période d'excédents de pluies est, elle, associée à des anomalies négatives d'OLR sur le nord et nord-est du BA (Figure 4. 25 u et w).

La diminution des précipitations sur la région Rio Negro de février à mai, est associée de façon contradictoire avec un renforcement des flux d'est (Figure 4. 25 m, o, q). Cependant des anomalies de nord sur le nord-est du BA et d'ouest sur le nord de l'AMS, sont cohérentes avec un approvisionnement moins important en humidité à l'intérieur du continent. Au début et durant la période plus pluvieuse, la ZCIT atlantique est très active et également située plus au sud qu'à la normale, ce qui semble dans ce cas défavoriser les pluies dans le nord du BA au profit du nord-est du Brésil. Elle migre ensuite tardivement vers le nord en avril-mai. Sa position et son activité sont liées au renforcement des alizés de nord sur l'Atlantique équatorial et un affaiblissement de l'anticyclone de l'Atlantique sud et des anomalies de sud des alizés associés toute l'année. L'augmentation des précipitations en mai-juin semble liée à la baisse du transport d'humidité vers le sud du bassin (Figure 4. 25 u et v).

Les SSTA pacifiques associées à ce sous-régime sont mal définies entre positives et négatives en février-mars, mais deviennent plus caractéristiques d'un événement LN Est à partir d'avril. Un événement EN et un LN font en effet partie de ce cluster (Tableau 4. 5).

Les événements LN ont le plus souvent été associés à une augmentation des précipitations notamment dans le nord du BA (Marengo 1992; Poveda et Mesa 1997; Ronchail et al. 2002; Espinoza et al. 2009), en partie à cause du renforcement de la branche ascendante de Walker au-dessus du BA. Toutefois, dans les cas de LN Est, Tedeschi et al. (2016) notent de la divergence sur les régions équatoriales amazoniennes tandis que la convergence est restreinte à l'est du nord-est de l'AMS, ainsi qu'un affaiblissement du transport d'humidité vers le sud de l'AMS. Cette configuration paraît donc conforme à celle observée dans les composites de ce sous-régime.

Cependant, des SSTA positives de SATL d'août-1 à février, semblent participer davantage à la migration de la ZCIT vers le sud au début de la période plus pluvieuse, tandis que des SSTA négatives de NATL, s'intensifiant de décembre à mai, ralentissent sa remontée vers le nord. Les anomalies de précipitations de ce sous-régime semblent donc davantage expliquées par le gradient Atlantique Nord-sud que par les SSTA du Pacifique.

Michot, Véronique. Analyse spatiale et temporelle de la variabilité des régimes de précipitations dans le bassin amazonien - 2017

- *Cl2*

Les principales anomalies de pluies de Cl2 surviennent entre octobre et mi-mars et consistent en un excédent de pluies et un DSP précoce (Figure 4. 24). Les déficits de pluies se produisant entre avril et juillet sont moins notables mais s'accompagnent d'une FSP précoce. Durant les excédents de pluies des anomalies négatives d'OLR sont présentes au-dessus de la région Rio Negro, à l'exception de mars. Elles s'étendent également sur le nord, le nord-est et nord-ouest du bassin, ainsi que sur NATL et l'Atlantique équatorial (Figure 4. 26 g, i, k, m, o). Bien que les anomalies de flux d'humidité concernent peu la région Rio Negro, une augmentation de la convergence des flux sur le centre et le nord-est du BA apparaît à partir de novembre, tandis que le transport d'humidité vers le sud de l'AMS s'affaiblit.

Les déficits de précipitations, peu marqués, ne sont associés à aucune anomalie d'OLR sur la région du Rio Negro. Toutefois, l'affaiblissement des flux d'humidité en provenance du nord-est du BA, au profit d'une convergence sur le nord-est du Brésil et de la ZCIT atlantique, pourraient participer aux anomalies de pluies (Figure 4. 26 q, s, u, w).

Du point de vue des SSTA, un événement LN se distingue clairement d'août à février, la phase commence et se termine donc tôt. De type Est entre août et décembre, il apparaît de type Central en fin de phase, en janvier et février. Sur les sept années du sous-régime, un événement LN de chaque type compose en effet le sous-régime (Tableau 4. 5), tandis que deux autres événements LN ne sont pas définis. Comme décrit dans l'analyse de Cl1, les phases froides du Pacifique, sont en général à l'origine d'une augmentation de la convection sur le nord et le centre du BA, où les pluies peuvent alors être excédentaires. La phase LN précoce semble coïncider avec le début des anomalies positives de pluies dès le mois d'octobre, tandis que les excédents de pluies s'interrompent à partir d'avril, soit deux mois après le déclin de la phase LN. La distinction entre les deux types de LN est difficile à établir pour ce sous-régime, et les anomalies atmosphériques montrent des caractéristiques décrites par Tedeschi et al. (2016), communes aux deux types. Les excédents de précipitations sont plus importants dans le nord dans le cas des LN Centraux et s'accompagnent comme ici, d'un affaiblissement du LLJ et de la convergence sur le centre du BA. L'augmentation de la convergence des flux d'humidité sur le nord-est du BA et du Brésil est au contraire plus propre aux EN Est.

Si l'arrêt des excédents de précipitations coïncide avec la fin de la phase LN, les déficits de pluies de la fin de la période plus pluvieuse ne peuvent être mis en relation avec des SSTA trop mal définies à partir d'avril dans le Pacifique et l'Atlantique.

- *Cl3*

Au contraire de Cl2, le sous-régime Cl3, comporte d'importants déficits de précipitations de janvier à mi-mars qui entrainent un retard de la date de début de la période plus pluvieuse (Figure 4. 24). Les anomalies durant le reste de la saison, alternativement positives en avril puis négatives entre mi-mai et juin sont, elles, moins importantes.

De fortes anomalies positives d'OLR sur le nord de l'AMS, de NATL et légèrement sur la ZCIT atlantique de décembre à février, correspondent aux déficits de précipitations et au retard de la date de début de la période plus pluvieuse (Figure 4. 27 i, k, m). En mars, le déficit de nébulosité n'apparaît plus sur la région Rio Negro, mais il se maintient sur NATL et s'intensifie sur la ZCIT atlantique (Figure 4. 27 o). A partir d'avril et jusqu'à la fin de la période plus pluvieuse,

Michot, Véronique. Analyse spatiale et temporelle de la variabilité des régimes de précipitations dans le bassin amazonien - 2017

bien que les excédents de pluies restent négatifs sur la majeure partie du bassin et de la ZCIT atlantique, la région Rio Negro n'est plus concernée par des anomalies d'OLR.
Les déficits de nébulosité et de pluies de ce sous-régime, sont liés à une forte divergence des flux d'humidité sur le nord de l'AMS entre novembre et février avec notamment des anomalies de flux de sud en direction des Caraïbes (Figure 4. 27 g, i, k, m). En mars-avril néanmoins, le renforcement des flux d'est est incohérent avec l'affaiblissement de la ZCIT.
Ces conditions atmosphériques sont associées à une phase EN dont le type est mal défini. Les déficits les plus importants s'observent en janvier-février, soit pendant le pic de la phase EN entre novembre et janvier. En effet, la majorité des événements EN sont ici de type Central (Tableau 4. 5), mais le sous-régime comprend aussi l'année EN 1982-83 de type Est, dont la magnitude est une des plus fortes enregistrée et qui semble alors avoir un poids important dans les composites de SSTA car les anomalies chaudes s'observent aussi sur la côte pacifique. De plus la classification du type d'EN de 1986-87 diffère entre les auteurs (Andreoli et al. 2016; Tedeschi et al. 2016). Les épisodes EN provoquent le plus souvent des déficits de précipitations, principalement dans le nord et nord-est du BA, par leur action sur les cellules de Walker et de Hadley dont il déplace la branche descendante au-dessus du BA ce qui entraine de la subsidence dans ces régions (Hastenrath 1976 ; Kousky et al. 1984; Ropelewski et Halpert 1987, 1989; Kayano et al. 1988; Kiladis et Diaz 1989; Rao et Hada 1990). La divergence des flux d'humidité dans le nord-est de l'AMS et la baisse des précipitations dans la partie nord de l'AMS sont également constatées par Tedeschi et al. (2016) et par Andreoli et al. (2016) dans les cas des EN Est. En mai cependant, Tedeschi et al. (2016) observent une augmentation des précipitations dans le Nord du BA lors des événements EN Centraux, phénomène liée à la double cellule de Walker en place lors de ces événements, ce qui pourrait être cohérent avec la courte période d'excédents de pluie du sous-régime détecté ici (avril-mai). En revanche, Andreoli et al. (2016) ne font pas état de cette inversion de l'anomalie de précipitation en mai entre un EN Est et Central. Cette absence d'inversion pourrait être due, dans leurs travaux, à la présence de SSTA positives dans NATL. Ces SSTA entrainent alors de l'ascendance sur l'Atlantique mais de la subsidence sur le nord-est brésilien. Dans le cas présent, des SSTA positives apparaissent dans NATL à partir de mars, mais celles-ci sont toutefois faibles et ne semblent pas accentuer les anomalies de flux d'humidité.

- *Cl4*

Le dernier sous-régime Cl4, comporte des anomalies positives de précipitations durant presque toute la période plus pluvieuse et une date de DSP précoce (Figure 4. 24). Les anomalies de pluies sont toutefois plus notables en janvier et en avril-mai. L'anomalie d'OLR en janvier et mai est cependant mal définie. De plus, les anomalies de flux de sud-ouest sur la région Rio Negro montrant une baisse d'apport en humidité depuis NATL en janvier, ainsi que de la divergence sur le nord-est du BA en mai, sont peu cohérentes avec les excès de précipitations dans la région Rio Negro (Figure 4. 28). En avril toutefois, la plus forte nébulosité sur le nord du BA, de la région Rio Negro et de la ZCIT atlantique, est cohérente avec les excédents de pluies du même mois. La ZCIT migre en effet dès mars vers le nord, grâce à des anomalies de flux de sud sur SATL. Les flux entrant dans le bassin, en provenance du nord-est, ont également tendance à se renforcer et à converger vers le nord du BA au mois de mai.

Michot, Véronique. Analyse spatiale et temporelle de la variabilité des régimes de précipitations dans le bassin amazonien - 2017

La configuration océanique associée à ce sous-régime est peu claire. Dans le Pacifique, le Tableau 4. 5 montre que plusieurs phases ENSO sont présentes, notamment l'événement majeur de 1997-98, dont le poids n'est cependant pas suffisamment important dans ce cas pour émettre un signal marqué. Les différents signaux dans le Pacifique s'annulent donc. En revanche, bien que faibles, des anomalies positives de NATL de février à avril, pourraient favoriser la position au nord de la ZCIT et donc les précipitations dans la région Rio Negro.

Eléments essentiels de la région Rio Negro

-Des DSP tardifs et des déficits de précipitations en début de saison sont observés dans les sous-régimes Cl1 et Cl3. Dans le premier cas, les anomalies de pluies semblent davantage en relation avec des SSTA positives de SATL et négatives de NATL, tandis que pour Cl3, elles sont liées à une phase EN Est ou Central. Une grande partie des déficits de pluies de ces deux régimes apparaît en lien avec la baisse de l'apport en humidité depuis le nord de l'AMS.

-A l'inverse, les sous-régimes Cl2 et Cl4 ont un DSP précoce et des excédents de précipitations en début de période plus pluvieuse. Des événements de type LN apparaissent en lien avec Cl2 et une augmentation de la convergence des flux d'humidité sur le centre et le nord-est du BA, tandis que le transport d'humidité vers le sud de l'AMS est affaibli. Dans le cas de Cl4 les excédents de pluies semblent plus en relation avec des SSTA positives de NATL, surtout en fin de période plus pluvieuse et un renforcement des flux de nord-est sur le BA en avril-mai.

-les sous-régimes de précipitations semblent donc dans la région Rio Negro, fortement en relation avec les événements EN et LN, ainsi qu'avec les SSTA de l'Atlantique nord et sud, qui sont à l'origine d'une migration plus ou moins forte et précoce ou tardive de la ZCIT.

Michot, Véronique. Analyse spatiale et temporelle de la variabilité des régimes de précipitations dans le bassin amazonien - 2017

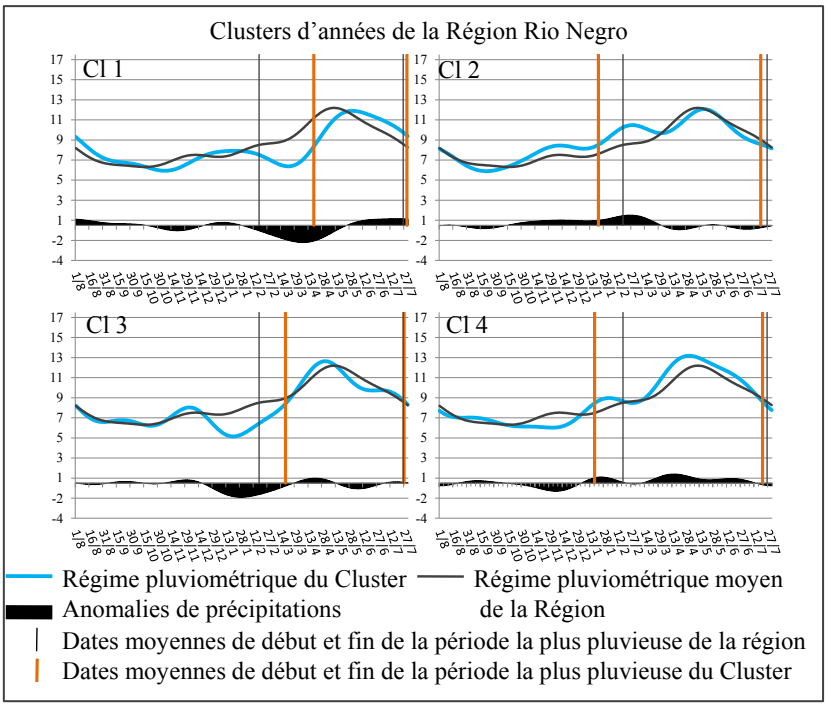


Figure 4. 24 Sous-régimes de précipitations et de la saison des pluies pour la Région Rio Negro. Les graphiques sont les mêmes que ceux de la figure 3.11 ; leur présentation dans ce chapitre a pour but de faciliter la lecture.

Tableau 4. 5 Synthèse des phases océaniques Pacifiques associées aux clusters de la Région Rio Negro. Le type Central ou Est des événements ENSO est basée sur les classifications proposées par Andreoli et al. (2016) et Tedeschi et al. (2016). L'intensité des événements est basée sur l'Oceanic Niño Index (ONI) du CPC-NCEP NOAA : anomalie faible [0,5 ; 0,9] ; anomalie modérée [1 ; 1,4] ; anomalie forte [1,5 ; 1,9] ; anomalie très forte ≥ 2.

Année	Cluster	Phase SST Pacifique
1983-84	1	neutre
1984-85	1	LN Est faible
1985-86	1	neutre
1987-88	1	EN Central modéré
1988-89	2	LN Central fort
1992-93	2	neutre
1993-94	2	neutre
1995-96	2	LN Est faible
2005-06	2	neutre
2007-08	2	LN modéré
2010-11	2	LN modéré
1982-83	3	EN Est très fort
1986-87	3	EN Est/mixte modéré
1990-91	3	neutre
1994-95	3	EN Central faible
2002-03	3	EN Central modéré
2003-04	3	neutre
2009-10	3	EN Central modéré
1981-82	4	neutre
1989-90	4	neutre
1997-98	4	EN Est très fort
1999-00	4	LN Central modéré
2000-01	4	LN faible
2001-02	4	neutre
2004-05	4	EN Central faible

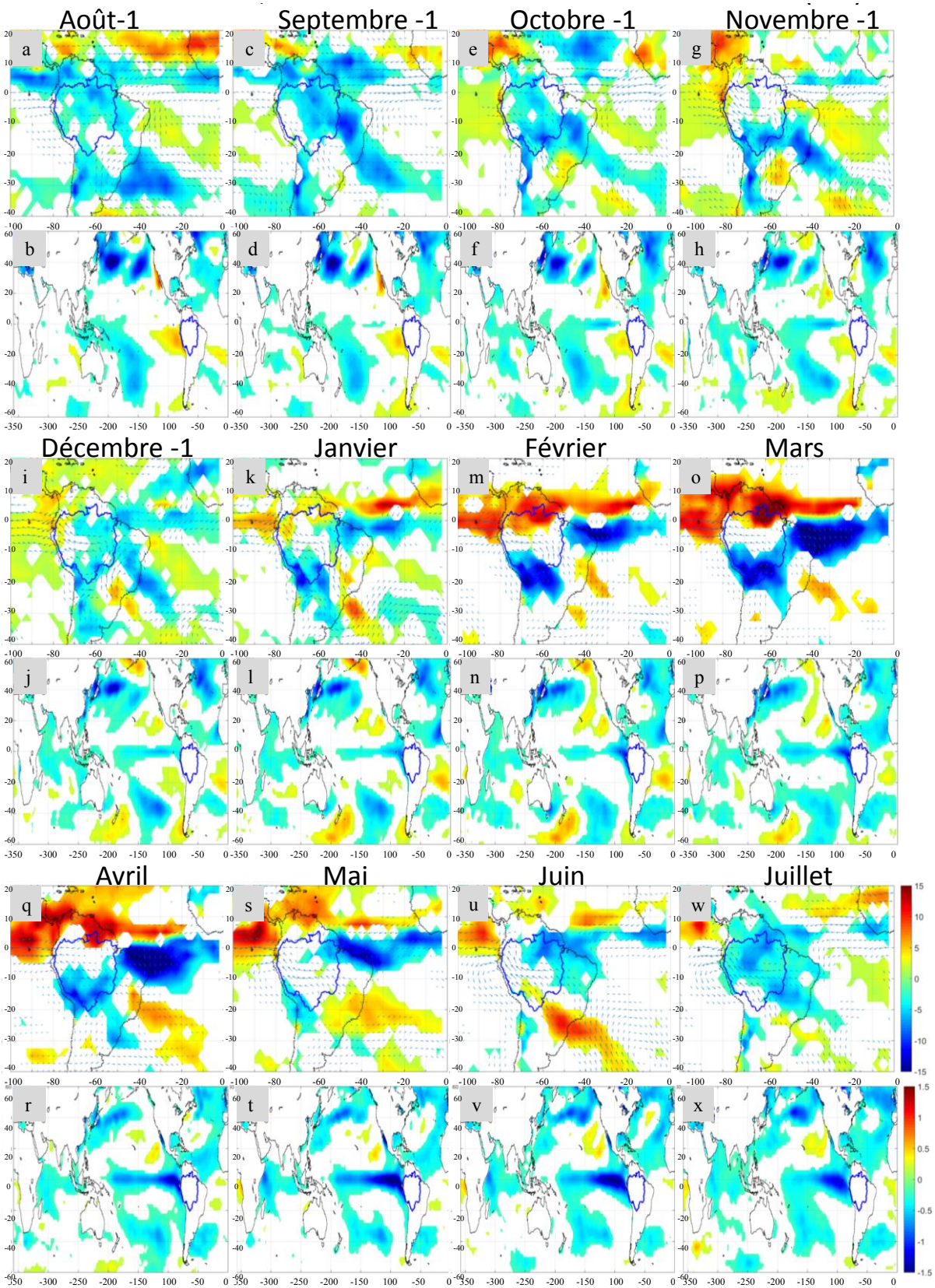


Figure 4. 25 Cartes composites des anomalies significatives mensuelles de août année-1 à juillet année 0 (de a à w) d'OLR (W/m²) et de flux d'humidité (vecteurs, en kg m−1 jour−1) pour l'Amérique du sud et de SST (en C) pour les planisphères (de b à x), pour le cluster 1 de la Région Rio Negro. Les anomalies significatives sont supérieures à 2 σ pour l'OLR, à 20 kg m−1 jour−1 pour le flux d'humidité et à 2 σ pour les SST. Les anomalies sont calculées par rapport à la période 1981-2013.

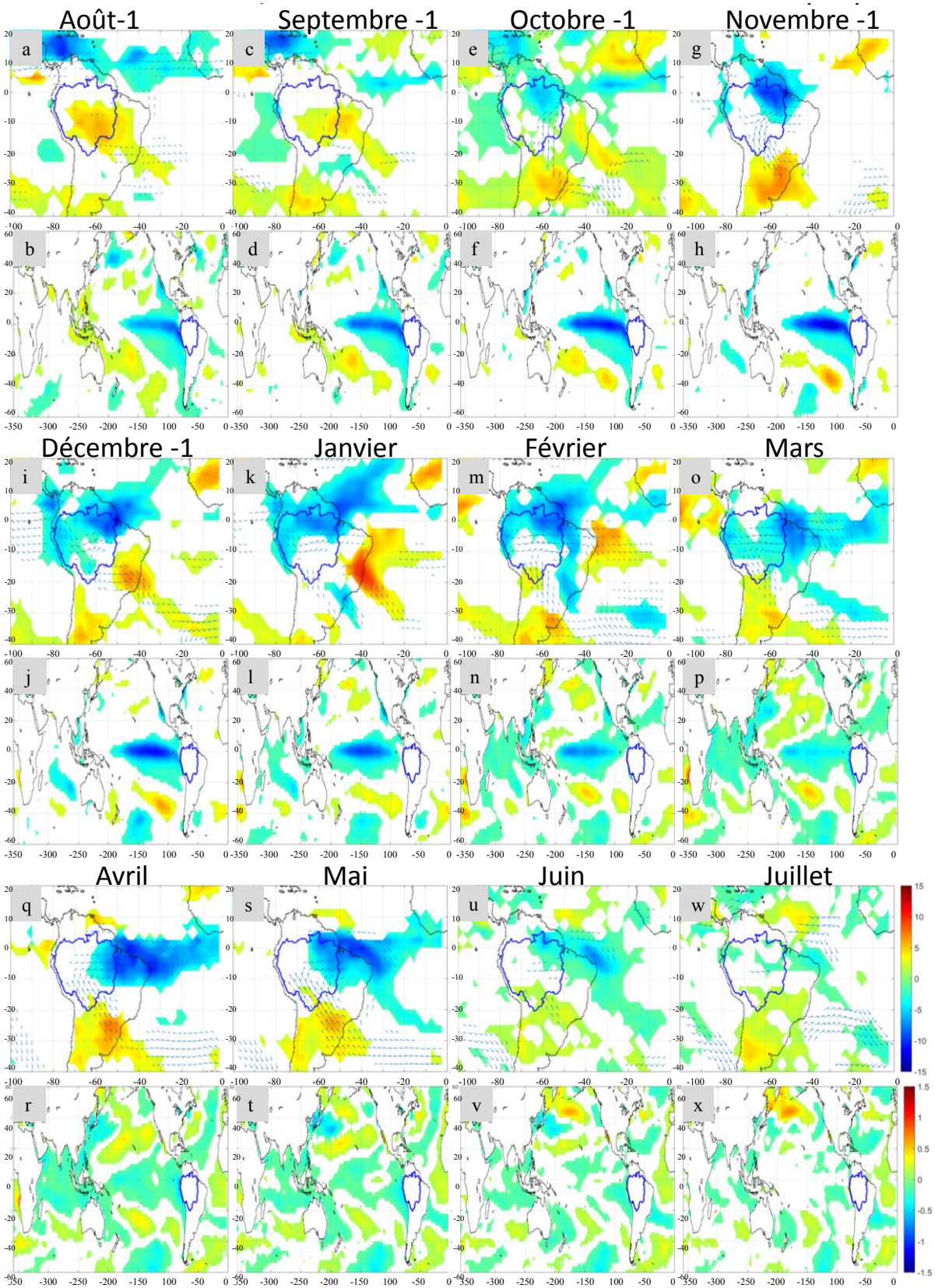


Figure 4. 26 Même légende que pour la Figure 4. 25, pour le cluster 2 de la Région Rio Negro.

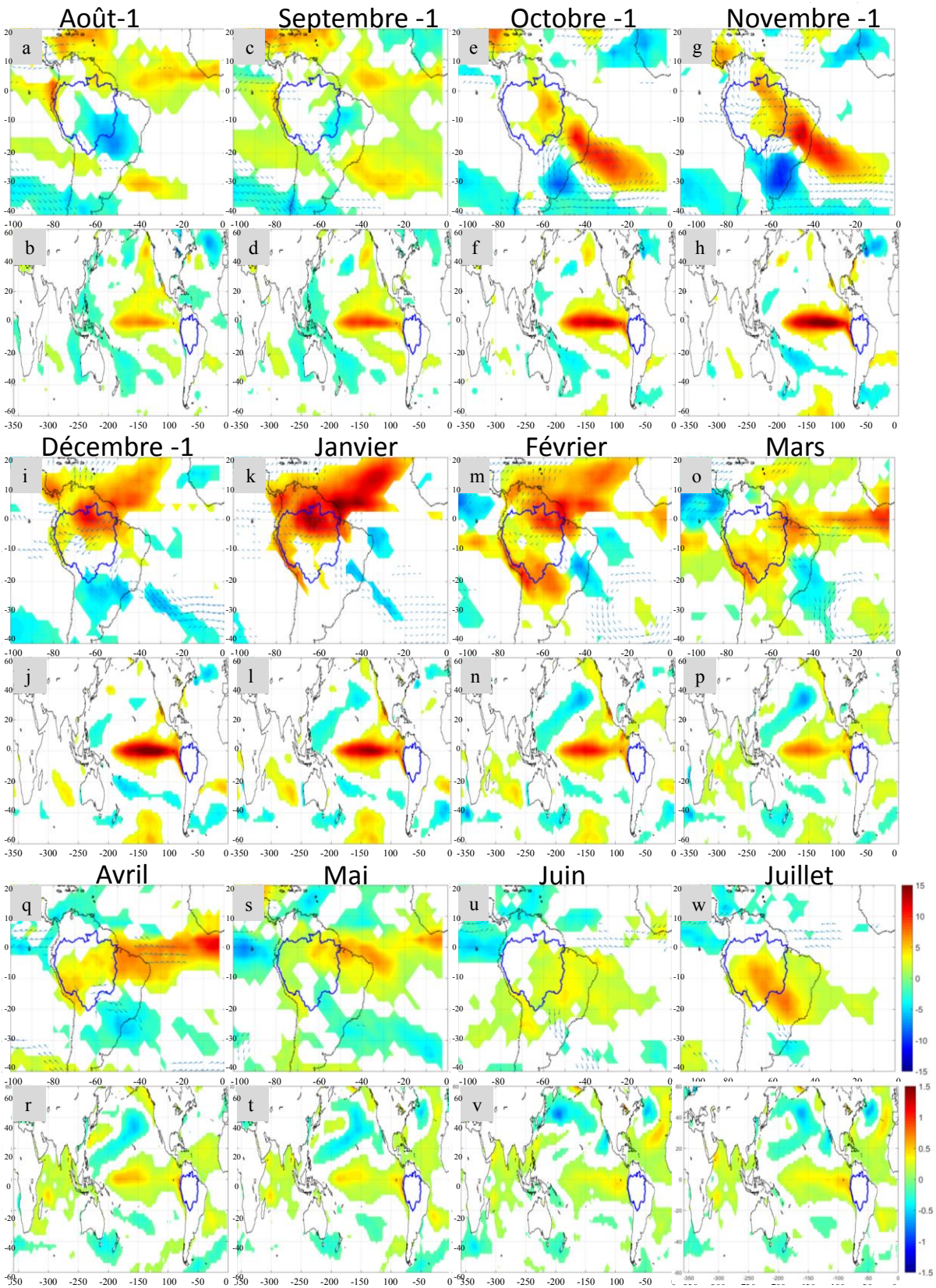


Figure 4. 27 Même légende que pour la Figure 4. 25, pour le cluster 3 de la Région Rio Negro.

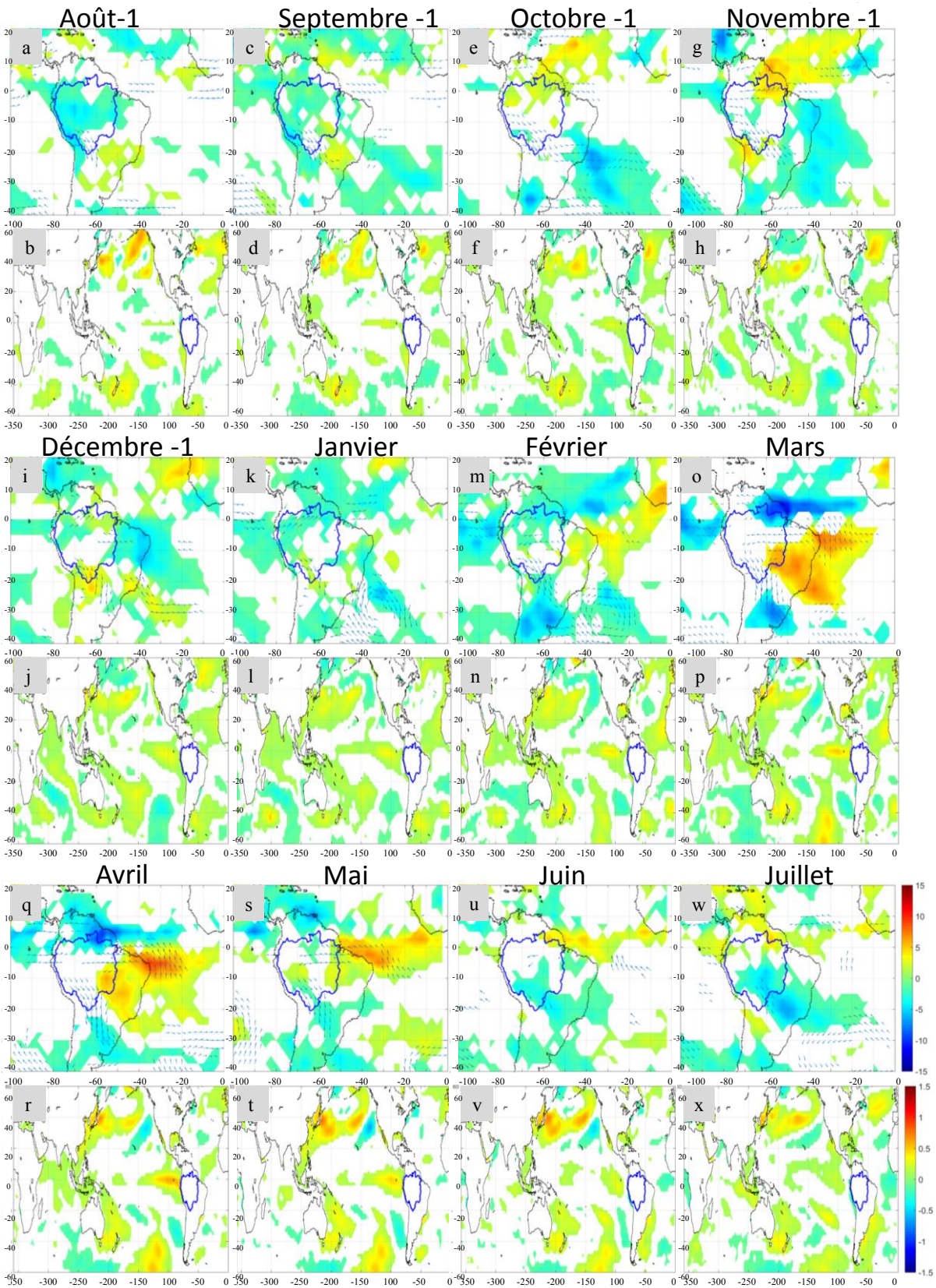


Figure 4. 28 Même légende que pour la Figure 4. 25, pour le cluster 4 de la Région Rio Negro.

3.6 Région Ouest

La particularité de la région Ouest, est qu'elle ne comporte que deux sous-régime, dont l'un, Cl1 n'est composé que d'une année, 1981-82, comme dans le cas du sous-régime Cl1 dans la région Sud. Le sous-régime Cl2 est égal à la moyenne et ne sera donc pas regardé.

- *Cl1*

La saison des pluies de l'année 1981-82, est très pluvieuse, avec des excédents plus marqués de mi-novembre à mi-janvier, et en avril-mai où la FSP est tardive (Figure 4. 29). Les anomalies significatives d'OLR montrent effectivement une forte augmentation de la nébulosité sur la région et une grande partie du BA, à l'exception du mois de mai où les anomalies sont absentes (Figure 4. 30 g, i, k, q, s). De novembre à janvier, l'augmentation de la nébulosité et des précipitations provient d'une baisse du transport de l'humidité du nord-est et du nord-ouest du BA vers le sud de l'AMS et sud-est du Brésil. Les flux en provenance de NATL et de l'Atlantique équatorial sont également renforcés en novembre et décembre, permettant une intensification de la ZCIT et de la nébulosité sur NATL. Les anomalies de précipitations restent importantes en mai malgré la migration précoce de la ZCIT vers le nord depuis avril et la reprise du transport de l'humidité vers le sud-est du Brésil.
Durant cette année, la phase de l'ENSO est neutre (Tableau 4. 6), en revanche des SSTA dans NATL et l'atlantique équatorial peuvent contribuer aux excédents de précipitations dans le BA. En effet l'augmentation des précipitations en relation avec le fort déplacement vers le sud de la ZCIT et le renfort des flux d'humidité vers le BA peut être en lien avec plusieurs type de SSTA dans l'Atlantique a) des SSTA positives dans l'Atlantique équatorial entre septembre et décembre b) des SSTA négatives dans NATL, d'août à décembre, qui renforcent les alizés de nord-est, c) des SSTA négatives de SATL/sub-SATL toute l'année, qui ont pour impact de renforcer l'anticyclone de l'Atlantique sud et les alizés associés. D'autre part les SSTA négatives de SATL participant au renforcement de l'anticyclone de l'Atlantique sud et de ces alizés conduisent à l'intensification de la ZCIT.

Eléments essentiels de la région Ouest

-De la même façon que dans la région Sud, l'année 1981-82 est à l'origine d'un cluster. Dans les deux régions les précipitations sont alors excédentaires toute l'année. L'Ouest est cependant plus affecté par l'intensification des flux en provenance du nord du BA que par la ZCAS comme dans le cas du Sud.

Michot, Véronique. Analyse spatiale et temporelle de la variabilité des régimes de précipitations dans le bassin amazonien - 2017

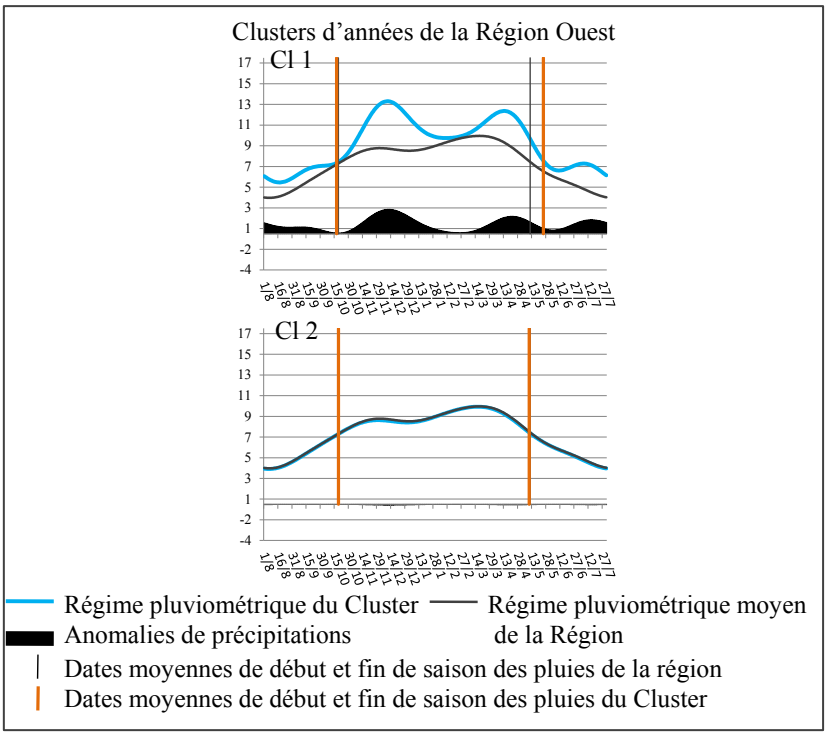


Figure 4. 29 Sous-régimes de précipitations et de la saison des pluies pour la Région Ouest. Les graphiques sont les mêmes que ceux de la figure 3.11 ; leur présentation dans ce chapitre a pour but de faciliter la lecture.

Tableau 4. 6 Synthèse des phases océaniques Pacifiques associées aux clusters de la Région Ouest. Le type Central ou Est des événements ENSO est basée sur les classifications proposées par Andreoli et al. (2016) et Tedeschi et al. (2016). L'intensité des événements est basée sur l'Oceanic Niño Index (ONI) du CPC-NCEP NOAA : anomalie faible [0,5 ; 0,9] ; anomalie modérée [1 ; 1,4] ; anomalie forte [1,5 ; 1,9] ; anomalie très forte ≥ 2.

Année	Cluster	Phase SST Pacifique
1981-82	1	neutre
1984-85	2	LN Est faible
1990-91	2	neutre
1992-93	2	neutre
1995-96	2	LN Est faible
1997-98	2	EN Est très fort
2000-01	2	LN faible
2002-03	2	EN Central modéré

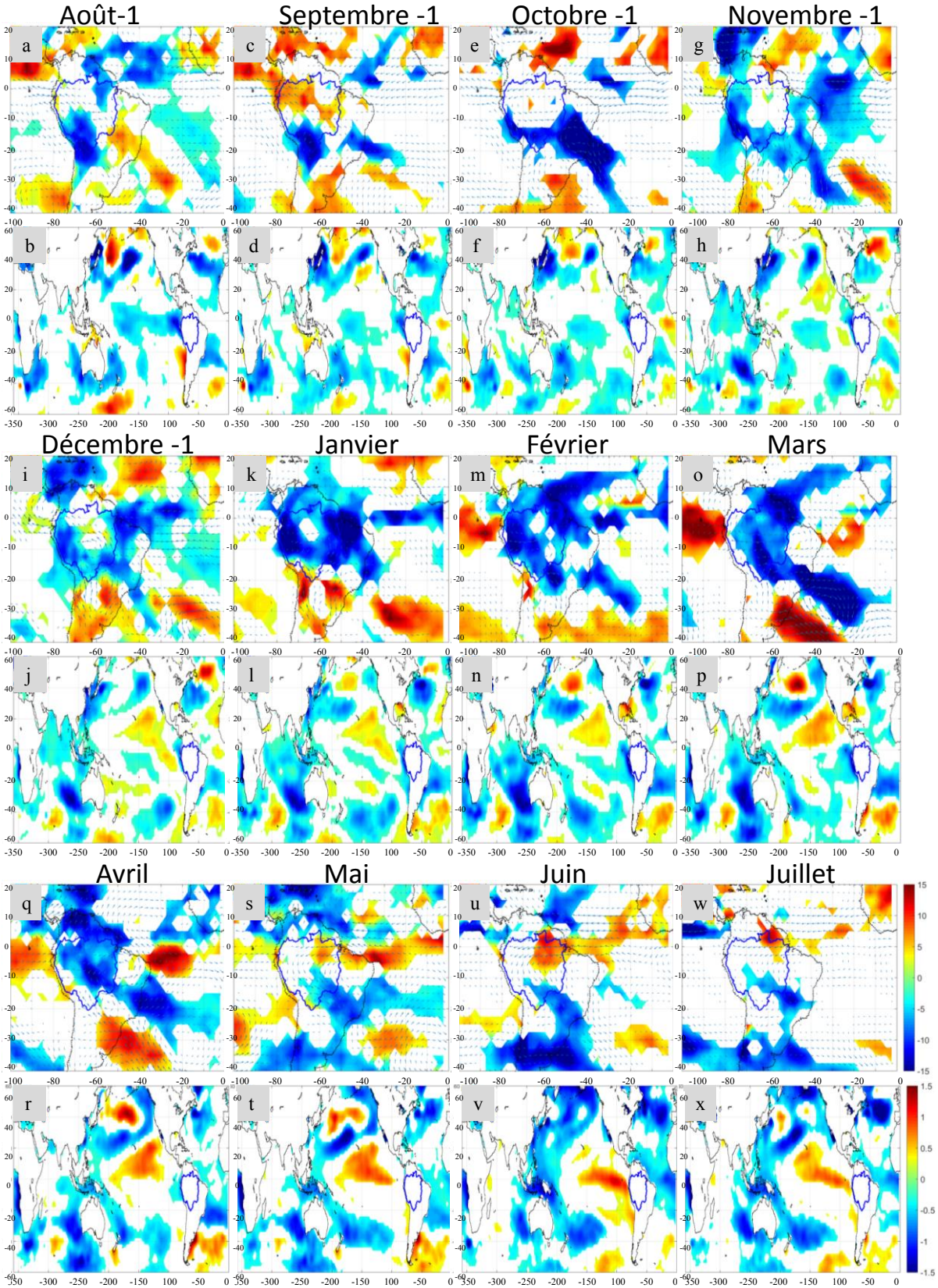


Figure 4. 30 Cartes composites des anomalies significatives mensuelles de août année-1 à juillet année 0 (de a à w) d'OLR (W/m²) et de flux d'humidité (vecteurs, en kg m−1 jour−1) pour l'Amérique du sud et de SST (en C) pour les planisphères (de b à x), pour le cluster 1 de la Région Ouest. Les anomalies significatives sont supérieures à 2 σ pour l'OLR, à 20 kg m−1 jour−1 pour le flux d'humidité et à 2 σ pour les SST. Les anomalies sont calculées par rapport à la période 1981-2013.

3.7 Région Andes

Parmi les quatre sous-régimes de pluie détectés dans la région Andes, les dates de DSP et FSP n'ont pas pu être calculés pour Cl1 et Cl3 du fait de leurs précipitations déficitaires tout au long de l'année.

- *Cl1*

Des anomalies de pluies centrées sur les mois de janvier à avril, donc durant le cœur et la fin de la saison des pluies, caractérisent le sous-régime Cl1 pour lequel les dates de DSP et FSP n'ont pas pu être obtenues (Figure 4. 31). Les images composites des anomalies significatives d'OLR témoignent mal des déficits de précipitations de ce sous-régime. Des anomalies positives d'OLR notables apparaissent seulement en janvier sur le nord de la région (en Equateur), sur le nord de l'AMS et du BA, et sur NATL (Figure 4. 32 k). Ces anomalies sont cependant absentes à partir de février sur le nord de la région et sont plutôt négatives dans la partie sud.
Les anomalies de flux d'humidité sont également peu importantes mais montrent, surtout en février (Figure 4. 32 m), un renforcement du transport d'humidité depuis le nord-est et l'est du BA, qui peut expliquer la légère anomalie négative d'OLR sur le sud de la région Andes. Une partie de l'humidité est cependant fortement exportée vers le sud-est du BA, en direction de la ZCAS, comme en témoigne le renforcement du LLJ.
Du point de vue des SST, des anomalies positives mais restreintes dans le centre du Pacifique suggèrent une phase EN de type Central d'octobre à mars (Figure 4. 32 e, g, i, k, m, o), soit deux mois avant le début et durant la période des déficits de pluies. Deux années sont en effet de type EN Central, d'intensité faible ou modérée (Tableau 4. 7). Les SSTA positives de ces années EN sont atténuées en moyenne par les SSTA d'une année LN et un nombre important d'années neutres. De façon générale, l'impact des SSTA sur les précipitations diminue vers l'ouest du BA, et Lavado-Casimiro et Espinoza (2014) ont récemment confirmé que la fluctuation du Pacifique tropical n'explique pas totalement la variabilité des précipitations péruviennes. Les auteurs ont également montré que les déficits significatifs de précipitations dans les Andes amazoniennes péruviennes, sont en grande partie associés aux événements EN forts, tandis que les événements modérés ont un impact plus faible. Les déficits de ce sous-régime, semblent toutefois en lien avec la phase EN malgré sa faible intensité. De plus, bien que portant sur des jeux de données différents et parfois réduits, de précédents travaux ont montré soit une corrélation positive entre les SSTA pacifiques et les Andes amazoniennes équatoriennes (Ronchail et al. 2002) et négative entre les SSTA pacifiques et les Andes du nord du Pérou ; soit l'absence de corrélation entre les SSTA pacifiques et le nord-ouest du BA et le nord des Andes (Yoon et Zeng 2010) ; soit des précipitations positives (négatives) durant les EN Est (Centraux) et inversement pour les LN Est (Centraux) dans le nord de la région (Tedeschi et al. 2016) ; soit des précipitations positives sur l'ensemble de la région pour les EN Est et pas de réelles anomalies pour les EN Centraux (Andreoli et al. 2016) ; soit des déficits dans toute la région dans le cas des EN Centraux mais des excédents de pluies dans la région Andes de ce travail lors des EN Est (Sulca et al. 2017). La baisse de convection sur les Andes équatoriennes et les déficits de précipitation, au moins en janvier pourraient alors correspondre

à l'influence du EN Central, malgré des événements EN d'intensité modérée associés à ce sous-régime. Il est cependant également possible que soit les stations du nord (Equateur) soit celles du sud (Pérou) de la région, aient un poids plus important dans les anomalies du sous-régime. La relation entre les SSTA et les anomalies de pluies restent donc difficiles à établir pour ce sous-régime.

- *Cl2*

Le sous-régime Cl2, à l'inverse de Cl1, est principalement excédentaire de décembre à avril. Le DSP est malgré tout tardif en raison de légers déficits en octobre et novembre (Figure 4. 31). Lors de ce mois, un gradient d'anomalies d'OLR peu intenses, apparaît sur les Andes. Les anomalies sont négatives sur les Andes équatoriennes et positives sur les Andes péruviennes. La saison de transition a donc pu être peu pluvieuse malgré un OLR négatif dans le nord des Andes, entraînant un DSP tardif. Des anomalies de flux d'humidité d'ouest sur le sud de la région Andes traduisent en effet une baisse de l'approvisionnement en humidité.
Les anomalies négatives d'OLR s'intensifient sur l'ensemble de la région, de décembre à mars, en cohérence avec les excédents de pluies des mêmes mois. Ces anomalies s'étirent également du nord au nord-est du BA. L'augmentation de la convection sur le nord-est du bassin peut être expliquée par plus de convergence sur ce secteur. En revanche aucune intensification des flux d'humidité en direction de la région des Andes ne permet d'expliquer l'augmentation de la convection et des précipitations sur la région. En effet, aucune anomalie significative de flux d'humidité ne se distingue dans le nord de la région Andes, tandis que dans le sud, les flux sont en direction du sud-ouest du bassin en janvier, ce qui apparaît donc en contradiction avec l'augmentation des précipitations (Figure 4. 33 i, k, m). Les anomalies de pluies pourraient donc être liées au maintien de l'humidité sur le BA et une réduction des flux en direction du sud-est du Brésil.
Bien que peu marquée, les composites de SSTA du Pacifique suggèrent une phase LN Centrale entre octobre et février (Figure 4. 33 f, h, j, l, n), commençant donc deux mois avant le début des excédents de pluies et s'achevant deux mois avant leur fin. Plusieurs événements LN de différents types et magnitudes sont en effet associés à ce sous-régime (Tableau 4. 7), cependant le très fort épisode EN de 1997-98 en fait également partie et participe à modérer le signal des SSTA. Concernant les événements LN, Lavado-Casimiro et Espinoza (2014) décrivent également (voir description dans le sous-régime Cl1 ci-dessus) que les excédents significatifs de précipitations dans les Andes amazoniennes péruviennes, sont associés aux événements LN forts, les événements modérés ayant un impact réduit. Les excédents de précipitations dans la région durant la saison des pluies semblent cependant correspondre à ceux décrits par Tedeschi et al. (2016) sur le nord de la région Andes dans le cas d'un LN Central ; par Espinoza et al. (2013) dans le sud de la région et par Bookhagen et Streker (2010) dans les Andes à hautes altitude, dans le cas des événements LN en général. Ce type de LN génère entre autres, des anomalies anticycloniques sur le centre-est du Brésil mais de la convergence, donc de l'ascendance, sur la région amazonienne (Tedeschi et al. 2016). La convergence sur les régions équatoriales décrite dans ces cas par Tedeschi et al. (2016) et l'augmentation du transport d'humidité depuis NATL et les Caraïbes (Bookhagen et Strecker 2010; Espinoza et al. 2013) ne sont cependant pas observées dans le cas présent.

Michot, Véronique. Analyse spatiale et temporelle de la variabilité des régimes de précipitations dans le bassin amazonien - 2017

- *Cl3*

Les sous-régimes Cl1 et Cl3 ont pour point commun un régime principalement déficitaire qui empêche le calcul des dates de DSP et de FSP. Les déficits de Cl3 sont cependant présents de mi-octobre à décembre et de fin février à mars (Figure 4. 31). Ces deux périodes sont associées à de fortes anomalies positives d'OLR, donc à une baisse de la convection, sur la région des Andes, puis de la ZCIT atlantique dont l'activité est fortement réduite à partir de mars. Les flux d'humidité sur l'atlantique équatorial, le nord-est et le nord de l'Amazonie sont divergents d'août à mars, tandis que les flux de l'hémisphère sud se dirigent davantage vers le nord-est du Brésil jusqu'en novembre (Figure 4. 34). Ce plus faible apport d'humidité dans le BA se traduit par des anomalies d'est d'octobre à janvier et en février-mars. Le transport d'humidité du nord vers l'ouest et le sud du BA est donc réduit, ce qui peut expliquer les déficits de pluies durant ces mois (figure e, g, i, m, o).

Une phase chaude peu intense, spatialement restreinte et de type EN, apparaît dans le Pacifique dès le mois d'août et jusqu'en juillet malgré un affaiblissement entre avril et juin. Son type est principalement Central en hiver, printemps et été austral, puis devient d'Est à l'hiver suivant. Deux années EN (sur quatre) font effectivement parties de ce sous-régime. Toutefois, si l'un des événements a été déterminé comme Central, le second a été classé Mixte ou Est selon les auteurs (Tableau 4. 7; Andreoli et al. 2016; Tedeschi et al. 2016). Les déficits de précipitations et l'augmentation de l'OLR ainsi que l'intensification des anomalies de flux d'humidité, surviennent deux mois après début de la phase EN. Dans le cas de Cl3, les parties nord et sud de la région Andes sont affectées par les mêmes anomalies d'OLR durant les périodes de déficits de pluies. Contrairement aux résultats de Ronchail et al. (2002), les Andes équatoriennes du bassin semblent donc également affectées par des déficits de pluies lors de ces événement EN. D'autre part, des SSTA positives dans NATL de mars à mai (Figure 4. 32 p, r, t), en participant à la migration précoce de la ZCIT vers le nord et donc, à la réduction des flux depuis NATL pourraient contribuer aux déficits de pluies, à cette période.

- *Cl4*

Le dernier sous-régime, Cl4, présente des excédents de pluies d'octobre à mi-novembre et de janvier à mai (Figure 4. 31). Ces excédents de pluies sont à l'origine d'un DSP précoce et d'une FSP tardive.

Une courte période, mi-novembre et décembre, connaît à l'inverse des déficits de pluies. Sur les Andes, les anomalies d'OLR sont surtout cohérentes avec celles des pluies de janvier et février. Elles sont en effet soit absentes en octobre-novembre (Figure 4. 35 e et g); soit négatives en décembre (Figure 4. 35 i) alors que les pluies sont déficitaires ; soit très restreintes spatialement sur les Andes en mars et avril (Figure 4. 35 o et q). De plus, une forte activité convective est présente sur NATL, sur le nord et le nord-est du BA de novembre à février, ainsi que sur l'Atlantique tropical nord à partir de janvier. La ZCIT très active se positionne très au sud durant la saison des pluies et migre tardivement vers le nord à la fin de la saison des pluies. L'augmentation de la convection sur l'océan et le nord de l'AMS puis les Andes peut être expliquée par le renforcement des flux en provenance de NATL et des Caraïbes à partir de novembre, ainsi que par une réduction du transport de l'humidité vers le sud du continent, donc un affaiblissement du LLJ, permettant le maintien de l'humidité sur le BA. En novembre-décembre, les précipitations sont toutefois déficitaires en raison d'anomalies d'ouest sur la

Michot, Véronique. Analyse spatiale et temporelle de la variabilité des régimes de précipitations dans le bassin amazonien - 2017

partie nord de la région Andes. Cette anomalie est certainement compensée le reste de la saison par le maintien de l'humidité sur le BA.

Ce sous-régime est associé à une phase LN commençant de façon précoce dès le mois d'août et s'achevant en mai. Le type de ce LN varie au cours de l'année puisqu'il est tout d'abord Central en août-septembre, puis Est d'octobre à décembre, et de nouveau Central à partir de janvier. Parmi les années de ce Cl4 (Tableau 4. 7), de précédents travaux ont en effet classé l'événement 1998-99 en type central (Tedeschi et al. 2016), mais le type de 2007-08 n'a pas encore été défini. Ce sous-régime ne comporte que trois années, toutefois 1998-99 et 2008-09 ont été très particulières dans le BA puisqu'accompagnées d'importantes crues. Les phases négatives de l'ENSO sont en général associées à une augmentation de la convection et donc des précipitations sur une grande partie du bassin. Cependant les images composites montrent également des SSTA positives dans SATL qui peuvent influencer le déplacement de la ZCIT. L'étude de Marengo et al. (2012) a en effet montré que les crues de ces années ont eu pour cause des excédents de précipitations liés à des événements LN et des SSTA positives de SATL qui engendrent une forte migration vers le sud de la ZCIT. Les auteurs notent par ailleurs que la précocité de la phase LN a eu une influence déterminante sur le démarrage prématuré de la saison des pluies et son allongement dans le nord et l'ouest du BA. Cette configuration océanique et climatique a ainsi entrainé la concomitance des débits fluviaux maximums et provoqué des inondations extraordinaires. Durant ces années, les flux d'humidité en provenance de NATL en direction de l'ouest du BA ont fortement augmenté. Une augmentation des flux d'humidité en provenance de NATL est effectivement observée dans ce sous-régime.

Michot, Véronique. Analyse spatiale et temporelle de la variabilité des régimes de précipitations dans le bassin amazonien - 2017

Eléments essentiels de la région Andes

-Les sous-régimes principalement déficitaires des Andes, semblent en partie associés à des phases EN, de type Central pour Cl1 et Central ou Est pour Cl3. Ce dernier sous-régime est également associé à des SSTA positives dans NATL qui favorise la migration précoce de la ZCIT vers le nord en fin de saison des pluies. Dans le cas de Cl1 aucune anomalie de flux ne montre une baisse de l'apport en humidité en revanche celle-ci est plus fortement exportée vers le sud de l'AMS. Les déficits de Cl3 sont plus clairement liés à une divergence des flux sur le nord-est et nord du BA et des flux de l'hémisphère sud principalement en direction du nord-est du Brésil.

-Les sous-régimes principalement excédentaires sont davantage associés à des phases LN. La phase est faible et mal définie dans le cas de Cl2, tandis qu'elle est Centrale dans le cas de Cl4. Des SSTA positives de SATL influencent également de façon importante les excédents de précipitations de Cl4. Les anomalies de flux ne permettent pas d'expliquer les excédents de Cl2 mais dans le cas de CL4 un renforcement des flux en provenance de NATL et des Caraïbes et une réduction des flux vers le sud sont cohérents avec l'augmentation des pluies.

-La différenciation des anomalies entre Andes du nord (Equateur) et du sud (Pérou) observée par différents auteurs, semble avoir tendance à se réduire lors des mois à fortes anomalies pluviométriques (Cl2 : décembre-mars ; Cl3 : octobre-décembre et février-mars ; Cl4 : janvier-février).

Michot, Véronique. Analyse spatiale et temporelle de la variabilité des régimes de précipitations dans le bassin amazonien - 2017

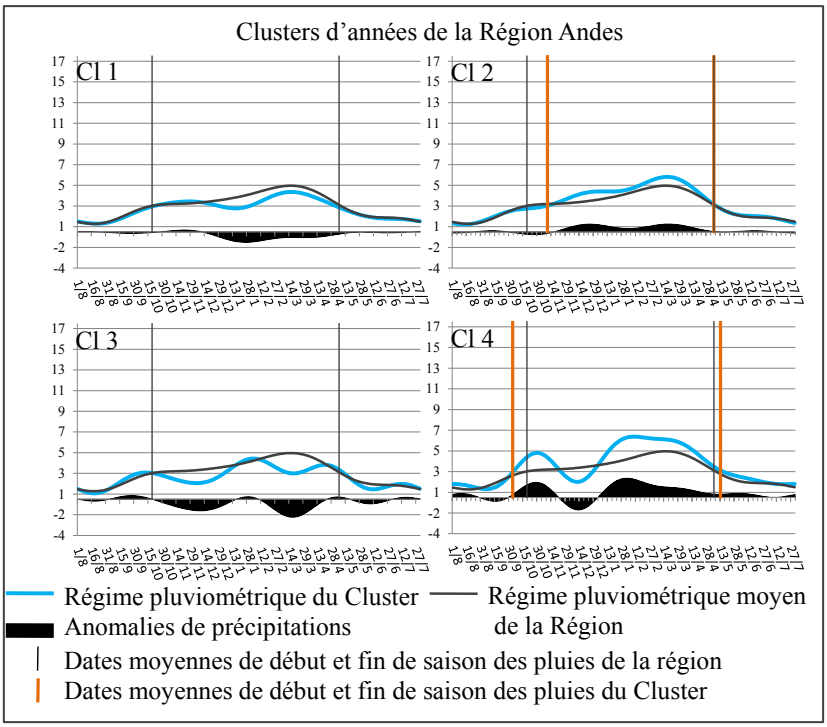


Figure 4. 31 Sous-régimes de précipitations et de la saison des pluies pour la Région Andes. Les graphiques sont les mêmes que ceux de la figure 3.11 ; leur présentation dans ce chapitre a pour but de faciliter la lecture.

Tableau 4. 7 Synthèse des phases océaniques Pacifiques associées aux clusters de la Région Andes. Le type Central ou Est des événements ENSO est basée sur les classifications proposées par Andreoli et al. (2016) et Tedeschi et al. (2016). L'intensité des événements est basée sur l'Oceanic Niño Index (ONI) du CPC-NCEP NOAA : anomalie faible [0,5 ; 0,9] ; anomalie modérée [1 ; 1,4] ; anomalie forte [1,5 ; 1,9] ; anomalie très forte ≥ 2.

Année	Cluster	Phase SST Pacifique
1981-82	1	neutre
1984-85	1	LN Est faible
1990-91	1	neutre
1994-95	1	EN Central faible
2001-02	1	neutre
2003-04	1	neutre
2009-10	1	EN Central modéré
1983-84	2	neutre
1988-89	2	LN Central fort
1993-94	2	neutre
1995-96	2	LN Est faible
1997-98	2	EN Est très fort
2005-06	2	neutre
2010-11	2	LN modéré
1986-87	3	EN Est/mixte modéré
1987-88	3	EN Central modéré
1989-90	3	neutre
1996-97	3	neutre
1998-99	4	LN Central modéré
2007-08	4	LN modéré
2008-09	4	neutre

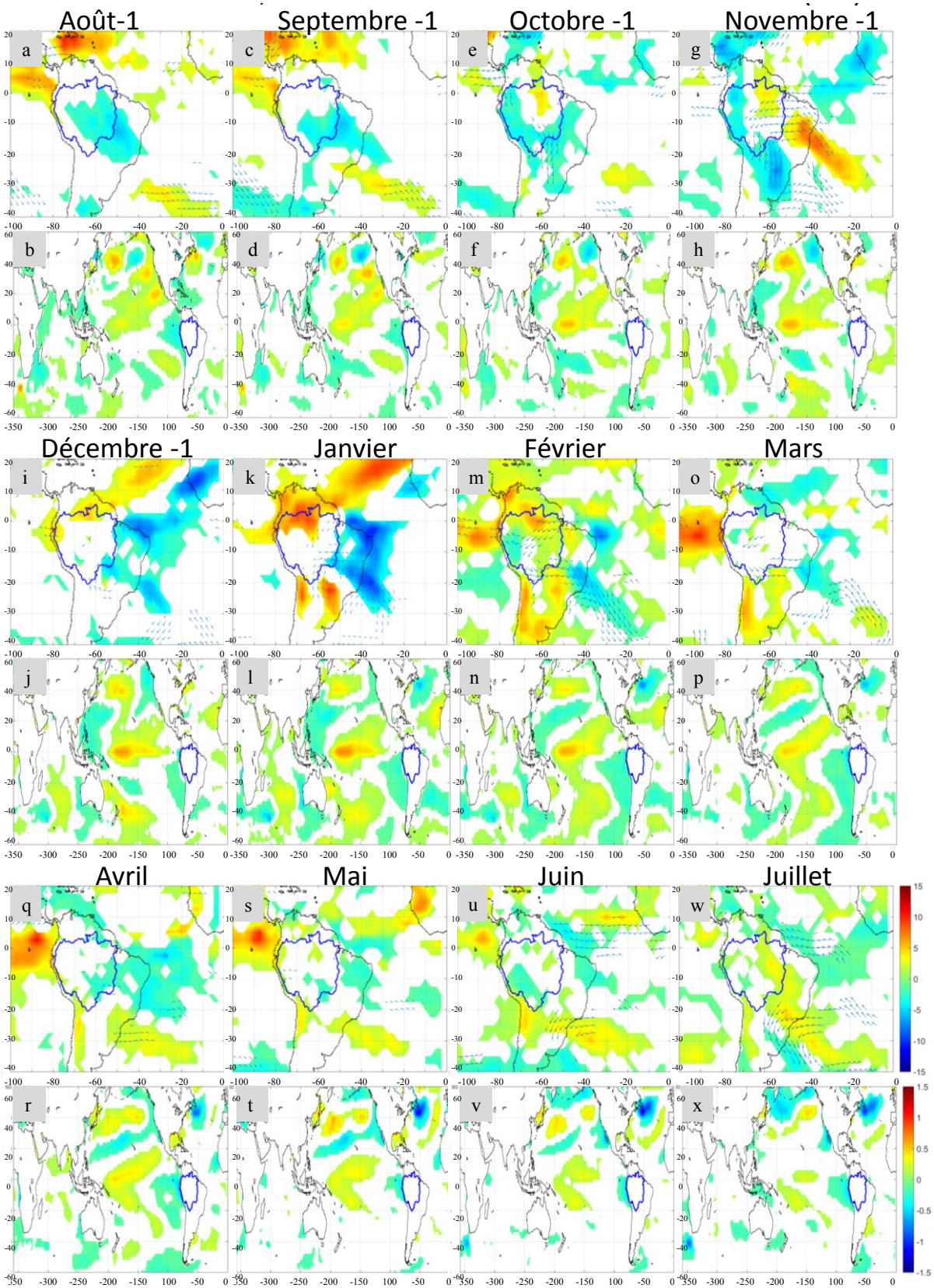


Figure 4. 32 Cartes composites des anomalies significatives mensuelles de août année-1 à juillet année 0 (de a à w) d'OLR (W/m²) et de flux d'humidité (vecteurs, en kg m−1 jour−1) pour l'Amérique du sud et de SST (en C) pour les planisphères (de b à x), pour le cluster 1 de la Région Andes. Les anomalies significatives sont supérieures à 2 σ pour l'OLR, à 20 kg m−1 jour−1 pour le flux d'humidité et à 2 σ pour les SST. Les anomalies sont calculées par rapport à la période 1981-2013.

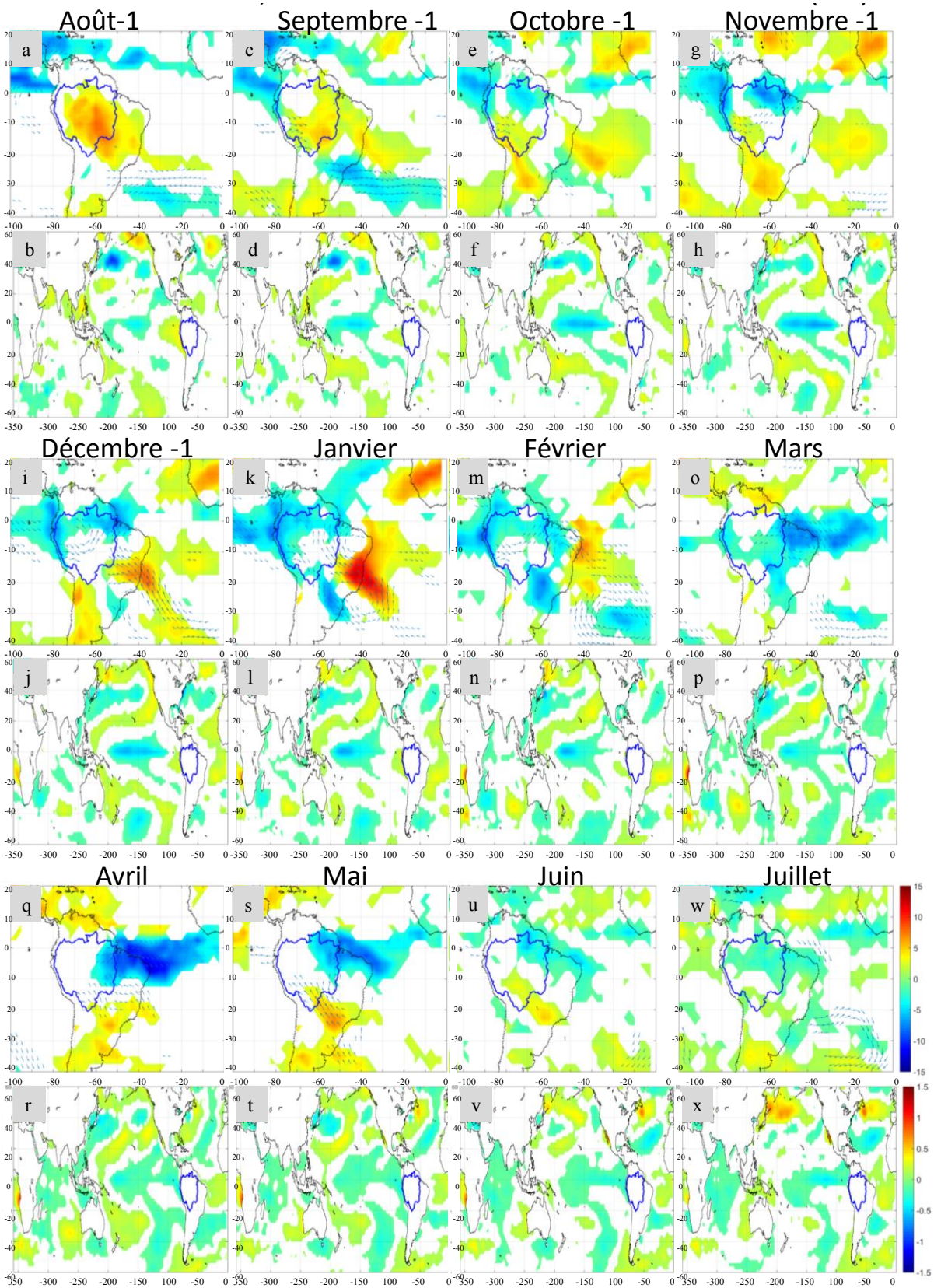


Figure 4. 33 Même légende que pour la Figure 4. 33 , pour le cluster 2 de la Région Andes.

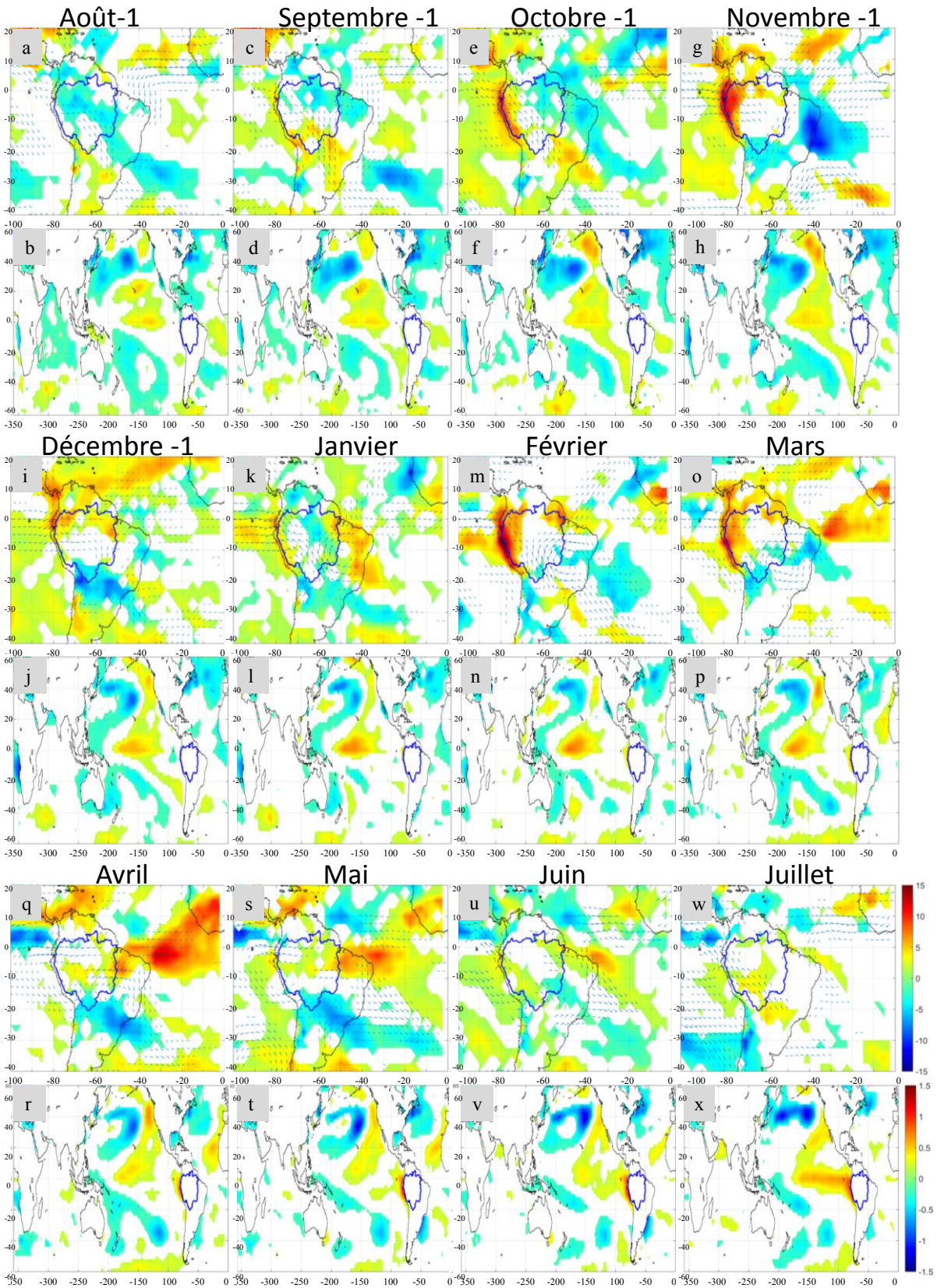


Figure 4. 34 Même légende que pour la Figure 4. 33 , pour le cluster 3 de la Région Andes.

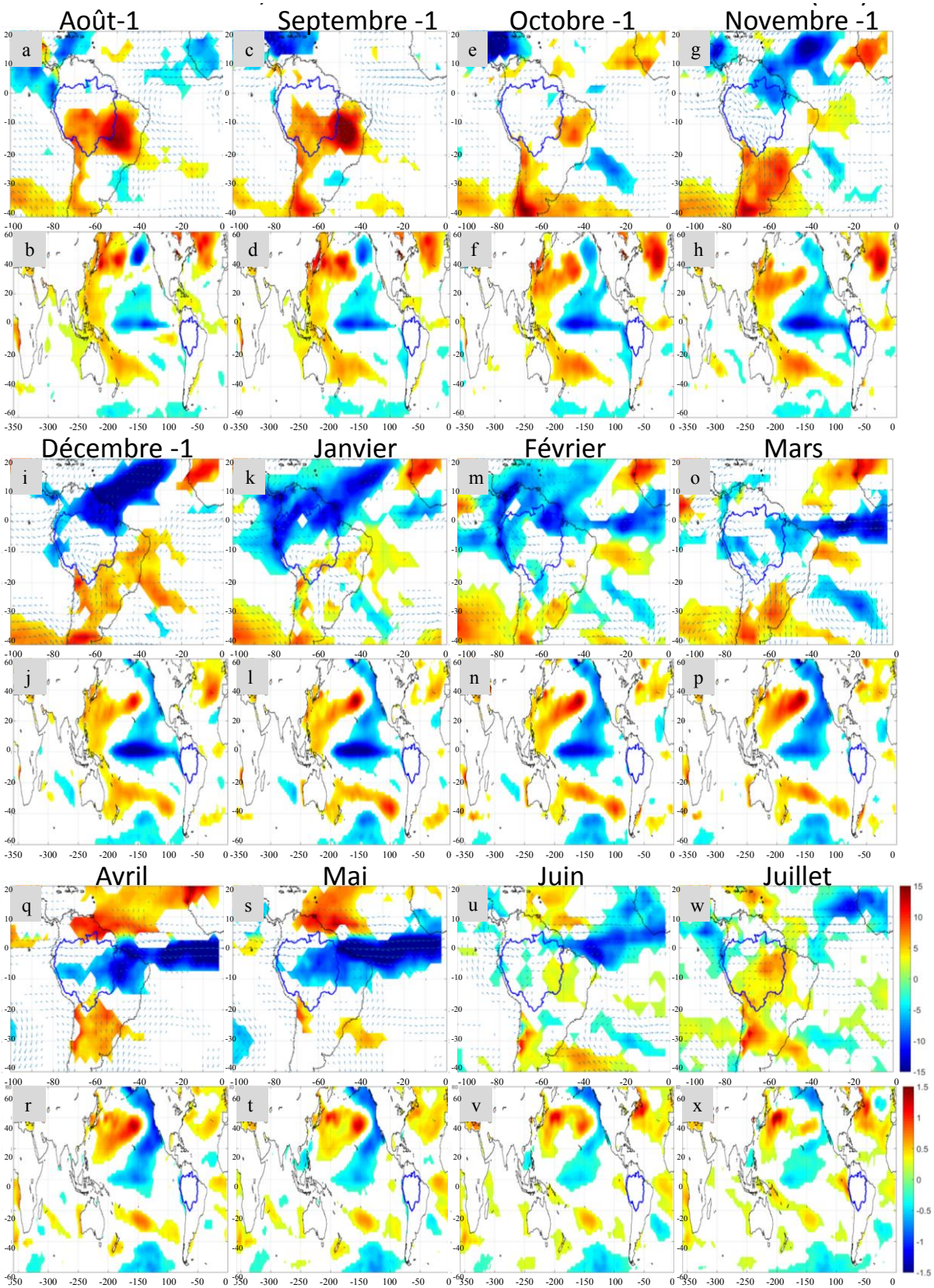


Figure 4. 35 Même légende que pour la Figure 4. 33 , pour le cluster 4 de la Région Andes.

4. Intercomparaison des sous-régimes régionaux

L'intercomparaison des conditions d'occurrence des différents sous-régimes dans les régions du Bassin amazonien (BA), vise à évaluer s'il existe des relations identiques entre les anomalies de précipitations, ou paramètres de la saison des pluies (dates et durées), et les anomalies de SST et de flux d'humidité, dans différentes régions.

Pour rappel, toutes les années associées à des événements océaniques, notamment ENSO, ne sont pas toujours présentes dans les sous-régimes car ces années ne sont pas représentatives des sous-régimes concernés ; en effet, les années aux anomalies exceptionnelles sont de fait écartées car elles ont un impact trop important sur les sous-régimes (voir chapitre 3 section 3.1).
Le tableau 4.1 offre une première vision très simplifiée des combinaisons de SSTA pacifiques et atlantiques significatives observées lors des sous-régimes décrits dans les différentes régions du BA.
De façon générale, les phases LN (La Niña) sont associées à un plus grand nombre de sous-régimes (9/19) et sur l'ensemble du bassin, mais avec un plus grand nombre de cas dans la moitié nord du BA et dans les Andes. Elles sont le plus souvent associées à des SSTA positives de SATL (Atlantique Sud Tropical) ou en association avec un dipôle NATL (Atlantique Nord Tropical) négatif et SATL positif. La phase El Niño (EN) quant à elle, est associée six fois sur dix-neuf aux sous-régimes définis, particulièrement, dans la moitié nord du BA. Un seul cas est observé dans le Sud-est (Cl2), mais la phase EN ne se manifeste qu'entre février et avril. Ces phases EN sont observées soit seules, soit associées à des SSTA dans SATL et/ou NATL. Seuls quelques sous-régimes ne sont associés qu'à des SSTA Atlantiques. Ils concernent les régions Nord-est, Ouest et sud.
Parmi l'ensemble des sous-régimes de précipitations, six, dont quatre dans les régions Sud-est et Sud, n'ont pas été associés à un signal océanique bien défini.

Michot, Véronique. Analyse spatiale et temporelle de la variabilité des régimes de précipitations dans le bassin amazonien - 2017

Tableau 4. 8 Synthèse des combinaisons de SSTA atlantiques et pacifiques observées pour les différents sous-régimes de précipitations dans le BA, en lien avec des SSTA. Les parenthèses identifient les sous-régimes de pluie pour lesquels les SSTA sont peu marquées ou dont la présence est difficile à mettre en lien avec les anomalies de pluies ou pour lesquels peu d'anomalies atmosphériques ont été observées malgré la présence de SSTA.

	Phase SST Atlantique							
Phase SSTA Pacifique	**Atlantique neutre**	**NATL négatif**	**SATL négatif**	**Atlantique équatorial et sud positif**	**NATL négatif + SATL négatif**	**NATL négatif + Atlantique équatorial et SATL positif**	**NATL positif + SATL positif**	**Atlantique équatorial positif+ dipôle SATL négatif et sub-SATL positif**
Neutre		(-Nord Cl2)						-Sud Cl1 -Ouest Cl1
El Niño	-Nord-Est Cl1 -Nord Cl1 -Rio Negro Cl3 -Andes Cl1		-Nord Cl3		(-Sud-est Cl2)		-Andes Cl3	
La Niña	(-Nord Cl4) -Rio Negro Cl2 -Andes Cl2			-Nord-est Cl4 -Sud-est Cl3 (-Sud Cl4) -Andes Cl4		-Nord-est Cl2 -Rio Negro Cl1		

Le tableau 4.8 montre donc que quatre groupes de sous-régimes de précipitations sont associés à des configurations de SSTA similaires : EN seul, LN seul, LN et SSTA positives dans l'Atlantique équatorial et sud, LN et SSTA négatives dans NATL et positives dans l'Atlantique équatorial et SATL. Les sous-régimes de chacun de ces groupes vont être comparés afin de voir a) si les anomalies de pluies associées sont similaires, b) quelles sont les années communes aux sous-régimes, c) s'ils sont associés aux mêmes types de phases ENSO et/ou si les anomalies de SSTA atlantiques ont une localisation similaire, d) si les SSTA sont spatialement et temporellement similaires et associées aux mêmes anomalies de flux d'humidité.

- *Sous-régimes régionaux et EN seul*

Dans le cas des phases EN seules, les sous-régimes associés (Nord-est Cl1, Nord Cl1, Rio Negro Cl3, Andes Cl1) sont caractérisés par une saison des pluies plus courte et/ou avec de forts déficits de précipitations (Figure 4. 36 a à c), à l'exception de Cl1 dans le Nord (Figure 4. 36 d).Tous les sous-régimes déficitaires dans le BA observés au cours de cette étude (Tableau 3. 3) ne sont pas présents dans cette catégorie EN seul, ce qui signifie qu'ils ne sont donc pas seulement liés à cette phase de l'ENSO.
Même si chacun des sous-régimes comporte individuellement plusieurs années EN, parmi les 3 à 4 années que le Nord, le Rio Negro et les Andes ont en commun, seule 1994-95 (Tableau 3. 1) est une année EN de type Central. Les autres années de ces sous-régimes sont de phase neutre, ce qui peut donc signifier que des conditions atmosphériques similaires entre des années EN et non EN existent et sont à l'origine d'anomalies comparables intra-régionalement.

Les événements EN associés aux sous-régimes du Nord-est et du Rio Negro ont une intensité faible à très forte (Tableau 4. 1 et Tableau 4. 5), ceux du Nord et des Andes sont faibles à modérés (Tableau 4. 4 et Tableau 4. 7).

Ces sous-régimes correspondent aux deux types de EN, mais les composites montrent que les déficits de pluie correspondent principalement au type EN-Est pour le Nord-est et le Rio Negro et au type EN-Central pour le Nord et les Andes. La Figure 4. 36 présente une synthèse schématique des conditions océaniques et atmosphériques pour ces régions.

La littérature montre en général que les phases EN ont tendance à provoquer une baisse des pluies dans le Nord et Nord-est du BA, en déplaçant la branche descendante de la cellule de Walker au-dessus du BA ce qui entraine de la subsidence dans ces régions (Hastenrath 1976; Kousky et al. 1984; Ropelewski et Halpert 1987, 1989; Kayano et al. 1988; Kiladis et Diaz 1989; Rao et Hada 1990). L'intensité des déficits de pluies varie cependant selon le type d'EN. Tedeschi et al (2016) et Andreoli et al. (2016) décrivent de plus forts déficits dans le cas des EN Est que Centraux. Les anomalies de pluies, en termes de quantité, sont cependant difficiles à établir dans ce travail en raison du nombre d'années différent entre les sous-régimes comparés. Les résultats obtenus ici montrent en revanche une différence de durée des anomalies de pluies et parfois du sens de l'anomalie en fonction du type d'EN. Toutefois, la période de l'année affectée par des anomalies de pluies apparaît également fortement liée à la période au cours de laquelle est présente la phase EN (avec un déphasage d'environ deux mois).
En effet, dans les cas d'EN Est la saison des pluies est entièrement déficitaire dans le Nord-est et au début et à la fin de la période plus pluvieuse dans le Rio Negro en raison de flux d'humidité divergents dans le nord de l'AMS, tandis que les flux en direction du sud de l'AMS se renforcent (Figure 4. 36 a et b). Les saisons des pluies sont ainsi plus courtes et principalement déficitaires comme le montre les graphiques des sous-régimes (Figure 4. 36 a et b). Dans les deux cas la phase EN est présente dès le mois d'août-1 et se maintient toute l'année.
Dans le cas des EN Centraux, les déficits de pluies dans les Andes surviennent durant le cœur de la saison des pluies, à cause de flux d'humidité divergents à l'ouest du BA et s'apparentent à ceux de Cl3 dans la région Rio Negro (Figure 4. 36 b). Dans le sud du BA, les flux sont en revanche déviés vers le sud-est du Brésil, ce qui correspond aux observations de Tedeschi et al. (2016) lors d'EN Centraux. La phase EN n'est dans ce cas, observée que d'octobre à mars.

A l'inverse, des excédents de pluies et un DSP précoce ont été détectés dans la région Nord, notamment en mai, à cause de l'augmentation de l'ascendance sur la région, dont témoignent les anomalies négatives d'OLR, et d'alizés de nord affaiblis, et donc, une migration précoce de la ZCIT vers le nord en mars-avril (Figure 4.36 d). Une phase EN apparaît, dans ce cas, de janvier à mars. La FSP est également excédentaire et est retardée, en lien avec une migration tardive de la ZCIT vers le sud et la reprise de la phase EN en août.

Michot, Véronique. Analyse spatiale et temporelle de la variabilité des régimes de précipitations dans le bassin amazonien - 2017

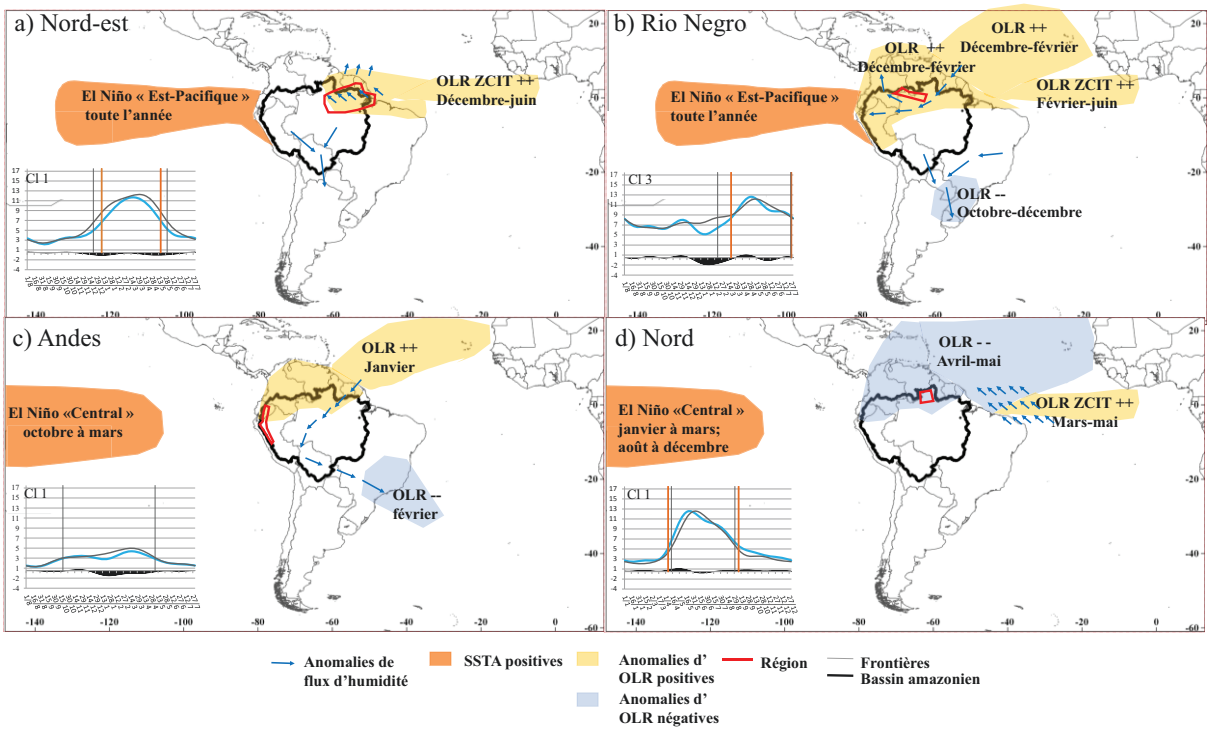


Figure 4. 36 Cartes de synthèse de la configuration océanique EN seul et des anomalies d'OLR et de flux d'humidité, associés aux régions Nord-est (a), Rio Negro (b), Andes (c) et Nord (d). Les graphiques en bas à gauche des cartes présentent les sous-régimes de précipitations associés à chaque situation.

- *Sous-régimes régionaux et LN seul*

Les sous-régimes associés aux phases LN (Nord Cl4, Rio Negro Cl2, Andes Cl2) sont majoritairement excédentaires. Les phases LN seules semblent impacter plutôt le nord, nord-ouest et l'ouest du BA.

Les saisons des pluies sont plus longues à cause d'une FSP tardive dans le cas de Cl4 dans le Nord et à cause d'un DSP précoce dans le cas de Cl2 dans le Rio Negro. La saison des pluies de Cl2 dans les Andes est à l'inverse plus courte à cause d'un DSP tardif.

Les régions Rio Negro et Andes possèdent 5 années en commun sur les 7 que comportent chacun des sous-régimes (Tableau 3. 1) dont 3 sont de phase LN (1988-89, 1995-96, 2010-11) ; dans le Nord, puisque l'année est comprise entre janvier et décembre, la comparaison avec les autres régions est complexe, mais les années 1996, 1998, 2007 et 2011 peuvent être considérées communes avec le Rio Negro ; cependant si la plupart des années comporte des mois de phases LN, les autres mois peuvent être de phase EN, comme en 1998. De même les années 1998, 2006, 2011 peuvent être considérées communes entre le Nord et les Andes. Finalement une seule année, 1995-96, de phase LN, est commune aux trois régions (Tableau 3. 1). Des conditions atmosphériques similaires entre des années LN et non LN seraient donc susceptibles d'être à l'origine d'anomalies similaires, comme dans les cas des phases EN.

Les composites font ressortir un type Central dans les sous-régimes des Andes et du Nord et un type principalement Est pour le Rio Negro. Cependant, les trois sous-régimes comportent à la fois des LN de type Est et Central faibles à modérés dans le Nord (Tableau 4.4) et faibles à

forts dans les Andes et le Rio Negro (Tableau 4. 5 et Tableau 4. 6), mais également des années encore non attribuées à un des deux types dans la littérature. Une des rares classifications du type d'événements LN, est proposée par Tedeschi et al. (2016) jusqu'en 1999. Les événements LN ont le plus souvent été associés à une augmentation des précipitations notamment dans le nord du BA (Marengo 1992; Poveda et Mesa 1997; Ronchail et al. 2002; Espinoza et al. 2009), en partie à cause du renforcement de la branche ascendante de Walker au-dessus du BA. Tedeschi et al. (2016) relèvent cependant une différence entre les LN de type Est ou Centraux. Les excédents de précipitations sont plus importants dans le nord du bassin dans le cas des LN Centraux en liaison avec plus de convergence et d'ascendance sur les régions équatoriales et sur le centre du BA. A l'inverse, l'augmentation des précipitations est plus restreinte lors des LN Est à cause de flux divergents et donc d'une subsidence sur les régions équatoriales.

Les SSTA et les conditions atmosphériques associées aux sous-régimes du Rio Negro et des Andes sont synthétisées dans la Figure 4. 37. Aucune anomalie atmosphérique significative ne coïncide cependant avec les anomalies de précipitations de Cl4 dans la région Nord qui n'est donc pas présentée.

Les phases LN des sous-régimes Cl2 dans le Rio Negro et dans les Andes sont de types différents mais ont en commun leur courte durée (Figure 4. 37 a et b). Comme dans le cas des phases EN Est et Centrales, les anomalies de pluies des deux sous-régimes associés au deux types de LN apparaissent deux mois après celles des SSTA pacifiques. En effet, dans la région des Andes la phase LN Est est présente d'octobre à février, et les excédents de pluies, avec un décalage d'environ deux mois, apparaissent de décembre à avril. Le DSP tardif ne semble toutefois pas en relation avec la phase LN, mais les excédents de précipitations dans la région durant la saison des pluies correspondent à ceux décrits par par Espinoza et al. (2013) dans le sud de la région et par Bookhagen et Streker (2010) dans les Andes à haute altitude, dans le cas des événements LN en général. La convergence sur les régions équatoriales décrite lors de cette phase de l'ENSO par Tedeschi et al. (2016) et l'augmentation du transport d'humidité depuis NATL et les Caraïbes (Bookhagen et Strecker 2010; Espinoza et al. 2013) ne sont cependant pas observés dans le cas présent. A la place, des anomalies de flux d'ouest ont été observées, ce qui paraît en désaccord avec les excédents de pluies de la région. De plus, la ZCIT atlantique n'est fortement active qu'à partir de mars, donc bien après le début des excédents de pluies. La convection augmente en revanche sur les Andes et la moitié nord du BA dès décembre et jusqu'à avril.

Dans le sous-régime Cl2 du Rio Negro, le type LN Est débute en hiver austral, en août-1, et se termine également durant l'été, en février. Des excès de précipitations apparaissent alors dès le mois d'octobre et le DSP survient précocement, tandis que les excès de pluies s'interrompent en mars-avril. Les anomalies de flux d'humidité présentent ici des caractéristiques des deux types LN, avec un affaiblissement du LLJ et une convergence sur le centre du BA associé à un type Central, tandis que la convergence vers le nord-est est associée à au type Est. La ZCIT atlantique influencée par le renforcement des alizés de nord-est, est très active dans ce sous-régime aussi, mais dès le mois de janvier. Une plus forte convection est également observée sur la moitié nord du BA et s'étire sur NATL de novembre à mai, donc durant la période d'anomalies de pluies. Des anomalies de flux d'ouest, similaires à ceux du sous-régime des

Michot, Véronique. Analyse spatiale et temporelle de la variabilité des régimes de précipitations dans le bassin amazonien - 2017

Andes, sont en revanche cohérentes avec le maintien de l'humidité dans le nord du BA et donc l'augmentation de la convection et des pluies dans la région Rio Negro.
La relation entre les anomalies de pluies du sous-régime du Rio Negro et celles des SST, semble donc plus manifeste que dans le cas du sous-régime des Andes.

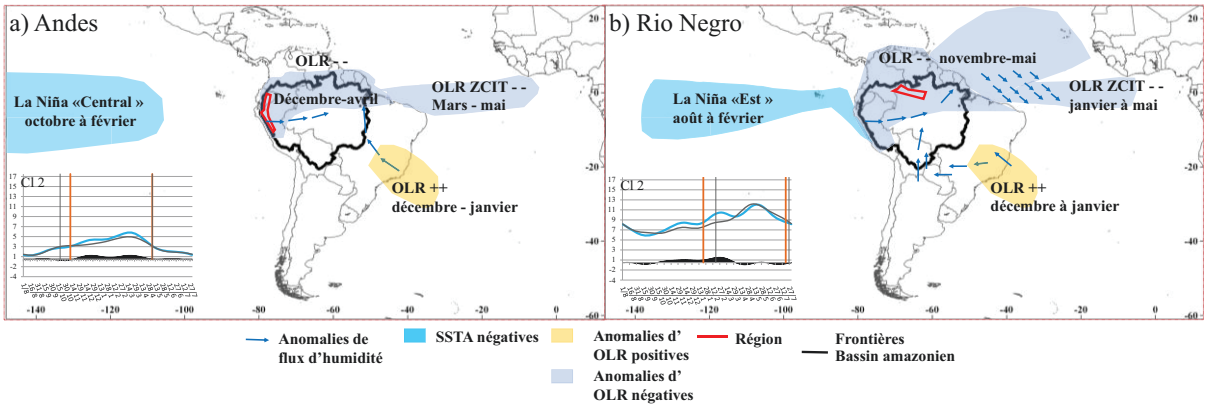


Figure 4. 37 Cartes de synthèse de la configuration océanique LN seul et des anomalies d'OLR, associés aux régions Andes (a) et Rio Negro (b). Les graphiques en bas à gauche des cartes présentent les sous-régimes de précipitations associés à chaque situation.

- *Sous-régimes régionaux et LN associé à des SSTA positives dans l'Atlantique équatorial et Sud*

La configuration océanique LN et SSTA positives dans SATL est associée à quatre sous-régimes de précipitations (Nord-est Cl4, Sud-est Cl3, Sud Cl4, Andes Cl4). Les anomalies de pluies dans le Nord-est, les Andes et le sud sont principalement positives avec un DSP précoce et une FSP tardive. Le cœur de la saison des pluies est cependant déficitaire dans les cas du Sud et des Andes. Le régime de Cl3 dans le Sud-est est excédentaire seulement au début de la saison des pluies et devient déficitaire durant le cœur et la fin de la saison, la FSP est alors précoce.
Une seule année est commune aux quatre sous-régimes, 1998-99, de phase LN Centrale modéré (Tableau 3. 1). Le Nord-est et le Sud-est ont le plus grand nombre d'années en commun, soit trois (1983-84, 1995-96, 1998-99, Tableau 3. 1), dont deux de phase LN Centrale et Est tandis que la troisième est neutre. Le Nord-est et les Andes ont deux années communes (1998-99, 2007-08), également LN, dont l'une est Centrale et l'autre année n'a pas encore été attribuée dans la littérature à un des deux types (Tedeschi et al. 2016). Le Sud-est et les Andes n'ont en commun que l'année 1998-99. Le Sud a également en commun l'année 1998-99 avec le Nord-est et le Sud-est les années 1998-99 et 2008-09 avec les Andes.

Une synthèse des SSTA et des variables atmosphériques liées à ces sous-régimes est présentée dans la Figure 4. 38. Les types de phases LN sont mélangés ou non classés, dans les sous-régimes du Sud-est, des Andes et du Nord-est, mais dans ce dernier cas le nombre d'années est plus important (7) et comporte plus de LN de type Central. Dans le Sud, Cl4 comporte une année de type LN Central et une année EN.

Les anomalies de précipitations de ces quatre sous-régimes sont modulées de façon différente par la configuration océanique LN et les SSTA positives dans l'Atlantique. Dans le Nord-est les excédents de pluies et le DSP précoce sont liés à LN tandis que les SSTA de l'Atlantique équatorial et SATL les intensifient en fin de saison et entrainent une FSP tardive (Figure 4. 38 a). La phase LN n'influence au contraire que peu de temps les excédents de pluies dans le Sud-est ; ceux-ci semblent annihilés par des SSTA positives dans l'Atlantique sub-équatorial qui entraînent des déficits (Figure 4. 38 b). De plus, des SSTA positives à l'est de l'Atlantique équatorial et SATL entrainent une FSP tardive. Les SSTA positives dans l'Atlantique équatorial et SATL semblent participer davantage aux excès de pluies et au DSP précoce et à la FSP tardive dans le Sud que la phase LN (Figure 4. 38 c). Dans les Andes, les excédents de pluies et le DSP prématuré sont cohérents avec la phase LN précoce. Ces excédents sont sans doute renforcés toute l'année par des SSTA positives dans l'Atlantique équatorial et SATL (Figure 4. 38 d). Ces SSTA atlantiques permettent le maintien des excédents de précipitations à la fin de la saison des pluies et une FSP tardive.

De façon plus détaillée, dans les cas du Nord-est, du Sud-est et des Andes, les phases LN se développent de façon prématurée, en août-1, ce qui semble favoriser le DSP précoce dans les Andes et le Nord-est ainsi que les excédents de pluies des trois sous-régimes (Figure 4. 38 a, b, d). Dans le Nord-est les anomalies d'ouest des flux d'humidité favorisent la convection sur la région, alors que les excédents de précipitations dans les Andes sont liés au renforcement des flux depuis les Caraïbes, NATL et à l'affaiblissement du transport de l'humidité vers le sud de l'AMS. Les excédents de pluies jusqu'en automne de ces deux régimes sont en lien avec une phase LN se maintenant jusqu'à mars pour le Nord-est et jusqu'à mai pour les Andes. Dans le Sud-est, le DSP est normal et les excédents de pluies qui durent peu de temps sont associés à des anomalies de circulation cycloniques des flux d'humidité (Figure 4. 38 b). Des déficits surviennent dès le mois de décembre, mais la phase LN ne s'affaiblit qu'en février.
Ces déficits sont alors dus à la présence de SSTA positives le long des côtes brésiliennes (entre 10 et 40°S) qui impactent l'activité de la ZCAS et à des anomalies de flux de sud-est qui témoignent d'une diminution du transport d'humidité vers la région Sud-est. La FSP précoce est sans doute liée à des SSTA positives à l'est de SATL à partir de mars, à cause de la déviation des flux d'humidité vers cette région océanique.
L'impact de la phase LN sur le régime Cl4 dans le Sud, est difficile à établir malgré la diminution caractéristique du transport de l'humidité vers le sud de l'AMS (Figure 4. 38 c). En effet celle-ci ne s'observe réellement qu'à partir de janvier, soit après le DSP précoce et les premières anomalies de pluies. Les SSTA atlantiques semblent alors avoir un rôle prépondérant dans les excédents de précipitations de ce sous-régime.
L'influence des SSTA positives de SATL est cependant différente dans les trois régions. Dans le Sud et les Andes, elles sont présentes presque toute l'année sur l'Atlantique équatorial et SATL, ce qui renforce la migration précoce de la ZCIT vers le sud, sa forte activité durant la saison des pluies et sa remontée tardive vers le nord. Dans le Nord-est ces SSTA, localisées à l'est de SATL ont un rôle plus restreint puisqu'elles n'apparaissent qu'à la fin de la saison, d'avril à juillet, mais favorisent alors la remontée tardive vers le nord de la ZCIT et donc un prolongement de la saison des pluies. A l'inverse, elles favorisent les déficits et la FSP tardive dans le Sud-est.

Michot, Véronique. Analyse spatiale et temporelle de la variabilité des régimes de précipitations dans le bassin amazonien - 2017

Au-delà des SSTA, ces quatre sous-régimes de précipitations ont également pour point commun, une intense activité de la ZCIT due au renforcement des alizés de nord. Ces anomalies ne sont cependant pas toujours favorables au BA lorsque ces derniers sont déviés vers l'est de SATL. Ces observations semblent donc confirmer l'impact du déplacement de la ZCIT sur la variabilité des précipitations dans le BA (Hastenrath et Heller 1977; Lamb 1978; Enfield 1996; Uvo et al. 1998 ; Seluchi et Marengo 2000 ; Fu et al. 2001).
De plus, la diminution du transport d'humidité vers le sud de l'AMS est caractéristique des phases LN et s'observe pour chacun des sous-régimes de précipitations.

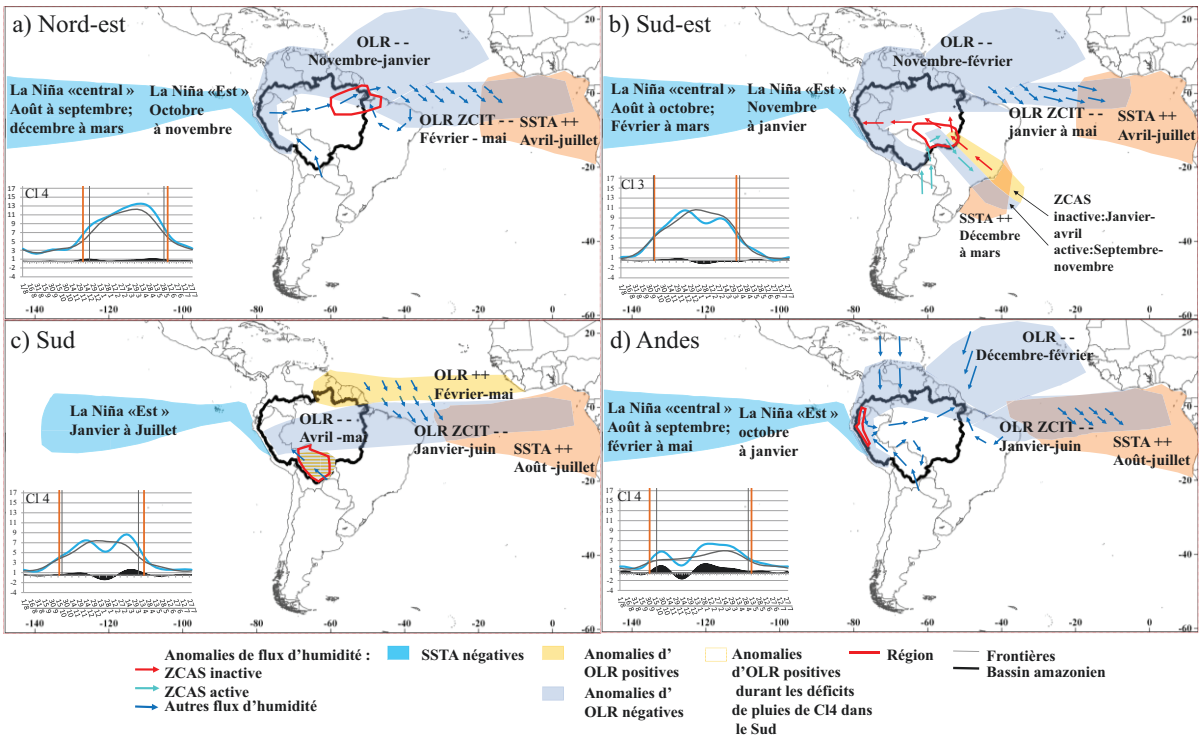


Figure 4. 38 Cartes de synthèse de la configuration océanique LN + SSTA positives dans SATL et des anomalies d'OLR, associés aux régions Nord-est (a), Sud-est (b), Sud (c) et Andes (d). Les graphiques en bas à gauche des cartes présentent les sous-régimes de précipitations associés à chaque situation.

- *Sous-régimes régionaux et LN associé à des SSTA négatives dans NATL et positives dans SATL et l'Atlantique Equatorial*

Deux sous-régimes de précipitations sont associés à une phase LN et un dipôle dans l'Atlantique et concernent surtout le nord du BA (Nord-est Cl3 ; Rio Negro Cl1). Leurs anomalies de précipitations alternent au cours de la saison des pluies. Les profils de Cl2 dans le Nord-est présentent des excédents en début et fin de saison, mais des déficits durant le cœur de la saison et la FSP est tardive. Le profil de Cl1 dans le Rio Negro est différent avec des déficits en début de saison s'accompagnant d'un DSP tardif, puis des excédents de pluies en fin de période plus pluvieuse.

Ces deux sous-régimes ont en commun une seule année, 1984-85 (Tableau 3. 1), de type LN Est. De plus, chacun comporte peu d'années, mais les phases de l'ENSO sont mélangées. Les composites montrent néanmoins la prédominance d'un LN de type Est et de faible magnitude dans les deux cas. Des SSTA négatives dans NATL et positives dans SATL sont également observées. Les SSTA positives s'étendent également à l'Atlantique équatorial dans le cas du Nord-est. La Figure 4. 39 synthétise ces configurations.

Les phases LN entrainent théoriquement une augmentation des précipitations dans ces deux régions, mais les anomalies atlantiques renforcent la migration de la ZCIT vers le sud et retardent sa remontée vers le nord. Le dipôle atlantique module donc à son tour les anomalies de pluies en provoquant des déficits durant le cœur de la saison des pluies, tout en favorisant une FSP tardive.
Contrairement aux situations décrites précédemment, la phase LN de Cl3 dans le Nord-est ne débute qu'au printemps austral, en octobre, et se prolonge jusqu'à mars-avril (Figure 4. 39 a). Les premières anomalies de précipitations sont cependant assez tardives par rapport au début de la phase LN, puisqu'elles n'apparaissent que mi-janvier et le DSP est normal. Un déphasage d'environ deux mois entre les anomalies océaniques et de pluies est à l'inverse cohérent avec la fin de la phase LN en mars-avril et l'arrêt des excédents de pluies en juin.
La phase LN de la région Rio Negro est plus décalée et n'apparaît réellement qu'à partir d'avril mais se maintient jusqu'à l'hiver austral suivant (Figure 4. 39 b).
La forte migration de la ZCIT liée à un renforcement des alizés de nord et un affaiblissement des alizés de sud en relation avec les SSTA de l'Atlantique (Figure 4. 39 a et b), est impliquée dans les anomalies de pluies des deux sous-régimes. Le dipôle est présent presque toute l'année dans le cas de la région Nord-est et participe plus particulièrement aux anomalies positives de fin de saison et à la FSP tardive, en retardant la remontée de la ZCIT vers l'hémisphère nord.
Dans le cas du Rio Negro les SSTA positives dans SATL se situent plus au sud et favorisent d'août à février, le déplacement vers le sud de la ZCIT. Les SSTA négatives de NATL perdurent en revanche jusqu'à l'automne austral. Les déficits de précipitations les plus importants dans ce sous-régime, de février à mai, sont donc sans doute liés à la position très au sud de la ZCIT à partir de janvier, à cause d'alizés de nord renforcés et des SSTA négatives de NATL qui retardent sa migration vers le nord. Les excédents de pluies de la fin de saison sont en revanche probablement liés aux conditions LN qui entrainent généralement de l'ascendance sur le nord du BA et un affaiblissement du transport de l'humidité vers le sud de l'AMS, donc un affaiblissement du LLJ comme le montre les flux sur la Figure 4. 39.

Michot, Véronique. Analyse spatiale et temporelle de la variabilité des régimes de précipitations dans le bassin amazonien - 2017

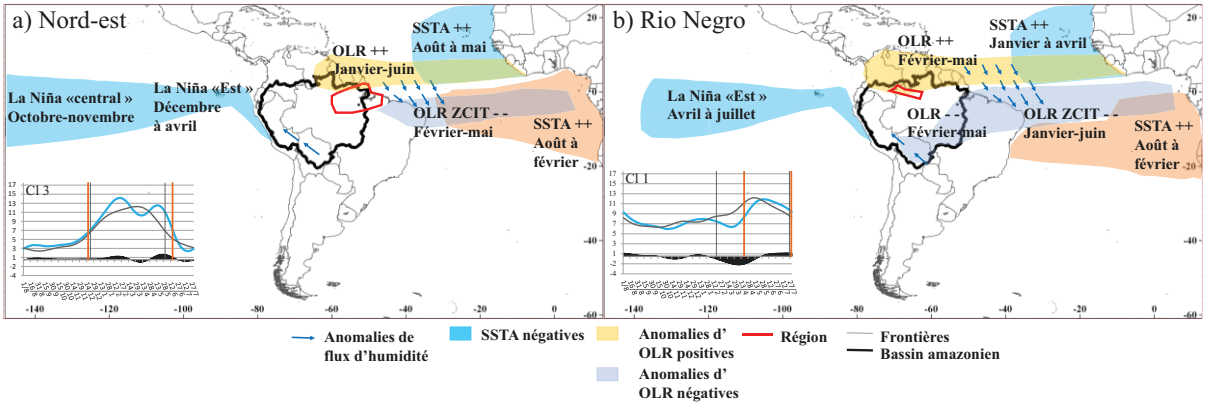


Figure 4. 39 Cartes de synthèse de la configuration océanique LN + SSTA positives dans SATL et des anomalies d'OLR, associés aux régions Nord-est (a) et Rio Negro (b). Les graphiques en bas à gauche des cartes présentent les sous-régimes de précipitations associés à chaque situation.

5. Conclusion

Dans le chapitre précédent, la typologie des sous-régimes de précipitions régionaux a permis d'identifier des périodes excédentaires ou déficitaires, ainsi que des décalages dans les dates de début et de fin de saison des pluies, ou période plus pluvieuse, par rapport au régime régional moyen. Différents auteurs ont mis en évidence l'impact des anomalies de températures de surface de l'océan sur les précipitations du bassin amazonien. Le signe de l'anomalie de SST, sa localisation, la combinaison de SSTA de différentes régions océaniques, la période au cours de laquelle elles surviennent sont des facteurs de la variabilité intra-annuelle, interannuelle, et régionale des précipitations. Ce chapitre visait alors à comprendre en partie l'origine des anomalies de précipitations et plus spécifiquement, de tenter d'établir quels sous-régimes sont en lien avec la variabilité des océans. En d'autres termes, quelles configurations océaniques dans l'espace et dans le temps modulent les sous régimes de pluies régionaux du bassin. A cette fin, les anomalies significatives des variables d'OLR, de flux d'humidité et de SST ont été mises en relation avec les anomalies de précipitations. Les points suivants ont été observés :

- En général, les anomalies d'OLR donc de nébulosité sont cohérentes avec les déficits ou excédents de précipitations. Elles correspondent donc, en cas de déficits ou d'excédents de pluies, à des situations de diminution ou de renforcement de la convection dans la région et/ou celles avoisinantes.

- Des anomalies significatives de la circulation des flux d'humidité et éventuellement leur divergence/convergence permettent d'expliquer les excédents ou déficits de pluie de la plupart des sous-régimes de précipitations. Dans certains cas toutefois, aucune anomalie de flux n'est observée, les conditions locales sont alors sans doute le facteur prédominant de la variabilité des pluies.

- La plupart des sous-régimes associés à des SSTA sont liés à celles du Pacifique, souvent en association à celles de l'Atlantique (Tableau 4.8). Ce travail confirme la relation entre la variabilité des océans Pacifique et Atlantique nord sur les précipitations du BA, mentionnée par plusieurs auteurs (Hastenrath et Heller 1977; Moura et Shukla 1981; Kousky et al. 1984; Ropelewski et Halpert 1987, 1989; Aceituno 1988; Marengo 1992; Nobre et Shukla 1996; Liebmann et Marengo 2001; Ronchail et al. 2002; Grimm 2003b; 2007; Espinoza et al. 2009; Tedeschi et al. 2016; Andreoli et al. 2016; Sulca et al. 2017, entre autres), mais montre également le rôle des SSTA de l'Atlantique sud. En effet celles-ci ont un impact sur la migration de la ZCIT et peuvent contribuer à augmenter les pluies dans le BA, ou bien à les réduire lorsque les flux d'humidité sont déviés vers l'est de la ZCIT atlantique. Elles peuvent également être en lien avec un affaiblissement de l'anticyclone de l'Atlantique sud quand elles sont situées dans sub-SATL, et avec un affaiblissement de la ZCAS ; des déficits de pluies apparaissent alors dans le Sud-est du Brésil et du BA, ce qui correspond aux observations de Doyle et Barros (2002).

- Le lien entre les sous-régimes de pluies et les SSTA pacifiques et/ou atlantiques concernent davantage les régions du Nord-est, Nord, Rio Negro, Ouest et Andes (Tableau 4.8). Dans le sud-est les anomalies de précipitations semblent plus en relation avec les SSTA de l'Atlantique nord et sud, malgré parfois l'influence d'une phase EN. La relation entre les SSTA observées et les anomalies de pluies dans la région Sud sont difficiles à établir.

- La temporalité des anomalies de pluies est souvent liée à celles des événements océaniques. Lorsque les sous-régimes de pluies sont associés à des SSTA, la date de début et/ou de fin des anomalies pacifiques ou atlantiques semblent conditionner en partie les dates des anomalies de précipitations dans la plupart des cas.

- Dans les régions dont les sous-régimes sont associés aux mêmes configurations océaniques, les anomalies de pluies sont similaires dans les cas d'EN ou LN seuls, que les SSTA soient au centre ou à l'est du Pacifique (Figure 4. 36 et Figure 4. 37). Les pluies sont alors principalement déficitaires lors des EN et excédentaires lors des LN. En revanche, lorsque la phase LN est associée à des SSTA atlantiques le type d'anomalie de pluies varie (Figure 4. 38 et Figure 4. 39).

- L'impact des événements ENSO de type Est ou Central proposés par différents auteurs est souvent difficile à différencier du point de vue des sous-régimes présentés dans ce travail. En effet ceux-ci sont souvent associés à un même sous-régime.

- L'activité et la migration de la ZCIT Atlantique apparaît comme un des facteurs prépondérant de la variabilité des précipitations et des dates de DSP et FSP, dans les régions Nord-est, Nord, Rio Negro et Ouest. En effet, des anomalies de convection dans la ZCIT, liées à des anomalies de flux d'humidité et souvent de SST atlantiques et/ou

Michot, Véronique. Analyse spatiale et temporelle de la variabilité des régimes de précipitations dans le bassin amazonien - 2017

pacifiques, sont presque toujours associées à un décalage des dates de la saison des pluies/période plus pluvieuse. Bien que Wang et Fu (2007) suggèrent que l'activité et la position de la ZCIT atlantique soit elle-même influencée par la convection amazonienne, les observations de ce chapitre semblent confirmer que la variabilité de la ZCIT elle-même influence les précipitations (Hastenrath et Heller 1977; Lamb 1978; Enfield 1996; Uvo et al. 1998 ; Seluchi et Marengo 2000 ; Fu et al. 2001). Dans le Sud-est, qui est plus affecté par la présence ou l'absence de la ZCAS, le Sud et les Andes, la relation avec la ZCIT est moins importante et moins directe.

L'utilisation de variables complémentaires comme les mouvements verticaux dans l'atmosphère, des calculs de divergence/convergence, pourrait permettre de compléter l'interprétation du rôle des SSTA sur la convection et les anomalies de flux d'humidité. De plus, les conditions de la saison sèche précédente sont de plus en plus pointées comme des facteurs influençant directement les mécanismes de transition vers la saison humide, et donc le décalage du DSP (Yin et al. 2014). Au-delà des indicateurs océano-atmosphériques utilisés dans cette étude il serait alors nécessaire de tenir compte par exemple de l'humidité des sols, de l'énergie potentielle convective disponible (CAPE) et de l'énergie de l'inhibition de la convection (CIN) à cause de l'augmentation de l'effet de serre et de la position du LLJ au court de l'année (Fu et al. 2013; Yin et al. 2014). Plusieurs études montrent également que les aérosols biochimiques issus des incendies durant la saison sèche participent de façon importante au budget énergétique de la troposphère. Ces aérosols pourraient être transportés par les vents dominants vers le sud du BA et de l'AMS et interagir avec les systèmes frontaux en agissant comme un forçage radiatif (Artaxo et al. 1990; Silva Dias et al. 2002; Freitas et al. 2005).

Michot, Véronique. Analyse spatiale et temporelle de la variabilité des régimes de précipitations dans le bassin amazonien - 2017

Michot, Véronique. Analyse spatiale et temporelle de la variabilité des régimes de précipitations dans le bassin amazonien - 2017

CHAPITRE 5 : Limites et potentialités de TRMM 3B42 version 7 pour restituer les sous-régimes régionaux de précipitations

1. Introduction

Cette dernière partie a pour objectif d'évaluer la qualité de données estimées par satellite afin d'apprécier leur usage dans une analyse climatique comme celle réalisée dans les chapitres précédents. En effet, les données observées renseignent de façon très ponctuelle sur les événements pluviométriques et, du fait de leur répartition spatiale très hétérogène, les réseaux au sol ne permettent d'obtenir qu'une part de l'information sur les précipitations du bassin amazonien. La télédétection, particulièrement celle issue de capteurs embarqués sur des plateformes satellitaires, comme le produit Tropical Rainfall Measuring Mission 3B42 version 7 (TRMM 3B42 V7), permet désormais de fournir une information plus exhaustive spatialement et temporellement. Une information spatiale plus dense permettrait alors de préciser les limites des régions climatiques homogènes et celles de transition. Par ailleurs, afin d'identifier les sous-régimes de pluie, il a été nécessaire d'aborder l'analyse climatique par une approche régionale. L'information liée à un sous-régime est donc restreinte à une région, or, les données de télédétection permettent d'observer la dynamique climatique se déroulant en parallèle dans le reste du bassin. Toutefois, l'usage de ces données dans la présente étude est limité par leur faible profondeur temporelle. TRMM 4B42 V7 ne fournit des données quotidiennes qu'à partir de 1998. Puisqu'elles proviennent de mesures indirectes, les estimations peuvent contenir des erreurs. Les sous-régimes de pluie peuvent cependant aider à préciser la qualité des données de TRMM 3B42 V7 (par la suite 3B42) en complétant les analyses statistiques habituelles.
Les erreurs des produits d'estimation semblent dépendre du contexte géographique, de la calibration des capteurs, des algorithmes (Roca et al. 2010; Delahaye 2013). Le produit TRMM 3B42 V7 destiné à l'étude des pluies de la ceinture tropicale présente généralement de très bonnes performances, voire les meilleures, lors d'inter-comparaisons avec d'autres produits satellitaires (Thiemig et al. 2012; Delahaye 2013; Salio et al. 2015). La septième version de TRMM 3B42, c'est-à-dire la plus récente, est utilisée dans la suite de ce travail (Huffman et Bolvin 2015). Ce produit d'estimation a été évalué dans certaines régions de l'Amazonie ou dans d'autres régions tropicales ; en revanche, il existe encore peu de références sur la qualité de la version 7, particulièrement sur l'ensemble du BA. Sa capacité à reproduire les

Michot, Véronique. Analyse spatiale et temporelle de la variabilité des régimes de précipitations dans le bassin amazonien - 2017

précipitations dans le bassin sera donc évaluée grâce à une approche statistique de la variabilité temporelle et spatiale de la qualité des estimations. Dans les régions les plus propices à l'usage des données 3B42, déterminées au cours de ce chapitre, la capacité de TRMM 3B42 à reproduire les sous-régimes de pluie pourra ainsi être analysée, grâce à une comparaison avec les pluviomètres sur des années communes dans les sous-régimes.

Michot, Véronique. Analyse spatiale et temporelle de la variabilité des régimes de précipitations dans le bassin amazonien - 2017

2. Principe général de l'estimation des précipitations par satellite et description du produit TRMM 3B42 V7

La radiométrie consiste à mesurer la part de rayonnement solaire renvoyé par un corps ou son émission propre grâce à des capteurs le plus souvent embarqués sur des satellites. Les instruments ainsi que les données acquises par satellite sont gérés dans le cadre de missions pilotées par des agences spatiales nationales et internationales telles que la NOAA ou l'ESA (European Space Agency) qui fournissent ensuite des produits d'estimation des précipitations.
L'estimation des précipitations par radiométrie est obtenue grâce à la mesure de la luminance (L) et de la température de brillance des nuages. En effet chaque type de nuage a un comportement propre dans le domaine spectral, ce qui permet d'en opérer une discrimination et une classification (voir les classifications de l'International Satellite Cloud Climatology Project, ISCCP). L'estimation des précipitations par télédétection est donc généralement basée sur la réponse dans le domaine de l'Infrarouge (IR) et des Micro-ondes passives (MOP). Les algorithmes multicanaux (IR + MO) ont de meilleurs résultats que ceux qui sont monocanaux (Delahaye 2013). Le satellite Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) est issu de la mission conjointe du même nom, entre la NASA (National Aeronautics and Space Administration) et la JAXA (Japan Aerospace Exploration). En service de 1997 jusqu'à 2015, il fut particulièrement destiné à l'estimation des précipitations de la zone intertropicale grâce aux mesures de capteurs passifs, le Visible and Infrared Scanner (VIRS) couvrant les domaines spectraux du visible et de l'infrarouge (de 0.63 à 12 micromètres), ainsi que le TRMM Microwave Imager (TMI), un radiomètre MOP, (canaux 10,7; 19,4; 21,3; 37 ; 85,5 Ghz). C'est également la première plateforme satellitaire météorologique à embarquer un radar, le Precipitation Radar (PR) qui permet d'obtenir des images 3D de la structure interne des orages. Il embarque également le Lightening Imaging Sensor (LIS) ainsi que le Clouds and the Earth's Radiant Energy System (CERES, cependant inopérant depuis 2000).
Les mesures issues du TRMM ont été intégrées à différents produits d'estimations comme TRMM 3B42 (3B42 dans la suite de ce travail), PERSIANN (Precipitation Estimation from Remotely Sensed Information using Artificial Neural Network) ou CMORPH (CPC Morphing Technique). Néanmoins, la profondeur temporelle de 3B42 est plus importante que celle de CMORPH et génère de meilleures estimations de précipitations que PERSIANN notamment dans les régions montagneuses (Zulkafli et al. 2014). 3B42 est généré grâce à l'algorithme TRMM Multisatellite Precipitation Analysis (TMPA) développé par la NASA Goddard Space Flight Center (Huffman et al. 2007; Huffman et Bolvin 2015). Il en résulte un produit en point de grille de résolution horizontale 0.25°x0.25° (25km x 25km) et de résolution temporelle quotidienne. Contrairement au produit TRMM 3B42 Real Time, il intègre des données au sol qui améliorent la qualité des estimations (S. Chen et al. 2013; Cai et al. 2015; Guo et Liu 2016). Malgré cela les travaux de Delahaye (2013) en Amazonie Légale brésilienne, ont montré que les produits satellitaires comportent des erreurs d'estimations qualitatives (détection ou non des événements pluvieux) et quantitatives des précipitations. Il est connu que ces erreurs sont en partie expliquées par le fait que les capteurs embarqués sur les satellites ont une capacité plus limitée de détection des nuages moins convectifs et plus chauds (Salio et al. 2015). La

température de brillance au sommet des nuages, mesurée par les capteurs infrarouges embarqués par les satellites utilisés pour 3B42, influe particulièrement sur l'algorithme TMPA (Zulkafli et al. 2014). Les nuages chauds et ne contenant pas de glace sont ainsi mal détectés par TMPA car le seuil de température de brillance retenu pour discriminer les nuages précipitants est trop bas (Dinku et al. 2010).
La validation de 3B42 procèdera en deux étapes. La première consistera à évaluer la performance de 3B42 à reconstituer les précipitations quotidiennes à l'échelle de l'ensemble du BA. Dans un second temps, sa capacité à reproduire pour chaque région les rythmes annuels de précipitations, c'est-à-dire en évaluant les erreurs d'estimations pour chaque mois, sera vérifiée. Ce produit sera comparé aux données de la BDD de pluviomètres soumises au contrôle de qualité mais non reconstruites afin de mesurer leurs différences.

3. Méthodologie d'inter-comparaison

La validation des produits d'estimation peut-être réalisée de deux façons. La première consiste en une comparaison directe entre les estimations et les observations, la seconde est indirecte car elle compare les résultats de modèles hydrologiques ou de végétation avec les estimations de précipitations (Getirana et al. 2011; Lavado Casimiro et al. 2009; Cai et al. 2015). Dans ce travail, la BDD de pluviomètres est utilisée comme référence pour l'intercomparaison avec les estimations de 3B42, la validation est donc directe.
La comparaison est basée sur une approche point à pixel (point-to-pixel en anglais), c'est-à-dire que la comparaison est effectuée entre la station pluviométrique et le pixel 3B42 le plus proche de la station. Ceci a pour but de prendre en compte la différence de résolution spatiale entre les deux produits et de mieux capter les événements forts (Thiemig et al. 2012) et les événements pluvieux de nuages chauds moins bien détectés par 3B42 (Liu et Zipser 2009).

Les erreurs d'estimation des précipitations peuvent être quantitatives, et posent la question suivante : la quantité de précipitation estimée est-elle proche de celle observée ? Elles peuvent aussi être qualitatives ; dans ce cas, les occurrences d'évènements pluvieux estimés correspondent-ils aux occurrences d'événements pluvieux observés ?
La détection de ces erreurs est ici réalisée grâce à des statistiques quantitatives : la moyenne quotidienne, la Root Mean Square Error relative (RMSE, équation 2), le biais (équation 3), la moyenne mensuelle ; et des statistiques qualitatives : la probabilité de détection (POD pour Probability Of Detection, équation 4), le ratio des fausses alarmes (FAR pour False Alarm Ratio, équation 5) :

$$Relative\ RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{N}(Po,i-Pe,i)^2}{n}}/\overline{Po} \quad (2) \qquad Bias = 100\frac{\sum_{i=1}^{N}(Pe,i-Po,i)}{\sum_{i=1}^{N}Po,i} \quad (3)$$

$$POD = \frac{H}{H+M} \quad (4) \qquad FAR = \frac{F}{H+F} \quad (5)$$

Où Pe est l'estimation et Po l'observation ; H est un événement pluvieux observé par le pluviomètre et détecté par 3B42; M est un événement pluvieux observé par le

Michot, Véronique. Analyse spatiale et temporelle de la variabilité des régimes de précipitations dans le bassin amazonien - 2017

pluviomètre mais non détecté par 3B42; F est un événement pluvieux détecté par 3B42 mais non observé par le pluviomètre.
Le biais permet de quantifier, en pourcentage, la sur ou sous-estimation des précipitations par 3B42. La RMSE quantifie, en millimètre (mm), l'erreur moyenne de la sur ou sous-estimation de 3B42. Dans ce travail la RMSE a été relativisée par la moyenne quotidienne des observations (équation 2, $\overline{Po}$) afin de tenir compte des différences de pluviométrie entre les stations. En d'autres termes l'importance de l'erreur sera relative à la pluviométrie de la station afin que l'erreur n'apparaisse pas moins (plus) importante dans les stations peu (très) pluvieuses. La POD indique la part des événements pluvieux correctement détectés par 3B42. L'indice POD est compris entre 1 (détection de tous les événements observés) et 0 (aucune détection). Le FAR indique la part des événements détectés par 3B42 mais ne correspondant pas à des événements observés. L'indice est compris entre 1 (aucun des événements détectés n'a été observé) et 0 (tous les événements détectés sont observés). Le seuil pour déterminer l'occurrence d'un événement pluvieux est ici fixé à 0,1mm afin de s'affranchir de la différence de résolution de mesure entre les deux jeux de données. En effet, les données issues des pluviomètres ont une résolution de une décimale alors que 3B42 en comporte plusieurs. Il est donc nécessaire d'en tenir compte afin de ne pas biaiser le FAR.

4. Distribution spatiale des erreurs quotidiennes d'estimation par 3b42 dans l'ensemble du BA

Le produit 3B42 restitue correctement la distribution spatiale de la moyenne quotidienne des précipitations (Figure 5. 1 a et b). En effet, 3B42 parvient à répliquer le gradient de précipitation des régions équatoriales les plus pluvieuses vers les régions tropicales un peu moins pluvieuses, ce qui confirme les résultats obtenus par Boers et al. (2015) pour le produit 3B42 version 7 en période humide. Les plus faibles valeurs de précipitations ont lieu comme attendu dans les régions montagneuses andines. Toutefois, malgré cette distribution correcte, les valeurs de 3B42 sont un peu sous-estimées dans la plaine amazonienne. Les résultats sont plus contrastés dans les montagnes andines, 3B42 tend en effet à surestimer un peu les précipitations dans les Andes équatoriennes alors qu'il les sous-estime dans les Andes boliviennes et est relativement correct dans les Andes péruviennes. Ces résultats sont cohérents avec ceux de (Salio et al. 2015) dont les travaux portaient sur l'Amazonie brésilienne et bolivienne entre 2008 et 2010. Ils correspondent aussi aux résultats de Thiemig et al. (2012) qui trouvaient en Afrique une sous-estimation de 3B42 (version 6) dans des bassins versants secs ou humides et des résultats plus divers dans les bassins versants montagneux.

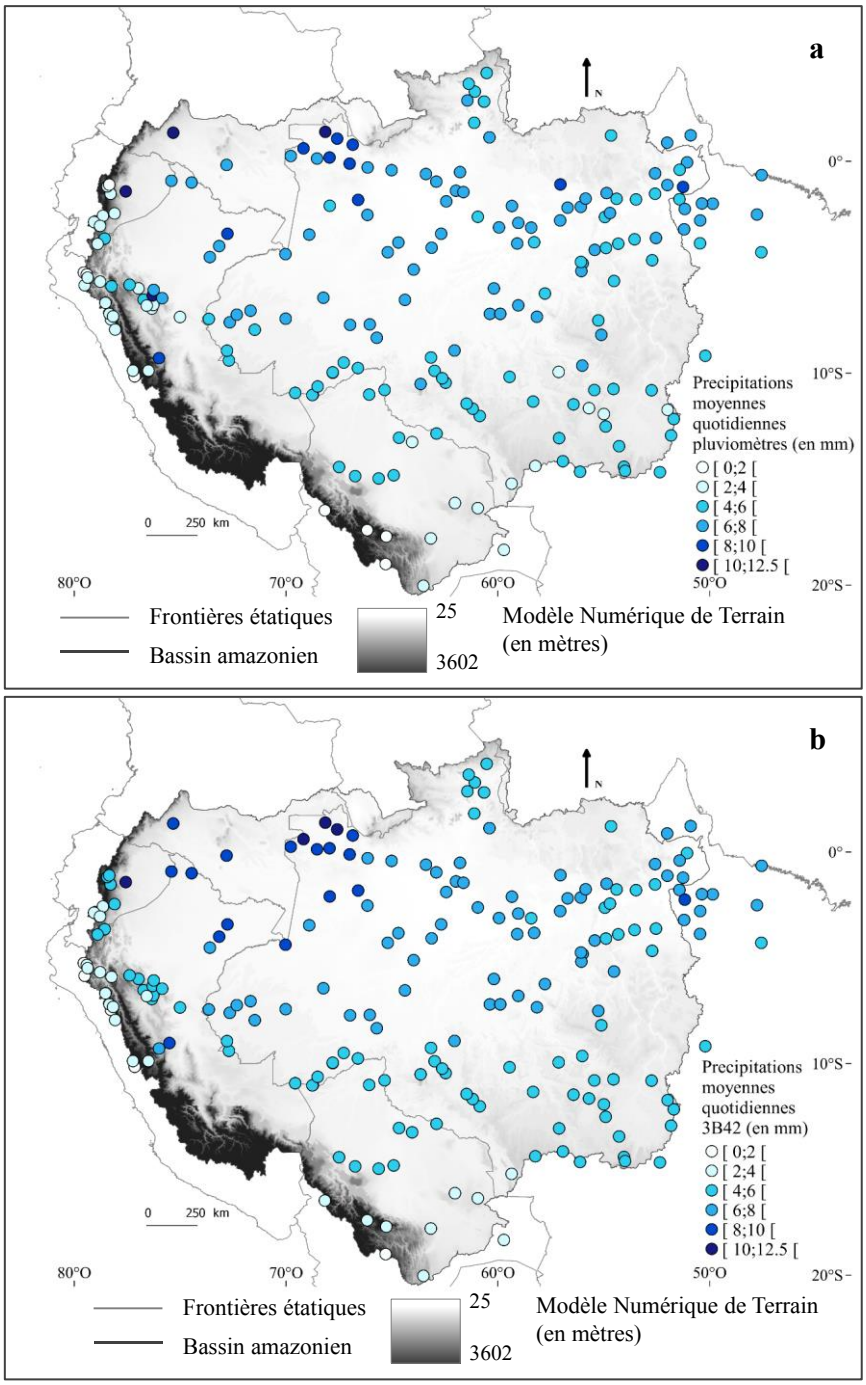


Figure 5. 1 Distribution spatiale de la moyenne quotidienne de précipitations a) par station pluviométrique b) du pixel 3B42 le plus proche de la station pluviométrique. Les deux moyennes sont exprimées en mm.

Cette différence entre la plaine amazonienne et les régions montagneuses ainsi qu'un contraste parfois fort au sein même des Andes est également notable pour les autres indicateurs statistiques. Ces disparités sont les plus marquées pour le biais (Figure 5. 2). En effet, les biais les plus forts de surestimation (positifs) ou sous-estimation (négatifs) sont majoritairement présents dans les Andes, la plaine amazonienne présentant un moins grand nombre de cas de forte sur ou sous-estimations des précipitations par 3B42. Au sein des Andes des distinctions régionales sont à nouveau observables. Les pluies sont ainsi surestimées dans les Andes

équatoriennes et boliviennes tandis qu'elles sont sous-estimées dans les Andes péruviennes. Ces différences intra-andines sont aussi observées par Zukalfi et al. (2014).
Dans la plaine, la distribution des biais est très hétérogène, mais une concentration un peu plus importante de biais négatifs, donc de sous-estimations par 3B42, le long du cours de l'Amazone peut être en rapport avec des effets de brise le long du fleuve (Silva Dias et al. 2004; Machado et al. 2014).
Une hétérogénéité des valeurs du biais en Amazonie brésilienne et bolivienne est également présente dans les travaux de Salio et al. (2015), et les valeurs de biais de la Figure 5. 2 sont aussi du même ordre de grandeur que dans les travaux de Turko (2014). Les valeurs de surestimations ont une étendue beaucoup plus importante que les valeurs de sous-estimations puisque les biais positifs peuvent atteindre 160,5% contre -45,3% pour les biais négatifs. Ces disparités de distribution spatiale du biais à travers le bassin pourraient être en partie expliquées par les différences d'organisation de la convection en fonction de la latitude, de la proximité de l'océan, de l'occupation du sol (Durieux 2002; Delahaye 2013; Machado et al. 2014).

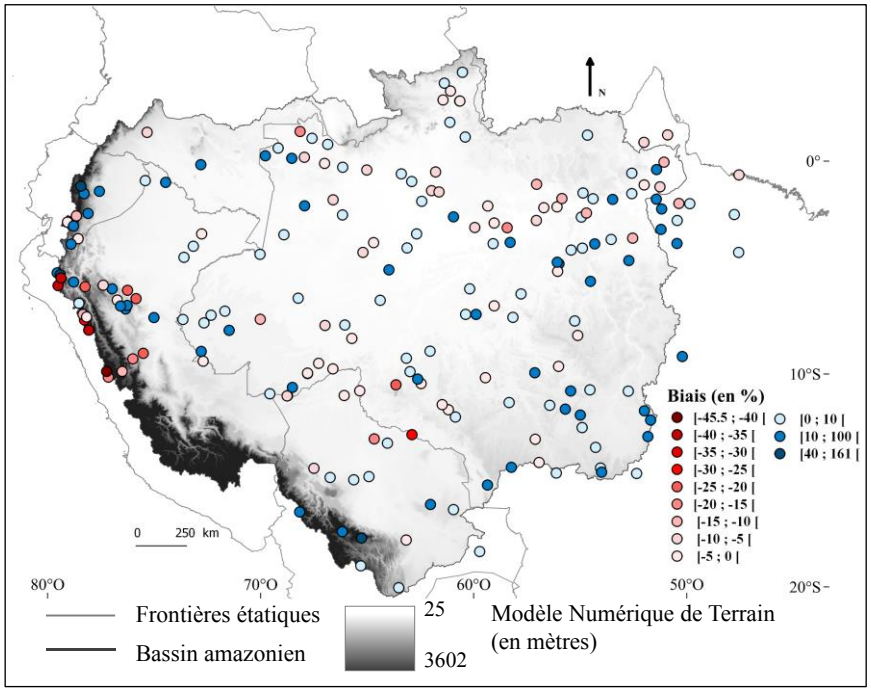


Figure 5. 2 Distribution spatiale du biais en pourcentage de 3B42, au pas de temps quotidien. Biais calculé entre les valeurs estimées et observées, de 1998 à 2013.

Les erreurs moyennes quotidiennes de sur ou sous-estimation exprimées par la RMSE relative (Figure 5. 3) sont relativement homogènes dans la plaine amazonienne et généralement comprises entre 1 et 3 mm. Les valeurs de RMSE relative élevées correspondent d'avantage aux forts biais positifs, notamment dans les Andes équatoriennes et boliviennes; ce constat est concordant avec les travaux de Turko (2014) dans la région du Parapeti en Bolivie, avec les conclusions de Thiemig et al. (2012) et celles de Salio et al. (2015) qui montrent que TRMM 3B42 version 6 a tendance à surestimer les précipitations sur les reliefs. Dans ces deux régions

montagneuses l'erreur moyenne quotidienne peut en effet atteindre 7 mm. La région centrale des Andes, au Pérou, se démarque du reste des régions montagneuses par des valeurs de RMSE relative plus faibles.

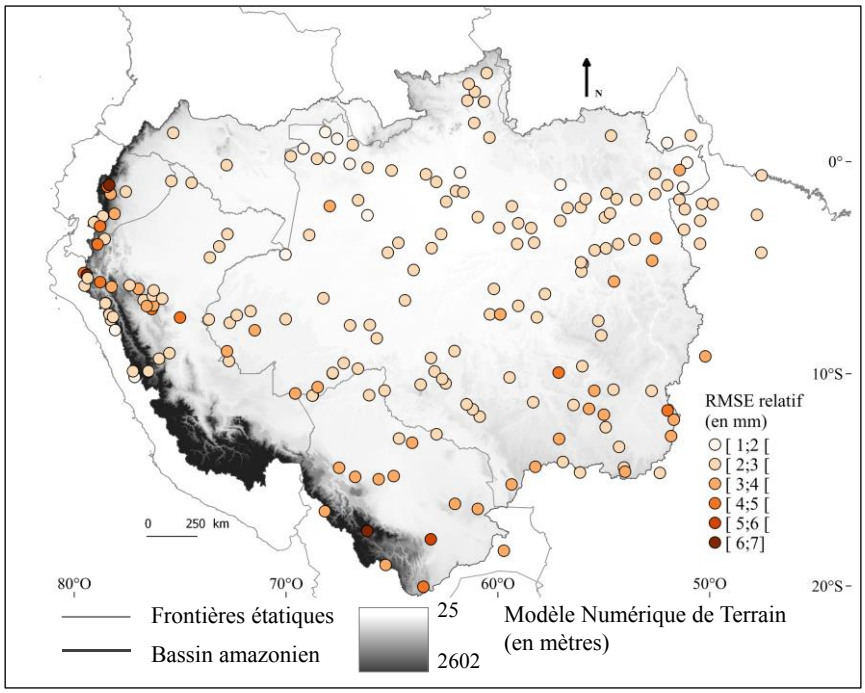


Figure 5. 3 Distribution spatiale de la RMSE relative de 3B42 par rapport aux stations pluviométriques, de 1998 à 2013, au pas de temps quotidien et en mm. La RMSE a été relativisée par rapport à la moyenne quotidienne observée.

En ce qui concerne la détection par 3B42 des événements de précipitations observés, c'est-à-dire le POD, les différences de résultats ne semblent pas spécifiquement dépendre du relief. Les valeurs de POD (Figure 5. 4) sont moyennes à très bonnes, l'indice allant de 0.4 à 0.9. Les meilleurs résultats sont principalement distribués le long d'une diagonale nord-ouest sud-est qui correspond généralement à la position de la Zone de Convergence d'Atlantique Sud (ZACS). Cette zone de convergence est également une région de convection profonde donnant lieu à de très fortes précipitations durant l'été austral. La bonne performance de 3B42 sur cet axe, également relevée dans les travaux de Boers et al. (2015), peut donc sans doute être liée à la présence de cette forte convection. Les événements pluvieux estimés sont également bien détectés dans les Andes péruviennes et boliviennes, malgré parfois de très forts biais négatifs au Pérou. La sous-estimation des précipitations ne peut donc pas être simplement associée à une sous-détection des événements de précipitations. En revanche de moins bons résultats de POD sont enregistrés dans les Andes équatoriennes, dans la plaine bolivienne et dans le nord et nord-est du bassin : ils peuvent en partie être expliqués par la moins bonne détection de nuages chauds plus présents dans ces régions (Roberts et al. 2001; Liu et Zipser 2009; Delahaye 2013; Machado et al. 2014; Salio et al. 2015).

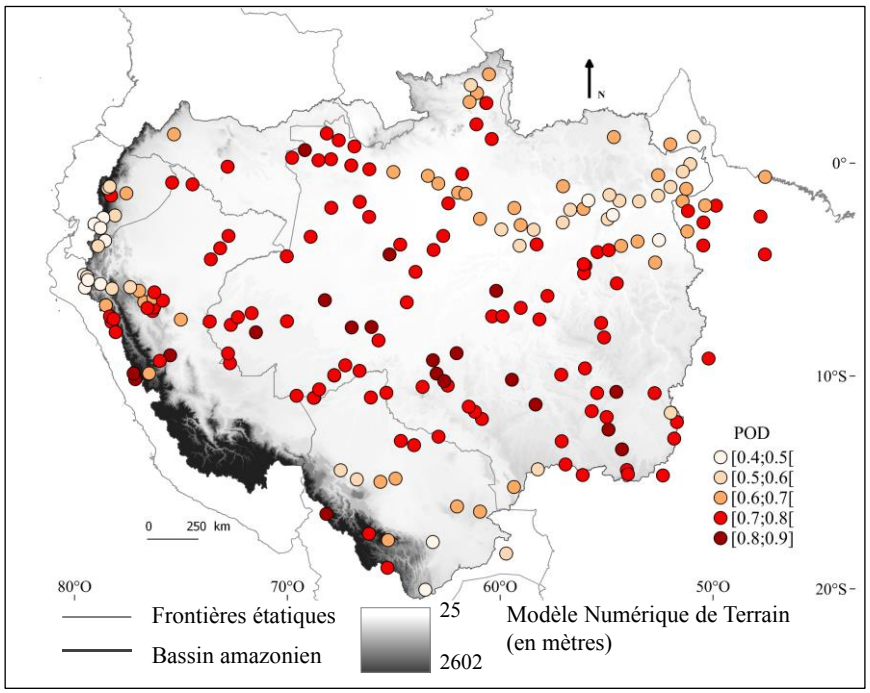


Figure 5. 4 Distribution spatiale de la probabilité de détection (POD) des précipitations par 3B42, de 1998 à 2013 au pas de temps quotidien. Indice compris entre 0 (plus mauvais score) et 1 (meilleur score).

L'organisation spatiale des valeurs de FAR (Figure 5. 5), donc des excès de détection par 3B42, diffère toutefois de celle du POD. 3B42 ne détecte pas forcément plus d'événements pluvieux dans les régions aux valeurs élevées de POD, et inversement pour les faibles valeurs, il n'a donc pas tendance à détecter soit trop ou soit trop peu d'événements. De plus, les valeurs de FAR peuvent être excellentes indiquant que 3B42 ne sur-détecte pas les événements, mais les valeurs peuvent également atteindre 0.74, indiquant que 74% des cas détectés par 3B42 ne l'ont pas été par les pluviomètres. A l'instar du POD, si les biais positifs décrits précédemment correspondaient systématiquement à des hautes valeurs de FAR cela pourrait faire supposer que la surestimation des quantités de précipitation est certainement en grande partie due à une sur-détection d'événements pluvieux. Toutefois bien que ce constat puisse être présumé en certains endroits (Andes boliviennes et sud-est de l'Amazonie brésilienne), ce n'est pas toujours vrai, même pour les forts biais positifs, et de nombreux cas de sous-estimations des quantités de précipitations sont aussi associés à de hautes valeurs de FAR (dans les Andes péruviennes et le sud-est de l'Amazonie brésilienne).

Les meilleurs résultats de FAR, se répartissent principalement aux latitudes équatoriales et tendent à s'altérer vers le sud et dans les Andes. Pour cet indice, les Andes équatoriennes et péruviennes ont cette fois-ci des valeurs semblables tandis que l'occurrence d'événements pluvieux est beaucoup plus surestimée dans les Andes boliviennes.

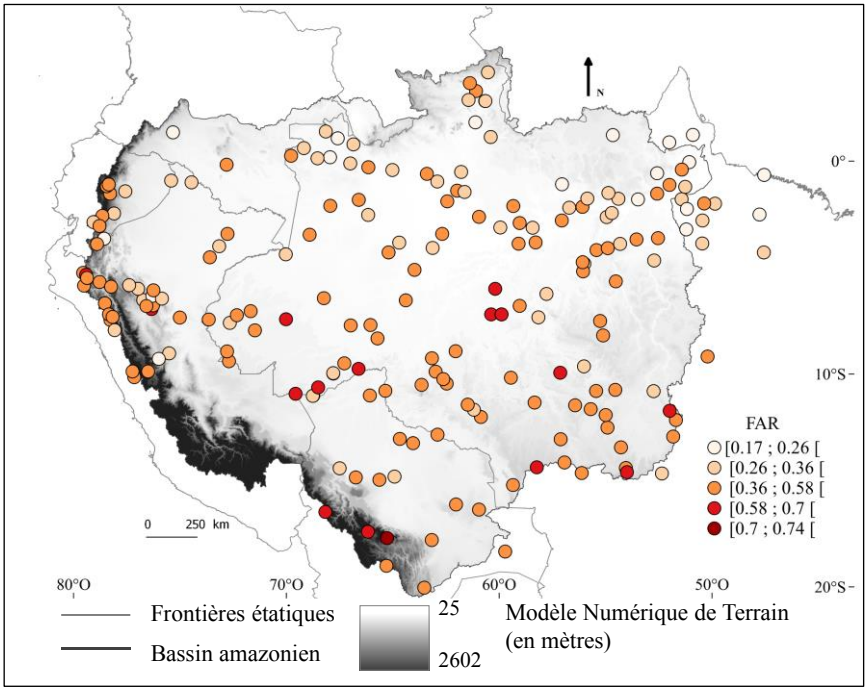


Figure 5. 5 Distribution spatiale du ratio de fausses alarmes (FAR) par 3B42, de 1998 à 2013 au pas de temps quotidien. Indice compris entre 0 (meilleur score) et 1 (plus mauvais score).

La comparaison, à l'échelle du BA, entre 3B42 et les pluviomètres a permis d'identifier des différences de distribution des erreurs d'estimations des précipitations. Les erreurs ont tendance à plus concerner les quantités de précipitations que l'occurrence des événements pluvieux. Les erreurs apparaissent également organisées spatialement avec notamment une dichotomie entre la plaine et les reliefs. L'analyse de ces indicateurs par région et par mois va permettre de mieux comprendre ces erreurs et en fournir quelques explications.

5. Analyse régionale et temporelle des erreurs d'estimation par 3B42

Une approche régionale et temporelle a pour but d'identifier, en fonction de la région, les mois ou saisons au cours desquels la qualité des estimations est moins bonne ou au contraire meilleure, afin d'en tenir compte dans des études climatiques. Cette étape vise à évaluer tout d'abord la capacité de 3B42 à reproduire le régime de précipitations moyen régional de 1998 à 2013, puis celui des sous-régimes de précipitations sur des années communes. Si les estimations du pixel le plus proche de la station sont semblables aux mesures de la station, la comparaison peut alors être étendue à l'ensemble des pixels de la grille. Des images composites des anomalies mensuelles de 3B42 permettent alors d'augmenter l'information spatiale des années de ces sous-régimes. Les composites des précipitations estimées sont ensuite croisées avec celles des anomalies d'OLR sur les mêmes années.

5.1 Analyse du régime de précipitations moyen régional

Les régions sont ici définies selon la méthode décrite chapitre 3 section 2.2, basée sur le clustering spectral qui avait permis de définir des régions climatiques homogènes et des régions de transition. Les stations ayant appartenu au moins 60% du temps au même cluster au cours de la période 1981-2013 ont été rassemblées dans les mêmes régions climatiques homogènes. Les stations n'atteignant pas ce pourcentage ont alors été écartées de la suite de l'analyse climatique. En revanche, il est nécessaire dans ce chapitre d'utiliser le maximum de stations pluviométriques disponibles pour la comparaison avec 3B42 afin d'avoir le plus de mesures à comparer. Le seuil de division des régions est donc fixé dans cette section à 50% (Figure 5. 6) pour qu'aucune station ne soit isolée. L'analyse régionale des erreurs d'estimation porte donc sur cinq régions (Figure 5. 6). Les régions Nord-est, Nord et Sud se situent dans la plaine (bien qu'une partie du sud se trouve également dans les Andes boliviennes) et présentent des régimes de précipitations à l'alternance saisonnière marquée. La région Ouest se situe également dans la plaine amazonienne mais son régime de pluie est homogène au cours de l'année ; la région Andes définit les territoires andins de l'Equateur et du Pérou, et est caractérisée par un très fort gradient d'altitude, sa pluviométrie est moins importante que dans les autres régions et son régime de précipitations est peu contrasté.

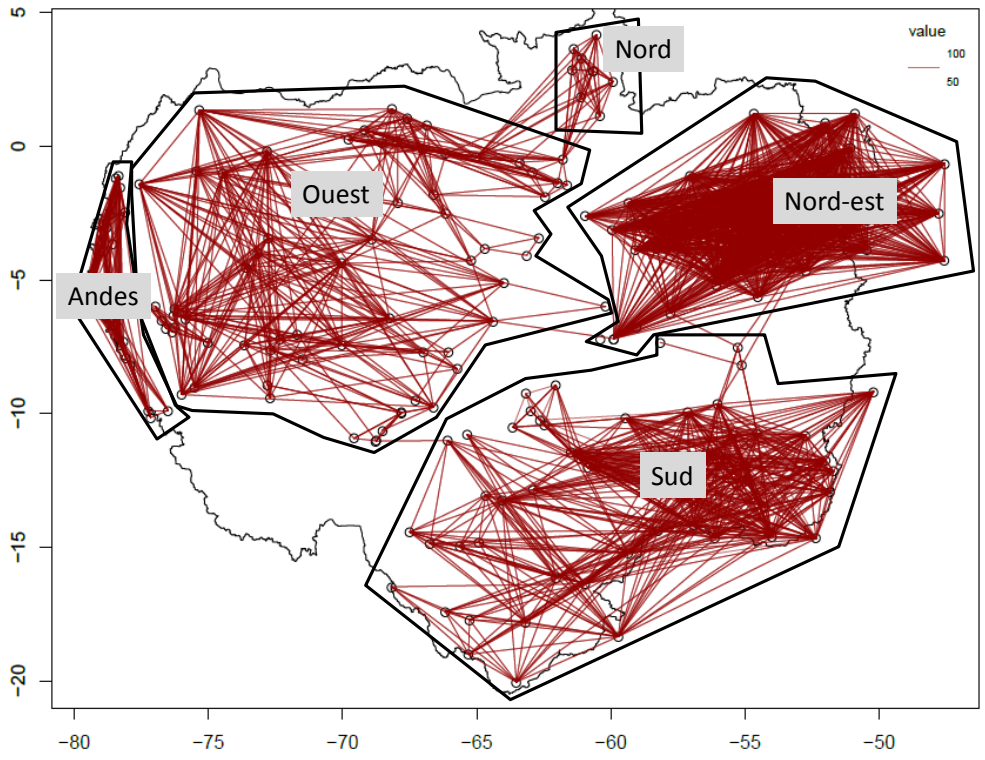


Figure 5. 6 Réseau de pluviomètres (cercles) utilisé comme référence pour la comparaison avec 3B42. Les polygones noirs délimitent les régions dont les stations ont été au moins 50% de fois dans les mêmes clusters, ce lien entre les stations est matérialisé par les traits rouges comme décrit chapitre 3 section 2.2.

Pour chacune des régions, 3B42 surestime un peu la moyenne annuelle des précipitations (Tableau 5. 1). Toutefois cette surestimation est relativement faible voire très faible pour les régions Nord et Ouest. Les régions Sud et Andes enregistrent les plus mauvais résultats avec une surestimation moyenne de 6%.

Tableau 5. 1 Comparaison entre la moyenne pluviométrique annuelle (en mm) de 3B42 et celle des pluviomètres dans chaque région.

Région	Pluviomètres	3B42	Différence pluviomètres – 3B42 (en %)
Nord-est	2140	2202	+3%
Sud	1536	1635	+6%
Nord	1873	1893	+1%
Ouest	2373	2405	+1%
Andes	967	1026	+6%

Malgré ces surestimations, 3B42 parvient à reproduire efficacement le régime moyen annuel de chaque région (Figure 5. 7).

Si 3B42 surestime globalement les précipitations, les différences entre les estimations et les observations varient en fonction du mois (certains pouvant à l'inverse être sous-estimés) et de la région. Dans les régions Nord-est et Sud, plus le mois est pluvieux, plus 3B42 tend, en valeur absolue, à surestimer les pluies ; en revanche, les mois les plus secs ne présentent pas de fortes différences, les deux types de saisons sont donc bien distingués tout comme les mois de transition. Les mois les plus pluvieux sont également surestimés dans la région Nord, en revanche, les mois les plus secs sont variables et le mois de transition vers la saison des pluies en avril est fortement sous-estimé.

Pour les régions Ouest et Andes, les mois d'août à février sont légèrement sur ou sous-estimés, mais les précipitations mensuelles estimées sont nettement plus hautes, par rapport au reste de l'année, entre mars et juillet.

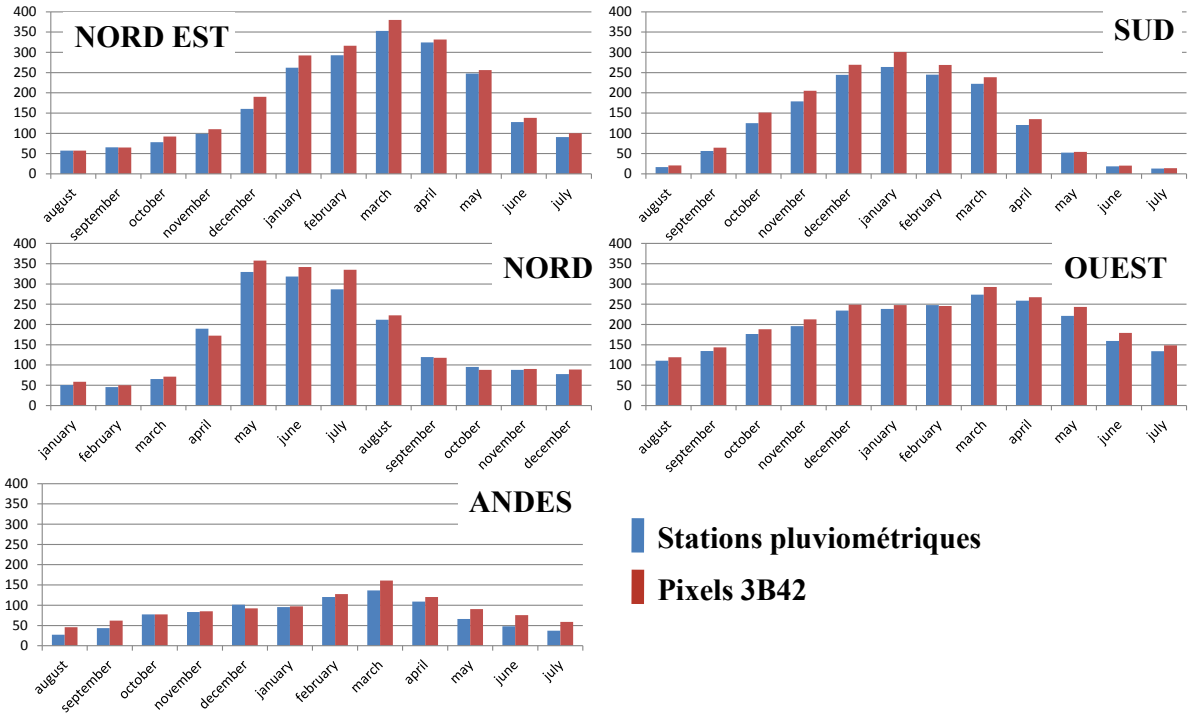


Figure 5. 7 . Régimes pluviométriques annuels des différentes régions du BA définies Figure 5. 6. L'axe x représente les mois de l'année, l'axe y représente les précipitations en mm. Les barres bleues représentent la moyenne mensuelle des stations pluviométriques de la région et les barres rouges la moyenne mensuelle des pixels 3B42 proches des stations. Période d'analyse : 1998 à 2013. NB : l'axe des x est différent pour la région nord.

Le biais, la RMSE relative, la POD et le FAR ont également été calculés pour chaque mois dans chaque région (Figure 5. 8). Les mois les moins pluvieux des régions Nord-est, Nord et Sud (Figure 5. 8 a, b, c) enregistrent les moins bons résultats. Dans les régions Nord-est et Sud, la médiane des biais, proche de 0, devient réellement positive durant les mois les moins pluvieux et s'accompagne d'une forte étendue des valeurs de biais. Cette « inversion » temporelle des erreurs tient en partie au fait que pendant la période sèche les événements pluvieux étant plus rares, le dénominateur est nécessairement plus petit et le ratio d'erreurs plus élevé. Dans la région Nord, le biais est généralement faible tout au long de l'année, en revanche par rapport aux deux précédentes régions, la médiane varie d'un mois à l'autre du positif au négatif, ce qui est en adéquation avec la variabilité des sur ou sous-estimations mensuelles décrite Figure 5. 7. Les biais de la région Ouest (Figure 5. 8 d) sont plus réguliers durant l'année, ce qui, en comparaison des précédentes régions, pourrait être lié à l'absence de contraste saisonnier. La région Andes (Figure 5. 8 e), enregistre les plus mauvais résultats et ce pour chaque mois de l'année. La médiane dans cette région varie beaucoup d'un mois à l'autre et l'étendue du biais est très forte.

Les mêmes remarques régionales peuvent être formulées pour les résultats de RMSE relative.

Les résultats de POD et de FAR sont aussi particulièrement mauvais en saison sèche dans les régions Nord-est, Nord et Sud (Figure 5. 8 a, b, c) et durant les mois un peu moins pluvieux des régions Ouest et Andes (Figure 5. 8 d et e). Ces erreurs pourraient être expliquées par les facteurs conjoints de différence de résolution entre les deux produits de précipitations et l'organisation de la convection à cette période de l'année. En effet, pendant la saison sèche la

convection est plus locale, plus espacée et moins profonde. Les pluies ainsi plus localisées ont dès lors plus de chance d'être détectées par 3B42 dont le pixel couvre une aire de 25km x 25km ; a contrario, si le pluviomètre ne se trouve pas sur la trajectoire de l'événement pluvieux il n'est pas détecté : il en résulte dans ce cas une fausse alarme et une augmentation du FAR. La convection moins profonde en saison sèche et la présence de nuages plus chauds à cette période (Liu et Zipser 2009), peuvent quant à elles être un élément d'explication des moins bons résultats de POD à cette période. A l'inverse, les pluies plus continues et convectives tout au long de l'année dans la région Ouest permettent peut-être d'expliquer ces meilleurs résultats de POD.

La région Andes, conformément à la description des Figures 2 à 5, a les plus mauvais résultats pour chacun des descripteurs statistiques tout au long de l'année. La baisse de qualité des estimations avec l'altitude a déjà été observée par Thiemig et al. (2012) et Zukalfi et al. (2014). Sur les reliefs, les nuages orographiques plus chauds mais pluvieux sont nombreux et donc moins bien détectés par les satellites. C'est pourquoi, afin d'identifier et donc déterminer à partir de quelle altitude en région montagneuse la qualité des estimations de précipitation décroît significativement, la corrélation entre les résultats des indicateurs statistiques et l'altitude est calculée pour cette région (Figure 5. 9). Seul le POD apparaît un peu, mais significativement, corrélé à l'altitude (Figure 5. 9 a). Une hypothèse peut être que les événements pluvieux, plus rares mais mieux définis, soient tout de même correctement détectés. En revanche, les corrélations entre l'altitude et la qualité des autres indicateurs de 3B42 sont nulles (Figure 5. 9 b, c, d). Ces résultats sont cohérents avec ceux de Turko (2014) qui ne trouve pas non plus de réelle correspondance ou corrélation entre la qualité des estimations de 3B42 et l'altitude dans les Andes boliviennes.

Michot, Véronique. Analyse spatiale et temporelle de la variabilité des régimes de précipitations dans le bassin amazonien - 2017

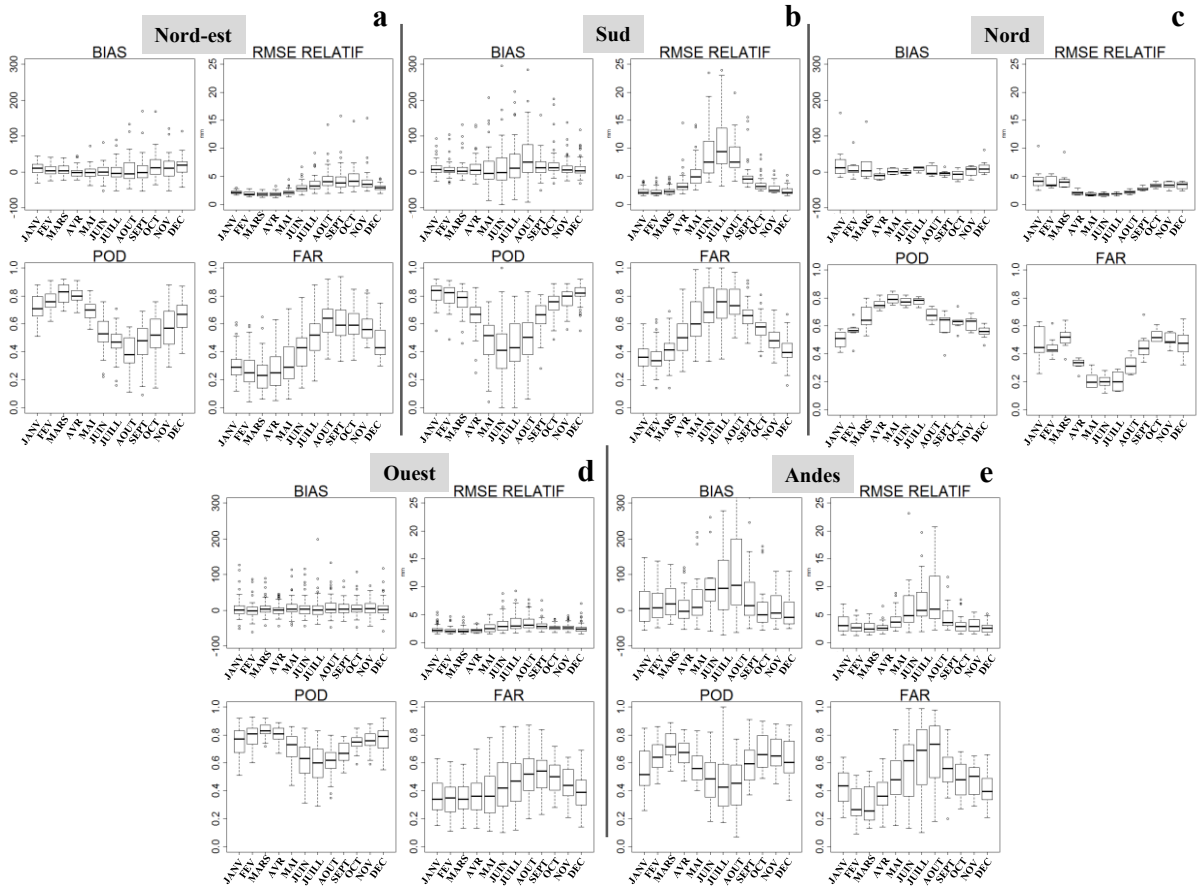


Figure 5. 8 Analyse du biais, de la RMSE relative, de la POD et du FAR à l'échelle quotidienne, entre les pluies estimées par 3B42 et celles estimées par les pluviomètres, pour chaque mois de l'année et pour chaque région du BA présentées Figure 5. 6. Période d'analyse : 1998 à 2013.

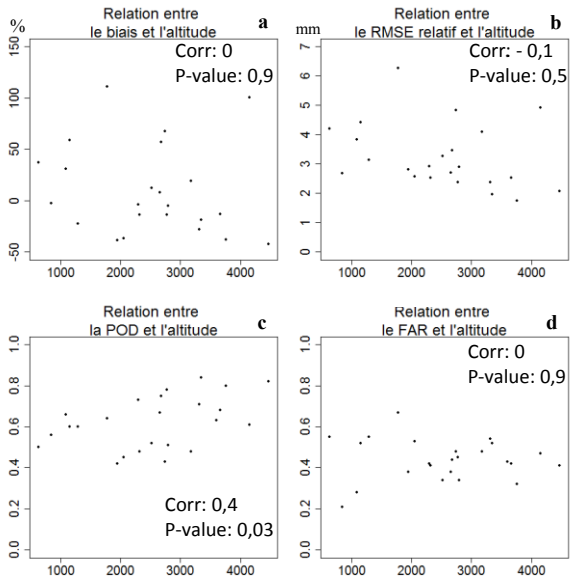


Figure 5. 9 Corrélation entre a) biais b) RMSE relatif c) POD d) FAR et l'altitude dans la région Ouest. Les axes x expriment l'altitude en mètre.

Une autre explication de la moindre performance du produit d'estimation dans les Andes pourrait être la localisation de la station pluviométrique et plus particulièrement son exposition. Par exemple, les stations de la Figure 5. 10 a et b se trouvent respectivement en fond de vallée et à l'arrière d'un relief par rapport au vent dominant d'est, donc sous le vent. Pour ces deux stations le biais est fortement positif, 3B42 surestime donc fortement les précipitations. Une des interprétations serait que dans le cas d'une station en fond de vallée (Figure 5. 10 b), 3B42 grâce à sa résolution spatiale, parvient à détecter l'événement convectif et les précipitations liées, alors que les précipitations probablement tombées uniquement en haut des reliefs ne sont pas captées par le pluviomètre. De façon similaire, la station sous le vent (Figure 5. 10 a) ne capte pas les précipitations tombées sur la façade au vent tandis que la grille de 3B32 couvre l'ensemble de la région.

A l'inverse, dans le cas des sous-estimations par 3B42, un lien concret avec la localisation et l'exposition de la station est plus difficile à établir. Les Figure 5. 10 c et d montrent diverses situations d'exposition, parfois opposées, les stations pouvant se trouver au vent ou sous le vent et à différentes altitudes. Les stations exposées au vent, sur les contreforts andins par exemple, enregistrent potentiellement d'importantes quantités de précipitations, mais si le pixel couvre davantage la façade sous le vent, la valeur du pixel peut être inférieure à celle du pluviomètre: il s'agit donc d'une situation inverse à celle précédemment décrite pour la surestimation par 3B42. Toutefois, les cas de sous-estimations observés n'apparaissent pas aussi clairement influencés par la localisation de la station dans la montagne que ceux de surestimations. La sous-estimation liée à la moins bonne détection des nuages orographiques chauds se maintient comme principale explication de l'erreur de mesure de 3B42.

Bien que le contexte géographique dans lequel se trouve la station pluviométrique semble jouer sur la surestimation des précipitations par 3B42, le nombre de stations pouvant être étudiées dans ce travail reste trop insuffisant pour établir une relation significative entre sur/sous estimations et localisations des stations d'observation.

Michot, Véronique. Analyse spatiale et temporelle de la variabilité des régimes de précipitations dans le bassin amazonien - 2017

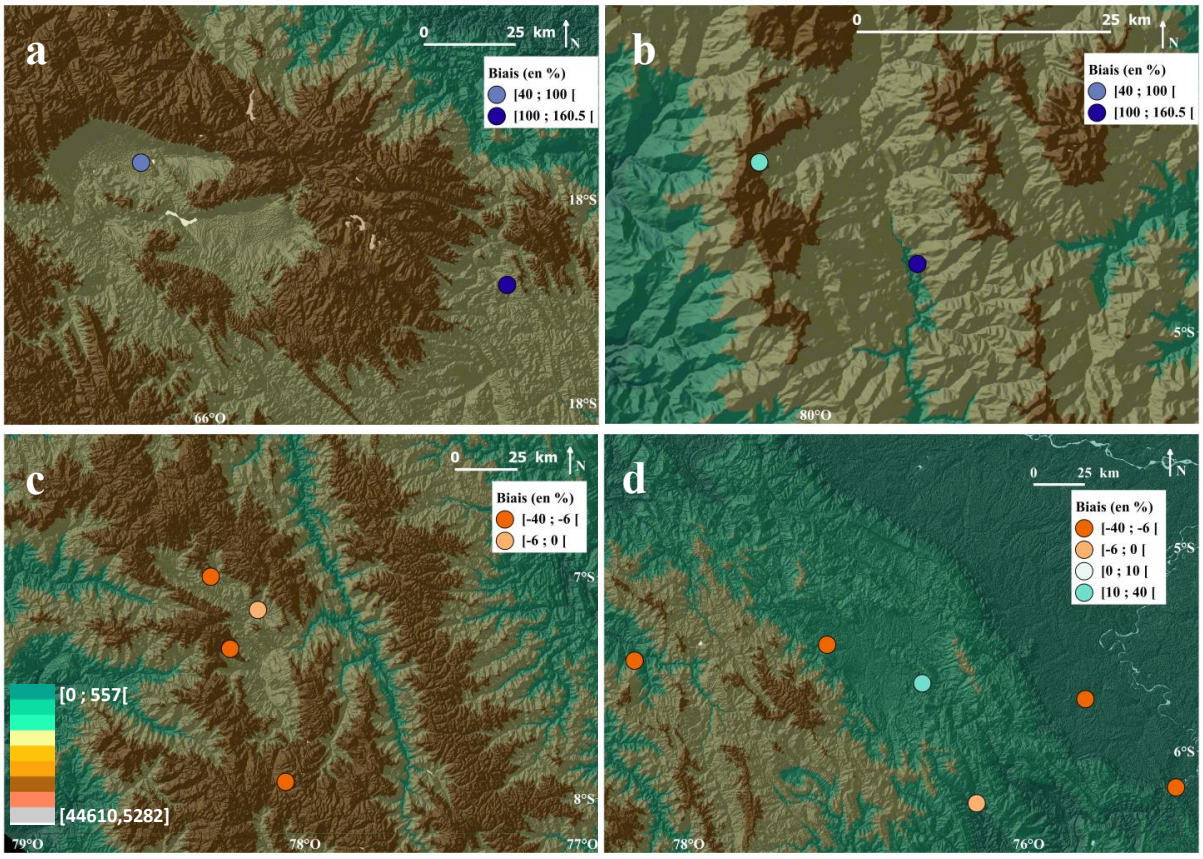


Figure 5. 10 Localisation des stations et performance de 3B42. Surestimation des pluies par 3B42 dans les stations a) sous le vent (Cochabamba et Capinota en Bolivie), b) de fond de vallée (Sondorillo et Huancabamba au Pérou). Sous-estimation des pluies par 3B42 dans les stations c) à haute altitude au vent et sous le vent (Namora, San Marcos, Cachachi, Huangacocha au Pérou) et d) à basse altitude au vent (Shanusi, Pucallpa, Alao, Moyobamba, Naranjillo, Jamalca au Pérou).

Au vu de l'ensemble de ces résultats, la région Nord-est est une de celles comportant la meilleure qualité d'estimations par 3B42, malgré de moins bonnes valeurs de POD (qui ne sont toutefois pas inférieures à 0,4). De plus, les stations (hormis deux) sont les mêmes que celles définies pour la région Nord-est dans le chapitre 3 section 2.2 et chaque sous-régimes de pluie présente au moins une année ultérieure à 1998. Cette région comporte également un nombre important de stations, ce qui permet d'espérer une bonne représentativité spatiale des données.

5.2 Reproduction des sous-régimes de précipitations et de leurs anomalies par 3B42 sur la région Nord-est

La capacité de 3B42 à reproduire les sous-régimes de précipitation est donc analysée sur la région Nord-est. Les années sur lesquelles porte la comparaison sont indiquées dans le Tableau 5. 2.

Tableau 5. 2 Années communes entre les séries temporelles des pluviomètres et de 3B42, pour chacun des sous-régimes (Cl1 à Cl4) de la région Nord-est du bassin amazonien.

Année	Cluster
2002-03	1
2004-05	1
2006-07	1
2011-12	1
2000-01	2
2001-02	2
2009-10	2
2010-11	2
2008-09	3
1998-99	4
1999-00	4
2005-06	4
2007-08	4

Le Tableau 5. 3 présente le cumul pluviométrique annuel de chaque sous-régime pour les pluviomètres et pour les pixels 3B42 les plus proches des stations. Pour tous les sous-régimes de la région Nord-est 3B42 tend à surestimer les précipitations, entre 2 et 4%, ce qui est cohérent avec l'analyse du régime de précipitations moyen régional (Figure 5. 7).

Tableau 5. 3 Cumul pluviométrique (en mm) des sous-régimes de la région Nord-est pour les pluviomètres et les pixels 3B42 les plus proches des stations.

Sous-régime	pluviomètre	3B42	Erreur de 3B42 en %
Cl1	2181	2234	+2
Cl2	2170	2261	+4
Cl3	2545	2607	+2
Cl4	2369	2419	+2

Cependant, les erreurs d'estimation de 3B42 ne sont pas distribuées de la même façon toute l'année. La Figure 5. 11 montre pour chacun des sous-régimes lissés (voir chapitre 3 section 3.1) de la région Nord-est, une comparaison entre les séries des pluviomètres, de 3B42 et la moyenne de la région (issue des pluviomètres de 1981 à 2013 telle que décrite dans le chapitre 3 section 3.1). Les distributions de pluies des observations et des estimations sont très semblables pour les quatre sous-régimes. Les inflexions plus ou moins fortes sont bien reproduites par 3B42 malgré des erreurs plus prononcées pour Cl3 et Cl4. Ces sous-régimes mettent en évidence que si 3B42 a tendance à surestimer les pluies en moyenne, celles de certaines périodes sont également correctement estimées ou bien peuvent être sous-estimées. Ainsi bien que le sous-régime Cl3 apparaisse visuellement comme comportant le plus d'erreur d'estimations, la différence pluviométrique annuelle la plus importante concerne Cl2 (Tableau 5. 2). Toutefois, contrairement aux statistiques présentées précédemment (Figure 5. 8 a), une organisation temporelle commune des erreurs de 3B42 à l'échelle des sous-régimes est plus

difficile à relever. En effet, le printemps austral comporte toujours des erreurs, sauf dans le cas de Cl1, mais le reste de l'année la qualité de 3B42 est variable d'un sous-régime à l'autre. La pluviométrie annuelle la plus surestimée, celle de Cl2, est ainsi liée à des surestimations qui sont réparties tout au long de l'année (Figure 5. 11).

Malgré ces légères sous et surestimations des pluies par 3B42, la distribution annuelle des précipitations est de bonne qualité dans cette région. Les anomalies des sous-régimes des pluviomètres et de leurs pixels 3B42 les plus proches, peuvent donc être comparées aux anomalies de la grille de 3B42 dans la région afin de voir si ces mesures locales sont représentatives d'un schéma spatial plus étendu.

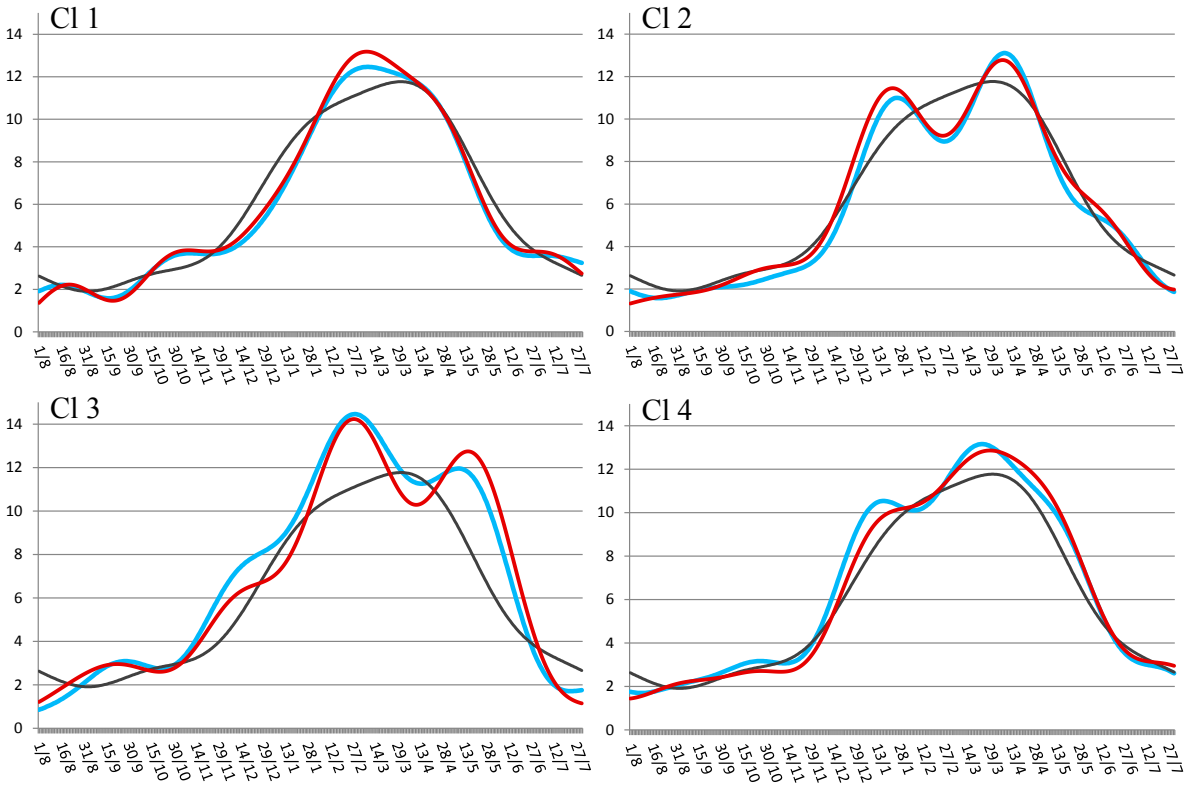


Figure 5. 11 Sous-régimes de précipitations de la région Nord-est du BA issus des pluviomètres (en bleu) et des pixels 3B42 les plus proches des stations (en rouge) et moyenne de la région (en gris) issue des pluviomètres. La moyenne de la région est calculée sur la période 1998-2013.

Les anomalies de la grille de 3B42 calculées mensuellement, ont été normalisées afin de pouvoir comparer les pixels entre eux. Ces anomalies sont exposées dans les cartes de composite des Figure 5. 12 à 5.16. Dans la suite de cette section, les anomalies de la grille de 3B42 seront dénommées C3B42, tandis que les sous-régimes des stations et de leur pixel 3B42 le plus proche (Figure 5. 11) prendront la dénomination de SR.

Les composites de 3B42 seront dans un second temps mises en relation avec les anomalies d'OLR et de flux d'humidité, telles que décrites dans le chapitre 4, afin d'évaluer la correspondance entre les anomalies de pluie et les anomalies de convection.

- Sous-régime de pluies Cl1

Dans les SR de Cl1, les anomalies de précipitations alternent de signe entre août et mi-novembre ; des déficits apparaissent en décembre-janvier et d'avril à fin juin, tandis que des excédents surviennent en février-mars (Figure 5. 11). La même distribution temporelle et des anomalies de même signe apparaissent dans C3B42, soit de façon relativement homogène sur l'ensemble de la région en décembre et juin, soit concentrées dans certains secteurs de la région comme en janvier, mars et mai (Figure 5. 12 a). En février par exemple, la surestimation notable de 3B42 dans le SR, n'apparaît pas de façon homogène sur la région et semble concerner les pixels des stations proches du littoral, à l'extérieur du BA (Figure 5. 6). De plus, dans C3B42 en février, avril et mai, des anomalies de signe opposé sont présentes entre le secteur nord de la région, qui ne comporte qu'une seule station, et le reste du Nord-est. Le produit 3B42 permet donc d'apporter une information plus fine sur la distribution régionale des précipitations, notamment en différenciant la partie littorale, souvent sous l'influence de phénomènes comme les fronts de brises de mer, des terres.
Le signe, la distribution spatiale et temporelle des anomalies d'OLR (Figure 5. 12 b) correspondent assez fidèlement à C3B42, à l'exception de septembre dont les pluies sont déficitaires mais où aucune anomalie d'OLR n'apparaît.
Lors des périodes de faibles anomalies dans le BA presque aucune anomalie significative d'OLR n'apparaît dans C3B42, tandis que lors des périodes déficitaires, des anomalies positives d'OLR s'étirent sur le nord-est du BA et du Brésil.
Les excédents de pluies en février et la surestimation de 3B42 observés dans le graphique de la Figure 5. 11 se retrouvent près du littoral dans C3B42, mais ne correspondent pas à un renforcement significatif de la convection.
A l'échelle de l'ensemble du BA, les anomalies de précipitations positives ou négatives les plus marquées, ont tendance à être concentrées spatialement et évoluent au cours des mois. Marengo et al. (2012) ont également constaté une hétérogénéité spatiale et une variabilité temporelle de la distribution des anomalies de précipitations, notamment lors des grandes crues de 1989, 1998 et 2009. C3B42 et les composites d'OLR semblent toutefois montrer une homogénéité des anomalies de pluies entre la région Nord-est (particulièrement à l'embouchure de l'Amazone), le nord-est du Brésil et la ZCIT atlantique (décembre, janvier, avril, mai, juin de la Figure 5. 12), par rapport au reste du BA.

Michot, Véronique. Analyse spatiale et temporelle de la variabilité des régimes de précipitations dans le bassin amazonien - 2017

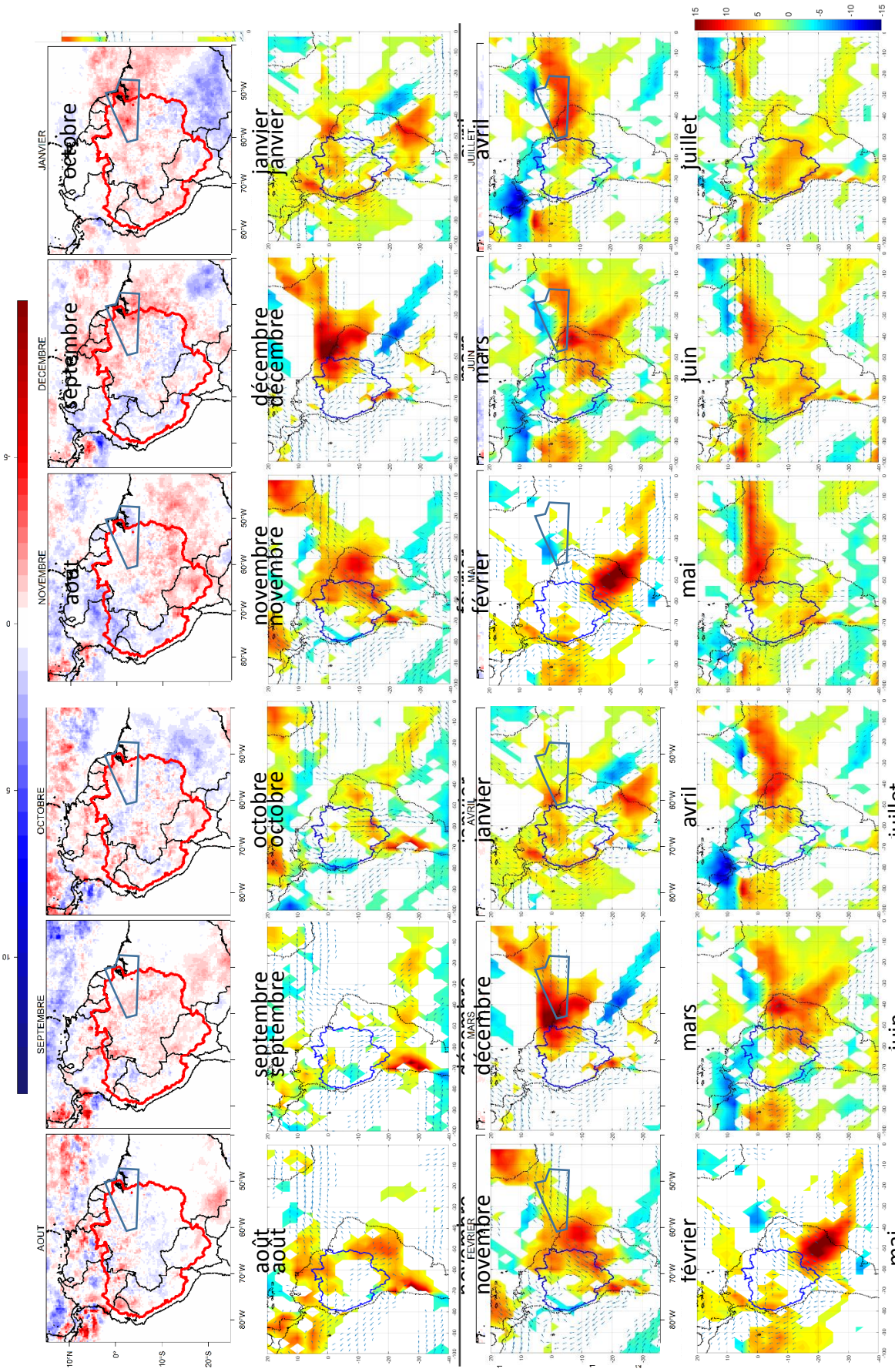


Figure 5. 12 Cartes composites a) des anomalies mensuelles normalisées de la grille de 3B42 b) des anomalies mensuelles d'OLR et flux d'humidité. Les anomalies sont calculées par rapport aux années du sous-régime Cl1 de la région Nord-est (polygone bleu) sur la période 1998-2013.

- Sous-régime de pluie Cl2

Les premiers mois des SR de Cl2, d'août à mi-décembre, sont légèrement déficitaires dans les stations, mais proches de la moyenne selon 3B42 (Figure 5. 11). Des déficits sont également présents de février à la mi-mars, en mai, puis de façon aléatoire jusqu'à juin. A l'inverse, les mois de janvier et mi-mars à avril sont excédentaires.
Les composites de 3B42 (Figure 5. 13 a), contrairement à Cl1, comportent pour Cl2 d'importantes différences voire oppositions avec les SR. Les excédents de janvier ne semblent correspondre qu'à très peu de pixels, tandis que ceux d'avril sont remplacés dans C3B42 par des déficits marqués et homogènes sur la région. Les déficits de février sont également peu en adéquation avec les C3B42 qui montrent des excédents sur la plus grande partie de la région. Les déficits de décembre et de mai des SR sont en revanche présents sur C3B42, de façon diffuse dans la partie de la région Nord-est à l'intérieur du BA mais de façon plus marquée à l'extérieur du bassin, près du littoral.
Les anomalies d'OLR sont peu présentes durant la majeure partie de l'année et reflètent cette confusion (Figure 5. 13 b). De janvier à mai, elles sont mal définies sur la région Nord-est mais des anomalies négatives d'OLR sur l'Atlantique montrent une ZCIT positionnée plus au nord et associée à un apport réduit des flux d'humidité depuis NATL. La position au nord de la ZCIT est cohérente avec l'augmentation des précipitations observées dans C3B42 sur les Guyanes et l'Atlantique proche, de février à avril. En revanche, la baisse de la convection ces mêmes mois, sur l'est, puis le sud-est et le Centre du BA et le sud-est du Brésil, est en contradiction avec les excédents de pluies de C3B42 dans ces régions.
En décembre et janvier, une légère convergence des flux d'humidité sur le nord-est de l'AMS pourrait permettre d'expliquer les excédents de pluie des SR, mais correspondent peu à C3B42. La région Nord-est a une position transitoire entre la situation habituelle de la ZCIT et celle de Cl2, ce qui pourrait expliquer les différences entre les C3B42 et le sous-régime. De plus, les anomalies maximales et minimales de pluies de décembre à mars ne sont pas centrées sur les milieux des mois, la visualisation des anomalies dans les composites peut ainsi être limitée par le découpage mensuel.

Michot, Véronique. Analyse spatiale et temporelle de la variabilité des régimes de précipitations dans le bassin amazonien - 2017

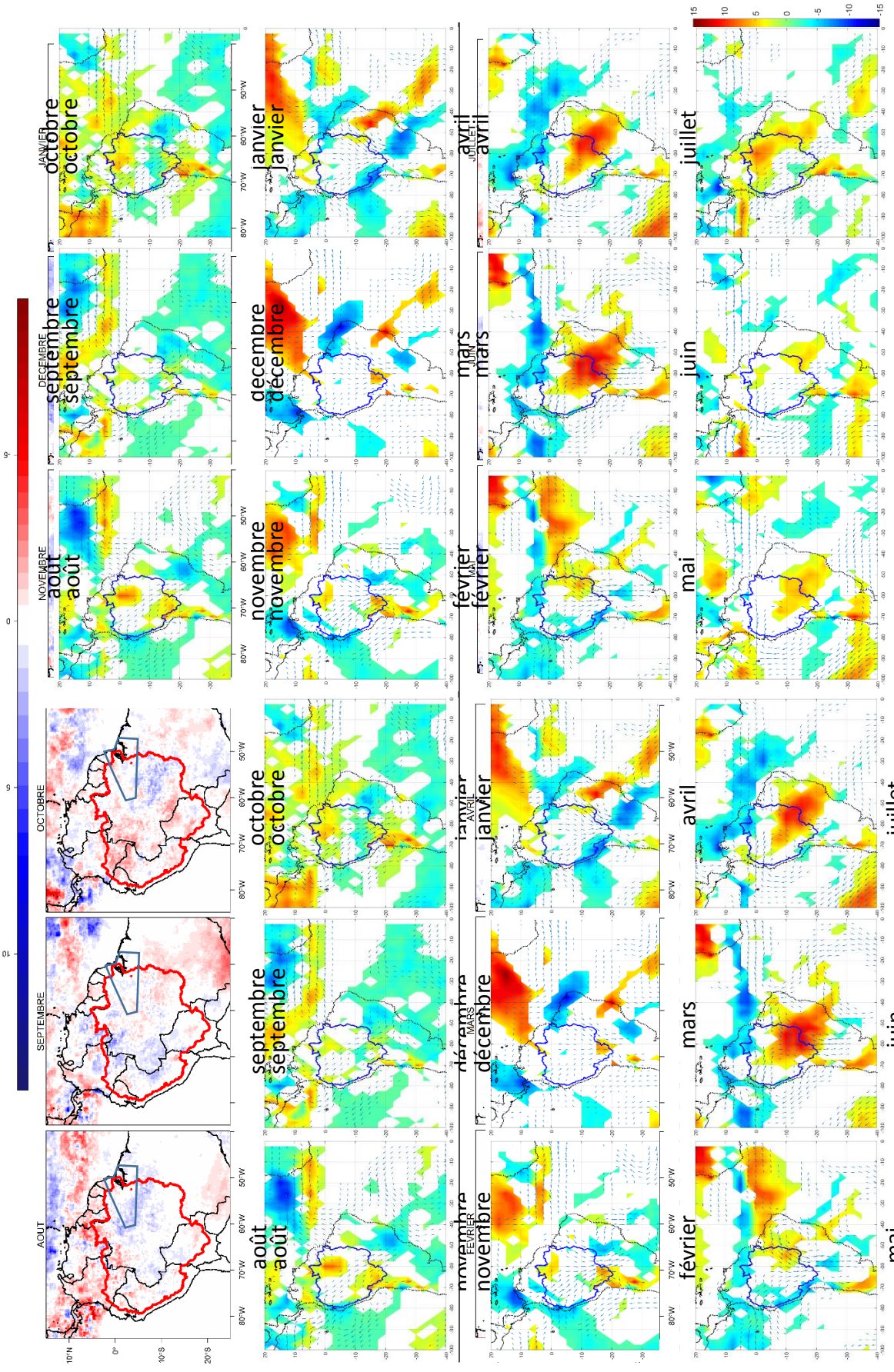


Figure 5. 13 Même légende que la Figure 5. 12 mais pour le sous-régime Cl2 de la région Nord-est.

- Sous-régime de pluie Cl3

Dans le cas de Cl3, les données de 3B42 ne sont disponibles que pour l'année 2008-09. Les anomalies de précipitations sont des SR sont excédentaires presque toute l'année, sauf en août, avril et juillet. D'autre part, en janvier, les précipitations redeviennent proches de la normale dans le SR des stations, alors qu'elles sont déficitaires dans le SR de 3B42 (Figure 5. 11). Or, cette année est connue pour avoir subi de très importantes crues liées à de fortes pluies et une saison des pluies précoce dans le BA (voir chapitre 4 sections 3.1 et 3.7).
Du point de vue de C3B42 (Figure 5. 14 a), la plupart des mois sont en adéquation avec les anomalies des SR. En janvier, les déficits du SR de 3B42, correspondent également à des anomalies négatives dans C3B42, les précipitations seraient donc surestimées dans le SR des stations. En mars-avril et juin, la distribution des anomalies est hétérogène voire, divisée entre le nord et le sud de la région. Les anomalies positives ou négatives de pluies dans les SR au cours de ces mois sont donc déterminées par le poids plus important de groupes de pixels au sein de la région.
Des anomalies de convection apparaissent à partir de novembre sur la moitié nord du BA (Figure 5. 14 b). La convection se renforce alors progressivement sur le nord et nord-est du bassin, puis sur tout le nord de l'AMS, grâce à l'intensification des flux d'humidité en provenance des Caraïbes et de NATL. Ces anomalies sont cohérentes avec l'augmentation des pluies dans les SR. La distribution spatiale des anomalies d'OLR et de pluies de C3B42 est également concordante sur le BA et la ZCIT littorale, de décembre à la fin de l'année.
Les anomalies d'OLR et de C3B42 mettent en évidence une distribution des précipitations hétérogène et variable d'un mois à l'autre, sur l'ensemble du BA. Ces résultats sont similaires, de novembre 2008 à juillet 2009, à ceux de Marengo et al. (2012) basés sur les données du Global Precipitation Climatology Centre (GPCC), au pas de temps mensuel (Figure 5. 15). Les auteurs ont également montré que les excès maximums de pluies ont été locaux et que ceux liés à la crue exceptionnelle de cette année provenaient de l'ouest du BA. Les excédents de pluies observés dans les SR et C3B42 dans le Nord-est ne sont donc pas directement liés à la crue.

Michot, Véronique. Analyse spatiale et temporelle de la variabilité des régimes de précipitations dans le bassin amazonien - 2017

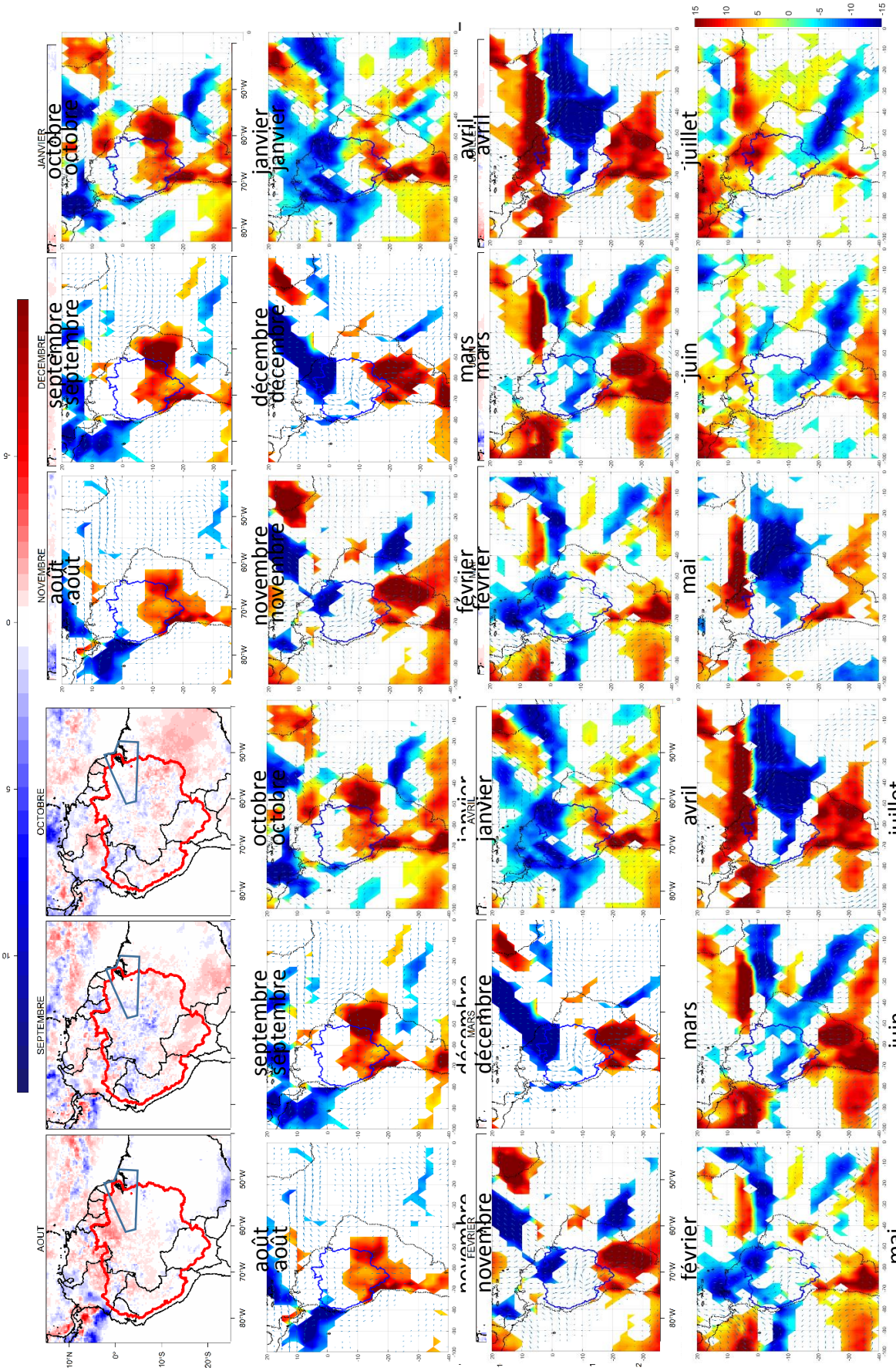


Figure 5. 14 Même légende que la Figure 5. 12 mais pour le sous-régime Cl3 de la région Nord-est.

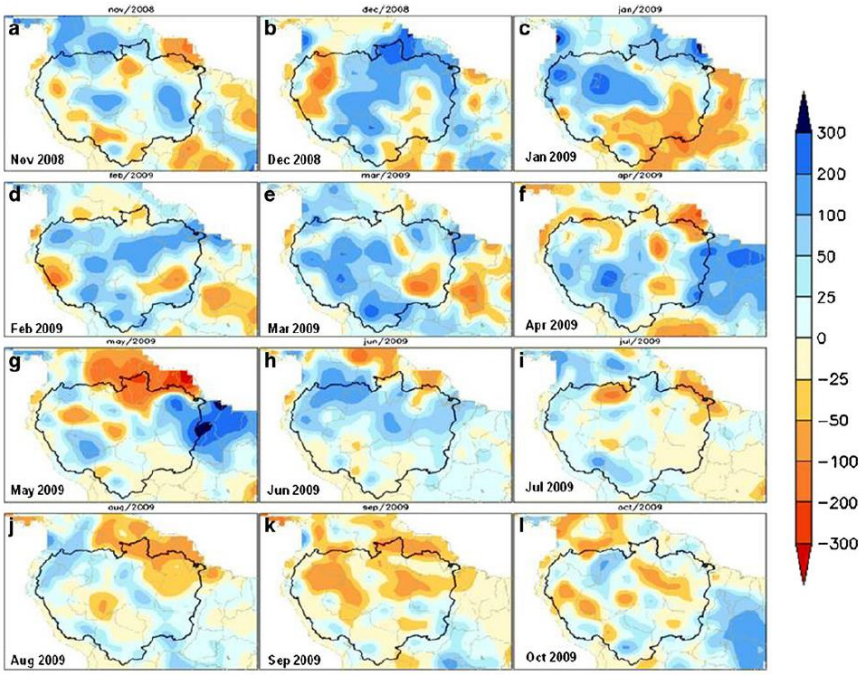


Figure 5. 15 Anomalies mensuelles de précipitations de l'année 2008-09 à partir des données du GPCC. Les anomalies sont calculées par rapport à la période 1951-2000. L'échelle est en millimètres. Source : Marengo et al. (2012).

- Sous-régime de pluie Cl4

Dans le dernier SR, Cl4, le signe des anomalies alterne tout au long de l'année, mais des excédents apparaissent plus spécifiquement entre mi-décembre et fin janvier ainsi que de mars à mi-juin (Figure 5. 11).

Les anomalies de pluies de C3B42 (Figure 5. 16 a) sont concordantes avec celles des SR, mais souvent rassemblées par groupes de pixels. Les excédents les plus notables des deux périodes sont également présents dans C3B42. Les anomalies de pluies de janvier ont une répartition spatiale plus homogène ; les excédents de mars à juin sont plus localisés. Les déficits de précipitations de février dans les sous-régimes sont également largement présents sur la région dans de C3B42.

Durant les excédents de pluies des SR et de C3B42 la convection augmente, particulièrement sur le Nord-est du BA, la ZCIT atlantique et les Andes (Figure 5. 16 b). Le renforcement de la convection dans ces régions et les excès de précipitations sont liés à une convergence entre des anomalies de flux d'humidité d'ouest, de nord et de Sud-est sur le nord de l'AMS ainsi qu'un export moins important de l'humidité vers le sud de l'AMS, donc un affaiblissement du LLJ.

En février cependant, les déficits de précipitations dans C3B42, homogènes dans la région, ne sont cohérents si avec la forte activité convective, ni avec les valeurs proches de la normale des SR.

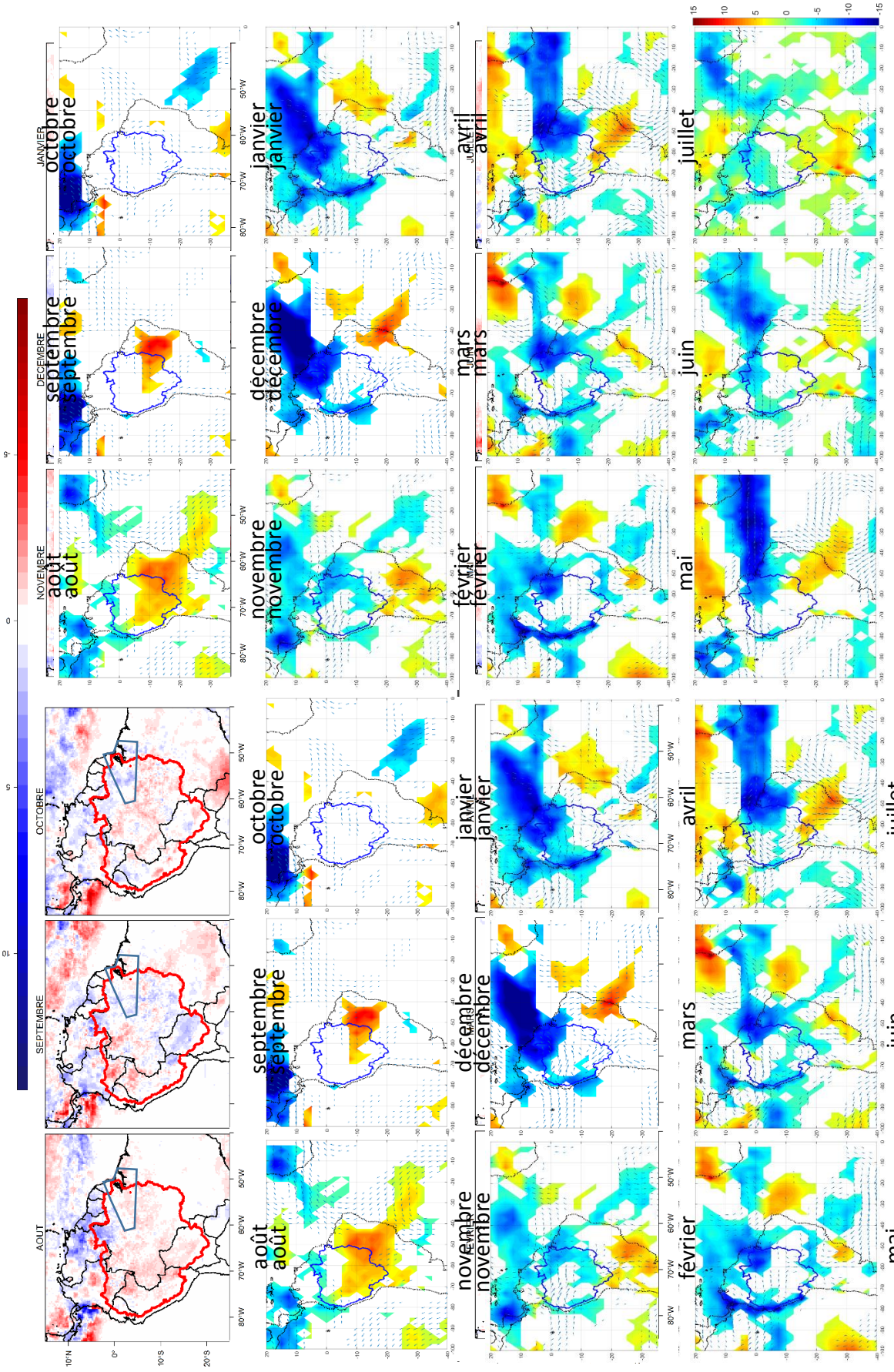


Figure 5. 16 Même légende que la Figure 5. 12 mais pour le sous-régime Cl4 de la région Nord-est.

En résumé, si le pixel le plus proche de chaque station permet de reproduire correctement les sous-régimes de précipitations, les précipitations annuelles sont en général surestimées.
De plus, les anomalies des SR ne sont pas toujours présentes de façon homogène sur la région dans C3B42, ce qui souligne la variabilité spatiale des pluies et la difficulté de les apprécier avec la faible couverture spatiale des pluviomètres.
La comparaison des anomalies de pluies de C3B42 avec les anomalies significatives d'OLR, montre en général une bonne adéquation des grands champs de convection avec ceux de précipitations, dans le Nord-est et souvent dans les régions avoisinantes comme le nord de l'AMS, l'est du Brésil et la ZCIT atlantique. Les données de C3B42 permettent alors de déterminer plus précisément la localisation des précipitations. En effet, les phénomènes littoraux comme les brises de mer, ainsi que des groupes de pixels plus arrosés permettent de relativiser les régions pluviométriques homogènes précédemment décrites.

6. Conclusion

Le produit satellitaire TRMM 3B42 V7 permet d'augmenter la densité de l'information spatiale sur les précipitations dans le BA puisqu'il couvre l'ensemble du territoire, à une résolution de 0,25°. Toutefois étant un produit d'estimation il peut comporter des biais et erreurs qui nécessitent d'être connues afin d'être prises en compte lors de l'utilisation du produit. En effet, les tests montrent par exemple que 3B42 peut surestimer les précipitations jusqu'à 160,5% et les sous-estimer jusqu'à -45,3%, bien qu'il s'agisse d'un produit déjà corrigé grâce à l'intégration de données observées. D'autres méthodes de correction automatique ont également été proposées, comme l'algorithme CoSch (Vila et al. 2009), ou bien la correction par PDF matching (Chambon et al. 2013; Delahaye 2013). Cette dernière méthode suppose cependant que le produit détecte correctement les événements pluvieux car la correction ne porte que sur la quantité de précipitations.
Ce chapitre visait ainsi à mieux connaître la qualité de 3B42 au pas de temps quotidien sur l'ensemble du BA. L'évaluation de la qualité du produit est basée sur les erreurs de quantité de précipitations et sur la détection des événements. Les résultats des statistiques quantitatives et qualitatives montrent que 3B42 est plus performant en matière de détection des événements pluvieux plutôt que pour l'estimation des quantités de précipitations. Il tend principalement à surestimer les précipitations. Les performances du produit satellitaire s'avèrent être meilleures dans la plaine amazonienne que dans les reliefs andins, tant du point de vue des erreurs de quantités que de la détection des événements pluvieux. Il existe cependant une variabilité intra-andine de la qualité des estimations, avec une distinction entre les Andes du nord (Equateur) et celles du sud (Bolivie) où les précipitations de 3B42 ont tendance à être surestimées, alors qu'elles sont plutôt sous-estimées au centre des Andes (Pérou).
3B42 reproduit assez précisément les régimes de précipitations régionaux du BA, bien que des différences soient notées certains mois. Les résultats des statistiques sont en effet moins bons durant la saison sèche ou les mois les moins pluvieux, que durant la saison des pluies ou période la plus pluvieuse. Ces différences peuvent en partie s'expliquer par le fait que pendant la période

sèche les événements pluvieux sont plus rares et le ratio d'erreurs plus élevé. D'autre part la différence de résolution spatiale des deux produits peut également avoir un rôle. 3B42 est certainement plus apte à détecter des événements convectifs en hiver car ils sont plus localisés, mais a alors tendance à surestimer les quantités de pluies.
Par ailleurs, les tests de corrélations n'ont pas permis de mettre en évidence un lien significatif entre l'altitude et la qualité des données de 3B42 et ainsi de déterminer un seuil d'altitude critique à partir duquel la qualité des estimations en région montagneuse baisse significativement. En revanche, bien que les nuages chauds soient présentés comme un des facteurs probablement les plus importants des différences entre estimations et observations, un facteur explicatif supplémentaire de la surestimation des précipitations par 3B42 apparaît substantiel : l'exposition au vent ou sous le vent de la station, qui joue un rôle indéniable dans la surestimation des précipitations par 3B42. En revanche, la relation entre la localisation de la station (en fond de vallée ou au sommet d'un relief par exemple) et les erreurs d'estimation des pluies n'est pas claire. Elle semble toutefois influencer davantage les surestimations que les sous-estimations.

La capacité de 3B42 à reproduire les schémas spatiaux et temporels, a également été évaluée en comparant les estimations avec les observations et les anomalies d'OLR, durant les années communes des sous-régimes de précipitations de la région Nord-est, choisie comme région test. De manière générale les pixels 3B42 les plus proches des stations reproduisent assez rigoureusement la distribution annuelle des sous-régimes de pluies.
Reportées aux pixels de la grille de 3B42, les anomalies des sous-régimes sont rarement présentes de façon homogène sur l'ensemble de la région. Ceci témoigne à nouveau de la variabilité spatiale importante des précipitations ; de la difficulté de totalement la saisir avec des mesures locales ; de l'intérêt de données spatiales plus exhaustives, notamment du produit 3B42, pour analyser la variabilité spatiale des pluies. Les anomalies de pluies de C3B42, mises au regard des anomalies d'OLR sont la plupart du temps cohérentes spatialement et temporellement malgré leur résolution spatiale différente.
Le produit 3B42 au pas de temps quotidien, dans le bassin amazonien, offre donc une information spatiale assez exhaustive et de relativement bonne qualité. D'autre part, la plus grande quantité d'information spatiale apportée par 3B42 met en exergue les différences intra-régionales de distribution des pluies, notamment entre le littoral et les terres. Ces différences évoluent au cours de l'année et d'un régime à l'autre. Des mises en garde sont toutefois à souligner par rapport à la saison ou à la région (plaine ou montagne), et l'utilisation de données d'observation ou bien de proxy de pluies peut être nécessaire pour pointer et prendre en compte des situations de biais de 3B42.

Michot, Véronique. Analyse spatiale et temporelle de la variabilité des régimes de précipitations dans le bassin amazonien - 2017

Michot, Véronique. Analyse spatiale et temporelle de la variabilité des régimes de précipitations dans le bassin amazonien - 2017

Conclusion générale

La variabilité des précipitations dans le BA est souvent étudiée à l'occasion d'événements climatiques, hydrologiques ou océaniques exceptionnels, le reste de la variabilité des pluies étant moins analysée. D'autre part, cette variabilité est le plus souvent abordée du point de vue des cumuls de pluie annuels ou saisonniers mais peu en termes de régime de précipitations. Cette étude avait pour objectif d'améliorer la connaissance des types d'anomalies de pluies régionales et les conditions océano-atmosphériques particulières associées. L'étude de la forte variabilité spatiale des précipitations dans le BA amène à privilégier une approche régionale de l'analyse des régimes de pluies et à soulever trois questions essentielles :

-Quelles sont les **régions pluviométriques aux régimes homogènes** dans le bassin amazonien ?
-Au sein de ces régions, quels types de **sous-régimes de précipitations** peuvent être identifiés ?
-Quelles **configurations océano-atmosphériques** sont associées aux sous-régimes de précipitations ?
-Comment le produit **3B42** permet de **mieux observer la variabilité intra-régionale des sous-régimes de précipitations ?**

Une des principales contraintes pour répondre aux deux premières questions, est de disposer d'une base de données de bonne qualité, c'est-à-dire, dont la couverture spatiale et temporelle est importante et homogène, avec peu de données manquantes et d'erreurs de mesure. Plusieurs étapes ont donc été réalisées afin d'apporter des réponses à ces questions :

1) La constitution d'une base de données pluviométrique, contrôlée et reconstruite, issue de mesures au sol.
2) La définition de régions pluviométriques homogènes dans le BA.
3) L'identification des sous-régimes régionaux de pluies.
4) L'analyse des conditions océaniques et atmosphériques associées aux sous-régimes de précipitations.
5) L'utilisation d'une base de données satellitaires (TRMM 3B42 version 7) pour approfondir l'analyse de la variabilité spatiale intra-régionale des pluies.

Les résultats, limites et perspectives de ces étapes sont détaillés dans les sections ci-dessous.

Michot, Véronique. Analyse spatiale et temporelle de la variabilité des régimes de précipitations dans le bassin amazonien - 2017

1) Contraintes et résultats de la constitution d'une base de données de robuste issue de pluviométres, pour l'ensemble du bassin amazonien.

Le contrôle et la reconstruction des données au sol sur un territoire aussi vaste que le BA et avec un maillage de données au sol très lâche est complexe, d'autant plus au pas de temps quotidien. Le défi majeur a été de trouver des critères et des méthodes applicables à l'ensemble des régimes du BA.

La base de données (BDD) retenue est constituée de 205 pluviomètres au pas de temps quotidiens de 1981 à 2013, ce qui fournit de longues séries temporelles pour mieux comprendre la variabilité des pluies. Toutefois le réseau de stations est lâche, réparti de façon hétérogène dans le BA et comporte de nombreuses données manquantes ou erronées. Les valeurs extrêmes et séquences sèches douteuses ont été contrôlées en mettant en œuvre une méthode basée sur l'historique des séries et permettant de s'affranchir de seuil de pluies difficiles à établir sur l'ensemble du BA. Trois méthodes de reconstructions ont ensuite été testées sur un échantillon de 12 stations réparties sur l'ensemble du BA : l'imputation multiple par équation enchaînées par Predictive Mean Matching (MICE-PMM), le plus proche voisin (PPV), la moyenne des quatre stations ou points de grille du CPC (Unified Gauge-Based Analysis of Global Daily Precipitation of the NOAA) les plus proches. L'analyse des RMSE a mis en évidence que la méthode de la moyenne produit en général les meilleurs résultats et MICE-PMM les plus mauvais. La qualité de la reconstruction de l'ensemble de la BDD avec la moyenne a été évaluée, grâce à l'analyse du nombre de jours de précipitation par an et la pluviométrie annuelle dans chaque station. Ces deux paramètres ont satisfaits aux schémas connus.

Ces expérimentations ont permis de montrer qu'au pas de temps quotidien les résultats de la reconstruction des données dépendent du régime de précipitation, plus que de la longueur des données manquantes, ce qui complexifie les traitements sur l'ensemble du BA. La moyenne est une méthode de reconstruction simple à appliquer, exempte de critères de seuil et reste la plus adéquate parmi les trois testées, pour travailler à l'échelle du BA. Elle est particulièrement adaptée pour les régions dont la saison sèche est marquée ; en revanche, dans les régions où les précipitations sont régulières tout au long de l'année, les résultats des trois méthodes sont assez proches.

- *Limites et perspectives de la constitution et validation d'une BDD issue de pluviomètres*

La méthode de la moyenne a cependant l'inconvénient de lisser les données et donc d'estomper la variabilité des pluies. De plus, la reconstruction est particulièrement complexe dans les régions montagneuses et l'usage de la moyenne ne permet pas de prendre en compte les critères d'altitude ou d'exposition aux vents dominants qui font fortement varier les valeurs de pluies entre des stations voisines sur le plan horizontal. Cette remarque pointe aussi la nécessité d'améliorer la définition de certains seuil comme : la distance horizontale, et verticale en montagne, pour considérer des stations voisines afin de contrôler et reconstruire les données ; les seuils pour distinguer des valeurs maximum de pluies quotidiennes de celles aberrantes, dans toutes les régions du BA. D'autre part, une procédure automatisée a été proposée pour contrôler les séquences de valeurs à 0 mm de pluie par jour. En revanche, l'homogénéité du reste des séries pluviométriques n'a pas pu être contrôlé, en partie à cause de l'indisponibilité

de métadonnées et de la difficulté d'appliquer une homogénéisation sur une grande quantité de données. Des contrôles d'homogénéisation des pluies au pas de temps quotidien nécessitent donc d'être développés selon un processus fiable et automatisé au maximum, et opérationnel à l'échelle de tout le BA.
Les lacunes spatiales importantes inhérentes à ce jeu de données soulignent également l'intérêt d'utiliser des données satellitaires afin de compléter l'information.

2) Identification de 7 régions pluviométriques homogènes dans le BA, comportant 2 à 4 sous-régimes de pluies.

A partir de cette BDD, les régions pluviométriques homogènes du BA et leurs sous-régimes de précipitations ont pu être identifiés (Chapitre 3). La méthode du clustering spectral ainsi qu'une analyse spatiale basée sur les outils de la géomatique, ont été utilisées pour établir les régions. Le clustering spectral permet la construction de graphes pondérés et se base sur la théorie des graphes pour les fractionner et donc construire les régions climatiques. Sept régions pluviométriques homogènes sont obtenues : le Nord-est, le Nord, le Sud-est, le Sud et les Andes, dont les régimes moyens de précipitations présentent une alternance de saison sèche et saison des pluies ; l'Ouest et le Rio Negro dont les précipitations sont régulières durant l'année. Entre ces régions sont présents des espaces de transition où les régimes de précipitations peuvent présenter des caractéristiques attribuables à plusieurs régions (figure 3.5).
La définition des sous-régimes de précipitations, c'est-à-dire l'altération des régimes régionaux moyens par des anomalies de pluies, a également été réalisée avec la méthode du clustering spectral. Deux à quatre sous-régimes de précipitations sont établis dans chaque région. Lorsque les sous-régimes de précipitations comportaient plus de sept années, seules les années les plus représentatives ont été conservées (soit sept au maximum). Des dates de début et fin de saison des pluies ou périodes plus pluvieuses (dans l'Ouest et le Rio Negro) ont été calculées pour chacun des sous-régimes avec la méthode du Cumul d'anomalies. Une typologie basée sur le décalage des dates de saison et des anomalies de pluies intra-saisonnière a été proposée (Tableau 3. 3). Les profils de saison des pluies sont très variés mais les éléments essentiels sont :

- les dates de début de saison des pluies (DSP) des sous-régimes sont plus souvent affectées par un décalage que les dates de fin de saison des pluies (FSP), particulièrement dans le Sud et le Rio Negro. Bien que cela n'ait pas pu être calculé, les cumuls de pluies des jours précédents plutôt que des semaines ou mois précédents semblent être déterminants dans le décalage des DSP et FSP.
- le décalage d'une FSP n'est pas nécessairement associé à celui d'un DSP. Lorsque c'est le cas, un DSP précoce (tardif) est le plus souvent associé à une FSP tardive (précoce) donc à un allongement (raccourcissement) important de la saison des pluies : c'est le cas des sous-régimes Cl4 dans le Nord-est, Cl2 dans le Sud-est, Cl1 dans le Nord, Cl4 dans le Sud, Cl1 dans le Nord (Cl1 dans le Nord-est, Cl2 dans le Sud).
- les décalages des dates de saison des pluies les plus importants sont détectés dans la région Rio Negro, tandis que dans le Sud-est, même si trois des quatre sous-régimes présentent des décalages du DSP ou de la FSP, le nombre de jour de décalage est moins important.

Michot, Véronique. Analyse spatiale et temporelle de la variabilité des régimes de précipitations dans le bassin amazonien - 2017

- un type de décalage de DSP et/ou FSP ne semble pas spécifiquement associé à un déroulement de saison des pluies spécifique.
- l'ensemble des régions à l'exception du Sud-est présentent un sous-régime excédentaire toute la saison, mais les autres sous-régimes (déficitaires toute la saison ou alternant déficits et excédents de pluies) sont peu organisés spatialement.
- L'analyse de l'organisation temporelle des sous-régimes de précipitations régionaux, montre qu'ils surviennent de façon variable au cours de la période d'étude plutôt que pendant des groupes d'années consécutives. La seule exception est celle du sous-régime Cl1 dans la région Rio Negro qui est centrée sur la décennie 1980. L'absence d'organisation temporelle des sous-régimes ne témoigne pas de tendances interdécennales des précipitations observées par d'autres auteurs (Espinoza Villar et al. 2009).
- Peu d'années sont communes entres les sous-régimes de précipitations, ce qui suggère que les régions n'ont pas été soumises au même forçage, ou n'y ont pas été sensibles de la même façon. Lorsque des années sont communes entre des régions, les anomalies de pluies sont en général différentes. Le lien entre les régions apparaît donc assez faible.

➢ *Limites et perspectives de la régionalisation des pluies et de l'identification des sous-régimes régionaux de précipitations dans le BA*

Une des principales difficultés à la régionalisation des régimes moyens de précipitations dans le BA, est d'obtenir des régions comportant un nombre de stations pluviométriques suffisant pour fournir une information régionale consistante. La faible quantité de stations dans les Andes boliviennes a abouti à les intégrer à la plaine amazonienne bolivienne dont la réponse des pluies aux forçages atmosphériques peut être très différente. Une meilleure division de ces deux secteurs pourrait être obtenue en disposant d'une plus grande quantité de données comme celles des produits satellitaires comme TRMM 3B42 version 7. Cependant, celui-ci ne possède pas encore des séries temporelles suffisamment longues pour le faire dans ce travail.
Les anomalies des sous-régimes régionaux de précipitations ont pu être comparées du point de vue du signe de l'anomalie et de leur durée. En revanche une comparaison quantitative des déficits ou excédents de pluies n'est pas possible puisque les sous-régimes de pluies comportent des nombres d'années parfois très différents (de 1 à 7 ans). Ce point est une véritable limite notamment pour une application de ces résultats à des thématiques agricoles ou hydrologiques par exemple.

3) Une majorité des sous-régimes de pluies sont associées à des anomalies de SST mais leurs configurations océano-atmosphériques sont variables.

Le lien entre la variabilité des précipitations et les anomalies significatives océano-atmosphériques a été réalisé à partir des champs de convection (Outgoing Longwave Radiation – OLR), de flux d'humidité, et de température de surface de l'océan (SST) dans le chapitre 4. L'analyse de ces variables a été faite sur la base de cartes composites au pas de temps mensuel, qui ont permis de mieux faire ressortir les anomalies significatives que le pas de temps saisonnier (le plus souvent utilisé dans les études). Plusieurs points sont à relever :

Michot, Véronique. Analyse spatiale et temporelle de la variabilité des régimes de précipitations dans le bassin amazonien - 2017

- les champs d'OLR, donc de convection sont en général cohérents avec les anomalies de pluies des sous-régimes de précipitations. Ces résultats permettent d'une part de confirmer la pertinence des sous-régimes obtenus avec la méthode de clustering spectral et d'autre part d'observer si les champs de convection sont restreints et ne concernent ainsi que la région ou bien un ensemble plus large du BA, et ainsi aider à la compréhension de changements dans la circulation des flux d'humidité.
- les anomalies de précipitations sont souvent liées à des anomalies de circulation des flux d'humidité.
- parmi les vingt-six sous-régimes de précipitations identifiés dans le BA, vingt sont liés à des SSTA. En revanche, six, dont quatre dans la région du Sud-est, n'ont pas pu être mis en relation avec des anomalies de SST (SSTA).
- la relation entre la temporalité des anomalies de pluies et celle des SST, peu renseignée jusqu'à présent, a pu être soulignée dans ce travail. Lorsque les sous-régimes de pluies sont associés à des SSTA, la date de début et/ou de fin des anomalies pacifiques ou atlantiques semblent, dans la plupart des cas, conditionner en partie les dates des anomalies de précipitations et donc la durée des déficits ou excédents de pluies. Par exemple, dans le Rio Negro, lorsque le sous-régime est lié à LN seul et que celle-ci commence en août-1 et se termine en février, des excès de précipitations apparaissent dès le mois d'octobre et le DSP survient précocement, tandis que les excès de pluies s'interrompent en mars-avril.
- neuf sous-régimes de précipitations, principalement dans la moitié nord du BA et les Andes sont associés à des phases La Niña (LN) le plus souvent associées à des SSTA positives de SATL (Atlantique Sud Tropical) ou avec un dipôle NATL (Atlantique Nord Tropical) négatif et SATL positif. Six sous-régimes sont associés à une phase El Niño (EN), également dans la moitié nord du BA, un seul cas est observé dans la région Sud-est. Les cartes composites font ressortir des phases EN seules ou bien associées à des SSTA dans SATL et/ou NATL. Trois sous-régimes seulement, dans les régions Nord-est, Ouest et Sud ne sont associés qu'à des SSTA de l'Atlantique nord et/ou sud.

  Les anomalies de pluies sont donc très fréquemment associées à la présence d'anomalies de SST, particulièrement dans le Pacifique. Lorsque les sous-régimes ne sont associés qu'à des phases LN (de type Central ou Est) ils sont principalement excédentaires mais la saison des pluies est plus longue (Rio Negro) ou plus courte (Andes). Lorsqu'ils sont associés à des phases EN (de type Central ou Est) ils sont principalement déficitaires avec une saison des pluies plus courte (Nord-est, Rio Negro, Andes). Dans la région nord toutefois, la phase EN peut-être associée à un DSP précoce et une FSP tardive, à cause de précipitations excédentaires, en raison de l'affaiblissement des alizés et donc une migration tardive (précoce) de la ZCIT vers le sud (nord) au printemps (automne). Des excédents de précipitations dans le nord du BA et un allongement de la saison des pluies dans cette région dans le cas d'un EN, sont des éléments nouveaux, peu exposés dans la littérature.

  En revanche, lorsque les SSTA du Pacifique et des SSTA dans l'Atlantique sont présentes, le type de sous-régime diffère entre les régions. Ces SSTA influencent la migration de la ZCIT à cause du renforcement ou affaiblissement des alizés de nord et/ou de sud et, plusieurs sous-régimes témoignent du fait que celle-ci est très souvent

Michot, Véronique. Analyse spatiale et temporelle de la variabilité des régimes de précipitations dans le bassin amazonien - 2017

liée aux anomalies de précipitations. La région du Sud-est est néanmoins davantage influencée par la variabilité de la ZCAS.

Plus en détail, les anomalies de l'Atlantique contribuent en général à affecter la migration de la ZCIT tant au début qu'à la fin de la saison des pluies, ce qui impacte les dates de début et fin de saison des pluies et dès lors les quantités de précipitations. Les précipitations augmentent dans le Nord-est, le Rio Negro, le Sud et les Andes lors de LN associées à des périodes où les SSTA sont positives dans l'Atlantique équatorial et SATL. En effet, ces dernières favorisent la migration et le maintien de la ZCIT vers le sud, ce qui contribue à augmenter les pluies dans le BA. En revanche, des SSTA positives le long des côtes brésiliennes (entre 10 et 40°S) peuvent également impacter l'activité de la ZCAS et favoriser des anomalies de flux de sud-est, donc moins d'humidité vers la région Sud-est et des déficits de précipitations, malgré la présence d'une phase LN. D'autre part, lorsque les SSTA positives de SATL sont situées à l'est de SATL, les flux d'humidité sont déviés vers cette région, au lieu du BA, et entrainent des déficits de pluies et une FSP précoce dans la région Sud-est. Dans ce travail le rôle de l'Atlantique sud en lien avec des anomalies de pluies et/ou des anomalies de migration de la ZCIT est donc apparu à plusieurs reprises, ce qui a encore peu été observé dans la littérature.

Une autre configuration particulière de SSTA a été mise en avant, celle d'une phase LN associée à des anomalies positives dans SATL et négatives dans NATL. Son impact diffère cependant entre la région Nord-est et Andes. Dans la première, les anomalies de précipitations sont positives au début et à la fin de la saison, grâce à la forte migration au sud de la ZCIT au printemps austral et à sa lente remontée au nord à l'automne. Toutefois cette migration entraine des déficits de pluies durant le cœur de la saison des pluies. Ces dernières sont également déficitaires en été dans le Rio Negro alors que la ZCIT a fortement migré au sud. Les conditions LN intensifient la convection sur le BA mais les SSTA de l'Atlantique sud favorisent la forte migration de la ZCIT vers le sud au début de la saison des pluies, tandis que les SSTA négatives de NATL ralentissent sa remontée vers le nord. L'influence des SSTA atlantiques semble donc pouvoir contrecarrer celle du Pacifique.

- Les sous-régimes de précipitations, donc les anomalies de pluies, n'ont pas permis de différencier spécifiquement les EN (LN) de type Est ou Central, en effet, les années de chacun des types appartiennent souvent au même sous-régime. Des années neutres dans le Pacifique peuvent également être comprises dans les sous-régimes, ce qui suggère que toute la variabilité des précipitations n'est pas liée à l'ENSO et que des conditions atmosphériques similaires peuvent se produire même en l'absence d'anomalies pacifiques.

➢ *Limites et perspectives de la mise en relation des sous-régimes régionaux de précipitation avec les anomalies océano-atmosphériques*

En raison du nombre d'années différent entre les sous-régimes de précipitations, la significativité de la relation entre les anomalies de précipitation et les SSTA atlantiques et pacifiques n'a pas pu être évaluée. Or, de précédentes études ont montré que le pourcentage de

Michot, Véronique. Analyse spatiale et temporelle de la variabilité des régimes de précipitations dans le bassin amazonien - 2017

variabilité des pluies dans le BA induit par les SST est parfois très faible, environ 25%. L'utilisation de données comme les mouvements verticaux de l'atmosphère, le calcul des champs de divergence/convergence dans le BA, pourraient permettre de compléter l'explication des anomalies de pluies et d'affiner le lien entre SSTA et les anomalies de flux d'humidité, donc, leur rôle dans la modulation des sous-régimes régionaux de précipitations. Par ailleurs, puisque la variabilité des océans n'explique qu'en partie celle des précipitations saisonnières, d'autres facteurs interviennent, comme la sécheresse des sols et de la végétation, notamment au cours de la saison sèche précédente et pourrait être en lien avec un retard du DSP (Yin et al. 2014). L'importance du rôle de la végétation est également mise en évidence par de récents travaux, qui suggèrent que la convection induite par l'évapotranspiration de la végétation influence les conditions atmosphériques à l'échelle régionale en favorisant une augmentation rapide de la convection et des pluies et ainsi, du DSP (Wright et al. 2017) ; la quantité d'aérosols durant la saison sèche participe de façon importante au budget énergétique de la troposphère et peut également interférer dans les quantités de précipitation et le décalage du DSP ; l'effet du déboisement lui-même, en particulier dans le sud et à l'est de l'Amazonie, sur les anomalies de précipitations est encore mal appréhendé, mais est susceptible d'affecter la convection locale et la circulation des flux d'humidité ; l'évolution de l'énergie potentielle convective disponible (CAPE) et de l'énergie de l'inhibition de la convection (CIN) à cause de l'augmentation de l'effet de serre et de la position du LLJ au court de l'année pourrait également permettre d'expliquer la variabilité des anomalies de pluies des sous-régimes (Fu et al. 2013; Yin et al. 2014).

4) Des différences de distribution des pluies intra-régionale mises en évidence par TRMM 3B42 v7

Un dernier aspect a été abordé dans cette thèse (chapitre 5), celui de l'apport des données TRMM 3B42 version 7 (3B42) à la connaissance de la variabilité intra-régionale des précipitations. L'information climatique que ces estimations de pluies apportent sur le BA au pas de temps quotidien, dont les données sont disponibles depuis 1998, a été contrôlée grâce à : des statistiques quantitatives et qualitatives ; leurs capacité à reproduire les schémas spatiaux et temporels des régimes moyens de précipitations dans les différentes régions du BA, et ceux des sous-régimes de précipitations dans la région test du Nord-est. Ces outils ont été utilisés en comparant le pixel 3B42 voisin le plus proche de la station aux données de la station, puis en analysant la grille entière de 3B42 pour les sous-régimes. Les résultats sont les suivants :

- 3B42 a une meilleure performance dans la détection des événements pluvieux que dans l'estimation des quantités de précipitations et tend principalement à surestimer les précipitations. Les performances du produit satellitaire sont pour toutes les statistiques meilleures dans la plaine amazonienne que dans les reliefs andins. Les résultats sont par ailleurs variables au sein même des Andes. Une distinction est faite entre les Andes du nord (Equateur) et celles du sud (Bolivie) où les précipitations de 3B42 ont tendance à être surestimées, alors qu'elles sont plutôt sous-estimées au centre des Andes (Pérou).
- 3B42 reproduit assez précisément les régimes de précipitations moyens régionaux du BA, avec de moins bons résultats durant la saison sèche ou les mois les moins pluvieux. Ceci s'explique en partie par l'organisation plus locale des nuages durant la saison

Michot, Véronique. Analyse spatiale et temporelle de la variabilité des régimes de précipitations dans le bassin amazonien - 2017

sèche, ce qui peut conduire à une absence de mesure dans le pluviomètre tandis que des pluies sont détectées par 3B42 qui estime les pluies sur une superficie plus importante. Mais les nuages et les précipitations peuvent être aussi moins bien détectés par 3B42 en saison sèche à cause de la convection moins profonde et donc, produire un biais négatif. De plus, comme les pluies sont plus rares durant la saison sèche, le ratio d'erreur est alors plus élevé.

- Aucune corrélation significative n'apparaît entre l'altitude et la qualité des estimations. L'exposition au vent ou sous le vent de la station pluviométrique est en revanche un facteur explicatif des surestimations de 3B42.
- Dans la région Nord-est les pixels 3B42 les plus proches des stations reproduisent assez rigoureusement la distribution annuelle des sous-régimes de pluies. A l'échelle de la grille de 3B42, les anomalies des sous-régimes sont rarement présentes de façon homogène sur l'ensemble de la région, ce qui confirme que la variabilité spatiale des précipitations est importante également à l'échelle intra-régionale. Les données de 3B42 permettent donc d'enrichir les analyses sur la variabilité spatiale des pluies, à une échelle suffisamment fine (0,25°), en complétant une information manquante et difficile à saisir avec les mesures très locales et hétérogènes des pluviomètres.
  Cette plus grande quantité d'information spatiale fournie par 3B42 a par exemple permis de montrer des différences de distribution des pluies entre le littoral et les terres.

➢ *Limites et perspectives de l'usage des données de TRMM 3B42 version 7*

Les tests réalisés sur les données de 3B42 mettent en exergue la nécessité de prendre en compte la localisation du lieu d'étude (littoral, plaine ou montagne). L'utilisation de données d'observation ou bien de proxy de pluies (comme l'OLR), peut être nécessaire pour pointer et prendre en compte des situations de biais de 3B42.
Par ailleurs, la mission Global Precipitation Measurment a succédé à TRMM qui a pris fin en 2015. Elle a été lancée en 2014 et est composée d'une constellation de 5 satellites permettant de fournir des données globales toutes les 2-3 heures. Cette constellation comporte le satellite GPM-CORE (de la NASA et la Jaxa) qui mesure notamment, en 3 dimensions, l'intensité et la variabilité de la structure des flux de chaleur latente des systèmes convectifs. Ces mesures permettront de mieux connaître le taux de transfert d'eau à la surface et donc de réduire l'erreur d'estimation des précipitations. L'homogénéisation des données de la mission TRMM avec celles de GPM pourra fournir une série temporelle de longue durée avec une amélioration de l'estimation des pluies.

A partir d'une BDD au sol, les travaux de cette thèse ont donc montré au-delà des grands régimes de précipitations connus dans le BA, l'existence d'une multitude de sous-régimes de précipitations intra et inter-régionnaux. L'influence des SSTA sur les pluies du BA, a été abordée par rapport aux anomalies des sous-régimes de précipitations plutôt que par rapport à des années aux anomalies exceptionnelles. Cette approche a permis de montrer que la plupart des sous-régimes sont associés à des anomalies océano-atmosphériques variées, mais que pour les autres, les anomalies de pluies pourraient être liées à des conditions plus locales. Ce travail

Michot, Véronique. Analyse spatiale et temporelle de la variabilité des régimes de précipitations dans le bassin amazonien - 2017

a également souligné que la date d'apparition et la durée des anomalies de pluies semble fortement en lien avec la temporalité des anomalies de SST.

Par ailleurs, l'utilisation du produit satellitaires 3B42 qui comporte une plus grande quantité spatiale de données, met parfois en évidence des discontinuités intra-régionales de la distribution des pluies, difficiles à appréhender à partir du réseau de mesure au sol beaucoup plus lâche. Bien que les régions montagneuses restent soumises à de plus fortes erreurs d'estimations, la disponibilité prochaine de séries temporelles satellitaires de plusieurs décennies sera donc une ressource considérable pour palier à la faible densité du réseau de pluviomètres et préciser les limites des régions pluviométriques homogènes, ainsi que l'homogénéité spatiale de leurs sous-régimes de pluies.

Michot, Véronique. Analyse spatiale et temporelle de la variabilité des régimes de précipitations dans le bassin amazonien - 2017

Bibliographie

Aceituno, P. 1988. « On the Functioning of the Southern Oscillation in the South American Sector. Part I: Surface Climate ». *Monthly Weather Review* 116 (3): 505‑24.

Aceituno, P., et R. Garreaud. 1995. « The impact of ENSO phenomenon on rainfall regimes along the Andes cordillera ». *Revista Chilena de Ingeniería Hidráulica*, 2nde édition.

Aceituno, P., et A. Montecinos. 1993. « Circulation anomalies associated with dry and wet periods in the South American Altiplano. » In *American Meteorological Society*, 330–331.

Adewi, E. 2012. « Les stratégies agricoles de gestion de la péjoration pluviométrique au Togo ». Thèse de doctorat, Université de Lomé, Togo.

Aguilar, E., T. C. Peterson, P. Ramírez Obando, R. Frutos, J. A. Retana, M. Solera, J. Soley, et al. 2005. « Changes in Precipitation and Temperature Extremes in Central America and Northern South America, 1961–2003 ». *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 110 (D23): D23107.

Alexander, M. A., I. Bladé, M. Newman, J. R. Lanzante, N. C. Lau, et J. D. Scott. 2002. « The Atmospheric Bridge: The Influence of ENSO Teleconnections on Air–Sea Interaction over the Global Oceans ». *Journal of Climate* 15 (16): 2205‑31.

Andreoli, R. V., Soares de Oliveira S., Kayano M. T., Viegas J., Ferreira de Souza R. A., et Candido L. A. 2016. « The Influence of Different El Niño Types on the South American Rainfall ». *International Journal of Climatology*, 37 (3): 1374-90

Arai, F. K., G. G. G. Gonçalves, S. B. Pereira, et P. P. P. Peixoto. 2009. « Estudo do comportamento pluvial na região de Dourados, MS ». *Agrarian* 2 (6): 105–112.

Arraut, J. M., C. Nobre, H. M. J. Barbosa, G. Obregon, et J. Marengo. 2012. « Aerial Rivers and Lakes: Looking at Large-Scale Moisture Transport and Its Relation to Amazonia and to Subtropical Rainfall in South America ». *Journal of Climate* 25 (2): 543‑56.

Arraut, J. M., et P. Satyamurty. 2009. « Precipitation and Water Vapor Transport in the Southern Hemisphere with Emphasis on the South American Region ». *Journal of Applied Meteorology and Climatology* 48 (9): 1902‑12.

Arraut, J. M., et P. Satyamurty. 2009. « Precipitation and Water Vapor Transport in the Southern Hemisphere with Emphasis on the South American Region ». *Journal of Applied Meteorology and Climatology* 48 (9): 1902‑12.

Artaxo, P., W. M., H. Storms, et R. Van Grieken. 1990. « Aerosol Characteristics and Sources for the Amazon Basin during the Wet Season ». *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 95 (D10): 16971‑85.

Arvor, D. 2009. « Etude par télédétection de la dynamique du soja et de l'impact des précipitations sur les productions au Mato Grosso (Brésil) ». Thèse de doctorat, Université Rennes 2, France.

Michot, Véronique. Analyse spatiale et temporelle de la variabilité des régimes de précipitations dans le bassin amazonien - 2017

Arvor, D., V. Dubreuil, et M. Meirelles. 2007. « Variabilité spatio-temporelle du début de la saison des pluies au Mato Grosso, Brésil ». In *XXe Colloque de l'Association Internationale de Climatologie*, 87–92. Carthage, Tunisie.

Arvor, D., Funatsu B. M., Michot V., Dubreuil V. 2017. « Monitoring Rainfall Patterns in the Southern Amazon with PERSIANN-CDR Data: Long-Term Characteristics and Trends ». *Remote Sensing* 9 (9): 889.

Ashok, K., S. K. Behera, S. A. Rao, H. Weng, et T. Yamagata. 2007. « El Niño Modoki and its possible teleconnection ». *Journal of Geophysical Research: Oceans* 112 (C11): C11007.

Assad, E. D., E. E. Sano, R. Masutomo, L. H. R. de Castro, et F. A. Macena da Silva. 1993. « Veranicos na região dos cerrados brasileiros frequência e probabilidade de ocorrência ». *Pesquisa Agropecuária Brasileira* 28 (9): 993−1003.

Audigier, V. 2015. « Imputation multiple par analyse factorielle: Une nouvelle méthodologie pour traiter les données manquantes ». Rennes, Agrocampus Ouest.

Balme, M., S. Galle, et T. Lebel. 2005. « Démarrage de la saison des pluies au Sahel: variabilité aux échelles hydrologique et agronomique, analysée à partir des données EPSAT-Niger ». *Sécheresse* 16 (1): 15–22.

Banque Mondiale. 2010. « Adaptation to climate change: Vulnerability assessment and economic aspects. Plurinational State of Bolivia ». Banque Mondiale.

Barbosa Santos, E., P. Sérgio Lucio, et C. M. Silva. 2015. « Precipitation regionalization of the Brazilian Amazon ». *Atmospheric Science Letters* 16 (3): 185−92.

Barbosa Santos, E. 2015. « Modelagem estatística e atribuições dos eventos de precipitação extrema na Amazônia brasileira », Thèse de doctorat, Université Fédéral du Rio Grande do Norte, Brésil.

Barbosa Santos, E., P. S. Lucio, et C. Moisés Santos e Silva. 2015. « Seasonal Analysis of Return Periods for Maximum Daily Precipitation in the Brazilian Amazon ». *Journal of Hydrometeorology* 16 (3): 973−84.

Barreiro, M., P. Chang, et R. Saravanan. 2002. « Variability of the South Atlantic Convergence Zone Simulated by an Atmospheric General Circulation Model ». *Journal of Climate* 15 (7): 745−63.

Barreiro, M. 2010. « Influence of ENSO and the South Atlantic Ocean on Climate Predictability over Southeastern South America ». *Climate Dynamics* 35 (7−8): 1493−1508.

Barros, V., M. Gonzalez, B. Liebmann, et I. Camilloni. 2000. « Influence of the South Atlantic convergence zone and SouthAtlantic Sea surface temperature on interannual summerrainfall variability in Southeastern South America ». *Theoretical and Applied Climatology* 67 (3−4): 123−33.

Beucher, F. 2010. *Manuel de météorologie tropicale: des alizés au cyclone tropical*. Paris: Météo-France.

Bjerknes, J. 1969. « Atmospheric teleconnections from the equatorial pacific 1 ». *Monthly Weather Review* 97 (3): 163–172.

Boers, N., B. Yong, J. Marengo, N. Marwan, J. S. von Storch, et J. Kurths. 2015. « Extreme rainfall of the South American monsoon system: a dataset comparison using complex networks ». *Journal of Climate* 28 (3): 1031–1056.

Bookhagen, B., et M. R. Strecker. 2008. « Orographic barriers, high-resolution TRMM rainfall, and relief variations along the eastern Andes ». *Geophysical Research Letters* 35 (6): L06403.

Bookhagen, B., M. R. Strecker. 2010. « Modern Andean rainfall variation during ENSO cycles and its impact on the Amazon drainage basin ». In *Amazonia, Landscape and Species Evolution: A Look into the Past. 1st edition.*, 1st éd., 464. Wiley-Blackwell.

Boulanger, J. P., J. Aizpuru, L. Leggieri, et M. Marino. 2010. « A Procedure for Automated Quality Control and Homogenization of Historical Daily Temperature and Precipitation Data (APACH): Part 1: Quality Control and Application to the Argentine Weather Service Stations ». *Climatic Change* 98 (3−4): 471−91.

Boyard-Micheau, J. 2013. « Prévisibilité potentielle des variables climatiques à impact agricole en Afrique de l'est et application au sorgho dans la région du mont Kenya ». Thèse de doctorat, Université de Bourgogne, France.

Boyard-Micheau, J., P. Camberlin, et al. 2015. « Reconstitution de séries de pluies quotidiennes en Afrique de l'Est: application aux caractéristiques des saisons des pluies ». *Climatologie* 12: 83–105.

Brandt, P., A. Funk, V. Hormann, M. Dengler, R. J. Greatbatch, et J. M. Toole. 2011. « Interannual Atmospheric Variability Forced by the Deep Equatorial Atlantic Ocean ». *Nature* 473 (7348): 497−500.

Brito, A. L., J. A. Paix, M. C. Yoshida, et al. 2014. « Extreme rainfall events over the Amazon basin produce significant quantities of rain relative to the rainfall climatology ». *Atmospheric and Climate Sciences* 4 (02): 179.

Brondizio, E. S., et E. F. Moran. 2008. « Human dimensions of climate change: the vulnerability of small farmers in the Amazon ». *Philosophical Transactions of the Royal Society of London B: Biological Sciences* 363 (1498): 1803–1809.

Burgers, G., et David B. S. 1999. « The "normality" of El Niño ». *Geophysical Research Letter* 26 (8): 1027–1039.

Cai, Y., C. Jin, A. Wang, D. Guan, J. Wu, F. Yuan, et L. Xu. 2015. « Spatio-temporal analysis of the accuracy of tropical multisatellite precipitation analysis 3B42 precipitation data in mid-high latitudes of China ». *PloS one* 10 (4): 1−22.

C**amberlin, P., R. Okoola, M. Diop, et P. Valimba.** 2003. « Identification des dates de démarrage et de fin de saison des pluies : application à l'Afrique de l'est et au Sénégal. » In *Actes de colloque de l'Association Internationale de Climatologie*, 15:295−303. Varsovie.

Camberlin, P. J. Boyard-Micheau, N. Philippon, C. Baron, C. Leclerc, et C. Mwongera. 2012. « Climatic Gradients along the Windward Slopes of Mount Kenya and Their Implication for Crop Risks. Part 1: Climate Variability ». *International Journal of Climatology* 34 (7): 2136−52.

Campozano, L., E. Sánchez, A. Aviles, et E. Samaniego. 2015. « Evaluation of infilling methods for time series of daily precipitation and temperature: The case of the Ecuadorian Andes ». *Maskana* 5 (1): 99–115.

Camps-Valls, G, et L. Bruzzone. 2009. *Kernel Methods for Remote Sensing Data Analysis*. Wiley & Sons.

Capotondi, A., A. T. Wittenberg, M. Newman, E. Di Lorenzo, J. Y. Yu, P. Braconnot, J. Cole, et al. 2015. « Understanding ENSO diversity ». *Bulletin of the American Meteorological Society* 96 (6): 921–938.

Cardenas, R., et E. T. Krainski. 2011. «Preenchimento de falhas em bancos de dados meteorológicos diários: uma comparação de abordagens ». In . Guarapari-Brasil.

Cardona, O. D., et M. L. Carreño. 2011. « Updating the indicators of disaster risk and risk management for the Americas ». *IDRiM Journal* 1 (1): 27–47.

Carton, J. A., et B. Huang. 1994. « Warm events in the tropical Atlantic ». *Journal of Physical Oceanography* 24 (5): 888–903.

Carvalho, A. M. G. 1989. « Conexões entre a circulação em altitude e a convecção sobre a América do Sul ». Mémoire de Master. INPE - São José dos Campos.

Carvalho, D. F. de, R. Araújo de Faria, S. A. Veronez de Sousa, et H. Queiroz Borges. 2000. « Spatialization of the drought duration for different corn production loss levels in Rio Verde Grande watershed, Minas Gerais State, Brazil ». *Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental* 4 (2): 172−76.

Carvalho, L. M. V., C. Jones, et B. Liebmann. 2004. « The South Atlantic Convergence Zone: Intensity, Form, Persistence, and Relationships with Intraseasonal to Interannual Activity and Extreme Rainfall ». *Journal of Climate* 17 (1): 88−108.

Carvalho, L. M. V, C. Jones, A. N. D Posadas, R. Quiroz, B. Bookhagen, et B. Liebmann. 2012. « Precipitation characteristics of the South American monsoon system derived from multiple datasets ». *Journal of Climate* 25 (13): 4600–4620.

Ceballos, A., J. Martínez-Fernández, et M. Á. Luengo-Ugidos. 2004. « Analysis of Rainfall Trends and Dry Periods on a Pluviometric Gradient Representative of Mediterranean Climate in the Duero Basin, Spain ». *Journal of Arid Environments* 58 (2): 215−33.

Chambon, P., I. Jobard, R. Roca, et N. Viltard. 2013. « An investigation of the error budget of tropical rainfall accumulation derived from merged passive microwave and infrared satellite measurements ». *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 139 (673): 879−93.

Chao, W. C. 2000. « Multiple quasi equilibria of the ITCZ and the origin of monsoon onset ». *Journal of the atmospheric sciences* 57 (5): 641–652.

Charney, J. G. 1971. « Tropical cyclogenesis and the formation of the intertropical convergence zone ». *Mathematical problems of geophysical fluid dynamics* 13: 355–368.

Chaves, R. R., et P. Nobre. 2004. « Interactions between Sea Surface Temperature over the South Atlantic Ocean and the South Atlantic Convergence Zone ». *Geophysical Research Letters* 31 (3): L03204.

Chen, M., P. Xie, W. Shi, V. Silva, V. Kousky, W. Higgins, et J. E. Janowiak. 2008. « Quality Control of Daily Precipitation Reports at NOAA/CPC ». In . New Orleans: American Meteorological Society.

Chen, S., Y. Hong, J. J. Gourley, G. J. Huffman, Y. Tian, Q. Cao, B. Yong, P. E. Kirstetter, J. Hu, et J. Hardy. 2013. « Evaluation of the successive V6 and V7 TRMM multisatellite precipitation analysis over the Continental United States ». *Water Resources Research* 49 (12): 8174–8186.

Chiang, J. C. H., et D. J. Vimont. 2004. « Analogous Pacific and Atlantic Meridional Modes of Tropical Atmosphere–Ocean Variability ». *Journal of Climate* 17 (21): 4143−58.

Coelho, C. A. S., C. B. Uvo, et T. Ambrizzi. 2002. « Exploring the impacts of the tropical Pacific SST on the precipitation patterns over South America during ENSO periods ». *Theoretical and Applied Climatology* 71 (3−4): 185−97.

Coomes, O. T., M. Lapointe, M. Templeton, et G. List. 2016. « Amazon river flow regime and flood recessional agriculture: Flood stage reversals and risk of annual crop loss ». *Journal of Hydrology* 539: 214−22.

Costa, M. H., et J. A. Foley. 1999. « Trends in the hydrologic cycle of the Amazon Basin ». *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 104 (D12): 14189−98.

Cox, P. M., Betts R. A., Jones C. D., Spall S. A., Totterdell I. J. 1999. « Acceleration of global warming due to carbon-cycle feedbacks in a coupled climate model». *Nature* 408 (6809): 184-187.

Cressie, N., et N. H. Chan. 1989. « Spatial Modeling of Regional Variables ». *Journal of the American Statistical Association* 84 (406): 393−401.

Cronin, M. F., M. J. McPhaden, et R. H. Weisberg. 2000. « Wind-Forced Reversing Jets in the Western Equatorial Pacific ». *Journal of Physical Oceanography* 30 (4): 657−76.

Cruz, E. S., D. F. Carvalho, M. B. Ceddia, M. A. H. Antunes, et R. M. Aquino. 2004. « Ocurrence of droughts in Rio de Janeiro State, Brazil ». *Engenharia Agrícola* 24 (1): 68−79.

Czaja, A., et C. Frankignoul. 2002. « Observed Impact of Atlantic SST Anomalies on the North Atlantic Oscillation ». *Journal of Climate* 15 (6): 606−23.

De Bruin, H. A. R. 1980. « A stochastic description of wet and dry spells in terms of an effective number of days ». *Journal of Hydrology* 45: 91−99.

Debortoli, N. S. 2013. « Régime des pluies et déforestation en Amazonie Méridionale ». Thèse de doctorat, Université Rennes 2 ; Université de Brasília, Brésil.

Delahaye, F. 2013. « Analyse comparative des différents produits satellitaires d'estimation des précipitations en Amazonie brésilienne ». Thèse de doctorat, Rennes: Université Rennes 2, France.

Deni, S. M., et A.A. Jemain. 2009. « Mixed log series geometric distribution for sequences of dry days ». *Atmospheric Research* 92: 236−43.

Deser, M. A. C., S. P. Xie, et A. S. Phillips. 2010. « Sea surface temperature variability: Patterns and mechanisms ». *Annual review of marine science* 2: 115–143.

Dhonneur, G. 1979. *Traité de météorologie tropicale. Application au cas particulier de l'Afrique occidentale et centrale.* Direction de la météorologie.

Diaz, A., et P. Aceituno. 2003. « Atmospheric Circulation Anomalies during Episodes of Enhanced and Reduced Convective Cloudiness over Uruguay ». *Journal of Climate* 16 (19): 3171‑85.

Diaz, A. F., C. D. Studzinski, et C. R. Mechoso. 1998. « Relationships between Precipitation Anomalies in Uruguay and Southern Brazil and Sea Surface Temperature in the Pacific and Atlantic Oceans ». *Journal of Climate* 11 (2): 251‑71.

Dinku, T., S. J. Connor, et P. Ceccato. 2010. « Comparison of CMORPH and TRMM-3B42 over Mountainous Regions of Africa and South America ». In *Satellite Rainfall Applications for Surface Hydrology*, édité par M. Gebremichael et F. Hossain, 193‑204.

Dommenget, D., et M. Latif. 2000. « Interannual to Decadal Variability in the Tropical Atlantic ». *Journal of Climate* 13 (4): 777‑92.

Douglas, M. W., M. Nicolini, et C. Saulo. 1998. « Observational evidences of a low level jet east of the Andes during January-March 1998 ». *Meteorologica* 23 (1).

Doyle, M. E., et V. R. Barros. 2002. « Midsummer Low-Level Circulation and Precipitation in Subtropical South America and Related Sea Surface Temperature Anomalies in the South Atlantic ». *Journal of Climate* 15 (23): 3394‑3410.

Drumond, A. R. M., et T. Ambrizzi. 2005. « The Role of SST on the South American Atmospheric Circulation during January, February and March 2001 ». *Climate Dynamics* 24 (7‑8): 781‑91.

Dubreuil, V., D. Arvor, et N. Debortoli. 2012. « Monitoring the pioneer frontier and agricultural intensification in Mato Grosso using SPOT Vegetation images. » *Revue Française de Photogrammétrie et de Télédétection* 200: 2–10.

Dubreuil, V., A. Jallet, J. Ronchail, et G. Maitelli. 2015. « Estimation des précipitations par télédétection au Mato Grosso (Brésil) ». *Climatologie* 1.

Dubreuil, V., J. Ronchail, et D. Arvor. 2004. « Potentialités des données TRMM pour la spatialisation des précipitations des précipitations au Mato Grosso, Brésil ». In *XXe Colloque de l'Association Internationale de Climatologie*, 210–215. AIC, Tunis, Tunisie.

Durieux, L. 2002. « Etude des relations entre les caractéristiques géographiques de la surface et les nuages convectifs dans la région de l'arc de déforestation en Amazonie ». Université de Provence, France.

Edoga, R. N. 2007. « Determination of length of growing season in Samaru using different potential evapotranspiration models ». *AU JT* 11 (1): 28–35.

Egger, J. 1977. « On the Linear Theory of the Atmospheric Response to Sea Surface Temperature Anomalies ». *Journal of the Atmospheric Sciences* 34 (4): 603‑14.

Eischeid, J. K., P. A. Pasteris, H. F. Diaz, M. S. Plantico, et N. J. Lott. 2000. « Creating a Serially Complete, National Daily Time Series of Temperature and Precipitation for the Western United States ». *Journal of Applied Meteorology* 39 (9): 1580‑91.

Enfield, D. B., et A. M. Mestas-Nuñez. 2000. *Global modes of ENSO and non-ENSO sea surface temperature variability and their associations with climate*. Cambridge University Press (pp. 89-112).

Enfield, D. B. 1996. « Relationships of Inter-American Rainfall to Tropical Atlantic and Pacific SST Variability ». *Geophysical Research Letters* 23 (23): 3305−8.

Enfield, D. B., et D. A. Mayer. 1997. « Tropical Atlantic sea surface temperature variability and its relation to El Niño-Southern Oscillation ». *Journal of Geophysical Research: Oceans* 102 (C1): 929–945.

Espinoza, J. C., S. Chavez, J. Ronchail, C. Junquas, K. Takahashi, et W. Lavado. 2015. « Rainfall hotspots over the southern tropical Andes: Spatial distribution, rainfall intensity, and relations with large-scale atmospheric circulation ». *Water Resources Research* 51 (5): 3459−75.

Espinoza, J. C., J. A. Marengo, J. Ronchail, J. M. Carpio, L. N. Flores, et J. L. Guyot. 2014. « The extreme 2014 flood in south-western Amazon basin: the role of tropical-subtropical South Atlantic SST gradient ». *Environmental Research Letters* 9 (12): 124007.

Espinoza, J. C., J. Ronchail, F. Frappart, W. Lavado, W. Santini, et J. L. Guyot. 2013. « The Major Floods in the Amazonas River and Tributaries (Western Amazon Basin) during the 1970–2012 Period: A Focus on the 2012 Flood ». *Journal of Hydrometeorology* 14 (3): 1000−1008.

Espinoza, J. C., J. Ronchail, et M. Lengaigne. 2009. « Types de temps et pluie en Amazonie ». *Geographia Technica* 8 (spécial): 157–162.

Espinoza, J. C. 2009. « Impact de la variabilité climatique sur l'hydrologie du bassin amazonien ». Thèse de doctorat, Université Pierre et Marie Curie-Paris VI, France.

Espinoza, J. C., J. Ronchail, J. L. Guyot, C. Junquas, P. Vauchel, W. Lavado, G. Drapeau, et R. Pombosa. 2011. « Climate Variability and Extreme Drought in the Upper Solimões River (Western Amazon Basin): Understanding the Exceptional 2010 Drought ». *Geophysical Research Letters* 38 (13): L13406.

Espinoza, J. C., J. Ronchail, J. L. Guyot, G. Cochonneau, F. Naziano, W. Lavado, E. De Oliveira, R. Pombosa, et P. Vauchel. 2009. « Spatio-temporal rainfall variability in the Amazon basin countries (Brazil, Peru, Bolivia, Colombia, and Ecuador) ». *International Journal of Climatology* 29 (11): 1574–1594.

Fasullo, J., et P. J. Webster. 2003. « A Hydrological Definition of Indian Monsoon Onset and Withdrawal ». *Journal of Climate* 16 (19): 3200−3211.

Fedorova, N., M. H. Carvalho, et R. S. Silva. 2000. « Processos sinóticos em anos de La Niña e El Niño. Parte III: Zona de convergência do Atlântico Sul. » In *XI Congresso Brasileiro de Meteorologia*, 3165−73. Rio de Janeiro.

Figueroa, S. N., et C. A. Nobre. 1990. « Precipitation distribution over central and western tropical South America ». *Climanalise* 5 (6): 36–45.

Flohn, H. 1971. « Tropical circulation patterns ». *Bonner Meteorol. Abhandl.* 15: 1–55.

Fontaine, B., S. Louvet, et P. Roucou. 2008. « Definition and predictability of an OLR-based West African monsoon onset ». *International Journal of Climatology* 28 (13): 1787−98.

Fontaine, B., S. Janicot, V. Moron, P. Roucou, et S. Trzaska. 1998. « Anomalies de température de surface de la mer et précipitations tropicales synthèse de quelques travaux récents portant sur les précipitations au Sahel et dans le Nordeste ».

Freitas, S. R., K. M. Longo, M. A. F. S. Dias, P. L. S. Dias, R. Chatfield, E. Prins, P. Artaxo, G. A. Grell, et F. S. Recuero. 2005. « Monitoring the transport of biomass burning emissions in South America ». *Environmental Fluid Mechanics* 5 (1−2): 135−67.

Fu, R., L. Yin, W. Li, P. A. Arias, R. E. Dickinson, L. Huang, S. Chakraborty, et al. 2013. « Increased dry-season length over southern Amazonia in recent decades and its implication for future climate projection ». *Proceedings of the National Academy of Sciences* 110 (45): 18110−15.

Fu, R., R. E. Dickinson, M. Chen, et H. Wang. 2001. « How do tropical sea surface temperatures influence the seasonal distribution of precipitation in the equatorial Amazon? » *Journal of Climate* 14 (20): 4003–4026.

Fu, R., B. Zhu, et R. E. Dickinson. 1999. « How Do Atmosphere and Land Surface Influence Seasonal Changes of Convection in the Tropical Amazon? » *Journal of Climate* 12 (5): 1306−21.

Gallaire, R., B. Pouyaud, P. Ribstein, Y. Caballero, et H. Baldivieso. 2000. « OI y variabilidad de los regimenes Hidro-pluviométricos de los valles Altos-Andinos de Bolivia ». In , 50–55. Academia de Ciencias: La Paz Bolivia.

Gan, M. A., V. B. Rao, et M. C. L. Moscati. 2005. « South American Monsoon Indices ». *Atmospheric Science Letters* 6 (4): 219−23.

Gandu, A. W., et P. L. Silva Dias. 1998. « Impact of tropical heat sources on the South American tropospheric upper circulation and subsidence ». *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 103 (D6): 6001−15.

Garreaud, R. D., M. Vuille, R. Compagnucci, et J. Marengo. 2009. « Present-day South American climate ». *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 281 (3): 180−95.

Garreaud, R. D. 2000. « Cold Air Incursions over Subtropical South America: Mean Structure and Dynamics ». *Monthly Weather Review* 128 (7): 2544−59.

Getirana, A. C. V, J. C. Espinoza, J. Ronchail, et O. C. Rotunno Filho. 2011. « Assessment of different precipitation datasets and their impacts on the water balance of the Negro River basin ». *Journal of Hydrology* 404 (3): 304–322.

Glasson-Cicognani, M., et A. Berchtold. 2010. « Imputation des données manquantes: Comparaison de différentes approches ». In *42èmes Journées de Statistique*.

Goddard, L., A. G. Barnston, et S. J. Mason. 2003. « Evaluation of the IRI'S "Net Assessment" Seasonal Climate Forecasts: 1997–2001 ». *Bulletin of the American Meteorological Society* 84 (12): 1761−81.

Graham, N. E., et T. P. Barnett. 1987. « Sea surface temperature, surface wind divergence, and convection over tropical oceans ». *Science* 238 (4827): 657–660.

Greco, S., R. Swap, M. Garstang, S. Ulanski, M. Shipham, R. C. Harriss, R. Talbot, M. O. Andreae, et P. Artaxo. 1990. « Rainfall and Surface Kinematic Conditions over Central

Amazonia during ABLE 2B ». *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 95 (D10): 17001‑14.

Grimm, A. M. 2004. « How do La Niña events disturb the summer monsoon system in Brazil? » *Climate Dynamics* 22 (2‑3): 123‑38.

Grimm, A. M., J. S. Pal, et F. Giorgi. 2007. « Connection between spring conditions and peak summer monsoon rainfall in South America: Role of soil moisture, surface temperature, and topography in eastern Brazil ». *Journal of Climate* 20 (24): 5929–5945.

Grimm, A. M. 2003. « The El Niño Impact on the Summer Monsoon in Brazil: Regional Processes versus Remote Influences ». *Journal of Climate* 16 (2): 263‑80.

Grimm, A. M., V. R. Barros, et M. E. Doyle. 2000. « Climate Variability in Southern South America Associated with El Niño and La Niña Events ». *Journal of Climate* 13 (1): 35‑58.

Grimm, A. M., et P. L. Silva Dias. 1995. « Analysis of Tropical–Extratropical Interactions with Influence Functions of a Barotropic Model ». *Journal of the Atmospheric Sciences* 52 (20): 3538‑55.

Guo, R., et Y. Liu. 2016. « Evaluation of Satellite Precipitation Products with Rain Gauge Data at Different Scales: Implications for Hydrological Applications ». *Water* 8 (281): 2‑20.

Haarsma, R. J., E. J. D. Campos, et F. Molteni. 2003. « Atmospheric Response to South Atlantic SST Dipole ». *Geophysical Research Letters* 30 (16): 1864.

Hastenrath, S. 1976. « Variations in Low-Latitude Circulation and Extreme Climatic Events in the Tropical Americas ». *Journal of the Atmospheric Sciences* 33 (2): 202‑15.

Hastenrath, S. 2001. « In search of zonal circulations in the equatorial Atlantic sector from the NCEP–NCAR reanalysis ». *International Journal of Climatology* 21 (1): 37‑47.

Hastenrath, S. 2006. « Circulation and teleconnection mechanisms of Northeast Brazil droughts ». *Progress in Oceanography* 70 (2): 407‑15.

Hastenrath, S. 1985. *Climate and Circulation of the Tropics*. Vol. 8. Springer Science & Business Media.

Hastenrath, S., et L. Heller. 1977. « Dynamics of climatic hazards in northeast Brazil ». *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 103 (435): 77–92.

Hastenrath, S., et P. Lamb. 1978. « On the dynamics and climatology of surface flow over the equatorial oceans ». *Tellus* 30 (5): 436–448.

Hendon, H. H., et B. Liebmann. 1990. « A Composite Study of Onset of the Australian Summer Monsoon. » *Journal of Atmospheric Sciences* 47: 2227‑40.

Hoffmann, J. A. J. 1975. *Atlas climático de América del Sur [1975]*. WMO, UNESCO.

Horel, J. D., et J. M. Wallace. 1981. « Planetary-Scale Atmospheric Phenomena Associated with the Southern Oscillation ». *Monthly Weather Review* 109 (4): 813‑29.

Houghton, R. W., et Y. M. Tourre. 1992. « Characteristics of low-frequency sea surface temperature fluctuations in the tropical Atlantic ». *Journal of Climate* 5 (7): 765–772.

Huang, B., et J. Shukla. 2005. « Ocean–Atmosphere Interactions in the Tropical and Subtropical Atlantic Ocean ». *Journal of Climate* 18 (11): 1652‑72.

Huffman, G. J., D. T. Bolvin, E. J. Nelkin, D. B. Wolff, R. F. Adler, G. Gu, Y. Hong, K. P. Bowman, et E. F. Stocker. 2007. « The TRMM multisatellite precipitation analysis (TMPA): Quasi-global, multiyear, combined-sensor precipitation estimates at fine scales ». *Journal of Hydrometeorology* 8 (1): 38–55.

Huffman, G. J., et D. T. Bolvin. 2015. « TRMM and other data precipitation data set documentation ».

Huntingford, C., Zelazowski P., Galbraith D., Mercado L. M., Sitch S., Fisher R., Lomas M., Walker A. P., Jones C. D., Booth B. B. B., et al. 2013. « Simulated resilience of tropical rainforests to CO2-induced climate change ». *Nature Geoscience* 6 : 268-273.

Hurrell, J. W. 1995. « Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: regional temperatures and precipitation ». *Oceanographic Literature Review* 2 (43): 116.

Jones, C., et J. D. Horel. 1990. « A note on the upper level divergence field over South America during the summer season ». *Revista Brasileira de Meteorologia* 5 (2): 411–416.

Juárez, R. I., W. Li, R. Fu, K. Fernandes, et A. de Oliveira Cardoso. 2009. « Comparison of Precipitation Datasets over the Tropical South American and African Continents ». *Journal of Hydrometeorology* 10 (1): 289‑99.

Kalnay, E., M. Kanamitsu, R. Kistler, W. Collins, D. Deaven, L. Gandin, M. Iredell, et al. 1996. « The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project ». *Bulletin of the American meteorological Society* 77 (3): 437–471.

Kao, H. Y., et J. Y. Yu. 2009. « Contrasting Eastern-Pacific and Central-Pacific Types of ENSO ». *Journal of Climate* 22 (3): 615‑32.

Kayano, M. T., V. B. Rao, et A. D. Moura. 1988. « Tropical circulations and the associated rainfall anomalies during two contrasting years ». *Journal of Climatology* 8 (5): 477‑88.

Kerr, R. A. 2000. A North Atlantic climate pacemaker for the centuries. *Science* 288 (5473): 1984-1985.

Kiladis, G. N., et H. F. Diaz. 1989. « Global Climatic Anomalies Associated with Extremes in the Southern Oscillation ». *Journal of Climate* 2 (9): 1069‑90.

Kirtman, B. P., et E. K. Schneider. 2000. « A spontaneously generated tropical atmospheric general circulation ». *Journal of the atmospheric sciences* 57 (13): 2080–2093.

Klein, S. A., B. J. Soden, et N. C. Lau. 1999. « Remote Sea Surface Temperature Variations during ENSO: Evidence for a Tropical Atmospheric Bridge ». *Journal of Climate* 12 (4): 917‑32.

Kodama, Y. M. 1993. « Large-scale common features of sub-tropical convergence zones (the Baiu Frontal Zone, the SPCZ, and the SACZ) Part II: conditions of the circulations for generating the STCZs ». *Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II* 71 (5): 581–610.

Koster, R. D., M. J. Suarez, et M. Heiser. 2000. « Variance and Predictability of Precipitation at Seasonal-to-Interannual Timescales ». *Journal of Hydrometeorology* 1 (1): 26‑46.

Kouassi, A.M., K. F. Kouamé, Y. B. Koffi, K. B. Dje, J. E. Paturel, et S. Oulare. 2010. « Analyse de la variabilité climatique et de ses influences sur les régimes pluviométriques saisonniers en Afrique de l'Ouest : cas du bassin versant du N'zi (Bandama) en Côte d'Ivoire ». *Cybergeo : European Journal of Geography*.

Kousky, V. E. 1988. « Pentad outgoing longwave radiation climatology for the South American sector ». *Revista Brasileira de Meteorologia* 3 (1): 217–231.

Kousky, V. E., M. T. Kagano, et I. F. A Cavalcanti. 1984. « A review of the Southern Oscillation: oceanic-atmospheric circulation changes and related rainfall anomalies ». *Tellus A* 36 (5): 490–504.

Kushnir, Y., W. A. Robinson, P. Chang, et A. W. Robertson. 2006. « The Physical Basis for Predicting Atlantic Sector Seasonal-to-Interannual Climate Variability ». *Journal of Climate* 19 (23): 5949−70.

Lamb, P. J. 1978. « Large-scale Tropical Atlantic surface circulation patterns associated with Subsaharan weather anomalies ». *Tellus* 30 (3): 240−51.

Lana, X., A. Burgueño, M. D. Martínez, et C. Serra. 2006. « Statistical distributions and sampling strategies for the analysis of extreme dry spells in Catalonia (NE Spain) ». *Journal of Hydrology* 324: 94−114.

Larkin, N. K., et D. E. Harrison. 2005. « Global seasonal temperature and precipitation anomalies during El Niño autumn and winter ». *Geophysical Research Letters* 32 (16): L16705.

Latif, M., et A. Grötzner. 2000. « The equatorial Atlantic oscillation and its response to ENSO ». *Climate Dynamics* 16 (2−3): 213–218.

Lau, K.-M., et J. Zhou. 2003. « Anomalies of the South American summer monsoon associated with the 1997–99 El Niño–southern oscillation ». *International Journal of Climatology* 23 (5): 529−39.

Lau, N. C., et M. J. Nath. 1996. « The Role of the "Atmospheric Bridge" in Linking Tropical Pacific ENSO Events to Extratropical SST Anomalies ». *Journal of Climate* 9 (9): 2036−57.

Lavado Casimiro, W., D. Labat, J. L. Guyot, J. Ronchail, et J. J. Ordonez. 2009. « TRMM rainfall data estimation over the Peruvian Amazon-Andes basin and its assimilation into a monthly water balance model ». In *Proc. of Symposium HS. 2 at the Joint IAHS & IAH Convention, Hyderabad*.

Lavado Casimiro, W. S., D. Labat, J. Ronchail, J. C. Espinoza, et J. L. Guyot. 2012. « Trends in rainfall and temperature in the Peruvian Amazon–Andes basin over the last 40 years (1965–2007) ». *Hydrological Processes* 27 (20): 2944−57.

Lavado-Casimiro, W., et J. C. Espinoza. 2014. « Impactos de El Niño y La Niña en las lluvias del Perú (1965-2007) ». *Revista Brasileira de Meteorologia* 29 (2): 171−82.

Liebmann, B., S. J. Camargo, A. Seth, J. A. Marengo, L. MV Carvalho, D. Allured, R. Fu, et C. S. Vera. 2007. « Onset and end of the rainy season in South America in observations and the ECHAM 4.5 atmospheric general circulation model ». *Journal of Climate* 20 (10): 2037–2050.

Liebmann, B., et A. C. Smith. 1996. « Description of a complete (interpolated) outgoing longwave radiation dataset ». *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 77: 1275‑77.

Liebmann, B., et D. Allured. 2005. « Daily precipitation grids for South America ». *Bulletin of the American Meteorological Society* 86 (11): 1567.

Liebmann, B., G. N. Kiladis, J. A Marengo, T. Ambrizzi, et J. D. Glick. 1999. « Submonthly convective variability over South America and the South Atlantic convergence zone ». *Journal of climate* 12 (7): 1877–1891.

Liebmann, B., et J. A Marengo. 2001. « Interannual variability of the rainy season and rainfall in the Brazilian Amazon Basin ». *Journal of Climate* 14 (22): 4308–4318.

Lietzke, C. E., C. Deser, et T. H. Vonder Haar. 2001. « Evolutionary structure of the eastern Pacific double ITCZ based on satellite moisture profile retrievals ». *Journal of climate* 14 (5): 743–751.

Little, R. J. A., et D. B. Rubin. 2002. *Statistical Analysis with Missing Data: Little/Statistical Analysis with Missing Data*. Hoboken, NJ, USA: John Wiley & Sons, Inc.

Liu, C., et E. J. Zipser. 2009. « "Warm rain" in the tropics: Seasonal and regional distributions based on 9 yr of TRMM data ». *Journal of Climate* 22 (3): 767–779.

Liu, Z., Q. Zhang, et L. Wu. 2004. « Remote Impact on Tropical Atlantic Climate Variability: Statistical Assessment and Dynamic Assessment ». *Journal of Climate* 17 (7): 1529‑49.

Machado, L. A., M. Silva Dias, C. Morales, G. Fisch, D. Vila, R. Albrecht, S. J. Goodman, A. Calheiros, T. Biscaro, et C. Kummerow. 2014. « The Chuva Project: How Does Convection Vary across Brazil? » *BAMS* 95 (9): 1365–1380.

Makarieva, A. M., et V. G. Gorshkov. 2007. « Biotic pump of atmospheric moisture as driver of the hydrological cycle on land ». *Hydrology and Earth System Sciences* 11 (2): 1013‑33.

Makhuvha, T., G. Pegram, R. Sparks, et W. Zucchini. 1997a. « Patching rainfall data using regression methods.: 1. Best subset selection, EM and pseudo-EM methods: theory ». *Journal of Hydrology* 198 (1–4): 289‑307.

Makhuvha, T., G. Pegram, R. Sparks, et W. Zucchini. 1997b. « Patching rainfall data using regression methods. 2. Comparisons of accuracy, bias and efficiency ». *Journal of Hydrology* 198 (1–4): 308‑18.

Mantua, N. J., S. R. Hare, Y. Zhang, J. M. Wallace, et R. C. Francis. 1997. « A Pacific Interdecadal Climate Oscillation with Impacts on Salmon Production ». *Bulletin of the American Meteorological Society* 78 (6): 1069‑79.

Marengo, J. A. 1992. « Interannual variability of surface climate in the Amazon basin ». *International Journal of Climatology* 12 (8): 853‑63.

Marengo, J. A. 2004. « Interdecadal variability and trends of rainfall across the Amazon basin ». *Theoretical and applied climatology* 78 (1‑3): 79–96.

Marengo, J. A., I. F. A. Cavalcanti, P. Satyamurty, C. A. Nobre, J. P. Bonatti, A. O. Manzi, I. Trosnikov, et al. 2003. « Ensemble simulation of regional rainfall features in the CPTEC/COLA atmospheric GCM. Skill and predictability assessment and applications to climate predictions ». *Climate Dynamics* 21: 459–475.

Marengo, J. A., et S. Hastenrath. 1993. « Case Studies of Extreme Climatic Events in the Amazon Basin ». *Journal of Climate* 6 (4): 617‑27.

Marengo, J. A., B. Liebmann, V. E. Kousky, N. P. Filizola, et I. C. Wainer. 2001. « Onset and End of the Rainy Season in the Brazilian Amazon Basin ». *Journal of Climate* 14 (5): 833‑52.

Marengo, J. A., C. A. Nobre, J. Tomasella, M. D. Oyama, G. Sampaio de Oliveira, R. De Oliveira, H. Camargo, L. M. Alves, et I. F. Brown. 2008. « The drought of Amazonia in 2005 ». *Journal of Climate* 21 (3): 495–516.

Marengo, J. A., J. Tomasella, W. R. Soares, L. M. Alves, et C. A. Nobre. 2012. « Extreme climatic events in the Amazon basin ». *Theoretical and Applied Climatology* 107 (1‑2): 73‑85.

Marengo, J. A., J. Tomasella, L. M. Alves, W. R. Soares, et D. A. Rodriguez. 2011. « The drought of 2010 in the context of historical droughts in the Amazon region ». *Geophysical Research Letters* 38 (12).

Marques, J., J. M. dos Santos, N. A. Villa Nova, et E. Salati. 1977. « Precipitable water and vapor flux between Belem and Manaus ». *Acta Amazonica* 7 (3): 355‑62.

Marshall, J., Y. Kushnir, D. Battisti, P. Chang, A. Czaja, R. Dickson, J. Hurrell, M. McCartney, R. Saravanan, et M. Visbeck. 2001. « North Atlantic Climate Variability: Phenomena, Impacts and Mechanisms ». *International Journal of Climatology* 21 (15): 1863‑98.

Mehta, V. M. 1998. « Variability of the tropical ocean surface temperatures at decadal–multidecadal timescales. Part I: The Atlantic Ocean ». *Journal of Climate* 11 (9): 2351–2375.

Meinke, H., et R. C. Stone. 2005. « Seasonal and Inter-Annual Climate Forecasting: The New Tool for Increasing Preparedness to Climate Variability and Change In Agricultural Planning And Operations ». *Climatic Change* 70 (1‑2): 221‑53.

Melice, J.-L., et J. Servain. 2003. « The tropical Atlantic meridional SST gradient index and its relationships with the SOI, NAO and Southern Ocean ». *Climate Dynamics* 20 (5): 447–464.

Menezes, H. E. A., J. I. B. de Brito, et R. A. F. de A. Lima. 2010. « Veranico e a produção agrícola no Estado da Paraíba, Brasil ». *Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental* 14 (2): 181‑86.

Menezes, H. E. A., J. I. Barbosa de Brito, C. A. Costa dos Santos, et L. Lucena da Silva. 2008. « A relação entre a temperatura da superfície dos oceanos tropicais e a duração dos veranicos no Estado da Paraíba ». *Revista Brasileira de Meteorologia* 23 (2): 152‑61.

Michot, V., V. Dubreuil, et J. Ronchail. 2014. « Variabilite interannuelle des dates de début et de fin de la saison des pluies dans l'arc de déforestation amazonien. » In *XXVIIe Colloque de l'Association Internationale de Climatologie*, 212‑18. Dijon, France.

Molina-Carpio, J., J. C. Espinoza, P. Vauchel, J. Ronchail, B. Caloir Gutierrez, J. L. Guyot, et L. Noriega. 2017. « Hydroclimatology of the Upper Madeira River basin: spatio-temporal variability and trends ». *Hydrological Sciences Journal* 62 (6): 911‑27.

Molinier, M., J. L. Guyot, J. Callede, V. Guimarães, E. De Oliveira, et N. Filizola. 1997. « Hydrologie du bassin amazonien ». In *Environnement et développement en Amazonie Brésilienne*, dir. Théry H., 24‑41. Belin.

Molion, L. C. B. 1975. « A Climatonomic Study of the Energy and Moisture Fluxes of the Amazonas Basin with Considerations of Deforestation Effects. » Thèse de doctorat, Université du Wisconsin, Etats-Unis.

Molion, L. C. B. 1987. « Climatologia Dinâmica da região Amazônica: mecanismos de precipitação ». *Revista Brasileira de Meteorologia* 2 (1): 107–117.

Montecinos, A., A. Díaz, et P. Aceituno. 2000. « Seasonal Diagnostic and Predictability of Rainfall in Subtropical South America Based on Tropical Pacific SST ». *Journal of Climate* 13 (4): 746‑58.

Moron, V., P. Camberlin, et A. W. Robertson. 2013. « Extracting subseasonal scenarios: an alternative method to analyze seasonal predictability of regional-scale tropical rainfall ». *Journal of Climate* 26 (8): 2580–2600.

Moron, V., S. Bigot, et P. Roucou. 1995. « Rainfall variability in subequatorial America and Africa and relationships with the main sea-surface temperature modes (1951–1990) ». *International Journal of Climatology* 15 (12): 1297–1322.

Moron, Vincent, A. W. Robertson, M. N. Ward, et P. Camberlin. 2007. « Spatial coherence of tropical rainfall at the regional scale ». *Journal of Climate* 20 (21): 5244–5263.

Moura, A. D., et J. Shukla. 1981. « On the Dynamics of Droughts in Northeast Brazil: Observations, Theory and Numerical Experiments with a General Circulation Model ». *Journal of the Atmospheric Sciences* 38 (12): 2653‑75.

Murakami, T., et A. Sumi. 1982. « Southern Hemisphere Summer Monsoon Circulation during the 1978-79 WMONEX ». *Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II* 60 (2): 638‑48.

Myers, N., R. A. Mittermeier, C. G. Mittermeier, G. A. B Da Fonseca, et J. Kent. 2000. « Biodiversity hotspots for conservation priorities ». *Nature* 403 (6772): 853.

Nobre, P., J. A. Marengo, I. F. A. Cavalcanti, G. Obregon, V. Barros, I. Camilloni, N. Campos, et A. G. Ferreira. 2006. « Seasonal-to-Decadal Predictability and Prediction of South American Climate ». *Journal of Climate* 19 (23): 5988‑6004.

Nobre, P., et A. D. Moura. 1984. « Large scale tropical heat sources and global atmospheric energy propagation associated with droughts in Northeast Brazil ». In . Fortaleza-Brésil.

Nobre, P., et J. Shukla. 1996. « Variations of sea surface temperature, wind stress, and rainfall over the tropical Atlantic and South America ». *Journal of Climate* 9 (10): 2464–2479.

Odekunle, T. O. 2006. « Determining rainy season onset and retreat over Nigeria from precipitation amount and number of rainy days ». *Theoretical and Applied Climatology* 83 (1‑4): 193‑201.

Özger, M., A. K. Mishra, et V. P. Singh. 2010. « Scaling characteristics of precipitation data in conjunction with wavelet analysis ». *Journal of Hydrology* 395: 279‑88.

Paegle, J. N., et K. C. Mo. 2002. « Linkages between Summer Rainfall Variability over South America and Sea Surface Temperature Anomalies ». *Journal of Climate* 15 (12): 1389−1407.

Peixoto, J. P., et A. H. Oort. 1992. « Physics of Climate ».

Pertussatti, C. A. 2013. « Veranicos no estado do Mato Grosso : análise da variabilidade espaço-temporal e modelagem estatística ». Mémoire de Master de l'Université de Brasília, Brésil.

Pezzi, L. P., et I. F. A. Cavalcanti. 2001. « The Relative Importance of ENSO and Tropical Atlantic Sea Surface Temperature Anomalies for Seasonal Precipitation over South America: A Numerical Study ». *Climate Dynamics* 17 (2−3): 205−12.

Poveda, G., et O. J. Mesa. 1997. « Feedbacks between Hydrological Processes in Tropical South America and Large-Scale Ocean–Atmospheric Phenomena ». *Journal of Climate* 10 (10): 2690−2702.

Rao, V. B., et K. Hada. 1990. « Characteristics of rainfall over Brazil: Annual variations and connections with the Southern Oscillation ». *Theoretical and Applied Climatology* 42 (2): 81−91.

Rasmusson, E. M., et T. H. Carpenter. 1982. « Variations in Tropical Sea Surface Temperature and Surface Wind Fields Associated with the Southern Oscillation/El Niño ». *Monthly Weather Review* 110 (5): 354−84.

Rayner, N. A., De E. Parker, E. B. Horton, C. K. Folland, L. V. Alexander, D. P. Rowell, E. C. Kent, et A. Kaplan. 2003. « Global analyses of sea surface temperature, sea ice, and night marine air temperature since the late nineteenth century ». *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 108 (D14).

Riehl, H., et J. S. Malkus. 1958. « On the heat balance in the equatorial trough zone ». *Geophysica* 6 (3−4): 503–538.

Rivero, S. N. F. 1990. *Simulação da circulação atmosférica no verão sobre a américa do sul com a presença da Cordilheira dos Andes usando coordenadas ETA*. INPE.

Roberts, G. C., M. O. Andreae, J. Zhou, et P. Artaxo. 2001. « Cloud condensation nuclei in the Amazon Basin: "marine" conditions over a continent? » *Geophysical Research Letters* 28 (14): 2807−10.

Robertson, A. W., J. D. Farrara, et C. R. Mechoso. 2003. « Simulations of the Atmospheric Response to South Atlantic Sea Surface Temperature Anomalies ». *Journal of Climate* 16 (15): 2540−51.

Roca, R., P. Chambon, I. Jobard, P.E Kirstetter, M. Gosset, et J.C Bergès. 2010. « Comparing Satellite and Surface Rainfall Products over West Africa at Meteorologically Relevant Scales during the AMMA Campaign Using Error Estimates ». *Journal of Applied Meteorology and Climatology* 49 (4): 715−31.

Rocha, V. M., F. W. Correia, et P. A. Fonseca. 2015. « Reciclagem de precipitação na Amazônia: um estudo de revisão ». *Revista Brasileira de Meteorologia* 30 (1): 59−70.

Roche, M. A., A. Aliaga, J. Campos, J. Pena, J. Cortes, et N. Rocha. 1990. « Hétérogénéité des précipitations sur la cordillère des Andes boliviennes ». In *Hydrology in Mountainous*

Regions. I-Hydrological Measurements; the Water Cycle. IAHS, 193:381–388. Lausanne-Suisse: International Association of Hydrological Sciences-IAHS.

Ronchail, J. 1998. « Variabilité pluviométrique en Bolivie lors des phases extrêmes de l'oscillation australe du Pacifique (1950-1993) ».

Ronchail, J., L. Bourrel, G. Cochonneau, P. Vauchel, L. Phillips, A. Castro, J-L. Guyot, et E. de Oliveira. 2005. « Inundations in the Mamoré basin (south-western Amazon—Bolivia) and sea-surface temperature in the Pacific and Atlantic Oceans ». *Journal of Hydrology* 302 (1–4): 223−38.

Ronchail, J., G. Cochonneau, M. Molinier, J-L. Guyot, A. Goretti De Miranda Chaves, V. Guimarães, et E. de Oliveira. 2002. « Interannual Rainfall Variability in the Amazon Basin and Sea-Surface Temperatures in the Equatorial Pacific and the Tropical Atlantic Oceans ». *International Journal of Climatology* 22 (13): 1663−86.

Ronchail, J., et R. Gallaire. 2006. « ENSO and Rainfall along the Zongo Valley (Bolivia) from the Altiplano to the Amazon Basin ». *International Journal of Climatology* 26 (9): 1223−36.

Ropelewski, C. F., et M. S. Halpert. 1987. « Global and Regional Scale Precipitation Patterns Associated with the El Niño/Southern Oscillation ». *Monthly Weather Review* 115 (8): 1606−26.

Ropelewski, C. F., et M. S. Halpert. 1989. « Precipitation Patterns Associated with the High Index Phase of the Southern Oscillation ». *Journal of Climate* 2 (3): 268−84.

Roucou, P. 1997. « Impact des températures de surface océanique d'échelle globale sur la dynamique de l'atmosphère et les précipitations tropicales en Amérique du sud à l'est des Andes : diagnostic et simulations numériques ». Université de Dijon, France.

Royston, P., et I. White. 2011. « Multiple Imputation by Chained Equations (MICE): Implementation in *Stata* ». *Journal of Statistical Software* 45 (4).

Rubin, D. B. 1987. In *Multiple Imputation for Nonresponse in Surveys*, 1−26. John Wiley & Sons, Inc.

Saint-Lu, M., et J. Leloup. 2016. « Petit précis de théorie pour comprendre El Niño ». *La Météorologie*, n° 95.

Salati, E., J. Marques, et C. Molion. 1978. « Origem e distribuição das chuvas na Amazônia. » *Interciência* 3 (4).

Salio, P., M. P. Hobouchian, Y. G. Skabar, et D. Vila. 2015. « Evaluation of high-resolution satellite precipitation estimates over southern South America using a dense rain gauge network ». *Atmospheric Research* 163: 146–161.

Salio, P., M. Nicolini, et A. C. Saulo. 2002. « Chaco low-level jet events characterization during the austral summer season ». *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 107 (D24): 4816.

Santos, I. A. 1986. « Variabilidade da circulação de verão da alta troposfera na América do Sul ». Mémoire de Master, Université de São Paulo, Brésil.

Satyamurty, P., C. P. W. da Costa, et A. O. Manzi. 2013. « Moisture source for the Amazon Basin: a study of contrasting years ». *Theoretical and applied climatology* 111 (1−2): 195–209.

Saulo, A. C., M. Nicolini, et S. C. Chou. 2000. « Model characterization of the South American low-level flow during the 1997–1998 spring–summer season ». *Climate Dynamics* 16 (10−11): 867−81.

Schafer, J. L., et J. W. Graham. 2002. « Missing Data: Our View of the State of the Art ». *Psychological Methods* 7 (2): 147−77.

Seiler, C., R. W. A. Hutjes, et P. Kabat. 2013. « Climate Variability and Trends in Bolivia ». *Journal of Applied Meteorology and Climatology* 52 (1): 130−46.

Seluchi, M. E., et J. A. Marengo. 2000. « Tropical–midlatitude exchange of air masses during summer and winter in South America: climatic aspects and examples of intense events ». *International Journal of Climatology* 20 (10): 1167−90.

Servain, J. 1991. « Simple climatic indices for the tropical Atlantic Ocean and some applications ». *Journal of Geophysical Research: Oceans* 96 (C8): 15137–15146.

Sette, D. M. 2000. « O holorritmo e as interações tropico-extratropico na gênese do clima e as paisagens do Mato Grosso ». Thèse de doctorat, Université de São Paulo, Brésil, 375 pages.

Silva Dias, M. A. F., S. Rutledge, P. Kabat, P. L. Silva Dias, C. Nobre, G. Fisch, A. J. Dolman, et al. 2002. « Cloud and rain processes in a biosphere-atmosphere interaction context in the Amazon Region ». *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 107 (D20): 8072.

Silva Dias, M., P. Silva Dias, M. Longo, D. R. Fitzjarrald, et A. S. Denning. 2004. « River breeze circulation in eastern Amazonia: observations and modelling results ». *Theoretical and Applied Climatology* 78 (1−3): 111−21.

Silva, F. de A. S. e, et T. V. R. Rao. 2002. « Regimes pluviais, estação chuvosa e probabilidade de ocorrência de veranicos no Estado do Ceará ». *Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental* 6 (3): 440−46.

Silva, V., V. Kousky, W. Shi, et R. W Higgins. 2007. « An improved gridded historical daily precipitation analysis for Brazil ». *Journal of Hydrometeorology* 8 (4): 847–861.

Silvestri, G. E. 2004. « El Niño Signal Variability in the Precipitation over Southeastern South America during Austral Summer ». *Geophysical Research Letters* 31 (18): L18206.

Simões Reibota M., M. A. Gan, R. Porfirio da Rocha, et T. Ambrizzi. 2010. « Regimes de precipitacao na America do sul ». *Revista Brasileira de Meteorologia* 25 (2): 185–204.

Simolo, C., M. Brunetti, M. Maugeri, et T. Nanni. 2010. « Improving Estimation of Missing Values in Daily Precipitation Series by a Probability Density Function-Preserving Approach ». *International Journal of Climatology* 30 (10): 1564−76.

Smith, T. M., et R. W. Reynolds. 2004. « Improved Extended Reconstruction of SST (1854–1997) ». *Journal of Climate* 17 (12): 2466−77.

Soares, D. B., et R. S. Nóbrega. 2010. « Análise espacial e climatológica da ocorrência de veranicos no sertão de Pernambuco ». *Revista de Geografia (Recife)* 27 (1): 94−106.

Souza, E., T. Ambrizzi, et C.A.S. Coelho. 2004. « Two ENSO episodes with reversed impacts on the regional precipitation of the northeastern South America ». *Meteorologica* 29 (1−2): 5−16.

Sulca, J., K. Takahashi, J. C. Espinoza, M. Vuille, et W. Lavado-Casimiro. 2017. « Impacts of different ENSO flavors and tropical Pacific convection variability (ITCZ, SPCZ) on austral summer rainfall in South America, with a focus on Peru ». *International Journal of Climatology*.

Takahashi, K., A. Montecinos, K. Goubanova, et B. Dewitte. 2011. « ENSO regimes: Reinterpreting the canonical and Modoki El Niño ». *Geophysical Research Letters* 38 (10): L10704.

Taschetto, A. S., A. S. Gupta, N. C. Jourdain, A. Santoso, C. C. Ummenhofer, et M. H. England. 2014. « Cold Tongue and Warm Pool ENSO Events in CMIP5: Mean State and Future Projections ». *Journal of Climate* 27 (8): 2861−85.

Taschetto, A. S., et I. Wainer. 2008. « The impact of the subtropical South Atlantic SST on South American precipitation ». *Annales Geophysicae* 26 (11): 3457−76.

Tedeschi, R. G., I. F. A. Cavalcanti, et A. M. Grimm. 2013. « Influences of two types of ENSO on South American precipitation ». *International Journal of Climatology* 33 (6): 1382−1400.

Tedeschi, R. G., A. M. Grimm, et I. F. A. Cavalcanti. 2015. « Influence of Central and East ENSO on extreme events of precipitation in South America during austral spring and summer » 35 (8): 2045−64.

Tedeschi, R. G., A. M. Grimm, et I. F. A. Cavalcanti. 2016. « Influence of Central and East ENSO on Precipitation and Its Extreme Events in South America during Austral Autumn and Winter ». *International Journal of Climatology* 36 (15): 4797−4814.

Thiemig, V., R. Rojas, M. Zambrano-Bigiarini, V. Levizzani, et A. De Roo. 2012. « Validation of satellite-based precipitation products over sparsely gauged African river basins ». *Journal of Hydrometeorology* 13 (6): 1760–1783.

Tobler, W. R. 1970. « A Computer Movie Simulating Urban Growth in the Detroit Region ». *Economic Geography* 46: 234−40.

Tomasella, J., L. S. Borma, J. A. Marengo, D. A. Rodriguez, L. A. Cuartas, A. C. Nobre, et M. C. R. Prado. 2010. « The droughts of 1996–1997 and 2004–2005 in Amazonia: hydrological response in the river main-stem ». *Hydrological Processes* 25 (8): 1228−42.

Trenberth, K. E. 1991. « Storm Tracks in the Southern Hemisphere ». *Journal of the Atmospheric Sciences* 48 (19): 2159−78.

Turko, M. 2014. « Validation des données TRMM dans la région du Parapeti/Rio Grande (Chaco bolivien, sud-ouest du bassin de l'Amazone) ». Mémoire de Master, Université Pierre et Marie Curie, École des Mines de Paris & École Nationale du Génie Rural des Eaux et des Forêts, France.

UNDP. 2011. « Tras las huellas del cambio climático en Bolivia. Estado del arte del conocimiento sobre adaptación al cambio climático, agua y seguridad alimentaria.» United Nations Development Program–Bolivia.

Uvo, C. B., C. A. Repelli, S. E. Zebiak, et Y. Kushnir. 1998. « The Relationships between Tropical Pacific and Atlantic SST and Northeast Brazil Monthly Precipitation ». *Journal of Climate* 11 (4): 551‑62.

Uvo, C., U. Tölle, et R. Berndtsson. 2000. « Forecasting discharge in Amazonia using artificial neural networks ». *International Journal of Climatology* 20 (12): 1495‑1507.

Uvo, C. B., et N. E. Graham. 1998. « Seasonal Runoff Forecast for Northern South America: A Statistical Model ». *Water Resources Research* 34 (12): 3515‑24.

Van Buuren, S., et K. Groothuis-Oudshoorn. 2011. « mice: Multivariate Imputation by Chained Equations in R ». *Journal of Statistical Software* 45 (3).

Vera, C., J. Baez, M. Douglas, C. B. Emmanuel, J. Marengo, J. Meitin, M. Nicolini, et al. 2006. « The South American Low-Level Jet Experiment ». *Bulletin of the American Meteorological Society* 87 (1): 63‑77.

Vera, C., W. Higgins, J. Amador, T. Ambrizzi, R. Garreaud, D. Gochis, D. Gutzler, et al. 2006. « Toward a Unified View of the American Monsoon Systems ». *Journal of Climate* 19 (20): 4977‑5000.

Vicente-Serrano, S. M., S. Beguería, J. I. López-Moreno, M. A. García-Vera, et P. Stepanek. 2010. « A complete daily precipitation database for northeast Spain: reconstruction, quality control, and homogeneity ». *International Journal of Climatology* 30 (8): 1146–1163.

Vila, D., L. G. de Goncalves, D. L. Toll, et J. R. Rozante. 2009. « Statistical Evaluation of Combined Daily Gauge Observations and Rainfall Satellite Estimates over Continental South America ». *Journal of Hydrometeorology* 10 (2): 533‑43.

Vuille, M., R. S. Bradley, et F. Keimig. 2000. « Interannual climate variability in the Central Andes and its relation to tropical Pacific and Atlantic forcing ». *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 105 (D10): 12447‑60.

Wainer, I., et S. A. Venegas. 2002. « South Atlantic Multidecadal Variability in the Climate System Model ». *Journal of Climate* 15 (12): 1408‑20.

Waliser, D. E., et R. C. J Somerville. 1994. « Preferred latitudes of the intertropical convergence zone ». *Journal of the Atmospheric Sciences* 51 (12): 1619–1639.

Wallace, J. M., C. Smith, et Q. Jiang. 1990. « Spatial patterns of atmosphere-ocean interaction in the northern winter ». *Journal of Climate* 3 (9): 990–998.

Wang, C. 2002. « Atlantic Climate Variability and Its Associated Atmospheric Circulation Cells ». *Journal of Climate* 15 (13): 1516‑36.

Wang, C. 2004. « ENSO, Atlantic climate variability, and the Walker and Hadley circulations ». In *The Hadley circulation: Present, past and future*, 173–202. Springer.

Wang, C et D. B. Enfield. 2001. « The tropical Western Hemisphere warm pool ». *Geophysical Research Letters* 28 (8): 1635–1638.

Wang, C et D. B. Enfield. 2003. « A Further Study of the Tropical Western Hemisphere Warm Pool ». *Journal of Climate* 16 (10): 1476‑93.

Wang, H., et R. Fu. 2002. « Cross-Equatorial Flow and Seasonal Cycle of Precipitation over South America ». *Journal of Climate* 15 (13): 1591−1608.

Wang, C et D. B. Enfield. 2007. « The Influence of Amazon Rainfall on the Atlantic ITCZ through Convectively Coupled Kelvin Waves ». *Journal of Climate* 20 (7): 1188−1201.

Waylen, P., et G. Poveda. 2002. « El Niño–Southern Oscillation and aspects of western South American hydro-climatology ». *Hydrological Processes* 16 (6): 1247−60.

Webster, P. J. 1981. « Mechanisms Determining the Atmospheric Response to Sea Surface Temperature Anomalies ». *Journal of the Atmospheric Sciences* 38 (3): 554−71.

Weng, H., K. Ashok, S. K. Behera, S. A. Rao, et T. Yamagata. 2007. « Impacts of recent El Niño Modoki on dry/wet conditions in the Pacific rim during boreal summer ». *Climate Dynamics* 29 (2−3): 113−29.

Whitney, B. S., F. E. Mayle, S. W. Punyasena, K. A. Fitzpatrick, M. J. Burn, R. Guillen, E. Chavez, D. Mann, R. T Pennington, et S. E. Metcalfe. 2011. « A 45kyr palaeoclimate record from the lowland interior of tropical South America ». *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 307 (1−4): 177−92.

WMO. 1989. *Calculation of monthly and annual 30 year standard normal*. Vol. 341. World Meteorological Organization.

WMO. 2007. *Guide to the Global Observing System*. 3ème édition. Vol. 488. World Meteorological Organization.

WMO. 2011. *Guide des pratiques climatologiques*. Vol. 100. World Meteorological Organization.

Wolf, J. M. 1977. « Probabilidades de ocorrência de períodos secos na estação chuvosa para Brasília, D.F. » *Pesquisa Agropecuária Brasileira* 12 (1): 141−50.

Wright, J. S., Fu, R., Worden, J. R., Chakraborty, S., Clinton, N. E., Risi, C., Sun, Y., Yin, L. 2017. « Rainforest-initiated wet season onset over the southern Amazon ». *Proceedings of the National Academy of Sciences* 114 (32): 8481−8486.

Xie, S-P. 1999. « A Dynamic Ocean–Atmosphere Model of the Tropical Atlantic Decadal Variability ». *Journal of Climate* 12 (1): 64−70.

Yeh, S. W., J. S. Kug, B. Dewitte, M. H. Kwon, B. P. Kirtman, et F. F. Jin. 2009. « El Niño in a changing climate ». *Nature* 461 (7263): 511−14.

Yin, L., R. Fu, Y-F. Zhang, P. A. Arias, D. N. Fernando, W. Li, K. Fernandes, et A. R. Bowerman. 2014. « What controls the interannual variation of the wet season onsets over the Amazon? » *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 119 (5): 2314–2328.

Yoon, J-H, et N. Zeng. 2010. « An Atlantic influence on Amazon rainfall ». *Climate Dynamics* 34 (2−3): 249–264.

Yoshida, K. 1959. « A Theory of the Cromwell Current (the Equatorial Undercurrent) and of the Equatorial Upwelling ». *Journal of the Oceanographical Society of Japan* (4): 159−70.

Yu, J. Y, et S. T. Kim. 2010. « Identification of Central-Pacific and Eastern-Pacific types of ENSO in CMIP3 models ». *Geophysical Research Letters* 37 (15): L15705.

Zebiak, S. E. 1993. « Air–Sea Interaction in the Equatorial Atlantic Region ». *Journal of Climate* 6 (8): 1567‑86.

Zeng, N., J-H Yoon, J. A. Marengo, A. Subramaniam, C. A. Nobre, A. Mariotti, et J. D. Neelin. 2008. « Causes and impacts of the 2005 Amazon drought ». *Environmental Research Letters* 3 (1): 014002.

Zhang, Y., J. M. Wallace, et D. S. Battisti. 1997. « ENSO-like Interdecadal Variability: 1900–93 ». *Journal of Climate* 10 (5): 1004‑20.

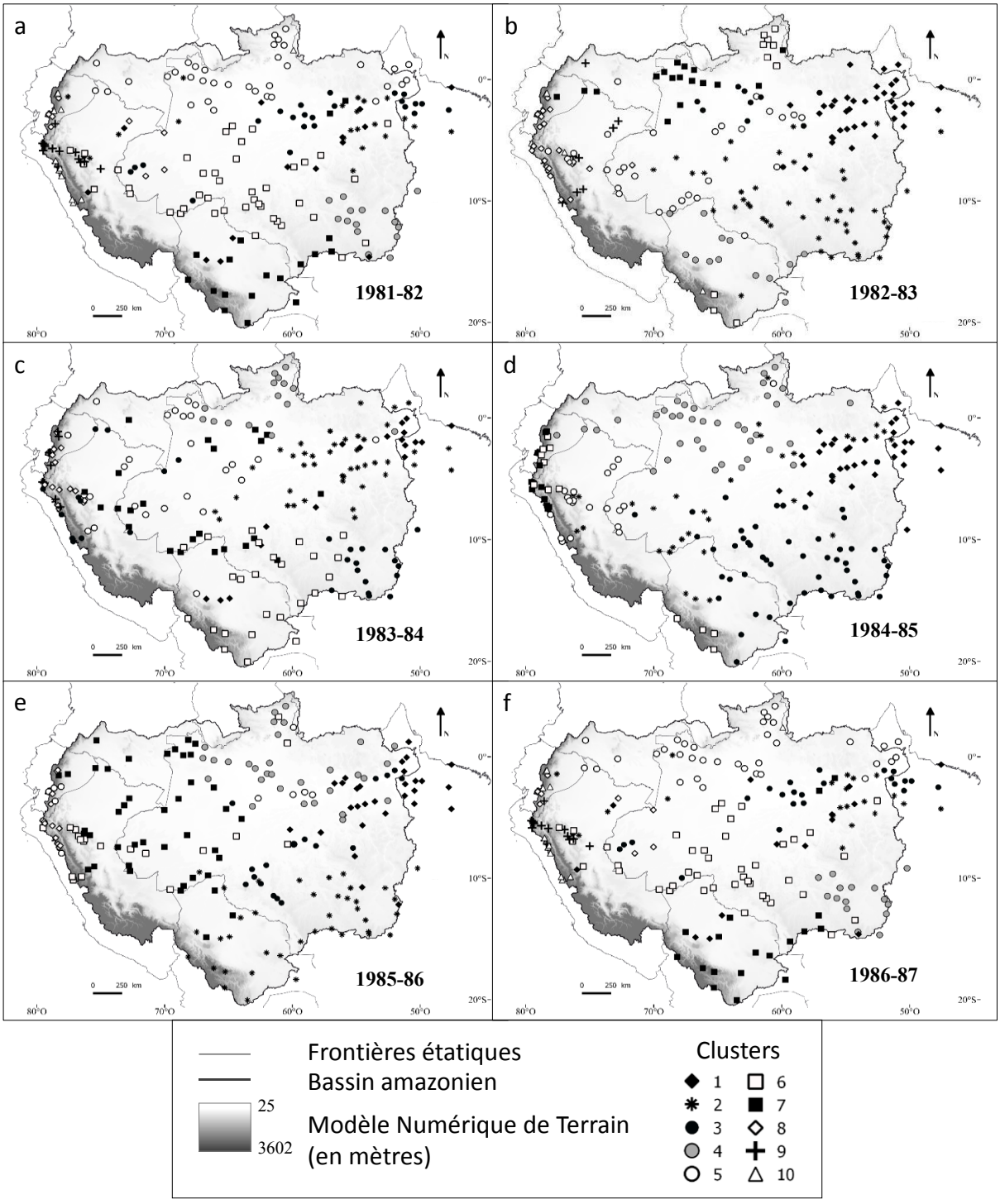
Zhou, J., et K. M. Lau. 1998. « Does a Monsoon Climate Exist over South America? » *Journal of Climate* 11 (5): 1020‑40.

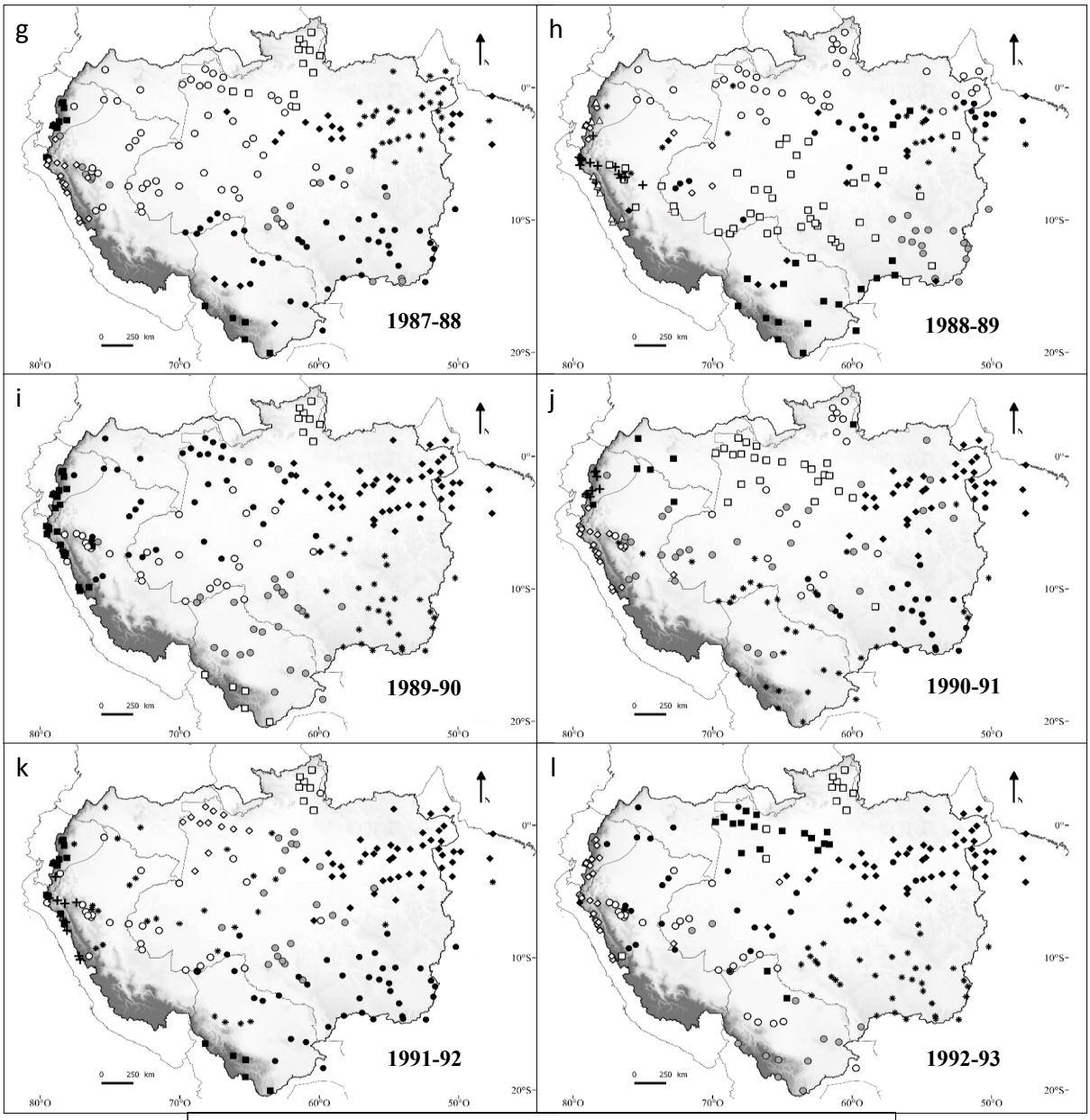
Zulkafli, Z., W. Buytaert, C. Onof, B. Manz, E. Tarnavsky, W. Lavado, et J. L. Guyot. 2014. « A comparative performance analysis of TRMM 3B42 (TMPA) versions 6 and 7 for hydrological applications over Andean–Amazon River basins ». *Journal of Hydrometeorology* 15 (2): 581–592.

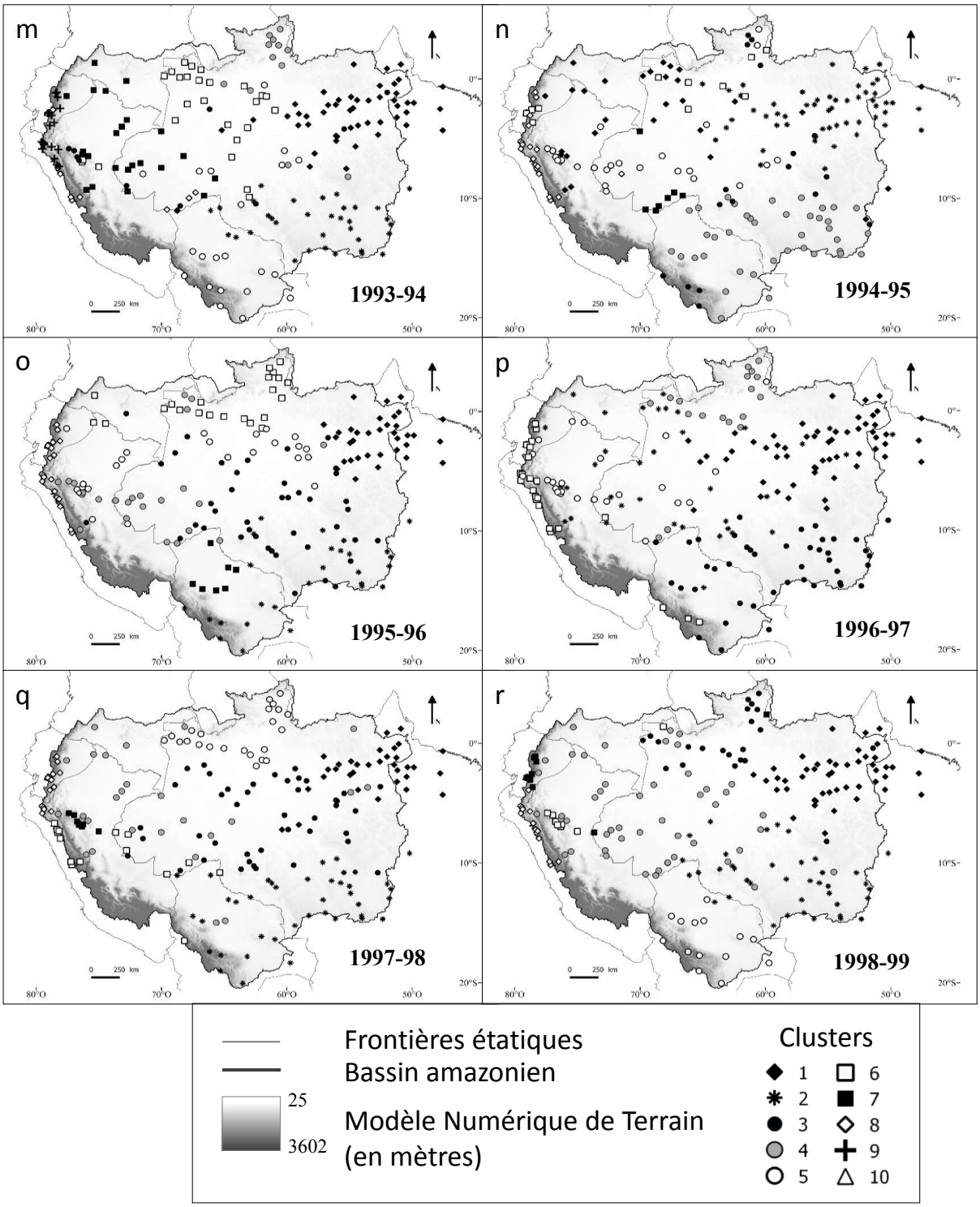
Michot, Véronique. Analyse spatiale et temporelle de la variabilité des régimes de précipitations dans le bassin amazonien - 2017

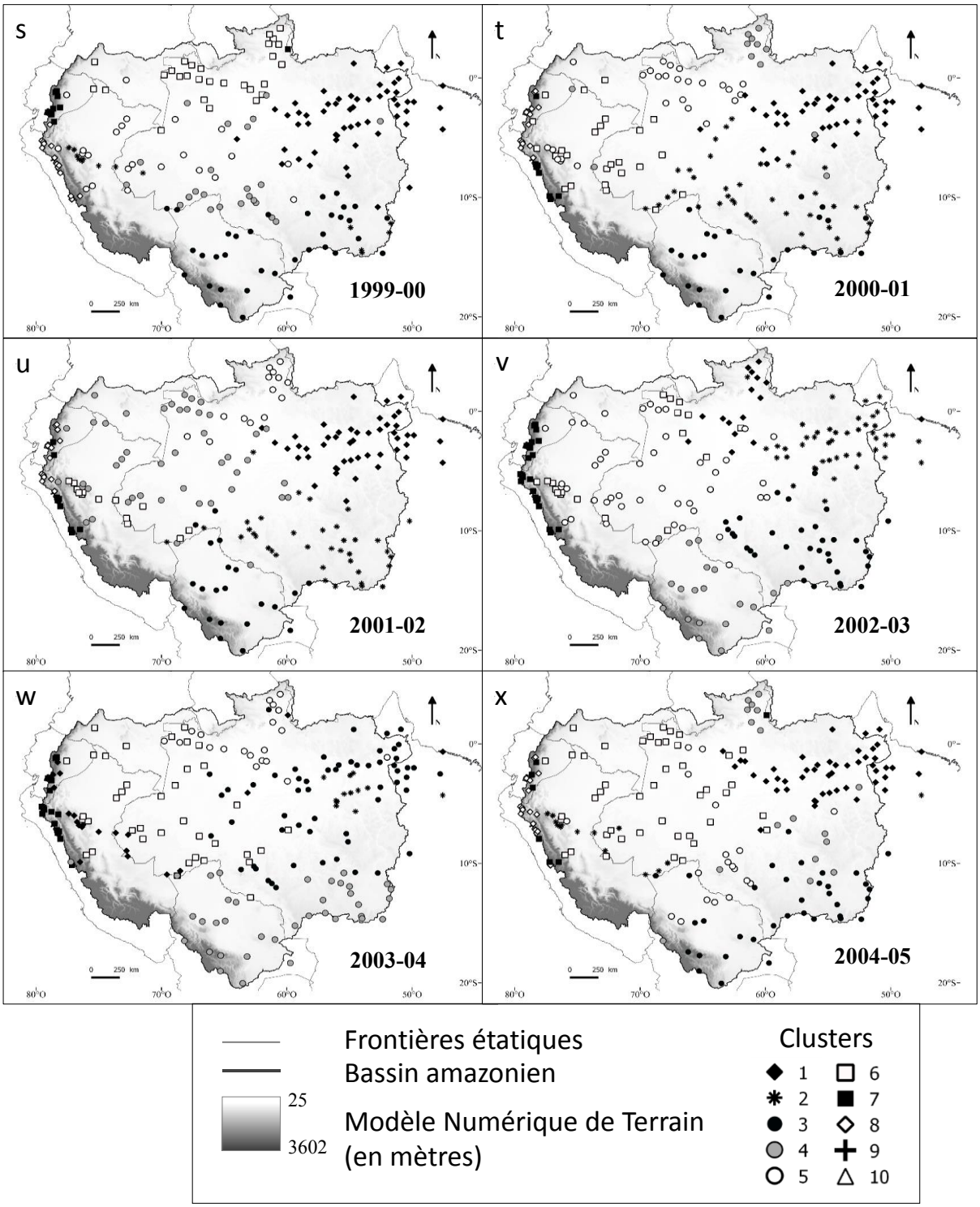
Annexes

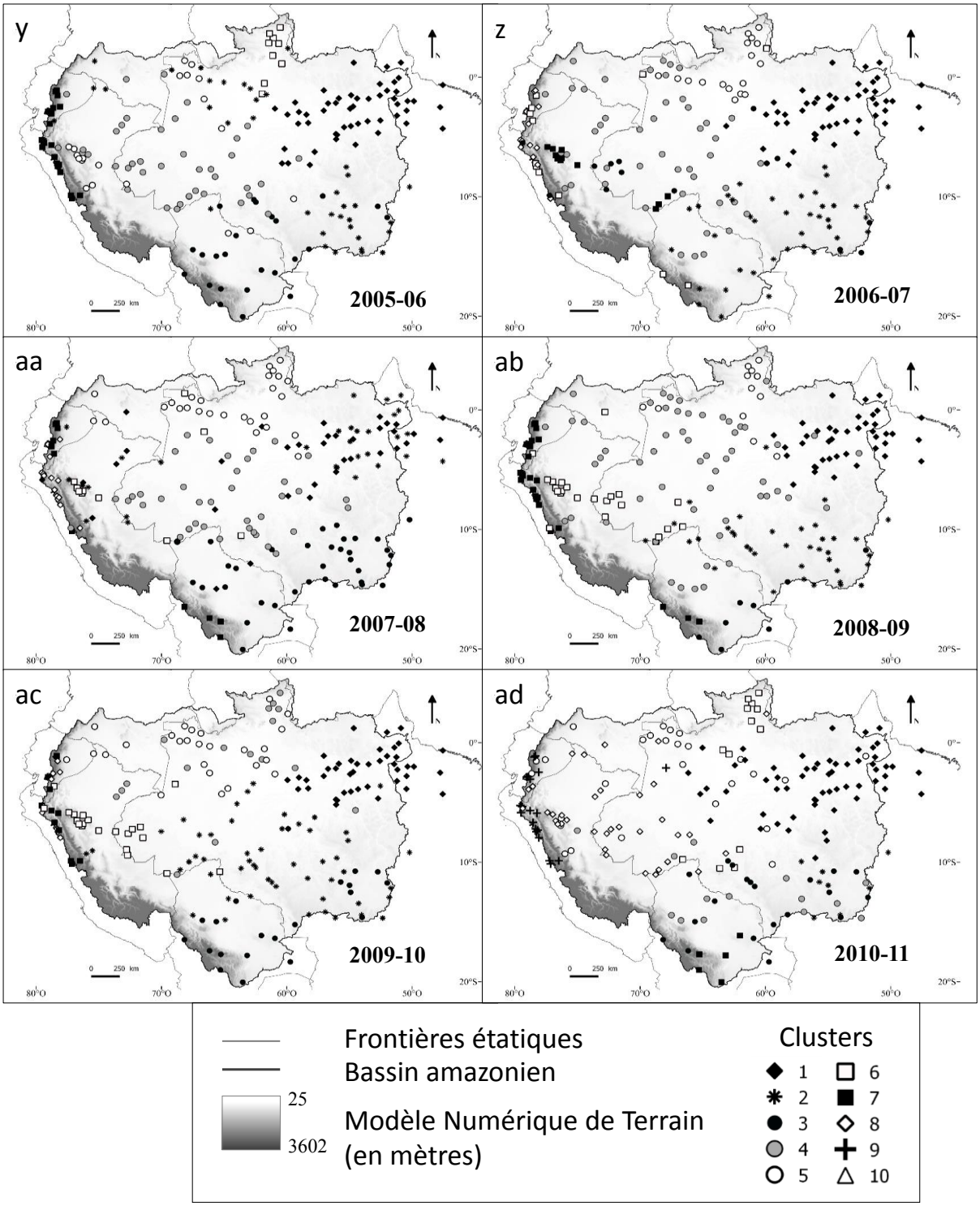
Annexe 1 Regroupement annuel des stations pluviométriques basé sur la méthode du clustering spectral. Les années sont indiquées dans le coin droit en bas de chaque carte. Le nombre de cluster par an varie entre 6 et 10, les symboles associés à un numéro de cluster en légende changent donc en fonction de l'année.

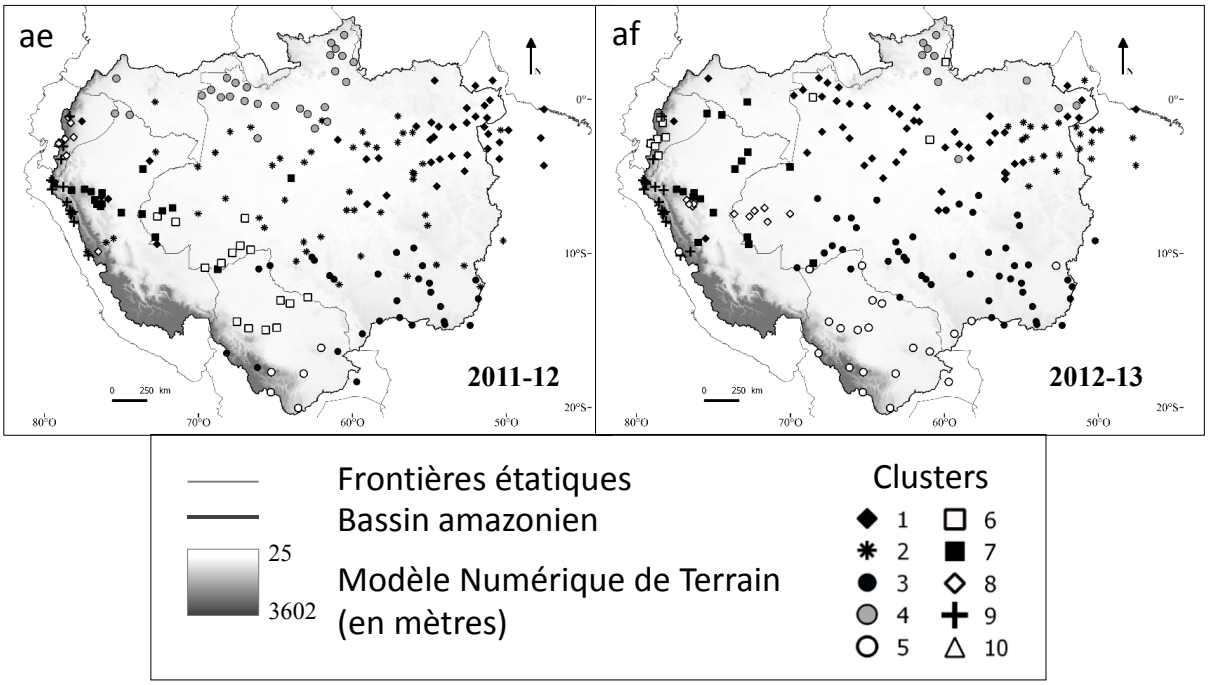



g
1987-88
h
1988-89
i
1989-90
j
1990-91
k
1991-92
l
1992-93
0 250 km
80°O
70°O
60°O
50°O
0°
10°S
20°S
Frontières étatiques
Bassin amazonien
25
3602
Modèle Numérique de Terrain
(en mètres)
Clusters
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10

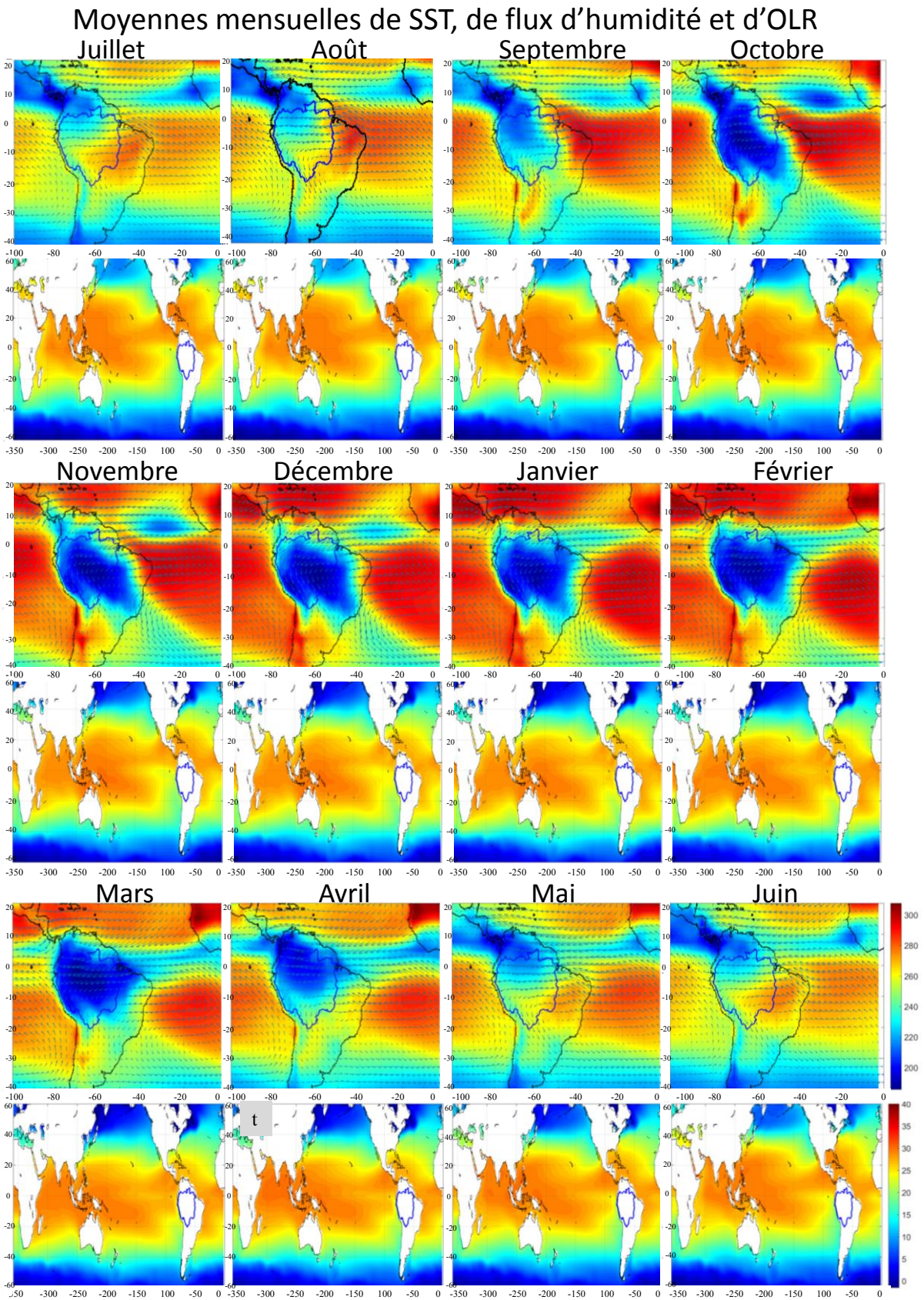

m
1993-94
n
1994-95
o
1995-96
p
1996-97
q
1997-98
r
1998-99
0 250 km
80°O
70°O
60°O
50°O
0°
10°S
20°S
Frontières étatiques
Bassin amazonien
25
3602
Modèle Numérique de Terrain
(en mètres)
Clusters
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10


s
1999-00
t
2000-01
u
2001-02
v
2002-03
w
2003-04
x
2004-05
0 250 km
80°O
70°O
60°O
50°O
0°
10°S
20°S
Frontières étatiques
Bassin amazonien
25
3602
Modèle Numérique de Terrain (en mètres)
Clusters
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10


y
2005-06
z
2006-07
aa
2007-08
ab
2008-09
ac
2009-10
ad
2010-11
0 250 km
80°O
70°O
60°O
50°O
0°
10°S
20°S
Frontières étatiques
Bassin amazonien
25
3602
Modèle Numérique de Terrain
(en mètres)
Clusters
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10


ae
af
2011-12
2012-13
0°
10°S
20°S
80°O
70°O
60°O
50°O
0 250 km
Frontières étatiques
Bassin amazonien
25
3602
Modèle Numérique de Terrain
(en mètres)
Clusters
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10

Annexe 2 Cartes composites des valeurs mensuelles d'août année-1 à juillet année 0 (de a à w) d'OLR (W/m²) et de flux d'humidité (vecteurs, en kg m−1 jour−1) pour l'Amérique du sud et de SST (en °C) pour les planisphères (de b à x). Les moyennes sont calculées par rapport à la période 1981-2013.



Michot, Véronique. Analyse spatiale et temporelle de la variabilité des régimes de précipitations dans le bassin amazonien - 2017

Table des matières

Liste des sigles et acronymes **11**

Liste des figures **13**

Liste des tableaux **21**

Introduction générale **23**

1. Contexte de l'étude 23

2. Objectifs et structure de la thèse 26

3. Cadre de l'étude 29

CHAPITRE 1 : Contexte climatique et processus océano-atmosphériques régissant les précipitations dans le bassin amazonien **31**

1. Introduction 31

2. Saisonnalité des précipitations du BA 32

3. Circulation atmosphérique générale et dans le bassin amazonien 35

3.1 Circulation atmosphérique générale 35

3.1.1 Le modèle tricellulaire 35

3.1.2 Les cellules zonales 36

3.1.3 Les anticyclones subtropicaux et dépressions continentales 37

3.1.4 Le phénomène de convection tropicale 38

3.2 Dynamique atmosphérique en Amérique du sud et dans le bassin amazonien : le système de mousson sud-américain 39

4. La dynamique océanique 42

4.1 Etat moyen de l'océan Pacifique 42

4.2 Etat moyen de l'océan Atlantique 43

4.3 Variabilité de l'océan Pacifique 44

4.3.1 El Niño Southern Oscillation et La Niña 44

4.3.2 Pacific Decadal Oscillation 48

4.4 Variabilité de l'océan Atlantique 49

4.4.1 L'Atlantic Equatorial Mode (AEM) ou El Niño Atlantique 49

4.4.2 Le dipôle Atlantique ou gradient méridional Atlantique 50

4.4.3 Les oscillations spécifiques à l'Atlantique Nord 51

4.4.4 Variabilité de l'Atlantique sud subtropical 53

5. Relation entre les océans Pacifique et Atlantique 53

Michot, Véronique. Analyse spatiale et temporelle de la variabilité des régimes de précipitations dans le bassin amazonien - 2017

6. Téléconnections océano-atmosphériques 54
6.1 Anomalies de circulation troposphériques liées à la variabilité océanique pacifique et atlantique 54
6.1.1 Anomalies de circulation atmosphérique liées aux SSTA pacifiques 54
6.1.2 Anomalies de circulation atmosphérique liées aux SSTA atlantiques 57
6.1.3 Anomalies de circulation atmosphérique liées à la variabilité du dipôle atlantique 59
6.2 Influence des SST sur le transport d'humidité en Amérique du sud 60
6.3 Influence des SST sur les précipitations dans le bassin amazonien 63
6.3.1 SST de l'océan Pacifique 63
6.3.2 SST de l'océan Atlantique 68
6.3.3 Influence combinées des anomalies de SST du Pacifique, de NATL et SATL sur les anomalies de précipitations dans le BA 76
7. Conclusion 78

CHAPITRE 2 : Les données de précipitations observées dans le bassin versant amazonien : présentation, contrôle et reconstruction des données observées 81

1. Introduction 81
2. Historique des données observées 82
3. Sélection des pluviomètres 83
4. Contrôle de la qualité des séries pluviométriques 86
4.1 Analyse spatiale et temporelle des valeurs manquantes 87
4.1.1 Analyse spatiale 87
4.1.2 Analyse temporelle 88
4.2 Valeurs aberrantes 91
4.3 Contrôle des valeurs à zéro 91
4.3.1 Principes généraux 91
4.3.2 Détermination des stations voisines par clusterisation 93
4.3.3 Détection des séquences suspectes et validation de ces séquences 96
5. Reconstruction des données manquantes 97
5.1 Reconstruction par le plus proche voisin 99
5.2 Reconstruction par la moyenne des stations voisines 100
5.3 Reconstruction par Imputation Multiple par Equations Enchaînées par Predictive Mean Matching 102
6. Validation des méthodes de reconstruction 102
6.1 Création de l'échantillon de stations 103
6.2 Outils de validation 104

Michot, Véronique. Analyse spatiale et temporelle de la variabilité des régimes de précipitations dans le bassin amazonien - 2017

6.3 Résultats de la validation de la reconstruction 105
6.4 Evaluation de la qualité de la reconstruction des séries par la moyenne des valeurs observées 108
7. Conclusion et discussion du chapitre 112

CHAPITRE 3 : Typologie des sous-régimes de pluie dans les régions amazoniennes 115

1. Introduction 115
2. Régionalisation des régimes de précipitations dans le Bassin amazonien 117
2.1 Régionalisation annuelle 117
2.2 Définition des régions climatiques homogènes et des régions de transition 120
3. Identification de sous-régimes régionaux de précipitations 124
3.1 Méthode de regroupement des années 125
3.2 Description des paramètres saisonniers des sous-régimes de précipitations 129
3.3 Typologie des sous-régimes de précipitations 131
3.3 Organisation temporelle et années communes entre des sous-régimes de précipitations 136
3.3.1 Organisation temporelle des sous-régimes de précipitations 136
3.3.2 Années communes entre les sous-régimes de précipitations 139
4. Conclusion 140

CHAPITRE 4 : Modulation des régimes de précipitations régionaux par les anomalies de température de surface de l'océan 143

1. Introduction 143
2. Données océaniques et autres données atmosphériques 144
2.1 Les données de SST 144
2.2 Les données de flux de vent et d'humidité 146
2.3 Les données de nébulosité : Outgoing Longwave Radiation (OLR) 147
2.4 Calcul des anomalies des différents indicateurs océano-atmosphériques 147
3. Analyse de la relation entre les différents sous-régimes de précipitations et les anomalies des indicateurs océano-atmosphériques, dans les sous-régions du BA 148
3.1 Région Nord-est 148
3.2 Région Sud-est 157
3.3 Région sud 166
3.4 Région Nord 175
3.5 Région Rio Negro 184
3.6 Région Ouest 193
3.7 Région Andes 196

Michot, Véronique. Analyse spatiale et temporelle de la variabilité des régimes de précipitations dans le bassin amazonien - 2017

4. Intercomparaison des sous-régimes régionaux 206
5. Conclusion 215

CHAPITRE 5 : Limites et potentialités de TRMM 3B42 version 7 pour restituer les sous-régimes régionaux de précipitations 219

1. Introduction 219
2. Principe général de l'estimation des précipitations par satellite et description du produit TRMM 3B42 V7 221
3. Méthodologie d'inter-comparaison 222
4. Distribution spatiale des erreurs quotidiennes d'estimation par 3b42 dans l'ensemble du BA 223
5. Analyse régionale et temporelle des erreurs d'estimation par 3B42 228
   5.1 Analyse du régime de précipitations moyen régional 229
   5.2 Reproduction des sous-régimes de précipitations et de leurs anomalies par 3B42 sur la région Nord-est 235
6. Conclusion 246

Conclusion générale 250

Bibliographie 259

Annexes 281

Table des matières 289

Michot, Véronique. Analyse spatiale et temporelle de la variabilité des régimes de précipitations dans le bassin amazonien - 2017

Résumé

Dans la zone intertropicale, les précipitations sont le principal marqueur climatique saisonnier et déterminent très largement l'hydrologie de surface et de nombreuses activités anthropiques. Le bassin amazonien est caractérisé par divers régimes régionaux de précipitations, dont la variabilité spatiale et temporelle est forte. De nombreux travaux ont montré que cette variabilité est liée à des forçages externes de large échelle, comme les températures de surface de l'océan. L'étude des précipitations dans cette région porte le plus souvent sur les tendances ou les extrêmes pluviométriques. En revanche, la détection d'années similaires constituant des sous-régimes régionaux et leur lien avec une configuration océano-atmosphérique particulière a été, jusqu'à présent, peu abordée. L'objectif principal de cette thèse est ainsi de créer une t**ypologie des sous-régimes de précipitations régionaux dans le bassin amazonien** et de les mettre en **relation avec le contexte océano-atmosphérique** pouvant en partie les expliquer. Dans ce but, des données issues de 205 pluviomètres répartis sur 5 pays du Bassin Amazonien ont été sélectionnées et soumises à une série de tests statistiques et de reconstruction. Cette thèse utilise également des données de nébulosité (Outgoing Longwave Radiation), de flux d'humidité et de température de surface de l'océan ainsi que des données satellitaires (TRMM3B42 version 7) qui permettent de compléter les informations sur la variabilité spatiale des pluies.

Au sein de chacune des sept régions amazoniennes déterminées dans ce travail, deux à quatre sous-régimes de précipitations ont été détectés. Parmi les vingt-six sous-régimes, vingt sont associés à des anomalies de circulation des flux d'humidité et de température de surface des océans. Les sous-régimes de pluies de la moitié nord et les Andes de l'ouest du bassin sont le plus liés à des anomalies océaniques. De plus, comme cela est régulièrement décrit, des déficits ou excédents correspondent souvent à des phases El Niño ou La Niña, mais cette thèse met également en évidence le rôle important de l'Atlantique, en particulier sud, sur le déplacement de la ZCIT et sur les flux d'humidité ; et elle souligne également le lien entre la temporalité des événements océaniques et celle des anomalies de pluies.

Le produit TRMM 3B42 V7 permet d'aller plus loin dans l'analyse de la variabilité spatiale intra-régionale des pluies de la région Nord-est du bassin amazonien et de relativiser la cohérence spatiale des sous-régimes de précipitations de cette région.

Mots clés : *Bassin amazonien, régimes de précipitations, pluviomètre, TRMM 3B42 v7, téléconnexions climat-océan.*

Abstract

Precipitations are the main seasonal climate marker between the tropics and largely determine surface hydrolosy as well as many anthropogenic activities. The Amazon Basin is characterized by various regional rainfall patterns, whose spatial and temporal variability is high. Numerous studies have shown that this variability is related to large scale external forcing, such as sea surface temperatures. The analysis of precipitation in this region is generally related to trends or extreme of rainfall. However, the detection of similar years associated with regional sub-regimes and the analysis of their links with a specific ocean-atmosphere configuration has only been fewly addressed until now. The main objective of this thesis is to create a t**ypology of regional precipitation sub-régimes in the Amazon Basin and to link them to ocean-atmosphere areas** able to partly explain them. For that purpose data from 205 raingauges in 5 countries of the Amazon Basin were selected and submitted to a series of statistical tests and reconstruction. Outgoing longwave radiation, specific humidity, sea surface temperature, as well as satellite data (TRMM 3B42 version 7) were also used with the aim of improving the understanding of the spatial rainfall variability.

Within each of the seven Amazon regions identified in this work, two to four precipitation sub-regimes were detected. Among the twenty six sub-regimes, twenty are associated with specific humidity and sea surface temperature anomalies. The precipitation sub-regimes of the northern half and the westernmost Andes of the Amazon Basin are most closely related to oceanic anomalies. Moreover, as previously described in the literature, reduction or surplus of rain often correspond to El Niño or La Niña phases, but this thesis also highlights the important role of the Atlantic, more specifically the southern part, on the move of the ITZC and on specific humidity. This work also stresses the link between the temporality of ocean events anomalies and rainfall anomalies.

The TRMM 3B42 v7 product allows to enhance the analysis of the spatial variability of rainfall at the intra-regional scale of the North region of the Amazon Basin and to relativize the spatial coherence of its precipitation sub-regimes.

Keywords: *Amazon Basin, precipitation regimes, raingauge, TRMM 3B42 v7, climate-ocean teleconnections*

Laboratoire LETG Rennes UMR 6554 CNRS OSUR
Université Rennes 2
Place du recteur Henri Le Moal, CS 24307,
35043 RENNES cedex, France