



Analyse de l'activité d'éclairs des systèmes orageux dans le bassin du Congo

Jean Kigotsi Kasereka

► To cite this version:

Jean Kigotsi Kasereka. Analyse de l'activité d'éclairs des systèmes orageux dans le bassin du Congo. Météorologie. Université Paul Sabatier - Toulouse III; Université de Kinshasa, 2018. Français. NNT : 2018TOU30187 . tel-02414789

HAL Id: tel-02414789

<https://tel.archives-ouvertes.fr/tel-02414789>

Submitted on 16 Dec 2019

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

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

Université Fédérale



Toulouse Midi-Pyrénées

THÈSE

En vue de l'obtention du

DOCTORAT DE L'UNIVERSITÉ DE TOULOUSE

Délivré par :

Université Toulouse 3 Paul Sabatier (UT3 Paul Sabatier)

Cotutelle internationale avec l'Université de Kinshasa (RDC)

Présentée et soutenue par :

Jean KIGOTSI KASEREKA

le vendredi 11 mai 2018

Titre :

Analyse de l'activité d'éclairs des systèmes orageux dans le bassin du Congo

École doctorale et discipline ou spécialité :

ED SDU2E : Océan, Atmosphère et Surfaces Continentales

Unité de recherche :

Laboratoire d'Aérodynamique UMR 5560

Directeur/trice(s) de Thèse :

Serge SOULA et Albert KAZADI MUKENGA BANTU

Jury :

Jean-Pierre MBUNGU TSUMBU

Professeur, Univ. de Kinshasa

Président

Joan MONTANYA

Professeur, Univ. Polytech. de Catalogne

Rapporteur

Christelle BARTHE

Chargée de Recherche, Univ. de la Réunion

Examinatrice

Jean-François GEORGIS

Maître de Conférences, Univ. Toulouse III

Examineur

André ZANA NDONTONI

Professeur, Univ. de Kinshasa

Examineur

Albert KAZADI MUKENGA BANTU

Professeur, Univ. de Kinshasa

Directeur de thèse

Serge SOULA

Physicien, Univ. Toulouse III

Directeur de thèse

THESE

EN COTUTELLE ENTRE

L'UNIVERSITE DE KINSHASA ET L'UNIVERSITE TOULOUSE III - PAUL SABATIER

SOUTENUE A L'UNIVERSITE DE KINSHASA LE 11 MAI 2018 PAR KIGOTSI KASEREKA JEAN

ANALYSE DE L'ACTIVITE D'ECLAIRS DES SYSTEMES ORAGEUX DANS LE BASSIN DU CONGO

**ECOLE DOCTORALE : SCIENCES DE L'UNIVERS, DE L'ENVIRONNEMENT ET DE L'ESPACE (UPS – TOULOUSE III)
LABORATOIRE D'AEROLOGIE (UPS – TOULOUSE III)
DEPARTEMENT DE PHYSIQUE (UNIVERSITE DE KINSHASA)**

**RAPPORTEURS POUR L'UNIVERSITE TOULOUSE III - PAUL SABATIER : PASCAL ORTEGA, PROFESSEUR/
UNIVERSITE DE LA POLYNESIE FRANCAISE, Tahiti ET JOAN MONTANYA, PROFESSEUR/
UNIVERSITE POLYTECHNIQUE DE LA CATALOGNE, Terrassa (Espagne)**

**COMITE D'ENCADREMENT POUR L'UNIVERSITE DE KINSHASA : ANDRE ZANA NDONTONI, PROFESSEUR
(UNIKIN), FRANCOIS TONDOZI KETO, PROFESSEUR (UNIKIN) ET ALBERT KAZADI
MUKENGA BANTU, PROFESSEUR (UNIKIN)**

**DIRECTEURS DE THESE : KAZADI MUKENGA BANTU ALBERT, PROFESSEUR / UNIVERSITE DE KINSHASA
(RDC), ET SERGE SOULA, PHYSICIEN DES OBSERVATOIRES /UNIVERSITE TOULOUSE III -
PAUL SABATIER (France)**

Résumé

Cette thèse est consacrée à une analyse de l'activité d'éclairs des systèmes orageux en Afrique équatoriale (10°E - 35°E ; 15°S - 10°N) sur la période de temps 2005-2013. Tout d'abord, les données fournies par le réseau global de détection d'éclairs WWLLN (World Wide Lightning Location Network) ont été comparées à celles obtenues par le capteur optique spatial LIS (Lightning Imaging Sensor) afin d'estimer l'efficacité de détection relative du WWLLN. Ensuite, elles ont permis d'établir une climatologie régionale à haute résolution de l'activité d'éclairs. Enfin, elles ont été associées à des données sur les caractéristiques nuageuses et météorologiques pour des études de cas d'orages dans différentes situations, afin d'examiner les corrélations entre activité d'éclairs, activité orageuse, caractéristiques nuageuses et conditions météorologiques.

La méthode adaptée pour estimer l'efficacité de détection du WWLLN dans la zone d'étude a permis d'obtenir des valeurs compatibles avec celles trouvées dans d'autres régions du monde, et de mettre en évidence une variabilité spatio-temporelle qui aide à l'interprétation des changements affectant plusieurs paramètres de l'activité d'éclairs. La climatologie réalisée dévoile des caractéristiques originales de l'évolution temporelle et de la distribution spatiale de l'activité d'éclairs, notamment celles d'un maximum très aigu dans l'Est de la République Démocratique du Congo. Ainsi, la localisation, les dimensions, la forme, la persistance saisonnière et l'environnement de ce maximum ont été précisés. La distribution zonale des éclairs montre une forte proportion dans la bande tropicale sud, liée au maximum principal mais aussi à une forte activité étalée longitudinalement et constituant un large maximum secondaire où l'activité orageuse est plus variable spatialement d'une année à l'autre, temporellement d'une saison à l'autre, et où le cycle diurne est moins marqué. Une analyse des proportions d'éclairs à l'échelle de zones réduites ($5^{\circ}\times 5^{\circ}$) a permis de quantifier les contrastes entre différentes régions de la zone d'étude et de voir leur évolution saisonnière.

Les corrélations spatiales et temporelles trouvées entre l'activité d'éclairs, l'activité orageuse, les caractéristiques nuageuses et météorologiques montrent que le taux et la densité d'éclairs peuvent constituer un bon indicateur de l'intensité de la convection et des phénomènes microphysiques/dynamiques potentiellement dangereux. Elles permettent également de mieux comprendre les conditions météorologiques et environnementales favorables au développement des orages dans le bassin du Congo.

Mots clés: Convection, CAPE, efficacité de détection, densité d'éclair, taux d'éclair.

Abstract

This thesis is devoted to an analysis of the lightning activity of storm systems in Equatorial Africa (10°E-35°E; 15°S-10°N) over the period 2005-2013. Firstly, data from the World Wide Lightning Location Network (WWLLN) were compared with those from the Lightning Imaging Sensor (LIS) to estimate the relative detection efficiency of the WWLLN. Then, they established a high-resolution regional climatology of lightning activity. Finally, they were combined with data on cloud and meteorological characteristics to carry out thunderstorm case studies in different situations in order to examine the correlations between lightning activity, storm activity, cloud characteristics and meteorological conditions.

The appropriate method introduced for estimating the WWLLN detection efficiency in the study area provides values consistent with those found in other regions of the world. Its spatial and temporal variability helps to interpret changes affecting several parameters of lightning activity. The climatology realized reveals original characteristics of the temporal evolution and the spatial distribution of the lightning activity, in particular those of a very sharp maximum in the Eastern Democratic Republic of Congo. Thus, the location, the dimensions, the shape, the seasonal persistence and the environment of this maximum have been specified. The zonal distribution of lightning shows a high proportion in the southern tropical band, linked to the principal maximum but also to a high activity spread out longitudinally and constituting a large secondary maximum where the storm activity is more spatially variable from one year to another, temporally from one season to another, and where the diurnal cycle is less marked. An analysis of the proportions of flashes at the scale of reduced zones ($5^{\circ} \times 5^{\circ}$) allows to quantify the contrasts between different regions of the study area and to see their seasonal evolution.

Spatial and temporal correlations between lightning activity, storm activity, and cloud and meteorological characteristics show that the rate and density of lightning can be a good indicator of the intensity of convection and potentially dangerous microphysical/dynamical phenomena. They also provide a better understanding of the meteorological and environmental conditions favourable to the development of storms in the Congo Basin.

Key words: Convection, CAPE, detection efficiency, lightning density, lightning rate.

TABLE DES MATIERES

Résumé	i
Abstract.....	ii
TABLE DES MATIERES	iii
TABLE DES FIGURES	vii
LISTE DES TABLEAUX	xii
LISTE DES ACRONYMES	xiii
REMERCIEMENTS.....	xivv
INTRODUCTION GENERALE.....	i
1. Contexte de l'étude.....	1
2. Problématique.....	2
3. Objectifs	3
4. Intérêt du travail	3
5. Structure du document.....	3
I. ETAT DE CONNAISSANCES SUR LES MECANISMES PHYSIQUES LIES AUX ORAGES.....	4
I.1 Les systèmes orageux.....	Erreur ! Signet non défini.
I.1.1 Conditions thermodynamiques, dynamique et microphysique	Erreur ! Signet non défini.
I.1.2 Types et organisations des systèmes orageux	Erreur ! Signet non défini.
I.2 Nature électrique d'un nuage d'orage	Erreur ! Signet non défini.
I.2.1 Mécanismes d'électrisation d'un nuage d'orage.....	Erreur ! Signet non défini.
I.2.2 Structure électrique d'un nuage d'orage	Erreur ! Signet non défini.
I.2.3 Orage et champ électrique atmosphérique	Erreur ! Signet non défini.
I.3 Mécanisme de production des éclairs	Erreur ! Signet non défini.
I.4 Phénomènes lumineux transitoires (TLE).....	Erreur ! Signet non défini.
I.5 Climatologie mondiale de l'activité d'éclairs	Erreur ! Signet non défini.
I.6 Les systèmes d'observations des orages	Erreur ! Signet non défini.
II. CLIMATOLOGIE DE L'ACTIVITE D'ECLAIR DANS LE BASSIN DU CONGO	28
II.1 Données et Méthodologie	29
II.1.1 Les données WWLLN	29
II.1.2 Les données LIS	32
II.1.3 Nouvelle méthode d'estimation de l'efficacité de détection du WWLLN	32
II.1.4 Représentation des données	34
II.1.5 Méthodes statistiques.....	34
II.2 Estimation de l'efficacité de détection DE du WWLLN	35

II.2.1 Evolution de l'efficacité de détection	35
II.2.2 Distribution spatiale de l'efficacité de détection du WWLLN	39
II.2.3 Relation entre DE et multiplicité des arcs.....	40
II.3 Evolution temporelle de l'activité d'éclairs dans le bassin du Congo	41
II.3.1 Evolution annuelle de l'activité d'éclairs	41
II.3.2 Evolution diurne de l'activité d'éclairs	42
II.4 Distribution spatiale de l'activité d'éclairs.....	44
II.4.1. Densité d'éclairs dans le bassin du Congo.....	44
II.4.2 Zoom sur la région du maximum principal de densité d'éclairs.....	45
II.4.3 Comparaison des périodes 2005 – 2008 et 2009 – 2013.....	46
II.4.4 Densité d'éclairs et périodes de forte ou faible activité	47
II.4.5 Nombre de jours d'orages, nombre d'éclairs par jour d'orage et caractéristiques de surface	49
II.4.6 Profil zonal de l'activité d'éclairs dans le bassin du Congo	52
II.5 Comparaison de l'activité d'éclairs dans les zones réduites	53
II.5.1 Distributions des proportions d'éclairs dans les zones réduites.....	53
II.5.2 Corrélations dans les zones réduites	55
II.5.3 Le paradoxe du Lac Victoria	56
II.5.4 Comparaison des proportions d'éclairs dans des bandes zonales et méridiennes.....	58
II.5.5 Contrastes saisonniers dans les zones réduites	59
II.5.6 Déplacements saisonniers des pics d'activité d'éclairs	62
II.6 Comparaison des deux zones de forte activité.....	66
II.6.1 Spécificités des deux zones de maxima	66
II.6.2 Comparaison de l'activité diurne	67
II.6.3 Comparaison de la variabilité durant 363 jours et pendant les périodes de faible et de forte activité de l'année de 2013.....	68
II.6.4 Tests de corrélation entre les activités d'éclairs des deux zones de maxima.....	71
II.6.5 Comparaison de l'activité mensuelle	72
III. ANALYSE DE L'ACTIVITE ORAGEUSE DANS LE BASSIN DU CONGO: ETUDE DE QUELQUES EVENEMENTS ORAGEUX	74
III.1 Données et méthodologie	75
III.2 CAPE et Activité journalière d'éclairs des mois de mars et décembre 2013	76
III.3 Densité d'éclairs et CAPE pendant les périodes choisies.....	77
III.3.1 Période 02-06 mars 2013.....	77
III.3.2 Période 21-28 décembre 2013	79
III.4 Corrélations entre activité d'éclairs, activité orageuse et caractéristiques nuageuses pour les cas d'étude.....	83

III.4.1 Cas de la période 04-05 mars 2013 pour la zone I	83
III.4.2 Cas de la période 04-05 mars 2013 pour la zone II	88
III.4.3 Cas de la période 25-26 décembre 2013 pour la zone III	91
III.4.4 Cas de l'activité orageuse sur le Lac Victoria	95
III.4.5 Activité d'éclair et cycle diurne des orages.....	97
III.4.6 Zones et conditions de développement des orages	99
IV DISCUSSION GENERALE.....	103
IV.1 Efficacité de détection.....	104
IV.2 Evolution temporelle de l'activité d'éclairs	105
IV.3 Distribution spatiale des éclairs.....	106
IV.4 Comparaison de l'activité d'éclairs dans les zones réduites	108
IV.5 Origine des contrastes saisonniers dans les zones réduites	109
IV.6 Influence de l'orographie	109
IV.7 Sources d'humidité et Convection	110
IV.8 Intensité orageuse.....	112
IV.9 Etalement des orages.....	113
IV.10 Influence probable des aérosols	114
IV.11 Présomption de prédominance de certaines caractéristiques de surface	114
CONCLUSION GENERALE ET PERSPECTIVES	116
Références bibliographiques.....	120
ANNEXES	131

TABLE DES FIGURES

Figure 1.1 Diagramme de formation des précipitations liquides et solides (Tiré de Delmas et al., 2007).....	P.7
Figure 1.2 Exemple de système multicellulaire, le 16 avril 2009 sur l'arrière-pays languedocien en France (photo : Alain Herrault tirée du manuel Concepts et Méthodes pour le Météorologiste, Calas 2013).....	P.9
Figure 1.3 : Schéma conceptuel des trois stades d'évolution d'une cellule orageuse (Tiré de Soula, 2012). Phase de croissance (à gauche), phase mature (au milieu), phase de dissipation (à droite).....	P.10
Figure 1.4 : Interaction du courant de densité (repère lié à l'orage) avec le cisaillement vertical. Vecteur cisaillement en vert. Le courant de densité est associé à un tourbillon positif en amont du nuage d'orage et à un tourbillon négatif à l'aval (flèches courbées en couleur bleu). Le tourbillon horizontal positif associé au cisaillement vertical du vent (cas où u augmente sur la verticale : flèches courbées en couleur jaune). Les tourbillons se combinent en aval de l'orage et se contrarient en amont (D'après Malardel, 2005).....	P.11
Figure 1.5 : Schéma conceptuel d'un orage multicellulaire. La cellule n-1 est en phase mature. Les cellules n et n+1 sont en train de se développer là où les ascendances sont favorisées par l'interaction entre le courant de densité et le cisaillement de l'environnement. Les cellules n-2 et n-3 sont en phase de dissipation. A la fin du cycle de vie des cellules, il ne reste plus qu'un résidu nuageux stratiforme, l'enclume. D'après (Malardel, 2005).....	P.12
Figure 1.6 Basculement du tourbillon horizontal dû à un cisaillement unidirectionnel en tourbillon vertical par interaction avec les ascendances. (a) tourbillon horizontal; (b) phase intermédiaire; (c) tourbillon vertical (source : Malardel, 2005).....	P.13
Figure 1.7 : vue de dessus d'un orage supercellulaire (D'après Malardel, 2005).....	P.13
Figure 1.8 : Schéma de la capture sélective d'un ion par un hydrométéore (Tiré de MacGorman et Rust, 1998).....	P.15
Figure 1.9 : Schéma du mécanisme inductif d'échange de charges par collision (Tiré de MacGorman et Rust, 1998).....	P.15
Figure 1.10 : Schéma du mécanisme non-inductif de charge (Tiré de Buguet, 2012).....	P.15
Figure 1.11 Schéma d'électrisation convective d'un nuage d'orage (Tiré de Chauzy, 2009).	P.16
Figure 1.12 : représentation schématique de la structure de charges électriques dans la région convective d'un orage (Tiré de Stolzenburg et al. 1998a).....	P.17
Figure 1.13 : Schéma de la propagation d'un éclair intra-nuage dans la partie supérieure droite du nuage et d'un éclair nuage-sol dans la partie inférieure gauche du nuage. Dans les deux cas, les leaders bidirectionnels se propagent vers les zones de charges opposées. (Tiré de Delmas et al., 2007).....	P.19
Figure 1.14 : Schéma du déroulement de la propagation d'un éclair nuage-sol négatif à précurseur descendant. Le temps s'écoule de la gauche vers la droite. (Tiré de Chauzy, 2009).	P.20

Figure 1.15 : Illustration des différents types de TLEs (tiré de Lyons, 2000).....	P.21
Figure I.16 Climatologie mondiale de l'activité d'éclair obtenue avec les données spatiales OTD pour la période 1995 - 2000 (Tiré de Christian et al., 2003).....	P.22
Figure 2.1 Carte des stations du réseau WWLLN dans le monde entier. La couleur fournit l'année d'installation comme indiqué dans la légende. Le carré rouge et le rectangle bleu indiquent la zone d'étude et la couverture de LIS, respectivement.....	P.30
Figure 2.2. Rapport (%) entre le nombre d'éclairs et le nombre d'arcs détectés par WWLLN en fonction du seuil de distance pour deux seuils de temps.....	P.31
Figure 2.3 visualisation des zones réduites de taille $5^{\circ} \times 5^{\circ}$	P.35
Figure 2.4. Nombre annuel d'éclairs détectés par WWLLN (N_W) et Nombre annuel d'éclairs détectés par LIS (N_L), et efficacité de détection de WWLLN par comparaison avec les données LIS (DE) estimée dans le bassin du Congo et celle trouvée par Bovalo et al. (2012) (DE_B) pour la région SWIO.....	P.36
Figure 2.5. Distribution spatiale de DE dans le Bassin du Congo obtenue avec une résolution de $1^{\circ} \times 1^{\circ}$	P.39
Figure 2.6 Multiplicité moyenne M_m et proportion d'éclairs avec une multiplicité égale à 1 ($M = 1$) c'est-à-dire proportion d'éclairs avec un seul arc détecté.....	P.41
Figure 2.7. Evolution annuelle des proportions mensuelles d'éclairs WWLLN (en %).....	P.42
Figure 2.8. Evolution diurne de l'activité d'éclair.....	P.43
Figure 2.9. Densité d'éclairs WWLLN (éclairs $\text{km}^{-2} \text{an}^{-1}$) dans la zone d'étude (résolution $0,1^{\circ} \times 0,1^{\circ}$).....	P.44
Figure.2.10. Zoom sur la zone du maximum principal de densité d'éclair pour 2005, 2009 et 2013.....	P.46
Figure 2.11. Densité moyenne d'éclairs WWLLN (éclair $\text{km}^{-2} \text{an}^{-1}$) pour les périodes 2005-2008 (a) et 2009-2013 (b). Densité moyenne d'éclairs LIS (éclair $\text{km}^{-2} \text{an}^{-1}$) pour la période 2005-2008 (c) et 2009-2013 (d).....	P.47
Figure 2.12. Densité d'éclairs (éclairs $\text{km}^{-2} \text{an}^{-1}$) à partir de données WWLLN dans toute la région d'étude pour trois périodes de 2013: (a) Janvier / Février / Mars / Octobre / Novembre / Décembre, (b) Juin / Juillet / Août, (c) Avril / mai / Septembre.....	P.48
Figure 2.13. Zoom sur la région du maximum principal densité d'éclairs pour trois périodes de 2013: (a) Janvier / Février / Mars / Octobre / Novembre / Décembre, (b) Juin / Juillet / Août, (c) Avril / mai / Septembre.....	P.48
Figure 2.14. (a) Le nombre moyen de jour d'orages pour 2013 à partir des données WWLLN ; (b) Nombre d'éclairs par jour d'orage (éclair jour^{-1}) pour 2013. (c) Densité moyenne d'éclairs (éclairs $\text{km}^{-2} \text{an}^{-1}$) sur la zone d'étude à partir des données WWLLN pour la période 2005-2013.....	P.49

Figure 2.15. (a) Densité moyenne d'éclairs (éclairs $\text{km}^{-2} \text{an}^{-1}$) à partir des données WWLLN pour la période 2005-2013 dans toute la zone d'étude (a) et dans la zone de maximum d'activité (b). Orographie (m) dans les mêmes zones (c) et (d), respectivement.....	P.51
Figure.2.16 Répartition zonale d'éclairs (%) à partir de données WWLLN, avec une résolution de $0,1^\circ$ pour 2005, 2007 et 2013 dans toute la région.....	P.52
Figure 2.17 Visualisation des proportions annuelles d'éclairs dans les zones réduites de dimension $5^\circ \times 5^\circ$ découpées sur le bassin du Congo pour 2005 (a), 2009 (b), 2013 (c) et proportions moyennes d'éclairs pour la période 2005-2013 (d).....	P.53
Figure 2.18. a) Proportion d'éclairs dans chaque zone de taille $5^\circ \times 5^\circ$ pour 2005, 2009, 2013 et moyenne pour la période 2005-2013. b) Proportion annuelle pour quatre zones sur le secteur équatorial défini par le rectangle rose dans la figure 2.17d ($10^\circ\text{E} - 30^\circ\text{E}$ et $5^\circ\text{S} - 0^\circ$), pendant toute la période 2005-2013.....	P.54
Figure 2.19. Nombre de jours sans éclair, avec de 1 à 1000 éclairs et avec plus de 5000 éclairs pour 2013 et proportion d'éclairs moyenne pour la période 2005-2013 (courbe bleue), pour chaque zone de taille $5^\circ \times 5^\circ$	P.56
Figure 2.20. a) Proportion annuelle d'éclairs pour 5 zones, quatre provenant du secteur équatorial sud ($12^\circ\text{S} - 14^\circ\text{S}$) et incluant le lac Victoria (15°S), une incluant le lac Upemba (19°S), pendant toute la période 2005-2013. b) Proportion saisonnière d'éclairs pour la zone de $5^\circ \times 5^\circ$ incluant le lac Victoria (15°S).....	P.57
Figure 2.21. Distribution des proportions d'éclairs : (a) dans les bandes zonales de largeur 5° de latitude, (b) dans les bandes méridiennes de largeur 2° de longitude.....	P.58
Figure 2.22. Proportion saisonnière d'éclairs pour chaque zone de $5^\circ \times 5^\circ$: (a) en 2013, (b) moyenne sur la période 2005-2013.....	P.60
Figure 2.23. Proportion annuelle d'éclairs pour les quatre saisons (DJF, JJA, MAM et SON) pendant la période 2005-2013 dans la bande équatoriale $0^\circ - 5^\circ\text{N}$ (a) et dans la bande équatoriale $5^\circ\text{S} - 0^\circ$ (b).....	P.61
Figure 2.24 Répartition des proportions annuelles d'éclairs dans les zones réduites pendant les saisons DJF de 2005-2008 (a) et de 2009-2012 (b).....	P.62
Figure 2.25 Répartition des proportions annuelles d'éclairs dans les zones réduites pendant les saisons JJA de 2005-2008 (a) et de 2009-2012 (b).....	P.63
Figure 2.26 Répartition des proportions annuelles d'éclairs dans les zones réduites pendant les saisons SON de 2005-2008 (a) et de 2009-2012 (b).....	P.64
Figure 2.27 Répartition des proportions annuelles d'éclairs dans les zones réduites pendant les saisons MAM de 2005-2008 (a) et de 2009-2012 (b).....	P.65
Figure 2.28 : a) Densité d'éclairs calculée avec la résolution de $0,05^\circ$ sur le bassin du Congo ; b) Nombre de jours d'orage calculé avec la résolution de $0,05^\circ$ sur le bassin du Congo.....	P.67
Figure.2.29 Evolutions de l'activité diurne d'éclair dans les zones de maximum principal et maximum secondaire pour l'année 2013.....	P.68

Figure.2.30 Comparaison de l'activité d'éclair dans les zones de maxima principal et secondaire pour 363 jours de l'année 2013.....	P.70
Figure.2.31 Comparaison de l'activité d'éclair dans les zones de maximums principal et secondaire pour les périodes de forte activité (FA) et faible activité (fa) de l'année 2013...	P.70
Figure.2.32 Diagrammes de corrélation entre les nombres journaliers d'éclairs de chaque zone en 2013: (a) pour les jours calendaires (00h00-24h00 TU) et (b) pour les jours selon le cycle d'activité orageuse (06h00-06h00 TU).....	P.72
Figure.2.33 Comparaison de l'activité mensuelle d'éclairs dans ZONEMAXPR et ZONEMAXSEC pour les années 2012 (a) et 2013 (b).....	P.73
Figure 3.1. Activité journalière d'éclairs et aire fractionnelle de CAPE pour 2 valeurs de seuil, 1000 J kg ⁻¹ et 2000 J kg ⁻¹ , pour mars (a) et décembre (b) 2013 sur la zone d'étude.....	P.76
Figure 3.2. a) Densité d'éclairs sur la zone d'étude (km ⁻²), moyennée du 02 mars au 06 mars 2013 et pour chaque jour calendaire (de 00h à 24h), calculée avec une résolution de 0,1° × 0,1°. b) CAPE en J kg ⁻¹ calculée avec une résolution de 0,125° × 0,125° du 2 au 7 mars.....	P.78
Figure 3.3. Densité éclair calculée avec 0,1° de résolution pour la période du 04 au 05 mars 2013 (06h00-06h00), à gauche dans toute la zone et à droite dans la zone spécifiée par le carré blanc.....	P.79
Figure 3.4. Densité d'éclairs calculée avec 0,1° de résolution pour les jours calendaires (de 00h à 24h) du 21 décembre au 24 décembre 2013.....	P.80
Figure 3.5. Densité éclair avec 0,1° de résolution. A gauche : 21-23 décembre (06h00-06h00) sur toute la zone d'étude. A droite: zoom sur la zone spécifiée par le cadre blanc pour 21-23 décembre.....	P.80
Figure 3.6 CAPE en J kg ⁻¹ calculée avec une résolution de 0,125° × 0,125° du 21 au 27 décembre.....	P.81
Figure 3.7. Densité d'éclairs calculée avec 0,1° de résolution pour chaque jour calendaire (de 00h à 24h) du 25 décembre au 28 décembre 2013 et densité d'éclairs moyenne pour la période 21-28 décembre 2013.....	P.82
Figure 3.8. Corrélation spatiale entre l'activité d'éclairs (taches blanches) et l'activité orageuse représentée par la température de sommet de nuages dans la zone I, le 04 mars 2013 de 19h30 à 23h00.....	P.84
Figure 3.9. Corrélation temporelle entre l'activité d'éclairs et les caractéristiques nuageuses durant la période 04-05 mars 2013 dans la zone I. La légende précise l'association des couleurs des courbes avec les différents paramètres représentés (noire : température minimale; bleu : taux d'éclairs; orange: densité d'éclairs). Les histogrammes empilés représentent les surfaces fractionnelles conformément à la légende.....	P.86
Figure 3.10. Densité d'éclair (km ⁻²) calculée avec une résolution de 0,1° dans la région Est de la zone d'étude. Le cadre (26°E-29°E ; 1°S-4°S) représente la zone où s'est développée une activité orageuse importante et étudiée en détail.....	P.88

- Figure 3.11. Corrélation spatiale entre l'activité d'éclairs (croix blanches) et l'activité orageuse représentée par la température de sommet de nuages dans la zone II, de 22h00 le 04 mars 2013 à 03h30 le 5 mars. L'orage s'est formé au niveau des montagnes de Virunga, puis il s'est déplacé vers l'Ouest..... P.89
- Figure 3.12. Corrélation temporelle entre l'activité d'éclairs et les caractéristiques nuageuses durant la période 04-05 mars 2013 dans la zone II. La légende et le code des couleurs sont analogues à ceux de la figure 3.9.....P.90
- Figure 3.13. Corrélation spatiale entre l'activité d'éclairs (croix blanches) et l'activité orageuse représentée par la température de sommet de nuages dans la zone III, de 16h00 à 20h00 le 25 décembre 2013..... P.92
- Figure 3.14. Corrélation spatiale entre l'activité d'éclairs (croix blanches) et l'activité orageuse représentée par la température de sommet de nuages dans la zone III, de 20h30 le 25 décembre à 01h30 le 26 décembre.....P.93
- Figure 3.15. Corrélation temporelle entre l'activité d'éclairs et les caractéristiques nuageuses dans la zone III de 15h00 le 25 décembre 2013 à 01h45 le 26 décembre 2013. La légende et le code des couleurs sont analogues à ceux de la figure 3.9.....P.95
- Figure 3.16. Activité orageuse survenue sur le lac Victoria le 17 Aout 2013. (a) Corrélation spatiale entre l'activité d'éclairs (croix blanches) et l'activité orageuse représentée par la température de sommet de nuages pour six séquences choisies. (b) Corrélation temporelle entre l'activité d'éclairs, l'activité orageuse et les caractéristiques nuageuses.....P.96
- Figure 3.17. Cycle de l'activité orageuse sur toute la zone, décrit par les surfaces des sommets des nuages, représenté pour la période du 27 décembre 2013 à 04h00 au 28 décembre 2013 à 23h45 TU. Evolution des températures minimales des sommets de nuages, des taux d'éclairs et des densités d'éclairs au cours du cycle.....P.98
- Figure 3.18 Formation des orages dans la partie Sud de la zone d'étude le 05 mars 2013. Les cellules et structures orageuses sont déterminées par les températures inférieures à -40°CP.99
- Figure 3.19 a) Humidité relative (%) à l'altitude 700 hPa dans la zone d'étude du 04 mars 2013 à 00h00 TU au 05 mars 2013 à 06h00 TU. b) Valeur de CAPE dans la zone d'étude du 04 mars 2013 à 00h00 TU au 05 mars 2013 à 21h00 TU. La résolution est de $0,125^{\circ} \times 0,125^{\circ}$P.101
- Figure 3.20. a) Humidité relative (%) à l'altitude 700 hPa dans la zone d'étude du 25 décembre 2013 à 00h00 TU au 26 décembre 2013 à 06h00 TU. b) Valeur de CAPE dans la zone d'étude 25 décembre 2013 à 00h00 TU au 26 décembre 2013 à 21h00 TU. La résolution est de $0,125^{\circ} \times 0,125^{\circ}$ P.102

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1.1 Les sites de plus grandes concentrations d'éclairs dans le monde (Tiré de Albrecht et al., 2016).....	P.24
Table 2.1 Nombres d'éclairs détectés par WWLLN et LIS, multiplicité moyenne et proportion d'éclairs à un seul arc.....	P.37
Tableau 2.2 Stations WWLLN les plus proches du Bassin du Congo.....	P.38
Tableau 2.3 valeurs maximales locales de densité d'éclair vues par WWLLN (FD_{max}) et valeurs maximales locales estimées (FD'_{max}) de densités d'éclair.....	P.45
Tableau.2.4 Nombre maximum de jours d'orage dans la zone du maximum de densité d'éclairs.....	P.49
Tableau 2.5 Quelques spécificités des deux zones de maximum.....	P.66
Tableau.2.6 Nombre de jours correspondants aux classes de nombre d'éclairs dans les deux zones de maximums pendant 363 jours de l'année 2013.....	P.69
Tableau.2.7 Nombre de jours correspondant aux classes de nombre d'éclairs dans les deux zones de maximums pendant l'année 2013 pour les périodes de forte activité (FA) et de faible activité (fa).....	P.69
Tableau.2.8 Test de corrélation entre 24 heures sur ZONEMAXPR ET 24 heures sur ZONEMAXSEC dans la configuration de 06h00 de jour J à 06h00 de jour J+1.....	P.71

LISTE DES ACRONYMES

AEJ : African easterly jet

AEJ-S : African easterly jet de l'hémisphère Sud

AEW : African Easterly Wave

AMMA : Analyses Multidisciplinaires de la Mousson Africaine ou African Monsoon Multidisciplinary Analysis

ATD : Réseau du Met Office (service météorologique de la Grande Bretagne)

CAPE : Convective available potential energy

CG : Cloud-to-ground

CIN : Convective Inhibition

CLDN : Canadian Lightning Detection Network

CNES : Centre National d'Etudes Spatiales (France)

DE : Detection efficiency

DJF : Décembre-Février

ENSO : El Nino-Southern Oscillation

ERA-Interim : Réanalyses produites par le Centre Européen de Prévisions Météorologiques à Moyen Terme (CEPMMT)

FORTE : Fast on Orbit Recording of Transient Events

GLACE : Global Land Atmosphere Coupling Experiment

GLIMS : Global Lightning and Sprite Measurements

HR : Humidité relative

HyMex : Hydrological Cycle in Mediterranean experiment

IC : Intra-cloud

JJA : Juin-Aout

LF : Low Frequency

LI : Lightning Imager

LIS : Lightning Imaging Sensor

LPATS : Lightning Position And Tracking System

MAM : Mars-Mai

MCC : Mesoscale convective complex
MCS : Mesoscale convective systems
MSG : Météosat seconde génération
MTG : Météosat troisième génération
NASA : National aeronautic and space administration
NLDN : National Lightning Detection Network
NO_x : Oxydes d'azote
OTD : Optical Transient Detector
PNUE : Programme des nations unies pour l'environnement
RDC : République Démocratique du Congo
SEVIRI : Spinning Enhanced Visible and Infrared Imager
SON : Septembre-Novembre
SWIO : South west indian ocean
TEJ : Tropical easterly jet
TLE : Transient Luminous Event
TOGA : Time of group arrival
TRMM : Tropical Rainfall Measuring Mission
UHF : Ultra High Frequency
VHF : Very High Frequency
VLF : Very Low Frequency
WWLLN : World wide lightning location network
ZCIT : Zone de convergence intertropicale

REMERCIEMENTS

Avant tout je dois remercier le Dieu du Seigneur Jésus Christ pour la santé, l'énergie et la grâce qu'il m'a accordées tout au long de mon travail de thèse. En lui j'ai le mouvement, la vie et l'être et sans lui je ne peux rien.

Au terme de cette entreprise intellectuelle enrichissante, qu'est la recherche doctorale, je suis redevable à mes deux Directeurs de thèse. Puissent-ils accepter mes remerciements! La cotutelle de thèse entre l'Université de Kinshasa (UNIKIN) et l'Université Paul Sabatier (UPS) a pu bien fonctionner grâce à leur qualité humaine sympathique. La rigueur scientifique, la bonne humeur, la disponibilité et l'humanité du Professeur Serge SOULA, Physicien des observatoires de l'UPS, Co-promoteur de la thèse, sont autant des valeurs qui ont patiemment produit la quintessence de ma formation dans ce domaine aussi intéressant que passionnant de l'étude des orages. Les qualités multiples du Professeur Albert KAZADI MUKENGA BANTU du Département de Physique de l'UNIKIN, Promoteur de la thèse, ont apporté à ma formation ce qu'il me fallait à savoir persévérance, assiduité et détermination depuis l'étape de DEA et plus encore en thèse.

Le travail des deux Directeurs de thèse était complété par l'encadrement assuré par Jean-François GEORGIS, HDR et Maître de conférences de l'UPS, pour le côté français et par les Professeurs André ZANA NDONTONI et François TONDOZI KETO de l'UNIKIN pour le côté congolais. Je les remercie tous. Merci aux Professeurs Pascal ORTEGA de l'Université de la Polynésie française et Joan MONTANYA de l'Université Polytechnique de la Catalogne en Espagne, Rapporteurs désignés par l'Université Paul Sabatier. Ils ont accepté de lire ma thèse et ont transmis le rapport à qui de droit au temps fixé. Je n'oublierai jamais aussi la bienveillance d'Eric DEFER, Chargé de Recherches du CNRS à l'UPS. J'avais interagi plusieurs fois avec lui. Je dois aussi remercier le Professeur Edmond PHUKU PHUATI de l'UNIKIN pour la lecture du manuscrit. Ses remarques et suggestions pertinentes ont contribué à l'amélioration du texte lorsqu'il était examiné au niveau du comité d'encadrement. Merci également à tous les membres de mon jury pour l'acceptation d'y participer et pour leurs remarques pertinentes lors de la pré-soutenance. Il s'agit des Professeurs Jean Pierre MBUNGU TSUMBU, André ZANA NDONTONI, Albert KAZADI MUKENGA BANTU et Marc KAKULE KANIKI pour le compte de l'UNIKIN et des Professeurs Serge SOULA et Joan MONTANYA ainsi que de la Chargée de recherches Christelle BARTHE pour le compte de l'UPS.

J'exprime ma gratitude au Réseau WWLLN pour les données fournies en collaboration avec Madame Christelle BARTHE, Chargée de recherches du CNRS à l'Université de la Réunion à Saint-Denis. J'exprime ma gratitude aussi envers la NASA (National Aeronautics and Space Administration) et le GHRC (Global Hydrology Resource Center) pour les données LIS trouvées sur leur site. Merci à Météo France pour les données MSG (Météosat) et au Professeur Jean-Luc ATTIE de l'UPS pour les données ERA-Interim.

Merci au gouvernement français pour le financement à travers son ministère des Affaires étrangères. Grâce à ce financement j'ai séjourné à trois reprises au Laboratoire d'Aérodynamique, Unité mixte de recherches de l'UPS et du CNRS, et j'ai été régulièrement inscrit comme étudiant doctorant de l'Université Paul Sabatier tout au long de mon travail de thèse. Je remercie aussi l'Ambassade de France en République Démocratique du Congo pour avoir accepté mon projet de thèse et m'avoir aligné parmi les boursiers du gouvernement français. Que le Professeur Franck ROUX, ancien Directeur du Laboratoire d'Aérodynamique et Madame Céline MARI, Directrice de Recherche du CNRS et actuelle Directrice du Laboratoire d'Aérodynamique reçoivent aussi mes remerciements pour le financement

de mes repas de midi au restaurant du CNRS à l'Observatoire Midi Pyrénées pendant tous mes séjours à Toulouse. Je n'oublierai pas non plus la convivialité qui a caractérisé tous mes collègues doctorants et les contractuels post doctorants du Laboratoire d'Aérodynamique dont je peux citer quelques noms : Thibaut, Philip, Irene, Flore, Christophe ...

Madame le Docteur Christine AMORY MAZAUDIER, leader du GIRGEA (Groupe International de Recherche en Géophysique Europe Afrique), est l'initiatrice du projet qui a abouti à cette thèse. Je la prie de recevoir mes sincères remerciements. Puisse cette thèse l'encourager à faire davantage en faveur de la République Démocratique du Congo (RDC). Pour ma part, ma reconnaissance envers le GIRGEA subsistera. Que le Chef de travaux Bruno KAHINDO MURUMBA, représentant du GIRGEA en RDC, reçoive aussi mes remerciements. C'est lui, qui par son ouverture d'esprit, a amené le GIRGEA en RDC. Que les Professeurs Marc KAKULE KANIKI et Jean MUDOGO VIRIMA trouvent aussi l'expression de ma gratitude pour leur soutien moral.

Plusieurs autres personnes m'ont apporté l'assistance de nature diverse. Je peux citer Madame Julie KIGHOTSI, les Docteurs Louis KONGODA, Albert MBATA et Jean Marie TSHITENGE, Messieurs Ladeira LUMONA et Jorge, le Professeur MAMBO VIKANDY et le Docteur MALIKWISHA. A tous je dis merci pour leur soutien en termes d'appui financier ou logistique ou encore informatique. La mutuelle 3K m'a permis de compléter les sommes d'argent payées pour acquitter les différents frais exigés par l'Université de Kinshasa en vue de la soutenance de cette thèse. Que les collègues, au sein de cette mutuelle, Hermenegilde KASEREKA KANYAMANDA et Pascal KASEREKA MATEMBELA, trouvent ici l'expression de ma reconnaissance. Le soutien moral de mon frère aîné Robert KIGHOTSI m'a également beaucoup réconforté. Je l'en remercie. Je ne peux pas manquer d'évoquer la largesse de mon Beau-frère KASEREKA MAWAZO. Telle une semence, sa libéralité a produit plus qu'il ne pouvait espérer. Je dois aussi évoquer la mémoire de mon Père KIGHOTSI VIRAMULUME ANDRE. Il désirait ardemment que j'acquière le diplôme de Docteur. Dommage, le destin ne lui a pas permis de vivre cet événement.

Merci au Ministre de l'Enseignement Supérieur et Universitaire de mon pays, au Recteur de l'Université de Kinshasa, au Doyen de la Faculté des Sciences et au Chef de Département de Physique pour les autorisations que j'ai bénéficiées à trois reprises pour séjourner en France dans le cadre de mes travaux de thèse.

Enfin, merci à mon Epouse Florence SYAMINYAVIWE et à mes trois enfants MWENGE WAKIKA, MUGHOLE WAKIKA et MUSAVULI WAKIKA ainsi qu'à ma nièce Prémices NDEKESIRI. Ils ont consenti des sacrifices plusieurs fois quand je les laissais pour les raisons d'études ou de préparation de la thèse. Puisse l'avènement de cette thèse effacer les peines que leur infligeaient mes absences! Que cette thèse soit aussi un exemple de courage et une motivation pour mes enfants pour toujours rechercher l'excellence et surtout pour faire, dans leur vie, mieux que moi. Du reste le travail libéral de mon Epouse est la source financière principale des sommes d'argent payés à l'Université de Kinshasa pour acquitter les différents frais liés à la présente thèse et même les dépenses que la thèse a entraînées hors de l'Université. A ce titre mon Epouse mérite des éloges dignes des efforts et des sacrifices qu'elle a consentis

INTRODUCTION GENERALE

1. Contexte de l'étude

Les observations spatiales ont montré que les concentrations d'éclairs les plus élevées sur le Globe Terrestre sont pour la plupart du temps localisées sur le territoire de la République Démocratique du Congo (Christian et al., 2003 ; Williams et Stanfill, 2002 ; Collier et al., 2006 ; Cecil et al., 2014; Albrecht et al., 2011, 2016).

D'autre part, la foudre fait chaque année de nombreuses victimes humaines en République Démocratique du Congo (RDC). Comme le montre le tableau A1, en annexe, la quasi-totalité des provinces du pays est concernée. Mais il n'existe pas de structure de surveillance ni de stratégie de protection ou d'information au sujet de l'activité d'éclairs en RDC. L'information relative aux victimes de la foudre est rarement obtenue sur les sites de certains medias comme illustré par la colonne 5 du tableau susmentionné. La carence de l'information entraine une certaine ignorance sur le nombre de personnes humaines ou de bêtes tuées par la foudre chaque année en RDC. De même, il est aussi impossible d'évaluer les dégâts matériels annuels de la foudre en termes de destruction d'infrastructures ou de détérioration d'équipements et matériaux électriques ou informatiques. Le manque d'études de l'activité orageuse en Afrique centrale en général et en RDC en particulier est la cause principale de cette carence d'information et des conséquences qu'elle implique.

Les chiffres disponibles pour la France, pays de loin moins touché par la foudre que l'Afrique Centrale, indiquent plusieurs dizaines de personnes tuées, 20.000 têtes de bétail décimées et plusieurs milliers de compteurs électriques endommagés par des surtensions et des surintensités, ainsi que des centaines de milliers d'euros remboursés aux sinistrés par les compagnies d'assurances, chaque année (Barthe, 2005).

La foudre touche aussi les activités de raffinage de pétrole, les réservoirs de stockage, les canalisations et l'industrie chimique de base (Barthe, 2005). Elle provoque aussi des feux de végétations, et par cette voie elle peut conduire à l'enrichissement significatif de la haute troposphère en oxydes d'azote et en oxydes de carbone (Barthe, 2005).

Donc, il y a intérêt à développer des compétences locales sur la physique et les dangers potentiels de ce phénomène naturel qu'est l'orage, afin de diffuser les connaissances nécessaires pour le comprendre, le prévoir et s'en protéger. En effet, la circulation des aéronefs dans le ciel de l'Afrique centrale, la production, le transport, la distribution et l'utilisation croissante de l'énergie électrique sont autant d'activités humaines qui justifient le danger potentiel des orages et des éclairs.

La RDC est au cœur de la région la plus active au monde en termes d'éclairs et d'orages. Tous les pays limitrophes de la RDC sont concernés totalement ou en partie par la problématique de l'intensité orageuse et de la fréquence élevée d'éclairs. Quelques pays non frontaliers avec la RDC sont aussi intéressés, tels que le Gabon ou le Cameroun. L'ensemble des pays de l'Afrique les plus touchés par l'activité d'éclairs constitue à peu près l'espace correspondant aux pays dits du bassin du Congo. C'est pourquoi la zone d'étude considérée dans le présent travail sera appelée "le bassin du Congo" nonobstant ses dimensions.

Le présent travail, consacré à l'analyse de l'activité d'éclairs des systèmes orageux dans le bassin du Congo, est intéressant aussi pour la communauté scientifique internationale étant donné l'insuffisance d'études de ce type en Afrique Centrale alors que cette région est de loin la plus active en termes d'orages. Il permettra de former des utilisateurs potentiels des futures données spatiales dans le domaine de l'électricité atmosphérique et de la météorologie dynamique en général. En effet, le satellite géostationnaire Météosat 3^{ème} génération (MTG) prévu à l'horizon 2020 portera un instrument optique de détection d'éclairs (LI comme Lightning Imager) et le microsatellite défilant du CNES (Centre National d'Etudes Spatiales de la France), TARANIS, fera aussi de la détection d'éclairs et de phénomènes lumineux transitoires de type "sprite" et "jet". Ces données nécessiteront des utilisateurs et/ou des experts formés dans cette physique des phénomènes orageux, notamment dans les pays qui se voient les plus touchés par les orages tels que les pays de l'Afrique Centrale.

2. Problématique

Comme le bassin du Congo est la région la plus active de la planète en termes d'activité d'éclairs, la prévision de l'activité orageuse est d'une grande importance pour les pays concernés. Il est également important d'établir les liens entre les éclairs et les autres phénomènes violents associés à des orages tels que les pluies convectives et les vents violents, en vue d'améliorer la prévision des orages à court terme et de mieux prévenir les risques de foudre et d'autres phénomènes violents associés à des orages. Il est aussi utile de connaître comment les éclairs, produits par les orages dans le bassin du Congo, sont répartis dans l'espace et comment ils évoluent dans le temps.

Ainsi l'étude consacrée à l'analyse de l'activité d'éclairs dans le bassin du Congo doit aborder plusieurs questions scientifiques répertoriées ci-dessous:

- 1) Pourquoi les systèmes orageux survenant dans le bassin du Congo sont-ils les plus actifs au monde en termes d'éclairs?
- 2) Quelle est l'efficacité de détection d'éclairs pour des systèmes à grande échelle tels que le world wide lightning location network (WWLLN) dans le bassin du Congo ?
- 3) Comment les éclairs émis par les orages dans le bassin du Congo sont-ils distribués dans l'espace et évoluent-ils dans le temps ?
- 4) Quelles informations les éclairs peuvent-elles apporter au sujet de l'activité orageuse dans le bassin du Congo ?
- 5) Quelle est la contribution des lacs et de l'orographie à l'activité orageuse dans le bassin du Congo ?
- 6) Quelle est l'origine de la surabondance de l'humidité qui alimente l'instabilité convective au point de produire une intense activité orageuse dans le bassin du Congo ?
- 7) Quelles sont les zones et les conditions de formation des orages dans le bassin du Congo ?
- 8) Comment les structures orageuses évoluent-elles et comment les cellules orageuses interagissent-elles ?

3. Intérêt du travail

L'intérêt de ce travail réside d'une part dans la mise en évidence de l'information utilisable pour développer une stratégie de protection contre les risques des orages et de la foudre. D'autre part, l'utilité de ce travail se rapporte à des ouvertures qu'il permettra dans le domaine de la recherche ou de la prévision opérationnelle.

4. Objectifs

- Objectif général: l'objectif général de cette thèse est de contribuer à l'étude de l'activité orageuse dans le bassin du Congo.
- Objectifs spécifiques: le présent travail de thèse poursuit trois objectifs spécifiques, à savoir :
 - déterminer l'efficacité de détection du réseau global WWLLN dans le bassin du Congo.
 - décrire l'évolution spatio-temporelle de l'activité d'éclairs dans le bassin du Congo.
 - examiner les corrélations entre l'activité d'éclairs du bassin du Congo et les caractéristiques nuageuses d'une part et entre cette activité orageuse et les paramètres météorologiques d'autre part.

5. Structure du document

La structure de cette thèse comporte quatre parties hormis l'introduction générale et la conclusion. La première partie est consacrée à la revue de la littérature sur le phénomène orageux. Dans la deuxième partie, nous développons une climatologie à haute résolution de l'activité d'éclairs dans le bassin du Congo à l'échelle régionale. La troisième partie est destinée à l'étude des corrélations entre l'activité d'éclairs et les caractéristiques nuageuses, à partir de l'étude de quelques cas d'orages. Les résultats trouvés dans le travail sont discutés dans la quatrième partie.

I. ETAT DE CONNAISSANCES SUR LES MECANISMES PHYSIQUES LIES AUX ORAGES

I.1 Les systèmes orageux

Les orages sont associés à des nuages spécifiques appelés cumulonimbus. Ces nuages d'orage sont produits par des processus convectifs mettant en jeu des conditions thermodynamiques particulières. Ils impliquent aussi des processus dynamiques et microphysiques spécifiques. Malgré leur violence, les orages sont importants pour le système terre-atmosphère pour plusieurs raisons. Notamment, ils transportent les précipitations dans les régions tropicales et subtropicales; ils permettent un réajustement rapide des déséquilibres thermiques qui apparaissent dans l'atmosphère; ils permettent une redistribution des charges électriques entre la terre et l'atmosphère.

I.1.1 Conditions thermodynamiques, dynamique et microphysique

On assimile les orages à des gigantesques machines thermodynamiques et électriques dont le "carburant" est l'air chaud et humide. Le mécanisme qui maintient le fonctionnement de ces "machines" est la convection déclenchée et entretenue par l'ascension des masses d'air humides. La nature électrique du nuage d'orage est liée à la présence en son sein de particules d'eau en phase liquide ou solide appelées hydrométéores.

I.1.1.1 Flottabilité et instabilité convective de l'atmosphère

La littérature utilise le concept de "flottabilité" suivant deux sens. Très souvent il est employé pour désigner un mécanisme physique (Malardel, 2005; Beucher, 2010). Ainsi on trouve certains problèmes impliquant ce mécanisme, tels que la flottabilité d'un solide à l'interface entre deux liquides, la flottabilité d'une particule d'air, la flottabilité dans l'atmosphère, la flottabilité dans un nuage, la flottabilité en présence de la vapeur d'eau, l'instabilité de flottabilité.

Mais certains auteurs (Malardel, 2005; Calas, 2013) emploient aussi le concept de "flottabilité" pour désigner la résultante de la force de gravité et de la poussée d'Archimède (résultante verticale des forces de pression). En réalité cette force s'appelle en toute rigueur "force de flottabilité" (Malardel, 2005; Beucher, 2010). Lorsque l'ambiguïté sera levée, nous emploierons la désignation "flottabilité" pour évoquer la force de flottabilité. Mais parfois ce mot désignera l'un ou l'autre des mécanismes mentionnés ci-dessus.

Ainsi, par définition, la "force de flottabilité" est la force résultante du poids d'un volume élémentaire d'air appelé aussi "particule d'air" et de la force d'Archimède à laquelle il est soumis (Calas, 2013). Le poids de la particule d'air dépend de sa température et de son humidité tandis que la force d'Archimède dépend de la température et de l'humidité de l'air environnant (Calas, 2013).

Si la particule d'air est soulevée au-dessus de son point de condensation, il y a libération de chaleur latente. Lorsque la particule se trouve au niveau de convection libre, elle se retrouve plus chaude que l'environnement. L'instabilité permet à la particule d'air soulevée de continuer à monter et la flottabilité peut l'entraîner à des altitudes très élevées atteignant ou dépassant la tropopause. C'est ainsi que se forme le cumulonimbus.

Le degré d'instabilité convective de l'atmosphère est l'un des paramètres qu'il faut prendre en compte pour prévoir l'intensité des phénomènes convectifs.

On peut estimer le potentiel convectif de l'atmosphère en un lieu donné en calculant la vitesse maximale que peut atteindre une particule d'air suite à l'accélération verticale engendrée par la flottabilité. On obtient une estimation de l'énergie cinétique maximale que peut acquérir la particule, si toute l'énergie disponible pour l'instabilité de flottabilité est convertie en énergie cinétique verticale, en faisant la somme des gains en énergie cinétique de la particule au cours de son ascension verticale entre le niveau de convection libre et le niveau de flottabilité neutre. En pratique, on caractérise le potentiel convectif de l'atmosphère par l'énergie totale qui peut être transformée en énergie cinétique maximale dans une ascendance convective. Cette énergie totale est désignée, en pratique, par l'acronyme CAPE (convective available potential energy). Elle est quantitativement exprimée par la relation (1.1):

$$CAPE = \int_{Z_{Lfc}}^{Z_{Ptop}} g \frac{T_v - T_{v0}}{T_{v0}} dZ \quad (1.1)$$

Dans cette expression Z_{Ptop} et Z_{Lfc} désignent respectivement le niveau moyen du sommet des nuages convectifs et le niveau de convection libre tandis que T_v et T_{v0} désignent respectivement les températures virtuelles de la particule d'air et de l'environnement. Bien entendu, Z et g représentent respectivement l'altitude et l'accélération de la pesanteur.

La température virtuelle d'une particule d'air humide est définie comme la température qu'aurait la particule d'air sec de même masse volumique et à la même pression. Pour définir la température virtuelle, on écrit :

$$p = \rho_h R_h T = \rho_h R_a T_v \quad (1.2)$$

Avec R_h et R_a représentant la constante de gaz parfait pour l'air humide et l'air sec respectivement. Tandis que ρ_h et p sont respectivement la masse volumique de la particule humide et la pression. La température virtuelle caractérise la flottabilité de l'air en termes de contenu en eau des particules d'air humide.

Pour que la CAPE puisse être libérée et transformée en énergie cinétique verticale, il faut que la particule puisse atteindre son niveau de convection libre. Ce niveau peut être atteint grâce à un forçage extérieur. Si le forçage est suffisant, il va vaincre le travail de la force de flottabilité qui est une force de rappel vers le niveau initial dans toute la couche sous le niveau de convection libre. L'énergie nécessaire pour vaincre le travail de la force de flottabilité dans la couche stable est connue sous le nom de CIN (Convective Inhibition). Elle est quantifiée par l'expression (1.3):

$$CIN = \int_{Z_{inf}}^{Z_{Lfc}} g \frac{T_v - T_{v0}}{T_{v0}} dZ \quad (1.1)$$

Dans cette relation, Z_{inf} représente le niveau initial de la particule.

I.1.1.2 La convection profonde

L'orage est associé à un cumulonimbus et ce nuage d'orage est produit par la convection profonde. Le terme de convection profonde est utilisé lorsqu'on observe des ascendances convectives sur toute la hauteur de la troposphère, c'est-à-dire depuis la couche limite jusqu'à la tropopause. La convection profonde se développe en trois phases: la phase d'instabilité, la phase de déclenchement de la convection profonde et la phase d'organisation de la convection profonde. Pendant la première phase, il y a apparition d'un profil vertical avec décroissance de la température potentielle avec l'altitude. Pendant la seconde phase les mouvements verticaux ascendants sont initiés par un forçage, ensuite ils sont amplifiés par l'instabilité de l'atmosphère. Une fois la convection profonde amorcée, l'organisation, l'intensité et le déplacement des cellules orageuses formées vont être déterminés par plusieurs facteurs. Ainsi le déplacement des cellules sera régi par le flux de moyenne altitude, leur régénération par l'existence d'un front de rafale en basses couches et leur organisation et leur intensité par le cisaillement vertical de vent et la CAPE.

I.1.1.3 Les hydrométéores

Tous les nuages sont constitués d'air saturé en vapeur d'eau et de particules d'eau en phase liquide ou solide appelées hydrométéores. Ceux-ci se forment sur les aérosols. Les aérosols sont des particules liquides ou solides en suspension dans l'air. Leurs sources sont naturelles (poussières, sable, ...) ou anthropiques (particules fines émises par le transport et les industries, condensation de gaz émis dans l'atmosphère, ...). On distingue plusieurs types d'hydrométéores : les gouttelettes de nuage, les gouttes de pluie, les cristaux de glace, la neige, le grésil, le graupel et la grêle.

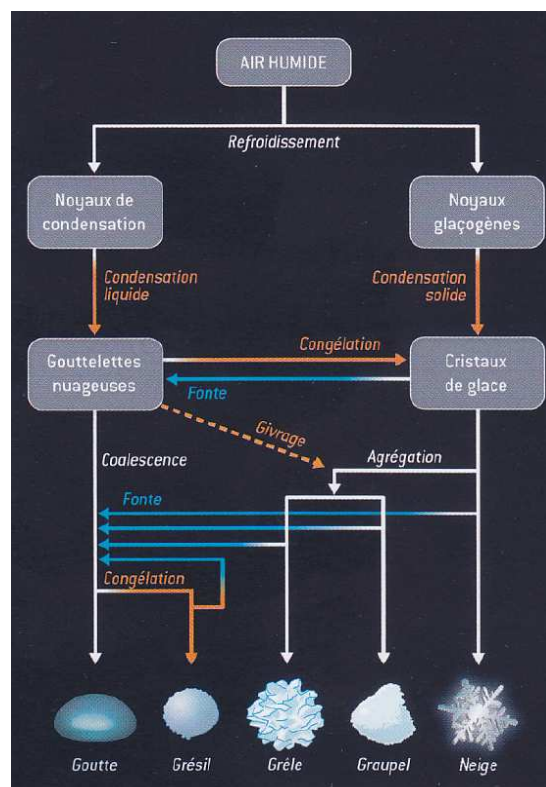


Figure 1.1 Diagramme de formation des précipitations liquides et solides (Tiré de Delmas et al., 2007).

Les hydrométéores se distinguent par leurs structures et leurs tailles. Ils sont illustrés sur la figure 1.1 schématisant le diagramme de formation des précipitations liquides et solides. La libération de chaleur latente, au cours du processus, est spécifiée par les flèches orange sur cette figure. Par contre l'absorption de la chaleur latente est illustrée par les flèches bleues

On admet que la distribution en taille des hydrométéores présents dans un nuage d'orage suit une loi traduite par une fonction gamma généralisée (Barthe, 2005) et donnée par l'expression (1.3):

$$n(D)dD = Ng(D)dD = N \frac{\alpha}{\Gamma(\alpha)} \lambda^\alpha D^{\alpha-1} \exp(-(\lambda D)^\alpha) dD \quad (1.4)$$

où D est le diamètre de l'hydrométéore et α , λ et ν sont des paramètres dépendant de l'hydrométéore. Le moment d'ordre P de cette loi s'écrit :

$$M(P) = \int_0^{+\infty} D^P g(D)dD = \frac{\Gamma(\nu + \frac{P}{\alpha})}{\Gamma(\nu)} \frac{1}{\lambda^P} = \frac{G(P)}{\lambda^P} \quad (1.5)$$

On écrit alors :

$$\rho r_x = \int_0^{+\infty} m(D)n(D)dD = a_x N_x M_x(b) \quad (1.6)$$

où r_x est le rapport de mélange pour un hydrométéore x , ρ la densité, a et b des constantes.

On en déduit l'expression du paramètre λ , appelé paramètre de pente de distribution en taille des particules, pour les particules précipitantes (pluie, neige et grésil) :

$$\lambda = \left(\frac{\rho r}{a N G(b)} \right)^{\frac{1}{s-b}} \quad (1.7)$$

où s est une constante empirique déduite des observations.

Les nuages d'orage sont schématiquement constitués à la fois d'hydrométéores liquides dans leur partie inférieure (température positive), d'hydrométéores solides dans leur partie supérieure (température fortement négative $\sim -40^\circ\text{C}$) et d'une phase mixte dans la zone intermédiaire (Barthe, 2005).

La microphysique des nuages est la branche des sciences atmosphériques qui se consacre à l'étude des hydrométéores qui forment les nuages. La structure micro-échelle d'un nuage influence directement ses propriétés radiatives ainsi que sa capacité à produire des éclairs et des précipitations sous forme de pluie, de neige ou de grêle (MacGorman et Rust, 1998). Cette structure est caractérisée par la concentration des hydrométéores, ainsi que par leur phase, leur forme et leur dimension,

I.1.2 Types et organisations des systèmes orageux

Toutes les informations rassemblées dans ce paragraphe viennent des ouvrages '*Fondamentaux de météorologie*' (Malardel, 2005), '*Météorologie tropicale des alizés au cyclone*' (Beucher, 2010) et '*Concepts et méthodes pour le météorologiste*' (Calas, 2013) publiés par '*METEO FRANCE*'.

Les types d'organisations orageuses ainsi que leurs cycles de vie sont déterminés essentiellement par la CAPE et le cisaillement vertical de vent. La notion de cisaillement vertical de vent est équivalente à celle de gradient vertical de vent. Le vent u est un vecteur horizontal. Le cisaillement est également un vecteur horizontal qui tient compte des variations de la direction du vent et des variations de son module.

On distingue essentiellement quatre types des systèmes orageux à savoir la cellule orageuse ordinaire, l'orage multicellulaire, l'orage supercellulaire et les systèmes convectifs de méso-échelle (ou mesoscale convective systems, MCS). La figure 1.2 illustre un orage multicellulaire, à titre d'exemple. Les cellules les plus jeunes se trouvent à gauche de la photo, les plus anciennes à droite.



Figure 1.2 Exemple de système multicellulaire, le 16 avril 2009 sur l'arrière-pays languedocien en France (photo : Alain Herrault tirée du manuel Concepts et Méthodes pour le Météorologiste, Calas 2013).

Comme indiqué ci-dessus, un orage est associé à un type de nuage appelé cumulonimbus. La littérature (Talleu, 2003) donne quelques chiffres à propos du cumulonimbus. Chaque cumulonimbus contient plusieurs millions de tonnes d'eau liquide et de glace, et pèse un milliard de tonnes. Il aspire chaque seconde 700 mille tonnes d'air, en intégrant 9000 tonnes de vapeur d'eau. Son extension verticale atteint presque toujours l'altitude de la tropopause (Chauzy, 2009). D'ailleurs, cette extension verticale dépasse fréquemment la tropopause (Chauzy, 2009). La distribution globale de la convection dépassant la tropopause montre que le bassin du Congo et le Panama sont les deux régions du monde qui présentent la plus grande fréquence et la plus grande activité de cette nature (Liu et Zipser, 2005).

Le cumulonimbus fonctionne comme une immense machine thermodynamique et électrique dont le carburant est essentiellement l'air chaud et humide (Chauzy, 2009). Le mécanisme qui lui donne naissance est la convection provoquée et entretenue par l'instabilité convective.

I.1.2.1 La cellule orageuse ordinaire

Lorsque le cisaillement de vent n'existe pas et que l'atmosphère est homogène, l'ensemble des ascendances convectives entretenues par la flottabilité peut conduire à la formation d'un nuage d'orage élémentaire appelé cellule orageuse ordinaire ou orage unicellulaire. C'est un système orageux dont le cycle de vie évolue en trois phases, illustrées sur la figure 1.3. La phase de croissance est caractérisée par les ascendances de masses d'air humides, la phase mature par la coexistence des mouvements ascendants et descendants et la phase de dissipation par les mouvements descendants seulement.

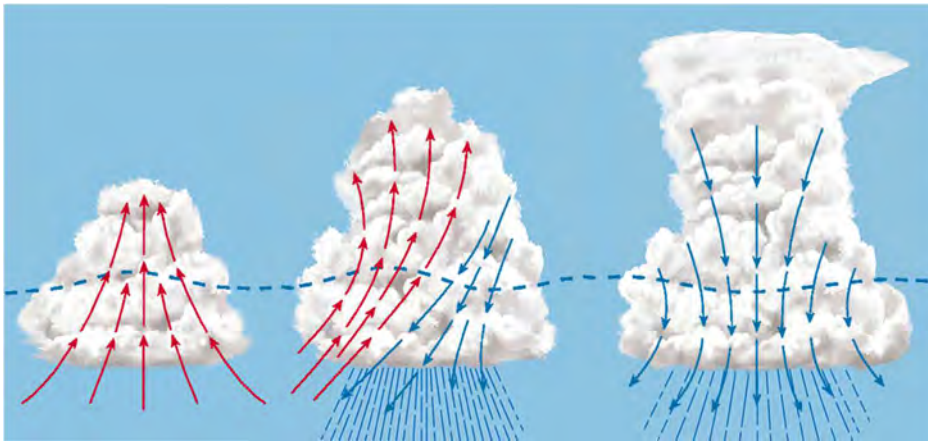


Figure 1.3 : Schéma conceptuel des trois stades d'évolution d'une cellule orageuse (Tiré de Soula, 2012). Phase de croissance (à gauche), phase mature (au milieu), phase de dissipation (à droite).

En arrivant au sol, les courants subsidents froids et denses caractérisant la phase de dissipation s'étalent sous le nuage d'orage et donnent lieu à des "courants de densité" horizontaux. Les courants subsidents annihilent au fur et à mesure l'instabilité convective à l'origine de l'ascendance initiale en même temps que l'étalement des "courants de densité" a tendance à la couper de son alimentation. Il en résulte la dissipation de la cellule orageuse. La durée de vie d'une cellule orageuse isolée est de trente à cinquante minutes.

I.1.2.2 L'orage multicellulaire

Tandis que dans un environnement homogène les "courants de densité" horizontaux favorisent la dissipation de la cellule orageuse ordinaire en coupant l'alimentation de l'ascendance convective, ils contribuent à la formation des cellules nouvelles lorsqu'ils se produisent dans un environnement cisailé. En effet, l'interaction d'un cisaillement vertical de vent unidirectionnel et modéré avec les courants de densité dans les basses couches de la troposphère engendre des nouvelles cellules en aval du nuage d'orage dans le sens du vecteur cisaillement et provoquent la dissipation des anciennes cellules en amont (Malardel, 2005).

L'existence d'un cisaillement vertical du vent de l'environnement est couramment interprétée en termes de tourbillon horizontal (Malardel, 2005). Lorsque le vent u augmente sur la verticale, le tourbillon horizontal associé, aussi bien en amont qu'en

aval, est positif (figure 1.4). Lorsque u diminue sur la verticale, le tourbillon horizontal associé est négatif. L'interprétation du cisaillement vertical en termes de tourbillon traduit le fait qu'il est associé à une rotation locale des particules du fluide autour d'un axe horizontal. Un tourbillon positif exprime une rotation dans le sens des aiguilles d'une montre (figure 1.4) tandis qu'un tourbillon négatif exprime une rotation dans le sens inverse.

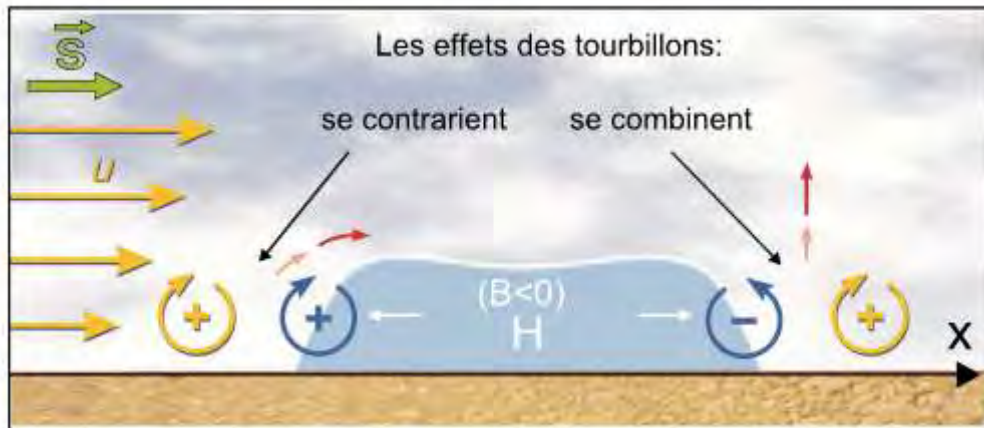


Figure 1.4 : Interaction du courant de densité (repère lié à l'orage) avec le cisaillement vertical. Vecteur cisaillement en vert. Le courant de densité est associé à un tourbillon positif en amont du nuage d'orage et à un tourbillon négatif à l'aval (flèches courbées en couleur bleu). Le tourbillon horizontal positif associé au cisaillement vertical du vent (cas où u augmente sur la verticale : flèches courbées en couleur jaune). Les tourbillons se combinent en aval de l'orage et se contrarient en amont (D'après Malardel, 2005).

Le courant de densité est associé à un tourbillon positif en amont du nuage d'orage et à un tourbillon négatif à l'aval (figure 1.4). En aval du nuage, le tourbillon horizontal associé au courant de densité et le tourbillon horizontal associé au cisaillement vertical du vent sont de signe opposé. Ces deux mouvements de rotation inversés contribuent au forçage de l'ascendance et sont ainsi associés à des vitesses verticales fortes exhibées par les flèches verticales rouge et rose (figure 1.4). En amont du nuage, le tourbillon associé au courant de densité et celui de l'environnement ont même signe. Les contributions des deux rotations à la composante verticale du mouvement se compensent. Le forçage vertical est diminué.

L'interaction entre le cisaillement vertical de vent et le courant de densité dans les basses couches permet d'expliquer l'existence des systèmes convectifs comportant plusieurs cellules similaires à des cellules orageuses ordinaires, mais à différents stades de développement. De tels systèmes orageux sont appelés orages multicellulaires. La figure 1.5 en montre le schéma conceptuel et la figure 1.2 une illustration photographique. La durée typique d'un orage multicellulaire est de six heures.

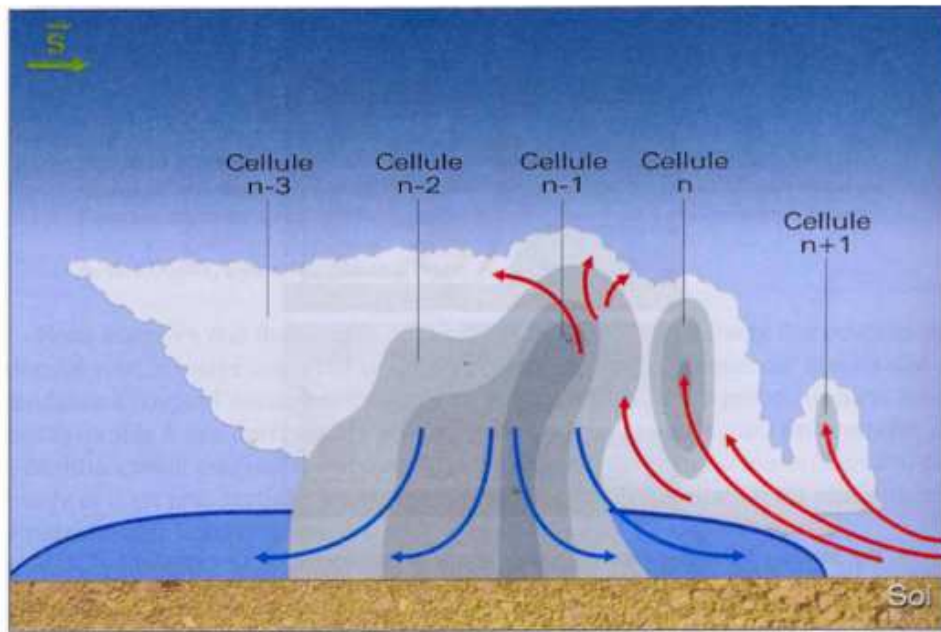


Figure 1.5 : Schéma conceptuel d'un orage multicellulaire. La cellule n-1 est en phase mature. Les cellules n et n+1 sont en train de se développer là où les ascendances sont favorisées par l'interaction entre le courant de densité et le cisaillement de l'environnement. Les cellules n-2 et n-3 sont en phase de dissipation. A la fin du cycle de vie des cellules, il ne reste plus qu'un résidu nuageux stratiforme, l'enclume. D'après (Malardel, 2005)

I.1.2.3 L'orage supercellulaire

La structure d'un orage supercellulaire est déterminée par l'interaction entre le cisaillement vertical de vent et les ascendances convectives. Cette interaction est décrite en détail dans l'ouvrage intitulé *"Fondamentaux de météorologie"* (Malardel, 2005).

Tout commence par le basculement du tourbillon horizontal associé au cisaillement de l'environnement en tourbillon vertical de l'air nuageux (figure 1.6). L'interaction entre l'ascendance initiale et le cisaillement de vent génère par basculement deux zones de tourbillon vertical de signe opposé de part et d'autre de l'ascendance initiale (figure 1.6).

Le champ de masse à l'intérieur du nuage et le vent associé au tourbillon vertical généré par basculement du tourbillon de l'environnement s'ajustent suivant l'équilibre cyclostrophique. Un minimum local de pression est alors associé à chacune des zones de tourbillon vertical générées par basculement. Cet ajustement dynamique de la pression est à l'origine d'accélération verticales non hydrostatiques vers le haut.

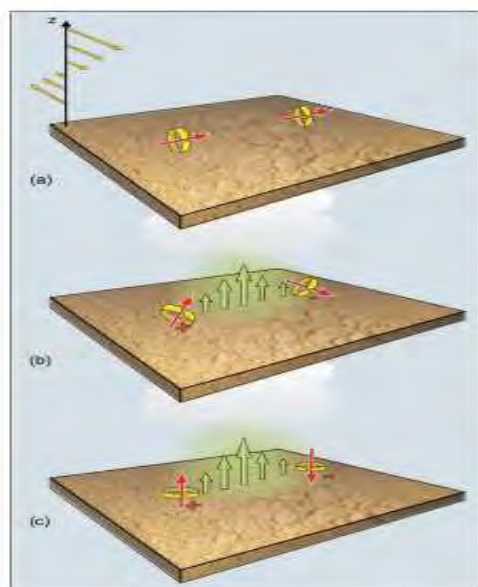


Figure 1.6 Basculement du tourbillon horizontal dû à un cisaillement unidirectionnel en tourbillon vertical par interaction avec les ascendances. (a) tourbillon horizontal; (b) phase intermédiaire; (c) tourbillon vertical (source : Malardel, 2005).

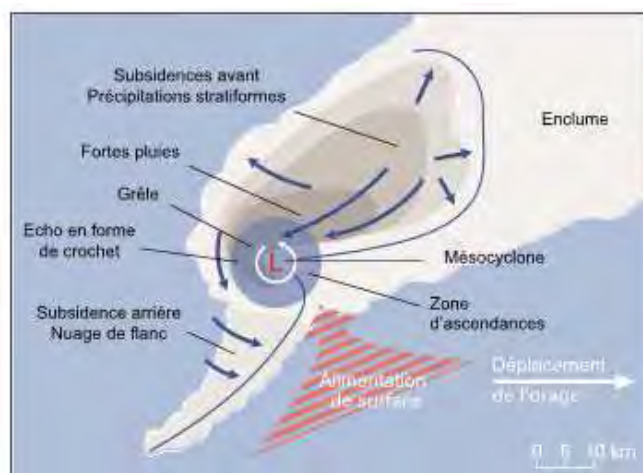


Figure 1.7 : vue de dessus d'un orage supercellulaire (D'après Malardel, 2005)

Un processus de rétroaction s'installe alors entre les nouvelles ascendances ainsi créées et le tourbillon vertical de part et d'autre de l'ascendance initiale : les ascendances non hydrostatiques amplifient le tourbillon vertical par étirement et le tourbillon vertical renforce les ascendances par l'ajustement dynamique de la pression.

Au fur et à mesure que les nouvelles ascendances s'amplifient, le nuage a tendance à se séparer en deux cellules filles symétriques se propageant de part et d'autre de l'axe du cisaillement alors que les courants subsidents participent à la dissipation de la cellule mère. L'interaction entre le cisaillement de l'environnement et l'ascendance initiale engendre un dipôle de pression car la perturbation de pression dynamique est plus forte du côté amont du cisaillement et plus faible du côté aval. Lorsque le cisaillement de vent est rotationnel, une des deux cellules filles engendrées lors de l'interaction entre les ascendances d'origine convective et le tourbillon vertical est intensifiée par la rotation du dipôle de pression. Les mouvements ascendants et rotationnels dans cette cellule sont à l'origine de la formation d'un orage supercellulaire. La figure 1.7 présente de façon schématique l'image radar de la vue de dessus d'un orage supercellulaire. La littérature indique que ce système est rare sous les tropiques faute de cisaillement rotationnel suffisant.

I.1.2.4 Les systèmes convectifs de méso-échelle

Un système convectif de méso-échelle (MCS) est un groupe de cumulonimbus reliés entre eux par une partie stratiforme commune (MacGorman et Rust, 1998). Ce regroupement est en général constitué d'orages multicellulaires ; quelques fois, il peut aussi comporter des orages supercellulaires (Doswell, 2001). C'est le système orageux le plus fréquent en Afrique équatoriale (Farnsworth et al., 2011). Parmi les MCS on peut distinguer deux grandes familles : les MCS lents ayant une vitesse inférieure à 10 m/s et les MCS rapides possédant une vitesse supérieure à 10 m/s. L'ensemble des MCS se déplace vers l'ouest ou vers l'est, selon la région du globe où il se trouve, sous l'influence des vents qui

circulent dans la moyenne et dans la haute troposphère (AEJ: african easterly jet et TEJ: tropical easterly jet). Les MCS présentent diverses organisations (Calas, 2013) : les lignes de grain, les lignes arquées, les MCC (Mesoscale convective complex) et les systèmes en panache. La durée de vie typique d'un MCS est de 6 à 12 heures, mais elle peut parfois atteindre 24 à 36 heures. Son extension horizontale peut atteindre 500 km.

Le cycle de vie des zones précipitantes d'un MCS comporte quatre phases décrites dans la littérature (Beucher, 2010) : (a) durant la phase de formation, on a des cellules isolées distribuées aléatoirement ou alignées ; (b) durant la phase d'intensification, il y a croissance des cellules individuelles et fusion des cellules ; (c) durant la phase de maturité, une zone étendue de précipitations stratiformes se développe à partir de cellules plus anciennes qui s'agglutinent et s'affaiblissent. Aussi longtemps que de nouvelles cellules se forment, la zone précipitante reste à un stade mature et est constituée d'un ensemble de cellules actives, de cellules en perte d'activité et de précipitations stratiformes ; (d) durant la phase de dissipation la formation de nouvelles cellules convectives s'atténue et l'on observe une zone étendue de précipitations stratiformes qui s'affaiblissent lentement au fil des heures.

L'organisation des MCS est dictée par des conditions d'échelle synoptique en altitude et en basses couches (Maddox, 1980). Un cisaillement modéré du vent horizontal contribue à organiser la convection ordinaire en MCS (Laing et al., 2011 ; Rotuno et al., 1998 ; Lafore and Moncrieff, 1989). Les MCS se développent en lignes lorsque le dynamisme en altitude est marqué (flux rapide en altitude). Le cisaillement et l'instabilité vont influencer l'organisation, la longévité et l'intensité de la ligne. Un faible dynamisme en altitude va favoriser une structure en amas (flux lent en altitude).

I.2 Nature électrique d'un nuage d'orage

Pendant son développement le nuage d'orage s'électrise. Cette électrisation se manifeste d'abord par l'apparition de zones chargées au sein du nuage, d'un champ électrique dans le nuage et tout autour de lui, notamment au sol où le sens de ce champ est contraire à celui du "champ de beau temps" et d'intensité nettement plus grande. Ensuite, elle se manifeste par des décharges électriques violentes appelées "éclairs".

I.2.1 Mécanismes d'électrisation d'un nuage d'orage

Au cours de son développement, le nuage d'orage se charge électriquement. Un champ électrique se crée à l'intérieur du nuage suite à l'apparition des zones de charges électriques de signe opposé. Pour expliquer la séparation des charges à l'échelle microscopique, deux catégories de mécanismes faisant intervenir les hydrométéores sont suggérées : les mécanismes inductifs, nécessitant l'existence préalable d'un champ électrique, et les mécanismes non-inductifs, susceptibles de se produire en l'absence de champ.

Deux principaux processus inductifs sont proposés. D'une part, on a la capture sélective des ions par les hydrométéores dont le mécanisme peut être résumé de la façon suivante. Un hydrométéore polarisé, en réponse au champ électrique préexistant et orienté vers le bas, présente des charges positives au niveau de sa surface inférieure et des charges négatives au niveau de sa surface supérieure (Figure 1.8). Pendant sa chute, des ions négatifs seront attirés par la particule polarisée (Figure 1.8a), tandis que les ions positifs seront repoussés (Figure 1.8b). D'autre part, il y a la collision entre deux hydrométéores polarisés en réponse au champ électrique orienté vers le bas, qui produit un échange de

charges (Figure 1.9a). La collision s'explique par le fait que la plus grosse particule précipite et la plus petite est considérée avec une vitesse relative vers le haut (Figure 1.9b). La petite particule nuageuse rebondit sur la grosse particule précipitante, emportant avec elle un surplus de charges positives et laissant un supplément de charges négatives sur la particule précipitante. Il faut noter qu'il existe d'autres mécanismes inductifs comme le mécanisme de la rupture d'une goutte (Simpson, 1909).

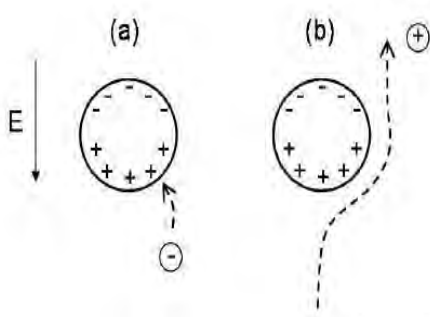


Figure 1.8 : Schéma de la capture sélective d'un ion par un hydrométéore (Tiré de MacGorman et Rust, 1998).

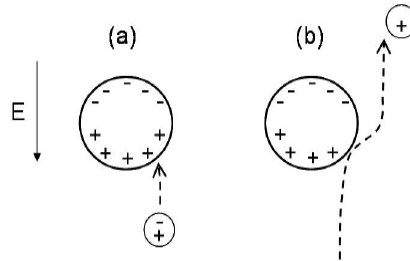


Figure 1.9 : Schéma du mécanisme inductif d'échange de charges par collision (Tiré de MacGorman et Rust, 1998).

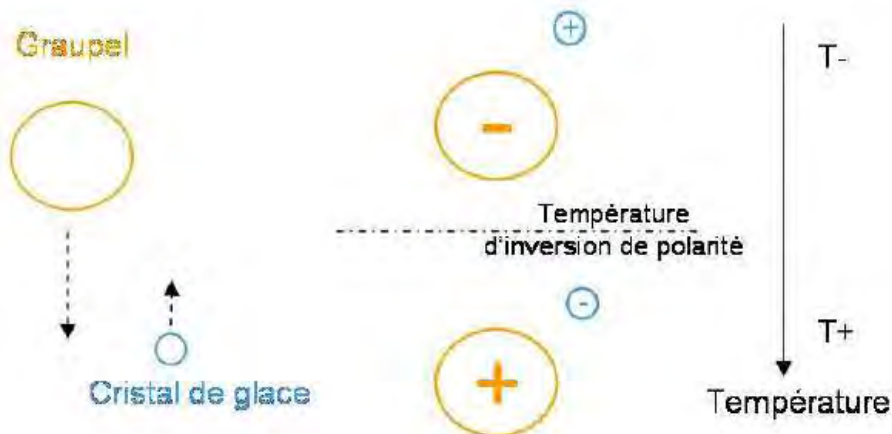


Figure 1.10 : Schéma du mécanisme non-inductif de charge (Tiré de Buguet, 2012).

Le mécanisme non-inductif, susceptible de se produire en absence de champ électrique, est considéré comme la source première de l'électrification du nuage d'orage. Il permet d'expliquer l'apparition des charges dans le nuage d'orage ainsi que la structure électrique tripolaire classique. Il est basé sur un transfert de charge s'effectuant lors de la collision entre une particule de graupel et un cristal de glace en présence d'eau liquide surfondue. L'électrification engendrée par la collision graupel-glace a été minutieusement étudiée par des expériences de laboratoire (Takahashi, 1978 ; Jayaratne et al., 1983 ; Saunders et al., 1991), par des études numériques (Norville et al., 1991) et confirmée lors d'observations in situ (Dye et al., 1986). Après collision, les particules se chargent de façon

inverse de part et d'autre de la température d'inversion de polarité comprise entre -10 et -20 °C (Figure 1.10). Si la température est élevée, le graupel se chargera positivement et le cristal de glace négativement. Inversement, si la température est basse, le graupel se chargera négativement et le cristal de glace positivement.

Les expériences de Takahashi ont suggéré de formaliser le développement de l'électrisation d'un orage par des équations classiques (Takahashi, 1978). L'intensité du champ électrique s'exprime alors par :

$$E = - 2t^2\pi^2NV^2 R^2nqe \quad (1.8)$$

Où N est le nombre de particules de graupel, supposées de même dimension, R le rayon d'une particule de graupel, n le nombre de cristaux de glace, V la vitesse de chute d'une particule de graupel, q la charge électrique séparée au cours d'une collision, e l'efficacité de collision et t la durée des collisions. En assignant aux différents paramètres des valeurs raisonnables, à savoir $N = 20 \text{ m}^{-3}$, $V = 700 \text{ cm s}^{-1}$, $R = 2 \text{ mm}$, $n = 100 \text{ l}^{-1}$, $q = 10^{-4} \text{ esu}$, $t = 5 \text{ min}$ et $e = 1$, Takahashi (1978) a trouvé un champ disruptif valant 3000 V m^{-1} . Donc avec un temps plus grand la valeur du champ doit se rapprocher de la réalité.

D'après la plupart des travaux, le mécanisme non-inductif permet d'expliquer l'essentiel des observations relatives aux charges et aux structures électriques dans un nuage d'orage, mais il est nécessaire de le combiner aux processus inductifs afin de rendre compte de l'intensité du champ électrique et de reproduire les observations (Mansell et al., 2005). D'autres travaux vont dans le même sens que Mansell et al., notamment ceux de Stolzenburg et al. (1998a,b) qui considèrent que le mécanisme non-inductif collisionnel entre la glace et le graupel est capable de rendre compte seulement de trois régions de charges parmi plusieurs qu'ils ont observées. Ils soutiennent aussi que même si les mécanismes inductifs ne sont pas susceptibles d'initier le champ électrique dans le cumulonimbus, ils peuvent jouer un rôle dans le développement des structures complexes de charges observées aussitôt qu'un autre mécanisme initie le champ électrique à l'intérieur du nuage.

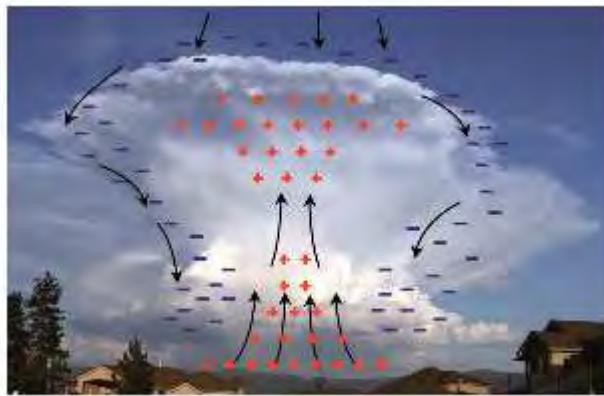


Figure 1.11 Schéma d'électrisation convective d'un nuage d'orage (Tiré de Chauzy, 2009)

Il existe un autre mécanisme considéré comme jouant un rôle dans l'électrisation des orages. C'est le mécanisme d'électrisation convective schématisé sur la figure 1.11. Basé sur l'interaction entre les ions présents dans l'environnement du nuage et la dynamique des courants ascendants et descendants associés, Chauzy (2009) en donne une description. Les ions positifs, majoritaires dans les basses couches de l'atmosphère, sont transportés dans le nuage d'orage par les courants ascendants qui lui donnent naissance. Ils

finissent par se fixer sur les hydrométéores et par s'accumuler au sommet des ascendances, c'est-à-dire dans la région supérieure de la cellule orageuse. Le développement de ces zones positives agit sur la population ionique présente au-dessus du sommet du nuage, provoquant l'attraction des ions négatifs et la répulsion des ions positifs. Les ions négatifs qui pénètrent dans le nuage se fixent rapidement sur les hydrométéores et suivent les courants descendants jusque dans les régions inférieures du nuage. Ainsi prend naissance une structure globalement dipolaire de chaque cellule. Ce mécanisme présente deux faiblesses : il ne peut pas à lui seul expliquer l'électrification du nuage (Chauzy and Soula, 1999) ; il ne peut pas non plus produire son électrification initiale. Mais on considère qu'il peut contribuer à expliquer l'existence d'une région positive souvent observée à la base du nuage.

I.2.2 Structure électrique d'un nuage d'orage

La structure électrique adaptée à la distribution complexe de la charge électrique à l'intérieur d'un orage a été proposée par Stolzenburg et al. (1998a). Le schéma de cette distribution basée sur des observations plus riches que celles qui ont suggéré la structure tripolaire classique est montré sur la figure 1.12. A partir des résultats obtenus avec environ cinquante sondages de champ électrique à l'intérieur de MCS, de supercellules isolées et d'orages multicellulaires isolés des montagnes du New Mexico, les chercheurs ont remarqué une structure électrique de base identique.

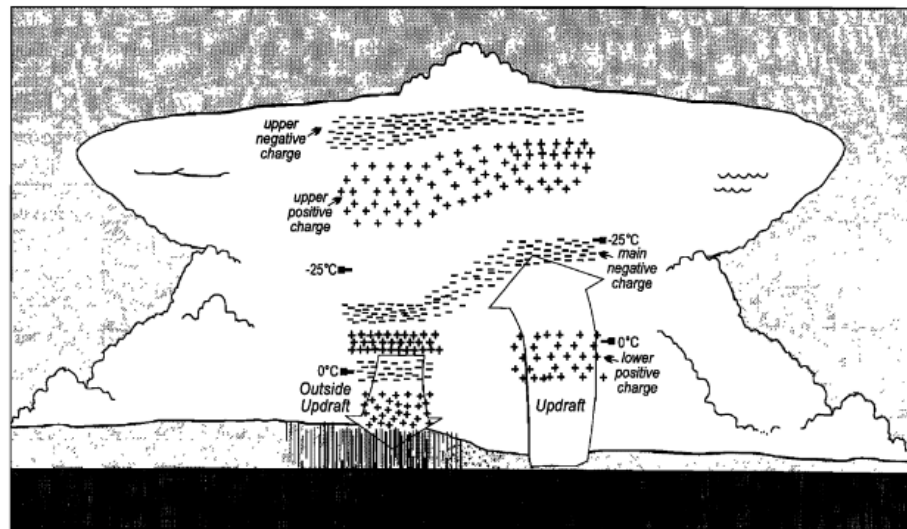


Figure 1.12 : représentation schématique de la structure de charges électriques dans la région convective d'un orage (Tiré de Stolzenburg et al. 1998a)

A l'intérieur des ascendances convectives la structure électrique de base comporte quatre régions de charges de polarité alternée, et la région la plus basse est positive (Figure 1.12). A l'extérieur des ascendances convectives il y a typiquement au moins six régions de charges de polarité alternée ; la région la plus basse est également positive (Figure 1.12). La différence fondamentale entre les trois types d'orage susmentionnés au point de vue de la structure électrique concerne les hauteurs et les températures correspondant aux quatre régions de charges observées à l'intérieur des ascendances convectives. La hauteur et la

température du centre de la principale région de charge négative trouvées dans les MCS valent respectivement 6,93 km et -16°C. Tandis que dans les orages supercellulaires et multicellulaires isolés, elles sont de 9,12 km et - 22°C, 6,05 km et -7°C, respectivement.

L'étude de Stolzenburg et al. (1998a) a suggéré que la structure tripolaire classique correspondrait probablement aux trois régions inférieures parmi les quatre régions de charges que ces chercheurs ont observées dans les ascendances convectives. En effet, le modèle tripolaire classique place une région de charges négatives vers -10°/-20°C entre une région importante chargée positivement et située au sommet du nuage d'orage et une autre moins importante mais également chargée positivement et localisée à la base du nuage. Cette étude a expliqué la région négative supérieure par la formation d'une couche écran lorsque des ions négatifs de l'air sont attirés vers le nuage par le champ électrique exerçant son effet à la frontière du nuage. Les sondages ultérieurs de champ électrique, à l'intérieur du nuage d'orage, montrent que deux structures de charge verticales différentes, l'une dans le courant ascendant et l'autre à l'extérieur de ce courant, peuvent coexister à l'intérieur de l'orage, conformément au modèle conceptuel de la figure 1.12 (Stolzenburg et al., 2002).

I.2.3 Orage et champ électrique atmosphérique

Les orages se forment dans un environnement qui possède des caractéristiques électrostatiques. D'une part, la terre porte une charge essentiellement négative de 550 000 coulombs répartie sur sa surface (Chauzy, 2009). D'autre part l'atmosphère renferme une charge d'espace globalement positive de même valeur absolue, constituée d'ions des deux signes mais majoritairement positifs. La densité volumique de la charge de l'atmosphère est maximale au voisinage du sol. En conséquence, il existe en permanence entre la Terre et l'ionosphère une différence de potentiel estimée à environ 300 000 volts (Chauzy, 2009). Cette distribution de charges produit dans toute l'atmosphère non perturbée par les orages un champ électrique moyen, dirigé vers le centre de la Terre, appelé « champ électrique de beau temps ». L'intensité du champ de beau temps est maximale au niveau du sol, où sa valeur varie entre 100 et 150 V/m, et décroît très rapidement jusqu'à devenir nulle au voisinage de l'ionosphère (Georgis, 1996). La loi de décroissance du champ de beau temps en fonction de l'altitude, proposée par Gish (1944), est donnée par l'expression :

$$E(z) = - [81,8\exp(-4,52z) + 38,6\exp(-0,375z) + 10,27\exp(-0,121z)] \quad (1.9)$$

où $E(z)$ est le champ en $V\ m^{-1}$ et z est l'altitude en km.

Le champ de beau temps agit, eu égard à sa polarité, sur les ions atmosphériques positifs en les entraînant vers le sol, dans le sens de la neutralisation progressive de la charge négative terrestre. Les ions négatifs sont au contraire entraînés vers le haut. Il en résulte le courant de beau temps estimé à $2,7 \times 10^{-12}\ A\ m^{-2}$ (Chauzy, 2009). Mais la charge électrique négative terrestre reste à peu près constante au cours du temps. Ce sont les orages qui maintiennent cette charge terrestre par des échanges électriques qui correspondent globalement à transférer une charge négative vers la Terre. Ces échanges de charge sont liés à divers processus, notamment à ceux qui sont dues à l'existence d'un champ électrique produit au sol par le nuage chargé, de sens opposé à celui du champ de beau temps mais d'intensité beaucoup plus grande. Ce champ électrique produit un courant électrique qui apporte à la Terre les charges négatives et qui transfère les charges positives vers le nuage d'orage. Ces ions sont en partie produits au sol par effet de pointe sur les objets conducteurs (ions corona),

ce qui correspond à une ionisation locale. L'inversion de la polarité du champ électrique et son amplification sont des indicateurs de l'imminence de l'orage. D'autres mécanismes d'échange de charge entre le nuage d'orage et la Terre sont liés aux précipitations et aux éclairs. A l'échelle de la planète, l'ensemble des orages simultanément actifs (environ 1500) et le champ électrique de beau temps constituent un circuit électrique fermé appelé circuit électrique global entre la terre et l'ionosphère.

I.3 Mécanisme de production des éclairs

Il existe deux grandes catégories d'éclairs : les éclairs intra-nuages (ou intra-cloud en anglais et IC en abrégé) et les éclairs nuage-sol (ou cloud-to-ground en anglais et CG en abrégé). Les éclairs intra-nuages se produisent entre deux régions nuageuses possédant des polarités opposées tandis que les éclairs nuage-sol se produisent entre une région nuageuse chargée et le sol. On attribue à chaque éclair nuage-sol une polarité correspondant au signe de la charge de la région nuageuse reliée au sol. Ainsi sont définis les éclairs nuage-sol positifs (CG+) et négatifs (CG-). Les éclairs intra-nuages apparaissent chronologiquement les premiers, dès la phase de développement du nuage, et représentent en moyenne 70 à 80% des éclairs (Malardel, 2005; Chauzy, 2009). Les éclairs nuage-sol, qui constituent la foudre terrestre, se produisent lorsque l'orage atteint sa phase mature (Chauzy, 2009).

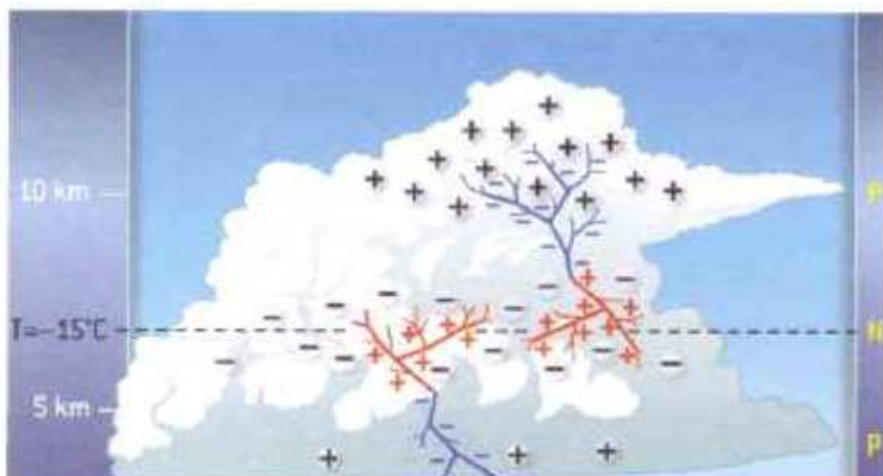


Figure 1.13 : Schéma de la propagation d'un éclair intra-nuage dans la partie supérieure droite du nuage et d'un éclair nuage-sol dans la partie inférieure gauche du nuage. Dans les deux cas, les leaders bidirectionnels se propagent vers les zones de charges opposées. (Tiré de Delmas et al., 2007).

Lorsque le champ électrique très local, dans une zone du cumulonimbus, dépasse un seuil d'environ 26 kV/cm, un canal d'air ionisé appelé le "traceur initial" ou "précurseur ou leader" s'établit entre les régions de polarités opposées, donnant naissance à une décharge électrique. Tel est l'éclair intra-nuage. Le leader se propage de manière bidirectionnelle (Kasemir, 1960 ; Mazur et Ruhnke, 1998) et consiste en une double

décharge faiblement lumineuse que l'on appelle bi-leader en anglais. Le leader positif se propage vers une région chargée négativement (dans le sens du champ électrique) et le leader négatif vers une zone de charges positives comme le montre la partie supérieure droite de la figure 1.13. D'après Chauzy (2009), la recherche du chemin le plus conducteur entraîne la ramification des deux leaders, le négatif l'étant beaucoup plus.

Un traceur se propage généralement depuis la région négative du nuage vers le sol en effectuant des sauts et en se ramifiant. On l'appelle le "précurseur par pas". Lorsque l'extrémité de l'une des branches du précurseur arrive à proximité du sol, une décharge monte depuis le sol, le "traceur ascendant", et vient établir la connexion avec le traceur descendant. Le canal ionisé relie alors le nuage et le sol, agissant comme un gigantesque court-circuit dans lequel un courant électrique très intense circule ; ce courant constitue "l'arc en retour". Cet arc en retour peut lorsque les conditions sont réunies, être suivi par d'autres arcs qui empruntent le même canal, provoquant le scintillement de l'éclair. Dans ce cas on parle "d'arcs subséquents". Le nombre total d'arcs correspondant à un même éclair est appelé "la multiplicité".

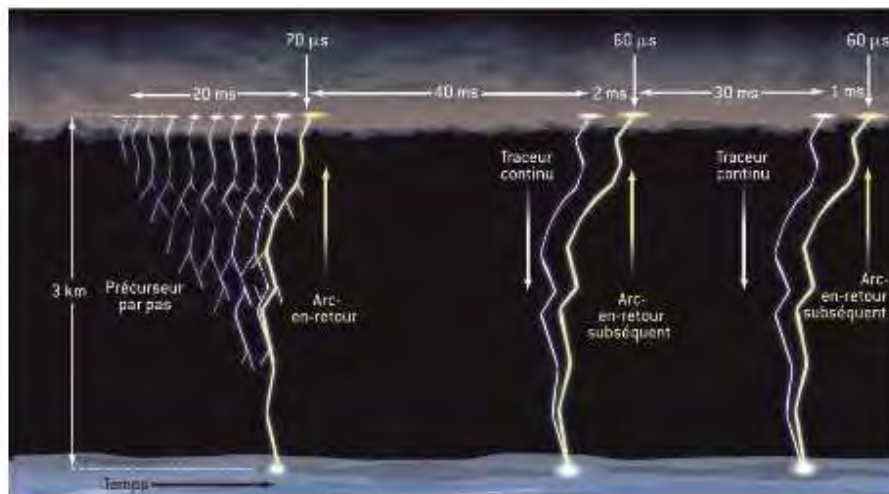


Figure 1.14 : Schéma du déroulement d'un éclair nuage-sol négatif à précurseur descendant. Le temps s'écoule de la gauche vers la droite (Tiré de Chauzy., 2009).

Les étapes d'une décharge électrique correspondant à un éclair nuage-sol, discernables grâce à une caméra ultra rapide, sont illustrées sur la figure 1.14. Les courants électriques produits dans les deux types d'éclairs émettent un rayonnement électromagnétique important sur un large spectre de fréquences. Chaque mécanisme d'émission possède une signature spécifique. Ainsi, les micro-décharges qui engendrent le canal ionisé produisent des signaux électromagnétiques VHF (Very High Frequency), et UHF (Ultra High Frequency), tandis que les arcs en retours et subséquents produisent des signaux VLF (Very Low Frequency) et LF (Low Frequency).

Pendant un éclair, l'air peut atteindre des températures de l'ordre de 20.000 à 30.000°C (Malardel, 2005). Ce réchauffement très brusque des particules d'air est associé à une forte augmentation locale de la pression à l'origine d'une onde de choc qui se

propage vers l'extérieur du nuage et se transforme en une onde sonore, le tonnerre (Malardel, 2005).

I.4 Phénomènes lumineux transitoires (TLE)

L'orage ne produit pas seulement des décharges électriques de type éclair, il produit aussi des décharges au-dessus du nuage; ce sont les phénomènes lumineux transitoires (Transient Luminous Event ou TLE). Ils constituent un ensemble des phénomènes lumineux qui se produisent au-dessus de certains orages jusqu'à la base de l'ionosphère (Soula et van der Velde, 2009).

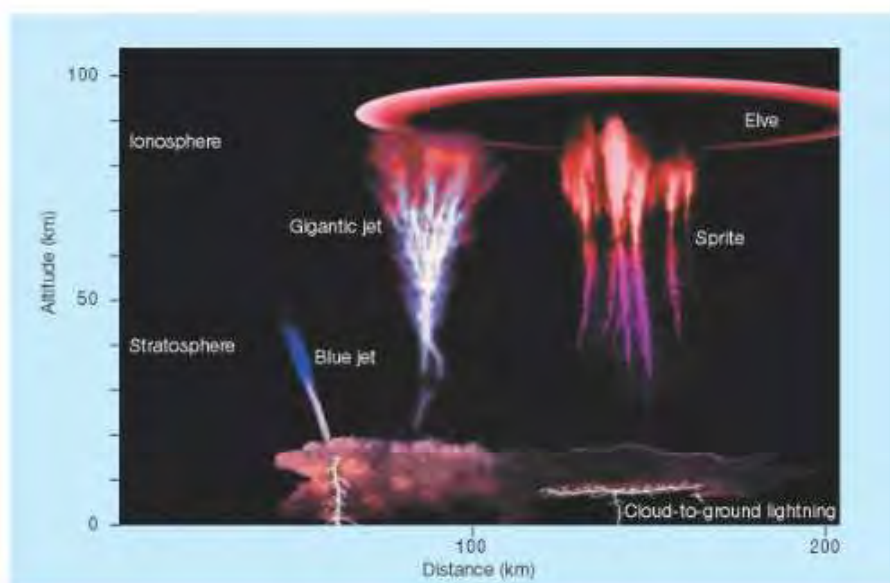


Figure 1.15 : Illustration des différents types de TLEs (tiré de Lyons, 2000). La figure montre la forme et l'altitude des différents TLEs.

La figure 1.15, tiré de Lyons (2000), illustre la forme des TLE et l'altitude à laquelle se forment ces événements. Les "sprites" sont observés entre 40 et 90 km, les "elves" entre 80 et 95 km, les "jets géants" entre le sommet de l'orage et l'ionosphère et les "jets bleus" entre le sommet de l'orage et 40-50 km (Barthe, 2005). Les "elves" ont la forme d'anneaux lumineux de 100 à 300 km de diamètre et sont les plus fréquents à l'échelle mondiale (Soula et van der Velde, 2009). Mais les "sprites" sont les plus couramment observés avec des caméras au sol, au-dessus des régions stratiformes des orages de moyenne échelle (Soula et van der Velde, 2009).

Durant la Campagne de mesures "AMMA" (Analyses Multidisciplinaires de la Mousson Africaine ou African Monsoon Multidisciplinary Analysis), en 2006, des "sprites" ont été observés, à l'aide d'une caméra, au-dessus des MCS au Nigéria à partir du Niger (Williams et al., 2009). Le résultat de la modélisation a suggéré à

Krehbiel et al. (2008) que les “jets bleu” apparaissent comme résultat d’une rupture électrique entre la charge la plus haute de l’orage et la charge écran attirée vers le sommet du nuage. Ces auteurs ont fourni aussi une observation appuyant le mécanisme qu’ils ont proposé. Par contre leur modèle a montré que le “jet géant” commence comme un éclair intra-nuage normal qui continue à se propager au-delà du sommet de l’orage. Leur étude a abouti à la conclusion que ces décharges qui se propagent vers la haute atmosphère sont analogues aux éclairs CG.

Les questions autour des “TLE” ne sont pas encore toutes élucidées, aussi continuent-elles à intéresser les chercheurs de par le monde. Soula et al. (2011) ont étudié l’activité d’éclairs d’un orage produisant des “jets géants” près de la Réunion. Une autre étude a été consacrée à l’analyse multi-instrumentale des grands événements “sprites” et de leur orage producteur dans le sud de la France (Soula et al., 2014). L’analyse de l’activité d’orage et d’éclair associée aux “sprites” et l’étude de leurs caractéristiques et conditions de production a fait l’objet de nombreuses études notamment au laboratoire d’Aérodynamique à Toulouse (Soula et al., 2009 ; Soula et van der Velde, 2009 ; Soula et al., 2010) et ailleurs dans le monde (Boccipio et al., 1995 ; Lyons et al., 2003 ; Neubert et al., 2008...).

I.5 Climatologie mondiale de l’activité d’éclairs

Basée sur des données enregistrées pendant cinq ans (Mai 1995-Mars 2000) par le détecteur optique OTD (Optical Transient Detector) placé à bord du satellite MicroLab-1, la climatologie globale de l’activité d’éclair proposée par Christian et al. (2003) a mis en évidence les caractéristiques de la distribution d’éclairs sur le Globe et a montré que le plus grand taux d’éclairs (> 50 éclairs $\text{km}^{-2} \text{an}^{-1}$ et jusqu’à $82,7$ éclairs $\text{km}^{-2} \text{an}^{-1}$ avec une résolution de $0,5^\circ \times 0,5^\circ$) concerne la région équatoriale du bassin du Congo (Figure 1.16).

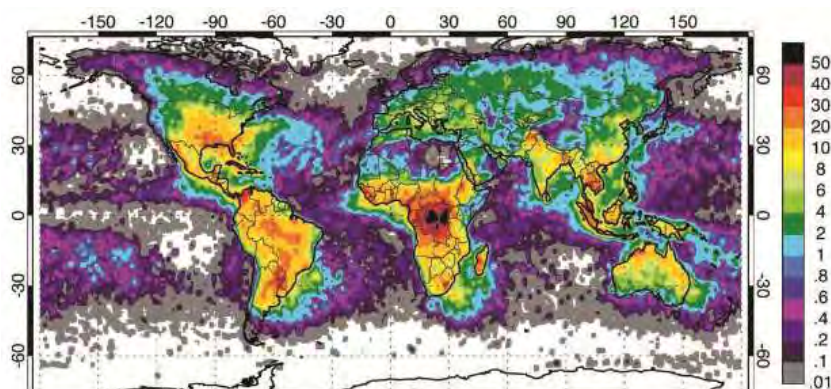


Figure I.16 Climatologie mondiale de l’activité d’éclair obtenue avec les données spatiales OTD pour la période 1995 - 2000 (Tiré de Christian et al., 2003). L’échelle montre que le maximum de l’activité est sur le territoire de la RDC.

du satellite
tropical

à bord
pluies
tologie

d’éclairs dans une zone restreinte du Globe comprise entre 38°S et 38°N . A partir des observations de trois ans (1998-2000), Williams et Stanfill (2002) ont analysé le contraste continent-océan de l’activité d’éclairs. A l’instar de Christian et al. (2003), ils ont conclu que l’activité maximale d’éclairs sur le Globe se trouve en Afrique centrale.

Collier et al. (2006) ont développé une étude de l'activité d'éclairs à partir des données LIS pour établir la distribution statistique et saisonnière de l'activité d'éclairs en Afrique australe. La plus forte densité d'éclairs ($107 \text{ éclairs km}^{-2} \text{ an}^{-1}$) a été trouvée, une fois de plus, dans le bassin du Congo. De fortes densités d'éclairs ont également été observées à Madagascar et en Afrique du Sud ($32,1 \text{ éclairs km}^{-2} \text{ an}^{-1}$ et $26,4 \text{ éclairs km}^{-2} \text{ an}^{-1}$, respectivement) essentiellement pendant l'été austral.

Plus récemment, Cecil et al. (2014) ont détaillé les caractéristiques de l'activité d'éclairs à travers le monde à partir des données combinées de LIS et OTD, et ils ont confirmé que la plus grande densité d'éclairs est observée en Afrique centrale. Le pic du taux annuel d'éclairs a été trouvé dans l'Est de la République Démocratique du Congo (RDC) avec une valeur de $160 \text{ éclairs km}^{-2} \text{ an}^{-1}$ à une résolution de $0,25^\circ \times 0,25^\circ$.

Une étude récente menée par Albrecht et al. (2016) analyse les fortes concentrations d'éclairs par continent et à une résolution plus fine de $0,1^\circ \times 0,1^\circ$. Le tableau (1.1), extrait de cette étude, indique les noms et les coordonnées géographiques des 19 sites concernés par les plus grandes concentrations mondiales d'éclairs. Dans cette étude, la distance minimale séparant deux sites de forte concentration est de 100 km. La plus grande concentration est très localisée; elle se trouve sur le lac Maracaibo au Venezuela ($232,52 \text{ éclairs km}^{-2} \text{ an}^{-1}$). En deuxième et troisième position on trouve Kabare ($205,31 \text{ éclairs km}^{-2} \text{ an}^{-1}$) et Kampene ($176,71 \text{ éclairs km}^{-2} \text{ an}^{-1}$) respectivement, deux localités de la RDC. On constate que le bassin du Congo regroupe six des dix sites au monde les plus touchés par les éclairs, dont cinq sont en RDC. Sur la liste de 19 sites présentés dans le tableau (1.1), on en dénombre 9 dans le bassin du Congo, dont 8 se trouvent en RDC. Les valeurs affichées par la dernière colonne du tableau représentent les distances séparant les sites des localités peuplées les plus proches. On doit noter que la densité d'éclairs dépend de la résolution spatiale utilisée pour représenter les données d'éclairs.

Un des intérêts de la climatologie mondiale d'éclairs est déterminé par l'influence que peuvent avoir le réchauffement climatique et le phénomène El Nino-Southern Oscillation (ENSO) sur le changement de l'activité mondiale d'éclairs. En 1992, par exemple, Williams avait examiné comment le changement de l'activité globale d'éclairs pourrait résulter du réchauffement global (Williams, 1992). D'autres études ont été consacrées à la question de savoir comment les changements dans la distribution et la fréquence globales d'éclairs, d'année en année, résultent du phénomène ENSO (Goodman et al., 2000 ; Hamid et al., 2001). En effet, le phénomène ENSO influence aussi bien la distribution globale de précipitations que celle de l'activité d'éclairs. Telle est la conclusion que Chronis et al. (2008) ont tiré à l'issue d'une étude qu'ils ont consacrée à la relation entre la variabilité temporelle d'ENSO et la distribution globale de l'activité d'éclairs ainsi que celle de précipitations. Néanmoins cette influence n'affecte que faiblement l'Afrique centrale pendant la phase froide d'ENSO connue sous l'appellation la Nina (Chronis et al., 2008).

Tableau 1.1 Les sites de plus grandes concentrations d'éclairs dans le monde (Tiré de Albrecht et al., 2016)

Rang Mondial	Densité éclairs (éclair km ⁻² an ⁻¹)	Lat (°)	Lon (°)	PPL	Pays	Lat (°) PPL *	Lon (°) PPL *	Distance (km)
1	232,52	9,75	-71,65	Maracaibo	Venezuela	10,13	-71,26	60,1
2	205,31	-1,85	27,75	Kabare	RDC	-2,50	28,79	136,2
3	176,71	-3,05	27,65	Kampene	RDC	-3,60	26,67	124,9
4	172,29	7,55	-75,35	Càceres	Colombie	7,58	-75,35	3,4
5	143,21	-0,95	27,95	Sake	RDC	-1,57	29,04	140,0
6	143,11	34,45	72,35	Daggar	Pakistan	34,51	72,48	14,0
7	138,61	8,85	-73,05	El Tarra	Colombie	8,58	-73,09	30,9
8	129,58	5,25	9,35	Nguti	Cameroun	5,33	9,42	11,7
9	129,50	0,25	28,45	Butembo	RDC	0,14	29,29	94,3
10	127,52	-1,55	20,95	Boende	RDC	-0,28	20,88	141,2
11	124,26	5,75	-74,95	Norcasia	Colombie	5,58	-74,89	20,4
12	121,41	33,35	74,55	Ràjauri	Inde	33,38	74,31	22,6
13	118,81	33,75	70,75	Doàba	Pakistan	33,42	70,74	36,2
14	117,98	0,55	20,35	Boende	RDC	-0,28	20,88	109,7
15	117,19	-2,45	26,95	Kindu	RDC	-2,94	25,92	126,7
16	116,78	6,95	10,45	Baissa	Nigéria	7,23	10,63	36,6
17	116,76	14,35	-91,15	Patulul	Guatemala	14,42	-91,17	7,6
18	114,19	8,45	-74,55	Majagual	Colombie	8,54	-74,62	12,6
19	112,17	0,35	26,65	Kisangani	RDC	0,52	25,19	163,3

*PPL = localité peuplée la plus proche; Lat = latitude ; Lon = longitude.

L'étude de l'activité d'éclairs à des échelles plus réduites est motivée par des intérêts commerciaux ou environnementaux. L'un des problèmes environnementaux posés par les éclairs est la production des NO_x (oxydes d'azote). Ces gaz ont en effet un impact sur la santé humaine, le climat et la chimie atmosphérique (Barthe, 2005). Ils sont les précurseurs de l'ozone troposphérique qui est un important gaz à effet de serre, et contrôlent les régimes photochimiques de la troposphère (Barthe, 2005). Ils ont fait

et font encore l'objet de plusieurs recherches. Par exemple des travaux ont été menés pour déterminer la distribution globale des NO_x produits par les éclairs (Price et al., 1997), pour simuler la dépendance de la production des NO_x vis-à-vis du courant, de l'énergie et de la pression (Wang et al., 1998), pour étudier les NO_x générés par l'activité d'éclairs dans un orage individuel (Decaria et al., 2000), pour évaluer les paramétrages du taux d'éclairs utilisés dans le model global de transport chimique (Allen et Pickering, 2002), pour modéliser la production des NO_x engendrés par les éclairs (Zhang et al., 2003), pour déterminer la sensibilité de la moyenne globale de la concentration en OH à la source des NO_x produits par les éclairs (Labrador et al., 2004).

Mais la localisation des orages apparait aujourd'hui le plus grand intérêt attaché à l'étude de l'activité d'éclairs. Les impacts de foudre détectés en temps réel sont utilisés depuis 1989 par les prévisionnistes de Météo-France pour le suivi et la prévision à très courte échéance de la convection, en complément des images satellitaires et des images radar (Malardel, 2005). Les données de foudre sont également utilisées pour affiner la détection et le suivi automatique de cellules orageuses à partir des données du satellite Météosat nouvelle génération (Malardel, 2005).

I.6 Les systèmes d'observations des orages

On peut emprunter de l'article " Détection des orages " de Stéphane PEDEBOY de Météorage (stephane.pedebuy@meteorage.com) une information documentée sur les systèmes d'observation des orages. Ces systèmes sont composés de capteurs qui mesurent une caractéristique particulière de l'orage. La caractéristique mesurée peut être la masse nuageuse, les précipitations, le champ électrique, les éclairs nuage-sol ou intra-nuage. Le principe de mesure utilisé par certains capteurs est basé sur le rayonnement électromagnétique dans différentes gammes de fréquence VLF, LF, VHF ou UHF. Les radars météorologiques exploitent la réflectivité des hydrométéores pour détecter le nuage et caractériser sa taille, sa structure, les taux de précipitation et les hydrométéores qu'il contient. L'usage du radar doppler permet en particulier de mesurer le cisaillement du vent. La couverture nuageuse peut être détectée par un radiomètre sensible au rayonnement infrarouge, donc de jour comme de nuit. Le moulin à champ permet de signaler la présence d'un nuage électrisé dans l'atmosphère et l'imminence d'un orage grâce à l'analyse du champ électrostatique créé par la charge nuageuse, mais cela à une distance de quelques kilomètres seulement.

Actuellement les systèmes de détection des éclairs sont les plus utilisés dans le monde pour localiser les orages. Ils permettent de repérer les éclairs d'un orage, en détectant les signaux électromagnétiques qu'ils produisent. Ils peuvent être classés en fonction de la méthode de localisation et de la gamme de fréquence utilisée. Selon la fréquence utilisée, la distance de détection sera plus ou moins grande, les très basses fréquences étant celles qui donnent les plus grandes distances.

Quatre techniques de localisation sont utilisées par différents systèmes: la technique de la différence de temps d'arrivée, la méthode de goniométrie magnétique, la technologie Impact et l'interférométrie. La première méthode consiste à calculer la différence de temps d'arrivée qui existe entre les capteurs deux à deux pour obtenir un ensemble d'équations dont chacune décrit une hyperbole qui définit l'ensemble des localisations possibles de l'éclair. Le point d'intersection des hyperboles est la solution unique

qui indique la position de l'éclair ou du moins de l'élément qui en a produit le signal. La version perfectionnée de cette technique est la méthode du groupe de temps d'arrivée (TOGA) décrite dans Dowden et al. (2002). La méthode de goniométrie magnétique consiste à mesurer l'azimut du signal électromagnétique émis par l'arc en retour au niveau de plusieurs capteurs. Connaissant la position des capteurs, on détermine par triangulation le point d'intersection des directions qui représente la position de la source du rayonnement (l'éclair). La Technologie Impact combine les méthodes de temps d'arrivée et de goniométrie magnétique pour réaliser les localisations des éclairs. La technique d'interférométrie consiste à mesurer la direction angulaire d'un signal électromagnétique VHF produit par l'éclair grâce à la mesure du déphasage entre les signaux enregistrés par trois antennes proches constituant le capteur interféromètre.

Les réseaux de détection "longue distance", utilisant la méthode du temps d'arrivée, permettent la localisation des arcs en retour à des distances de plusieurs milliers de kilomètres. Leurs capteurs détectent des signaux électromagnétiques de fréquences de l'ordre de 10 kHz émis par les arcs en retour. Ces signaux appelés « sferics » utilisent le guide d'onde Terre-ionosphère pour se propager et parcourir de grandes distances. Le World Wide Lightning Location Network (WWLLN), utilisant la méthode du groupe de temps d'arrivée (TOGA) et réalisant la détection à l'échelle planétaire ainsi que le réseau ATD du Met Office (service météorologique de la Grande Bretagne) dont la couverture est quasiment mondiale, sont des exemples de ces réseaux.

Les réseaux régionaux analysant la partie basse fréquence du spectre (1 à 500 kHz) du signal émis par les éclairs CG et IC utilisent des capteurs positionnés à une distance de 250 km les uns des autres. Mais pour détecter les éclairs IC, cette distance est diminuée car les signaux électromagnétiques qu'ils émettent s'atténuent sur des courtes distances ; par conséquent ils se propagent moins loin que les signaux générés par les éclairs CG. Les capteurs de ces réseaux utilisent les méthodes du temps d'arrivée et la technologie LPATS (Lightning Position And Tracking System) qui est la goniométrie magnétique ou IMPACT. Ils sont connectés par l'intermédiaire d'un réseau de télécommunication à un ordinateur qui détermine la date, la position, le pic de courant, la polarité et la forme d'onde des arcs en retour et subséquents. Le réseau français Météorage, le réseau canadien (CLDN : Canadian Lightning Detection Network) et le réseau américain (NLDN : National Lightning Detection Network) constituent des exemples de ce type.

Il existe aussi des systèmes conçus pour détecter l'activité électrique totale. Ils utilisent les techniques de temps d'arrivée et d'interférométrie pour localiser les signaux VHF et UHF émis par les microdécharges qui composent le canal ionisé de l'éclair. La nécessité d'obtenir de bonnes performances exige que les capteurs ne soient pas éloignés de plus de 150 km. Le système SAFIR, développé en 1985 par l'ONERA en France, et le système LDAR de la société Global Atmospheric Inc (USA), constituent des exemples de tels capteurs.

Les satellites d'observations présentent l'avantage d'assurer une couverture à l'échelle planétaire ou quasiment en fonction du type d'orbite utilisé. Les systèmes en orbites basses couvrent une grande partie de la planète au rythme de leurs rotations. Mais le défilement du satellite permet l'observation d'une zone limitée pendant un court instant. C'est suffisant pour détecter des éclairs mais pas assez pour l'observation en continu d'un orage. En outre, les capteurs embarqués doivent stocker les mesures en mémoire avant de les transmettre à une station au sol, ce qui empêche un fonctionnement en temps réel.

Les satellites géostationnaires présentent l'avantage de pouvoir surveiller une grande superficie en continu. De plus ils transmettent leurs mesures grâce à une liaison permanente avec une station au sol. Par contre, du fait de leur éloignement, il leur est plus difficile de détecter les éclairs de faible intensité. Trois techniques de détection sont exploitées dans la détection satellite des éclairs : la détection optique (par exemple OTD: Optical Transient Detector, LIS: Lightning Imaging Sensor), la détection VHF (par exemple FORTE: Fast on Orbit Recording of Transient Events) et l'interférométrie (mission GLIMS : Global Lightning and Sprite MeasurementS).

II. CLIMATOLOGIE DE L'ACTIVITE D'ECLAIR DANS LE BASSIN DU CONGO

II.1 Données et Méthodologie

Pour construire la climatologie de l'activité d'éclairs relative à la zone d'étude, nous avons utilisé deux types de données. Il y a d'une part les données fournies par le réseau à grande échelle WWLLN (World Wide Lightning Location Network) et d'autre part celles qui proviennent du capteur spatial LIS (Lightning Imaging Sensor). Plusieurs méthodes ont été mises en œuvre.

II.1.1 Les données WWLLN

Les données WWLLN se présentent sous la forme de fichiers assimilables à des matrices de plusieurs millions de lignes et huit colonnes. Chaque ligne définit un événement correspondant à un arc d'éclair. Les colonnes définissent les paramètres temporels (année, mois, jour, heure, minute, seconde) et spatiaux (longitude et latitude).

II.1.1.1 Le Réseau Global WWLLN

Le WWLLN (World Wide Lightning Location Network / www.wwlln.net) est un réseau mondial de détection d'éclair basé au sol. Une équipe, coordonnée à partir de l'Université de Washington, collecte les données fournies par ce réseau avec la coopération des Universités et des Instituts de Recherche qui abritent les stations de détection. Les radiations électromagnétiques de très basse fréquence (Very Low Frequency, VLF) et appelées sferics, émises par les arcs des éclairs, sont détectées par les capteurs du WWLLN. Les sources de ces signaux sont alors localisées en utilisant la technique basée sur la différence du temps d'arrivée désignée par l'acronyme TOGA (Dowden et al., 2002). Les stations peuvent être séparées par des milliers de kilomètres car les fréquences VLF peuvent se propager dans le guide d'ondes Terre-ionosphère avec très peu d'atténuation. En 2014, le réseau comportait plus de 60 capteurs répartis sur la planète (Figure 2.1).

Les données WWLLN enregistrées pendant 9 ans (de 2005 à 2013) ont été utilisées dans ce travail afin d'étudier l'évolution temporelle de l'activité d'éclairs et sa répartition spatiale dans le bassin du Congo. La zone d'étude est géographiquement définie par les bandes 15°S - 10°N de latitude et 10°E - 35°E de longitude, afin de couvrir l'ensemble du bassin du Congo et est indiquée sur la figure 2.1 avec un carré rouge. Un zoom sur cette zone d'étude a été effectué et le résultat est affiché sur la figure 2.3.

Le réseau WWLLN a connu des améliorations au cours du temps. La figure 2.1 illustre l'évolution du réseau WWLLN de 2005 à 2014. A terme, l'objectif de ce réseau est de fournir les localisations des éclairs nuage-sol apparaissant n'importe où sur la Terre avec une efficacité de détection supérieure à 50% et une précision moyenne de localisation inférieure à 10 km (Rodger et al., 2005). Dans leur étude consacrée à l'analyse du perfectionnement du réseau WWLLN, Rodger *et al.* (2008) ont noté qu'entre 2003 et 2007, l'augmentation du nombre des stations du réseau WWLLN a entraîné un doublement du nombre de localisations : 10,6 millions (Mars-Décembre 2003) à 28,1 millions (2007). Ils ont aussi noté que l'utilisation d'un nouvel algorithme de traitement des données a augmenté le nombre de localisations de 63% en 2007, plus précisément de 28,1 millions à 45,7 millions (Rodger et al., 2008).

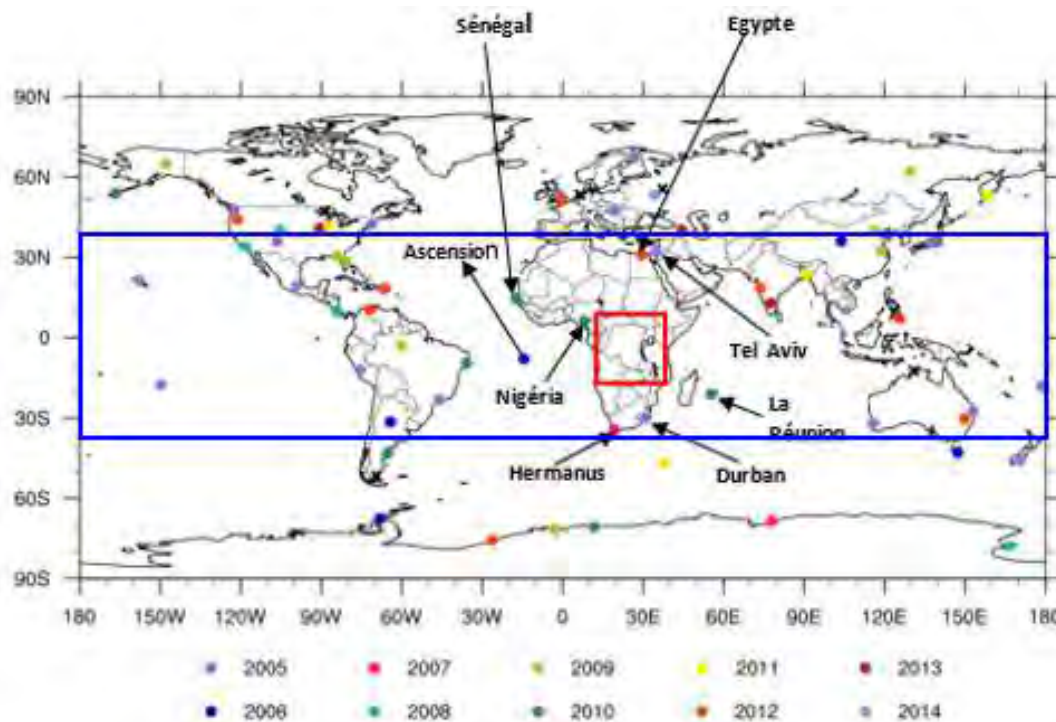


Figure 2.1 Carte des stations du réseau WWLLN dans le monde entier. La couleur fournit l'année d'installation comme indiqué dans la légende. Le carré rouge et le rectangle bleu indiquent la zone d'étude et la couverture de LIS, respectivement.

Le réseau WWLLN est capable de détecter aussi bien les décharges des éclairs nuage-sol (CG) que celles des éclairs intra nuageux (IC) avec une efficacité de détection comparable si leurs pics de courant sont proches (Jacobson et al., 2006). Cependant, comme les éclairs CG ont des pics de courant beaucoup plus élevés, l'efficacité de leur détection à l'aide des capteurs du réseau WWLLN est plus grande, ce qui fait que ce réseau détecte principalement les éclairs nuage-sol.

Les données fournies par le réseau WWLLN ont été utilisées dans diverses études dans le monde comme par exemple la climatologie de l'activité d'éclairs dans la région du sud-ouest de l'océan indien (Bovalo et al., 2012), l'activité convective dans les cyclones tropicaux (Abarca et al., 2011; DeMaria et al., 2012; Bovalo et al., 2014), l'efficacité de détection relative du réseau WWLLN (Hutchins et al., 2012), l'activité d'éclairs d'un orage produisant des jets géants sur l'île de la Réunion (Soula et al., 2011), l'influence des particules d'aérosols émises par les feux de forêts sur l'activité orageuse (Altartatz et al., 2010). L'évaluation de la performance du réseau WWLLN a été étudiée à plusieurs reprises, en comparant ses données à celles d'autres réseaux comme le réseau canadien (CLDN : Canadian Lightning Detection Network) (Abreu et al., 2010), le réseau américain (NLDN : National Lightning Detection Network) (Abarca et al., 2010), le réseau commercial opérant en Nouvelle Zélande (Rodger et al., 2006) ou aux données spatiales de LIS (Bovalo et al., 2012 ; Rudlosky et al., 2013)...

II.1.1.2 Reconstitution des éclairs

Le réseau WWLLN ne détecte pas directement les éclairs, il en détecte les arcs, enregistre la localisation et le temps de leur point d'impact au sol. On trouve dans le travail de Cummins *et al.* (1998) la description de la méthode relative au regroupement en éclairs, des arcs détectés par le réseau NLDN. Les arcs sont regroupés dans un même éclair lorsqu'ils sont séparés par moins de 10 km et moins de 0,5 s, et avec une durée maximale de 1 s. Comme la précision de localisation des arcs pour le WWLLN est moins bonne que pour le NLDN, un test de sensibilité sur les seuils de temps et de distance est nécessaire pour en fixer les valeurs dans le cas des données à l'étude. L'année 2011 a été choisie pour faire ce test, en adoptant la méthode proposée par Cummins *et al.* (1998). Le seuil de temps dt représente la durée maximale entre deux arcs rattachés à un même éclair. Le seuil de distance D représente la distance maximale entre le premier arc de l'éclair et les arcs subséquents. Le résultat du test des seuils fait avec les données WWLLN de l'année 2011 est illustré par les courbes de la figure 2.2.

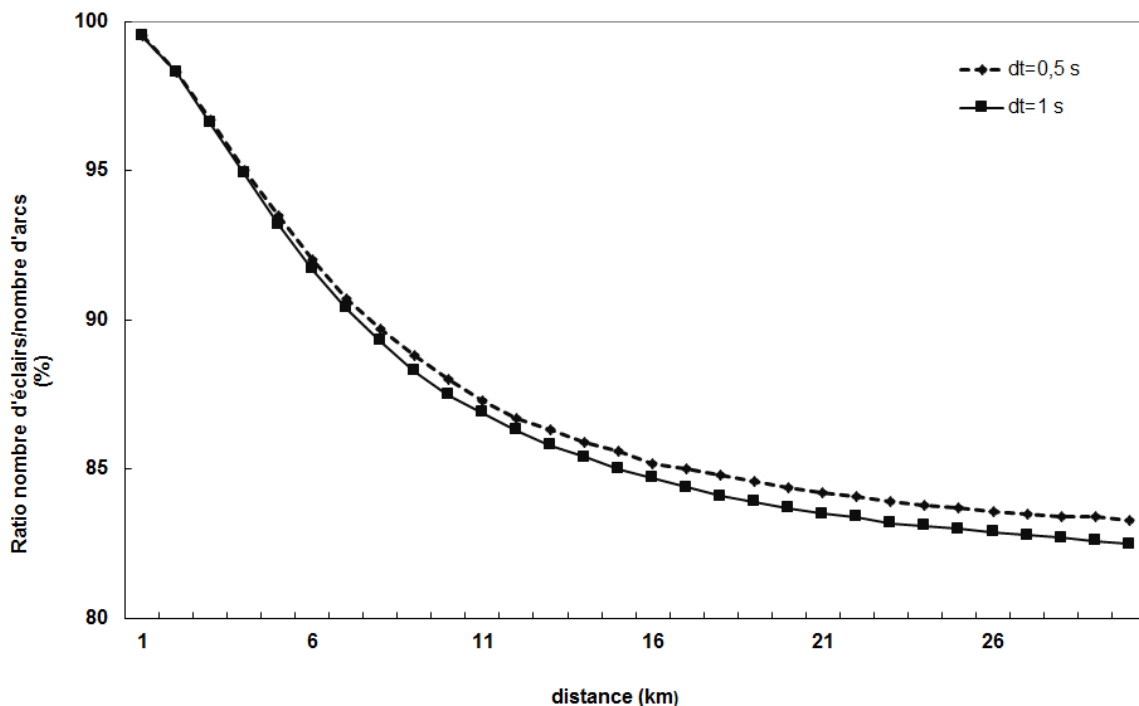


Figure 2.2. Rapport (%) entre le nombre d'éclairs et le nombre d'arcs détectés par WWLLN en fonction du seuil de distance pour deux seuils de temps.

Cette dernière montre le rapport entre le nombre d'éclairs et le nombre d'arcs pour les données WWLLN de l'année 2011 en fonction du seuil de distance et pour deux seuils de temps " dt " distincts (0,5 et 1 s). On constate que les courbes correspondant aux deux valeurs de " dt " sont proches, en particulier pour les valeurs de distance inférieures à 20 km. D'autre part, le rapport varie plus lentement avec la distance pour des valeurs supérieures à 20 km, ce qui signifie que le critère de distance peut être pris au-delà d'environ 20 km sans affecter beaucoup le nombre d'éclairs. En adoptant les valeurs

0,5 s et 20 km pour les seuils de temps et de distance, respectivement, un algorithme a été utilisé pour transformer les données d'arcs en données d'éclairs pour les 9 années d'étude. Le résultat donne les nombres d'éclairs détectés par WWLLN (N_w) qui sont affichés dans la deuxième colonne du tableau 2.1.

Le seuil de distance adopté dans ce travail est plus grand que les valeurs habituellement trouvées dans la littérature pour les réseaux de détection régionaux, par exemple 10 km proposé par Cummins *et al.* (1998) pour le NLDN aux États-Unis et Mäkelä *et al.* (2010) pour le réseau NORDLIS en Europe du Nord. Ce seuil de distance correspond généralement à l'erreur maximale de localisation (Rivas et de Pablo, 2002). Pour le réseau WWLLN, l'erreur de localisation peut être supérieure à 10 km car les capteurs sont beaucoup plus éloignés les uns des autres. Le seuil de temps est pris égal à la valeur de celui des réseaux régionaux, généralement fixé à 0,5 s entre deux arcs successifs (Cummins *et al.*, 1998) car la précision temporelle est du même ordre. La reconstruction des éclairs, à partir des arcs fournis par le réseau WWLLN, formalisée dans (Kigotsi *et al.*, 2016), est donc une application de la méthode de Cummins *et al.* (1998).

II.1.2 Les données LIS

LIS (Lightning Imaging Sensor) est un capteur optique de la plateforme scientifique du satellite TRMM (Tropical Rainfall Measuring Mission) lancé en décembre 1997 et resté en service jusqu'en fin août 2014 (Christian *et al.*, 1999 ; Boccippio *et al.*, 2002 ; Chronis *et al.*, 2008). Il permet de détecter les éclairs IC et CG avec une efficacité de détection d'environ 90%, mais il ne les distingue pas. TRMM disposait d'une orbite basse à 350 km (402 km après un changement d'orbite en août 2001) avec une inclinaison de 35°, ce qui permet la couverture d'une région de la Terre comprise entre 38°N et 38°S (rectangle bleu dans la figure 2.1). Le champ de vision de LIS à un instant donné est de 600 km × 600 km.

Au cours d'une seule orbite LIS peut observer un point donné sur la surface de la Terre pendant environ 90 s. Pendant un an, le nombre d'orbites de TRMM est compris entre 5704 et 5689, selon que l'année est bissextile ou non. Les données utilisées dans ce travail proviennent du site de la NASA (<http://thunder.msfc.nasa.gov/data>) et correspondent à des éclairs reconstruits à partir des événements optiques détectés par LIS.

II.1.3 Nouvelle méthode d'estimation de l'efficacité de détection du WWLLN

A un même éclair, le réseau WWLLN et le capteur LIS peuvent faire correspondre des points différents dans l'espace et des temps différents car ils ne mesurent pas les mêmes paramètres physiques : WWLLN détecte l'impact d'un arc au sol et LIS détecte l'illumination du sommet des nuages. Cet aspect doit être gardé à l'esprit quand on fait une comparaison entre les deux collections de données. Une autre différence entre les deux capteurs est le temps de couverture d'une région donnée : WWLLN a une couverture continue sur l'étendue du domaine d'étude alors que LIS couvre un point donné pendant environ 90 s pendant le survol d'une zone du domaine. Nous allons donc estimer la proportion d'éclairs théoriquement vus par le capteur LIS dans la zone d'étude :

La surface balayée par le capteur LIS après recouvrement de toutes les orbites correspond à la bande de latitudes de 38°S à 38°N (Figure 2.1). Dans cette bande, la surface élémentaire est dS :

$$dS = R_T d\lambda R_T \cos \lambda d\varphi \quad (2.1)$$

où λ est la latitude, φ est la longitude et R_T est le rayon terrestre à l'équateur ($R_T = 6378$ km).

En intégrant sur la bande de latitude, on a :

$$S_A = R_T^2 \int_0^{2\pi} \left(\int_{-38^\circ}^{38^\circ} \cos \lambda d\lambda \right) d\varphi \quad (2.2)$$

$$S_A = 4\pi R_T^2 \times 0,6157$$

Au cours d'une année bissextile (31622400 s), le satellite TRMM couvre 5704 orbites. Ainsi, la durée moyenne d'une orbite est $31622400 / 5704 = 5543,89$ secondes.

La zone couverte au sol au cours d'une orbite sera $S_0 = L \times 600$ km

L est la longueur d'une orbite (un tour autour de la Terre): $L = 2\pi R_T = 2\pi \times 6378 = 40074$ km

$$S_0 = 40074 \times 600 = 24044400 \text{ km}^2$$

Ensuite, nous définissons un coefficient de surface :

$$\alpha_s = \frac{S_0}{S_A} = \frac{24044400}{4\pi R_T^2 \times 0,6157} = 0,07639 \quad (2.3)$$

Au cours d'une orbite, c'est à dire 5543,89 s, la surface couverte est donc 7,64% de la surface S_A . En outre, le satellite couvre chaque point de cette surface pendant seulement 90 s sur le total 5543,89 s de l'orbite. Un coefficient de temps α_t doit être considéré pour estimer la proportion d'éclairs qui peuvent être détectés par LIS.

$$\alpha_t = \frac{90}{5544} = 0,0162 \quad (2.4)$$

Ainsi, LIS voit chaque point de la surface couverte au cours d'une orbite pendant une durée égale à 1,62% de la durée de l'orbite.

En résumé, au cours d'une orbite, LIS observe 7,64% (α_s) de la totalité de la surface couverte par le satellite lors de ses passages successifs et chaque point de la surface est observé pendant 1,62% (α_t) de la durée de l'orbite. Par conséquent, le produit $\alpha_s \times \alpha_t$ fournit la proportion de temps pendant lequel un point est observé par LIS par rapport à la durée de la couverture de la bande S_A :

$$\alpha = \alpha_s \times \alpha_t = 0,0764 \times 0,0162 = 0,00124 \text{ soit } 0,124 \% \quad (2.5)$$

Ce coefficient est applicable à tout point de S_A et donc pour tout point de la zone d'étude. Nous considérons que statistiquement, compte tenu du nombre d'orbites décrites au cours d'une année, l'échantillonnage réalisé par LIS est représentatif de l'activité d'éclairs pour n'importe quelle région de la zone d'étude. Aussi, nous appliquons α pour extrapoler N_0 , le nombre total d'éclairs produits dans la zone d'étude, à partir de N_L , le nombre d'éclairs détectés par LIS :

$$N_L = \alpha N_0 \text{ et donc : } N_0 = N_L / \alpha \quad (2.6)$$

Afin d'évaluer l'efficacité de détection DE du réseau WWLLN par rapport à LIS, nous prenons en compte ce coefficient α en divisant le nombre N_w des éclairs détectés par WWLLN par le nombre total N_0 des éclairs vus théoriquement par LIS :

$$DE = \frac{N_w}{N_0} = \frac{N_w}{N_L} 0,00124 \quad (2.7)$$

Cette ultime expression (2.7) est la formule de base utilisée pour calculer DE dans ce travail, à l'échelle d'une année et à l'échelle de la zone entière ou à une échelle plus fine pour en estimer la distribution spatiale.

II.1.4 Représentation des données

Toutes les cartes de densité d'éclairs, de nombre de jours d'orage et de nombre d'éclairs par jour d'orage sont en général tracées en utilisant le logiciel matlab avec une résolution $0,1^\circ \times 0,1^\circ$. Mais la distribution spatiale de l'efficacité de détection est faite avec la résolution $1^\circ \times 1^\circ$ pour des raisons de cohérence avec le paramètre à représenter. De même pour spécifier les singularités des maximums dans les zones de forte activité, la densité d'éclairs et le nombre de jours d'orage ont été calculés avec une résolution de $0,05^\circ$ pour les années 2012 et 2013.

II.1.5 Méthodes statistiques

La zone d'étude est subdivisée en 25 zones réduites de taille $5^\circ \times 5^\circ$, afin de bien visualiser les différences entre régions et en croisant les variations de plusieurs paramètres (année, saison, zones) sur un même graphe. La désignation de ces zones réduites est faite par une simple numération en comptant d'Ouest en Est et de Nord au Sud, de telle sorte que chaque suite de 5 nombres successifs définisse une bande de largeur 5° de latitude comme le montre la figure 2.3 qui illustre toutes les zones réduites. Par exemple, la zone 1 correspond aux extensions $5^\circ\text{N} - 10^\circ\text{N}$ et $10^\circ\text{E} - 15^\circ\text{E}$ et la zone 18 à $10^\circ\text{S} - 5^\circ\text{S}$ et $20^\circ\text{E} - 25^\circ\text{E}$ sur la figure 2.3. Il est dès lors possible de comparer différentes régions dans une bande zonale.

Les proportions annuelles et saisonnières d'éclairs ainsi que les proportions moyennes correspondant à chacune de ces zones réduites pour la période 2005-2013 sont calculées. Une proportion annuelle ou saisonnière est déterminée par le rapport de la quantité d'éclairs détectés par le réseau WWLLN dans une zone réduite et celle détectée sur l'ensemble de la zone d'étude en une année. Dans ces conditions les contrastes des proportions annuelles et saisonnières seront déterminés dans les zones réduites. Un coefficient de corrélation et un intervalle de confiance autour des moyennes seront calculés selon l'intérêt. Des moyennes et des proportions de quantités d'éclairs seront aussi souvent calculées sur toute la zone d'étude. Même le calcul de l'écart type sera envisagé en cas de nécessité.

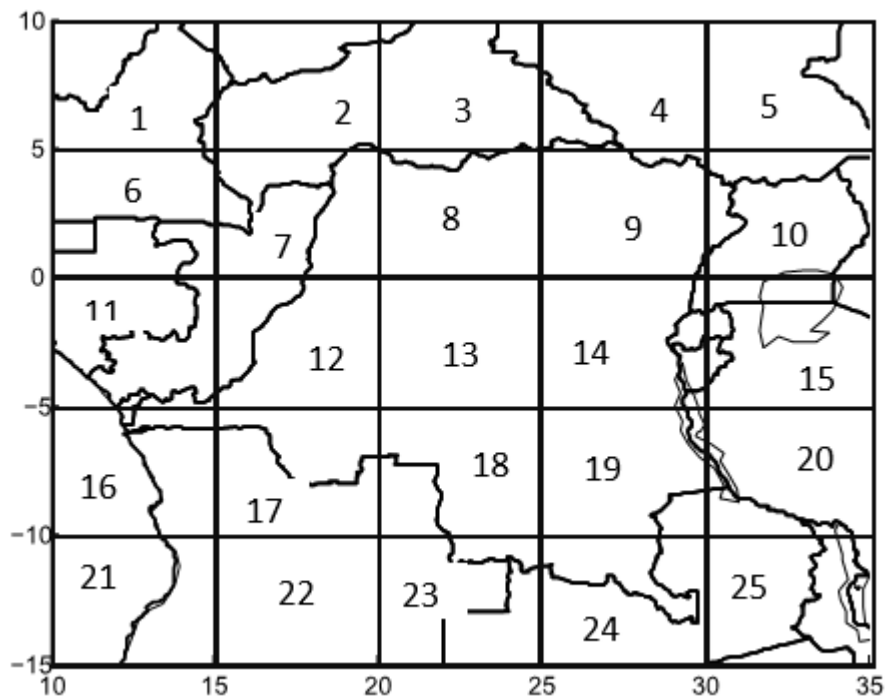


Figure 2.3 visualisation des zones réduites de taille $5^{\circ} \times 5^{\circ}$.

II.2 Estimation de l'efficacité de détection DE du WWLLN

Dans ce paragraphe, nous allons évaluer l'efficacité de détection du réseau WWLLN par rapport à LIS. Nous allons aussi analyser son évolution temporelle et sa distribution spatiale. Nous allons enfin considérer la relation entre l'efficacité de détection et la multiplicité des arcs.

II.2.1 Evolution de l'efficacité de détection

Le tableau 2.1 et la figure 2.4 présentent les nombres d'éclairs détectés par WWLLN (N_W) et par LIS (N_L) dans la zone d'étude de 2005 à 2013, ainsi que les valeurs N_O obtenues en utilisant l'expression (2.6). N_O représente le nombre d'éclairs que LIS verrait dans toute la zone d'étude si sa couverture était continue. Les valeurs de l'efficacité de détection DE calculée sur toute la zone sont également représentées.

N_W est à peu près constant de 2005 à 2008 à l'exception de l'année 2007, qui présente une forte augmentation spécifique. Après 2008 N_W augmente de manière significative et de façon continue pour atteindre en 2013 environ 3,5 fois la valeur de 2005 (de 2676276 en 2005 à 9181456 en 2013). Par contre, le nombre N_L d'éclairs détectés par LIS varie faiblement pendant toute la période de 9 ans et aucune tendance n'est observée au cours de la période. En effet, il vaut en moyenne environ 188000 et d'une année à l'autre, il ne varie pas de plus de 4% de cette valeur (le minimum est de 182560 en 2012 alors que le maximum est 195316 en 2009) (Tableau 2.1). Étant donné que la capacité de détection du capteur LIS

reste la même au cours de la période, on peut estimer que l'activité d'éclairs n'a pas changé de manière significative et que donc l'évolution de N_W est dû à une modification de l'efficacité de détection DE du réseau WWLLN.

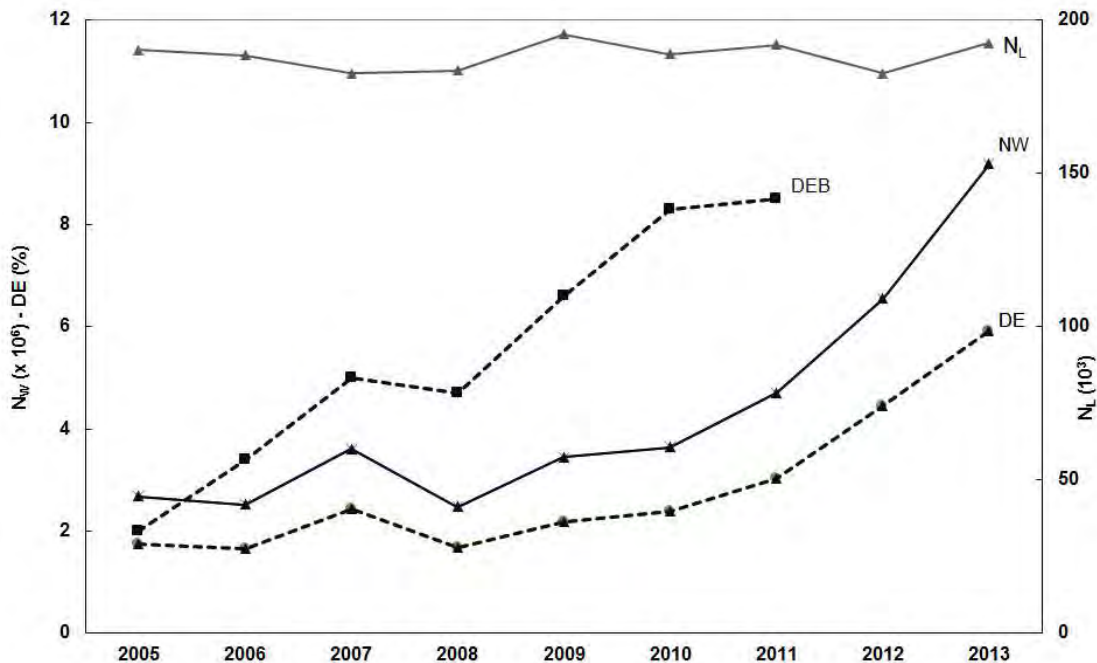


Figure 2.4. Nombre annuel d'éclairs détectés par WWLLN (N_W) et Nombre annuel d'éclairs détectés par LIS (N_L), et efficacité de détection de WWLLN par comparaison avec les données LIS (DE) estimée dans le bassin du Congo et celle trouvée par Bovalo et al. (2012) (DE_B) pour la région SWIO.

L'efficacité moyenne de détection de DE du WWLLN dans le bassin du Congo est calculée, en prenant LIS comme référence et en appliquant l'expression (2.7) pour chaque année de 2005 à 2013. Le résultat est présenté dans le tableau 2.1 et l'évolution de DE est affichée sur la figure 2.4.

Cette évolution reflète logiquement celle de N_W car N_L varie très peu. On retrouve une première période de 2005 à 2008 avec une faible variation sauf pour l'année 2007 qui produit une augmentation brutale et une augmentation régulière après 2008. DE a augmenté sur la période, de 1,74% en 2005 à 5,90 % en 2013. Le résultat trouvé par Bovalo et al. (2012) pour l'estimation de l'efficacité de détection (DE_B) dans la région sud-ouest de l'océan indien (SWIO) est présenté dans le même tableau 2.1 et son évolution est affichée sur la même figure 2.4. Les valeurs de DE et DE_B sont compatibles pour la période 2005-2011 pendant laquelle les données existent simultanément dans les régions du bassin du Congo et du sud-ouest de l'océan Indien. Toutefois l'efficacité de détection du réseau WWLLN est meilleure dans la région SWIO que dans le Bassin du Congo. C'est probablement parce que le WWLLN est plus efficace sur l'océan que sur les régions continentales (Seity et al., 2001).

Table 2.1 Nombres d'éclairs détectés par WWLLN et LIS, multiplicité moyenne et proportion d'éclairs à un seul arc.

ANNEE	N _w	N _L	N _O	DE	DE _B	M _m (arc/éclair)	M=1 (%)
2005	2676276	190308	153761877	1,74	2,00	1,078	93,73
2006	2516580	188449	152259873	1,65	3,40	1,127	88,99
2007	3602064	182653	147568838	2,44	5,00	1,111	90,64
2008	2467176	183466	148233792	1,66	4,70	1,095	91,94
2009	3446317	195316	157808157	2,18	6,60	1,116	90,32
2010	3643387	188984	152692134	2,39	8,30	1,142	88,43
2011	4701732	192007	155134607	3,03	8,50	1,185	85,37
2012	6550235	182560	147501778	4,44	-	1,219	82,98
2013	9181456	192443	155486879	5,90	-	1,278	79,62

Les critères considérés pour le regroupement des arcs, et exposés au paragraphe II.1.1.2, ont été appliqués pour chaque année de la période étudiée afin d'obtenir les éclairs. La proportion d'éclairs à un seul arc (M=1) atteint environ 90% pendant les premières années contre environ 80% en 2013, tandis que la multiplicité moyenne est environ 1,1 au début de la période et proche de 1,3 à la fin (Tableau 2.1). L'évolution de tous ces paramètres est interprétée en termes d'amélioration de l'efficacité de détection par comparaison avec les données fournies par LIS au cours de la même période sur la même zone. En effet, le nombre total d'arcs détectés par ce capteur spatial est presque constant d'année en année.

Un inventaire des stations WWLLN les plus proches du bassin du Congo, installées pendant la période 2005 – 2013, est fait en s'appuyant sur la figure 2.1 et sur les cartes représentant l'état du réseau en Avril 2006 (Rodger et al., 2006) et en juillet 2008 (Rodger et al., 2008). La distance de chacune des stations au centre C (22,5°E ; 2,5°S) du bassin du Congo est calculée, en tenant compte des grands cercles, à l'aide de l'expression :

$$D = R_T \arccos (\sin (l_1) \sin (l_2) + \cos (l_1) \cos (l_2) \cos (L_2-L_1)) \quad (2.15)$$

D est affichée dans la quatrième colonne du tableau 2.2. Ce tableau affiche aussi les noms de ces stations, leurs latitudes et longitudes ainsi que l'année de leur installation. Les stations dont les noms ne sont pas disponibles sont désignées à l'aide des lettres. Dans l'expression 2.15, L_i et l_i (avec $i=1, 2$) représentent la longitude et la latitude du i ème point.

La méthode du groupe de temps d'arrivée (TOGA), utilisée par WWLLN, nécessite au minimum cinq capteurs pour réaliser une localisation. C'est-à-dire un signal VLF émis par un arc d'éclair est localisé par le réseau WWLLN s'il est détecté par au

moins trois capteurs du réseau. Or en 2005 le réseau WWLLN a détecté 2676276 éclairs dans le bassin du Congo (tableau 2.1). Mais le tableau 2.2 montre qu'en 2005 il y avait quatre stations plus proches du bassin du Congo : Durban, Tel Aviv, Budapest et Lisbonne situées aux distances de 3175 km, 4066 km, 5573 km et 5623 km respectivement du centre du bassin du Congo. On peut donc dire que toute station située à une distance de l'ordre de 6000 km, à peu près la plus grande de ces quatre distances, doit influencer le bassin du Congo.

Tableau 2.2 Stations WWLLN les plus proches du Bassin du Congo

Station	Latitude (°)	Longitude (°)	Distance (km)	Année
Bhopal	23,2146 N	77,4363 E	6603	2005
Budapest	47,4748°N	19,062°E	5573	2005
Durban	29,8711°S	30,9764°E	3175	2005
Lisbone	38,7758 °N	9,1257°W	5623	2005
Moscou	55,4765°N	37,3143°E	6594	2005
Sheffield	53,3811°N	1,4779°W	6608	2005
Tel Aviv	32,1130 °N	34,806°E	4066	2005
Ascension	7,95005 °S	14,3781°W	4131	2006
Hermanus	38°S	15°E	4025	2007
Maitiri	71°S	12°E	7662	2009
La Réunion	20°S	50°E	3567	2010
Nigéria	9°N	10°E	1887	2010
Sénégal	13°N	15°W	4488	2010
Y (Brésil)	20°S	40°W	7053	2010
X (Océan indien)	45°S	35°E	4887	2011
Z (Espagne)	35°N	2°E	4691	2011
Egypte	28°N	28°E	3446	2012
XY (Inde)	15°N	75°E	6102	2012
YY (Inde)	20°N	73°E	6055	2013
XZ (Moyen Orient)	40°N	45°E	5258	2013

Pour se convaincre de la validité de cet argument, il faut arrêter l'attention sur les 6 dernières lignes du tableau 2.2. On voit que, hormis la station installée en Egypte en 2012, toutes les stations installées sur des sites plus proches du bassin du Congo pendant la période 2011 – 2013 se trouvent à des distances de l'ordre de 5000 km ou environ égales à 6000 km. Mais c'est pendant cette période que l'efficacité de détection a augmenté plus rapidement car elle est passée de 3,03% à 5,9% alors qu'elle était passée de 1,74% à 2,39% au cours de la période précédente de 6 ans. Force est de considérer qu'au moins quatorze stations, situées à des distances de l'ordre de 6000 km ou plus petites du centre du bassin du Congo, parmi les vingt inventoriés dans le tableau 2.2 ont dû influencer le bassin du Congo entre 2005 et 2013.

On peut aussi considérer les 2 stations ajoutées au réseau WWLLN en 2007. L'une a été installée à Hermanus à 4025 km (tableau 2.2) et l'autre à Davis (70°S ; 79°E) à plus ou moins 8541 km. Les effets de l'addition de ces 2 stations ont été très grands même à l'échelle de la planète (Rodger et al., 2008). A l'échelle du bassin du Congo l'effet de l'installation de ces deux stations, combiné avec celui du nouvel algorithme de traitement des données adopté au cours de cette année, ont entraîné une augmentation de la quantité d'éclairs détectée de 2516580 à 3602064 de 2006 à 2007 (tableau 2.1).

zone d'étude. En effet, le remplacement de cette station avait été envisagé pour juillet 2008 (Rodger et al., 2008) ; cela suppose qu'il y avait eu un arrêt ou un dysfonctionnement de la station au premier semestre de 2008. En effet, Hutchins *et al.* (2012) ont montré que l'arrêt ou le dysfonctionnement d'une seule station peut affecter sensiblement l'efficacité de détection du réseau WLLN dans la région où elle se trouve si cette région est une région de faible couverture en stations. Tel est le cas du Bassin du Congo. Cette analyse suggère que l'évolution de DE observée résulte principalement de l'amélioration de la couverture du réseau WLLN. Sans doute, l'utilisation d'un nouvel algorithme de traitement des données affecte aussi considérablement cette évolution (Rodger et al., 2008).

II.2.2 Distribution spatiale de l'efficacité de détection du WLLN

L'étude des variations de DE est faite en les représentant à une résolution la plus fine possible et sur toute la zone d'étude. Une série de tests sur plusieurs valeurs de la résolution a permis de l'optimiser à $1^\circ \times 1^\circ$. La figure 2.5 montre la distribution de DE à cette résolution pour 6 années.

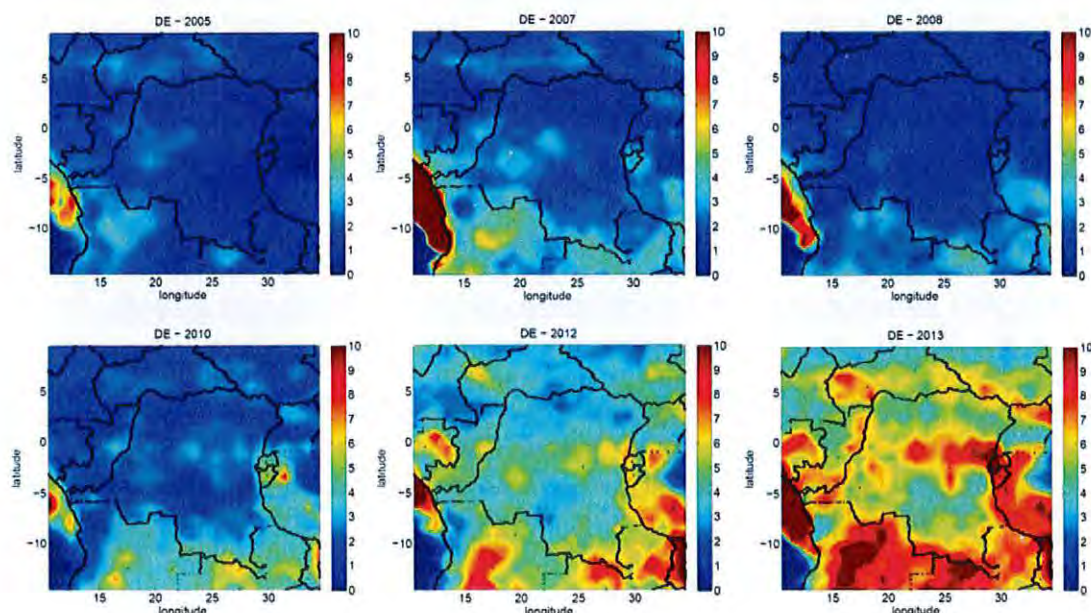


Figure 2.5. Distribution spatiale de DE dans le bassin du Congo obtenue avec une résolution de $1^\circ \times 1^\circ$.

Cette figure montre que l'efficacité de détection n'est pas uniforme sur la zone d'étude. Durant les années 2005, 2007 et 2008, le maximum de DE est sur la zone océanique. Ce résultat peut s'expliquer par l'observation de Seity *et al.* (2001). Ces auteurs avaient montré que les éclairs détectés sur l'océan ont des pics de courant généralement plus grands et donc, ils seraient plus faciles à détecter (Seity et al., 2001).

Mais on constate que DE a augmenté très fortement, en 2013, sur les surfaces à haute topographie du Sud et sur les hautes montagnes de la vallée du Rift ainsi que dans un secteur, à cheval à l'équateur, s'étendant du centre à l'Est près des montagnes susmentionnées. Cette concentration des grandes valeurs de DE sur des terrains spécifiques est

que dans un secteur, à cheval à l'équateur, s'étendant du centre à l'Est près des montagnes susmentionnées. Cette concentration des grandes valeurs de DE sur des terrains spécifiques est attribuable aux modifications du réseau et aux conditions locales de propagation du rayonnement des éclairs.

En fait, à une échelle régionale ou locale, les variations de DE peuvent être liées aux caractéristiques des courants électriques transportés par les éclairs. En effet, Abarca *et al.* (2010) ont montré que l'efficacité de détection des éclairs nuage-sol (CG) dépend grandement de la polarité et du pic du courant (Abarca et al., 2010). Par ailleurs, les variations de DE sont aussi journalièrement tributaires des conditions ionosphériques à l'échelle locale (Hutchins et al., 2012).

II.2.3 Relation entre DE et multiplicité des arcs

La relation entre la multiplicité et l'efficacité de détection est illustrée par la figure 2.6. Nous montrons, à cet effet, l'évolution de la multiplicité moyenne annuelle M_m et celle de la proportion d'éclairs avec une multiplicité égale à 1 ($M = 1$), à savoir la proportion d'éclairs avec un seul arc détecté. On trouve qu'en général la multiplicité moyenne augmente lorsque l'efficacité de détection augmente comme indiqué sur les figures 2.4 et 2.6. En effet, hormis la période 2005-2008 pendant laquelle on avait une oscillation de DE et au cours de laquelle M_m croît d'abord et décroît ensuite, l'augmentation de M_m est en accord avec l'augmentation de DE montrée dans le tableau 2.1 et sur la figure 2.4. Tout comme DE, M_m augmente régulièrement à partir de 2008 (Figures 2.4 et 2.6). La proportion d'éclairs avec $M = 1$ est en parfaite anti-corrélation avec M_m : elle diminue notamment à partir de 2008. Donc l'augmentation de DE conduit à détecter non seulement plus d'éclairs mais aussi plus d'arcs secondaires.

Il faut noter que la multiplicité moyenne est faible : 1,078 en 2005 et 1,278 en 2013 (tableau 2.1). Donc elle est beaucoup plus faible que la multiplicité trouvée habituellement pour les réseaux régionaux, par exemple aux Etats-Unis avec le NLDN (Orville et Huffines, 2001) ou dans d'autres régions du monde (Seity et al., 2001; Soriano et al., 2005). En effet, cette multiplicité est en général proche de 2 pour les éclairs nuage-sol négatifs et un peu plus élevée que 1 pour les éclairs nuage-sol positifs. Cette différence s'explique naturellement par la faible efficacité de détection du réseau WWLLN, et en particulier dans notre région de faible couverture comparativement au reste du monde (Hutchins et al., 2012). Comme on le voit sur la figure 2.6, si DE augmente la multiplicité moyenne augmente. De plus, les arcs secondaires ont en général des pics de courant plus faibles et sont donc plus difficiles à détecter.

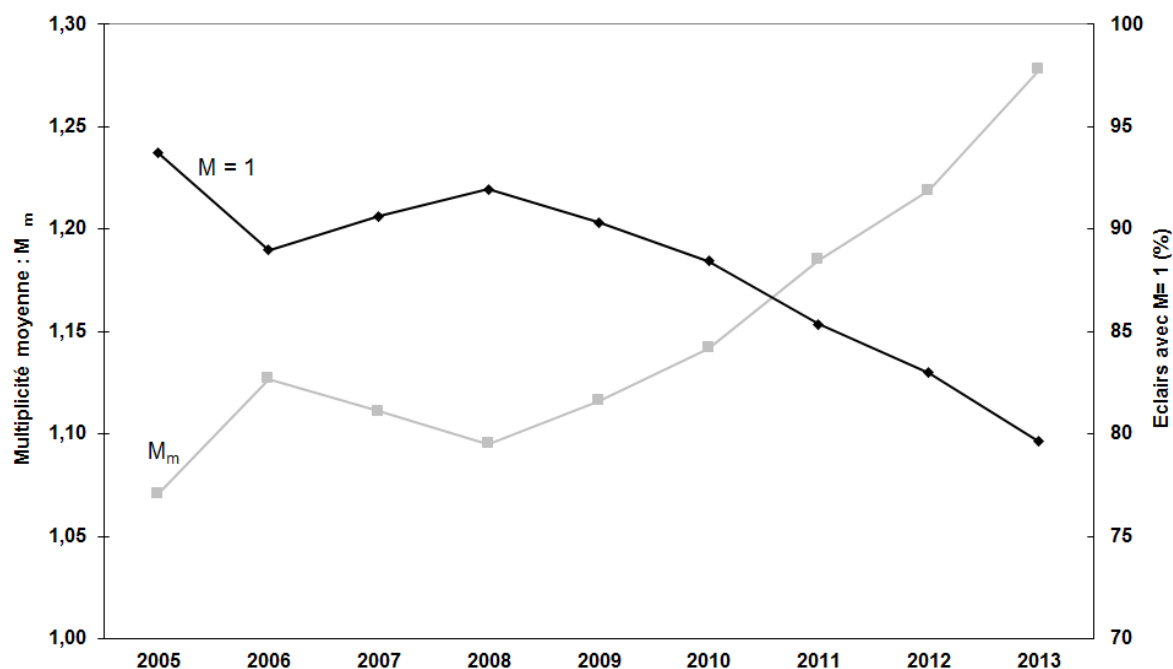


Figure 2.6 Multiplicité moyenne M_m et proportion d'éclairs avec une multiplicité égale à 1 ($M = 1$) c'est-à-dire proportion d'éclairs avec un seul arc détecté.

II.3 Evolution temporelle de l'activité d'éclairs dans le bassin du Congo

On se limitera présentement à l'examen de l'évolution annuelle de l'activité d'éclairs mois par mois et de son évolution diurne heure par heure, à l'échelle de la zone entière. L'investigation sur l'évolution annuelle saison par saison est plus intéressante à l'échelle des zones réduites $5^\circ \times 5^\circ$. Pour cette raison elle sera abordée ultérieurement lorsqu'il sera question d'étudier l'activité d'éclairs dans ces zones réduites.

II.3.1 Evolution annuelle de l'activité d'éclairs

La figure 2.7 montre la distribution annuelle des proportions mensuelles d'éclairs (nombre d'éclairs mensuel divisé par nombre d'éclairs annuel, en %) détectés par le réseau WWLLN sur la zone d'étude. L'histogramme affiche l'activité mensuelle moyenne sur la période de 9 ans (2005 – 2013). Deux courbes affichent les valeurs extrêmes de cette proportion dans un intervalle de confiance associé à la probabilité de confiance égale 95%, obtenu par application de la loi normale de Gauss, afin de montrer la variabilité sur toute la période.

Pour chaque année le même cycle est observé. Ainsi, un minimum d'activité d'éclairs est clairement identifié pendant les mois de juin, juillet et août avec une proportion de l'activité mensuelle d'éclairs autour de 4%. Tandis que l'activité maximale est centrée sur la période décembre - janvier et de durée variable selon l'année considérée. Selon l'activité mensuelle moyenne de la figure 2.7, la période de grande activité dure environ six à

sept mois, d'octobre à mars-avril. Au cours de cette période de forte activité environ 10% du total des éclairs sont produits chaque mois.

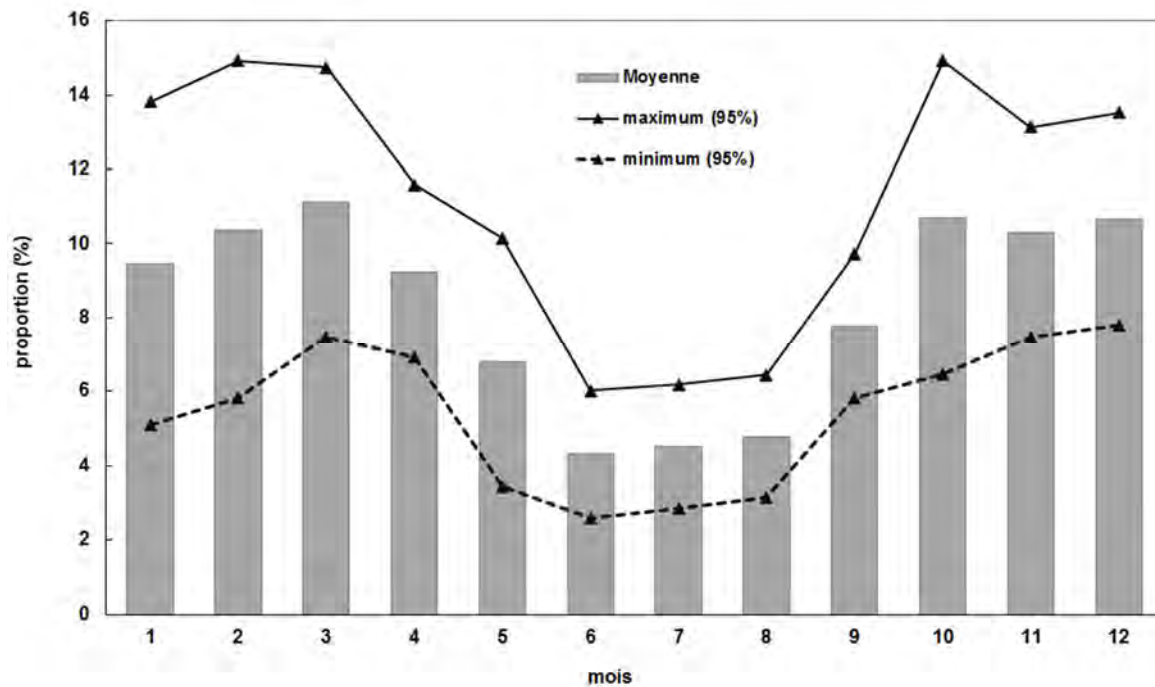


Figure 2.7. Evolution annuelle des proportions mensuelles d'éclairs WWLLN (en %). Il y a trois mois de faible activité (juin, juillet et août) et six mois de forte activité (janvier-mars et octobre-décembre).

II.3.2 Evolution diurne de l'activité d'éclairs

La figure 2.8 décrit l'évolution diurne de l'activité d'éclairs sur toute la zone d'étude, en termes de proportions horaires. La proportion horaire d'éclairs représente le rapport entre le nombre d'éclairs détectés par le réseau WWLLN pendant un intervalle d'une heure de la journée durant une année et la quantité d'éclairs détectés par WWLLN durant toute l'année. La proportion horaire moyenne, pour la période de 2005 à 2013, est représentée par un histogramme tandis que la variabilité sur toute la période est tracée avec deux courbes qui affichent les valeurs minimales et maximales dans les intervalles de confiance de 95%. La ligne pointillée montre l'écart-type. La proportion associée à une heure donnée correspond aux éclairs produits jusqu'à l'heure suivante. La proportion minimale est comprise entre 05h00 et 08h00 TU (06h00 et 09h00 locale) et la proportion maximale entre 13h00 et 18h00 TU (14h00 et 19h00 locale).

Selon la ligne discontinue de l'écart type (Figure 2.8), la variabilité diurne est importante au cours de deux périodes de la journée, autour de 01h00 et 14h00 TU, et elle est faible au cours de deux autres périodes, autour de 07h00 et 19h00 TU. Ainsi, la variabilité présente un cycle de 12 heures, comme indiqué par la ligne discontinue de l'écart type (2 SD). Cela signifie que l'activité orageuse est plus variable d'une année à l'autre autour de 01h00 et 14h00 TU. Mais l'évolution diurne peut être différente d'une région à l'autre, comme décrit dans Vernugopal *et al.* (2016). Par exemple, la comparaison de l'évolution diurne dans les deux zones de maxima de densité d'éclairs identifiés dans la zone d'étude a

montré que le contraste entre le maximum et minimum journaliers était plus prononcé dans la zone de maximum principal (Kigotsi et al., 2018).

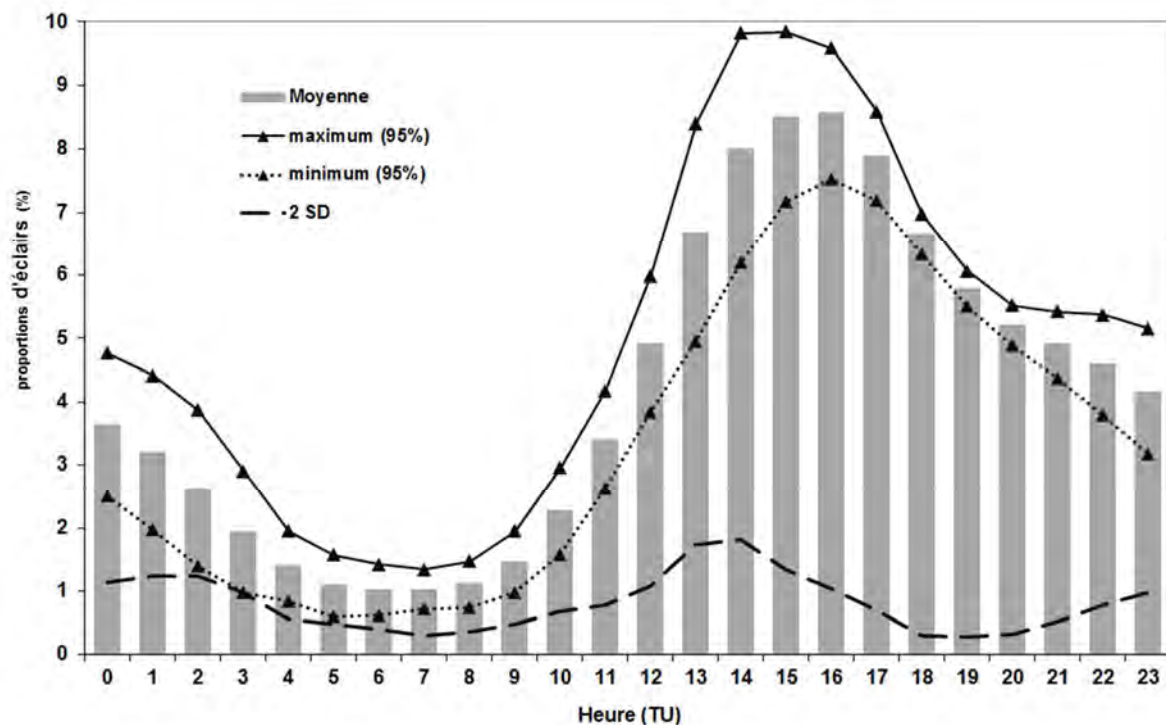


Figure 2.8. Evolution diurne de l'activité d'éclair. Le minimum du cycle est observé entre 05h et 08h TU et le maximum entre 13h et 18h TU.

L'évolution diurne de l'activité d'éclairs obtenue dans cette étude est typique de l'évolution journalière caractéristique de régions continentales telle qu'elle est représentée par exemple dans Collier et al. (2006) pour une partie de l'Afrique australe dont une fraction est incluse dans la zone correspondant à notre étude, dans Liu et Zipser (2008) pour les régions tropicales du monde entier grâce à des données LIS, dans Rivas et al. (2005) pour la péninsule Ibérique, dans Antonescu et Burcea (2010) pour la Roumanie ou encore dans Proestakis et al. (2016) pour la zone couverte par le réseau ZEUS aux latitudes moyennes.

Cette évolution s'explique aisément. En effet c'est au début de l'après-midi que la température est maximale, ce qui donne des conditions plus favorables pour initier la convection l'après-midi. On peut noter à ce sujet un exemple d'observation, qui concerne les tropiques, tiré de la littérature. L'intensité de la convection à l'intérieur de la zone de convergence intertropicale (ZCIT) continentale présente une variation diurne prononcée avec un maximum correspondant à celui de la chaleur solaire (Collier et Hughes, 2011). Par conséquent le taux d'éclair est plus élevé l'après-midi et suit ainsi l'évolution du champ électrique de beau-temps illustré par la courbe de Carnégie qui montre que le champ électrique est maximal l'après-midi sur chaque continent.

II.4 Distribution spatiale de l'activité d'éclairs

II.4.1. Densité d'éclairs dans le bassin du Congo

La densité moyenne d'éclairs pour chaque année, de 2005 à 2013, est représentée sur la figure 2.9. Elle a été calculée en employant une résolution spatiale de $0,1^\circ \times 0,1^\circ$. L'échelle n'est pas identique sur tous les graphiques de la figure 2.9 ; elle est adaptée à la dynamique des valeurs représentées.

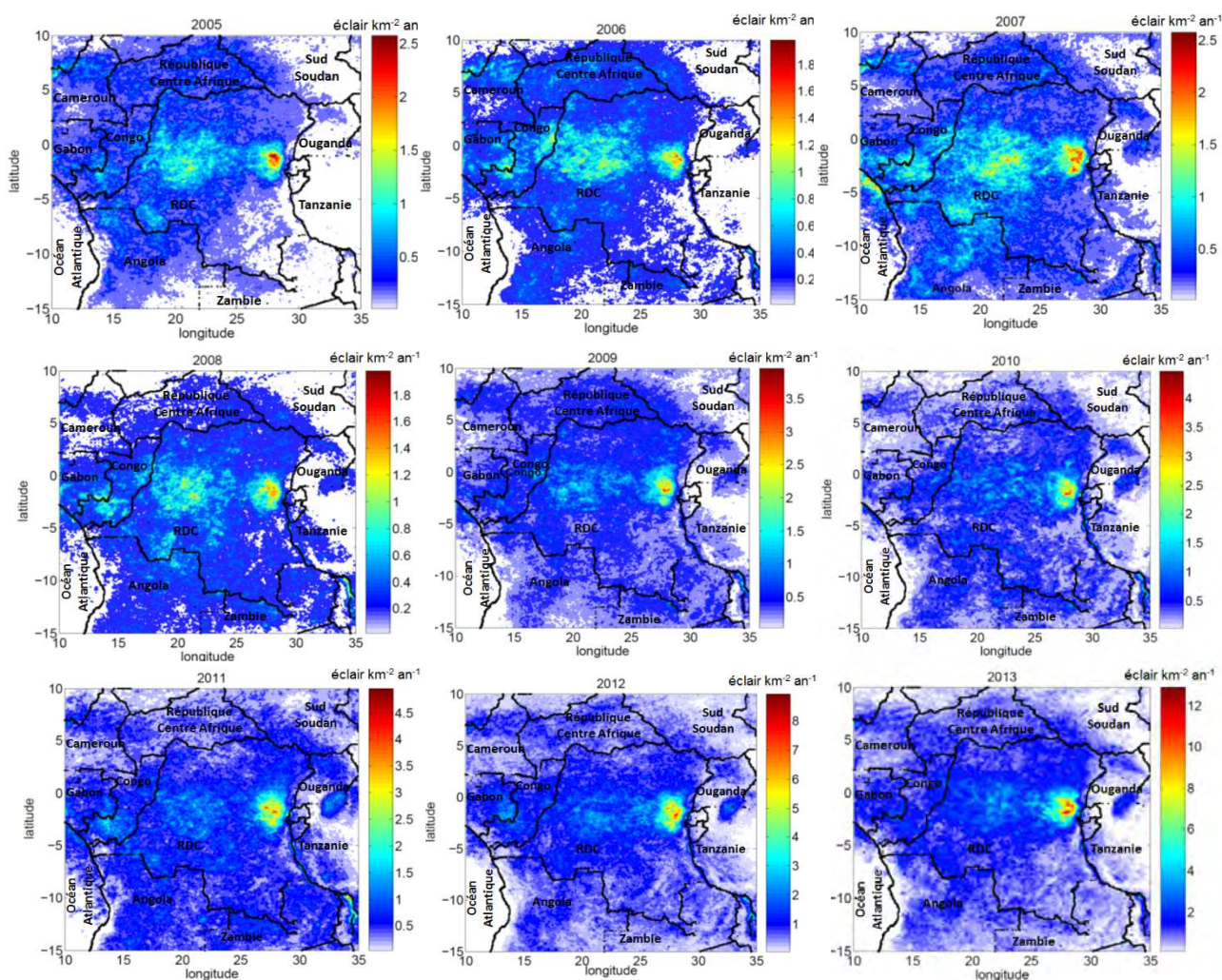


Figure 2.9. Densité d'éclairs WLLN (éclairs km⁻² an⁻¹) dans la zone d'étude (résolution $0,1^\circ \times 0,1^\circ$).

La même tendance est observée pour chaque année: un maximum aigu de densité est observé dans une même région restreinte de la RDC, autour de 28°E de longitude et dans la bande 1°S - 2°S , approximativement. Le contraste de la densité d'éclairs dans cette région avec le reste de la zone est variable d'une année à l'autre; il est d'autant plus fort que l'on avance dans la période. Par exemple en 2013, le maximum y est de $12,86 \text{ éclairs an}^{-1} \text{ km}^{-2}$ alors qu'il ne dépasse pas $5 \text{ éclairs an}^{-1} \text{ km}^{-2}$ dans le reste de la zone d'étude.

Une autre région de grande densité d'éclairs est visible sur la figure 2.9a-d, de 2005 à 2008. La taille de ce maximum secondaire est variable d'une année à

l'autre. Mais il s'étend du centre de la RDC jusqu'au Congo et au Gabon, à l'Ouest, et jusqu'au Nord de l'Angola, au Sud. Pour les années suivantes, voir les figures 2.9e-i, de 2009 à 2013, le contraste de la densité d'éclairs dans cette grande région de maximum secondaire est beaucoup moins prononcé par rapport au maximum principal. Alors que la climatologie mondiale d'éclairs établie par Christian *et al.* (2003) montrait l'existence de deux zones de maximum distinctes dans le bassin du Congo (Figure 1.16). On voit ici qu'il y a un fort contraste entre les deux zones qui évolue au cours de la période.

Les valeurs maximales annuelles de densité d'éclairs ($FD_{\max}$) trouvées dans ce travail ne sont pas représentatives et directement comparables à celles des autres régions de la Planète couvertes par des systèmes régionaux de détection d'éclairs comme par exemple le NLDN aux États-Unis (Orville et Huffines, 2001) parce que l'efficacité de détection du WWLLN est faible. Elles varient entre 1,90 éclair km^{-2} en 2006 et 12,86 éclairs km^{-2} en 2013 (Tableau 2.3). En effectuant une correction qui tient compte de l'efficacité de détection déduite par comparaison avec les données LIS (expression 2.7), la valeur maximale locale de la densité totale d'éclairs (éclairs nuage-sol et intranuage) $FD'_{\max}$ est estimée pour chaque année de 2005 à 2013 (Tableau 2.3).

La valeur maximale moyenne de $FD'_{\max}$ trouvée sur la période de 9 ans est égale à 157,23 éclairs $\text{km}^{-2} \text{an}^{-1}$, ce qui est tout à fait comparable à la valeur 160 éclairs $\text{km}^{-2} \text{an}^{-1}$ rapportée par Cecil *et al.* (2014) pour cette région. Comme la résolution adoptée dans la présente étude est de $0,1^\circ \times 0,1^\circ$, nous trouvons des valeurs plus élevées que Christian *et al.* (2003) qui ont rapporté 82,7 éclairs $\text{km}^{-2} \text{an}^{-1}$ pour la valeur maximale de la densité d'éclairs à partir des données OTD pour une résolution de $0,5^\circ \times 0,5^\circ$.

Tableau 2.3 valeurs maximales locales de densité d'éclair vues par WWLLN ($FD_{\max}$) et valeurs maximales locales estimées ($FD'_{\max}$) de densités d'éclairs

Densité (éclair $\text{km}^{-2} \text{an}^{-1}$)	2005	2006	2007	2008	2009	2010	2011	2012	2013
$FD_{\max}$	2,70	1,90	2,66	1,91	3,93	4,41	4,63	8,22	12,86
$FD'_{\max}$	155,17	115,15	109,02	115,06	180,28	184,52	152,81	185,14	217,97

II.4.2 Zoom sur la région du maximum principal de densité d'éclairs

La densité d'éclairs dans la région du maximum principal est représentée en détail sur la figure 2.10 pour les années 2005, 2009 et 2013. Cette région de plus grandes valeurs de densité d'éclairs a à peu près la même forme et la même taille chaque année, comme indiqué dans les trois graphiques de la figure 2.10 pour trois années différentes. Elle a une extension d'environ 300 km suivant la direction nord-sud et 200 km suivant la direction est-ouest. De plus elle est située à l'Ouest de la chaîne de montagnes de Virunga dont certains sommets dépassent 3000 m d'altitude.

La valeur maximale annuelle de la densité d'éclair est systématiquement située dans l'Est de la RDC, dans cette zone où de nombreux auteurs ont situé le maximum de l'activité d'éclairs planétaire, comme Christian *et al.* (2003) qui l'ont faussement attribué au Rwanda, Cecil *et al.* (2014) et Albrecht *et al.* (2011). De plus, nous y

retrouvons les plus fortes valeurs à tout moment de l'année comme nous le montrons dans la figure 2.12; ce qui nous amène à penser qu'il y a là un effet local important.

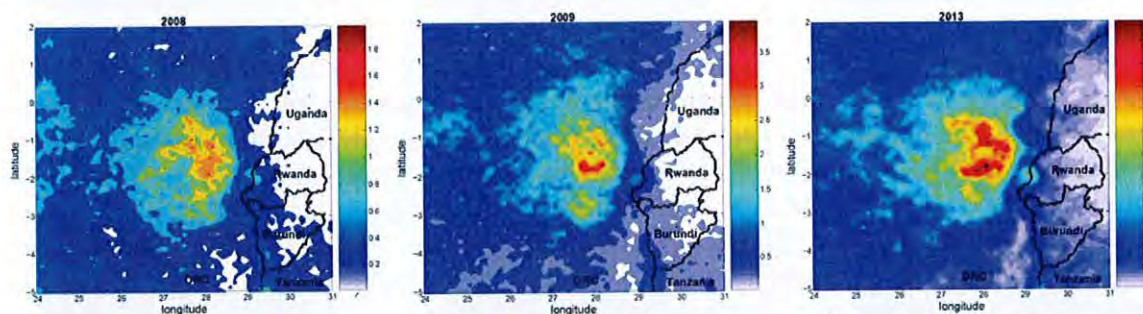


Figure.2.10. Zoom sur la zone du maximum principal de densité d'éclair pour 2005, 2009 et 2013.

Une étude menée en 2012 a montré un résultat analogue pour l'activité d'éclair au sud-ouest du lac Maracaibo, dans l'état de Zulia, au Venezuela (Burgesser et al., 2012). Comme pour le maximum principal dans notre étude, l'activité d'éclairs sur le lac Maracaibo est caractérisée par un maximum aigu qui est localisé dans une même zone chaque année. Avec des données fournies par le capteur LIS pendant 13 ans et avec une résolution de $0,1^\circ$, Albrecht *et al.* (2011) ont trouvé que la valeur maximale localisée de la densité d'éclairs dans le bassin de Maracaibo ($250 \text{ éclairs km}^{-2} \text{ an}^{-1}$) était supérieure à celle du bassin du Congo ($232 \text{ éclairs km}^{-2} \text{ an}^{-1}$). Comme l'activité orageuse correspondant à la valeur maximale de la densité d'éclairs dans le bassin du Maracaibo concerne une très petite région, la résolution utilisée pour le calcul joue un rôle majeur dans le résultat de l'estimation. C'est ainsi qu'avec une fine résolution, le maximum mondial se trouve plutôt dans cette région du bassin de Maracaibo.

II.4.3 Comparaison des périodes 2005 – 2008 et 2009 – 2013

La figure 2.11 affiche la répartition des valeurs annuelles moyennes de la densité d'éclairs obtenues avec les données WLLN pour deux périodes distinctes, 2005-2008 (Figure 2.11a) et 2009-2013 (Figure 2.11b). Le contraste entre le maximum aigu situé à l'Est de la RDC et le reste de la zone est beaucoup plus prononcé au cours de la deuxième période. Ainsi, la grande région avec des valeurs de densité relativement importantes dans le centre et à l'ouest du bassin du Congo (région du maximum secondaire) est beaucoup plus visible au cours de la première période.

Afin de vérifier si la différence observée entre les deux périodes, est due à une évolution de l'activité, l'activité d'éclairs observée par LIS est analysée de la même manière. Ainsi, la figure 2.11 affiche également la densité annuelle moyenne d'éclair obtenue à partir de données LIS pour les mêmes périodes 2005-2008 (c) et 2009-2013 (d). La différence de contraste observée à partir des données WLLN pour les deux périodes n'est plus visible. En effet, les deux échelles employées pour représenter les données LIS sont identiques et la distribution de la densité d'éclairs est très proche pour les deux graphiques. Par conséquent, la différence observée à partir des données WLLN pour les deux périodes est certainement due à l'évolution de l'efficacité de détection dans les deux régions du maximum. En effet DE a plus

maximum. En effet DE a plus augmenté autour du maximum principal qu'à l'Ouest et au centre pendant la seconde période (figure 2.5).

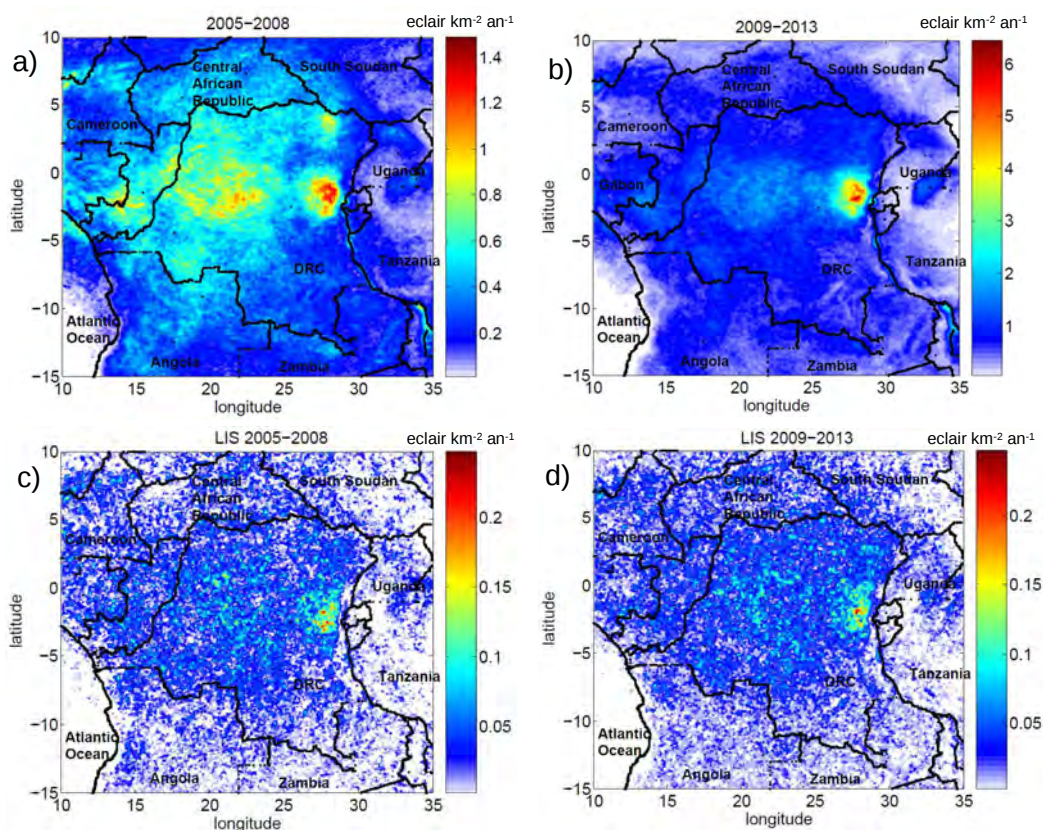


Figure 2.11. Densité moyenne d'éclairs WLLN (éclair $\text{km}^{-2} \text{an}^{-1}$) pour les périodes 2005-2008 (a) et 2009-2013 (b). Densité moyenne d'éclairs LIS (éclair $\text{km}^{-2} \text{an}^{-1}$) pour la période 2005-2008 (c) et 2009-2013 (d).

II.4.4 Densité d'éclairs et périodes de forte ou faible activité

La figure 2.12 affiche la répartition de la densité d'éclairs dans toute la région d'étude pendant trois périodes distinctes de l'année 2013, caractérisées par une activité spécifique d'éclairs conformément à la figure 2.7: une période de 6 mois de forte activité d'octobre à mars, une période de 3 mois de faible activité de juin à août, et une période de 3 mois comprenant avril, mai et septembre. Cette répartition est respectée chaque année durant toute la période d'étude. Mais seule la période de faible activité coïncide avec une saison classique.

L'échelle de la densité d'éclairs est la même sur chaque graphique de la figure 2.12 pour comparer les valeurs correspondant aux trois périodes. Ces trois périodes représentent 60,3%, 14,6% et 25,1%, respectivement, de la quantité totale d'éclairs détectés en 2013. Ces valeurs sont proches des valeurs moyennes trouvées pour toute la période de 9 ans (2005-2013), 62,6%, 13,8% et 23,6%, respectivement.

La figure 2.13 présente un zoom sur la région du maximum principal de densité d'éclairs pendant ces trois périodes pour l'année 2013. Les valeurs maximales de la densité d'éclairs pour les trois périodes sont respectivement 8,38 éclairs km^{-2}

an^{-1} , $4,33 \text{ éclairs km}^{-2} \text{ an}^{-1}$, et $3,67 \text{ éclairs km}^{-2} \text{ an}^{-1}$. En fait, ce maximum est localisé entre autour de 28°E en longitude mais il subit des légers changements en latitude selon les périodes. Il se trouve approximativement à 2°S pendant la période Octobre-Mars (figures 2.12a et 2.13a) et à environ 1°S pendant les deux autres périodes (figures 2.12b-c et 2.13b-c). Pour les trois périodes, la région du maximum est toujours très marquée, mais avec plus de contraste pour la période de forte activité (figures 2.12a et 2.13a). Il a environ la même taille, et est situé dans la même zone et au Sud de l'équateur pendant les trois périodes.

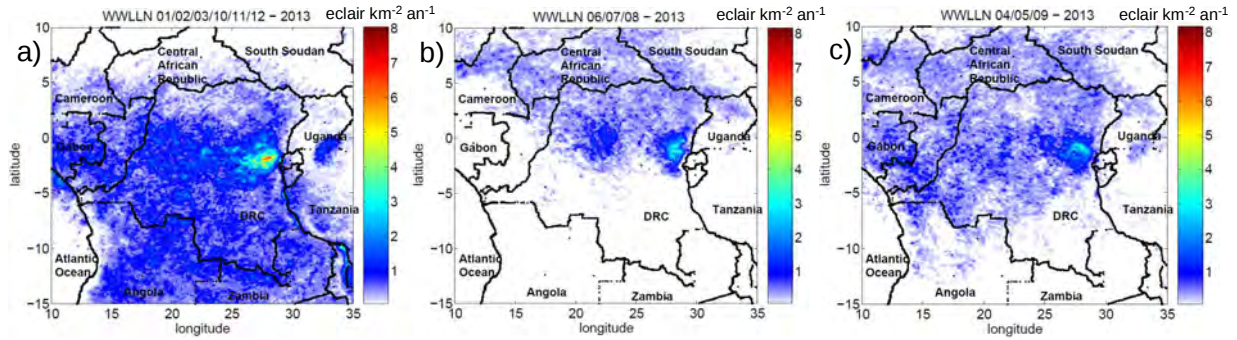


Figure 2.12. Densité d'éclairs ($\text{éclairs km}^{-2} \text{ an}^{-1}$) à partir de données WLLN dans toute la région d'étude pour trois périodes de 2013: (a) janvier / février / mars / octobre / novembre / décembre, (b) juin / juillet / août, (c) avril / mai / septembre.

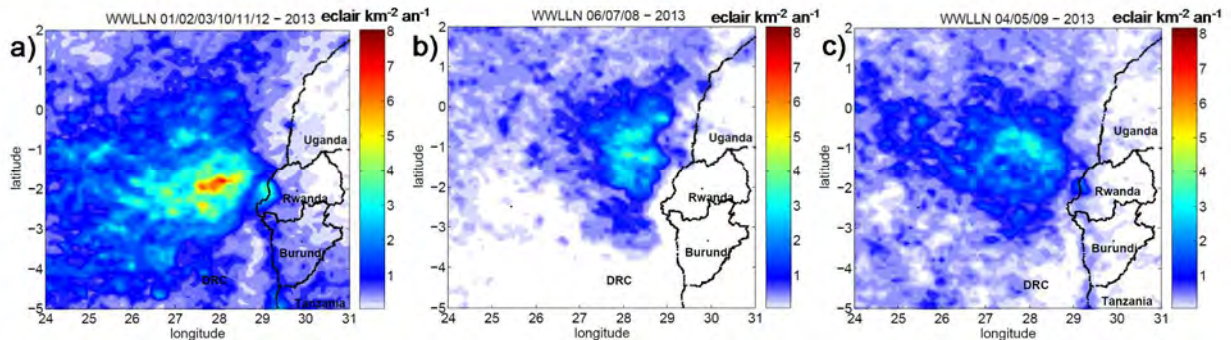


Figure 2.13. Zoom sur la région du maximum principal densité d'éclairs pour trois périodes de 2013: (a) janvier / février / mars / octobre / novembre / décembre, (b) juin / juillet / août, (c) avril / mai / septembre.

Pendant la période de faible activité (figures 2.12b et 2.13b) la majorité de l'activité d'éclairs est située au Nord de la longitude 3°S , sauf dans la région du maximum principal décrit précédemment et dans une région située un peu à l'ouest, concernée par un maximum secondaire. Ce fait, compatible avec l'emplacement du pic de la convection trouvé par Ba et Nicholson (1998) pour la saison juin-août, correspond à la signature de la migration de la zone de convergence intertropicale (ZCIT).

II.4.5 Nombre de jours d'orages, nombre d'éclairs par jour d'orage et caractéristiques de surface

Pour comparer l'activité d'éclairs dans les différentes régions du bassin du Congo, nous avons calculé le nombre de jours d'orages avec la même résolution ($0,1^\circ \times 0,1^\circ$) que pour les densités d'éclairs déterminées dans le présent travail. La figure 2.14 affiche la structure correspondant à la distribution spatiale du nombre de jours d'orages en 2013 (a). Dans un pixel donné, une journée est considérée comme orageuse si au moins un éclair est détecté. Nous constatons que le nombre de jours d'orages est maximal dans la zone où la densité d'éclairs est maximale, dans l'Est de la RDC (voir graphes 2.14a et 2.14c), avec 189 jours d'orages. Ce résultat est compatible avec l'observation faite par Jackson *et al.* (2009). Ces chercheurs ont en effet trouvé que le noyau de l'un des maxima de l'activité de MCS, en Afrique équatoriale, se situe dans l'Est de la RDC à environ 1°S et 27°E , c'est-à-dire qu'il coïncide pratiquement avec notre maximum principal de densité d'éclairs et de nombre de jours d'orages.

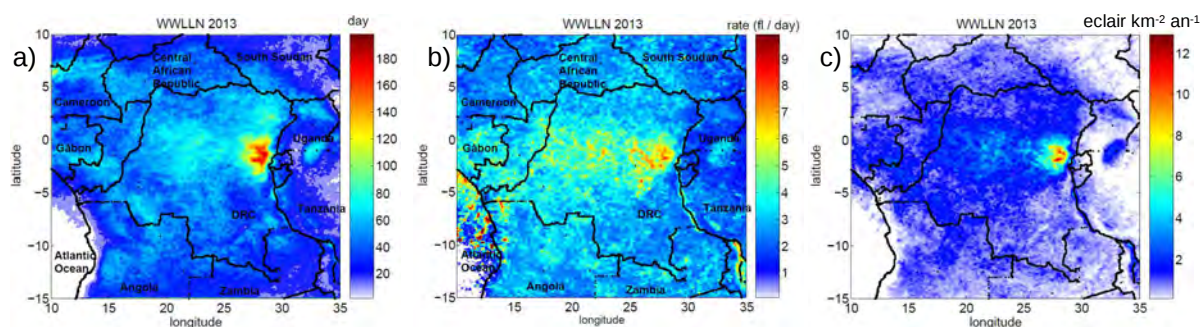


Figure 2.14. (a) Le nombre moyen de jour d'orages pour 2013 à partir des données WWLLN ; (b) Nombre d'éclairs par jour d'orage (éclair jour⁻¹) pour 2013. (c) Densité moyenne d'éclair (éclair km⁻² an⁻¹) sur la zone d'étude à partir des données WWLLN pour la période 2005-2013.

En outre, la comparaison des graphes 2.14a et 2.14c montre que le contraste entre la région du maximum principal et le reste de la zone d'étude est plus fort pour la densité d'éclairs que pour le nombre jours d'orages. Cette observation laisse penser qu'en moyenne les orages sont plus actifs dans cette zone en termes d'éclairs, c'est-à-dire que le maximum de densité d'éclairs est non seulement l'effet d'un plus grand nombre de jours d'orages, mais aussi d'un plus grand nombre d'éclairs pendant ces jours d'orage. Cette présomption est étayée par les corrélations remarquées dans le cas des zones réduites (figure 2.19).

Tableau.2.4 Nombre maximum de jours d'orage dans la zone du maximum de densité d'éclairs.

Année	2005	2006	2007	2008	2009	2010	2011	2012	2013
N _{jour}	114	154	131	130	143	157	167	167	189

Au cours de la période d'étude, la valeur maximale du nombre de jours d'orage a augmenté de 114 jours en 2005 à 189 jours en 2013 dans la région du maximum principal (tableau 2.4), alors que la densité maximale d'éclairs a augmenté de 1,90 éclair km⁻² an⁻¹ en 2006 à 12,86 éclairs km⁻² an⁻¹ en 2013 (tableau 2.3).

Afin de comparer l'activité journalière d'éclairs quand les orages se produisent, nous avons calculé le nombre moyen d'éclairs par jour d'orage avec la même résolution spatiale (0,1° × 0,1°). Le résultat trouvé est affiché dans la figure 2.14b. On constate que ce paramètre est moins contrasté que la densité d'éclairs ou le nombre des jours d'orages (figures 2.14a et 2.14c). Mais il faut noter que ce nombre moyen d'éclairs par jour d'orages est plus grand dans les régions d'activité maximale en termes de densité d'éclairs et de nombre de jours d'orage, notamment dans l'Est de la RDC. En effet, dans cette région, le nombre d'éclairs par jour d'orage atteint environ 8 éclairs jour⁻¹, alors qu'il atteint environ 5 éclairs jour⁻¹ dans la région du maximum secondaire. Afin de produire en moyenne plus d'éclairs par jour d'orages dans la région du maximum principal, les orages peuvent donc y être soit plus actifs, soit plus stationnaires, soit plus nombreux, soit les deux ou trois à la fois.

Nous constatons, d'autre part, que certaines très grandes valeurs du nombre moyen d'éclairs par jour d'orage sont également observées localement dans des régions de très faibles densités d'éclairs et de très faibles nombres de jours d'orage, manifestement des régions de faible activité (figure 2.14b). Tel est le cas, par exemple, le long de la côte Ouest sur l'océan Atlantique avec des valeurs dépassant 10 éclairs jour⁻¹. Nous pouvons penser que dans ces régions les orages sont probablement rares mais intenses.

Un examen de la relation entre la densité d'éclairs et l'orographie a été effectué à l'échelle de la zone entière, notamment pour analyser le rôle des montagnes des chaînes de Virunga et Mitumba dans l'origine de la forte densité d'éclairs de la zone du maximum principal (Figure 2.15). Une comparaison a donc été faite entre la densité d'éclairs pour l'année 2013 avec l'orographie de la région.

Nous remarquons sur la figure 2.15 que la région du maximum de densité d'éclairs correspond bien à une région montagneuse (Figure 2.15a,b). La figure 2.15c,d permet d'identifier un fort gradient de densité d'éclairs sur un axe aligné avec la perpendiculaire à la chaîne de montagnes du Rift (figure 2.15c,d). Cette configuration indique donc un rôle probable des montagnes, dont les plus élevées dépassent 3000 m, qui sont situées à environ 28,5°E, et dont la localisation est mise en évidence par la ligne blanche pointillée sur la figure 2.15c et à l'aide de l'échelle sur la figure 2.15d. Elles constituent un élément favorable pour le développement des orages susceptibles de produire une forte densité d'éclairs. Certaines de ces montagnes constituent des volcans illustrés sur la figure 2.15c par les triangles rouges.

La présence de lacs à la même latitude, le lac Kivu (29°E; 2°S) à petite échelle et le lac Victoria (33°E; 1°S) à grande échelle, peut également fournir l'humidité pour le développement des orages. On le voit notamment pour la région du lac Victoria qui ressort nettement avec un contraste de la densité d'éclairs (Figure 2.15a,b). Une situation analogue est observée à proximité du lac Maracaibo dans l'État de Zulia au Venezuela, pour laquelle Munoz *et al.* (2016) montre le rôle de la topographie complexe, mais aussi d'un jet nocturne de faible altitude dans le bassin de Maracaibo, dans l'accroissement de l'activité d'éclairs.

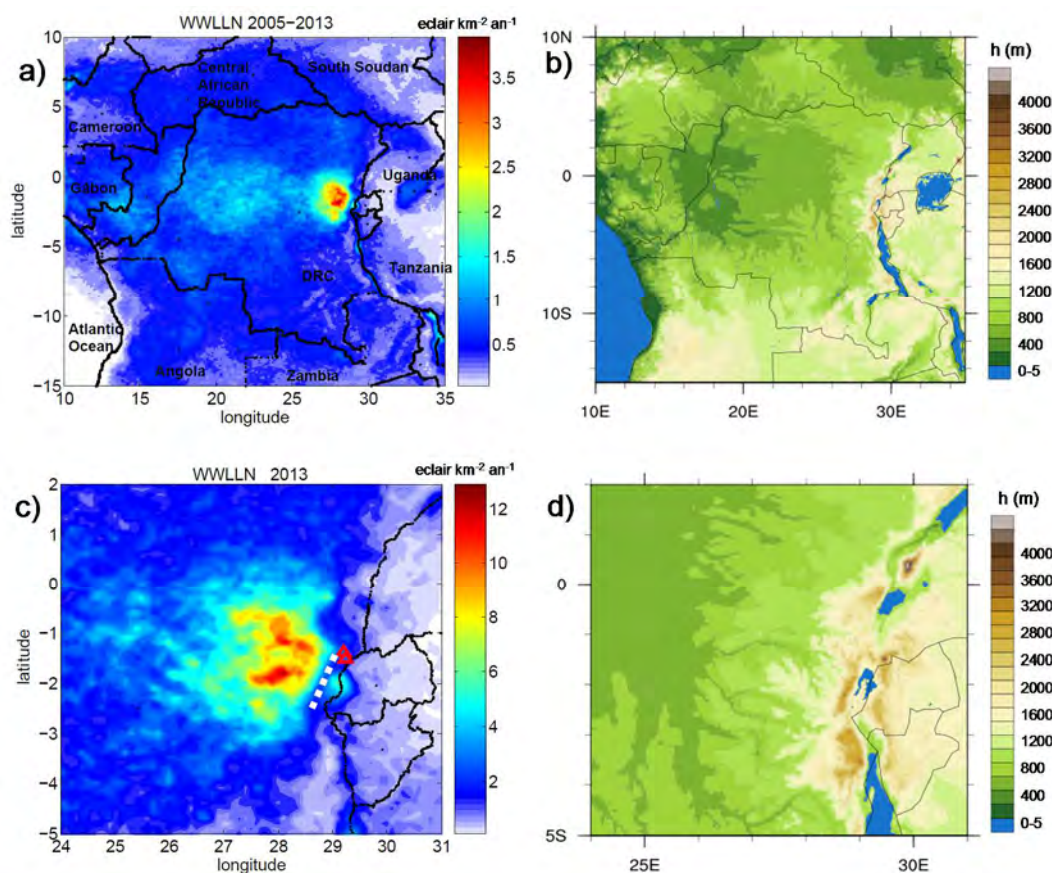


Figure 2.15. Densité moyenne d'éclairs (éclairs $\text{km}^{-2} \text{an}^{-1}$) à partir des données WWLLN pour la période 2005-2013 dans toute la zone d'étude (a) et dans la zone de maximum d'activité (c). Orographie (m) dans les mêmes zones (b) et (d), respectivement.

L'analyse montre également certaines corrélations spatiales entre la densité d'éclairs et les caractéristiques de surface dans tout le bassin du Congo. Cette corrélation est basée sur la comparaison de la densité moyenne d'éclairs sur la zone d'étude pour toute la période 2005 – 2013 et l'orographie de toute la région (figures 2.15a,b). On note plusieurs observations intéressantes. (i) la valeur maximale moyenne de la densité d'éclairs est égale à environ 4 éclairs $\text{km}^{-2} \text{an}^{-1}$ dans l'Est de la RDC, c'est à dire à peu près sept à huit fois les valeurs moyennes observées dans la plupart des parties du domaine. (ii) La plupart des grandes valeurs de densité sont situées au Sud de l'équateur. (iii) La densité d'éclairs est souvent renforcée sur les principaux lacs comme le lac Victoria (33°E; 1°S) ou le lac Tanganyika (34°E; 10°S). Par contre, les lacs situés plus au nord influencent moins la densité d'éclairs, par exemple le lac Edouard (29,67°E; 0,67°S) et le lac Albert (30,67°E; 1,33°N). (iv) La grande région du maximum secondaire de densité d'éclairs observée au Sud de l'équateur et à l'Ouest du maximum principal, correspond à la zone forestière et est caractérisée par une altitude inférieure ou égale à 800 mètres. De petites zones de plus grandes densités sont également observées dans la partie Ouest de la région, en particulier sur la frontière Congo-Cameroun autour de (14°E; 2,5°S) et sur le littoral du Gabon (11°E; 3,5°S).

II.4.6 Profil zonal de l'activité d'éclairs dans le bassin du Congo

La Figure 2.16 montre la distribution zonale des éclairs détectés par WWLLN sur toute la zone d'étude, en 2005, 2007 et 2013. Cette répartition montre la dissymétrie par rapport à l'équateur puisque son maximum est clairement localisé dans l'hémisphère Sud entre 1°S et 2°S en fonction de l'année. Toutes les distributions annuelles présentent une forme générale similaire.

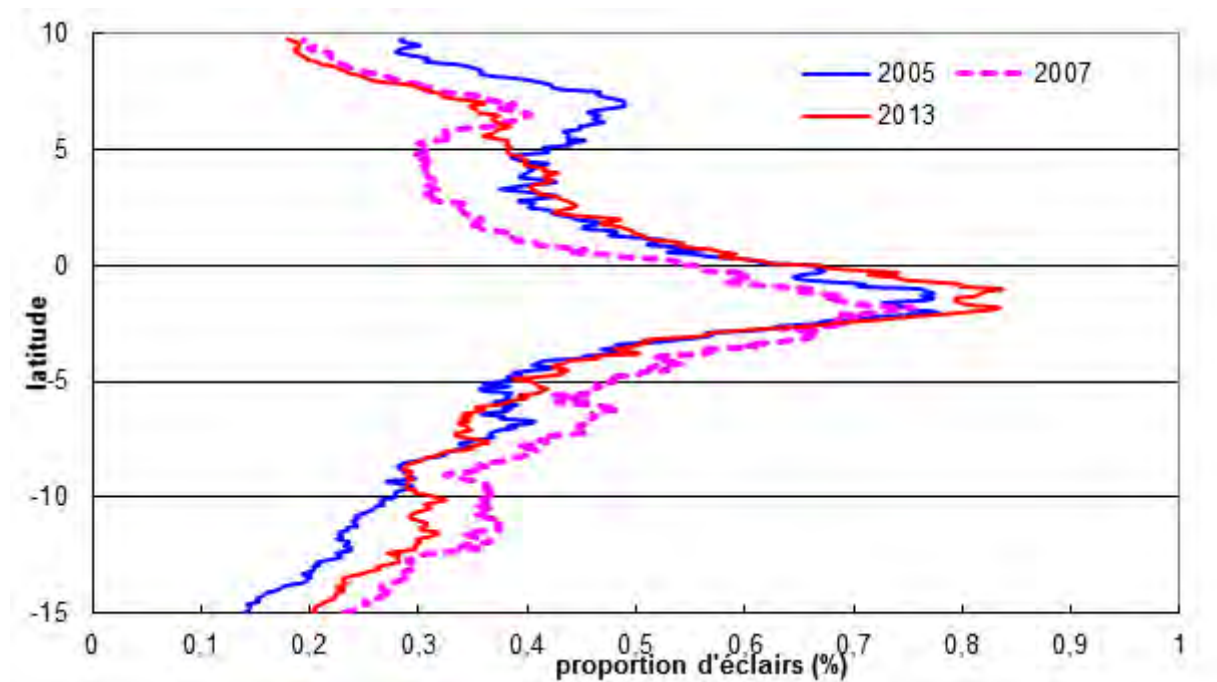


Figure.2.16 Répartition zonale d'éclairs (%) à partir de données WWLLN, avec une résolution de 0,1° pour 2005, 2007 et 2013 dans toute la région.

Cette dissymétrie dans l'hémisphère Sud, en Afrique, a également été remarquée pour les nuages hautement réfléchissants à partir d'observations satellites par Waliser et Gautier (1993). En utilisant ce paramètre pour la localisation de la zone de convergence intertropicale (ZCIT), ils ont conclu que son emplacement moyen était dans l'hémisphère Sud pour une durée légèrement plus longue et à des plus grandes latitudes. En outre, ils ont noté que la ZCIT a une portée plus large sur le continent, en particulier pour l'Afrique.

De même, Žagar *et al.* (2011) ont trouvé la même dissymétrie pour la distribution zonale des précipitations sur le continent africain en utilisant les données de réanalyses ERA Interim. En fait, dans leur travail, on remarque sur la figure qui affiche les profils méridiens de précipitations pour différentes durées et sur tout le continent que la configuration annuelle présente un maximum principal à une latitude d'environ 2-3°S et un maximum secondaire à environ 6-7°N, qui ressemblent fortement aux profils présentés sur la figure 2.16. Ils ont aussi constaté que sur les continents tropicaux, la forme de la ZCIT est différente si elle est déterminée à partir de données de vents ou de critères de précipitations.

II.5 Comparaison de l'activité d'éclairs dans les zones réduites

Comme annoncé précédemment, nous allons analyser la répartition spatiale des éclairs en calculant les proportions d'éclairs correspondant à des zones réduites de taille $5^{\circ} \times 5^{\circ}$. Nous voulons focaliser notre attention sur les contrastes saisonniers et les éventuelles corrélations correspondant à ces zones réduites.

II.5.1 Distributions des proportions d'éclairs dans les zones réduites

La figure 2.17 montre les proportions d'éclairs dans les zones réduites de taille $5^{\circ} \times 5^{\circ}$ des trois années (2.17a,b,c) et les proportions annuelles moyennes d'éclairs correspondant à chacune de ces zones réduites pour la période 2005-2013 (2.17d). Ces trois années correspondent au début (2005), au milieu (2009) et à la fin (2013) de la période d'étude.

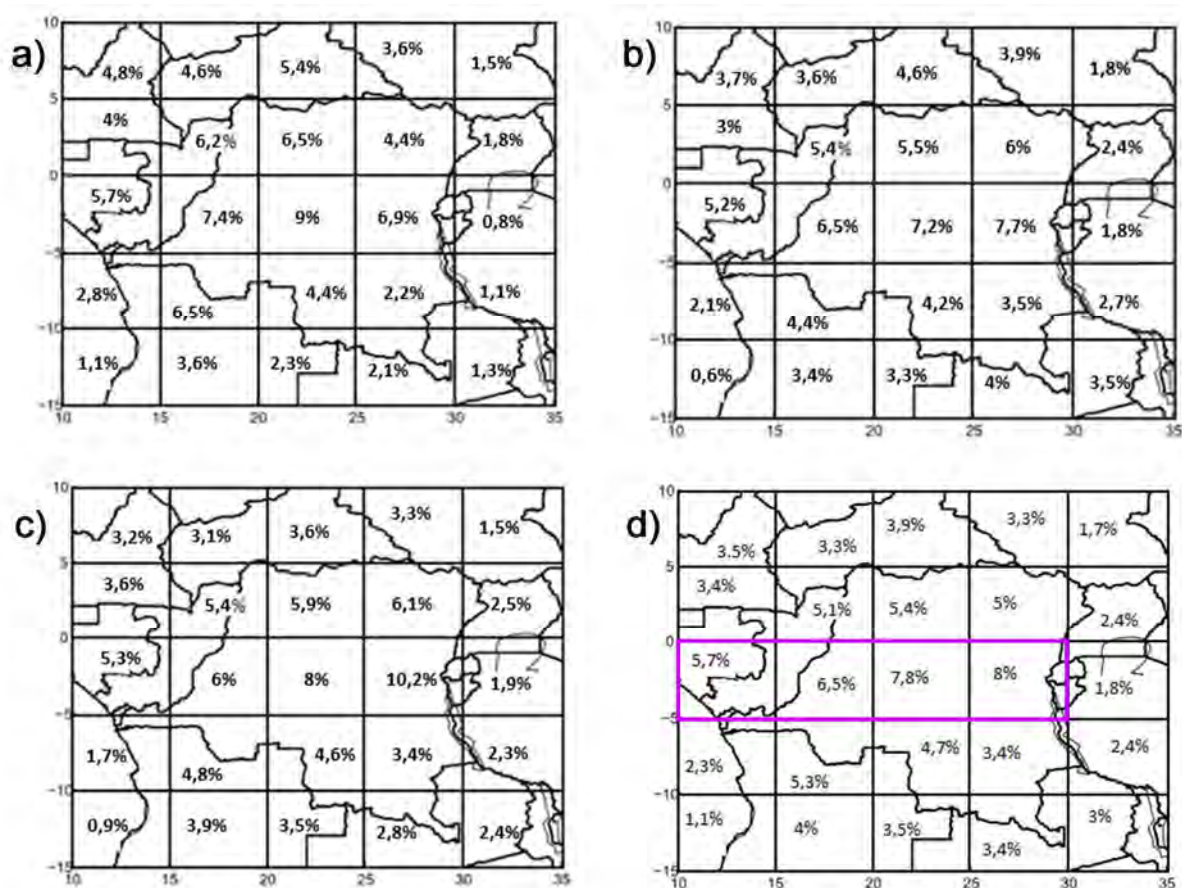


Figure 2.17 Visualisation des proportions annuelles d'éclairs dans les zones réduites de dimension $5^{\circ} \times 5^{\circ}$ découpées sur le bassin du Congo pour 2005 (a), 2009 (b), 2013 (c) et proportions moyennes d'éclairs pour la période 2005-2013 (d).

Tenant compte des proportions moyennes, certaines caractéristiques essentielles sont remarquées (figure 2.17d). Les contrastes des proportions d'éclairs sont évidents entre certaines zones réduites. Le territoire de la République démocratique du Congo (RDC) présente les plus grandes proportions moyennes d'éclairs, suivi de la République du Congo et du Gabon. Les proportions moyennes d'éclairs les plus faibles sont observées dans les zones océaniques (zones 16 et 21) et la vallée du Rift (zones 5, 10, 15, 20), en aval des hautes montagnes de l'Est. Les proportions moyennes d'éclairs les plus élevées sont trouvées dans la zone 14 (25°-30°E; 5°S-0°) avec 8% et dans la zone 13 (20°E-25°E; 5°S-0°) avec = 7,8%.

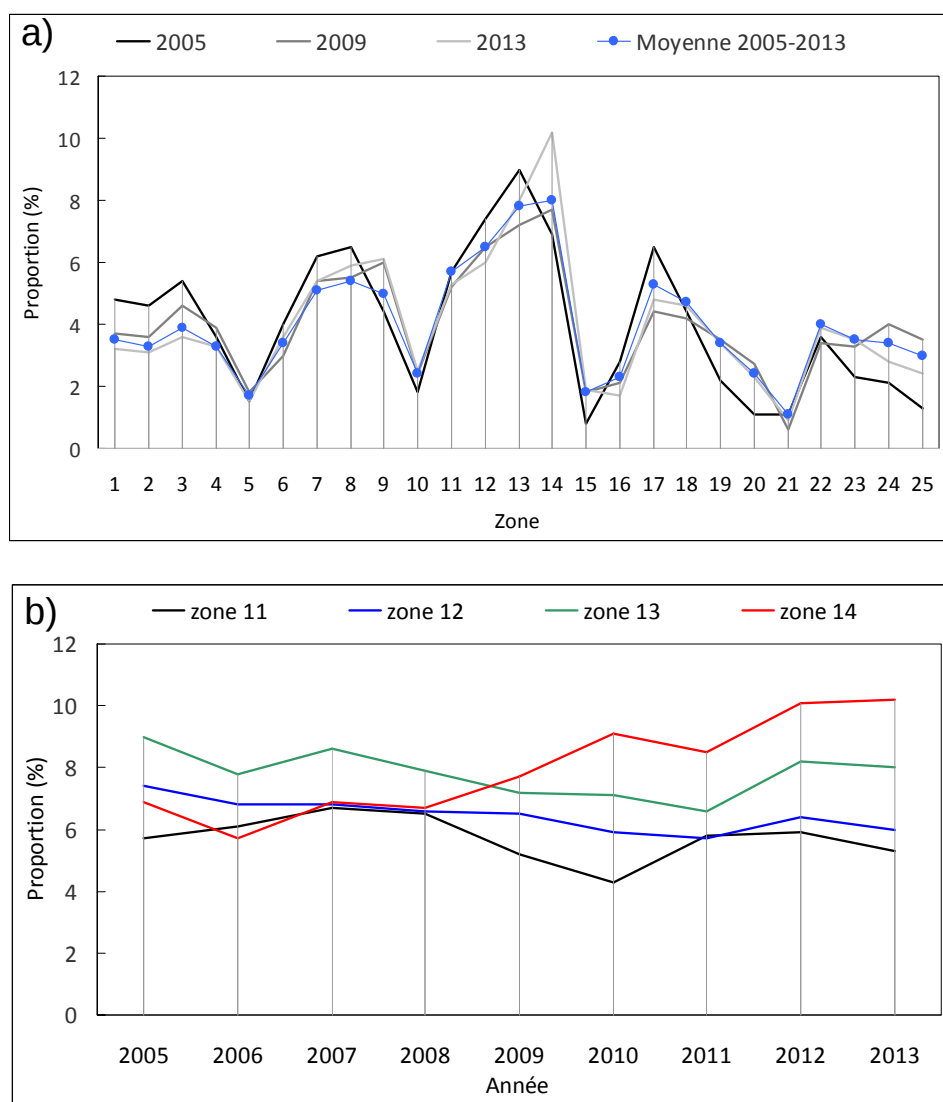


Figure 2.18. a) Proportion d'éclairs dans chaque zone de taille 5° × 5° pour 2005, 2009, 2013 et moyenne pour la période 2005-2013. b) Proportion annuelle pour quatre zones sur le secteur équatorial défini par le rectangle rose dans la figure 2.17d (10°E - 30°E et 5°S - 0°), pendant toute la période 2005-2013.

Le secteur équatorial défini par 10°E - 30°E et 5°S - 0°, et mis en exergue par le rectangle rose sur la figure 2.17d, constitue la zone la plus active du bassin du Congo en termes d'activité d'éclairs. En effet, la figure 2.17d montre que toutes les proportions moyennes d'éclairs trouvées ailleurs dans le bassin du Congo sont inférieures à la proportion moyenne la plus faible (5,7%) trouvée dans ce secteur. Il représente 16% de l'étendue de la zone d'étude et contient une proportion moyenne d'éclairs de 28%.

En excluant les zones méridiennes extrêmes de plus faibles proportions, les autres observations suivantes peuvent être faites : (i) Dans les zones réduites de la bande zonale extrême du Nord (5°N-10°N), les proportions moyennes se situent entre 3 et 4% (zones 1 à 4). (ii) Dans la bande équatoriale Nord (0°- 5°N), elles varient entre 5 et 5,4%, et dans la bande équatoriale Sud (5°S-0°), entre 5,7% et 8% (zones 7 à 9 et 11 à 14 respectivement). (iii) Dans les deux autres bandes du Sud (10°S - 5°S) et (15°S -10°S), les proportions moyennes varient entre 3% et 6%, et entre 3% et 4% (zones 17 à 19 et 22 à 24 respectivement).

Le graphe 2.18a traduit les informations précédentes à l'aide des courbes pour une interprétation plus aisée. Le graphe 2.18b montre les proportions dans le secteur équatorial défini par 10°E - 30°E et 5°S - 0° et mis en évidence par le rectangle rose sur la figure 2.17d. Il montre que la proportion maximale était dans la zone 13 au cours des quatre premières années (de 2005 à 2008) et dans la zone 14 au cours des cinq autres (de 2009 à 2013). En plus, les proportions étaient égales dans les zones 11, 12 et 14 au cours des années 2007 et 2008. Cette figure montre aussi une différence constante entre la zone 13 et les zones 11 et 12: la proportion d'éclairs était toujours plus grande dans la zone 13 que dans ces deux zones. Donc la zone de maximum secondaire de l'activité d'éclairs se situe principalement dans la zone 13.

II.5.2 Corrélations dans les zones réduites

La courbe de la répartition des proportions moyennes d'éclairs dans les zones réduites est affichée sur le même graphique avec les courbes représentant, pour l'année 2013 et pour chaque zone réduite, le nombre de jours avec plus de 5000 éclairs, le nombre de jours avec au plus 1000 éclairs et le nombre de jours sans éclair (figure 2.19) pour montrer les corrélations possibles.

La figure montre qu'il existe une forte corrélation spatiale positive entre la distribution des nombres de jours avec plus de 5000 éclairs et la répartition des proportions moyennes d'éclairs dans les zones réduites. Le coefficient de corrélation trouvé est de 93%. Elle montre également une corrélation négative significative entre le nombre de jours avec au plus 1000 éclairs et la répartition des proportions moyennes d'éclairs dans les zones réduites. Le coefficient de corrélation est de - 63%. En outre, la figure indique une corrélation négative non négligeable entre le nombre de jours sans éclair et la répartition des proportions moyennes d'éclairs dans les zones réduites. On trouve un coefficient de corrélation de - 47%.

Les valeurs de corrélation trouvées suggèrent que les contrastes des proportions moyennes entre les zones réduites peuvent être interprétés en termes de différences entre les jours de faible activité (au plus 1000 éclairs) et entre les jours de forte activité (plus de 5000 éclairs).

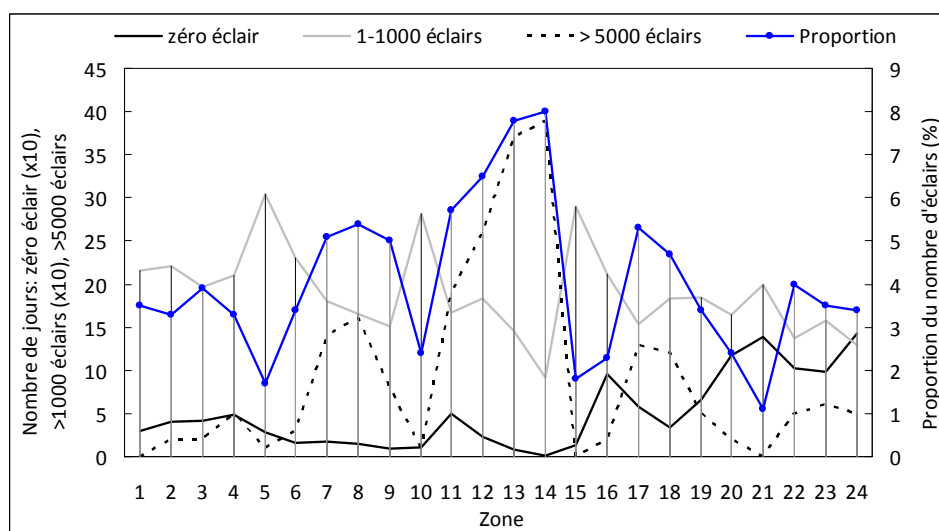


Figure 2.19. Nombre de jours sans éclair, avec de 1 à 1000 éclairs et avec plus de 5000 éclairs pour 2013 et proportion d'éclairs moyenne pour la période 2005-2013 (courbe bleue), pour chaque zone de taille $5^\circ \times 5^\circ$.

On peut en effet voir sur la figure 2.19 que, dans les zones les plus actives (zones 11-14, 7-9, 17), les proportions moyennes d'éclairs sont importantes et, corrélativement, le nombre de jours avec plus de 5000 éclairs est important. À l'inverse, dans les zones moins actives (zones 5, 10, 15, 16, 20, 21), les proportions moyennes d'éclairs sont faibles et corrélativement, le nombre de jours avec au plus 1000 éclairs est important. Nous avons suggéré au paragraphe II.4.5 que pour produire en moyenne plus d'éclairs par jour d'orages dans la région du maximum principal, les orages peuvent y être soit plus actifs, soit plus stationnaires, soit plus nombreux, soit les deux ou trois à la fois. Les corrélations mises en évidence dans les zones réduites confirment bien que les jours avec beaucoup d'éclairs ont un poids important dans le nombre total d'éclairs pour une zone donnée. Les zones 13 et 14 qui ont un nombre d'éclairs par jour d'orage élevé (Figure 2.14) présentent aussi un nombre de jours avec beaucoup d'éclairs (>5000) bien plus élevé que dans les autres zones.

II.5.3 Le paradoxe du Lac Victoria

La figure 2.20a montre le résultat de la comparaison de l'activité d'éclairs sur les zones réduites 12-15 et 19. La zone 15 (30°E - 35°E ; 5°S - 0°) est celle du lac Victoria. Elle est caractérisée par un nombre maximal de MCS (Jackson et al., 2009). Le lac Victoria en occupe environ 35% de l'étendue. Les zones 12 (15°E - 20°E , 5°S - 0°) et 19 (25°E - 30°E ; 10°S - 5°S) sont choisies en raison de la présence de lacs sur leur surface. La première zone contient trois lacs (Maindombe : [$18,2^\circ\text{E}$; $1,88^\circ\text{S}$], Tumba : [18°E ; $0,76^\circ\text{S}$] et Pool malebo : [$15,5^\circ\text{E}$; $4,26^\circ\text{S}$]). Alors que la seconde comprend le lac Upemba ($26,4^\circ\text{E}$; $8,6^\circ\text{S}$); de plus, elle est limitée sur une partie de son extrémité Est par le lac Tanganyika. Les deux autres zones, 13 (20°E - 25°E ; 5°S - 0°) et 14 (25°E - 30°E ; 5°S - 0°), correspondent également aux maximums de nombre de MCS (Jackson et al., 2009).

Le résultat de la comparaison met en évidence trois observations importantes. Tout d'abord, pendant toute la période d'étude, l'activité éclairs du lac Victoria (zone 15) était inférieure à celle de la région du lac Upemba (zone 19) et bien inférieure à celle des trois autres zones (figure 2.20a). Deuxièmement, la variabilité de l'activité d'éclairs dans les trois zones comportant des lacs (zones 12, 15 et 19) est similaire et assez faible d'année en année. Troisièmement, la variabilité interannuelle de l'activité d'éclairs dans les zones 13 et 14 est importante si l'on compare avec les zones comportant des lacs. Il y a lieu de penser que les orages dans la zone du Lac Victoria situé à l'est de la chaîne de montagnes, sont moins actifs en termes de production d'éclairs ou moins nombreux.

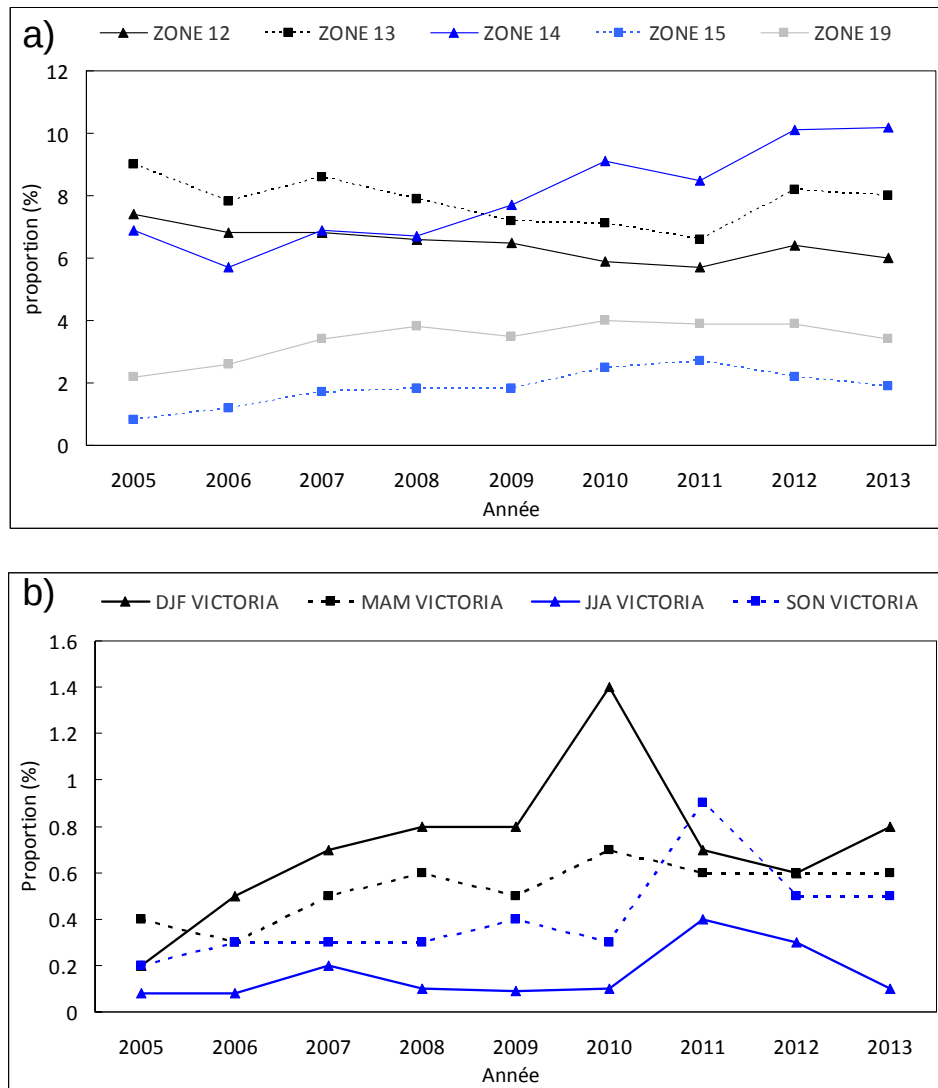


Figure 2.20. a) Proportion annuelle d'éclairs pour 5 zones, quatre provenant du secteur équatorial sud (12-13-14) et incluant le lac Victoria (15), une incluant le lac Upemba (19), pendant toute la période 2005-2013. b) Proportion saisonnière d'éclairs pour la zone de $5^{\circ} \times 5^{\circ}$ incluant le lac Victoria (15).

La figure 2.20b montre qu'à l'exception de 2006 et 2011, les proportions d'éclairs sont plus importantes sur le lac Victoria pendant la saison mars-mai (MAM) que pendant la saison de septembre-novembre (SON). Elle montre également que chaque année, à l'exception de 2005 et 2011, les proportions d'éclairs sont plus importantes

sur le lac Victoria pendant la saison décembre-février (DJF) que pendant les saisons MAM et SON. Cette dernière observation est un paradoxe car les saisons MAM et SON correspondent au maximum de l'activité de MCS sur le lac Victoria (Jackson et al., 2009). En particulier, la saison MAM correspond au maximum local de l'accroissement de la convection le long de l'année (Jackson et al., 2009, Ba et Nickolson, 1998). C'est au cours de cette saison que le maximum de l'activité de MCS est plus prononcé.

II.5.4 Comparaison des proportions d'éclairs dans des bandes zonales et méridiennes

La division de la zone d'étude en bandes zonales est importante car les activités des ondes couplées de Kelvin et des jets troposphériques AEJ (african easterly jet) sont référées aux bandes zonales de largeur 5° de latitude. La figure 2.21a montre la répartition des proportions moyennes d'éclairs correspondant aux 9 années d'études (2005-2013) dans les bandes zonales de cette taille. Les deux bandes situées au Nord de l'équateur sont désignées par la lettre N suivie d'un nombre qui indique, dans l'ordre croissant, leur position par rapport à l'équateur. De même, les bandes situées au Sud sont codées par la lettre S suivie d'un nombre associé à la position.

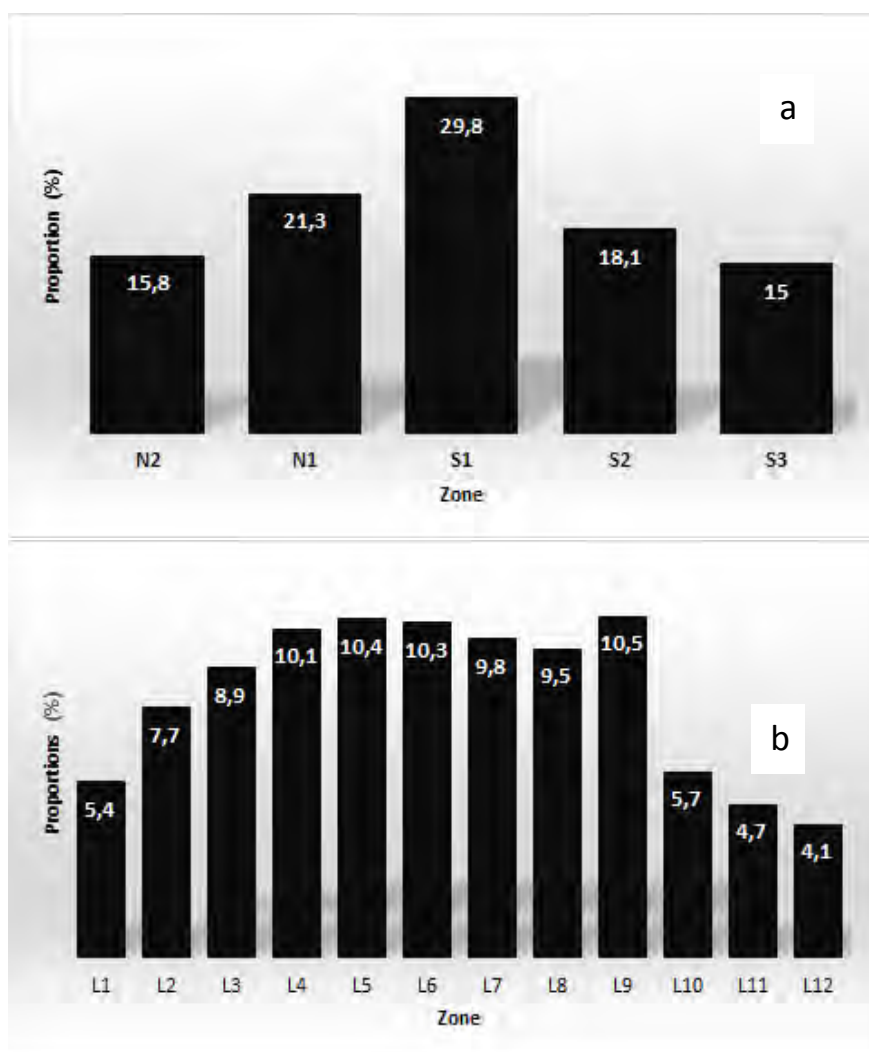


Figure 2.21. Distribution des proportions d'éclairs : (a) dans les bandes zonales de largeur 5° de latitude, (b) dans les bandes méridiennes de largeur 2° de longitude.

Quelques résultats sont notés. La proportion d'éclairs détectés dans la zone 5°S-5°N, composée des bandes N1 et S1 et représentant 40% de la zone d'étude, est de 51,1%. Donc l'activité d'éclairs est plus grande autour de l'équateur. La répartition des proportions d'éclairs entre les bandes zonales traduit également l'asymétrie par rapport à l'équateur, illustrée par le profil latitudinal (Figure 2.16), car les proportions sont plus importantes dans les bandes sud si l'on considère des bandes symétriques par rapport à l'équateur. En particulier, on peut voir que les bandes S1 et S2, qui représentent également 40% de la zone d'étude, contiennent une proportion d'environ 48%, tandis que avec la même taille, les bandes N1 et N2 ne contiennent que 37%. Un coefficient caractéristique peut être défini en divisant la proportion d'éclairs par la proportion correspondante de la surface. On peut ainsi associer à la zone équatoriale 5°S-5°N un coefficient caractéristique égal à 1,28 (51,1% divisé par 40%).

La figure 2.21b montre la répartition méridienne des éclairs avec une résolution de 2°. Le nombre associé à la lettre L spécifie la position de la bande considérée par rapport à la longitude L = 11°E. L'échelle adoptée nous contraint à omettre la bande L0 (10°-11°E) de taille 1° de la discussion. Ainsi, la numérotation longitudinale L1 à L12 couvre toutes les longitudes de 11°E à 35°E. Il n'y a pas de maximum bien identifié dans la distribution méridienne. En effet on trouve des proportions maximales entre 9,8% et 10,5% dans cinq bandes. D'une part la bande L9 (27°-29°E), qui contient le maximum principal de densité d'éclairs déjà repéré, est ici moins visible car réparti sur une bande méridienne. D'autre part une série de quatre bandes (L4 à L7) contient des proportions d'éclairs allant de 9,8% à 10,5%. On trouve également que 60,6% d'éclairs se trouvent dans la zone comprise entre 17°E et 29°E (bandes L4 à L9) représentant 48% de la zone d'étude. Un coefficient caractéristique de 1,26 est déduit. Comme les coefficients caractéristiques sont approximativement égaux, les distributions zonale et méridienne d'éclairs font ressortir une même proportion dans la partie centrale de la zone d'étude.

II.5.5 Contrastes saisonniers dans les zones réduites

Une investigation est faite au sujet de l'activité saisonnière d'éclairs dans les zones réduites de dimension 5°×5° déjà définies et illustrées sur la carte de la figure 2.3. La figure 2.22a montre les distributions des proportions d'éclairs dans ces zones réduites pour les saisons décembre-février (DJF), juin-août (JJA), mars-mai (MAM) et septembre-novembre (SON) de l'année 2013. Cette division temporelle correspond généralement au rythme saisonnier de la zone d'étude montré sur les figures 2.12 et 2.13.

La signature de la migration de la zone de convergence intertropicale (ZCIT) se manifeste de façon symétrique sur les distributions relatives aux saisons DJF et JJA. Pendant la saison DJF, les proportions d'éclairs sont concentrées au Sud de 5°N et pendant la saison JJA, elles sont concentrées au Nord de 5°S (Figures 2.22a,b). En 2013 (Figure 2.22a) un maximum de proportions d'éclairs se trouve dans la zone 14 (25°-30°E, 5°S-0°) notamment pendant les deux saisons DJF et SON avec 3,25% et 3%, respectivement. Pendant les saisons JJA et MAM on trouve des valeurs moins fortes dans cette zone à peu près équivalentes aux valeurs maximales visibles dans d'autres zones, 11 pour MAM avec environ 2,5% et de 8 à 9 pour JJA avec environ 1,8%.

Nous devons également noter que la figure 2.22 met aussi en évidence la grande activité d'éclairs, à l'échelle saisonnière, dans le secteur composé des zones 11-14. Ce secteur avait été mis en exergue à l'aide d'un rectangle rose sur la figure 2.17 pour faire remarquer sa grande activité d'éclairs à l'échelle annuelle.

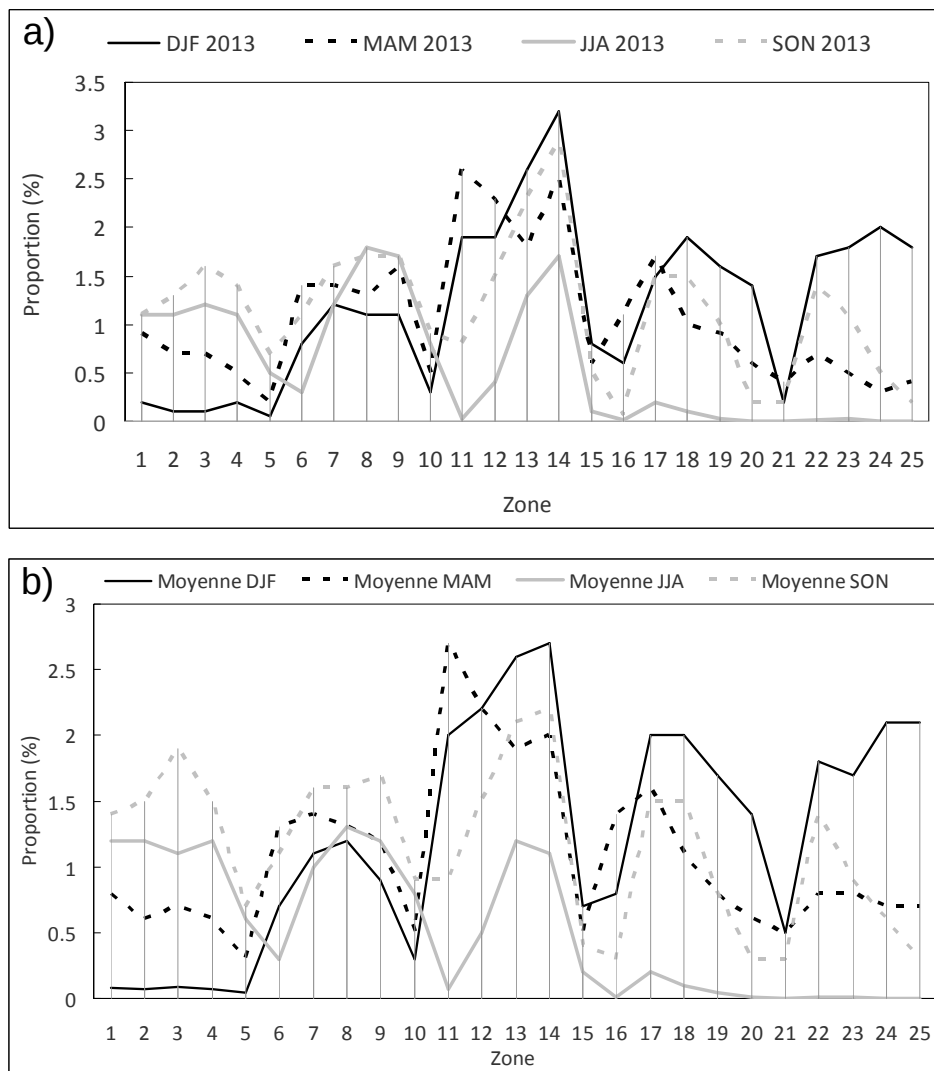


Figure 2.22. Proportion saisonnière d'éclairs pour chaque zone de $5^\circ \times 5^\circ$: (a) en 2013, (b) moyenne sur la période 2005-2013.

En moyenne pour la période 2005-2013 (Figure 2.22b), au cours de la saison MAM, le maximum est nettement dans la zone 11 ($10^\circ\text{-}15^\circ\text{E}$; $5^\circ\text{S}\text{-}0^\circ$), dans le secteur équatorial Sud, certes, mais à l'extrémité ouest de la zone d'étude (Rep. du Congo et Gabon). Cette observation est conforme aux résultats de Laing *et al.* (2011). Ces auteurs, en effet, ont constaté que le pic de la convection couvre le secteur occidental de l'Afrique équatoriale pendant le pic de la phase humide de l'onde de Kelvin (Laing *et al.*, 2011). Ils ont aussi montré que les ondes de Kelvin sont plus fréquentes sur l'Afrique pendant la saison MAM (Laing *et al.*, 2011).

Pendant la saison JJA, le maximum de proportions d'éclairs se situe dans la zone réduite 8 ($20^\circ\text{-}25^\circ\text{E}$; $0^\circ\text{-}5^\circ\text{N}$) du secteur équatorial Nord. Néanmoins, la différence avec la zone 14 n'est pas remarquable. Nous constatons que l'emplacement des

maxima saisonniers d'éclairs en 2013 coïncide avec celui des maxima de proportions moyennes des neuf années, mais avec des contrastes variables. Ce fait montre la prédominance de l'activité d'éclairs de l'année 2013 par rapport aux huit autres années de la période d'étude. Cette prédominance est expliquée par l'évolution de l'efficacité de détection du WWLLN qui a atteint sa plus grande valeur en 2013 (figures 2.4 et 2.5).

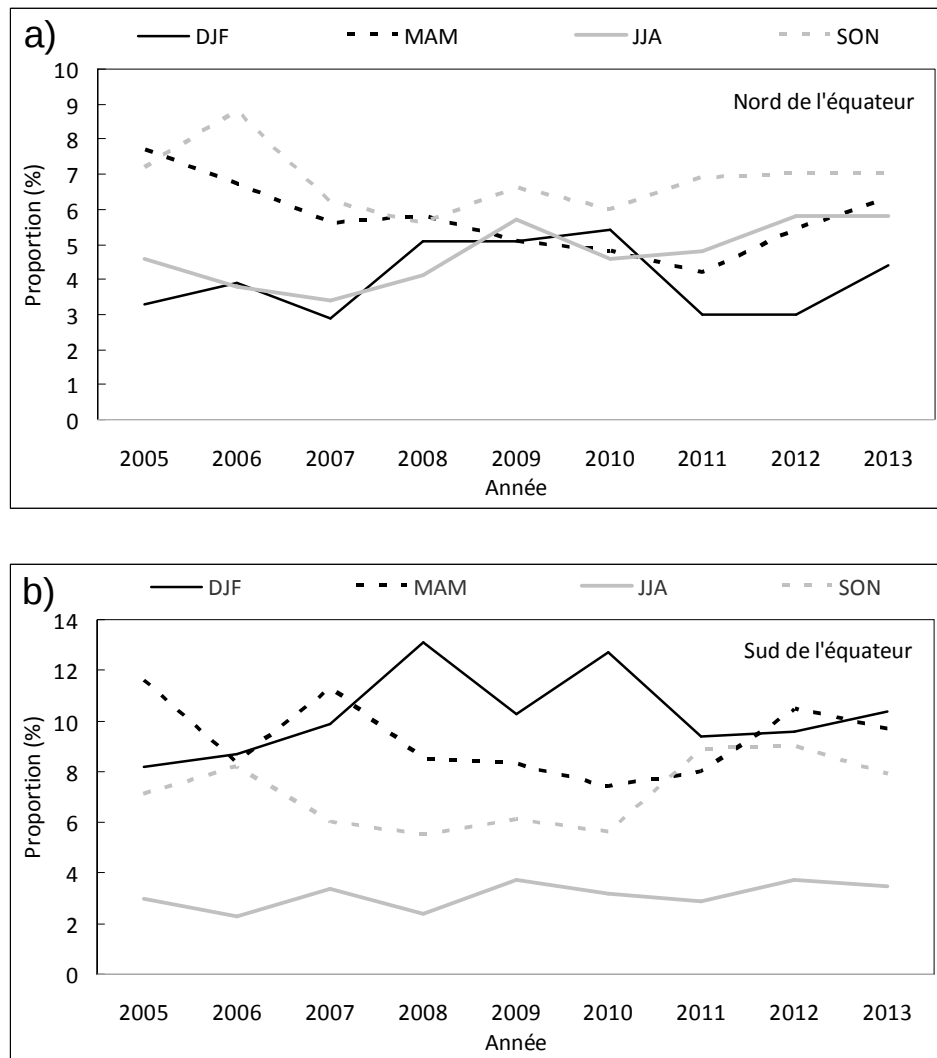


Figure 2.23. Proportion annuelle d'éclairs pour les quatre saisons (DJF, JJA, MAM et SON) pendant la période 2005-2013 dans la bande équatoriale 0°-5°N (a) et dans la bande équatoriale 5°S-0° (b).

Les périodes de forte ou faible activité dans les bandes zonales dépendent de la latitude. Les graphes 2.22a et 2.22b montrent clairement cette dépendance pour les bandes zonales extrêmes du Nord et du Sud de l'équateur ainsi que pour la bande intermédiaire du Sud. Dans la bande zonale extrême du Nord, la saison SON est la période de plus forte activité et la saison DJF, la période de plus faible activité. Dans toutes les bandes zonales du Sud, la saison DJF est la période de plus forte activité et la saison JJA la période de faible activité et même d'activité nulle dans la bande extrême du Sud. Ce fait est en effet aussi vérifié pour la bande équatoriale Sud sur la figure 2.23b. La figure 2.23 illustre, en fait, la description comparative des saisons dans les bandes zonales équatoriales du Nord (2.23a) et du Sud (2.23b).

Dans la bande équatoriale du Nord, la situation est plus complexe. La tendance penche nettement vers la saison SON comme période de plus forte activité. Mais au cours des trois premières années, la période de forte activité est composée des deux saisons SON et MAM et la période de faible activité des saisons DJF et JJA. Tandis que pendant les trois années suivantes, l'activité est comparable au cours des quatre saisons, bien qu'elle soit légèrement plus forte pour la saison SON. D'autre part, au cours des trois dernières années, la situation est semblable à celle de la bande zonale de l'extrême Nord. Tous ces résultats sont compatibles avec les observations de Jackson *et al.* (2009) relatives aux saisons de plus forte activité de MCS dans les bandes zonales de largeur 5°.

II.5.6 Déplacements saisonniers des pics d'activité d'éclairs

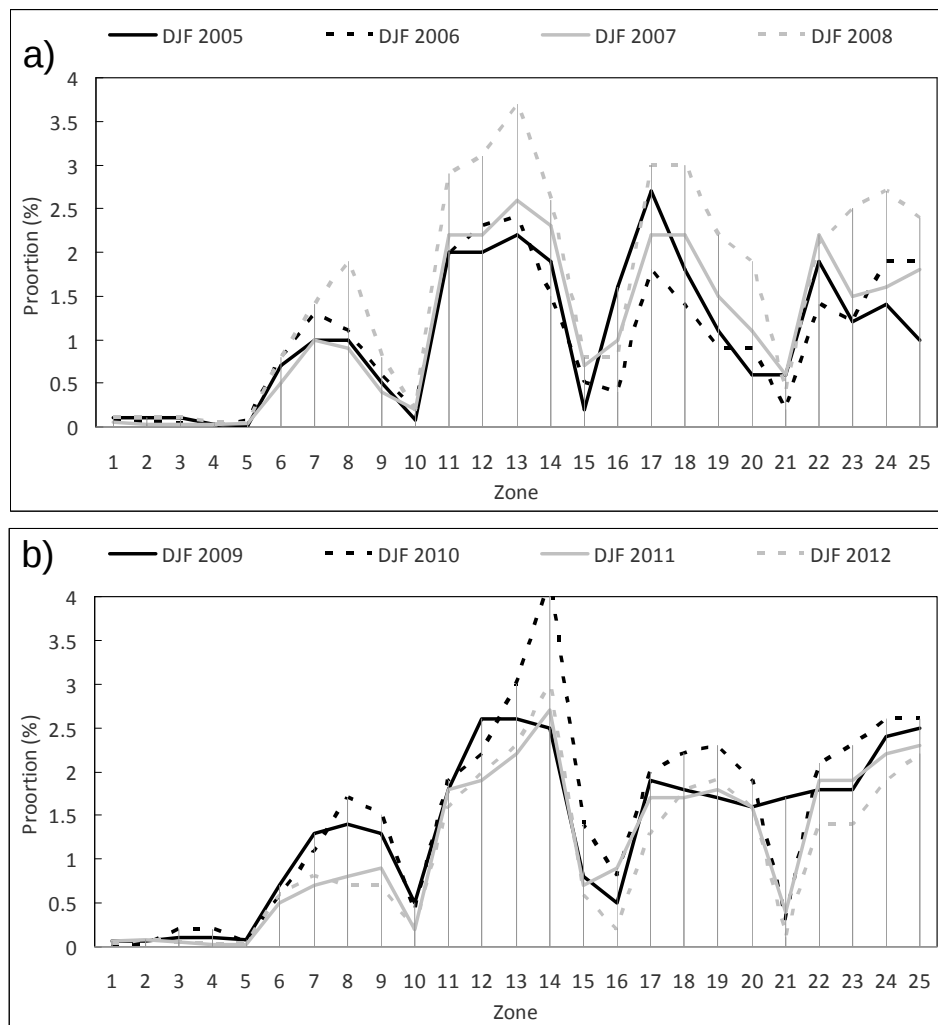


Figure 2.24 Répartition des proportions annuelles d'éclairs dans les zones réduites pendant les saisons DJF de 2005-2008 (a) et de 2009-2012 (b).

La figure 2.24 montre que pendant les saisons DJF des années 2006-2009, les maxima des proportions d'éclairs sont toujours dans la zone 13 (20°-25°E,

5°S-0°), et pour la saison DJF 2005 le maximum se trouve dans la zone 17 (15°E-20°E, 10°S-5°S). Néanmoins, pour DJF 2009, le maximum coexiste dans la zone contiguë de l'ouest (zone 12: 15°-20 °E, 5°S-0°). Par contre, au cours des trois années suivantes (2010 - 2012), les maxima des saisons DJF sont toujours dans la zone 14 (25°-30°E, 5°S-0 °) comme pour l'année 2013.

La situation concernant les saisons JJA est plus complexe car la position des maxima de proportions d'éclairs se déplace constamment d'année en année. Au cours des quatre premières années, le maximum est, comme le montre la figure 2.25a, dans la zone 3 (20°-25°E, 5°-10°N) en 2005, la zone 8 (20°-25°E, 0°-5°N) en 2006, la zone 13 (20°-25°E, 5°S-0°) en 2007 et la zone 9 (25°-30°E, 0°-5°N) en 2008. Durant les quatre années suivantes (figure 2.25b), le maximum coexiste souvent dans deux ou plusieurs zones la même année. Tel est le cas dans les zones 1 (10°-15°E, 5°-10°N) et 2 (15°-20°E, 5°-10°N) en 2009 ou dans les zones 7 (15° -20° E, 0°-5 °N), 8 et 13 en 2010 ainsi que dans les zones 2, 8 et 9 en 2012. En 2011, le maximum est dans une zone unique (zone 4), mais la différence n'est pas grande avec la zone 10.

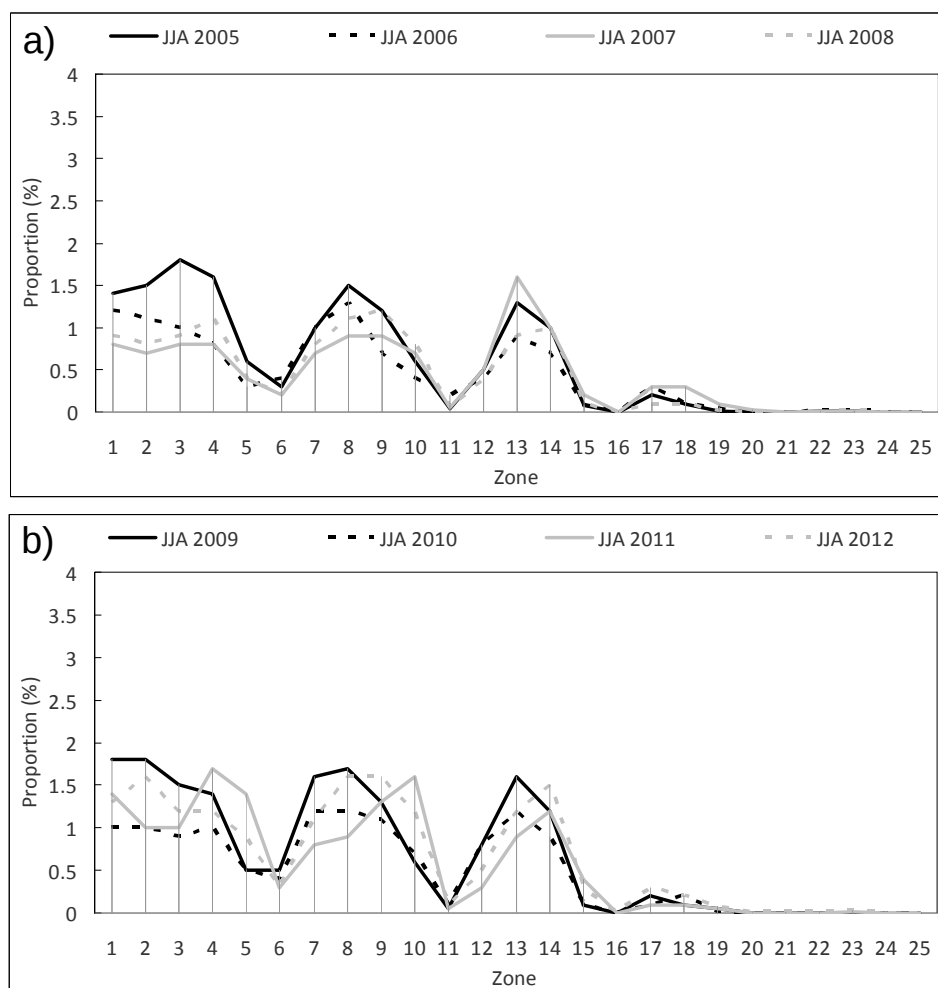


Figure 2.25 Répartition des proportions annuelles d'éclairs dans les zones réduites pendant les saisons JJA de 2005-2008 (a) et de 2009-2012 (b).

Les maxima pour les saisons SON sont situés dans la zone 13 en 2005 et 2008, dans la zone 3 en 2006, 2007 et 2010, et dans la zone 14 en 2009, 2011 et 2012 (figures 2.26ab). Cependant, il existe souvent des zones avec des proportions très proches des maxima comme la zone 3 en 2005, la zone 13 en 2006 et 2007, la zone 7 en 2008 et la zone 14 en 2010.

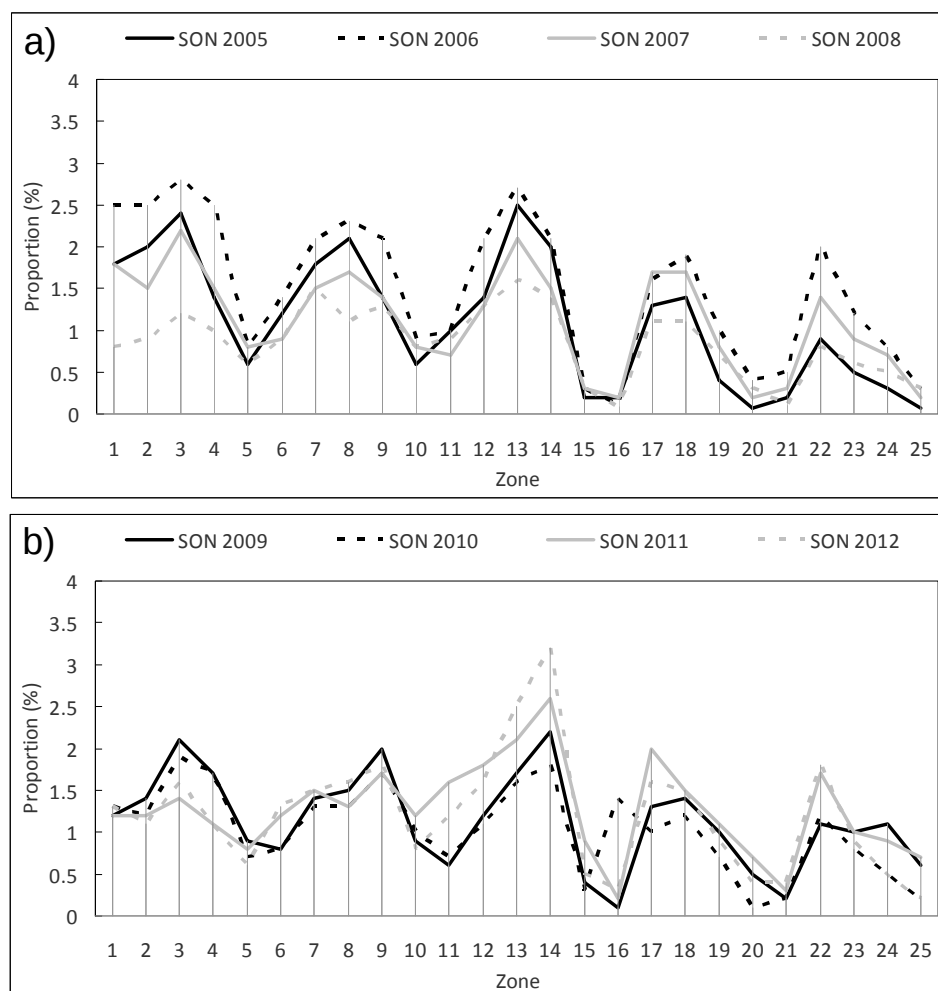


Figure 2.26 Répartition des proportions annuelles d'éclairs dans les zones réduites pendant les saisons SON de 2005-2008 (a) et de 2009-2012 (b).

Au cours des saisons MAM des quatre premières années de la période d'étude (figure 2.27a), les maxima des proportions sont toujours dans la zone 11 (10°-15°E, 5°S-0°) sauf en 2005 année pour laquelle le maximum est dans la zone contiguë orientale 12 (15E°-20°E; 5°S-0°). Pour les quatre années suivantes (Figure 2.27b), les maxima sont également toujours trouvés dans la zone 11, sauf en 2010, année où le maximum est dans la zone 14. L'emplacement du maximum des proportions au cours des saisons MAM est de loin le plus stable. Sept fois sur neuf, le maximum des proportions d'éclairs est dans la zone 11.

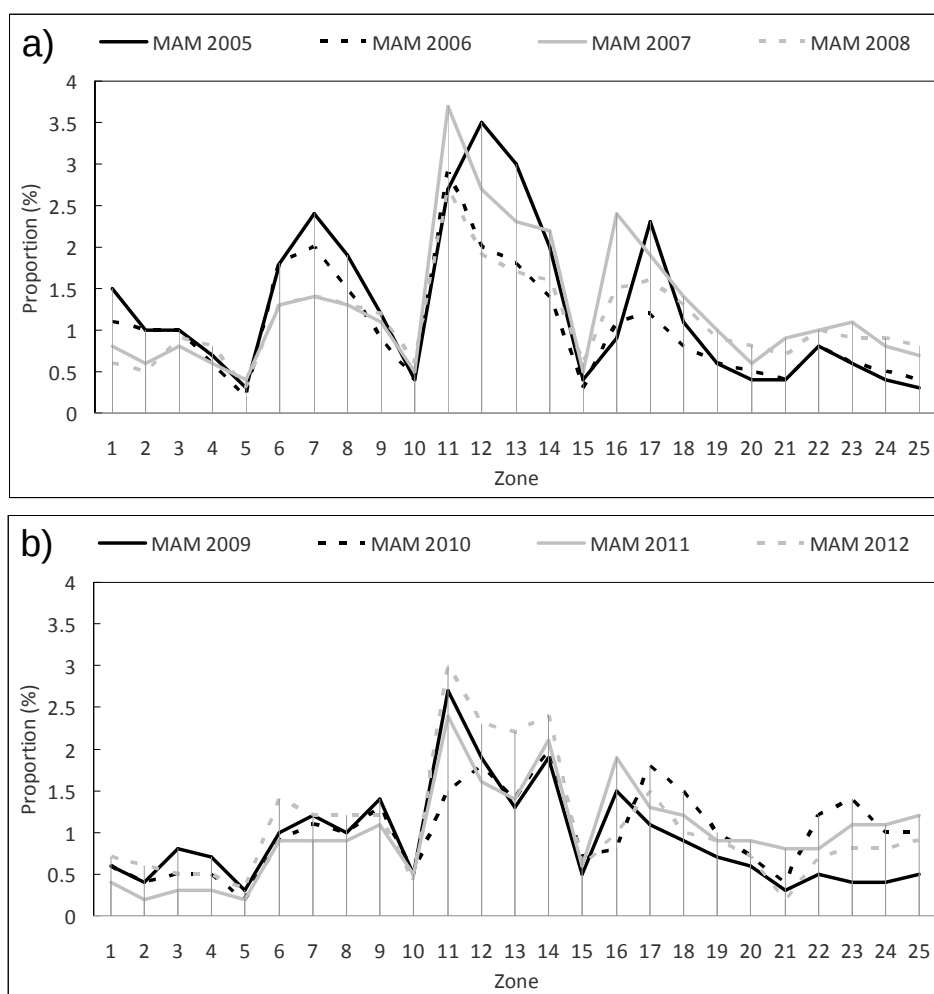


Figure 2.27 Répartition des proportions annuelles d'éclairs dans les zones réduites pendant les saisons MAM de 2005-2008 (a) et de 2009-2012 (b).

La localisation de l'activité saisonnière des maxima de proportions d'éclairs révèle une caractéristique très intéressante de la zone la plus active s'étendant de la zone 11 à la zone 14 [10° - 30° E; 5° S- 0°] et mise en exergue par le rectangle rose sur la figure 2.17. Pendant les saisons MAM, le pic de l'activité d'éclairs est toujours à l'extrémité ouest de cette zone. Pendant les saisons DJF et SON, le pic est généralement à l'extrémité Est de la zone susmentionnée. Mais pendant les saisons JJA, le maximum est généralement en dehors de cette zone mais au Nord de l'équateur. Toutes ces différentes positions des pics saisonniers d'activité d'éclairs sont compatibles avec la distribution saisonnière des MCS trouvés par Jackson *et al.* (2009) sur l'Afrique équatoriale pour les saisons correspondantes de la période 1998-2003.

II.6 Comparaison des deux zones de forte activité

Les cartes de densité d'éclairs nous ont permis d'identifier une zone de très forte activité localisée dans l'Est de la RDC et une zone de forte activité beaucoup plus vaste et plus visible dans les premières années de la période d'étude (Figure 2.11). Afin de mieux cerner les caractéristiques de leur activité respective, nous en avons réalisé une comparaison approfondie en choisissant deux zones d'égale superficie et sur la fin de la période d'étude (2012-2013) car l'efficacité de détection y est plus élevée. Nous présentons les résultats de cette comparaison où les deux zones sont désignées respectivement par ZONEMAXPR (25°E-30°E, 4°S-1°N) et ZONEMAXSEC (18°E-23°E; 4°S-1°N) et permettent d'entourer parfaitement les maxima observés. Cette comparaison a fait l'objet d'une publication dans la revue "*Natural Hazards Earth System Science*" (Kigotsi et al., 2018) que nous résumons ici.

II.6.1 Spécificités des deux zones de maxima

Quelques spécificités des deux zones de maxima d'éclairs concernent les différences entre les densités maximales d'éclairs et les nombres de jours d'orages. Ces spécificités sont illustrées pour les années 2012 et 2013. Ainsi la densité d'éclairs, exprimée en éclairs par km² a été calculée avec une résolution de 0,05° pour les années 2012 et 2013 (Figure 2.28a-b). Le nombre de jours d'orages a été calculé avec la même résolution et pour les mêmes années (Figure 2.28c-d). La figure 2.28 désigne les deux zones par les carrés blancs (ZONEMAXPR à droite et ZONEMAXSEC à gauche). Le tableau 2.5 présente les quantités d'éclairs détectés par WWLLN dans les deux zones en 2012 et 2013 ainsi que les rapports entre ces quantités. Il présente aussi les densités maximales d'éclairs pour les deux zones pour les deux années ainsi que le rapport de ces densités d'éclairs

Tableau 2.5 Quelques spécificités des deux zones de maximum.

	Quantité éclairs		Densité d'éclairs maximale	
Année	2012	2013	2012	2013
ZONEMAXPR	696144	1000687	8,62	15,33
ZONEMASEC	526278	760405	4,44	5,93
Rapport	1,323	1,316	1,941	2,585

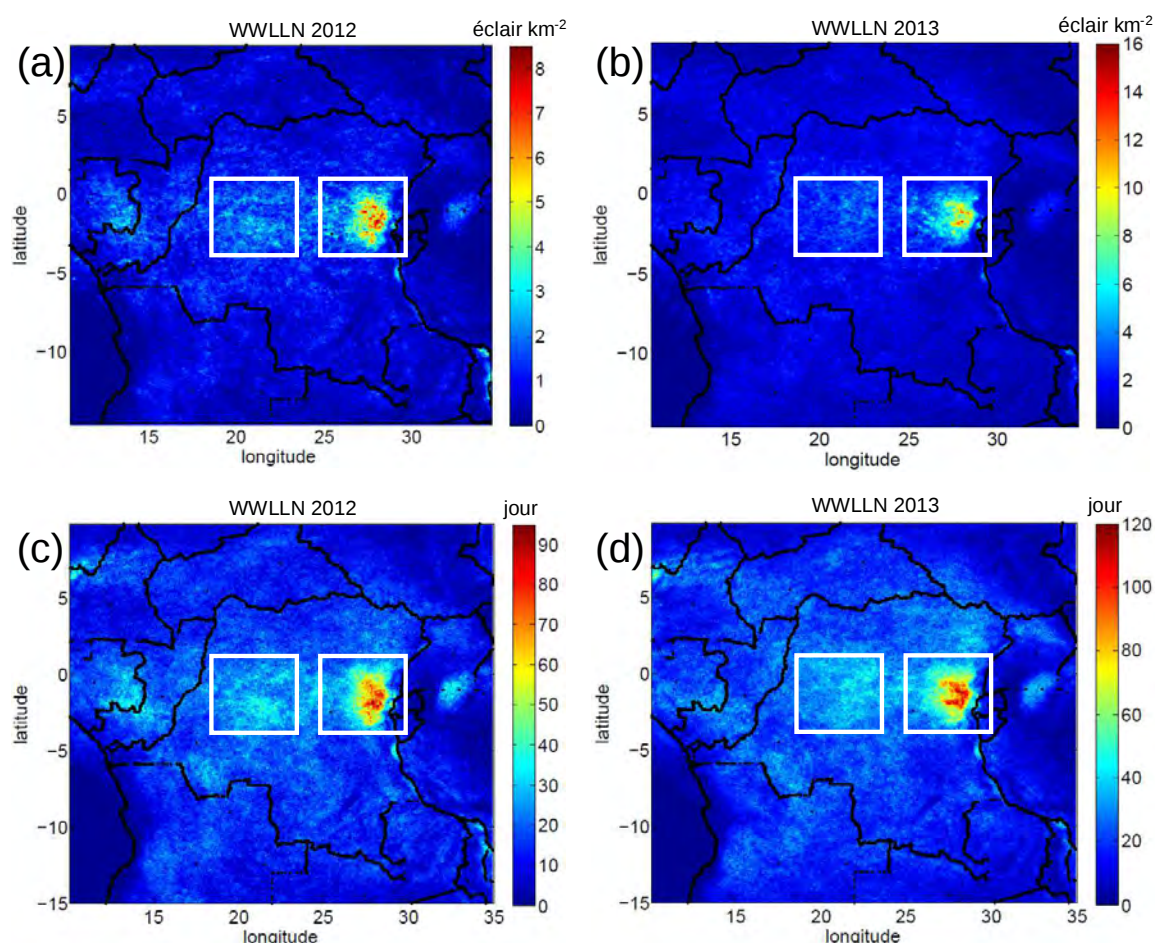


Figure 2.28 : Densité d'éclairs calculée avec la résolution de $0,05^\circ$ sur le bassin du Congo pour 2012 et 2013 respectivement (a et b) ; Nombre de jours d'orage calculé avec la résolution de $0,05^\circ$ sur le bassin du Congo pour 2012 et 2013 (c et d).

II.6.2 Comparaison de l'activité diurne

La figure 2.29 affiche les quantités horaires d'éclairs détectés par WWLLN dans la zone de maximum principal (ZONEMAXPR) et dans la zone de maximum secondaire (ZONEMAXSEC). La quantité horaire d'éclairs représente la somme des quantités d'éclairs détectés par WWLLN pendant une heure de la journée durant une année.

On constate que les quantités horaires minimale et maximale d'éclairs sont observées aux mêmes moments dans les deux zones, le matin entre 07h00 et 08h00 TU et l'après-midi à 16h00 TU, respectivement. Les grandes quantités horaires d'éclairs apparaissent l'après-midi entre 13h00 et 20h00 TU dans les deux zones. Cette observation est compatible avec Laing et al. (2011) qui ont trouvé la localisation du maximum de l'activité diurne orageuse à l'Est de la RDC, dans la même zone que notre maximum principal d'éclairs, et entre 14h00 TU et 21h00 TU. Le contraste entre minimum et maximum est nettement plus fort pour la zone du maximum principal, ce qui veut dire le cycle diurne y est plus marqué.

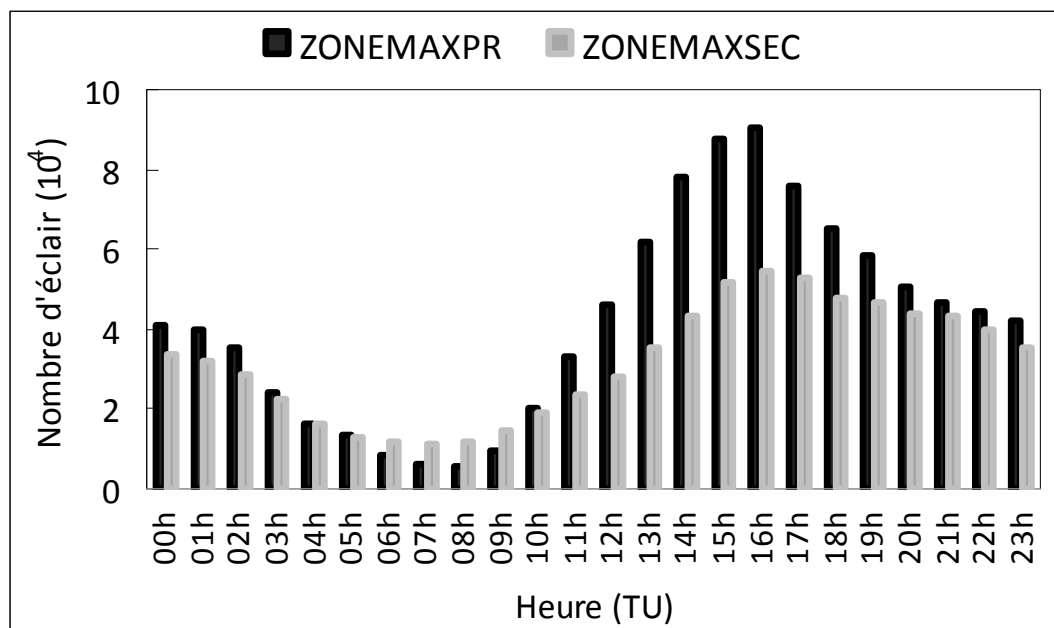


Figure.2.29 Evolutions de l'activité diurne d'éclair dans les zones de maximum principal et maximum secondaire pour l'année 2013.

L'activité orageuse est plus forte dans la zone du maximum principal que dans la zone du maximum secondaire, notamment au moment du taux maximum autour de 16h00 TU et excepté au moment du minimum entre 06h00 et 09h00. Laing et *al.* (2011) montrent que pendant cet intervalle de temps, l'activité orageuse est minimale dans l'Est de la RDC aussi bien dans la zone du maximum principal que dans celle du maximum secondaire.

II.6.3 Comparaison de la variabilité durant 363 jours et pendant les périodes de faible et de forte activité de l'année de 2013

La comparaison de l'activité d'éclair est faite entre les deux zones de maxima d'activité d'éclairs pour 363 jours de l'année 2013. Le tableau 2.6 présente les classes d'éclairs à l'aide desquelles est faite cette comparaison. Chaque classe est associée à une tranche de quantités d'éclairs. Nous avons calculé le nombre de jours correspondant à chaque classe pour chacune des deux zones. Le résultat est aussi présenté dans ce tableau.

Pour rendre plus facile l'interprétation du résultat, la distribution des jours est représentée sur la figure 2.30. On peut voir que le nombre de jours de faible activité (CL1) est bien plus grand dans ZONEMAXSEC par rapport à ZONEMAXPR (157 contre 84), tandis que le nombre de jours de forte activité (CL2 à CL6) est régulièrement plus grand dans ZONEMAXPR par rapport à ZONEMAXSEC (248 contre 168 sur l'ensemble des 5 classes). Par ailleurs, le nombre de jours avec une très grande activité (CL7 à CL11) est très petit et égal dans les deux zones (30 jours).

Tableau.2.6 Nombre de jours correspondants aux classes de nombre d'éclairs dans les deux zones de maximums pendant 363 jours de l'année 2013

NOMBRE D'ECLAIRS	CLASSES	NOMBRE DE JOURS EN ZONEMAXPR	NOMBRE DE JOURS EN ZONEMAXSEC
1-1000	CL1	84	157
1001-2000	CL2	79	58
2001-3000	CL3	70	52
3001-4000	CL4	43	29
4001-5000	CL5	38	17
5001-6000	CL6	18	12
6001-7000	CL7	12	11
7001-8000	CL8	7	10
8001-9000	CL9	2	2
9001-1000	CL10	2	2
>10000	CL11	7	5

Tableau.2.7 Nombre de jours correspondant aux classes de nombre d'éclairs dans les deux zones de maximums pendant l'année 2013 pour les périodes de forte activité (FA) et de faible activité (fa)

NOMBRE D'ECLAIRS	CLASSES	NOMBRE DE JOURS EN ZONEMAXPR		NOMBRE DE JOURS EN ZONEMAXSEC	
		FA	fa	FA	fa
1-1000	CL1	35	24	73	48
1001-2000	CL2	29	29	27	20
2001-3000	CL3	39	18	24	9
3001-4000	CL4	22	11	12	6
4001-5000	CL5	25	7	8	2
5001-6000	CL6	11	1	9	1
6001-7000	CL7	8	1	7	1
7001-8000	CL8	2	1	8	1
8001-9000	CL9	1	0	2	0
9001-1000	CL10	2	0	1	1
>10000	CL11	5	0	4	1

La comparaison de l'activité d'éclair pendant les 6 mois de forte activité (FA) et les 3 mois de faible activité (fa) d'éclair de l'année 2013 est faite de la même manière entre les deux zones. Nous avons établi au point II.3.1, que la période de forte activité comprend les mois de janvier-mars et octobre-décembre et la période de faible activité, les mois de juin-août. Le résultat est présenté dans le tableau 2.6 et illustré sur la figure 2.31. Nous constatons que durant les deux périodes la tendance générale est la même que pour la variabilité annuelle obtenue sur 363 jours. La fréquence de jours avec des faibles quantités d'éclairs est plus grande dans la zone de maximum secondaire, inversement la fréquence de jours avec des grandes quantités d'éclairs est plus grande dans la zone de maximum principal. La fréquence de jours avec des quantités extrêmement grandes est petite et presque égale dans les deux zones.

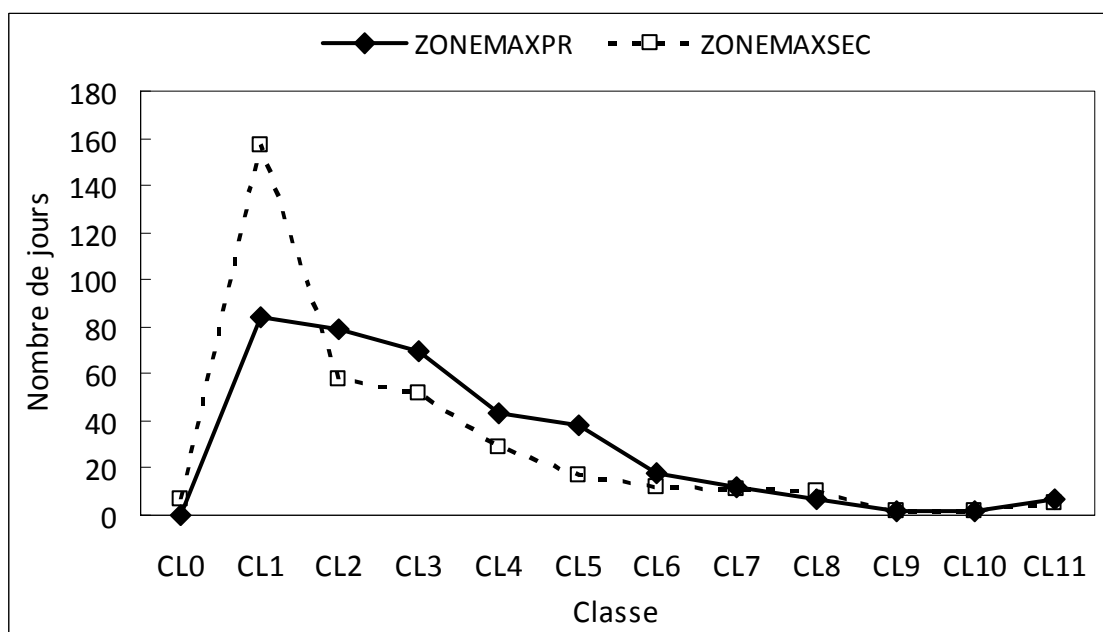


Figure.2.30 Comparaison de l'activité d'éclair dans les zones de maxima principal et secondaire pour 363 jours de l'année 2013.

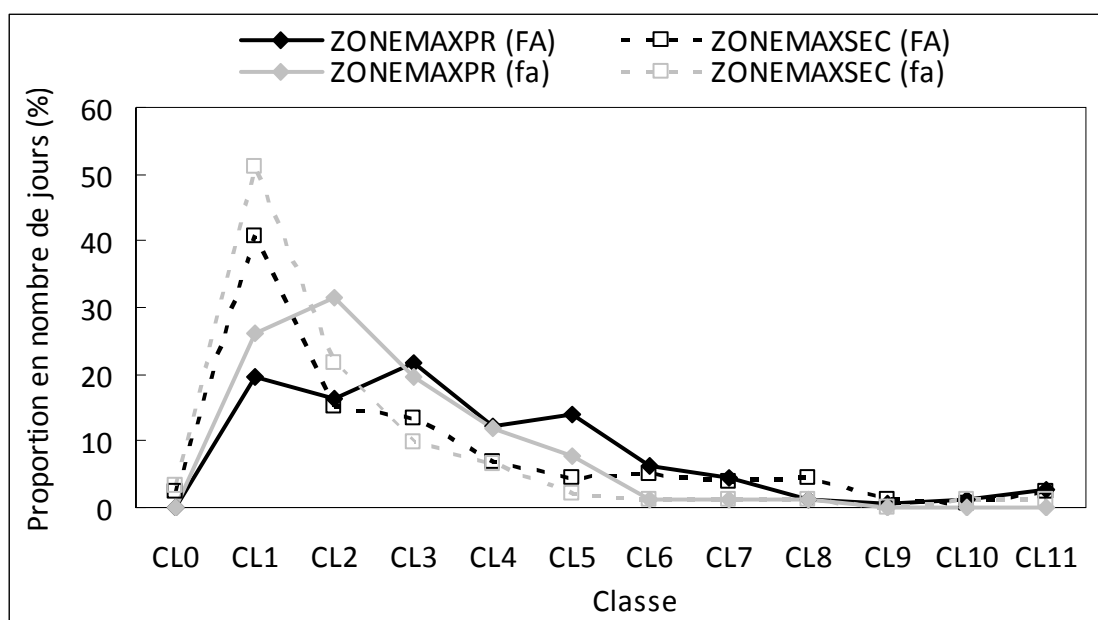


Figure.2.31 Comparaison de l'activité d'éclair dans les zones de maxima principal et secondaire pour les périodes de forte activité (FA) et faible activité (fa) de l'année 2013.

II.6.4 Tests de corrélation entre les activités d'éclairs des deux zones de maxima

La figure 2.32a présente le résultat de la corrélation entre les nombres d'éclairs vus par WWLLN chaque jour dans ZONEMAXPR et dans ZONEMAXSEC pour l'année 2013 dans la configuration 00h00 du jour J à 24h00 du Jour J. On trouve que le coefficient de corrélation **R** est de 0,34. Donc la corrélation est faible mais pas nulle entre l'activité d'éclairs dans la zone du maximum principal et dans la zone du maximum secondaire à l'échelle de la journée. La distribution des points sur cette figure traduit la tendance mise en évidence par les figures 2.30 et 2.31 dans la mesure où les valeurs faibles sont plus nombreuses dans ZONEMAXSEC. C'est pourquoi nous avons une plus grande concentration des points près de l'axe vertical que près de l'axe horizontal.

Une corrélation non nulle entre les activités des deux zones signifie qu'il peut exister une influence entre ces zones ou une cause commune pour expliquer l'activité orageuse. L'influence la plus naturelle qui puisse être supposée entre les deux zones résulterait probablement des orages se propageant de l'Est vers l'Ouest, qui partent de ZONEMAXPR et atteignent ZONEMAXSEC. On peut aussi avoir une propagation des conditions favorables au développement des orages. Il faut noter tout de même que l'étude est faite à l'échelle de la journée et comme les orages se développent en fin de journée, l'activité orageuse peut se manifester le lendemain dans la zone ZONEMAXSEC qui est plus à l'ouest de plusieurs centaines de kilomètres.

Tableau.2.8 Test de corrélation entre 24 heures sur ZONEMAXPR et 24 heures sur ZONEMAXSEC dans la configuration de 06h00 de jour J à 06h00 de jour J+1.

Jour (J)	Jour (J+1)	R	Jour (J)	Jour (J+1)	R
04 mars 2013	05 mars 2013	0,77	7 septembre 2013	8 septembre 2013	0,67
16 aout 2013	17 aout 2013	0,70	21 novembre 2013	22 novembre 2013	0,68
17 aout 2013	18 aout 2013	0,90	22 novembre 2013	23 novembre 2013	0,78

Comme le cycle des orages se déroule sur la période de 06h00 d'un jour quelconque à 06h00 le lendemain, il est pertinent de regarder aussi la corrélation sur la période orageuse journalière. Ainsi nous avons testé la corrélation entre 24 heures sur ZONEMAXPR et 24 heures sur ZONEMAXSEC dans la configuration 06h00 du jour J à 06h00 du jour J+1 pour les deux zones et pour l'année 2013. Le résultat est illustré par la figure 2.32b. Nous constatons que la corrélation sur le cycle diurne donne le plus faible coefficient de corrélation car $R = 0,25$. Force est de constater que la plupart des jours les activités d'éclairs des deux zones sont non corrélées. Cependant des situations corrélées existent quelques fois. A titre indicatif, le tableau 2.7 présente quelques cycles diurnes corrélés. Par exemple pour le cycle diurne du 17 au 18 aout 2013, le coefficient de corrélation **R** est égal à 0,9.

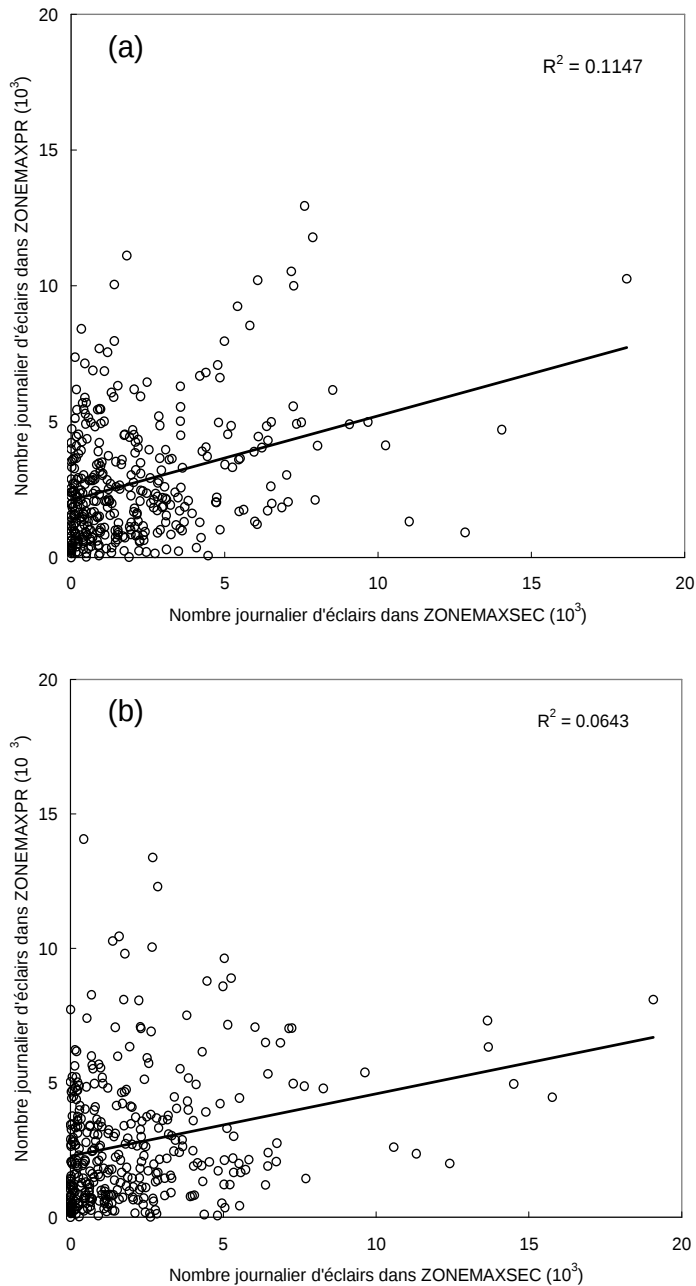


Figure 2.32. Diagrammes de corrélation entre les nombres journaliers d'éclairs de chaque zone en 2013: (a) pour les jours calendaires (00h00-24h00 TU) et (b) pour les jours selon le cycle d'activité orageuse (06h00 TU du jour J - 06h00 TU du jour J+1).

II.6.5 Comparaison de l'activité mensuelle

La figure 2.33 illustre les proportions mensuelles d'éclairs détectés dans les deux zones de maxima au cours des années 2012 (a) et 2013 (b). Elle montre que la

proportion minimale est toujours en août et dans la zone ZONEMAXSEC (environ 3 à 4%). La proportion maximale est aussi dans ZONEMAXSEC mais sur des mois différents en 2012 et 2013 (environ 14 %). Ces deux caractéristiques montrent que le contraste saisonnier est plus fort dans ZONEMAXSEC que dans ZONEMAXPR. Ce résultat est dû à la migration de la ZCIT. La zone ZONEMAXPR est moins impactée par la migration de la ZCIT car le déclenchement des orages y a une origine très locale. Le graphe 2.33c montre l'évolution des proportions sur une période de 3 ans afin de montrer le cycle saisonnier. La régularité est dans ce cas plus importante dans la mesure où l'on retrouve d'année en année la même zone dominante pour une saison donnée.

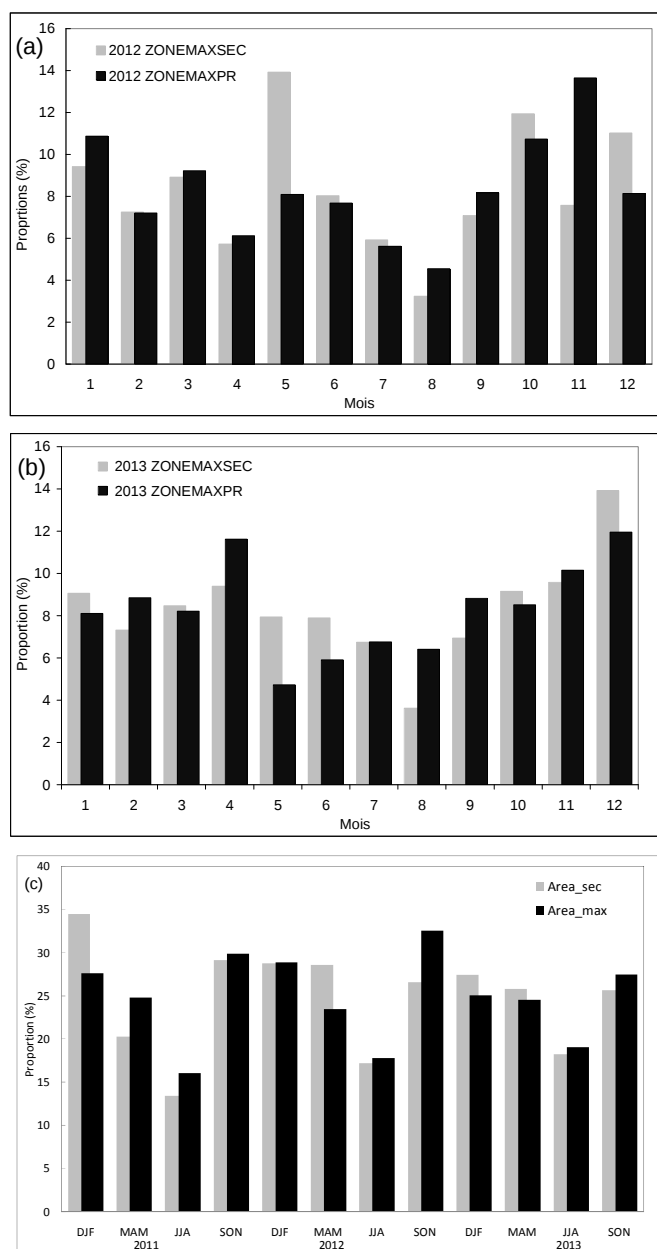


Figure. 2.33 Comparaison de l'activité mensuelle d'éclairs dans ZONEMAXPR et ZONEMAXSEC pour les années 2012 (a) et 2013 (b). Activité saisonnière sur la période 2011-2013 pour les deux zones (c).

III. ANALYSE DE L'ACTIVITE ORAGEUSE DANS LE BASSIN DU CONGO: ETUDE DE QUELQUES EVENEMENTS ORAGEUX

III.1 Données et méthodologie

Nous allons analyser la corrélation entre l'activité d'éclairs, l'activité orageuse et les caractéristiques nuageuses d'une part, et entre l'activité orageuse et les conditions météorologiques d'autre part, à partir de l'étude de quelques événements orageux. L'activité d'éclairs est caractérisée à l'aide des données d'éclairs fournies par le réseau global WWLLN, déjà décrites dans la partie II. Les caractéristiques nuageuses et l'activité orageuse sont examinées en utilisant les températures de sommets des nuages contenues dans les données issues du satellite géostationnaire Météosat seconde génération (MSG) et les surfaces de sommets de nuages que ces températures permettent de calculer.

Le radiomètre imageur SEVIRI (Spinning Enhanced Visible and Infrared Imager) équipant le satellite MSG enregistre la radiance terrestre dans 12 canaux dont 9 dans l'infrarouge. Ce sont les canaux infrarouges entre 9,8 μm et 13 μm qui sont utilisés pour l'information température de sommets des nuages. Le radiomètre réalise un balayage du disque terrestre toutes les 15 minutes avec une résolution de 3 km au nadir.

Les données disponibles se présentent sous forme compressée dans des fichiers dont le nom correspond à la date et à l'heure du début du balayage du disque terrestre, par le satellite, qui se fait du sud au nord et qui dure 12 minutes environ. Ainsi le balayage dans la zone équatoriale se fait à mi-balayage, c'est-à-dire 6 minutes après le début. Ce laps de temps est important à prendre en compte pour la superposition des informations éclairs et température de sommet de nuage lorsqu'elle est réalisée. Le traitement de ces fichiers peut se faire grâce à une chaîne de programmes successifs qui réalisent des matrices de températures, des calculs d'aires fractionnelles (aires correspondant à une température supérieure à un seuil ou comprise entre 2 valeurs), des déterminations de température minimale etc...

Ces études de corrélation vont dévoiler les informations apportées par les éclairs et la distribution spatiale des températures ainsi que par l'évolution des aires fractionnelles de sommets de nuages. Ces informations peuvent concerner l'intensité orageuse, la localisation des orages, le déplacement des orages, la variabilité de l'activité orageuse, l'interaction entre différentes cellules orageuses, la détermination de structures orageuses dans les masses nuageuses, les récurrences orageuses, l'étalement d'orages, les zones et les conditions de développement des orages.

Les données ERA-INTERIM de ré-analyses vont aussi être utilisées pour fournir quelques corrélations entre les activités d'orages et d'éclairs et certains paramètres météorologiques tels que la CAPE, l'humidité, les pluies convectives...

Nous nous focalisons sur l'année 2013 pour l'étude de ces corrélations en choisissant des périodes actives. Dans un premier temps nous analysons l'activité à l'échelle journalière sur quelques mois de l'année et les conditions météorologiques afin de déterminer celles qui génèrent le plus d'activité orageuse, ainsi que les paramètres importants qui les caractérisent. Dans un deuxième temps nous choisissons quelques périodes afin d'analyser en détail les corrélations évoquées.

Outre la reconstitution de la couverture nuageuse, les multiples longueurs d'ondes utilisées par le capteur SEVIRI, permettent de restituer des contenus en gaz

atmosphérique, de mesurer la température de l'atmosphère et son contenu en vapeur d'eau. Les données fournies par ce capteur ont ainsi servi dans plusieurs études telles que l'identification des nuages précipitants (Haralambos et Giannakos, 2010), l'estimation des pluies (Levizzani, 2003), la détection statistique des nuages (Amato et al., 2007), la distinction des nuages pluvieux et non pluvieux (Nauss et Kokhanovsky, 2006; Thies et al., 2008), la classification des pluies convectives et stratiformes (Giannakos et Haralambos, 2012), l'évaluation des propriétés semi-analytiques de nuages (Kuhnlein et al., 2013).

III.2 CAPE et Activité journalière d'éclairs des mois de mars et décembre 2013

La figure 3.1 montre l'activité journalière d'éclairs durant les mois de mars et de décembre 2013, ainsi que les aires fractionnelles en valeur de CAPE pour la zone d'étude.

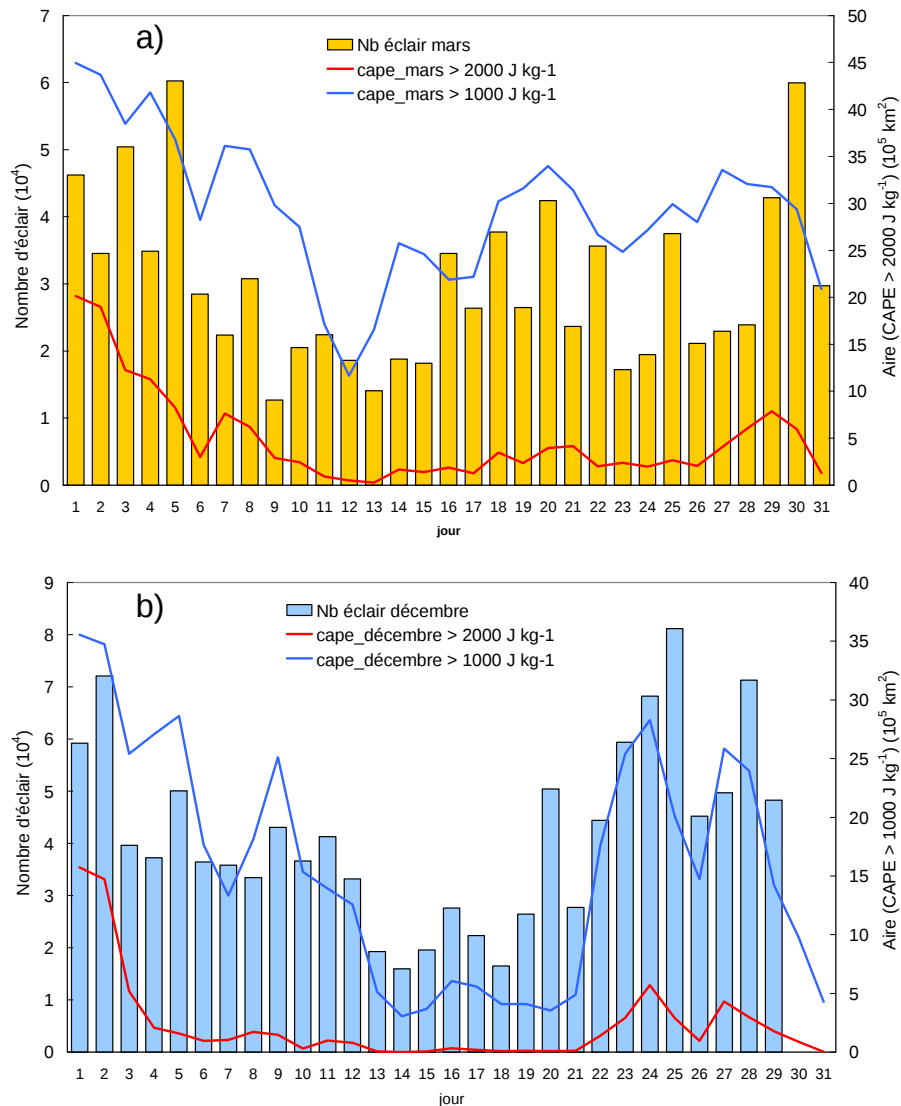


Figure 3.1. Activité journalière d'éclairs et aire fractionnelle de CAPE pour 2 valeurs de seuil, 1000 J kg⁻¹ et 2000 J kg⁻¹, pour mars (a) et décembre (b) 2013 sur la zone d'étude.

L'aire fractionnelle est calculée en considérant les valeurs de CAPE issues de la base ERA-Interim de réanalyses. Ces valeurs de CAPE étaient disponibles à 3 moments de la journée (00h00, 18h00 et 21h00 TU) et à une résolution de 0,125° × 0,125°. L'aire fractionnelle est donc calculée comme la surface où la CAPE est supérieure à un seuil, pour 2 valeurs de ce seuil, 1000 et 2000 J kg⁻¹. Pour chaque jour nous faisons la moyenne des trois valeurs quotidiennes de la CAPE et l'aire calculée est exprimée en km².

Nous remarquons que l'activité d'éclairs est nettement plus forte pour certains jours que pour d'autres. C'est parmi ces jours de forte activité que nous choisirons quelques périodes afin d'analyser en détail les corrélations entre l'activité d'éclairs, l'activité orageuse et les caractéristiques nuageuses d'une part, entre l'activité orageuse et les conditions météorologiques d'autre part, à partir de quelques études de cas.

C'est le cas au début du mois de mars, puis autour du 20 mars et à la fin du mois de mars (Figure 3.1a). Les courbes d'aire fractionnelle de CAPE suivent globalement l'allure de l'évolution du taux journalier d'éclair. Le début du mois de mars est marqué par de très fortes valeurs autour de 40×10^5 km² pour l'aire à 1000 J kg⁻¹ et de 15 à 20×10^5 km² pour celle à 2000 J kg⁻¹. Les taux d'éclair journaliers oscillent entre 35 et 60×10^4 au début du mois de mars. Les deux aires et le taux d'éclair diminuent simultanément jusqu'au 13 mars environ, avec des fluctuations, notamment pour le taux d'éclair. Jusqu'à la fin du mois de mars, les évolutions se font de manière plus ou moins corrélée.

Le graphe de la figure 3.1b illustre de la même manière cette corrélation entre taux d'éclairs et aires fractionnelles de la CAPE. Une période très active apparaît à la fin du mois de décembre avec des valeurs de 20 à 30×10^5 km² pour l'aire à 1000 J kg⁻¹ et de l'ordre de 5×10^5 km² pour celle à 2000 J kg⁻¹. La figure 3.1b indique un manque de données d'éclairs pour les deux derniers jours du mois de décembre.

III.3 Densité d'éclairs et CAPE pendant les périodes choisies

III.3.1 Période 02-06 mars 2013

La figure 3.2a représente la densité d'éclairs, avec 0,1° de résolution, pour chaque jour calendaire (de 00h à 24h), du 02 mars au 06 mars 2013 et la densité moyenne pour les cinq jours avec la même résolution. Des signatures de forte activité sont mises en évidence très localement, avec des contrastes importants de densité d'éclairs.

Les échelles de densité, adaptées à la dynamique des valeurs dans chaque graphe, sont assez proches d'un jour à l'autre avec un maximum autour de 1 éclair km⁻². Pour le cumul des 5 jours visible sur le premier graphe, la valeur maximale (1,5 éclair km⁻²) est à peine plus grande, ce qui signifie que l'activité orageuse importante se retrouve rarement au même endroit à cette échelle de 5 jours. On voit apparaître sur le cumul d'activité la zone de densité maximale déjà repérée dans la climatologie de la partie II de ce document, et elle est principalement due à l'activité du 4 mars.

La figure 3.2b représente la distribution des valeurs de CAPE pour chaque jour du 2 au 7 mars 2013, à 18h00 TU. Les fortes valeurs sont souvent localisées dans

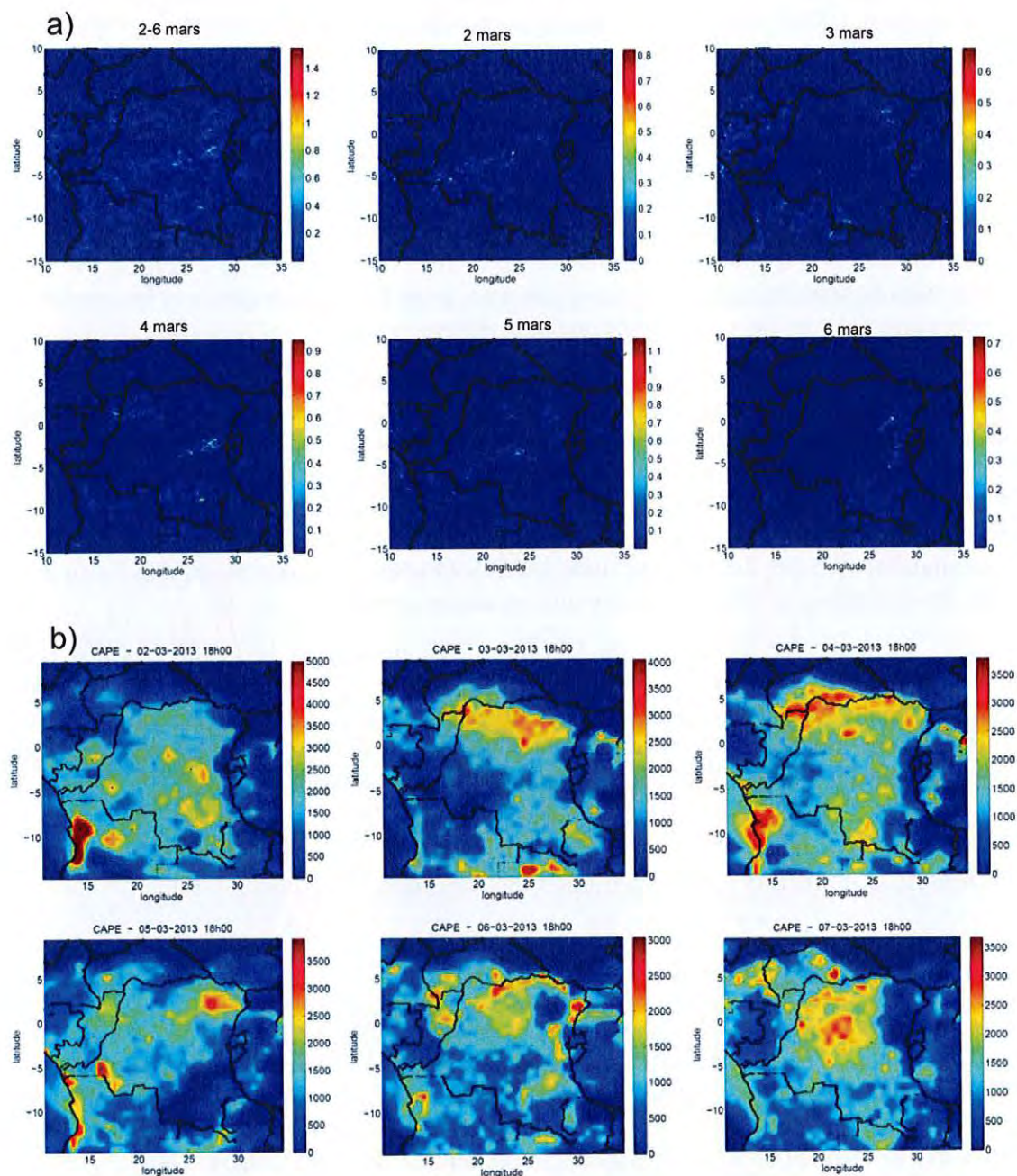


Figure 3.2. a) Densité d'éclairs sur la zone d'étude (km^{-2}), moyennée du 02 mars au 06 mars 2013 et pour chaque jour calendaire (de 00h à 24h), calculée avec une résolution de $0,1^\circ \times 0,1^\circ$. b) CAPE en J kg^{-1} calculée avec une résolution de $0,125^\circ \times 0,125^\circ$ du 2 au 7 mars.

Les fortes valeurs de CAPE ne correspondent pas systématiquement à des fortes valeurs de densité d'éclairs quand on compare les deux séries de graphe de la figure 3.2. En effet, le 2 mars les plus fortes valeurs de CAPE ($> 5000 \text{ J kg}^{-1}$) se trouvent le long de la côte atlantique alors que les fortes densités d'éclairs sont au centre de la zone et dans l'Ouest de la RDC. Toutefois, les fortes valeurs de densité d'éclairs de ce jour-là correspondent à des valeurs de CAPE assez fortes de l'ordre de 3000 J kg^{-1} (23°E ; 3°S ou encore 18°E ; 5°S). Pour

se trouvent le long de la côte atlantique alors que les fortes densités d'éclairs sont au centre de la zone et dans l'Ouest de la RDC. Toutefois, les fortes valeurs de densité d'éclairs de ce jour-là correspondent à des valeurs de CAPE assez fortes de l'ordre de 3000 J kg^{-1} (23°E ; 3°S ou encore 18°E ; 5°S). Pour le 3 mars, on a également des fortes densités d'éclairs dans le Nord-Est de la RDC pour des fortes valeurs de CAPE ($> 3000 \text{ J kg}^{-1}$). Pour les autres jours, on voit aussi que les éclairs sont denses dans des régions de forte valeur de CAPE mais les fortes valeurs de CAPE n'entraînent pas systématiquement des orages intenses. Dans la figure 3.2 les valeurs de CAPE sont déterminées à 18h00 TU, il faut également tenir compte d'autres moments de la journée, ce qui sera fait pour des études de cas à échelle spatio-temporelle plus fine.

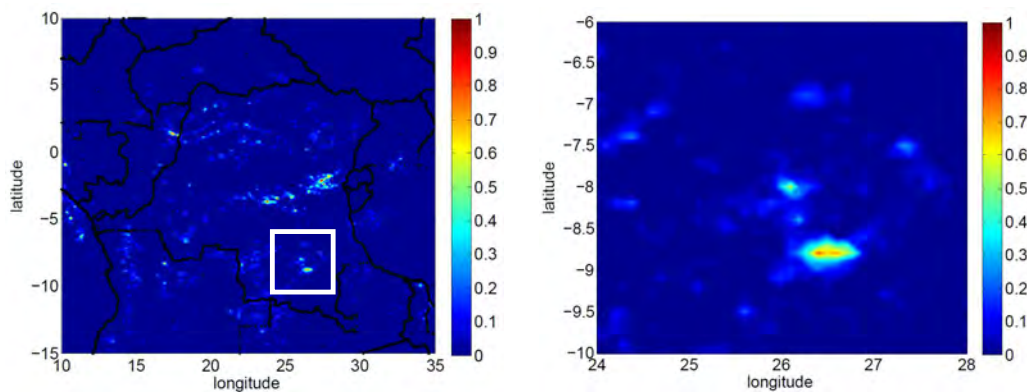


Figure 3.3. Densité éclair calculée avec $0,1^\circ$ de résolution pour la période du 04 au 05 mars 2013 (06h00-06h00), à gauche dans toute la zone et à droite dans la zone spécifiée par le carré blanc.

La figure 3.3 représente la densité d'éclairs calculée avec $0,1^\circ$ de résolution pour la période 04-05 mars (06h00-06h00). Le graphe de gauche concerne toute la zone tandis que celui de droite représente le zoom sur la zone du maximum d'activité (cadre blanc dans le graphe de gauche). La signature de l'activité maximale est observée autour du point de coordonnées géographiques ($26,5^\circ\text{E}$; $8,75^\circ\text{S}$) correspondant à l'emplacement du Lac Upemba. On voit bien que la forte densité est très localisée et contrastée avec le reste de la zone.

III.3.2 Période 21-28 décembre 2013

La figure 3.4 représente la densité éclair avec $0,1^\circ$ de résolution pour la période 21-24 décembre 2013 et pour chaque jour calendaire (de 00h à 24h). Tandis que la figure 3.6 représente la densité d'éclairs pour chaque jour calendaire du 25 au 28 décembre 2013 et la densité moyenne pour les huit jours (21-28) avec la même résolution. Des signatures d'activité avec des maxima, manifestées par des contrastes de densité d'éclairs, interviennent à différentes localisations d'un jour à l'autre. La moyenne des huit jours témoigne une activité importante durant cette période. Avec ces 8 jours on voit déjà se former le maximum localisé à l'ouest du lac Kivu commenté dans la partie II du document.

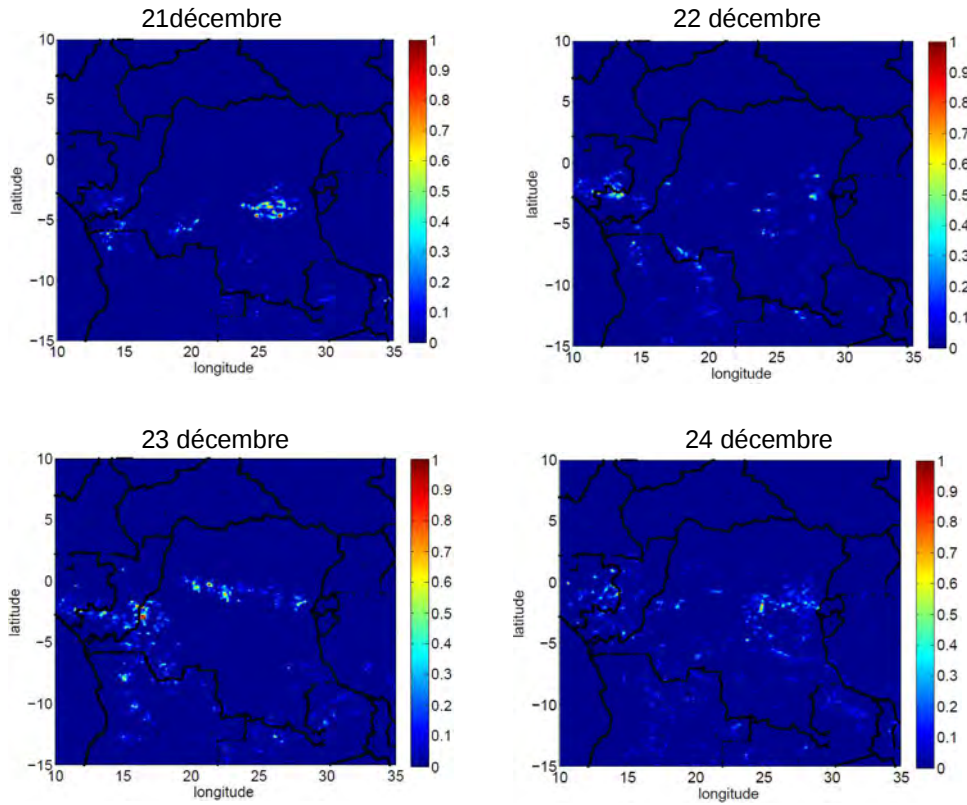


Figure 3.4. Densité d'éclairs calculée avec $0,1^\circ$ de résolution pour les jours calendaires (de 00h à 24h) du 21 décembre au 24 décembre 2013.

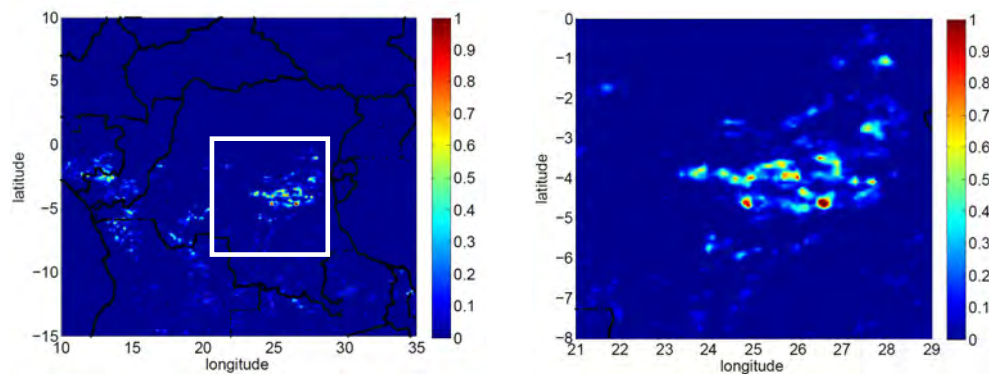


Figure 3.5. Densité éclair avec $0,1^\circ$ de résolution. A gauche : 21-23 décembre (06h00-06h00) sur toute la zone d'étude. A droite: zoom sur la zone spécifiée par le cadre blanc pour 21-23 décembre.

La figure 3.5 représente la densité d'éclairs avec $0,1^\circ$ de résolution pour la période 21-23 décembre 2013 (06h00 à 06h00). Le cadre blanc tracé sur le graphique de gauche met en évidence la zone du maximum d'activité correspondant à cette période. Le

graphique de droite représente le zoom sur la zone spécifiée par le rectangle blanc. Deux maximums aigus sont observés aux points de coordonnées géographiques (24,9°E; 4,9°S) et (26,7°E; 4,9°S). Mais non loin de ces maximums il y a une distribution de densités remarquablement fortes. Les fortes densités sont encore une fois assez localisées et bien contrastées avec le reste de la zone.

La figure 3.6 illustre les distributions de CAPE pour les six jours du 21 au 26 décembre sur toute la zone. Par rapport à la figure 3.2 relative au mois de mars, nous voyons ici que les plus fortes valeurs de CAPE sont réparties un peu plus vers le Sud de la zone d'étude. Ce contraste est associé à la migration de la ZCIT. Ainsi, la bande supérieure au-delà de 5°N est rarement concernée par des fortes valeurs sauf très localement au nord-est de la zone (par exemple les 22 et 23 décembre). Alors que le cumul d'éclairs du 21 au 28 décembre (Figure 3.7) nous montre des fortes densités dans la bande 5°S-0°, les plus fortes valeurs de CAPE sont plutôt au nord de cette bande (dans la bande 0°-5°N).

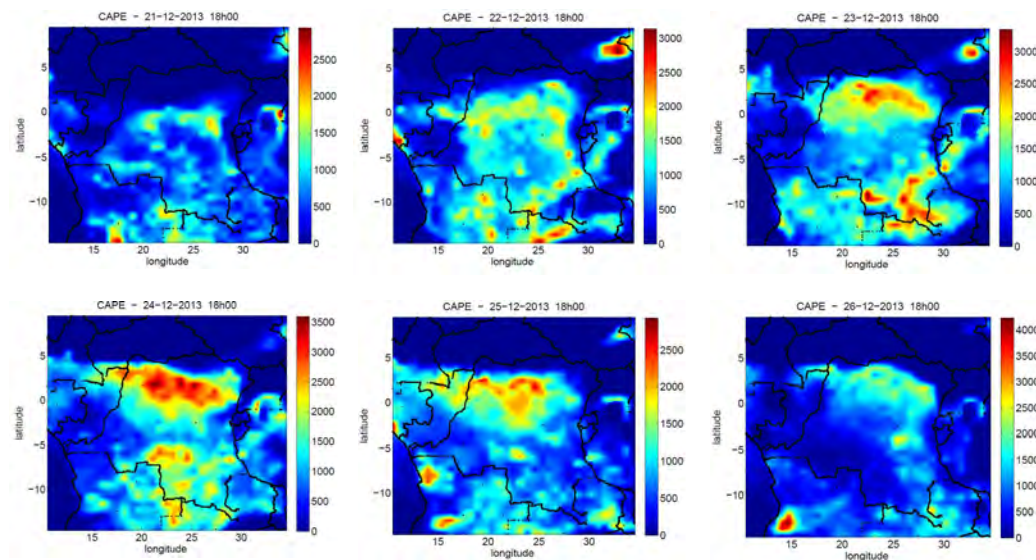


Figure 3.6. CAPE en $J\ kg^{-1}$ calculée avec une résolution de $0,125^\circ \times 0,125^\circ$ du 21 au 26 décembre.

Toutefois les valeurs de CAPE sont en général assez fortes dans les zones de forte densité d'éclair dans les comparaisons jour par jour : le 21 décembre dans la bande 5°S-0° autour de 25-27°E, le 22 décembre dans la bande 5°S-0° autour de 28°E, le 23 décembre autour de 0° et 20°E... Par contre les fortes valeurs de CAPE n'entraînent pas toujours une forte activité d'éclairs car il faut d'autres conditions comme un taux d'humidité suffisant et des conditions favorables de déclenchement de la convection. Il faut examiner la distribution des valeurs de CAPE à des temps différents de la journée, ce qui sera fait par la suite pour des études de cas.

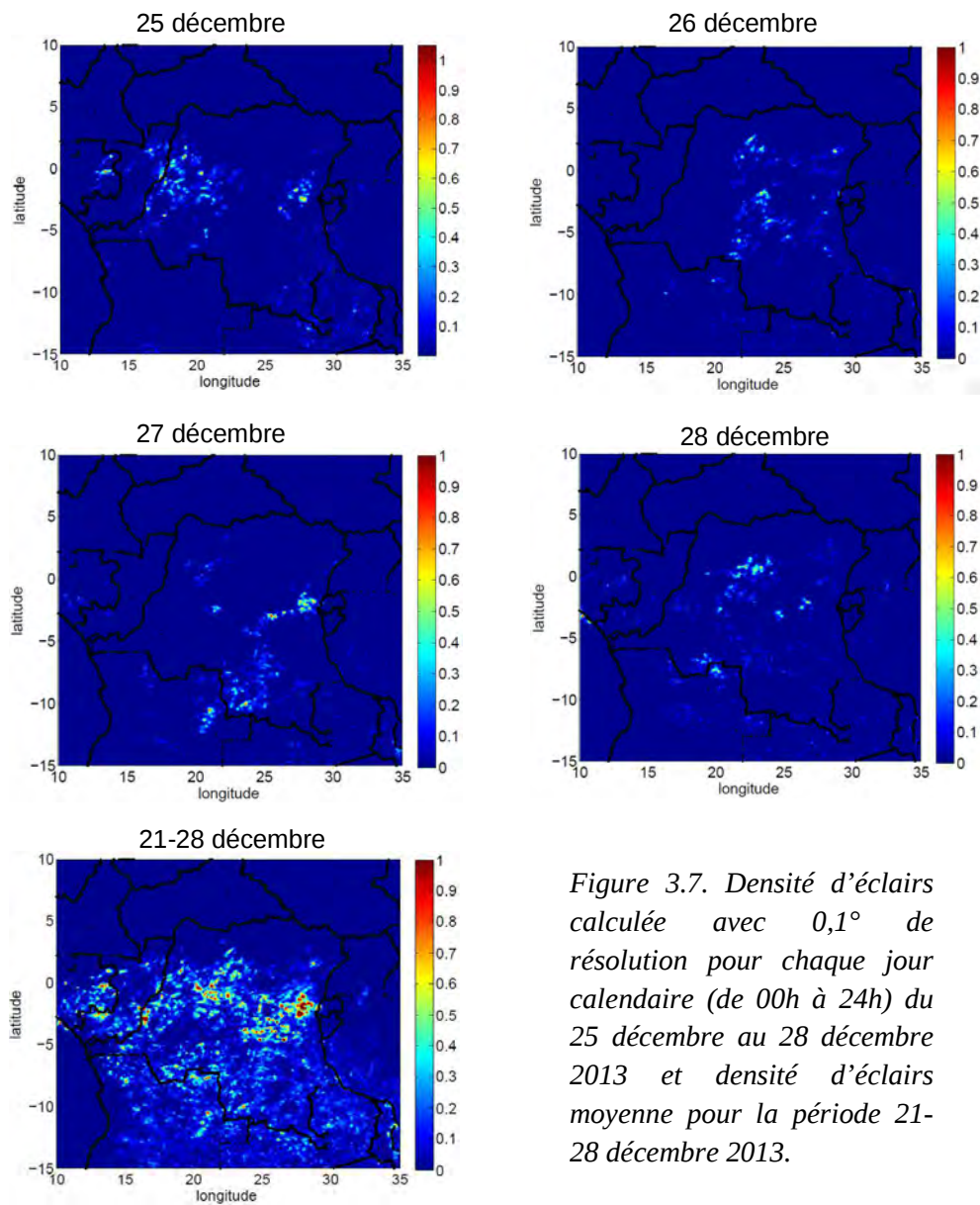


Figure 3.7. Densité d'éclairs calculée avec $0,1^\circ$ de résolution pour chaque jour calendaire (de 00h à 24h) du 25 décembre au 28 décembre 2013 et densité d'éclairs moyenne pour la période 21-28 décembre 2013.

III.4 Corrélations entre activité d'éclairs, activité orageuse et caractéristiques nuageuses pour les cas d'étude

L'analyse détaillée des corrélations entre l'activité d'éclairs, l'activité orageuse et les caractéristiques nuageuses va être développée pour 4 événements orageux choisis comme des cas d'étude. Le premier cas concerne la période 04-05 mars 2013 pour la zone I définie par les coordonnées géographiques (25°E - 28°E; 7°S - 10°S). Le deuxième cas concerne la même période pour la zone II définie par (26°E - 29°E; 1°S - 4°S). Tandis que le troisième cas concerne la période 25-26 décembre 2013 pour la zone III définie par (25°E - 30°E; 0° - 5°S). Enfin le quatrième cas est une illustration de l'activité orageuse sur le lac Victoria par un événement orageux produit le 17 août 2013 dans la zone IV définie par l'intervalle (31°E - 35°E; 1°N - 3°S).

Pour chaque cas, les éclairs détectés par WWLLN sur une période de 15 minutes centrée sur l'heure de l'image météosat correspondante seront superposés à la distribution des températures de sommets des nuages. L'évolution de plusieurs paramètres (taux d'éclairs, température minimale du sommet de nuage, aires nuageuses fractionnelles en température de sommet de nuage, densité temporelle d'éclairs) sera tracée sur une période correspondant à l'activité orageuse. L'aire fractionnelle est définie ici par la surface $A(\tau_1; \tau_2)$ de nuage dont la température du sommet T est comprise entre τ_1 et τ_2 :

$$A(\tau_1; \tau_2) = \sum_i A_i(T) \quad \text{avec } \tau_1 > T > \tau_2 \quad (3.1)$$

III.4.1 Cas de la période 04-05 mars 2013 pour la zone I

La corrélation spatiale entre l'activité d'éclairs et l'activité orageuse, dans la zone I (25°E - 28°E ; 7°S - 10°S), durant une partie de la période 04-05 mars 2013, est exprimée par la superposition des éclairs et des structures orageuses illustrée par la figure 3.8. Cette figure montre quelques séquences de l'activité orageuse qui a eu lieu dans la zone I le 04 mars de 19h30 à 23h00. Elle montre la distribution des températures de sommets de nuages avec une résolution de 0,03° et la localisation des éclairs à l'aide des croix blanches superposées. Les masses nuageuses élevées se dessinent alors par les températures inférieures à -40°C dans la zone.

Les structures orageuses sont caractérisées par des températures croissantes vers la périphérie, en accord avec Wang et Liao (2006). Elles exhibent aussi des zones convectives, de 10 km à 30 km de diamètre, distinguées par des températures très basses et des amas d'éclairs. En accord avec Soula *et al.* (2014), une forte proportion des éclairs est concentrée dans les parties les plus froides des structures orageuses, de 20h15 à 22h00 notamment.

Nous pouvons proposer une explication à cette observation. Les éclairs CG, que le réseau WWLLN détecte principalement, sont émis pendant la phase mature des cellules orageuses lorsque les fortes ascendances favorisent les chocs des hydrométéores et par conséquent l'électrification du nuage et la production d'éclairs.

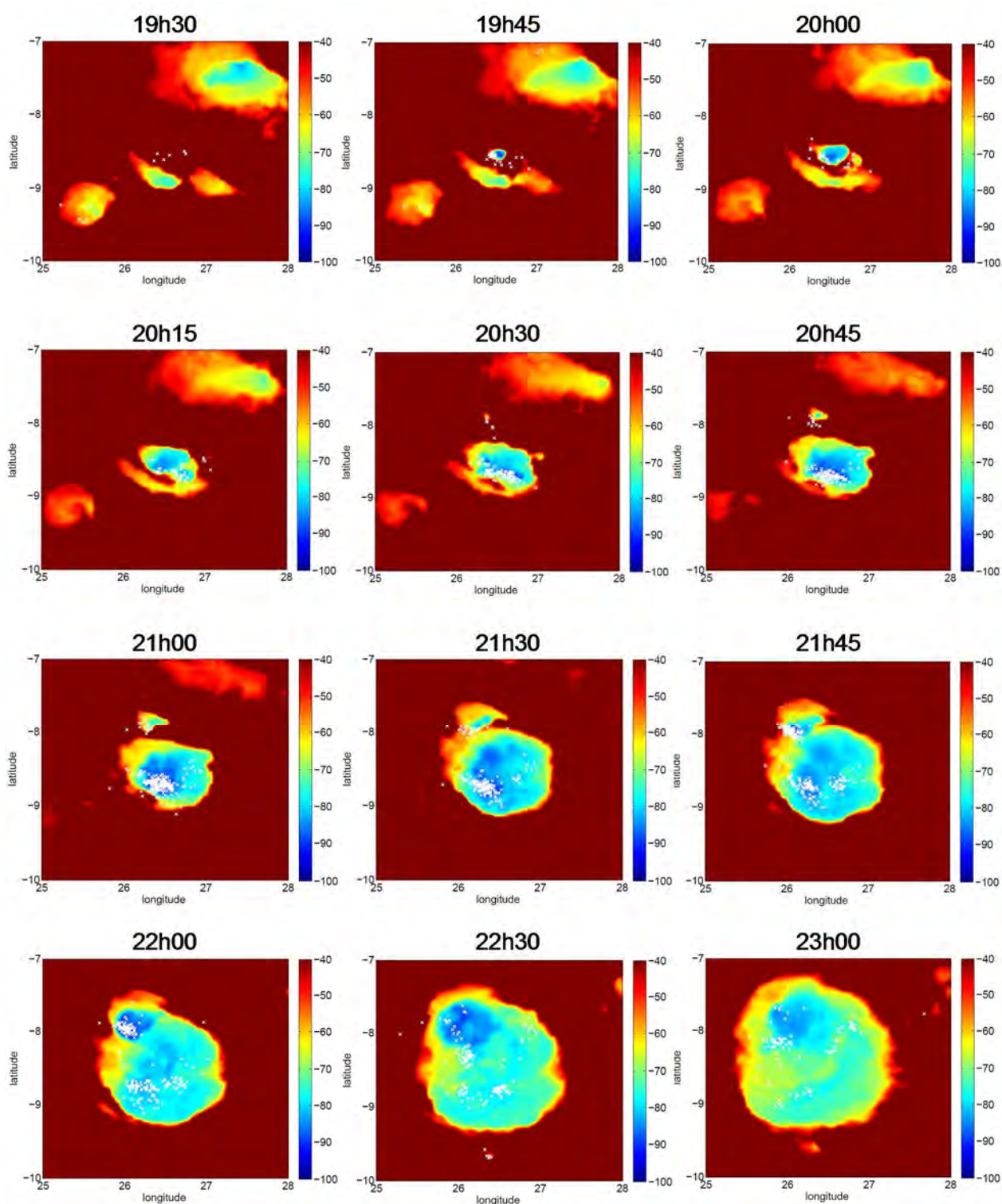


Figure 3.8. Corrélation spatiale entre l'activité d'éclairs (croix blanches) et l'activité orageuse représentée par la température de sommet de nuages dans la zone I, le 04 mars 2013 de 19h30 à 23h00. La taille et le nombre de ces croix blanches produisent un aspect laissant une impression ponctuelle ou de taches continues sur la rétine.

Ces zones de forte ascendance correspondent aussi aux altitudes les plus élevées des masses nuageuses. Ce stade mature de l'orage est caractérisé par l'intensification de l'activité orageuse illustrée par la croissance du taux d'éclairs entre 20h15 à 21h00 TU (Figure 3.9).

A 19h30, il y a trois cellules orageuses peu actives et une structure orageuse entourée d'une masse nuageuse importante en phase de dissipation dans le coin nord-est de la zone I (Figure 3.8). A 19h45, nous remarquons une nouvelle cellule orageuse qui se développe au point de coordonnées géographiques U (26,5°E ; 8,5°S). Ce point correspond au maximum de densité d'éclairs illustré sur la figure 3.3 (graphe de droite) représentant le zoom de la zone I pour la date du 04 mars 2013. Ses coordonnées géographiques coïncident pratiquement avec celles du Lac Upemba. Donc l'humidité provenant de ce lac a pu favoriser les conditions de développement de cet orage. Sa stationnarité, son étalement impressionnant et sa longue durée de vie appuient cette présomption. Sa phase de dissipation, marquée par la dispersion et la diminution de quantités d'éclairs, amorcée à 23h00 s'est achevée le 05 mars à 03h00 (plusieurs figures non présentées).

A 19h30 et 19h45, nous voyons des éclairs produits autour du point de coordonnées susmentionnées. Ces éclairs qui apparaissent très tôt, dès la phase de développement de l'orage, peuvent être des éclairs intra-nuages ou les premiers éclairs nuage-sol (Malardel, 2005 ; Chauzy, 2009). En effet, bien que le WWLLN détecte en grande majorité des éclairs nuage-sol, il peut détecter quelques éclairs intra-nuage. Leur apparition précoce présage une intense activité orageuse. Effectivement, nous constatons des grandes quantités d'éclairs sur les structures orageuses toutes les quinze ou les trente minutes entre 20h30 et 22h00 (Figure 3.8). Le taux d'éclair atteint environ 15 min^{-1} plusieurs fois, ce qui constitue de très fortes valeurs, compte tenu de la faible efficacité de détection du WWLLN (Figure 3.9).

La répétition de l'occurrence d'amas d'éclairs au-dessus du lac Upemba entre 20h15 et 21h30 TU (Figure 3.8), le 04 mars 2013, est à l'origine de la forte densité d'éclairs localisée au-dessus du lac telle que montrée sur la figure 3.3.

Un recouvrement de couverture nuageuse s'est produit entre 21h45 et 22h00. En effet à 22h00, l'orage originel forme un même ensemble avec un autre qui s'est développé au point de coordonnées géographiques Q (26,5°E ; 8°S) à partir de 20h45. Le recouvrement de couverture nuageuse ne s'est pas accompagné d'une augmentation du taux d'éclairs (Figure 3.9). Nous remarquons aussi la stationnarité et l'étalement considérable du système orageux de 19h45 à 23h00 TU (Figure 3.8).

Comme l'orage est stationnaire et la source d'humidité est permanente sous la structure, nous pouvons imaginer que des masses d'air humide montent continuellement vers le système. L'énergie que possèdent ces ascendances fortes permet à ces masses d'air de pénétrer la structure orageuse et un cisaillement de vent horizontal peut les entraîner latéralement. Telle peut être l'origine de l'étalement observé. Cette tentative d'explication est en accord avec une observation classique. Un cisaillement modéré du vent horizontal contribue à organiser la convection ordinaire en MCS (Laing et al., 2011 ; Rotuno et al., 1998 ; Lafore and Moncrieff, 1989). L'organisation évoquée se déroule dans les basses couches et dans la haute troposphère. En effet, l'organisation des MCS est dictée par des conditions d'échelle synoptique en altitude et en basses couches (Calas, 2013).

Nous notons des éclairs autour du point Q à 20h30 et à 20h45 TU. Quelques-uns sont aussi remarqués à d'autres points et d'autres moments dans la zone, par

exemple à 22h30. La présence de ces éclairs témoigne de conditions favorables au déclenchement des orages ou à leur propagation dans la zone.

La corrélation temporelle entre l'activité d'éclairs et les caractéristiques nuageuses durant la période 04-05 mars 2013, dans la zone I, est exprimée par l'évolution simultanée des paramètres caractérisant l'activité d'éclairs et la masse nuageuse (figure 3.9). Cette figure représente, sur un même graphique, l'évolution des surfaces fractionnelles de sommets des nuages pour plusieurs classes de température (histogrammes empilés), l'évolution de la température minimale des sommets des nuages, l'évolution du taux d'éclairs et celle de la densité temporelle d'éclairs entre 18h00 TU le 04 mars 2013 et 03h30 TU le 05 mars 2013 dans la zone I.

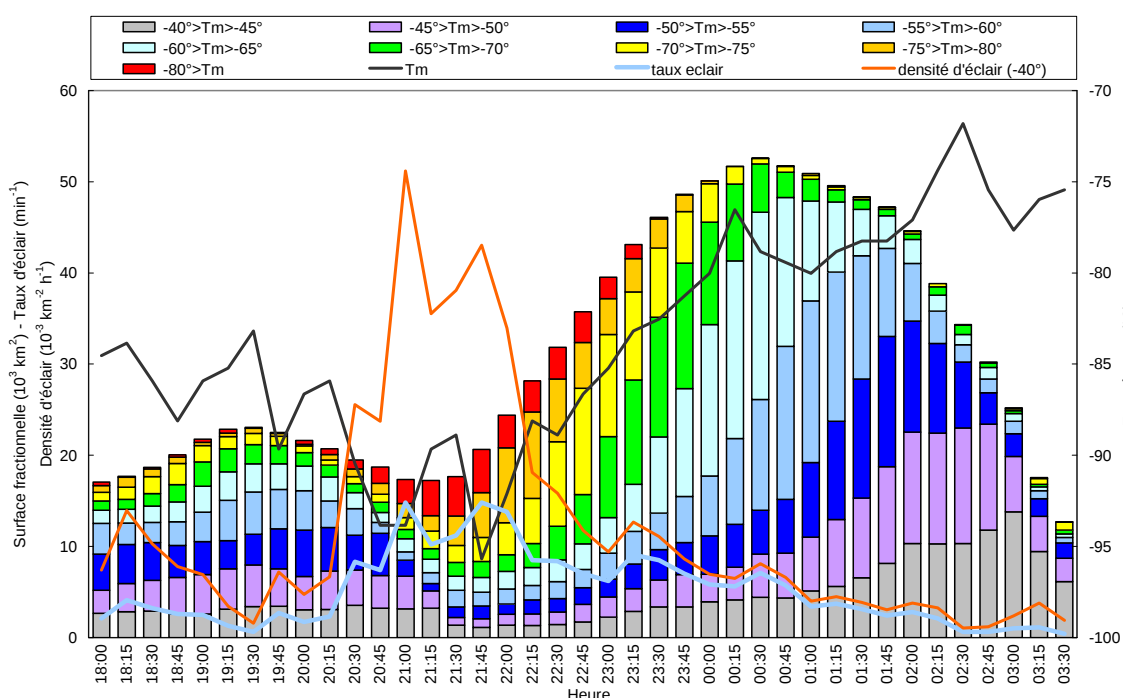


Figure 3.9. Corrélation temporelle entre l'activité d'éclairs et les caractéristiques nuageuses durant la période 04-05 mars 2013 dans la zone I. La légende précise l'association des couleurs des courbes avec les différents paramètres représentés (noire : T_m température minimale ; bleu : taux d'éclairs ; orange : densité d'éclairs). Les histogrammes empilés représentent les surfaces fractionnelles conformément à la légende.

Le taux d'éclairs est maximal à 21h00 TU et à 21h45 TU. La température la plus froide, observée à 21h45, est de -96°C . Le minimum de la température T_m varie dans l'intervalle $[-96^{\circ}\text{C} ; -72^{\circ}\text{C}]$ et sa moyenne vaut $-83,5^{\circ}\text{C}$. La surface fractionnelle totale de sommets de nuages ($< -40^{\circ}\text{C}$) présente deux maxima à 19h30 TU et à 00h30 TU ainsi qu'un minimum à 21h15 TU. Les maxima des surfaces les moins froides apparaissent plus tard comparativement aux surfaces les plus froides. Un maximum du taux d'éclairs coïncide avec le minimum de la température T_m à 21h45 TU et c'est aussi à ce moment-là que l'on a le maximum de l'aire des températures les plus froides ($< -80^{\circ}\text{C}$). Les deux maxima du

taux d'éclairs correspondent à deux zones convectives différentes, la première bien visible à 21h00 TU sur la figure 3.8 et la deuxième à 21h45 un peu plus au Nord, lorsque la première a tendance à faiblir. Le taux d'éclairs et la température minimale varient en sens contraire. Toutes ces observations sont en accord avec Soula et al. (2014) et beaucoup d'autres auteurs (Rutledge et Petersen, 1994 ; Carey et al., 2005...).

L'alternance des phases de croissance et de décroissance de la surface fractionnelle totale correspond à l'étalement, la dissipation de masses nuageuses, et au développement de nouvelles cellules orageuses. Nous remarquons une disproportion entre les deux maxima de la surface totale (Figure 3.9) avant et après 21h15. Le décalage temporel entre les maxima des surfaces fractionnelles est lié à l'organisation de la structure orageuse par l'étalement et l'affaissement simultanés de la couverture nuageuse, ce qui fait que les surfaces les moins froides entourent les surfaces les plus froides.

Les figures 3.8 et 3.9 montrent qu'après 21h15 les deux activités convectives s'additionnent mais le taux d'éclairs ne dépasse pas le premier maximum à 21h15. La première activité convective dure plus longtemps, ce qui explique le maximum d'éclairs noté dans la figure 3.3 créé par cette activité convective. Elle a pu bénéficier de l'effet du lac Upemba puisqu'elle correspond à sa localisation. Par contre le minimum de la température T_m à 21h45 est plutôt lié à la deuxième activité convective plus brève, mais plus intense.

Entre 18h00 et 21h45 la température T_m décrit des fluctuations dans un intervalle de valeurs de températures bien inférieures à -80°C , ce qui correspond à des développements de cellules de durée assez limitée. Entre 21h45 et 23h45 TU la température minimale décrit une croissance à peu près continue lorsque le système s'étale et qu'aucun nouveau développement ne se manifeste. Après 21h45, l'étalement est continu, la température T_m augmente et les aires fractionnelles de températures les plus froides disparaissent progressivement. Par exemple A(-80) s'annule à 00h00 TU. Toutefois T_m décrit deux petites diminutions entre 00h15 et 01h00 TU, puis entre 02h30 et 03h00, simultanément à des petites augmentations du taux d'éclair. Ces changements sont attribuables à des processus dynamiques et thermodynamiques au sein de l'orage et qui ont produit des modifications de sa configuration. A partir de 00h30 la masse nuageuse se déplace hors du cadre défini pour le calcul des aires ce qui a pour effet de contribuer à la diminution de la somme des aires fractionnelles.

La valeur -96°C de la température minimale observée dans l'orage étudié contraste avec la température la plus froide (-71°C) observée pour l'orage produit dans le Sud-Ouest de l'Europe (Nord de l'Espagne et Sud de la France, 40°N - 46°N) le 01/09/2009 et analysé dans Soula *et al.* (2014). Par contre, elle est compatible avec le résultat de Wang et Liao (2006). Ces auteurs ont en effet noté des températures inférieures à -80°C dans la structure de l'orage sévère survenu du 2 au 4 juillet 2004 sur Taiwan (22°N - 28°N) à des latitudes voisines. Du reste cette structure est caractérisée par une taille importante de la surface fractionnelle associée à la classe $[-80^{\circ}\text{C} ; -70^{\circ}\text{C}]$ de températures.

Par ailleurs, dans sa thèse intitulée « Activité d'éclairs et paramètres physiques issus de l'observation radar dans les orages : application au projet HyMex », Magalie Buguet a trouvé que les températures les plus froides associées aux deux systèmes orageux étudiés qui se sont déroulés dans la région Parisienne le 24/08/2009 et le 07/10/2009 étaient respectivement comprises dans les intervalles $[-65^{\circ}\text{C} ; -60^{\circ}]$ et $[-70^{\circ}\text{C} ; -65^{\circ}]$ (Buguet, 2012).

Le contraste des températures les plus froides pour des latitudes différentes s'explique par l'altitude de la tropopause. En effet, l'altitude moyenne de la tropopause pour l'Europe du Sud-Ouest est de 12 km tandis que pour la région équatoriale (Bassin du Congo), elle vaut environ 17 km. Cette différence de 5 km est compatible avec une différence de 25°C dans les valeurs minimales de température. En effet si l'on considère qu'à cause de la condensation de vapeur d'eau, la température au sein d'un nuage d'orage diminue moins vite que dans la troposphère standard où elle diminue de 7°C/km, on peut estimer que la différence de -25°C observée est nettement inférieure à 35°C. De plus, pour que les sommets des nuages se développent en altitude et atteignent la tropopause, il faut qu'une ascendance forte accompagne ce développement. Le fait que les structures orageuses du bassin du Congo soient bien plus froides que celles du Sud-Ouest de l'Europe indique que la convection est sans doute plus vigoureuse dans le bassin du Congo que dans cette région européenne.

Les valeurs de température obtenues dans notre étude sont aussi compatibles avec les résultats de Liu et Zipser (2005) qui montrent que la convection profonde dépasse fréquemment la tropopause dans le bassin du Congo. On comprend bien qu'il n'y a pas contraste entre le bassin du Congo et Taiwan car la différence de latitudes n'est pas significative entre les deux régions. La latitude est donc déterminante pour l'altitude atteinte par les systèmes convectifs.

III.4.2 Cas de la période 04-05 mars 2013 pour la zone II

La corrélation spatio-temporelle entre l'activité d'éclairs et l'activité orageuse est examinée dans la zone II (26°E-29°E ; 1°S-4°S), durant la période 04-05 mars 2013 au cours de laquelle une activité importante s'est manifestée.

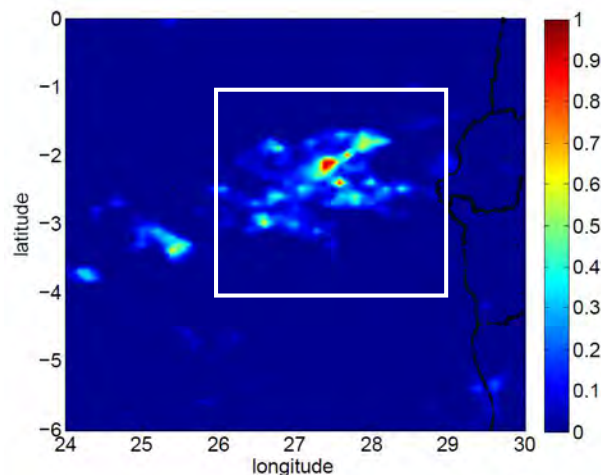


Figure 3.10. Densité d'éclair (km^{-2}) calculée avec une résolution de $0,1^\circ$ dans la région Est de la zone d'étude. Le cadre (26°E-29°E ; 1°S-4°S) représente la zone où s'est développée une activité orageuse importante et étudiée en détail durant la période 04-05 mars 2013.

La figure 3.10 montre la densité d'éclairs avec un maximum bien marqué (27,5°E ; 2°S) autour de valeurs de $0,8 \text{ km}^{-2}$ et des maxima secondaires qui montrent une activité assez étalée dans la zone. La figure 3.11 montre le développement et le

déplacement de l'orage, de 22h00 le 04 mars à 03h30 le 05 mars, avec la superposition des éclairs détectés par WLLN et la distribution des températures de sommet de nuage. La figure 3.12 montre l'évolution des mêmes paramètres que la figure 3.9 entre 22h00 le 04 mars 2013 et 05h00 le 05 mars 2013 dans la zone II.

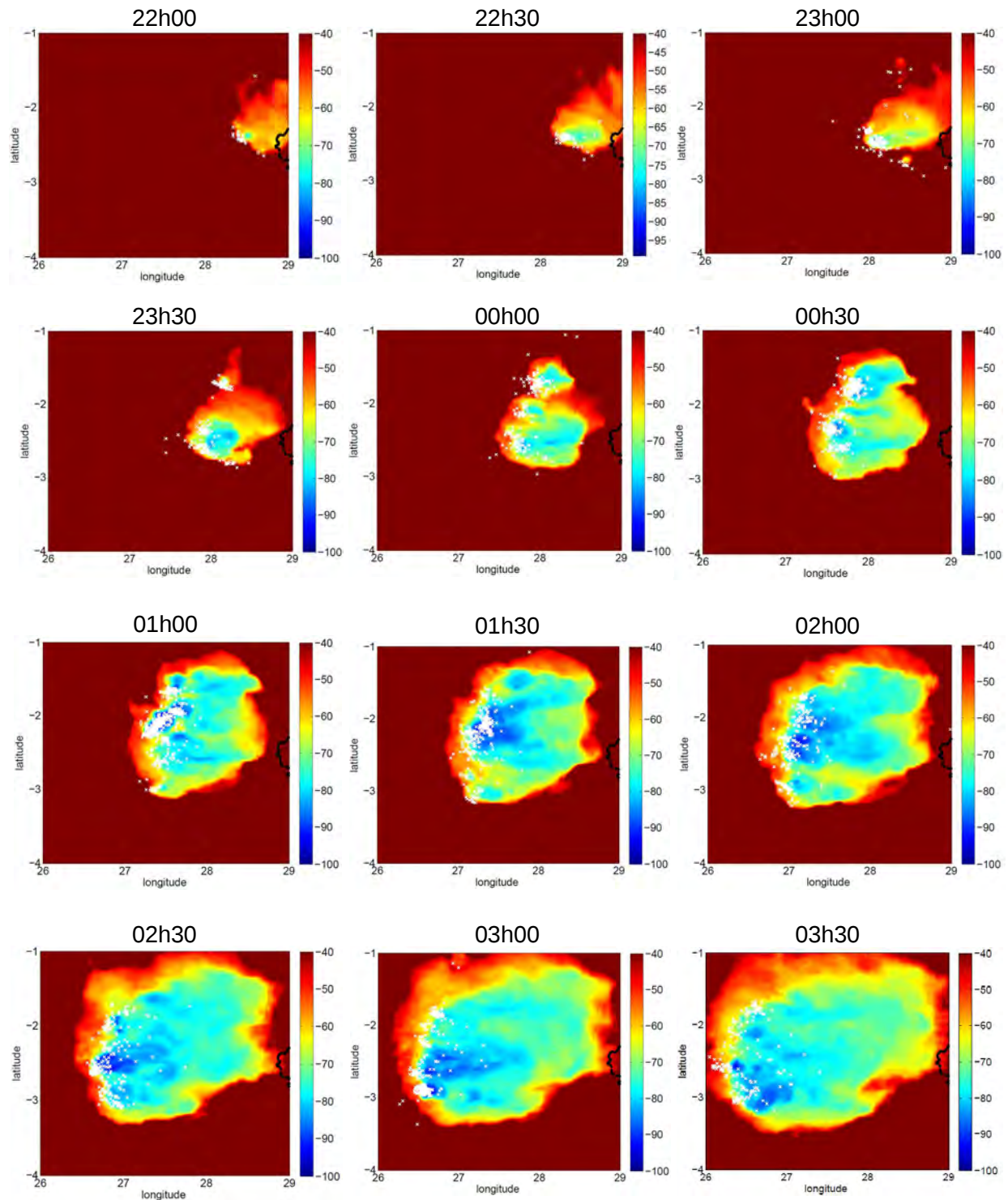


Figure 3.11. Corrélation spatiale entre l'activité d'éclairs (croix blanches) et l'activité orageuse représentée par la température de sommet de nuages dans la zone II, de 22h00 le 04 mars 2013 à

03h30 le 5 mars. L'orage s'est formé au niveau des montagnes de Virunga, puis il s'est déplacé vers l'Ouest.

Un orage s'est formé aux alentours de 20h00 au niveau des montagnes de Virunga à l'Est du Lac Kivu (29°E ; 2°S). Les différents graphes de la figure 3.11 montrent la progression de cet orage vers l'Ouest toutes les 30 minutes ainsi que son développement avec plusieurs régions convectives distribuées en ligne dans une direction Sud-Nord, notamment après 00h00. Les régions convectives correspondent aux sommets des nuages les plus froids et se trouvent à l'avant du système par rapport à son déplacement vers l'ouest, et c'est aussi dans ces régions que se concentrent la plupart des éclairs. A l'arrière la masse nuageuse atteint des sommets moins froids et quelques éclairs y sont localisés. Le graphe de la figure 3.12 montre que le taux d'éclairs augmente assez régulièrement jusqu'à 01h00 TU, que les aires fractionnelles des températures les plus froides augmentent lentement dans cette première période et que la densité d'éclairs y est particulièrement élevée.

Il y a donc déjà beaucoup d'éclairs alors que l'orage n'est pas encore très développé verticalement et horizontalement. La forte densité d'éclairs notée dans la figure 3.10 au point de coordonnées (27,5°E ; 2°S) correspond à une cellule très active à 01h00 (Figure 3.11) et c'est aussi le moment du plus fort taux d'éclairs (Figure 3.12). Ce taux atteint plus de 35 min⁻¹ à 01h00 alors que plusieurs cellules convectives sont actives en même temps. Après son maximum le taux d'éclairs diminue de façon irrégulière à cause de régions convectives toujours actives, comme on peut le voir avec les valeurs de l'aire fractionnelle des températures les plus froides qui restent élevées (Figure 3.12). La température la plus froide est observée à 01h45, elle est de -96°C.

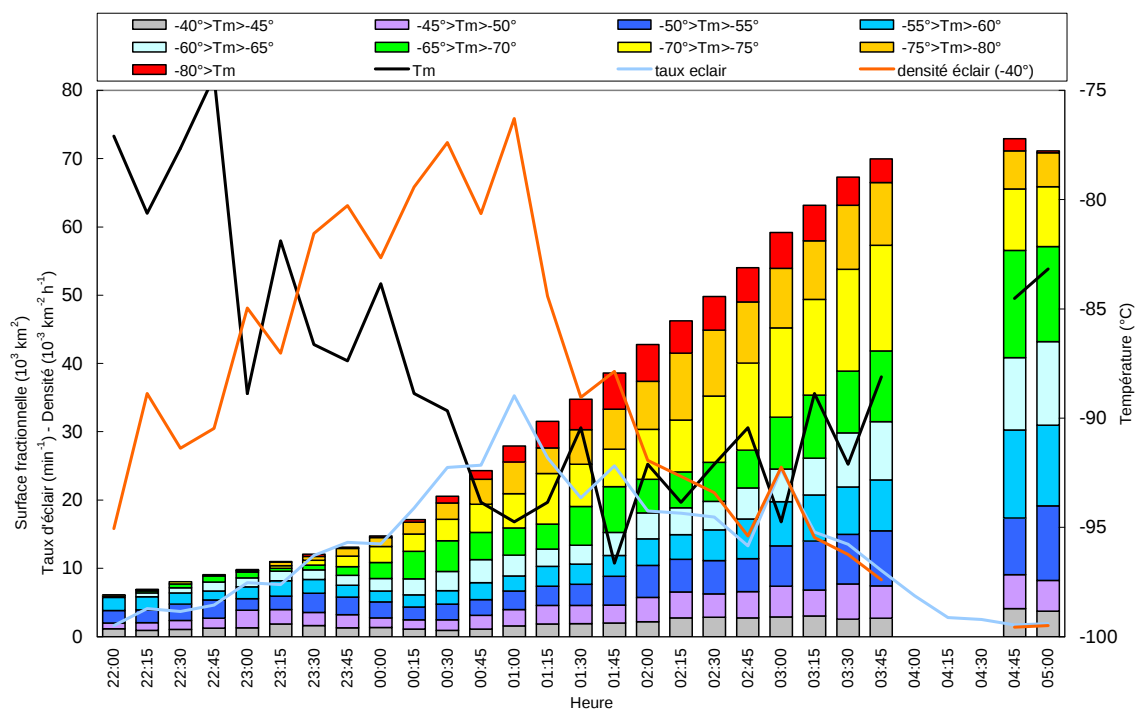


Figure 3.12. Corrélation temporelle entre l'activité d'éclairs et les caractéristiques nuageuses durant la période 04-05 mars 2013 dans la zone II. La légende et le code des couleurs sont analogues à ceux de la figure 3.9.

Nous remarquons l'étalement continu du système orageux et avec un taux d'éclairs important entre 00h00 et 03h30 TU (Figure 3.12). A 03h30, sa taille s'étend sur plus de 300 km en longitude et + ou – 200 km en latitude ($\sim 70 \times 10^3 \text{ km}^2$). Cette extension horizontale révèle que la zone II a connu des conditions favorables au développement de plusieurs cellules et d'un système qui ressemble à un MCS étant donné sa taille, sa structure et sa durée de vie. Ces conditions sont liées à une forte instabilité dans une grande région et une humidité susceptible de fournir les quantités d'eau suffisantes, comme pour le voisinage du Lac Upemba (point III.4.1).

Un recouvrement de couverture nuageuse s'est produit entre 00h00 et 00h30 (Figure 3.11) et c'est peu après que le taux d'éclairs augmente le plus, de 00h45 à 01h00. Comme dans le premier cas, le taux d'éclairs et la température minimale varient en sens contraire. Toutes ces observations sont encore en accord avec les travaux antérieurs, notamment avec Soula *et al.* (2014) ainsi que Rutledge et Petersen. (1994) ou Carey *et al.* (2005), et confirment aussi ceux qui concernent l'étude du cas de la zone I.

III.4.3 Cas de la période 25-26 décembre 2013 pour la zone III

Comme pour les deux cas précédents la corrélation spatiale entre l'activité d'éclairs et l'activité orageuse, dans la zone III (25°E-30°E ; 0°S-5°S), de 16h00 le 25 décembre 2013 à 01h30 le 26 décembre, est montrée par la superposition des éclairs et des structures orageuses dans les figures 3.13 et 3.14. D'autre part la corrélation temporelle entre l'activité d'éclairs et les caractéristiques nuageuses durant la même période et dans la même zone est représentée par la figure 3.15. Ces corrélations renseignent en particulier sur l'interaction entre les cellules orageuses en termes de fusion au cours de certaines séquences orageuses survenues.

La figure 3.15 montre qu'à 15h00 la couverture nuageuse est déjà importante ($\sim 60 \times 10^3 \text{ km}^2$ avec des sommets ayant des températures $< -40^\circ\text{C}$) mais les sommets ne sont pas très froids et le taux d'éclairs est très faible. Après 15h30 le taux d'éclairs augmente sensiblement, les températures froides apparaissent progressivement.

Entre 16h00 et 21h00, l'activité orageuse a impliqué principalement plusieurs cellules orageuses formées successivement. La première démarre au point A (28°E ; 1°S) à 16h00, la deuxième au point B (28,5°E ; 0,5°S) à 16h30, la troisième au point A' (28,5°E ; 1,25°S) à 16h30 également, la quatrième au point C (28°E ; 2°S) à 18h30, la cinquième au point B' (28,5°E ; 0,5°S) à 18h30 également, et la sixième au point D (27,9°E ; 2,8°S) à 20h00 TU (Figures 3.13 et 3.14). Certaines de ces cellules se régénèrent au cours de l'activité : celles des points A et A' vers 18h30, celle du point B' vers 19h30. L'ensemble de ces développements et régénérations conduit à une nette augmentation du taux d'éclairs entre 17h00 et 17h30 TU, puis entre 18h00 et 19h00 TU, et enfin après 20h00 pendant 2 heures environ (Figure 3.15). Il faut noter également une nouvelle régénération de cellule vers 23h00 TU qui entraîne une dernière augmentation du taux d'éclair. Entre 21h15 et 23h30 TU (Figure 3.14), nous avons pratiquement un seul ensemble dont la taille atteint environ $60 \times 10^3 \text{ km}^2$, ce qui correspond pratiquement à la taille du système de la zone II (Figure 3.11). Entre 23h00 et 01h30 TU, la phase de dissipation s'accompagne d'une

décomposition de l'ensemble en des éléments discernables (Figure 3.14). Toute l'activité orageuse se déroule dans la zone du maximum principal de densité d'éclairs de la zone d'étude (Figures 2.8).

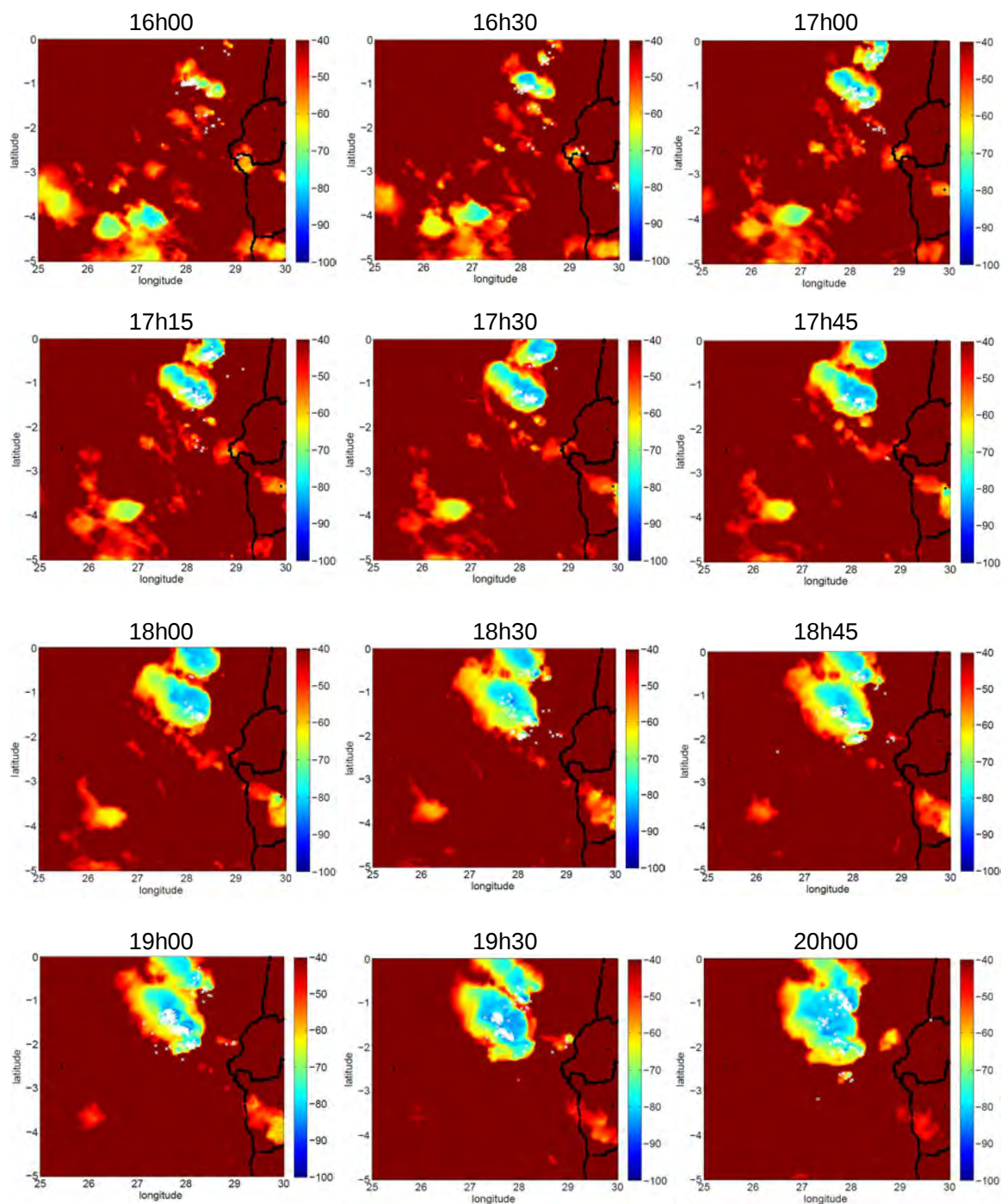


Figure 3.13. Corrélation spatiale entre l'activité d'éclairs (croix blanches) et l'activité orageuse représentée par la température de sommet de nuages dans la zone III, de 16h00 à 20h00 le 25 décembre 2013.

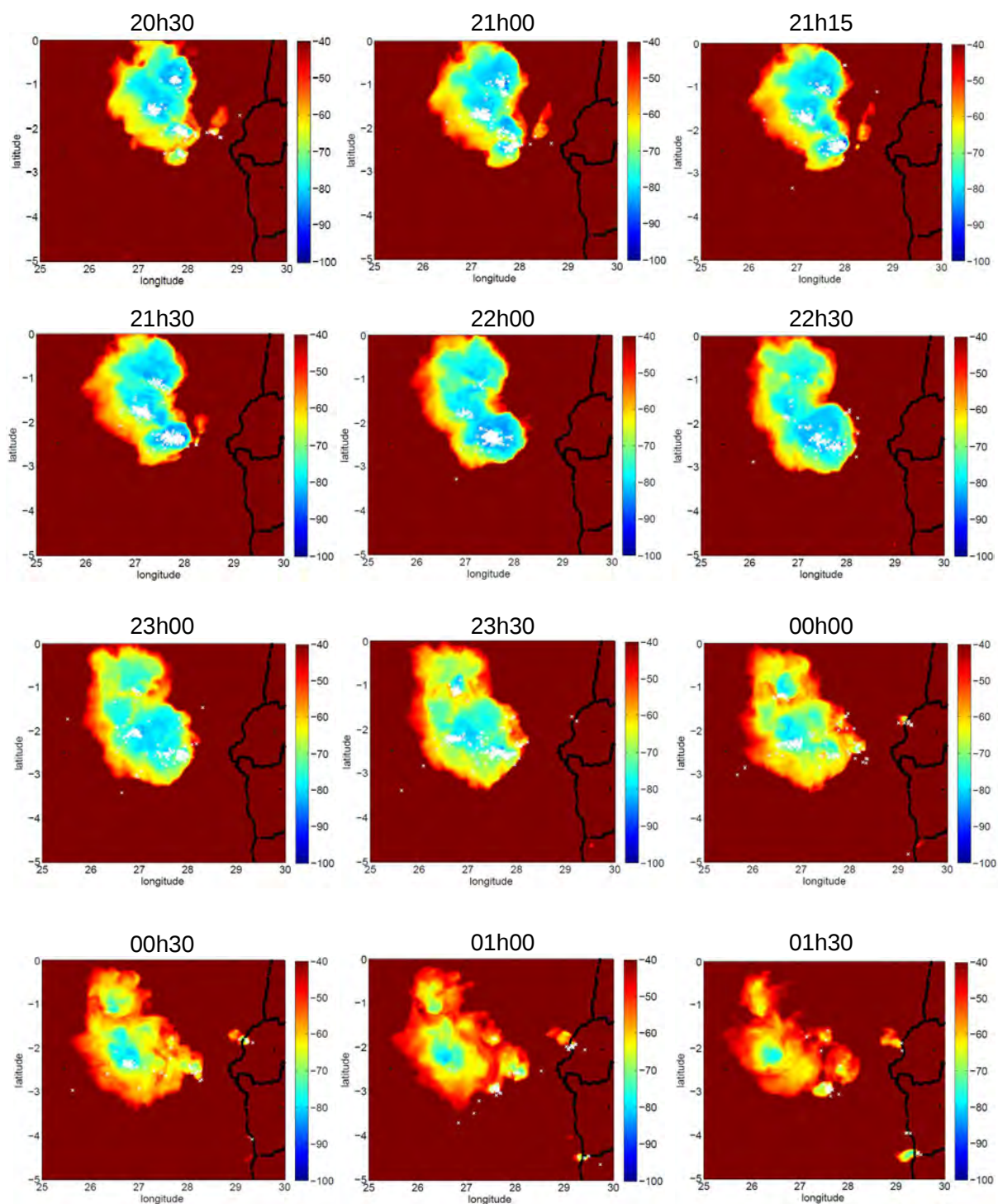


Figure 3.14. Corrélation spatiale entre l'activité d'éclairs (croix blanches) et l'activité orageuse représentée par la température de sommet de nuages dans la zone III, de 20h30 le 25 décembre à 01h30 le 26 décembre.

Une belle fusion de cellules s'est produite entre 17h00 et 19h00 TU (Figure 3.13). Au moins 3 cellules ont fusionné pour s'organiser en ligne convective car à 19h00 on voit 3 cellules, repérées par un amas d'éclairs chacune, alignées dans un seul système orageux qui regroupe en fait les cellules A, A' et C précédemment décrites. Cette fusion est attestée par l'importante augmentation du taux d'éclairs intervenue entre 17h00 et 19h00 TU (Figure 3.15). La diminution temporaire du taux d'éclairs entre 17h30 et 18h00 TU traduit un affaiblissement épisodique de l'intensité orageuse dont le minimum s'est présenté à 18h00 TU. Un recouvrement de couverture nuageuse impliquant les cellules A, A', B, B' et C, bien caractérisable s'est produit entre 19h30 et 20h00 TU (Figure 3.13).

Deux autres recouvrements de couverture nuageuse difficiles à caractériser se sont produits, impliquant d'une part C avec A-A' et B-B' entre 18h45 et 19h00 TU et d'autre part le système D qui fusionne à son tour entre 21h00 et 21h15 TU (Figures 3.13 et 3.14). Ils sont simultanés à des régénérations de cellules car pendant les laps de temps correspondant à leur occurrence nous notons la croissance du taux d'éclairs (Figure 3.15) et la densification d'éclairs sur certaines cellules (Figure 3.13 et 3.14). Il est difficile de voir une influence des fusions sur les régénérations de cellules car elles sont éloignées les unes des autres pour évoquer l'interaction des dynamiques des systèmes impliqués dans ces deux événements. Deux cellules qui fusionnent mettent en interaction leur dynamique et s'associent pour former un système organisé et plus intense. Pour cette raison le phénomène de fusion de cellules orageuses doit s'accompagner de la croissance du taux d'éclairs pendant la durée du processus. A contrario, le processus de recouvrement de couverture nuageuse ne s'accompagne pas de la croissance du taux d'éclairs car il n'implique pas l'interaction des dynamiques des systèmes orageux impliqués.

De 16h30 à 00h30, les cellules orageuses sont caractérisées par des amas d'éclairs et les minima de température (Figures 3.13 et 3.14). Ces concentrations d'éclairs dans les parties les plus froides du système orageux traduisent l'intensité orageuse et correspondent aux augmentations du taux d'éclairs entre 17h00 et 19h00, et entre 20h00 et 21h30 (Figure 3.15). Entre 23h30 et 00h30, la dissipation du système se déroule lentement mais certains amas cellulaires subsistent.

La figure 3.15 montre des résultats analogues à la plupart des résultats trouvés dans les cas des zones I et II en ce qui concerne la corrélation temporelle. Le taux d'éclairs est passé 2 fois par un net maximum, de l'ordre de 19 éclairs min^{-1} à 21h00 TU et de l'ordre de 21 éclairs min^{-1} autour de 21h30 TU (Figure 3.15). Il est resté proche de la valeur maximale pendant 45 minutes de 21h00 à 21h45, ce qui indique que l'intensité orageuse était particulièrement forte pendant ces 45 minutes (Figure 3.15). C'est aussi la période où la température minimale a été la plus froide (-93°C à 21h15) et l'aire fractionnelle des températures les plus froides a augmenté nettement. Toutes les températures les plus

froides, observées toutes les quinze minutes, sont contenues dans l'intervalle $[-93^{\circ}\text{C} ; -76^{\circ}\text{C}]$. La température minimale et le taux d'éclairs varient en sens contraire.

La surface totale de sommets de nuages présente deux maximums à 16h15 et à 23h30 TU ainsi qu'un minimum à 19h15 TU. Les maxima des surfaces les moins froides apparaissent plus tard comparativement aux surfaces les plus froides (Figure 3.15). Le maximum du taux d'éclairs succède au minimum de la température la plus froide de 15 minutes environ.

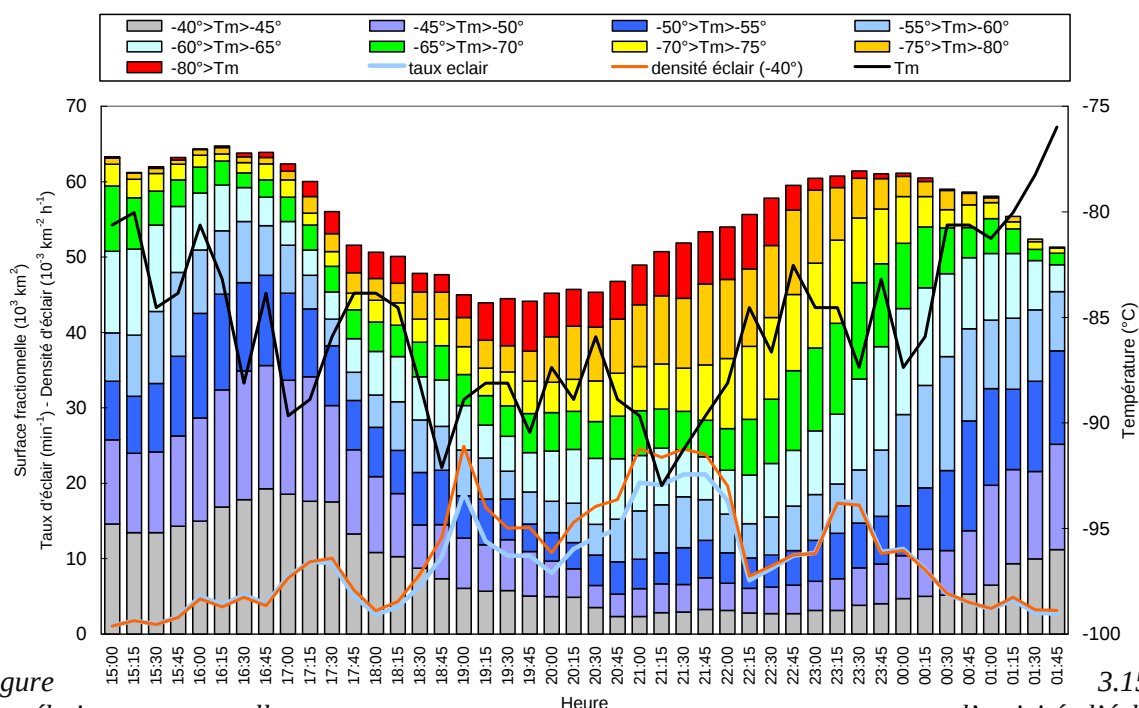


Figure 3.15. Corrélation temporelle entre l'activité d'éclairs et les caractéristiques nuageuses dans la zone III de 15h00 le 25 décembre 2013 à 01h45 le 26 décembre 2013. La légende et le code des couleurs sont analogues à ceux de la figure 3.9.

III.4.4 Cas de l'activité orageuse sur le Lac Victoria

L'activité orageuse sur le lac Victoria ($33^{\circ}\text{E} ; 1^{\circ}\text{S}$) est illustrée par l'événement du 17 août 2013. Le lac Victoria s'étend sur environ 340 km de longueur et 240 km de largeur. L'activité a commencé aux environs de 00h15 TU. On remarque en effet sur la figure 3.16b qu'à ce moment-là, la surface fractionnelle totale est très faible (moins de $5 \times 10^3 \text{ km}^2$). La figure 3.16a représente seulement six séquences alors que l'épisode orageux a duré environ 9 heures mais sans être très intense.

Autour de 01h00 TU, il y a trois cellules orageuses A($33^{\circ}\text{E} ; 1^{\circ}\text{S}$), B($33,5^{\circ}\text{E} ; 0,5^{\circ}\text{S}$) et C($32,75^{\circ}\text{E} ; 1,75^{\circ}\text{S}$), alignées sur le lac. Les cellules B et C sont presque symétriques par rapport à la cellule A, située au centre du lac, et elles sont séparées de celle-ci par environ 80 km. L'activité orageuse s'est déclenchée au-dessus de la partie centrale du lac. Le déroulement de l'activité a duré plusieurs heures car la dissipation n'a commencé que vers 03h45 TU et s'est poursuivi jusqu'autour de 08h30 TU (graphes de la figure 3.16a et plusieurs

autres non présentés). Pendant la phase de dissipation, l'étalement du système a atteint une taille comparable à celle du lac ($\sim 60 \times 10^3 \text{ km}^2$), donc le système orageux analysé est un MCS (Figure 3.15a, à 04h00 et 05h15 à titre illustratif).

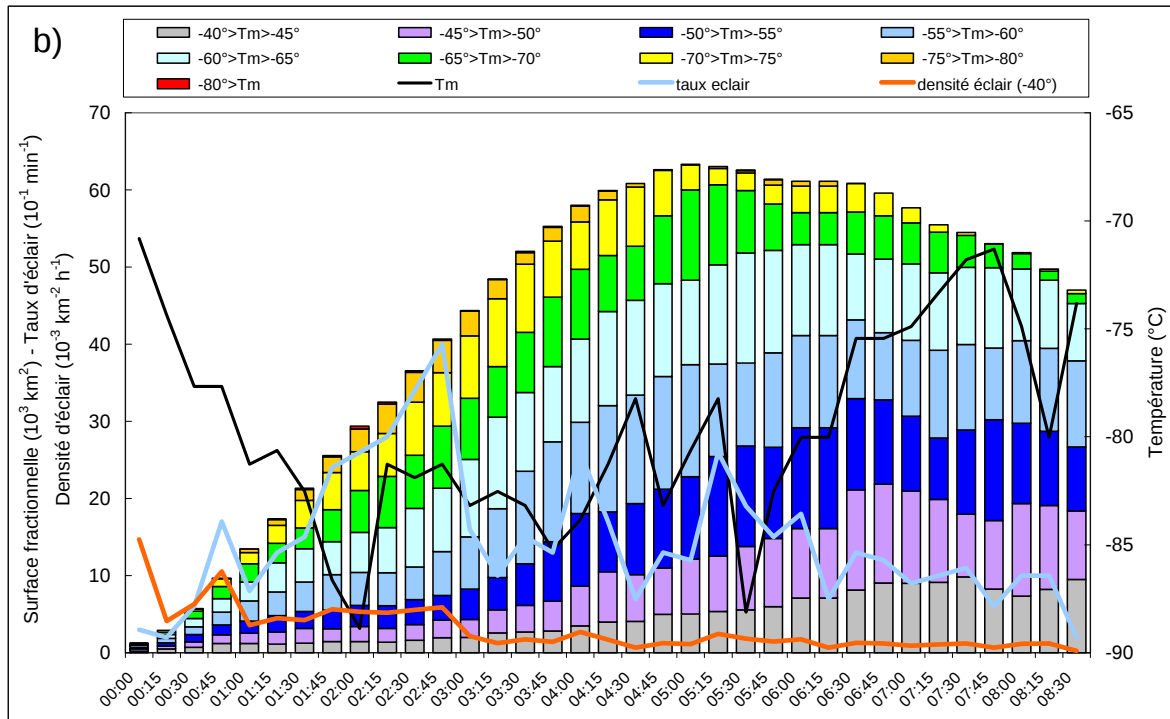
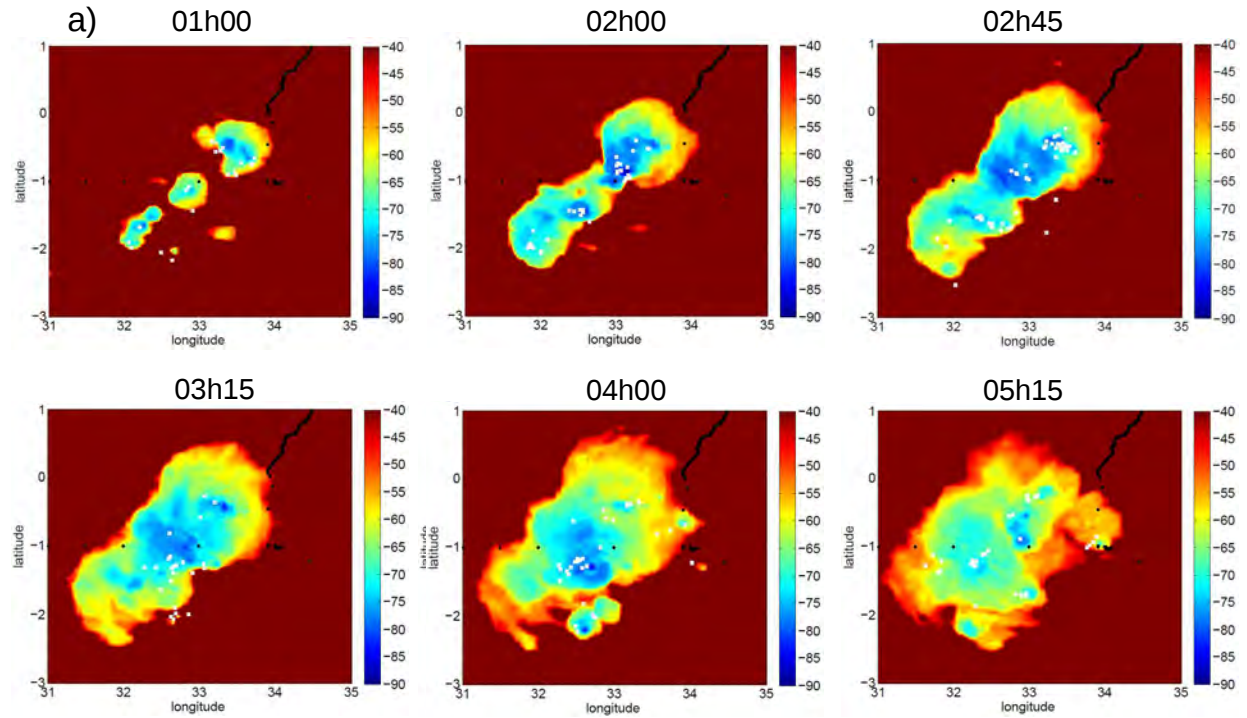


Figure 3.16. Activité orageuse survenue sur le lac Victoria le 17 Aout 2013. (a) Corrélation spatiale entre l'activité d'éclairs (croix blanches) et l'activité orageuse représentée par la température de sommet de nuages pour six séquences choisies. (b) Corrélation temporelle entre l'activité d'éclairs, l'activité orageuse et les caractéristiques nuageuses.

L'activité orageuse a été marquée par des fusions de cellules orageuses entre 00h45 et 02h45 TU (Figure 3.16a). Ces fusions sont attestées par la croissance continue du taux d'éclairs pendant ce laps de temps (Figure 3.16b). Mais la caractéristique la plus remarquable concerne l'ordre de grandeur des températures les plus froides des sommets de nuages. La figure 3.16b montre, en effet, qu'elles sont comprises dans l'intervalle $[-88^{\circ}\text{C} ; -70^{\circ}\text{C}]$. Cet intervalle de températures les plus froides contraste avec tous les intervalles trouvés dans les trois autres événements orageux analysés précédemment. On se rappelle que tous les trois étaient compatibles avec des valeurs minimales autour de -95°C . Leur différence était en tout cas minime.

Une autre caractéristique très frappante concerne le taux et la densité d'éclairs (Figure 3.16b). Ils sont très faibles pendant toute la durée de l'activité orageuse, avec des valeurs maximales respectives de $4 \text{ éclairs min}^{-1}$ et de l'ordre de $10^{-2} \text{ km}^{-2} \text{ h}^{-1}$. Cela signifie que les quantités d'éclairs mises en jeu sont faibles comparativement aux surfaces impliquées.

Il est probable qu'il y ait un phénomène de brise de terre pendant la nuit, c'est-à-dire de l'air advecté de la terre vers le lac. Ce sont les différences de température, sur deux surfaces qui ne se refroidissent pas à la même vitesse, qui engendrent un gradient de pression et un gradient de température pour déclencher l'advection de l'air. Si ce phénomène de brise se produit tout autour du lac, il y a convergence de masses d'air au-dessus du lac ce qui peut provoquer la convection et favoriser les ascendances des masses d'air humides pour aboutir à la formation d'orages.

Les valeurs élevées des températures les plus froides, correspondant à l'intervalle $[-88^{\circ}\text{C} ; -70^{\circ}\text{C}]$, indiquent que les altitudes des sommets des nuages sont moins hautes que pour les orages étudiés dans les trois épisodes précédents. De même les taux d'éclairs observés dans le cas présent, sont nettement inférieurs à ceux de ces trois épisodes. Cela suppose que les ascendances sont moins fortes sur le lac Victoria.

III.4.5 Activité d'éclair et cycle diurne des orages

La figure 3.17 représente l'évolution diurne de l'activité orageuse sur toute la zone d'étude ainsi que celles des températures minimales des sommets des nuages d'orages, des taux d'éclairs et des densités d'éclairs pour la période du 27 décembre 2013 à 04h00 au 28 décembre 2013 à 23h45 TU. Cette figure fournit plusieurs résultats. L'évolution diurne de l'activité orageuse, exprimée par l'évolution des surfaces les plus froides des sommets de nuages, décrit un cycle dont le minimum apparaît entre 06h00 et 08h00 TU et le maximum entre 15h00 et 17h00 TU. La température la plus froide, observée le 27/12/2013 à 19h00 et le 28/12/2013 à 13h15, est -96°C . Toutes les températures les plus froides, observées toutes les quinze minutes, sont contenues dans l'intervalle $[-96^{\circ}\text{C} ; -77^{\circ}\text{C}]$. Le taux d'éclair décrit également le cycle diurne mais il passe aussi par un maximum autour de 02h00

TU, ce qui montre que ponctuellement l'activité orageuse peut être forte pendant la nuit. Les cas d'étude précédents nous avaient aussi montré cette particularité (cas étudié au III.4.2).

Les surfaces fractionnelles atteignent leur valeur maximale les unes après les autres régulièrement en commençant par les plus froides. Le taux d'éclairs et la température minimale varient en sens contraire. Le maximum du taux d'éclairs précède d'au moins une heure celui de la surface totale. Ce décalage temporel est naturel car le maximum de la surface totale dépend de l'étalement des orages survenus dans la zone et donc de leur dissipation alors que le maximum du taux d'éclairs dépend des phases matures de ces orages.

L'étude des événements orageux développée dans les quatre paragraphes précédents a montré des résultats cohérents qui vont dans le même sens pour la corrélation temporelle entre l'activité d'éclairs et les caractéristiques nuageuses.

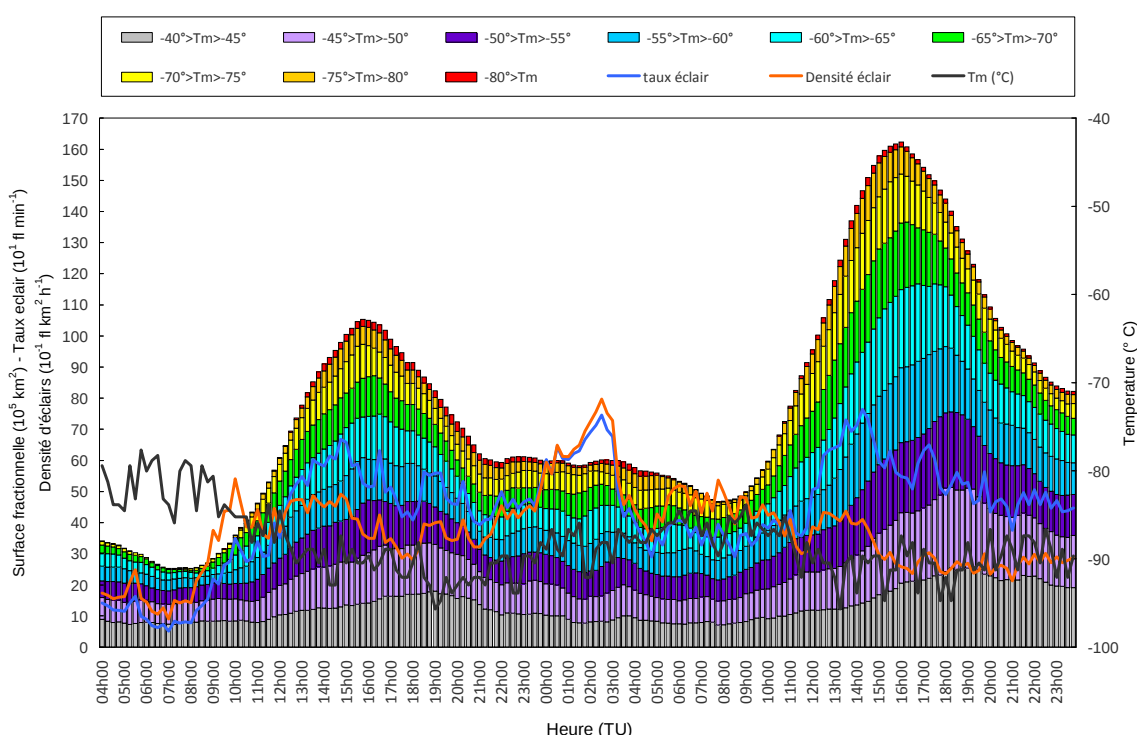


Figure 3.17. Cycle de l'activité orageuse sur toute la zone, décrit par les surfaces des sommets des nuages, représenté pour la période du 27 décembre 2013 à 04h00 au 28 décembre 2013 à 23h45 TU. Evolution des températures minimales des sommets de nuages, des taux d'éclairs et des densités d'éclairs au cours du cycle.

Le cycle diurne de l'activité orageuse exprimée par l'évolution des surfaces les plus froides des sommets de nuages, est nettement visible à cette grande échelle spatiale car l'activité est suffisamment importante au cours de la période choisie en décembre 2013 (Figure 3.1b). Nous savons que le cycle diurne est bien mis en évidence lorsqu'on fait des moyennes sur des longues périodes (Jackson et al., 2009 ; Figure 2.8 de ce document). En effet, Jackson *et al.* (2009) ont trouvé que le cycle diurne de l'activité orageuse en Afrique équatoriale, région incluant toute la zone d'étude, montre un maximum du nombre de MCS pendant l'intervalle 15h00-18h00 LT (14h00-17h00 TU) et un minimum matinal. La figure

2.8 de cette étude montre que le nombre d'éclairs sur toute la zone d'étude est bien maximal autour de 16h00 TU et minimal autour de 06h00-0700 TU.

III.4.6 Zones et conditions de développement des orages

Pour illustrer les zones de développement des orages dans le bassin du Congo nous allons observer les contrastes des températures des sommets de nuages obtenus à partir des données fournies par le satellite Météosat seconde génération. Une échelle de température en degré Celsius est associée à la distribution spatiale des températures des sommets de nuages (Figure 3.18), à l'aide du code de couleur, pour pouvoir identifier les orages en s'appuyant sur le seuil habituellement utilisé à cette fin. En effet, plusieurs travaux utilisent le seuil de 233°K (-40°C) pour identifier le nuage froid associé à la convection profonde (Nguyen et Duvel, 2008 ; Laing et al., 2011). Dans le travail de Nguyen et Duvel, un MCS est défini comme une surface composée des pixels contigus et plus froids que 233°K.

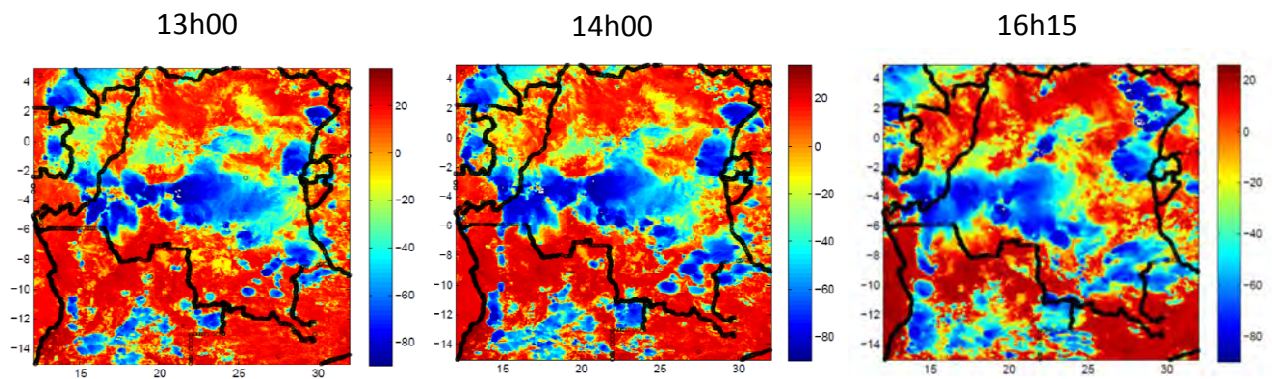


Figure 3.18 Formation des cellules orageuses dans la partie Sud de la zone d'étude le 05 mars 2013 en même temps que se déroule la dissipation des systèmes orageux plus vastes et plus anciens dans la partie centrale et au nord-ouest de la zone d'étude. Les graduations de l'échelle indiquent des valeurs de températures de sommets de nuages exprimées en degré Celsius. Les cellules et structures orageuses sont déterminées par les températures inférieures à -40°C. Dans la partie Sud, les nouvelles cellules sont distribuées aléatoirement à 13h00. Une heure plus tard plusieurs d'entre elles s'agglutinent et s'affaiblissent. Vers 16h15 la plupart de ces cellules se dissipe bien que quelques-unes ont fusionné et formé des systèmes plus gros et durables.

La formation des orages dans la partie Sud de la zone d'étude [5°S ; 14°S] est illustrée, pour trois séquences orageuses du 05 mars 2013 (13h00, 14h00 et

16h15 TU), sur les graphes de la figure 3.18. Nous voyons l'occurrence des cellules isolées distribuées aléatoirement dans ce secteur tandis qu'ailleurs des structures ont amorcé leur dissipation. On remarque aussi la croissance de certaines cellules individuelles, mais aussi des cellules plus anciennes qui s'agglutinent et s'affaiblissent progressivement.

A l'Est de la zone d'étude, les conditions de développement des orages sont sans doute favorisées par les montagnes et les lacs de la vallée du Rift. Les lacs sont impliqués dans trois cas parmi les événements orageux analysés précédemment dans la partie II. L'orographie a aussi joué un rôle dans au moins un cas. Le rôle de l'orographie et des brises de lacs, dans le développement des orages et la distribution des éclairs, a été signalé par plusieurs chercheurs (Oki and Musiake, 1994 ; Hodanish et al., 1997 ; Yang and Slingo, 2001 ; Soriano et al., 2005 ; Yang and Smith, 2006 ; Jackson et al. 2009 ; Antonescu et Burcea, 2010 ; Pujol et al., 2005, 2011 ; Laing et al. 2011). Par exemple, Pujol et al. décrivent et quantifient les processus microphysiques impliqués dans le déclenchement et le développement des précipitations convectives résultant des effets orographiques en présence d'un lac. Ils ont noté que le lac peut agir comme une source secondaire d'humidité qui peut favoriser la convection locale, et les pentes montagneuses vont favoriser les ascendances. De leur côté, Laing et al. ont identifié les lacs Victoria et Tanganyika comme des sources d'humidité alimentant la convection profonde dont ils ont étudié la propagation.

Le secteur central de la zone d'étude, originellement considéré comme le maximum secondaire de densité d'éclair dans le présent travail, pourrait bénéficier des conditions favorables au développement d'orages comme l'air humide en raison de l'évaporation locale ou de l'advection du Golfe de Guinée combinées avec les ascendances associées à la ZCIT de novembre à mars, car le « maximum secondaire » est plus prononcé au cours de cette période, en particulier pour les premières années. Cependant, bien que moins précis, il est également présent au cours de la période de juin à août, et est donc associé à des conditions locales. Comme l'orographie est relativement lisse dans cette partie du domaine de l'étude, les conditions favorables au développement d'orages seraient principalement dues à l'air humide instable. Mais des lacs ou des zones inondées existant par-ci par-là, peuvent jouer aussi un rôle à l'instar des lacs Kivu, Upemba et Victoria dont l'influence a été mise en évidence dans les paragraphes précédents. L'hétérogénéité du sol, celle de la végétation et la densité de l'hydrographie peuvent aussi contribuer, dans une certaine mesure, à favoriser le développement des orages dans la zone.

Les figures 3.19 et 3.20 montrent que les conditions de formation et de développement des orages impliquent aussi d'une part des fortes valeurs de CAPE et d'autre part des valeurs élevées de l'humidité relative (HR). Les données de CAPE sont disponibles à 00h00, 18h00 et 21h00 et les données de HR sont disponibles à 00h00, 06h00, 12h00 et 18h00... Les deux figures illustrent respectivement les orages du 04-05 mars 2013 et celui du 25-26 décembre 2013. Les graphes de la distribution de l'humidité relative (HR) correspondent à l'altitude 700 hPa (3000 m environ). Nous voyons que l'air humide se déplace vers l'ouest, que les zones des orages sont assez bien corrélées à des fortes valeurs de HR (proche de 100%) et en même temps à des valeurs de CAPE importantes.

Nous avons rappelé dans la partie I que l'organisation des MCS est dictée par des conditions d'échelle synoptique en altitude et en basses couches (Maddox, 1980). Cette forte humidité mise en évidence à 700 hPa doit sans doute jouer un rôle dans cette organisation vue la corrélation susmentionnée avec la CAPE et l'activité orageuse.

Nous n'avons aucune indication sur l'origine de cette humidité. Elle est probablement le résultat de l'advection à partir du Golfe de Guinée. Nous sommes au moins sûrs d'une chose : pendant la phase humide des ondes couplées de Kelvin les anomalies OLR apportent de l'humidité, à partir du Golfe de Guinée, dans les zones de convergences des

basses couches de l'atmosphère à 850 hPa, en Afrique équatoriale dont le bassin du Congo fait partie (Laing et al., 2011).

Par ailleurs, nous savons aussi que les ondes atmosphériques de Kelvin sont plus fréquentes sur l'Afrique pendant la saison mars-mai et qu'elles ne sont rares que pendant la saison septembre-novembre (Laing et al., 2011). Donc cette humidité observée à 700 hPa, au cours des orages du 04-05 mars 2013 et celui du 25-26 décembre 2013 n'est probablement qu'un faible reflet de l'humidité considérable présente dans les basses couches de la troposphère au-dessus la zone d'étude.

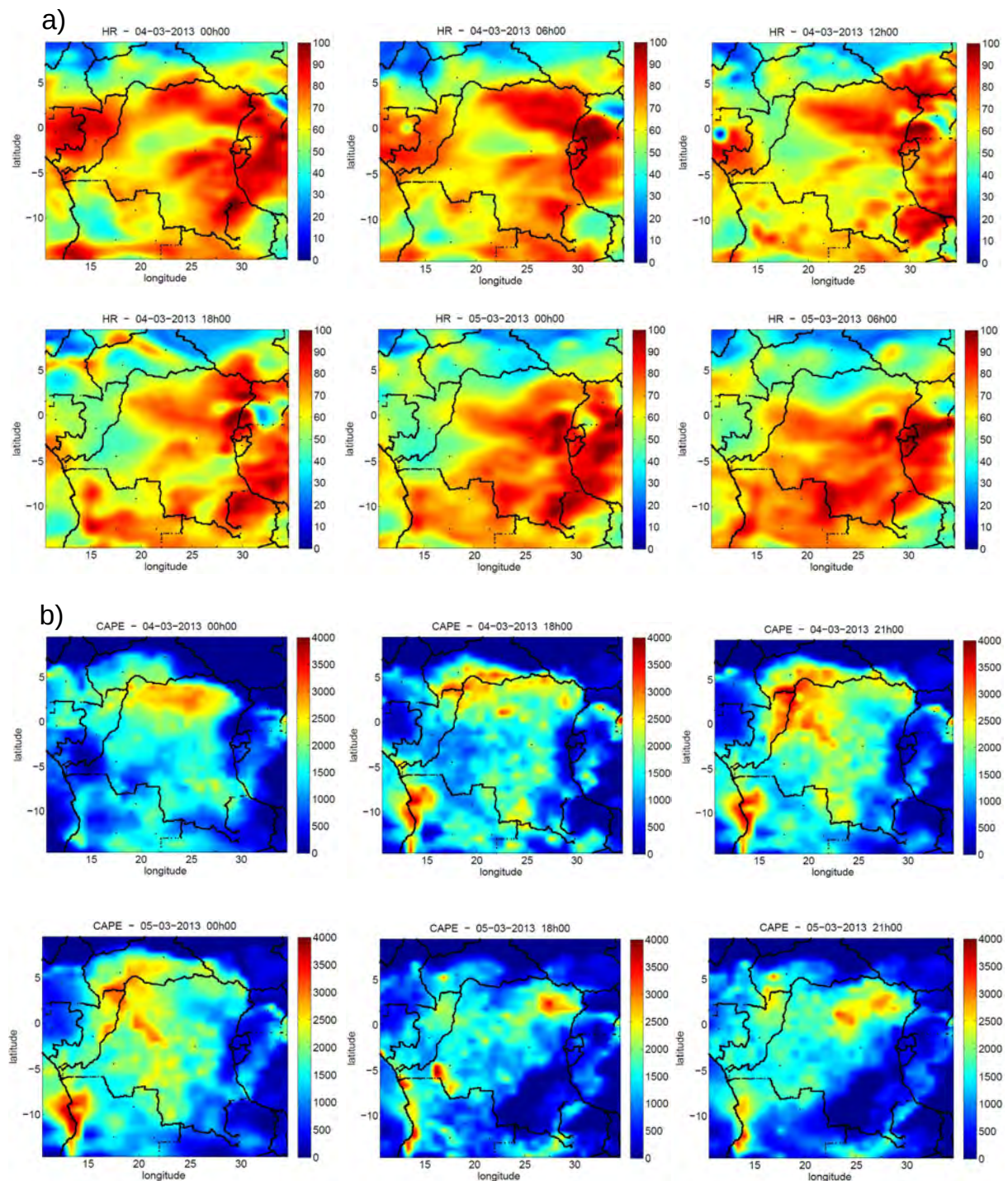


Figure 3.19 a) Humidité relative (%) à l'altitude de 700 hPa dans la zone d'étude du 04 mars 2013 à 00h00 TU au 05 mars 2013 à 06h00 TU. b) Valeur de CAPE dans la zone d'étude du 04 mars 2013 à 00h00 TU au 05 mars 2013 à 21h00 TU. La résolution est de $0,125^\circ \times 0,125^\circ$.

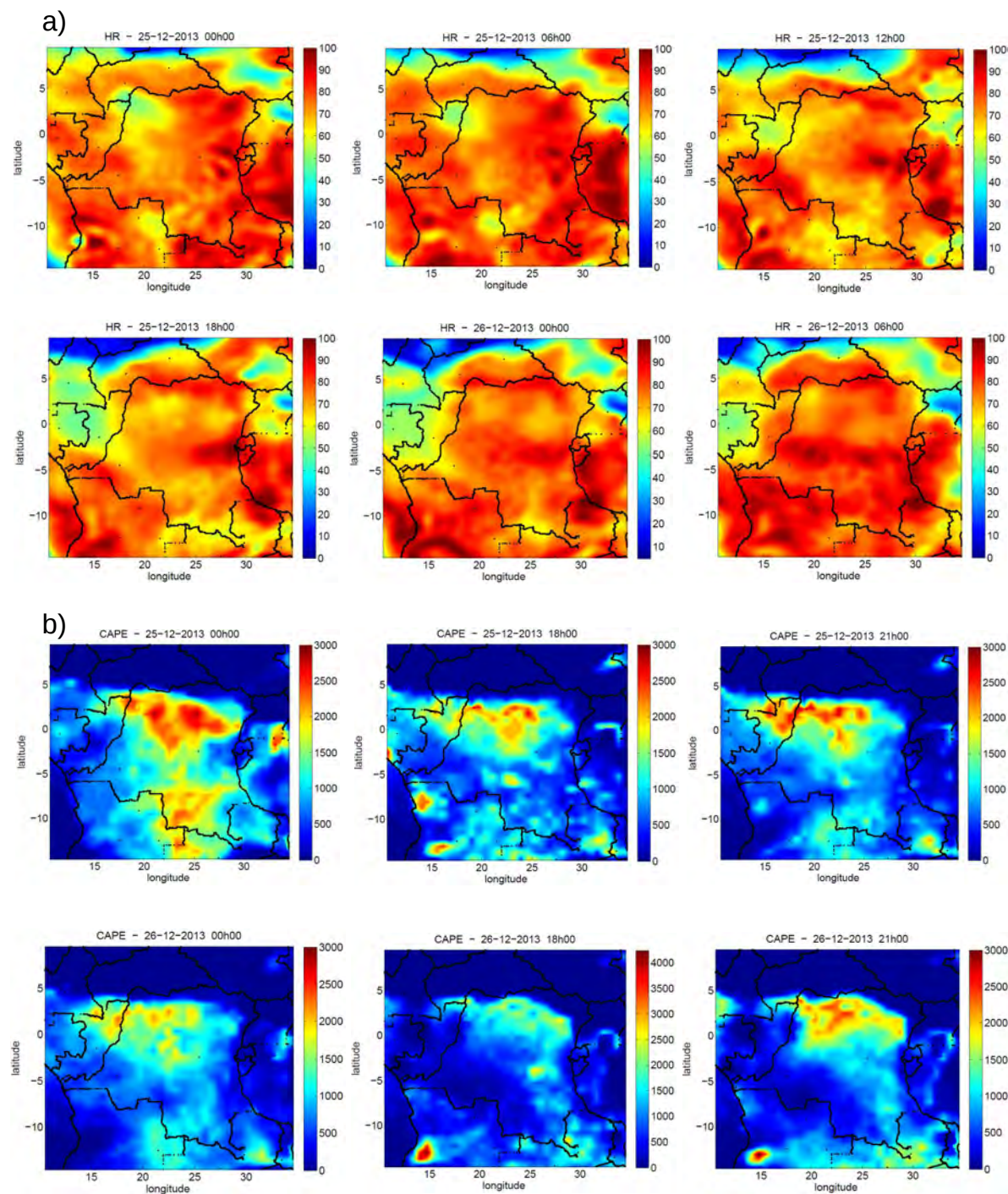


Figure 3.20. a) Humidité relative (%) à l'altitude de 700 hPa dans la zone d'étude du 25 décembre 2013 à 00h00 TU au 26 décembre 2013 à 06h00 TU. b) Valeur de CAPE dans la zone d'étude 25 décembre 2013 à 00h00 TU au 26 décembre 2013 à 21h00 TU. La résolution est de $0,125^\circ \times 0,125^\circ$.

IV DISCUSSION GENERALE

Une discussion générale est envisagée dans cette partie pour pouvoir comparer ou synthétiser les résultats présentés dans les parties II et III précédentes. Il s'agit aussi de comparer ces résultats avec ceux des travaux antérieurs.

IV.1 Efficacité de détection

La nouvelle méthode de calcul de l'efficacité de détection (DE), introduite dans le présent travail, a été utilisée par Soula *et al.* (2016) et par Kigotsi *et al.* (2016). Elle est basée sur la comparaison des données fournies par le réseau WWLLN et celles fournies par le capteur spatial LIS prises comme référence. Les méthodes de calcul de l'efficacité de détection sont nombreuses et diffèrent selon les références adoptées. Plusieurs auteurs ont estimé l'évolution de l'efficacité de détection du réseau global WWLLN pour des régions et périodes de temps limitées en se référant soit aux données satellitaires, soit aux données fournies par les réseaux régionaux ou nationaux de détection d'éclairs (Rodger *et al.*, 2005, 2006, 2008 ; Abarca *et al.*, 2010, 2011 ; Abreu *et al.*, 2010 ; DeMaria *et al.*, 2012 ; Bovalo *et al.*, 2012).

Néanmoins Hutchins *et al.* (2012) ont introduit une méthode qui utilise uniquement les données collectées par le réseau WWLLN. Utilisant l'énergie par arc détecté par le réseau WWLLN, ces auteurs calculent l'efficacité de détection par rapport au réseau comme s'il avait une efficacité de détection uniforme. Le modèle utilise les statistiques d'énergies d'arcs localisés pour déterminer quelles stations sont sensibles à quelles énergies d'arcs. Ils sont ainsi en mesure d'estimer le nombre d'arcs qui peuvent être absents de toutes les régions données par rapport aux meilleures régions les plus sensibles du réseau WWLLN. Des cartes de densité d'arcs peuvent être corrigées sur la base de la sensibilité des différentes régions au réseau. Cette méthode a particulièrement mis en évidence l'effet de la couverture du réseau. L'efficacité de détection est meilleure dans les régions couvertes par un grand nombre de capteur WWLLN. Cette méthode a aussi montré que l'effet d'une station WWLLN se manifeste à des distances de plusieurs milliers de kilomètres. L'ordre de grandeur des valeurs de DE trouvées dans notre travail est en accord avec les résultats de Hutchins *et al.* (2012) car la couverture du réseau WWLLN dans le bassin du Congo est faible et les stations les plus proches sont situées à des milliers de kilomètres.

Pour étudier les relations entre les variations de l'intensité des cyclones tropicaux et leur activité d'éclairs sur deux zones océaniques au cours de la période 2005-2010, DeMaria *et al.* (2012) ont aussi évalué l'efficacité de détection du WWLLN. Dans cette étude, les données WWLLN ont été comparées avec les données combinées de LIS et OTD. Pour chaque année de 2005 à 2010, ils ont calculé le rapport de la densité moyenne

annuelle d'éclairs et la climatologie annuelle moyenne de LIS / OTD pour la même zone d'étude (Nord Atlantique et Pacifique Central et Est). Pour évaluer l'efficacité de détection du réseau WWLLN pour la région Sud - Ouest de l'océan Indien (SWIO), Bovalo *et al.* (2012) ont utilisé la méthode similaire à celle employée par DeMaria *et al.* (2012), mais avec une résolution différente.

Abarca *et al.* (2010) ont présenté une évaluation de l'efficacité de détection du WWLLN sur le territoire des États-Unis d'Amérique pour la période du 05 Avril 2006 au 31 Mars 2009, en prenant le NLDN comme référence et donc principalement les éclairs nuage-sol. Dans leur étude, ils ont utilisé une méthode déjà proposée par Jacobson *et al.* (2006). Cette méthode, également utilisée par Abarca *et al.* (2011), considère le nombre d'éclairs qui coïncident entre les deux réseaux ; ce nombre est divisé par le nombre d'éclairs détectés par le NLDN. Cette étude a montré que l'efficacité de détection du réseau WWLLN pour les éclairs CG a augmenté de 3,88% en 2006-2007 à 10,30% en 2008-2009 pour la zone d'étude. Ils ont également constaté que l'efficacité de détection des éclairs CG dépendait en grande partie du pic et de la polarité du courant, atteignant la valeur de 10% pour un pic de courant de ± 35 kA et même 35% pour un pic de courant de -130 kA. Pour les pics de courants compris entre 0 et -10 A, elle vaut environ 2%. Les valeurs de l'efficacité de détection trouvées dans la présente étude pour le bassin du Congo sont bien plus faibles que celles trouvées par Abarca *et al.* (2010) pour la région continentale des États-Unis, quelle que soit l'année de référence. Cette différence est justifiée car la référence n'est pas la même et de plus la couverture du WWLLN est de loin meilleure pour les États-Unis que pour le bassin du Congo.

La présente étude montre que l'efficacité de détection du WWLLN par rapport à LIS a évolué de $\sim 2\%$ pendant les quatre premières années à $\sim 6\%$ en 2013. La tendance est la même que dans d'autres régions continentales du monde. Par contre, en comparaison avec les régions océaniques, elle est plus faible et augmente moins rapidement. Par exemple dans la région SWIO, Bovalo *et al.* (2012) ont trouvé 8,5% pour l'année 2011 alors que la présente étude fournit une valeur proche de 3%. De la même manière, DeMaria *et al.* (2012) ont montré que l'efficacité de détection du WWLLN pour deux bassins océaniques a augmenté plus rapidement au cours de la période 2005-2010, passant d'environ 1% à 20% pour le Pacifique Est et de 3% à 20% pour l'Atlantique Nord.

Rudlosky et Shea (2013) ont également analysé l'efficacité de détection du réseau WWLLN sur une grande zone de l'Occident pendant la période 2009-2012. Les valeurs les plus faibles sur la surface continentale sont passées de 4% à 6,4% au cours de la période, et les grandes valeurs sur l'océan de 12,3% à 17,3%. La présente étude donne 4,44% en 2012 pour une superficie située principalement dans l'hémisphère Sud qui est compatible avec d'autres observations notamment celles de Rudlosky et Shea (2013). Il convient de noter que l'efficacité de détection est de 44% plus élevée en 2007 par rapport à l'année précédente ou l'année suivante. D'autres études confirment cette tendance puisque Bovalo *et al.* (2012) ont trouvé 47% pour la région SWIO et Rodger *et al.* (2008) environ 63% pour la planète entière en raison de l'utilisation d'un nouvel algorithme en 2007.

IV.2 Evolution temporelle de l'activité d'éclairs

Nous avons trouvé dans ce travail que l'évolution diurne de l'activité d'éclair sur toute la zone d'étude, en termes de proportions horaires, décrit un cycle (Figure 2.8). La proportion minimale est observée entre 05h00 et 08h00 TU et la proportion

maximale entre 13h00 et 18h00 TU. Ce résultat est en accord avec Jackson *et al.* (2009) qui ont trouvé que le cycle diurne de l'activité orageuse en Afrique équatoriale, région incluant toute la zone d'étude, montre un maximum du nombre de MCS pendant l'intervalle 15h00-18h00 LT (14h00-17h00 TU), un minimum matinal et une activité substantielle l'après-midi et la nuit pendant l'intervalle 15h00-21h00 LT (14h00-20h00 TU). Nous avons trouvé que l'activité annuelle d'éclairs présente six mois de forte activité (octobre-décembre et janvier-mars) et trois mois de faible activité (juin-août). Ce découpage temporel ne correspond pas strictement au rythme moyen des saisons dans la région. Certes la période de faible activité coïncide avec une saison, mais nous ne savons pas faire une correspondance entre la période de forte activité avec les trois autres saisons (décembre-février, septembre-novembre, mars-mai). Ainsi, nous avons mené une investigation sur l'activité d'éclairs des saisons classiques à savoir décembre-février (DJF), mars-mai (MAM), juin-août (JJA) et septembre-novembre (SON). Toutefois l'intensité de l'activité est clairement liée à la position latitudinale de la ZICT, ce qui montre des conditions plus favorables lorsque la ZICT se trouve dans la zone équatoriale sud. La suite de la discussion portera donc sur la distribution spatiale des éclairs au cours de l'année.

IV.3 Distribution spatiale des éclairs

Selon plusieurs études sur la climatologie des éclairs à l'échelle planétaire, le bassin du Congo est considéré comme la région la plus active soit avec un seul maximum vaste ou deux maxima distincts (Christian *et al.*, 2003 ; Williams et Stanfill, 2002 ; Albrecht *et al.*, 2011, 2016 ; Cecil *et al.*, 2014). En fait, l'étendue de la zone de densité maximale dépend de la résolution spatiale adoptée dans le calcul de la densité des éclairs et ainsi que de l'échelle utilisée dans la représentation graphique. Par exemple, Cecil *et al.* (2014) ont fourni deux cartes de la densité d'éclairs à partir des données LIS et OTD avec des résolutions différentes (0,5 ° et 2,5 °) et une échelle plus dynamique pour les grandes valeurs. Avec la résolution de 0,5 ° deux maxima distincts sont mis en évidence dans la région du bassin du Congo ; à contrario un seul maximum est trouvé avec la résolution de 2,5 °. Deux maxima séparés sont également manifestes dans l'étude de Christian *et al.* (2003) avec une résolution de 0,5 ° et une échelle de densité non linéaire. Nous pouvons remarquer que les deux maxima discernés par Christian *et al.* (2003) sont entièrement circonscrits sur le territoire de la RDC.

Dans le présent travail, nous avons trouvé un maximum de densité d'éclairs très aigu et localisé, aussi bien à l'échelle annuelle qu'aux échelles des périodes de forte ou faible activité, dans l'Est de la RDC à partir des données WLLN avec une résolution de 0,1 ° et une échelle linéaire. Nous avons qualifié ce maximum de principal. Nous avons également mis en évidence un maximum secondaire à l'ouest du maximum principal, en particulier pendant les quatre premières années de la période 2005-2013. Les cartes de densité indiquent que ce maximum secondaire est moins prononcé et plus dispersé dans une grande zone qui s'étend à peu près du centre de la RDC jusqu'au Congo Brazzaville, à l'ouest ; en outre, elle s'étend aussi jusqu'en Angola, au sud.

Récemment, Albrecht *et al.* (2016) ont classé les sites les plus foudroyés au monde en utilisant des données LIS avec une résolution de 0,1 °. L'existence de deux régions de maximum de densité d'éclairs a été montrée, mais l'échelle non linéaire utilisée ne permettait pas une comparaison quantitative des valeurs maximales. Sur leur carte aussi, les deux maxima distincts sont localisés sur le territoire de la RDC.

Pour faire une comparaison intelligible des deux zones de maximum, nous considérons deux zones de dimension égale, désignées respectivement par ZONEMAXPR et ZONEMAXSEC. Ces secteurs sont définis par leurs coordonnées géographiques données par les intervalles [25°E-30°E; 4°S-1°N] pour ZONEMAXPR et [18°E-23°E; 4°S-1°N] pour ZONEMAXSEC. Certes des différences liées aux caractéristiques de surface existent entre les deux zones. En fait, les différences observées dans les valeurs maximales et les distributions de la densité d'éclairs des deux zones indiquent des conditions spécifiques et locales pour le développement des orages dans ZONEMAXPR. Ces conditions correspondent à la présence d'une chaîne de montagnes, qui dépassent 3000 mètres, dans le secteur (28,75°E ; 1,5-2,2°S) et celle du lac Kivu (29,2°E ; 1,9°S) au-dessus duquel la densité d'éclairs augmente pendant la période d'étude. Par contre, aucune caractéristique particulière de surface pouvant accroître la densité d'éclairs, n'est observée dans ZONEMAXSEC.

Mais les spécificités de deux zones peuvent être aussi liées aux singularités saisonnières de l'influence de grande échelle due aux ondes atmosphériques de Kelvin ou aux jets troposphériques de moyenne altitude. Par exemple, le 18 Avril 2003 une onde équatoriale de Kelvin s'est propagée vers l'Est de l'Afrique centrale (pratiquement la zone d'étude) à partir d'environ 25°E (Laing et al., 2011). Cette onde de Kelvin, qui a pris naissance pratiquement à la frontière des deux zones, a dû influencer plus ZONEMAXPR que ZONEMAXSEC compte tenu de sa direction de propagation. En fait, elle avait été précédée par le passage, le 16 Avril 2003, d'une autre provenant de l'Océan Atlantique jusqu'à l'Océan Indien (Laing et al., 2011). Ces mêmes auteurs ont aussi trouvé que pendant la saison mars-mai, durant la période 2000-2003, le pic du cisaillement de vent à 925hPa était situé au centre du Congo (donc autour de ZONEMAXSEC). Or plusieurs chercheurs ont observé pour d'autres régions de l'Afrique tropicale (Afrique de l'Ouest et Nord de l'Afrique Tropicale) que la convection profonde est souvent associée avec les maxima de cisaillement dans la partie 925-600 hPa de la troposphère (Laing et al., 2008 ; Mohr and Thorncroft, 2006).

Pendant la saison mars-mai il y a le plus souvent un maximum d'éclairs dans la partie ouest de la zone d'étude (zone 11, Figure 2.27). Toutefois l'activité orageuse reste élevée dans ZONEMAXPR mais le maximum local est toujours dans cette zone mais perd un peu en contraste (Figure 2.12). En effet, une baisse de la convection pendant cette saison a été observée à l'ouest des lacs Victoria et Tanganyika ; les auteurs l'ont associée à l'absence du jet AEJ-S (Jackson et al., 2009). Ce jet ne peut pas se développer pendant cette saison (Nicholson and Grist, 2003). Des chercheurs ont aussi signalé la coïncidence entre le maximum d'éclairs et le maximum de convergence dans la troposphère moyenne (600 mb) autour de 25°-30°E (extension longitudinale de ZONEMAXPR), en Afrique équatoriale, pendant les mois d'Octobre de la période 1998-2003 (Jackson et al., 2009). Le travail de ces chercheurs a également montré que ce maximum de convergence coïncide avec un maximum très marqué du nombre de MCS pendant la saison septembre-novembre au cours de laquelle le jet AEJ-S, créateur de cette convergence, est bien développé.

La répétition de l'occurrence d'amas d'éclairs au-dessus du lac Upemba, le 04 mars 2013 entre 20h15 et 21h30 TU (figure 3.8), avait produit une forte densité d'éclairs localisée mise en exergue sur la figure 3.3. Sans doute l'occurrence d'amas d'éclairs doit être fréquente dans la zone de maximum principal. Plusieurs séquences des événements orageux représentés par les figures 3.11, 3.13 et 3.14 illustrent les occurrences d'amas d'éclairs dans cette zone. Singulièrement, les figures 3.13 et 3.14 montrent une vingtaine de graphes affichant les amas d'éclairs. Du reste, le maximum de densité observé, sur la figure 3.10, au pt (27,5°E; 2°S) est l'effet de l'amas d'éclairs repéré en ce même pt sur le graphe correspondant à 01h00 TU sur la figure 3.11. Les amas d'éclairs, coïncidant toujours avec les minima de températures, manifestent les cellules convectives très actives.

IV.4 Comparaison de l'activité d'éclairs dans les zones réduites

Nous pouvons arrêter un moment notre attention sur la carte de la figure 2.17d. Les calculs des proportions d'éclairs dans les zones réduites confirment la prédominance de l'activité d'éclairs dans la zone 14 (25°E–30°E ; 5°S–0°), correspondant au maximum de densité d'éclairs trouvé dans la partie II (ZONEMAXPR), où la moyenne de proportions d'éclairs calculée sur les 9 ans d'études est la plus grande (8%). Toutefois, ce maximum étant très localisé, la proportion dans la zone réduite ressort moins par comparaison aux autres zones de la bande tropicale sud : zone 13 (20°E–25°E ; 5°S–0°) avec une proportion de 7,8% et zone 12 (15°E–20°E ; 5°S–0°) avec 6,5%, qui coïncident avec ZONEMAXSEC. De plus l'ensemble constitué par les zones 12 et 13 est environné au Nord par deux zones adjacentes renfermant des proportions importantes (5,1% et 5,4%) et au Sud par un ensemble assez actif (5,3% et 4,7%).

Par rapport aux cartes de densité d'éclairs qui montrent clairement, les zones de forte ou faible densité d'éclairs avec une fine résolution, la méthode statistique élémentaire d'évaluation des proportions d'éclairs, utilisée dans le paragraphe II.5, permet de comparer quantitativement des zones distinctes à grande échelle de taille 5°×5°. Les proportions d'éclairs correspondant à ces zones sont réparties en plusieurs classes différentes. Mais les proportions comprises entre 3 % et 4 % sont de loin les plus fréquentes suivies de celles qui sont comprises entre 5 % et 5,5 %. Les proportions d'éclairs sont en général plus grandes sur le territoire de la République Démocratique du Congo suivi du Congo Brazzaville, du Gabon et de l'Angola.

Les localités auxquelles la climatologie globale de Christian *et al.* (2003) a associé, avec une résolution de 0,5°, les quatre plus grandes densités localisées d'éclairs au monde sont situées dans quatre zones réduites différentes de la figure 2.17d. En effet Boende (0,25°N ; 20,75°E), Kananga (5,75°S ; 18,75°E) et Lusambo (4,75°S ; 24,25°E) sont situées respectivement dans les zones réduites 8, 17 et 13 tandis que la densité maximale planétaire avait été trouvée dans la zone réduite 14, au point (1,25°S ; 27,75°E). De même cinq des dix lieux les plus foudroyés au monde, identifiés par Albrecht *et al.* (2016) avec une résolution plus fine (0,1°), sont localisés dans le bassin du Congo. Les localités peuplées les plus proches de ces sites (voir tableau 1.1) sont situées dans plusieurs zones réduites. Kabare (2,5°S ; 28,79°E), Kampene (3,6°S ; 26,67°E) et Sake (1,57°S ; 29,04°E) sont situées dans la zone 14. Par contre Butembo (0,14°N ; 29,29°E) et Boende (0,28°S ; 20,88°E) sont respectivement situées dans les zones 9 et 13. Mais les deux études ont attribué à Boende deux localisations différentes.

La carte de la figure 2.17d montre que les moyennes de proportions d'éclairs sont en général plus faibles dans les zones réduites de l'extrémité Est de la zone d'étude (zones 5, 10, 15 et 20), c'est-à-dire à l'est des montagnes de la vallée du Rift. Elles le sont aussi dans certaines zones océaniques de l'extrémité Ouest (zones 16 et 21). L'activité d'éclairs de la zone 15 (0° - 5°S ; 30°E - 35°E) mérite l'attention compte tenu de la présence du lac Victoria qui occupe plus ou moins 35% de cet espace. En fait, l'un des maxima de l'activité de MCS a été trouvé sur le lac Victoria (Jackson *et al.*, 2009). Le maximum de l'activité de MCS du lac Victoria est rattaché à l'augmentation nocturne de la convection par l'effet combiné des brises du lac et celles de montagnes et vallées (Jackson *et al.*, 2009 ; Fraedrich, 1972). L'accroissement maximal de la convection locale est observé pendant la saison pluvieuse mars-mai (Ba et Nickolson, 1998). De même, le maximum du nombre de MCS existe sur le lac Victoria aussi bien pendant la saison mars-mai que pendant la saison

septembre-novembre ; mais il est plus prononcé au cours de la saison mars-mai (Jackson et al., 2009). Cependant, dans ce travail, nous trouvons paradoxalement que l'activité d'éclairs est plus grande sur le lac Victoria pendant la saison décembre-février que pendant les saisons mars-mai et septembre-novembre (Figure 2.20b). L'activité saisonnière de MCS sur le lac Victoria montre un minimum pendant la saison JJA (Jackson et al., 2009).

IV.5 Origine des contrastes saisonniers dans les zones réduites

Les contrastes entre les quatre saisons, prises globalement, résultent de la déclinaison du soleil et de la migration de la zone de convergence intertropicale (ZCIT). En effet, nous avons signalé que les contrastes relatifs aux saisons DJF et JJA trouvés dans le présent travail résultent de la migration de la ZCIT et de ce fait ils sont compatibles avec les observations, relatives à cette migration, trouvées dans les travaux antérieurs tels ceux de Jackson *et al.* (2009) ou de Ba et Nickolson (1998). En outre, le travail de Jackson *et al.* (2009) signale que même les deux saisons pluvieuses équatoriales (MAM et SON) sont traditionnellement expliquées par le passage, par l'équateur de la ZCIT, vers le Nord ou vers le Sud respectivement (Jackson et al., 2009). Les saisons DJF et JJA correspondent aux phases extrêmes de la déclinaison du soleil dans l'hémisphère Sud et l'hémisphère Nord, respectivement. Ainsi, les distributions des proportions d'éclairs correspondant à ces saisons extrêmes présentent l'empreinte de la migration de la ZCIT. En effet, comme illustré dans les figures 2.24 et 2.25, les proportions d'éclairs sont concentrées au Sud de l'équateur pendant la saison DJF ; tandis que pendant la saison JJA, elles sont concentrées au Nord de l'équateur.

La structure de l'activité éclairs de la saison JJA porte également l'empreinte des ondes africaines de l'Est (African Easterly Wave : AEW) (Jackson et al., 2009). Cette structure reflète également la densité moyenne d'éclairs obtenue pour le bassin du Congo sur la période 2005-2013 trouvée dans le présent travail.

Pendant les saisons non extrêmes MAM et SON, correspondant aux phases intermédiaires des mouvements du soleil et de la migration de la ZCIT, le contraste de l'activité d'éclairs résulte aussi de la prédominance de l'influence des ondes équatoriales couplées de Kelvin ou du jet africain de l'Est de l'hémisphère Sud (AEJ-S). En effet, les ondes de Kelvin sont plus fréquentes en Afrique équatoriale pendant la saison de mars à mai ; à contrario elles y sont plus rares pendant la saison SON (Laing et al., 2011, Nickolson et Girst, 2003). D'autre part, le jet AEJ-S est bien développé pendant la saison SON, alors qu'il est pratiquement absent pendant la saison MAM (Jackson et al., 2009, Nickolson et Girst, 2003). La saisonnalité de ces deux mécanismes peut contribuer aux contrastes saisonniers qui caractérisent l'activité d'éclairs du bassin du Congo.

IV.6 Influence de l'orographie

L'orographie joue certainement un rôle en ce qui concerne l'origine du maximum aigu de densité d'éclairs observé chaque année autour de 28°E dans le bassin du Congo. Comme les montagnes les plus élevées dépassant 3000 m d'altitude sont situées à environ 28,5°E, leur présence est un élément favorable pour le développement des orages susceptibles de produire une forte densité d'éclairs.

Nous avons trouvé dans le présent travail un cas qui confirme l'influence des montagnes de Virunga et du lac Kivu sur la zone du maximum principal. En

effet, un orage qui s'est formé au niveau des montagnes de Virunga au voisinage du Lac Kivu (29°E ; 2°S), le 04 mars 2013 à 20h00 TU, a développé son activité intense 3 heures plus tard à environ 162 km plus au Sud-Est. Son déplacement est-ouest s'est effectué à une vitesse moyenne de 15 m/s. Son activité s'est poursuivie pendant plusieurs heures car sa dissipation n'a pu commencer que le lendemain matin à 04h45 TU. Son extension verticale et son étalement étaient importants (Figure.3.11).

L'étude menée par Laing *et al.* (2011), consacrée à l'analyse des cycles et de la propagation de la convection profonde en Afrique équatoriale durant la période 2000-2003, a aussi mis en évidence l'influence des montagnes de Virunga sur l'activité orageuse en Afrique équatoriale. Ce travail a montré que les systèmes convectifs de méso-échelle se forment et se propagent principalement vers l'ouest à partir des montagnes entourant la vallée du Rift. En analysant des statistiques sur la propagation et la fréquence des MCS, les auteurs ont trouvé qu'une grande fraction des épisodes de convection profonde se déroule sur les flancs des montagnes de la vallée du Rift, de la partie occidentale de l'Afrique centrale et du Cameroun. Mais le maximum de fréquence est observé en aval des chaînes de montagnes de la vallée du Rift dans le bassin du Congo car les pics les plus élevés de ces montagnes ont un plus grand impact.

De même que les montagnes de Virunga jouent un rôle dans l'origine de l'activité orageuse qui produit les grandes proportions et la densité maximale d'éclairs dans la zone 14 (Figures 2.9, 2.10 et 2.17), de même les massifs du mont Ruwenzori (29,7° - 30,2°E ; 0° - 0,8°N) pourraient, probablement, jouer un rôle dans l'activité orageuse de la zone 9 (Figure 2.17). La cité d'Oicha (29,5°E ; 0, 6°N), théâtre d'orages violents et où l'on a enregistré le foudroiement d'écoliers en 1996 et en 2015 (voir tableau A1 en annexe), pourrait, probablement, subir l'effet orographique du mont Ruwenzori. Cependant, les basses couches locales pourraient aussi correspondre à une zone de convergence. En effet, on doit noter qu'une altitude élevée d'un massif montagneux n'implique pas nécessairement une grande contribution de l'effet orographique dans l'activité convective. Il faut aussi une source proche de l'humidité dont le massif favoriserait l'ascension. A défaut, il faut au moins l'advection de masses d'air humides vers le massif. C'est ce qui explique que l'Himalaya, massif abritant dix sommets culminant à plus de 8000 m, dont le mont Everest le plus haut du monde (8848 m), n'est pas le site le plus foudroyé de la planète.

IV.7 Sources d'humidité et Convection

L'instabilité convective est à l'origine des ascendances de masses d'air humide qui aboutissent à la formation des orages. Les masses d'air tropicales sont chargées de l'humidité provenant en partie de l'évapotranspiration favorisée par la régularité du chauffage solaire (Haensler *et al.* 2013). Mais des sources supplémentaires d'humidité sont nécessaires car la formation d'un cumulonimbus requiert d'énormes quantités d'air humide. En effet, chaque cumulonimbus aspire chaque seconde environ 700 mille tonnes d'air, en intégrant 9000 tonnes de vapeur d'eau (Talleu, 2003).

Le soleil constitue la source d'énergie nécessaire aux fortes ascendances susceptibles d'engendrer les orages en renforçant la CAPE. En effet, il a été établi que le cycle diurne de la convection dans les tropiques est lié à la déstabilisation de la couche limite atmosphérique par la radiance solaire l'après-midi (Wallace, 1975 ; Dai *et al.*, 1999 ; Dai, 2001). On a également reconnu l'effet local des brises de mer ou de lacs ainsi que celui de la topographie (Oki and Musiak, 1994 ; Yang and Slingo, 2001 ; Yang and Smith, 2006 ; Jackson *et al.*, 2009 ; Laing *et al.*, 2011).

Dans le présent travail nous avons illustré l'implication des lacs Kivu, Upemba et Victoria comme sources d'approvisionnement en humidité pour favoriser la formation et le développement des orages dans la partie Est du bassin du Congo, en contraste avec leur zone environnante respective. En effet, nous avons mis en évidence la formation et le développement des orages au voisinage de ces trois lacs : le 04 mars 2013 pour le lac Upemba (26,5°E ; 8,5°S) et le lac Kivu (29,5°E ; 2,2°S) et le 17 août 2013 pour le lac Victoria (33°E ; 1°S) (Figures 3.8, 3.11 et 3.16). De même, les auteurs de l'étude consacrée à la caractérisation des cycles et de la propagation de la convection profonde en Afrique équatoriale, déjà mentionnée au paragraphe précédent, ont principalement identifié deux sources d'humidité à savoir le lac Victoria et lac Tanganyika (Laing et al., 2011).

Donc les multiples lacs du bassin du Congo contribuent probablement à l'abondance de l'humidité dans certaines zones de la région. Néanmoins les quatre orages qui se sont formés le 25 Décembre 2013 à des lieux et des moments différents dans la zone du maximum principal de densité d'éclairs, prouvent que l'humidité existe en quantité importante dans cette zone où il n'y a pas la présence directe de lacs. D'ailleurs, l'étalement et la durée qui ont caractérisé les orages observés dans cette zone (Figures 3.11 et 3.14) confirment que les conditions de développement des orages sont similaires à celles présentes au voisinage du lac Upemba ou Victoria. Les données d'humidité relative issues des ré-analyses pour ce jour-là montrent que de fortes valeurs à moyenne altitude (3000 mètres) sont probablement advectées de l'Est de la zone. Mais il est difficile de déterminer la source exacte de cette humidité sans faire des analyses détaillées de son évolution à plusieurs niveaux d'altitude. Seules les mesures locales couplées aux observations de grande échelle peuvent préciser les conditions de formation de ces quatre orages. Ils peuvent être associés d'une part à des dynamiques particulières de basses couches (zones de convergences) ou du chauffage de surface, et d'autre part à de l'advection d'humidité ou de l'évaporation locale. En outre, nous avons remarqué dans ce travail, que les lacs situés plus au nord de la vallée du Rift influencent moins la densité d'éclairs. Tel est le cas du lac Edouard (29,67°E ; 0,67°S) et du lac Albert (30,67°E ; 1,33°N).

Les anomalies concernant les lacs Edouard et Albert pourraient être liées à leur environnement local. En effet, ces lacs sont situés dans la vallée du Rift. Les proportions d'éclairs sont en général faibles dans cette zone (voir figure 2.17). Le fait que la densité d'éclairs soit souvent renforcée sur le lac Victoria qui se trouve dans la même zone corrobore la présomption en faveur des conditions environnementales locales. Malgré cette singularité du lac Victoria, on doit toutefois noter que les proportions d'éclairs dans sa zone sont, chaque année, plus faibles que celles observées dans la zone du lac Upemba, quoique de taille comparativement modeste, qui est hors du Rift (voir figure 2.20a).

D'autres contributions à l'humidité dans le bassin du Congo peuvent provenir du recyclage de l'eau des pluies ou du couplage humidité-atmosphère favorisé par les hétérogénéités de surface ou de végétation. En effet, une simulation réalisée par les chercheurs de la corporation GLACE (the Global Land Atmosphere Coupling Experiment) a classé l'Afrique équatoriale (région incluant le bassin du Congo) parmi les quatre régions de la planète les plus affectées par l'interaction entre l'humidité du sol et l'atmosphère (Koster et al., 2004). Les grandes plaines centrales de l'Amérique du nord, le Sahel et l'Inde sont les trois autres régions mises en exergue dans cette étude. D'autre part un rapport du programme des nations unies pour l'environnement indique que 70% des précipitations dans la cuvette centrale de la RDC, zone se trouvant au cœur du bassin du Congo, proviennent de l'évaporation et de l'évapotranspiration locale (PNUE, 2012). De plus, les chercheurs du projet AMMA (Analyses Multidisciplinaires de la Mousson Africaine ou African Monsoon Multidisciplinary Analysis) ont observé qu'une partie de l'eau qui alimente les pluies de mousson provient du recyclage de l'eau des précipitations sur le continent, c'est-

à-dire de l'évaporation au-dessus des sols précédemment arrosés par les pluies (Lafore et al., 2012 ; Peugeot et al., 2012). Ils affirment que ce processus est particulièrement fort sur l'Afrique et son étude était l'un des objectifs du projet AMMA (Lafore et al., 2012).

L'hétérogénéité de végétations pourrait aussi jouer un rôle dans l'initialisation de certains orages dans le bassin du Congo. Certains chercheurs (Garcia-Carreras *et al.*, 2010) ont focalisé leur attention sur les conditions impliquant une telle causalité et l'éclairent tant soit peu. Ils affirment que sur les régions forestières, les températures de la couche limite atmosphérique sont plus froides comparées aux zones cultivées adjacentes, en accord avec l'effet causé par une évapotranspiration plus élevée. Pour des hétérogénéités à l'échelle d'environ 20 – 50 km, ces anomalies de température engendrent une circulation de vents qui peut initier la convection. Donc l'immense étendue forestière couvrant le centre de la zone d'étude pourrait jouer un rôle important dans l'origine du maximum secondaire de densité d'éclairs identifié dans le présent travail.

La radiance solaire n'est pas la seule cause possible de la déstabilisation de la couche limite atmosphérique. Certains auteurs ont signalé que l'instabilité convective à partir des ondes AEW (African Easterly Waves) peut provoquer des ascendances adiabatiques à partir de la couche limite jusqu'au niveau de convection libre et favoriser la convection profonde des masses d'air légères (Nicholson and Grist, 2003 ; Mathews, 2004). Par ailleurs, les caractéristiques de surface ne déterminent pas nécessairement le dénouement du processus convectif. Bien que la convection commence près de la surface, elle peut être intensifiée par la convergence dans la moyenne troposphère et par des forts courants divergents dans la haute troposphère (Jackson et al., 2009). Plusieurs auteurs ont noté la prédominance de tels événements pendant la saison de pluie en Afrique de l'Ouest (Nickolson and Webster, 2007 ; Nickolson, 2008, 2009).

La convection profonde en Afrique équatoriale a soulevé un paradoxe qui fait l'objet de controverses. Les orages y sont plus intenses mais ils y produisent moins de pluies que dans d'autres régions tropicales telles que l'Indonésie ou les régions équatoriales d'Amérique du Sud (Zipser et al., 2006). C'est ainsi qu'a été proposé un mécanisme de suppression de la pluie par les aérosols, qui permettrait à une grande quantité d'eau liquide de monter très haut dans le nuage et de se transformer en cristaux de glace (Sherwood et al., 2006). Les particularités de l'intensité de la convection en Afrique équatoriale ont préoccupé plusieurs chercheurs. En effet, Petersen et Rutledge (2001) ont trouvé que sur 22 régions analysées, l'Afrique équatoriale renfermait le plus grand contenu en eau et glace entre 7-9 km d'altitude. Ce contenu en eau et glace est un facteur primordial dans la production des éclairs, ont-ils jugé.

IV.8 Intensité orageuse

Nous avons observé, pour tous les événements orageux examinés dans le présent travail, qu'en général le taux d'éclair et la température minimale du sommet du nuage varient en sens inverse. Leur évolution au cours d'un orage est souvent marquée par des fluctuations importantes mais toutes les phases de croissance du taux d'éclairs correspondent aux phases de décroissance de la température minimale (Figures 3.9; 3.12; 3.15 et 3.16). Ainsi, les maxima du taux d'éclairs correspondent en général aux minima de la température, à environ 15 minutes près puisque c'est la résolution temporelle utilisée. Il faut noter également que le développement de nouvelles cellules au sein de l'orage peut contribuer

à l'augmentation du taux d'éclair sans affecter directement la valeur minimale de la température du sommet nuageux.

La décroissance de la température minimale du sommet du nuage traduit l'extension verticale de l'orage ou des systèmes orageux d'une part, et la croissance du taux d'éclairs exprime l'intensité orageuse d'autre part. Les fortes ascendances qui élèvent les masses d'air humide à des altitudes élevées favorisent aussi les chocs des hydrométéores et par conséquent l'électrisation des nuages et la production d'éclairs. On peut donc en conclure que la première cause de l'intensité orageuse, ayant marqué les cas d'étude, est la vigueur de l'instabilité convective qui a initié et entretenu les ascendances des masses d'air humide. Ce point de vue est tout à fait conforme à la conception classique car l'activité d'éclairs est une signature de l'intensité convective (Zipser et al., 2006). Elle nécessite aussi bien un environnement microphysique de phase mixte que des ascendances fortes (Toracinta et Zipser, 2001). Mais l'extension verticale des orages n'est pas le seul phénomène associé à la croissance du taux d'éclairs. Nous avons aussi observé la croissance du taux d'éclairs associée à des phénomènes de fusion de cellules orageuses (Figures 3.13 et 3.14, Figure 3.15). Ces éléments convectifs, de taille ne dépassant pas 10 km à 30 km de diamètre, sont caractérisés par les amas d'éclairs et/ou par le minimum de température. Deux cellules qui fusionnent mettent en interaction leur dynamique et s'associent pour former un système organisé plus intense. Pour cette raison le phénomène de fusion de cellules orageuses doit s'accompagner de la croissance du taux d'éclairs pendant la durée du processus.

IV.9 Etalement des orages

La température minimale des surfaces des sommets de nuages renseigne sur leur extension verticale alors que les valeurs des surfaces donnent l'information sur leur étalement. L'observation de l'évolution de la structure orageuse au rythme de quart d'heure ou de demi-heure a permis de voir la progression de l'étalement des systèmes orageux des cas étudiés. Nous voyons que la disproportion entre la taille de l'orage à son stade mature ou de dissipation et celle à son déclenchement est colossale. Dans le deuxième cas d'étude l'étalement maximal a produit une extension longitudinale pratiquement égale à 300 km ($\sim 3^\circ$) contre une étendue latitudinale de plus de 200 km (plus de 2°) (Figure 3.11). Dans le troisième cas d'étude, les dimensions horizontales maximales et la forme de la structure orageuse correspondent à peu près à celles de la zone du maximum principal d'éclairs décrit dans la Partie II, c'est-à-dire 300 km suivant la direction nord-sud et 200 km suivant la direction est-ouest (Figure 3.14). L'instabilité convective, combinée avec un cisaillement de vent horizontal, est probablement l'origine de l'étalement important des orages observés dans les cas étudiés. Cela est d'autant plus probable qu'il a été montré qu'un cisaillement modéré du vent horizontal contribue à organiser la convection ordinaire en MCS (Laing et al., 2011 ; Rotuno et al., 1998 ; Lafore and Moncrieff, 1989).

De plus, l'observation de l'évolution de la structure orageuse au rythme de quart d'heure montre que l'étalement d'un orage est un processus quasiment continu qui commence au stade initial de l'orage et qui dure une grande partie de l'activité orageuse pour se terminer avec le début de la phase de dissipation du système orageux. Nous pouvons dire que le processus d'étalement d'orages matérialise l'organisation des MCS que Beucher (2010) juge être dictée par des conditions d'échelle synoptique en altitude et en basses couches. Ce processus est aussi compatible avec le fait que bien que la convection commence près de la surface, elle peut être intensifiée par la convergence dans la moyenne

troposphère et par des forts courants divergents dans la haute troposphère (Jackson et al., 2009).

Les proportions que prend l'orage suite à l'étalement (par exemple, figures 3.8 à 23h00 TU et 3.11 à 03h30 TU) montrent que les pluies stratiformes qui tombent en un lieu donné peuvent avoir une origine convective située à une centaine de kilomètres. De plus les tailles atteintes par les quatre systèmes orageux étudiés, à leur stade mature et avant le début de leur dissipation indiquent que ces systèmes sont tous des MCS.

IV.10 Influence probable des aérosols

Les aérosols pourraient aussi contribuer à la convection profonde dans le bassin du Congo. Nous avons déjà fait mention du mécanisme régulateur du contenu en eau et en glace dans la troposphère de l'Afrique équatoriale, proposé par Sherwood *et al.* (2006), mettant en jeu les aérosols. Les études intéressantes menées par Sherwood *et al.* (2006) ont montré que les maxima dans l'activité d'éclairs dans le bassin du Congo sont associés avec des petits diamètres effectifs de cristaux de glace à proximité du sommet du cumulonimbus. De plus ils ont remarqué que les orages les plus hauts produisent les plus petits diamètres effectifs de cristaux de glace. Plusieurs études ont attribué la réduction de ces diamètres effectifs de cristaux de glace, massés dans le voisinage du sommet du cumulonimbus, à des grandes quantités de particules d'aérosols atmosphériques (Sherwood, 2002a,b ; Ekman *et al.*, 2004). D'autre part, Sherwood *et al.* (2006) ont suggéré que le brûlage extensif de la biomasse pourrait jouer un rôle dans l'intensification des orages. Donc dans le secteur de la forêt équatoriale du bassin du Congo la convection peut être aussi renforcée par le brûlage extensif de la biomasse.

Le point de vue de Sherwood, dont Jackson et al. (2009) font écho, corrobore avec les études qui ont signalé l'existence d'une influence de la fumée rejetée dans l'atmosphère par les feux de forêt d'origine anthropique sur l'augmentation ou la diminution de l'intensité orageuse (Altaratz et al., 2010) et sur des caractéristiques des éclairs comme la polarité ou le pic de courant (Lyons et al., 1998 ; Murray et al., 2000 ; Fernandes et al., 2006 ; Rosenfeld et al., 2007). Au regard de ces résultats une étude de l'influence sur les caractéristiques des orages et des éclairs, de la fumée rejetée dans l'atmosphère par les feux de forêt produits par les fabricants de charbon de bois dans la forêt équatoriale est envisageable. Un rapport du PNUE (2012) sur la consommation de charbon de bois dans les villes de la RDC donne une idée sur la quantité de bois brûlée dans le secteur de la forêt équatoriale du bassin du Congo à travers les indications suivantes. Plus de 80 % de l'énergie nationale de la RDC provient du bois combustible et du charbon de bois. La crise du charbon de bois se concentre principalement autour des grands centres urbains de la RDC que sont Kinshasa, Lubumbashi, Goma, Mbuji-Mayi, Kikwit, Kananga et Kalemie. Rien qu'à Kinshasa, plus de cinq millions de mètres cube de bois, sont transformés en charbon tous les ans.

IV.11 Présomption de prédominance de certaines caractéristiques de surface

La persistance du maximum de densité d'éclairs, d'année en année, dans la zone (26,5°E-29°E ; 0° - 3°S) et l'existence, dans cette zone, d'un gradient de valeurs élevées de densité d'éclairs perpendiculaire à la chaîne de montagnes de Virunga (voir Figure

2.15C) confortent la présomption de l'influence de ces montagnes dans l'origine de ce maximum principal. Le déplacement d'un orage qui s'est formé au niveau des montagnes de Virunga au voisinage du lac Kivu (29°E ; 2°S), le 04 mars 2013 à 20h00 TU, et qui a déployé son intense activité quelques heures plus tard dans la zone du maximum principal (ZONEMAXPR) illustre aussi bien l'influence de ces montagnes que celle de ce lac dans cette zone du maximum. L'influence possible du lac Victoria dans la zone a été aussi évoquée. Cependant certains indices peuvent conduire à imaginer une probable prédominance de l'influence de l'orographie sur celle des lacs. Parmi ces indices, on peut considérer les sommets dépassant les 3000 m dans la chaîne de montagnes de Virunga et le fait que les lacs sont plus éloignés de ZONEMAXPR que ces montagnes. De plus l'évaporation et l'ascension des masses d'air humide au-dessus de lacs pourraient demander plus d'énergie que le chauffage et l'ascension de masses d'air favorisée par les montagnes car l'eau de lacs chauffe moins vite que les surfaces fermes.

Néanmoins, on doit distinguer deux aspects concernant l'influence de l'orographie. D'une part, l'effet de pointe favorise la fréquence des impacts de foudre sur la montagne. Cet effet contribue ainsi à la densité locale d'éclairs. D'autre part, les montagnes peuvent jouer le rôle de forçage pour faciliter l'ascension de masses d'air chauffées et favoriser la convection et la formation des orages. Ce deuxième effet peut contribuer à la densité locale d'éclairs si les orages formés sont stationnaires. Mais si ces orages se déplacent, l'effet va contribuer à la densité d'éclairs à une certaine distance de la montagne. De même les lacs, jouant le rôle de sources d'humidité, favorisent la formation des orages. Les orages formés grâce à l'apport de l'humidité des lacs peuvent renforcer la densité locale d'éclairs s'ils sont stationnaires. Tels sont les cas des orages formés sur le lac Upemba et Victoria respectivement le 04 mars et le 17 août 2013, illustrés dans ce travail. Mais si l'orage formé se déplace, il va renforcer la densité d'éclairs loin du lac. Tel est le cas de l'orage formé au voisinage du lac Kivu le 04 mars 2013 mais qui a plutôt contribué à la densité d'éclair dans la zone du maximum principal. De plus l'humidité peut aussi être transportée loin d'un lac par les vents.

L'analyse qui précède nous aide à comprendre que la prédominance de l'influence de l'orographie ou des masses d'eau lacustres sur la densité d'éclairs n'est pas une simple question. La réponse à cette question ne peut pas a priori découler de l'esprit. Il faut des données appropriées pour parvenir à une conclusion quantitative. La présomption de la prédominance de l'influence de l'orographie sur celle des lacs est peut être légitime mais la réalité de cette prédominance n'est pas prouvée.

En réalité, cette présomption concernant la prédominance de certaines caractéristiques de surface dissimule une certaine conception. On veut, peut-être, rechercher à expliquer nécessairement les fortes densités d'éclairs et certaines « anomalies » par les caractéristiques de surface. Mais nous avons déjà rappelé que les caractéristiques de surface ne déterminent pas nécessairement le dénouement des processus convectifs. Nous avons, à cet effet, évoqué une observation de certains auteurs : « Bien que la convection commence près de la surface, elle peut être intensifiée par la convergence dans la moyenne troposphère et par des forts courants divergents dans la haute troposphère (Jackson et al., 2009) ». L'étalement de quatre orages que nous avons analysés en détails dans ce travail corrobore cette remarque. Dans tous les quatre cas, nous avons observé que l'étalement commence au moment où une ou plusieurs cellules ont déjà subi un développement vertical attesté par la faible valeur de la température minimale. C'est une preuve que l'intensification et l'organisation des systèmes orageux étudiés ont été alimentées à partir de la moyenne troposphère et de la haute troposphère. C'est pourquoi on ne doit pas oublier la contribution du maximum de convergence dans les basses couches dans l'origine du maximum principal

(Jackson et al., 2009). On ne doit pas non plus oublier la contribution du maximum de cisaillement dans l'origine du maximum secondaire (Jackson et al., 2009). En fin on ne peut pas ignorer l'effet du pic de la phase humide de Kelvin dans l'origine du pic de l'activité d'éclair dans la zone 11 au cours des saisons mars-mai (Laing et al., 2011). Dès lors une autre question de prédominance se pose légitimement : "celle de la prédominance de l'influence de caractéristiques de surface ou celle de la convergence en altitude ou d'autres facteurs tels que les ondes de Kelvin ou le maximum de cisaillement".

CONCLUSION GENERALE ET PERSPECTIVES

Le présent travail apporte une contribution à l'étude de l'activité d'éclairs des systèmes orageux dans le bassin du Congo. L'utilisation des données du réseau à grande échelle WWLLN nous a amenés à déterminer l'efficacité de détection de ce réseau dans la zone d'étude. Pour cela une méthode a été adaptée en utilisant les données du capteur spatial LIS. L'efficacité de détection relative a été calculée et sa variabilité spatio-temporelle a été analysée. Cette première phase de l'étude constitue un apport indéniable sur les performances du réseau WWLLN et sur l'interprétation des observations. Les valeurs de l'efficacité de détection trouvées sont compatibles avec celles obtenues dans d'autres régions du monde. Plusieurs paramètres et comportements de l'activité d'éclairs des systèmes orageux dans le bassin du Congo sont interprétés en termes d'évolution temporelle et de distribution spatiale de l'efficacité de détection. Tels sont les cas de l'évolution du nombre d'éclairs vus par le réseau WWLLN, de l'évolution de la multiplicité des arcs, des contrastes dans la distribution de la densité d'éclairs pendant des périodes déterminées, des distributions des proportions d'éclairs dans des zones réduites...

Un autre apport important concerne la climatologie régionale de l'activité d'éclairs proposée dans cette thèse. Tout d'abord, la distribution spatiale d'éclairs à une résolution de $0,1^\circ$ décrite dans le cadre de cette climatologie régionale confirme toutes les caractéristiques trouvées par les climatologies globales d'éclairs. Mais surtout, cette répartition spatiale à l'échelle régionale met en évidence des précisions auxquelles les descriptions à grande échelle ne peuvent pas donner accès. Ainsi, dans ce travail, nous avons caractérisé un maximum principal très aigu de densité d'éclairs, tant par ses dimensions que par sa forme et sa persistance saisonnière, alors que les climatologies globales le caractérisent soit par une vaste zone, soit par un point. L'environnement de ce maximum a été précisé et il a été montré qu'il est aligné à une chaîne de montagne en aval du lac Kivu par rapport aux flux d'air d'est dominants. L'étude a aussi montré que dans cette zone, les orages sont soit plus nombreux, soit plus intenses, soit plus stationnaires, soit plusieurs de ces qualificatifs à la fois. La distribution zonale des éclairs a montré une forte proportion dans la bande tropicale sud, en partie liée au maximum principal mais aussi à une forte activité étalée

longitudinalement et constituant une zone secondaire de forte activité. L'activité orageuse dans cette zone de maximum secondaire est plus variable spatialement d'une année à l'autre, temporellement d'une saison à l'autre, et le cycle diurne y est moins marqué.

Une analyse des proportions d'éclairs à l'échelle de zones réduites ($5^{\circ} \times 5^{\circ}$) a permis de quantifier les contrastes entre différentes régions de la zone d'étude et de voir leur évolution saisonnière. Ainsi, à l'échelle spatiale de ces zones, l'activité orageuse suit globalement le déplacement de la zone de convergence inter tropicale (ZCIT) avec un maximum localisé dans la bande équatoriale (10°E - 30°E et 5°S - 0°) hormis pour la saison juin-août où le maximum est moins marqué. Ainsi, l'évolution spatio-temporelle décrite à plusieurs échelles dans ce travail constitue un apport incontestable par rapport aux climatologies précédentes, soit mondiales soit locales dans d'autres régions du Globe.

Une autre contribution évidente se réfère aux informations apportées par les éclairs et la distribution spatiale des températures des sommets des nuages. Ces informations sont fournies par l'investigation sur les corrélations entre l'activité d'éclairs, l'activité orageuse et les caractéristiques nuageuses. Ainsi par exemple, l'évolution du taux d'éclairs, les amas d'éclairs et les températures minimales des sommets de nuages renseignent sur l'intensité orageuse ; la croissance de la température en allant de l'intérieur vers la périphérie renseigne sur la détermination des structures orageuses dans les masses nuageuses ; les températures minimales des sommets de nuages renseignent sur l'altitude des systèmes orageux et sur l'intensité des ascendances des masses d'air humide ; le suivi des orages toutes les quinze minutes donne des informations sur la variabilité de l'activité orageuse et l'étalement d'orages, sur les fusions de cellules orageuses et les recouvrements de couverture nuageuses, sur l'interaction entre différentes cellules orageuses, et enfin sur la dissipation des orages. La formation et le développement des orages au-dessus de certains lacs suggèrent de considérer les régions de lacs comme des zones potentiellement favorables à la formation et au développement des orages.

Parmi les questions qui restent ouvertes, il reste à comprendre pourquoi les systèmes orageux survenant dans certaines zones du bassin du Congo sont-ils les plus actifs en termes d'éclairs au monde. Cette question va continuer, sans aucun doute, à nous préoccuper. Non seulement elle comptera parmi les priorités de nos recherches en perspective, mais aussi elle nous obligera à consacrer du temps et de l'énergie pour renforcer nos capacités en météorologie dynamique. Elle nous forcera, pour ainsi dire, à nous frotter à d'autres questions importantes telles que le paradoxe évoqué par Liu et Zipser (2005). Elle dirigera aussi notre intérêt vers la nécessité d'approfondissement de l'étude du rôle que joue, dans l'activité d'éclair, le contenu en eau et en glace observé entre 7 et 9 km d'altitude dans la troposphère de l'Afrique équatoriale par Petersen et Rutledge (2001).

Naturellement, nous nous intéresserons aussi, dans le cadre de la météorologie dynamique, aux questions d'importance capitale en météorologie telles que la convection profonde, l'influence des ondes atmosphériques de Kelvin ou encore celle des jets troposphériques africains de l'Est (AEJ) dans le bassin du Congo.

Nous avons aussi le devoir de diffuser les connaissances sur les orages et les éclairs pour les faire comprendre et les prévenir. Ce devoir orientera notre intérêt vers les modèles numériques de prévision des orages. Il nous obligera aussi à rechercher les liens entre les éclairs et les autres phénomènes violents associés à des orages tels que les pluies convectives et les vents violents, en vue d'améliorer la prévision des orages à court terme et de mieux prévenir les risques de foudre et d'autres phénomènes violents associés aux orages.

L'un des aspects de la recherche, qui va attirer notre intérêt et qui va sans doute nous préoccuper, c'est la modélisation. Modéliser l'activité électrique des systèmes orageux dans le bassin du Congo, modéliser la dynamique et la microphysique dans les orages du bassin du Congo, modéliser le rôle du cisaillement de vent dans la constitution des MCS survenant dans le bassin du Congo, simuler la production des éclairs par les orages dans le bassin du Congo sont autant de questions vers lesquelles notre intérêt sera porté.

Des problèmes environnementaux engendrés par les éclairs retiendront aussi notre attention. Modéliser la production des NOx (oxydes d'azote) engendrés par les éclairs dans le bassin du Congo, déterminer la distribution des NOx produits par les éclairs dans notre région d'étude, sont autant des sujets que nous souhaitons aussi aborder à l'avenir. Collaborer dans des recherches multidisciplinaires dédiées à l'étude des NOx ou des feux de végétation produits par les éclairs représente aussi, pour nous, un intérêt pour rendre plus utile cette thèse. Modéliser les impacts des feux de végétation sur la dynamique et la chimie de l'atmosphère du bassin du Congo, par exemple, sera une tâche autour de laquelle nous pourrions rencontrer des collègues intéressés par la chimie de l'atmosphère. Examiner la corrélation entre les aérosols, notamment ceux générés par le brûlage extensif de la biomasse, et l'activité d'éclairs attirera également notre intérêt.

L'utilisation des futures données spatiales concernant l'activité d'éclair et la météorologie, que le satellite géostationnaire Météosat 3^{ème} génération (MTG) fournira, permettra d'aborder bon nombre de ces questions et constituera aussi une possibilité d'étendre l'utilité de cette thèse. De même, les observations du microsatellite défilant du CNES Taranis pourront nous permettre d'aborder pour la première fois les études de phénomènes lumineux transitoires au-dessus des orages du bassin du Congo.

Références bibliographiques

- Abarca, S., & Corbosiero, K. (2011). The World Wide Lightning Location Network and convective activity in tropical cyclones. *Mon. Wea. Rev.*, 139, 175–191.
- Abarca, S., Corbosiero, K., & Galarneau, T. (2010). An evaluation of the Worldwide Lightning Location Network (WWLLN) using the National Lightning Detection Network (NLDN) as ground truth. *J. Geophys. Res.*, 115, D18206. doi:10.1029/2009JD013411.
- Abreu, D., Chandan, D., R.H., H., & Strong, K. (2010). A performance assessment of the World Wide Lightning Location Network (WWLLN) via comparison with the Canadian Lightning Detection Network (CLDN). *Atmospheric Measurement Techniques*, 3, 1143–1153. doi:10.5194/amt-3-1143-2010.
- Albrecht, R., Goodman, S., Buechler, D., Blakeslee, R., & Christian, H. (2016). Where are the lightning hotspots on Earth? *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 97, 2051-2068. DOI : 10.1175/BAMS-D-14-00193.2.
- Albrecht, R., Goodman, S., Petersen, W., Buechler, D., Bruning, E., Blakeslee, R., & Christian, H. (2011). The 13 years of TRMM Lightning Imaging Sensor: from individual flash characteristics to decadal tendencies. *Proceedings of the XIV International Conference on Atmospheric Electricity*, 08–12 August 2011, Rio de Janeiro, Brazil.
- Allen, D.J., & Pickering, K.E. (2002). Evaluation of lightning flash rate parameterizations for use in a global chemical transport model. *J. Geophys. Res.*, 107 (D23), doi : 10.1029/2002JD002.0666.

- Altaratz, O., Koren, I., Yair, Y., & Price, C. (2010). Lightning response to smoke from Amazonian fires. *Geophys. Res. Lett.*, 37(L07801). doi:10.1029/2010GL042679.
- Amato, V., Antoniadis, A., Cuomo, V., Cutillo, L., Franzese, M., Murino, L. & Serio, C. (2008). Statistical cloud detection from SEVIRI multispectral Images. *Remote Sensing of Environnement* 112, 750- 766.
- Antonescu, B., & Burcea, S. (2010). A cloud-to-ground lightning climatology for Romania. *Mon. Weather Rev.*, 138, 579–591. doi: 10.1175/2009MWR2975.1
- Ba, M., & Nicholson, S. (1998). Analysis of convective activity and its relationship to the rainfall over the Rift Valley Lakes of east Africa during 1983–90 using the Meteosat infrared channel. *J. Appl. Meteorol.*, 37, 1250–1264.
- Barthe, C. (2005). Etude de l'activité électrique des systèmes orageux à l'aide du modèle Meso-NH. Thèse de Doctorat, Université Paul Sabatier.
- Beucher, F. (2010). Météorologie Tropicale : des alizés au cyclone. Météo-France © - 2010. tomes I et II. 863p.
- Boccippio, D., Koshak, W., & Blakeslee, R. (2002). Performance Assessment of the Optical Transient Detector and Lightning Imaging Sensor. Part I: Predicted Diurnal Variability. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 19, 1318–1332.
- Boccippio, D. J., Williams, E. R., Heckman, S. J., Lyons, W. A., Baker, I. T., & Boldi, R. (1995). Sprites, ELF transients and positive ground strokes. *Science* 269, 1088.
- Bovalo, C., Barthe, C., & Begue, N. (2012). A lightning climatology of the South-West Indian Ocean. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 12, 2659–2670. doi: 10.5194/nhess-12-2659-2012
- Bovalo, C., Barthe, C., Yu, N., & Bègue, N. (2014). Lightning activity within tropical cyclones in the South West Indian Ocean. *J. Geophys. Res. Atmos.*, 119, 8231-8244. doi:10.1002/2014JD021651
- Buguet, M. (2012). Activité d'éclairs et paramètres physiques issus de l'observation radar dans les orages : application au projet HyMeX. Thèse de Doctorat, Université Paul Sabatier.
- Burgesser, R.E., Nicora, M.G., & Avila, E.E. (2012). Characterization of the lightning activity of “Relampago del Catatumbo”. *J. Atmos. Sol. Terr. Phys.*, 77, 241–247, <http://dx.doi.org/10.1016/j.jastp.2012.01.013>.
- Calas, C. (2013). Concepts et méthodes pour le météorologiste. Météo-France © - 2013. 329p.
- Carey, L.D., Murphy, M.J., McCormick, T.L., & Demetriades, N.W.S. (2005). Lightning location relative to storm structure in a leading-line, trailing stratiform mesoscale convective system. *J. Geophys. Res.* 110, D03105. <http://dx.doi.org/10.1029/2003JD004371>.
- Cecil, D., Buechler, D., & Blakeslee, R. (2014). Gridded lightning climatology from TRMM-LIS and OTD: Dataset description. *Atmos. Res.*, 135, 404–414. doi:10.1016/j.atmosres.2014.06.028
- Chauzy, S. (2009). De l'orage dans l'air, *Bulletin de l'Union des Professeurs de Physique et de Chimie*, 913, p. 369.

- Chauzy, S. & Soula, S. (1999). Contribution of the ground corona ions to the convective charging mechanism, *Atmos. Res.*, 51, 279-300.
- Christian, H., Blakeslee, R., Boccippio, D., Boeck, W., Buechler, D., Driscoll, K., . . . Stewart, M. (2003). Global frequency and distribution of lightning as observed from space by the Optical distribution of lightning as observed from space by the Optical Transient Detector. *J. Geophys. Res.*, 108(D1), 4005. doi: 10.1029/2002JD002347.
- Christian, H.J., Blakeslee, R.J., Goodman, S.J., Mach, D.A., Stewart, M.F., Buechler, D.E., Koshak, W.J., Hall, J.M., Boeck, W.L., Driscoll, K.T., & Boccippio, D.J. (1999). The Lightning Imaging Sensor. Proceedings of the 11th International Conference on Atmospheric Electricity, Huntsville, AL, NASA, pp. 746–749.
- Chronis, T., Goodman, S., Cecil, D., Buechler, D., Robertson, F., Pittman, J., & Blakeslee, R. (2008). Global lightning activity from the ENSO perspective. *Geophys. Res. Lett.*, L19804, 35. doi:10.1029/2008GL034321
- Collier, A., & Hughes, A. (2011). Lightning and the African ITCZ. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 73, 2392–2398. doi: 10.1016/j.jastp.2011.08.010
- Collier, A., Hughes, A., Lichtenberger, J., & Steinbach, P. (2006). Seasonal and diurnal variation of lightning activity over southern Africa and correlation with European whistler observations. *Ann. Geophys.*, 24, 529–542. doi:10.5194/angeo-24-529-2006
- Cummins, K., Murphy, M., Bardo, E., Hiscox, W., Pyle, R., & Pifer, A. (1998). A combined TOA/MDF technology upgrade of the US National Lightning Detection Network. *J. Geophys. Res.*, 103(9), 035–9,044.
- Dai, A. F. (1999). Observed and model simulated diurnal cycles of precipitation over the contiguous United States. *J. Geophys. Res.*, 104, 6377-6402.
- Dai, A. (2001). Global precipitation and thunderstorms frequencies. Part II: Diurnal variations. *J. climate.*, 14, 1112-1128.
- Decaria, A. J., Pickering, K. E., Stenchikov, G. T., Scala, J. R., Stith, J. T., Dye, J. F., Ridley, B. A., & Laroche, P. (2000). A cloud-scale model study of lightning-generated Nox in an individual thunderstorm during STERAO-A. *J. Geophys. Res.* 105(D9). 11.601-11616.
- Delmas, R., Chauzy, S., Verstrade, J.M, & Ferré, H. (2007) *Atmosphère, océan et Climat*, édition Belin – Pour la Science, 287 p.
- DeMaria, M., DeMaria, R., Knaff, J., & Molenaar, D. (2012). Tropical cyclone lightning and rapid intensity change. *Mon. Weather Rev.*, 140. 1828–1842. doi:10.1175/MWR-D-11-00236.1
- Doswell III, C. T. A. (2001). Severe Convective Storms - An Overview, in *Severe Convective Storms*. Meteorological Monograph, published by The American Meteorological Society.
- Dowden, R., Brundell, J., & Rodger, C. (2002). VLF lightning location by time of group arrival (TOGA) at multiple sites. *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, 64 , 817-830.

- Dye, J.E., Jones, J.J, Winn, W.P, Cerni, T.A., Gardiner, B., Lamb, D., Pitter, R., Hallett, J., & C.P.R. Saunders, C.P.R. (1986). Early electrification and precipitation development in a small, isolated Montana Cumulonimbus. *J. Geophys. Res.*, 91, 1231–1247.
- Ekman, A.M., Wang, C., Wilson, J., & Strom, J. (2004). Explicit Simulations of aerosol physics in a cloud-resolving model: A sensitivity study based on an observed convective cloud. *Atmos. Chem. Phys.*, 4, 773-791.
- Fraedrich, K. (1972). A simple climatological model of the dynamics and energetics of the nocturnal circulation at Lake victoria. *Quart. J. Roy. Soc.* 98, 322-335.
- Farnsworth, A., White, E., Williams, C., Black, E., & Kniveton, D. (2011). Understanding the large Scale Driving Mechanisms of Rainfall Variability over Central Africa. 101 *Advances in Global Change Research*. 43. doi:10.1007/978-90-481-3842-5_5
- Fernandes, W. A., Pinto, I. R., Pinto, J. O., & Freitas, S. R. (2006). New findings about the influence of smoke from fires on the cloud-to-ground lightning characteristics in the Amazon region. *Geophys. Res. Lett.*, 33, L20810. doi:10.1029/2006GL027744
- Garcia-Carreras, L., Parker, D. J., Taylor, C. M., Reeves, C. E., & Murphy, a. J. (2010). Impact of mesoscale vegetation heterogeneities on the dynamical and thermodynamic properties of the planetary boundary layer,. *J. Geophys. Res.*, 115, D03102. doi:10.1029/2009JD012811
- Georgis, J.F. (1996). Comportement et Interactions Electriques des Gouttes Précipitantes dans un nuage d'orage. Thèse de Doctorat, Université Paul Sabatier.
- Goodman, S. J., Buechler, D.E., Knupp, K., Driscoll, K.T, & McCaul, E.W. (2000). The 1997–1998 El Niño event and related wintertime lightning variations in the Southeastern United States. *Geophys. Res. Lett.*, 27, 541–544.
- Giannakos, A., & Haralambos, F. (2012). Classification of convective and stratiform rain based on the spectral and textural features of Meteosat Second Generation infrared data. *Theor Appl Climatol*. Doi : 10.1007/s00704-012-0802-7.
- Gish, O. H. (1944). Evaluation and interpretation of the columnar resistance of the atmosphere. *Terr. Magn. Atmos. Electr.* 49, 159-168.
- Haensler, A., Saeed, F., & Jacob, D. (2013). Assessment of projected climate change signals over central Africa based on a multitude of global and regional climate projections. In: *Climate Change Scenarios for the Congo Basin*. [Haensler A., Jacob D., Kabat P., Ludwig F. (eds.)]. Climate Service Center Report No. 11, Hamburg, Germany, ISSN: 2192-4058.
- Haralambos, F. & Giannakos, A. (2010). Identifying precipitating clouds in Greece using multispectral infrared Meteosat Second Generation Satellite data. *Theoretical and Applied Climatology*. 104 : 25-42. Doi : 10.1007/s00704-010-0316-5.
- Hamid, E. F., Kawasaki, Z.I., & Mardiana, R. (2001). Impact of the 1997–98 El Niño event on lightning activity over Indonesia. *Geophys. Res. Lett.*, 28, 147–150.
- Hodanish, S., Sharp, D., Collins, W., Paxton, C., & Orville, R. (1997). A 10-yr monthly lightning climatology of Florida: 1986–95. *Weather Forecast.*, 12, 439–448.
- Hutchins, M. L., Holzworth, R. H., Brundell, J. B., & Rodger, C. J. (2012). Relative detection efficiency of the World Wide Lightning Location Network,. *Radio Sci*, 47, RS6005. doi:10.1029/2012RS005049

- Jackson, B., Nicholson, S., & Klotter, D. (2009). Mesoscale convective systems over western equatorial Africa and their relationship to large-scale circulation. *Monthly Weather Review*, 137, 1272-1294. doi: 10.1175/2008MWR2525.1.
- Jacobson, A., Holzworth, R., Harlin, J., Dowden, R., & Lay, E. (2006). Performance assessment of the Worldwide Lightning Location Network (WWLLN) using the Los Alamos Sferic Array (LASA) array as ground truth. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 23, 1082–1092.
- Jayarathne, E. R., Saunders, C. P., & Hallett, J. (1983). Laboratory studies of the charging of soft hail during ice crystal interactions. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 109, 609-630.
- Kasemir, H. W. (1960). A contribution to the electrostatic theory of a lightning discharge. *J. Geophys. Res.*, 65(7), 1873–1878.
- Kuhnlein, M., Appelhas, Tia., Thies, B., Kokhanovsky, A. A., & Nauss, T. (2013). An evaluation of a semi-analytical cloud property retrieval using MSG SEVIRI MODIS and CLOUDsat. *Atmospheric Research* 122, 111-135.
- Kigotsi, J. K., Soula, S., & Georgis, J. F. (2018). Comparison of lightning activity in the two most active areas of the Congo Basin. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 18, 479-489, 2018. <https://doi.org/10.5194/nhess-18-479-2018>.
- Kigotsi, K. J., Soula, S., Georgis, J. F., Barthe, C., & Kazadi, M. A. (2016). An Estimation of Detection Efficiency of the World Wide Lightning Location Network in the Congo Basin using Lightning Imaging Sensor as Reference. *Annales de la Faculté des Sciences. Université de Kinshasa*. Volume 1 (2016), 105-117.
- Koster, R.D., Dirmeyer, P.A., Guo, Z., Bonan, G., Chan, E., Cox, Peter, Gordon, C.T., Kanae, S., Kowalczyk, E., Lawrence, D., Liu, P., Lu, C., Malyshev, S., McAvaney, B., Mitchell, K., Mocko, D., Oki, T., Oleson, K., Pitman, A., Sud, Y.C., Taylor, C.M., Versegny, D., Vasic, R., Xue, Y., & Yamada, T. (2004). Regions of strong coupling between soil moisture and precipitation. *Science* 305, 1138(2004); doi: 10.1126/science.1100217.
- Krehbiel, P.R., Rioussel, J.A., Pasko, V.P., Thomas, R.J., Rison, W., Stanley, M.A., & Edens, H.E. (2008). Upward electrical discharges from thunderstorms. *Nature geoscience*. VOL 1 APRIL 2008. www.nature.com/naturegeoscience. Published online: 23 March 2008; doi:10.1038/ngeo162.
- Lafore, J.-P., & Moncrieff, M. W. (1989). A numerical investigation of the organization and interaction of the convective and stratiform regions of tropical squall lines. *J. Atmos. Sci.*, 46, 521–544.
- Lafore, J.-P., Asencio, N., Bouniol, D., Couvreux, F., Flammant, C., Guichard, F., Hall, N., Janicot, S., Kocha, C., Lavaysse, C., Leroux, S., Poan, E., Peyrillé, P., Roca, R., Roehrig, R., Roux, F., & Said, F. (2012). Evolution de notre compréhension du système de mousson ouest-africain, *La Météorologie – Spécial AMMA – Octobre* 212, p11-16.
- Labrador, L. J., vonKuhlmann, R., & Lawrence, M. G. (2004). Strong Sensitivity of the global mean OH concentration and the tropospheric oxidizing efficiency to the source of NO_x from lightning. *Geophys. Res. Lett.* 31. doi : 10.129/2003GL019, 229.

- Laing, A., Carbone, R., & Levizzani, V. (2011). Cycles and propagation of deep convection over equatorial Africa. *Monthly Weather Review*, 129, 2832-2853.
- Laing, A. G., Carbone, R. E., Levizzani, V., & Tuttle, J. D. (2008). The propagation and diurnal cycles of deep convection in northern tropical Africa. *Quart. J. Roy. Soc.* 134, 93-109.
- Levizzani, V. (2003). Satellite rainfall estimates : new perspectives for meteorology and climate from the EURAINSAT project. *ANNALES OF GEOPHYSICS*, VOL 46, N.2.
- Liu, C., & Zipser, E. J. (2005). Global distribution of convection penetrating the tropical tropopause. *J. Geophys. Res.*, 110, D23104. doi: 10.1029/2005JD006063.
- Liu, C., & Zipser, E. (2008). Diurnal cycles of precipitation, clouds, and lightning in the tropics from 9 years of TRMM observations. *Geophys. Res. Lett.*, 35, L04819. doi:10.1029/2007GL032437
- Lyons, W. A., Armstrong, R.A, Williams, E.R, & Bering, E.A. (2000). The hundred year hunt for the sprite. *Eos, Trans. Amer. Geophys. Union*, 81, 373–377.
- Lyons, W. A., Nelson, T. E., Williams, E. R., Cramer, J. A., & Turner, T. R. (1998). Enhanced positive cloud-to-ground lightning in thunderstorms ingesting smoke from fires. *Science*, 282(5386), 77. doi:10.1126/science. 282.5386.77.
- Lyons, W. A., Nelson, T.E, Williams, E. R., Cummer, S. A., & Stanley, M.A. (2003). Characteristics of sprite-producing positive cloud to ground lightning during 19 July 2000 STEPS mesoscale convective systems. *Mon. Weather Rev.* 131, 2417-2427.
- Maddox, R.A. (1980). Mesoscale convective complexes. *Bulletin of the American Meteorological Society*. **61** (11): 1374–1387.
- MacGorman, D.R., & Rust, W.D. (1998). *The Electrical Nature of Storms*. pp 258-286, Oxford Univ. Press., New York.
- Mäkelä, A., Tuomi, T.J., Haapalainen, J. (2010). A decade of high-latitude lightning location: Effects of the evolving location network in Finland. *J. Geophys. Res.*, 115, D21124, doi:10.1029/2009JD012183.
- Malardel, S. (2005). *Fondamentaux de météorologie. A l'école du temps*. Cépaduès- éditions, 709p.
- Mansell, E., MacGorman, D. R., Ziegler, C. L., & Straka, J. M. (2005). Charge structure and lightning sensitivity in a simulated multicell thunderstorm. *J. Geophys. Res.*, 110, D12101.
- Matthews, A. (2004). Intraseasonal variability over tropical Africa during northern summer. *J. Climate*, 17, 2427–2440.
- Mazur, V., & Ruhnke, L.H. (1998). Model of electric charges in thunderstorms and associated lightning. *J. Geophys. Res.* 103(D18), 23,299– 23,308.
- Mohr, K. I. & Thorncroft, C. D. (2006). Intense Convective Systems in West Africa and their relationship to the African easterly jet. *Quart.J.Roy.Meteor.Soc.*, 132, 163-176.
- Munoz, A., Daz-Lobaton, J., Chourio, X., & Stock, M. (2016). Seasonal prediction of lightning activity in north western Venezuela: Large-scale versus local drivers. *Atmos. Res.* doi: 10.1016/j.atmosres.2015.12.018.

- Murray, N. D., Orville, R. E., & Huffines, G. R. (2000). Effect of pollution from Central American fires on cloud-to-ground lightning in May 1998. *Geophys. Res. Lett.*, 27(15), 2249–2252. doi: 10.1029/2000GL011656.
- Nauss, T. & Kokhanovsky, A. A. (2006). Discriminating raining from non raining clouds at mid-latitudes using multispectral satellite data. *Atmos. Chem. Phys.* 6, 5031-5036.
- Neubert, T., et al. (2008). Recent results from studies of electric discharges in the mesosphere. *Sun. Geophys.* 29. [http : //dx.doi. org/10.1007/s 10712-008-9043-1](http://dx.doi.org/10.1007/s10712-008-9043-1).
- Nguyen, H., & Duvel, J. (2008). Synoptic wave perturbations and convective systems over equatorial Africa. *J. Climate*, 21, 6372–6388.
- Nicholson, S. E. (2008). The intensity, location and structure of the tropical rainbelt over West Africa as factors in interannual variability. *Int. J. Climatol.*, 28, 1775-1785.
- Nicholson, S. E. (2009). On the factors modulating the intensity on the tropical rainbelt over West Africa. *Int. J. Climatol.*, 29, 673-689.
- Nicholson, S., & Grist, J. P. (2003). On the seasonal evolution of atmospheric circulation over West Africa and equatorial Africa. *J. Climate*, 16, 1013–1030.
- Nicholson, S. E., & Webster, P. J. (2007). A Physical basis for the interannual variability of rainfall in the sahel. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 133, 2065-2084.
- Norville, K., Baker, M., & Latham, J. (1991). A numerical study of thunderstorm electrification – Model development and case-study. *J. Geophys. Res.*, 96, 7463 – 7481.
- Oki, T. & Musiake, K. (1994). Seasonal change of the diurnal cycle of precipitation over Japan and Malaysia. *J. Appl. Meteor.*, 33, 1445-1463.
- Orville, R., & Huffines, G. (2001). Cloud-to-ground lightning in the United States: NLDN results in the first decade, 1989–98. *Monthly Weather Review*, 129, 1179–1193.
- Petersen, W. A., & Rutledge, S. A. (2001). Regional variability in tropical convection : observations from TRMM. *Journal of Climate*, 14, 3566-3586.
- Peugeot, C., Bock, O., Boone, A., Cappelaere, B., Gosset, M., Meynadier, R., Séguis, L., Lebel, T., & Redelsperger, J.-L. (2012). Le cycle de l’eau dans le système de mousson d’Afrique de l’Ouest, *La Météorologie – Spécial AMMA – Octobre 212*, p55-63.
- PNUE: Programme des nations unies pour l’environnement. (2012). Evaluation Environnementale Post-conflit de la République Démocratique du Congo. <http://www.unep.org/drcongo>.
- Price, C., Penner, J., & Prather, M. (1997). Nox from lightning. 1. Global distribution based on lightning physics. *J. Geophys. Res.* 102(D5), 529-541.
- Proestakis, E., Kazadzis, S., Lagouvardos, K., Kotroni, V., & Kazantzidis, A. (2016). Lightning activity and aerosols in the Mediterranean region. *Atmos. Res.*, 170, 66-75.
- Pujol, O., Lascaux, F., & Georgis, J.-F. (2011). Kinematics and microphysics of MAP-IOP3 event from radar observations and Meso-NH simulations. *Atmos. Res.*, 101, 1–2, 124–142.

- Pujol, O., Georgis, J., Chong, M., & Roux, F. (2005). Dynamics and microphysics of orographic precipitation during MAP-IOP3. *Q. J. R. Meteor. Soc.*, 131, 2795–2819.
- Rivas, L., & De Pablo, F. (2002). Study of lightning event duration and flash rate in the Iberian Peninsula using cloud-to-ground lightning data. *Atmos. Res.*, 61, 189–201.
- Rivas, L., De Pablo, F., & Tomas, C. (2005). Ten-year study of Cloud-to-ground lightning activity in the Iberian Peninsula. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics.*, 67, 1632-1639. doi:10.1016/j.jastp.2005.08.019
- Rodger, C., Brundell, J., & Dowden, R. (2005). Location accuracy of long distance VLF lightning location network: Post algorithm upgrade. *Ann. Geophys.*, 23, 277–290.
- Rodger, C., Brundell, J., Holzworth, R., & Lay, E. (2008, June 23-27). Growing Detection Efficiency of the World Wide Lightning Location Network, Am. Inst. Phys. Conf. Proc., Coupling of thunderstorms and lightning discharges to near-Earth space: Proceedings of the Workshop, Corte (France). 1118, 15-20. doi:10.1063/1.3137706
- Rodger, C., Werner, S., Brundell, J., Lay, E., Thomson, N., Holzworth, R., & D. R. (2006). Detection efficiency of the VLF World-Wide Lightning Location Network (WWLLN): initial case study. *Ann. Geophys.*, 24, 3197–3214.
- Rosenfeld, D., Fromm, M., Trentmann, J., Luderer, G., Andreae, M.O., & Servranckx, R. (2007). The Chisholm firestorm: Observed microstructure, precipitation and lightning activity of a pyro-Cb, *Atmos. Chem.Phys.*, 6, 9877–9906.
- Rotunno, R., Klemp, J.B., & Weisman, M.L. (1998). A theory for strong, long-lived squall lines. *J. Atmos. Sci.*, 45, 463–485
- Rudlosky, S., & Shea, D. (2013). Evaluating WWLLN Performance Relative to TRMM/LIS. *Geophys. Res. Lett.*, 40. doi:10.1002/grl.50428
- Rutledge, S.A., & Petersen, W.A. (1994). Vertical radar reflectivity structure and cloud-to-ground lightning in the stratiform region of MCSs: further evidence for in situ charging in the stratiform region. *Mon. Weather Rev.* 122, 1760–1776.
- Saunders, C. P. R., W. D. Keith, and R. P. Mitzeva. (1991). The effect of liquid water on thunderstorm charging. *J. Geophys.R.es.*, 96(11), 007-11,017.
- Seity, Y., Soula, S., & Sauvageot, H. (2001). Lightning and precipitation activities in coastal thunderstorms. *J. Geophys. Res.*, 106(D19), 22,, 801-816.
- Sherwood, S. C. (2002a). Aerosols and ice particle size in tropical cumulonimbus. *J. Clim.*, 15, 1051–1063.
- Sherwood, S. C. (2002b). A microphysical connection among biomass burning, cumulus clouds, and stratospheric moisture. *Science*, 295, 1271–1275.
- Sherwood, S.C., Vaughan, T. J. P., & and Wettlelafer, J.S. (2006). Small ice crystals and the climatology of lightning. *GEOPHYSICAL RESEARCH LETTERS*, VOL. 33, L05804, doi:10.1029/2005GL025242.
- Simpson, G. C. (1909). On the electricity of rain and snow, *Proc. R. Soc. London, Ser.A*, 83, 394-404.
- Soriano, L., De Pablo, F., & Tomas, C. (2005). Ten-year study of cloud-to-ground lightning activity in the Iberian Peninsula. *J. Atmos. Sol. Terr. Phys.*, 67, 1632–1639.

- Soula, S. (2012). Electrical Environnement in a Storm Cloud. *Journal Aerospace Lab.* AL05-01. pp 1-10.
- Soula, S., van der Velde, O. (2009). Phénomènes lumineux transitoires au-dessus des orages : observation et conditions de production, *La Météorologie* - n° 64 - février 2009.
- Soula, S., Kigotsi, J. K., Georgis, J. F., & Barthe, C. (2016). Lightning climatology in the Congo Basin. *Atmospheric Research*. doi: 10.1016/j.atmosres.2016.04.006.
- Soula, S., van der Velde, O., Montanyà, J., Neubert, T., Chanrion, O., Ganot, M. (2009). Analysis of thunderstorm and lightning activity associated with sprites observed during the EuroSprite campaigns: two case studies. *Atmos. Res.* 91. <http://dx.doi.org/10.1016/j.atmosres.2008.06.017>.
- Soula, S., van der Velde, O., Montanya, J., Huet, P., Barthe, C., & Bór, J. (2011). Gigantic Jets produced by an isolated tropical thunderstorm near Réunion Island. *J. Geophys. Res.*, 116, D19103. doi:10.1029/2010JD015581.
- Soula, S., van der Velde, O., Palmieri, J., Montanyà, J., Chanrion, O., Neubert, T., Gangneron, F., Meyerfeld, Y., Lefeuvre, F., Lointier, G. (2010). Characteristics and conditions of production of transient luminous events observed over a maritime storm. *J. Geophys. Res.* 115, D16118. <http://dx.doi.org/10.1029/2009JD012066>.
- Soula, S., Lacovella, S.F., van der Velde, O., Montanya, J., Fullekrug, M., Farges, T., Bor, J., Georgis, J.F, NaitAmor, S., & Martin, J.M. (2014). Multi-instrumental analysis of large sprite vents and their producing storm in southern France. *Atmospheric Research* 135-136, 415-431, doi: 10.1016/j.atmosres.2012.10.004.
- Stolzenburg, M., Rust, W. D., Smull, B. F., & Marshall, T. C. (1998a). Electrical structure in thunderstorm convective regions, 3, Synthesis. *J. Geophys. Res.*, 103(14), 097–14,108.
- Stolzenburg, M., Rust, W. D., Smull, B. F., & Marshall, T. C. Electrical structure in thunderstorm convective regions, 1, Mesoscale convective systems. (1998b). *J. Geophys. Res.*, 103(14), 059–14,078.
- Stolzenburg, M., Marshall, T.C., Rust, W.D., & Bartels, D.L. (2002). Two simultaneous charge structures in thunderstorm convection. *J. Geophys. Res.* 107(D18), 4352, doi:10.1029/2001JD000904.
- Takahashi, T. (1978). Riming electrification as a charge generation mechanism in thunderstorms. *J. Atmos.Sci.*, 35, 1536-1548.
- Talleu (2003). <http://www.futura-sciences.com/magazines/environnement/infos/dossiers/d/climatologieorages-chasses-eclairs-292>.
- Thies, B., Nauss, T., & Bendix, J. (2008). Discriminating raining from non raining clouds areas at mid-latitudes using meteosat second generation SEVIRI night-time data. *Meteorol. Appl.* 15 : 219-203. Doi : 10.1002/met.56.
- Torancinta, E. R., & Zipser, E. J. (2001). Lightning and SSM/I-Ice-Scattering Mesoscale Convective Systems in the Global Tropics. *Journal of Applied meteorology*, 40, 983-1002.
- Venugopal, V., Virts, K., Sukhatme, J., Wallace, J.M., & Chattopadhyay, B. (2016). A comparison of the fine-scale structure of the diurnal cycle of tropical rain and lightning. *Atmos. Res.*, 169, 515-522.

- Wallace, J. M. (1975). Diurnal variations in precipitation and thunderstorm frequency over the conterminous United States. *Mon. Wea. Rev.*, 103, 406-419.
- Waliser, D.E., & Gautier, C. (1993). A Satellite-derived climatology of the ITCZ. *Journal of Climate*, 6 (11), 2162–2174.
- Wang, Y. A., DeSilva, W., Goldenbaum, G. C., & Dickerson, R. R. (1998). Nitric oxide production by simulated lightning: dependence on current, energy and pressure. *J. Geophys. Res.* 103, 19,149-19.159.
- Wang, K. Y., & Liao, S. A. (2006). Lightning, radar reflectivity, infrared brightness temperature and surface rainfall during the 2-4 July 2004 severe convective system over Taiwan area. *J. Geophys. Res.* D05206, doi: 10.1029/2005JD006411.
- Williams, E. R. (1992). The Schumann Resonance: A global tropical thermometer. *Science*, 256, 1184–1187.
- Williams, E., & Stanfill, S. (2002). The physical origin of the land-ocean contrast in lightning activity. *C. R. Physique*, 3, 1277–1292. doi:10.1016/S1631-0705(02)01407-X.
- Williams, E.R., Lyons, W.A., Hobara, Y., Mushtak, V.C., Asencio, N., Boldi, R., Bor, J., S. A. Cummer, S.A., Greenberg, E., Hayakawa, M., Holzworth, R.H., Kotroni, V., Li, J., Morales, C., Nelson, T.E., Price, C., Russell, B., Sato, M., S'atori, G., Shirahata, K., Takahashi, Y., & Yamashita, K. (2009). Ground-based detection of sprites and their parent lightning flashes over Africa during the 2006 AMMA campaign, *Q. J. R. Meteorol. Soc.* DOI: 10.1002/qj.489.
- Yang, G. Y. & Slingo, J. (2001). The diurnal cycle in the Tropics. *Mon. Wea. Rev.*, 129, 784-801.
- Yang, S. & Smith, E. A. (2006). Mechanisms for diurnal variability of global tropical rainfall observed from TRMM. *J. Climate.*, 19, 5190-5226.
- Žagar, N., Skok, G., & Tribbia, J. (2011). Climatology of the ITCZ derived from ERA Interim reanalyses. *J. Geophys. Res.*, 116, D15103, doi:10.1029/2011JD015695.
- Zhang, X., Helsdon, J. H., & Farley, R. D. (2003). Numerical modeling of lightning – produced NO_x using an explicit lightning scheme : 2. Three dimensional simulation and expanded chemistry. *J. Geophys. Res.* 108 (D18). doi : 10.129/2002JD003, 225.
- Zipser, E., Cecil, D., Liu, C., Nesbitt, S., & Yorty, D. (2006). Where are the most intense thunderstorms on Earth. *Bull.Amer.Meteor.Soc.*, 1057-1071. doi: 10.1175/BAMS-87-8-1057.

ANNEXE

Annexe 1. Tableau A1

“Chiffres indicatifs des victimes de la foudre en RDC”

DATE	LIEU	PROVINCE	NOMBRE DE VICTIMES	SOURCE
09/09/2017	Malemba Kulu	Bandundu	2	Radio Okapi
03/09/2017	Dungu	Orientale	8	Radio Okapi
26/04/2017	Bikoro	Equateur	2	Radio Okapi
31/12/2016	Tshela	Bas Congo	5	Radio Okapi
09/02/2016	Kabeya Kamwanga	Kasai Oriental	7	Radio Okapi
28/09/2015	Abeju	Orientale	3	Radio Okapi
14/03/2015	Shabunda	Sud Kivu	3	Radio Okapi
24/01/2015	Oicha	Nord-Kivu	5 élèves	Directeur de l'école
02/10/2014	Rwahwa (Butembo)	Nord-Kivu	8 (7 écoliers et leur enseignant)	Ceja/UCG (Butembo)
24/01/2014	Mbuji-Mayi	Kasai Oriental	17 (Explosion d'un dépôt d'armes)	Radio Okapi
17/08/2013	Uzi (Ndjugu)	Orientale	19	Radio Okapi
16/03/2012	Kikwit	Bandundu	4	Radio Okapi
01/09/2012	Kalole (Walungu)	Sud-Kivu	7	Radio Okapi
22/03/2011	Kipese (Lubero)	Nord-Kivu	2	Radio Okapi
22/03/2011	Alimbongo	Nord-Kivu	1	Radio Okapi
31/10/2011	Kalemie	Katanga	6	Radio Okapi
08/11/2011	Oicha	Nord-Kivu	5 écoliers	Directeur de l'école
21/12/2011	Kitenge (Kabongo)	Katanga	14	Radio Okapi
25/10/2010	Nkoko (Kananga)	Kasai occidental	4	Radio Okapi
30/04/2004	Cité verte (Selembau)	Kinshasa	4	Radio Okapi
11/12/2003	Mangobo (Kisangani)	Orientale	13	Digitalcongo.net4.0
13/10/2003	Bikoro	Equateur	11 élèves	https://reliefweb.int/report
18/01/1996	Oicha	Nord-Kivu	11 écoliers	Directeur de l'école