HAL
open science

Étude des conditions de cyclogenèse tropicale sur le sud-ouest de l'océan Indien

Cherina C. Meetoo

To cite this version:

Cherina C. Meetoo. Étude des conditions de cyclogenèse tropicale sur le sud-ouest de l'océan Indien. Physique Atmosphérique et Océanique [physics.ao-ph]. Universite Toulouse III Paul Sabatier, 2014. Français. NNT : . tel-01128104

HAL Id: tel-01128104

https://theses.hal.science/tel-01128104

Submitted on 9 Mar 2015

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

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

THÈSE

En vue de l'obtention du

DOCTORAT DE L'UNIVERSITÉ DE TOULOUSE

Délivré par : *l'Université Toulouse 3 Paul Sabatier (UT3 Paul Sabatier)*

Présentée et soutenue le mercredi 8 octobre 2014 par :

Cherina MEETOO

Étude des conditions de cyclogénèse tropicale sur le sud-ouest de l'océan Indien

---

JURY

M. Nick HALL	LEGOS, Toulouse	Président du Jury
Mme Christelle BARTHE	LACy, La Réunion	Rapporteur
M. Jean-Philippe DUVEL	LMD, Paris	Rapporteur
M. Heini WERNLI	ETH, Zürich	Rapporteur
M. Matthieu PLU	CNRM-GAME, Toulouse	Examinateur
M. Frank ROUX	LA, Toulouse	Directeur de thèse

École doctorale et spécialité :
SDU2E : Océan, Atmosphère et Surfaces Continentales
Unité de recherche :
Laboratoire d'Aérologie (UMR 5560)
Directeur de thèse :
Frank ROUX
Rapporteurs :
Christelle BARTHE, *Jean-Philippe DUVEL* et *Heini WERNLI*

Remerciements

Je tiens tout d'abord à remercier Frank Roux pour avoir dirigé cette thèse avec calme et patience, et pour avoir cru en moi et en mes capacités malgré mes lacunes en météorologie quand je suis arrivée en septembre 2011. J'ai particulièrement apprécié les derniers mois de la thèse où les résultats devenaient plus nombreux, les réunions plus fréquentes et les discussions plus intéressantes.

Je suis très reconnaissante aux trois rapporteurs de ma thèse : Christelle Barthe, Jean-Philippe Duvel et Heini Wernli. Mes remerciements vont également au président de mon jury de soutenance, Nick Hall, ainsi qu'à l'examinateur Matthieu Plu. Merci à vous tous d'avoir accepté d'évaluer mon travail.

Un merci supplémentaire à Christelle Barthe pour son accueil à Météo-France Réunion et son assistance pour la réalisation des simulations numériques sur Alenga. Merci aux autres membres de l'équipe Cyclones de La Réunion pour leur accueil, leurs conseils et leur aide.

Merci aux informaticiens du Laboratoire d'Aérologie pour m'avoir permis de travailler avec du matériel correct et adapté à mes besoins. Merci au personnel du labo pour leur sourire et leur bonjour quotidien. Merci à tous ceux qui m'ont aidée ponctuellement au cours des 3 années de thèse : Jean-Pierre Olry (Météo-France) pour les données METEOSAT, Juan pour son aide pour la récupération des données ERA-Interim, Didier pour son assistance avec les serveurs, etc.

Un merci général au groupe solidaire de doctorants et stagiaires toutes années confondues pour les conversations et débats agréables lors des pauses déjeuner et café, qui m'ont permis de m'aérer un peu la tête quand j'en avais besoin et qui ont contribué au bon accomplissement de ma thèse au quotidien.

Merci à ma famille pour leurs encouragements à distance (11 000 km) pendant toute la durée de la thèse, et à ma belle-famille pour leur soutien à côté (10 km). Merci à mes amis proches ou moins proches pour leur écoute dans les moments difficiles ; « Que la force des cyclones soit avec toi ! » est l'un des encouragements les plus poétiques que j'ai reçus.

Et enfin, « last but not least », un grand merci à mon Stéphane pour son amour, sa patience, ses étonnantes capacités d'encouragement et de remontage de moral, ses bons p'tits plats en fin de thèse… pour tout, quoi !

Sommaire

Remerciements I

Sommaire III

Liste des figures V

Liste des tableaux XIII

Introduction générale et plan 1

Chapitre 1 Contexte et travaux en cours 3

1.1 Des observations aux simulations numériques 5

1.1.1 Autour du nom « cyclone » 5

1.1.2 Les premières observations 5

1.1.3 Les premières prévisions statistiques 6

1.1.4 Les premières modélisations numériques 7

1.2 Connaissances actuelles sur les cyclones tropicaux 8

1.2.1 Description des cyclones tropicaux 8

1.2.2 La prévision et la vigilance des cyclones aujourd'hui 14

1.2.3 Les extrêmes et le réchauffement climatique 18

1.3 La cyclogénèse tropicale sur le sud-ouest de l'océan Indien 20

1.3.1 Présentation générale de la cyclogénèse tropicale 20

1.3.2 Le sud-ouest de l'océan Indien 26

1.3.3 Présentation des objectifs de la thèse 30

1.4 Les outils de travail 32

1.4.1 Les données utilisées 32

1.4.2 Le logiciel MATLAB 34

1.4.3 Le modèle Meso-NH 34

Chapitre 2 Conditions environnementales et tourbillons pré-cycloniques 35

2.1 Climatologie des 12 saisons cycloniques 37

2.1.1 Les perturbations tropicales du sud de l'océan Indien 37

2.1.2 Conditions climatiques moyennes du bassin 41

2.1.3 Spécificités des saisons cycloniques 44

2.2 Article soumis : Meetoo et Roux 2014 50

2.2.1 Présentation de l'article initial 50

2.2.2 Meetoo, C., and F. Roux, 2014: Characteristics of potential incipient vortices for tropical cyclogenesis in the Southwestern Indian Ocean 52

2.3 Travaux supplémentaires 79

2.3.1 Tests sur la formule de la fonction tracker γ 79

2.3.2 Application à d'autres problématiques 82

2.4 Conclusions et discussions 83

Chapitre 3 Analyse spectrale spatio-temporelle 85

3.1 Les ondes équatoriales et l'Oscillation de Madden-Julian 87

3.1.1 Les ondes équatoriales 87

3.1.2 L'Oscillation de Madden-Julian 98

3.1.3 Le lien avec la cyclogénèse 103

3.2 La méthode de l'analyse spectrale 107

3.2.1 L'analyse spectrale et le sud-ouest de l'océan Indien 107

3.2.2 La méthode de décomposition en modes 110

3.3 Les résultats 121

3.3.1 Résultats sur la saison 2000-2001 121

3.3.2 Résultats généraux sur les 12 saisons 131

3.3.3 Liens entre les modes trouvés et les ondes théoriques 132

3.4 Conclusions et discussions 136

Chapitre 4 Simulations Meso-NH du cyclone tropical Alenga 137

4.1 Cadre du travail 139

4.1.1 La campagne CINDY-DYNAMO et la MJO 139

4.1.2 Le cyclone tropical Alenga 140

4.1.3 Généralités sur les modèles atmosphériques 144

4.2 Les simulations effectuées 147

4.2.1 Généralités sur nos simulations 147

4.2.2 Résumé des simulations réalisées 148

4.3 Résultats 151

4.3.1 La représentation de la cyclogénèse d'Alenga par Meso-NH 151

4.3.2 Les débuts d'Alenga et la MJO 155

4.4 Conclusions et discussions 160

Conclusion générale 163

Bibliographie 167

Liste des abréviations 179

Institutions et programmes 179

Modèles, méthodes et données 180

Phénomènes et notions météorologiques 181

Variables et indices 181

Annexes..... 183

A.1 Analyse spectrale de la saison 2006-2007 183

A.2 Analyse spectrale de la saison 2010-2011 189

Liste des figures

Figure 1.1 (source Météo-France) **:** Représentation d'une vue satellite du cyclone très intense Giovanna en février 2012 alors qu'il vient de frôler l'île Maurice et l'île de la Réunion et qu'il est sur le point de s'abattre sur les côtes de Madagascar. 9

Figure 1.2 : Les 4 étapes clés du développement d'une perturbation tropicale en un cyclone tropical. 10

Figure 1.3 (source BoM) **:** Représentation de l'équilibre du vent thermique pour un cyclone mature. 12

Figure 1.4 (source Wikimédia Commons) **:** Trajectoires et intensités des cyclones tropicaux entre 1985 et 2005. La couleur correspond à l'échelle de Saffir-Simpson. 14

Figure 1.5 (source NOAA) **:** Division de l'océan tropical en sept bassins. Les points rouges représentent les Centres Météorologiques Régionaux Spécialisés (CMRS ; RSMC en anglais) correspondants. 15

Figure 1.6 (source COMET) **:** Exemple de calcul du cisaillement vertical du vent horizontal. 21

Figure 1.7 (source OSTIA / Met Office) **:** Carte des températures moyennes de la mer en juin **(a)** et en décembre **(b)** sur 3 années 2006-2008. 22

Figure 1.8 : Localisation de la ZCIT pendant l'été boréal (en rouge) et pendant l'été austral (en bleu) par rapport à l'équateur (en vert). 23

Figure 1.9 : Schéma des processus menant à la formation d'un noyau cyclonique. 25

Figure 1.10 : Représentation schématique des circulations atmosphériques dans l'océan Indien pendant l'été austral. 27

Figure 1.11 : Aperçu des trajectoires des tempêtes tropicales et cyclones tropicaux entre 1980 et 2005 dans le sud-ouest de l'océan Indien. Les pays nommés sont ceux qui dépendent du CMRS La Réunion. La zone délimitée en rose est la MDZ considérée dans l'étude. 29

Figure 1.12 (tirée de http://www.firinga.com) **:** Photomontage des systèmes baptisés de la saison 2013-2014 sur le sud-ouest de l'océan Indien. Les systèmes sont représentés à leur position à la date donnée en haut à gauche. 30

Figure 2.1 : Distribution spatiale des 77 points de cyclogénèse tropicale selon la saison du 1er décembre au 31 mars sur le sud-ouest de l'océan Indien. La zone étudiée (MDZ) qui exclut le voisinage de Madagascar et le Canal du Mozambique est indiquée par le rectangle en tirets. 38

Figure 2.2 : Distribution spatiale des 51 points de cyclogénèse tropicale selon le mois sur la MDZ. 38

Figure 2.3 : Conditions climatiques moyennes de **(a)** la température de surface de la mer (SST), l'humidité relative intégrée entre 1000 et 800 hPa et **(c)** la pression moyenne au niveau de la mer sur le sud de l'océan Indien avec les 51 points de cyclogénèse tropicale (étoiles) dans la zone MDZ (rectangle en tirets). 42

Figure 2.4 : Idem 2.3, mais pour **(a)** le cisaillement du vent troposphérique entre 850 et 200 hPa et le tourbillon relatif **(b)** à 850 hPa et **(c)** à 200 hPa. 43

Figure 2.5 : Idem 2.3, mais pour la température de brillance (TB dans le canal vapeur d'eau de METEOSAT). On ne dispose pas des données satellitaires au-delà de 100°E. 44

Figure 2.6 (tirée du site web de Météo France) **:** Représentation schématique des caractéristiques météorologiques et climatiques hors événement El Niño. La SST est représentée en couleurs et les vents de surface moyens par des flèches noires. 46

Figure 2.7 : Idem 2.6, mais pour un événement El Niño. 46

Figure 2.8 (source BoM) **:** Carte des anomalies de SST en novembre 1997, pendant l'événement IOD positif de 1997. Les boîtes "West" et "East" sont les deux zones impliquées dans le calcul de DMI. 47

Figure 2.9 : Comparaison entre les valeurs mensuelles des indices DMI (en bleu) associé à l'IOD, et MEI (en rouge) associé à l'ENSO, et de l'anomalie de SST sur le sud-ouest de l'océan Indien (en vert) pendant les 12 saisons étudiées de décembre à avril de 1999-2000 à 2010-2011. Les moyennes par saison sont indiquées en haut de chaque colonne en gras pour des valeurs positives et en italique pour des valeurs négatives. Le nombre total de développements cycloniques d'après le tableau 2.1 est indiqué en dessous de chaque colonne en gras pour les saisons très actives et en italiques pour les saisons peu actives. 48

Figure 2.10 : Idem 2.2, mais selon le signe de l'indice mensuel MEI : positif en rouge et négatif en bleu. 49

Figure 2.11 : Schéma donnant les relations principales entre les variables. Les liens sont roses lorsque la corrélation entre les deux variables qu'ils joignent est supérieure à 0,7 en valeur absolue, ils sont oranges pour des valeurs absolues de corrélations entre 0,5 et 0,7 et ils sont verts lorsque les corrélations sont entre 0,35 et 0,5 en valeur absolue. Les corrélations < 0,35 ne sont pas représentées. Les 4 variables encadrées sont celles qui semblent être les plus indépendantes. 80

Figure 2.12 : Diagramme de Hovmöller des valeurs maximales de γ sur les latitudes (5-35°N), en fonction de la longitude (20-65°W) et du temps (du 1er juillet au 31 octobre 2003). Le contour épais correspond au seuil fixé à 2,1, en dessous duquel la probabilité de développement d'une tempête est nulle. 83

Figure 3.1 : Schéma représentant le système de coordonnées et la couche de « shallow water ». 88

Figure 3.2 (tirée de Kiladis et al. 2009) **:** Représentation de la pulsation sans unité Ω en fonction du nombre d'onde zonal sans unité K, pour différents nombres d'onde méridionaux n = -1 à 4 ici, donnant ainsi les courbes de dispersion des différents modes propagatifs théoriques : les ondes de Equatorial Rossby en vert, les ondes Mixed-Rossby Gravity en bleu, les ondes WIG en gris, les ondes de Kelvin en orange et les ondes EIG en rose. 93

Figure 3.3 (tirée de Kiladis et al. 2009) **:** Structures horizontales en surface des modes **(a)** à **(f)**, solutions des équations shallow water pour k*= K=± 1 et pour les différents nombres d'onde méridionaux. Toutes les échelles sont sans dimension. L'équateur se trouve au niveau de l'ordonnée 0. Les contours pleins sont des zones convergentes et les contours hachurés des zones divergentes en surface. Les vents de surface sont représentés par des flèches selon leur intensité. Les contours solides non colorés ni hachurés sont liés au géopotentiel positif et les contours en pointillés sont liés au géopotentiel négatif. 94

Figure 3.4 (tirée de Kiladis et al. 2009) **:** Puissance spectrale en nombre d'onde (relatif à la circonférence équatoriale) et fréquence des composantes **(a)** symétrique et **(b)** asymétrique de la température de brillance T_b donnée par CLAUS (archive de données satellitaires) pour la période juillet 1983 - juin 2005, de 15°N à 15°S. Les couleurs indiquent l'intensité du signal après soustraction d'un bruit rouge. Les bandes spectrales des différentes ondes tropicales sont indiquées par les boîtes. 95

Figure 3.5 (tirée de Madden et Julian 1994) **:** Schéma représentant l'évolution de la MJO. L'anomalie moyenne de la pression au niveau de la mer est représentée dans chaque vignette en dessous des cellules de circulation qui, elles, sont basées sur les perturbations moyennes des vents zonaux. Les régions de convection de grande échelle accrue sont indiquées schématiquement par les cumulus et les cumulonimbus. La hauteur de la tropopause est renseignée dans la partie haute de chaque vignette. 100

Figure 3.6 (tirée de Rui et Wang 1990) **:** Schéma représentant la structure d'une phase active de la MJO en basse (850 hPa) et haute (200 hPa) troposphère. Pour les deux niveaux de pression, les flèches à l'équateur correspondent aux anomalies de vent zonal. Entre les deux niveaux, l'anomalie de vent vertical est donnée à 500 hPa. Les zones hachurées et la colonne de nuage en hauteur correspondent à de la convection. Les lettres A et C caractérisent des circulations anticycloniques et cycloniques respectivement à 850 et 200 hPa, dans les hémisphères nord et sud de part et d'autre de l'équateur. 101

Figure 3.7 (tiré du site web de Matthew Wheeler) **:** Représentation de la série temporelle RMM2 en fonction de RMM1, selon la date entre le 1er décembre 2011 et le 31 mars 2012. Les dates consécutives sont reliées par une ligne. Les mois sont en couleurs : décembre (brun), janvier (bleu), février (rouge), mars (vert). 102

Figure 3.8 (tirée de Frank et Roundy, 2006) **:** Spectres normalisés en nombre d'onde zonale et en fréquence de l'OLR pour **(a)** l'Hémisphère Nord et **(b)** l'Hémisphère Sud. Les bandes spectrales des 4 filtres utilisés dans le projet sont indiquées par les boîtes. 103

Figure 3.9 (tirée de Frank et Roundy, 2006) **:** Cycles moyens annuels de cyclogénèse et de variance d'OLR dans les 4 bandes spectrales indiquées sur la figure 3.8 pour six

bassins tropicaux de **(a)** à **(f)**. Les courbes sont en couleurs : cyclogénèse (noir), MJO (bleu épais), ER (bleu fin), MRG/TD-type (rouge) et Kelvin (vert)..... 104

Figure 3.10 (source Wikimédia Commons) **:** Représentation d'exemples d'un signal périodique (à gauche) et d'un signal transitoire (à droite) qui varient en fonction du temps, accompagnés de leurs spectres d'amplitude et de phase respectifs. 108

Figure 3.11 : Schéma représentant les trois ondes équatoriales et la MJO selon leur période, avec des indications de longueur d'onde λ et de célérité c approximatives. Les couleurs sont celles qui seront utilisées schématiquement dans la suite. 109

Figure 3.12 : Domaine de définition de chaque variable étudiée, voir texte pour description..... 110

Figure 3.13 : Description succincte de la méthode de décomposition spectrale avec, en entrées, les variables normalisées et la fonction γ et, en sorties, les différents modes ouest, est et stationnaire..... 111

Figure 3.14 : Exemple de padding sur la fonction f (en bleu) échantillonnée sur Nx = 4 points. Le résultat f_2 comporte la fonction f bordée aux extrémités par une fonction nulle (en rouge). 113

Figure 3.15 : Exemple d'une propagation dominante vers l'ouest. Les propagations sont représentées en fonction de leur amplitude (module) : MWi pour l'onde d'est et MEi pour l'onde d'ouest. Ici, puisque MWi > MEi, MEi devient le module de l'onde stationnaire et MWi-MEi le module de l'onde d'est résultante..... 114

Figure 3.16 : Représentation, en fonction de la période, de l'amplitude spectrale des signaux **(a)** stationnaire et propagatifs **(b)** vers l'ouest et **(c)** vers l'est, pour la simulation d'un signal simplifié. Repérage des périodes utilisées en jours pour le signal initial..... 118

Figure 3.17 : Exemple d'application du pourcentage de variance expliquée (PVE) à la comparaison entre des résultats de modèle théorique (F_{TH} en rouge) et des données expérimentales (F_{EXP} en bleu) dans **(a)** le cas général, **(b)** le cas où F_{TH} et F_{EXP} sont proches et **(c)** le cas où F_{TH} n'approche pas F_{EXP}..... 119

Figure 3.18 : Diagrammes Hovmöller du signal normalisé **(a)** et des six modes donnés par la décomposition spectrale : **(b)** la tendance bilinéaire, **(c)** l'onde stationnaire, **(d)** l'onde d'est lente, **(e)** l'onde d'est rapide, **(f)** l'onde d'ouest rapide et **(g)** l'onde d'ouest lente. Les signaux sont moyennés sur les latitudes et tracés en fonction de la longitude et du temps. Les couleurs sur les diagrammes sont associées aux valeurs de -1 (bleu) à +1 (rouge), comme décrit sur la barre de couleur en haut à droite. Les zones encerclées sur (a) dénotent des exemples de propagation lente ou rapide vers l'ouest ou vers l'est, et correspondent aux zones encerclées sur (d), (e), (f) et (g). Les périodes des ondes sont indiquées sur les diagrammes (d), (e), (f) et (g). Les flèches horizontales donnent une information sur la célérité de chaque onde propagative. 120

Figure 3.19 : Diagrammes Hovmöller de l'indice de cyclogénèse γ fonction linéaire de 8 variables normalisées **(a)** et des six modes donnés par la décomposition spectrale pour la saison 2000-2001 : **(b)** la tendance bilinéaire, **(c)** l'onde stationnaire, **(d)** l'onde d'est lente, **(e)** l'onde d'est rapide, **(f)** l'onde d'ouest rapide et **(g)** l'onde d'ouest lente. Les signaux sont moyennés sur les latitudes et tracés en fonction de la longitude et du temps. Les points de cyclogénèse (moment où les vents associés aux systèmes tourbillonnaires dépassent 17 m s^{-1}) sont représentés sur (a) par un point et le nom de chaque système nommé. Pour chacun des six modes, un PVE est donné.

Pour chaque mode propagatif, la flèche renseigne sur la célérité du mode et le segment sur sa période. 122

Figure 3.20 : Idem 3.19, mais pour la température de brillance normalisée. 124

Figure 3.21 : Idem 3.19, mais pour la température de surface de la mer normalisée. 125

Figure 3.22 : Idem 3.19, mais pour le tourbillon relatif normalisé de basses couches (1000-800 hPa). 126

Figure 3.23 : Idem 3.19, mais pour la divergence normalisée de basses couches (1000-800 hPa). 126

Figure 3.24 : Idem 3.19, mais pour l'humidité relative normalisée de basses couches (1000-800 hPa). 127

Figure 3.25 : Idem 3.19, mais pour le tourbillon relatif normalisé de moyenne troposphère (700-500 hPa). 128

Figure 3.26 : Idem 3.19, mais pour l'humidité relative normalisée de moyenne troposphère (700-500 hPa). 128

Figure 3.27 : Idem 3.19, mais pour la divergence normalisée de haute troposphère (400-200 hPa). 129

Figure 3.28 : Diagrammes Hovmöller du signal « est lent » pour la variable normalisée TB* moyenné sur les latitudes, représenté en fonction de la longitude et du temps, pour 12 saisons cycloniques de décembre à mars de 1999-2000 à 2010-2011. Les points de cyclogénèse (moment où les vents associés aux systèmes tourbillonnaires dépassent 17 m s^{-1}) sont représentés pour les différentes saisons par un point et le nom de chaque système nommé. Le PVE est donné dans chacun des cas. Les pointillés correspondent aux phases actives de la MJO repérés dans la zone grâce à la figure 3.30. 133

Figure 3.29 : Comparaison pour la saison 2000-2001 entre **(a)** le mode « est lent » issu de la décomposition spectrale de la température de brillance TB et **(b)** le diagramme (RMM1, RMM2) de Wheeler et Hendon. Les mois du diagramme (b) décembre (rouge), janvier (vert), février (bleu) et mars (brun) sont indiqués sur (a). 134

Figure 3.30 : Diagrammes (RMM1, RMM2) de Wheeler et Hendon pour les 12 saisons. Le principe des diagrammes est expliqué en détail dans la partie 3.1.2. Les dates consécutives sont reliées par une ligne. Les mois sont représentés dans différentes couleurs. La zone orangée est celle qui nous intéresse. 135

Figure 4.1 : Trajectoire d'Alenga selon la NRL sur fond de carte de la NASA, avec des symboles et couleurs liées à l'intensité du système..... 141

Figure 4.2 : Trajectoires d'Alenga selon la méthode de détection de tourbillons basée sur ERA-Interim (points noirs reliés) en comparaison avec IBTrACS (points colorés en bleu si les vents répertoriés sont inférieurs à 17 m s^{-1} et en vert si les vents sont inférieurs à 33 m s^{-1})..... 142

Figure 4.3 : Diagramme de Hovmöller des valeurs maximales de γ sur les latitudes (0-25°S), en fonction de la longitude (70-110°E) et du temps (du 1er novembre au 31 décembre 2011). Le contour épais correspond au seuil fixé dans le chapitre 2 à 1.8, en dessous duquel la probabilité de développement d'une tempête est nulle. 143

Figure 4.4 : Représentation de trajectoire d'Alenga toutes les 6 heures sur le grand domaine D_1 (rectangle rouge) du 28 novembre 00 UTC (position en haut à droite) au 10 décembre 00 UTC (position en bas à droite) d'après la simulation à 32 km (points roses), IBTrACS (points violets) et le JTWC (points oranges), toutes les six heures. .. 149

Figure 4.5 : Représentation des différents domaines définis pour la simulation avec convection explicite, et des positions retenues de la simulation à 32 km..... 149

Figure 4.6 : Cartes instantanées de la pression moyenne au niveau de la mer (MSLP en hPa) donnée par les sorties Meso-NH des simulations à 2 km de résolution spatiale (sur petits domaines annotés) toutes les 12 heures du 28 novembre 12 UTC **(a)** au 6 décembre 00 UTC 2011 **(p)**. 151

Figure 4.7 : Comparaison des vents en m s^{-1} **(a)** et des pressions en hPa **(b)** du modèle Meso-NH (courbes bleues) du 30 novembre 00 UTC au 6 décembre 00 UTC avec les données JTWC (points verts) du 2 au 7 décembre et IBTrACS (points rouges) du 4 au 7 décembre. 152

Figure 4.8 : Coupes en fonction du temps et du niveau de pression de l'humidité relative en % **(a)** et de l'anomalie de température en °C **(b)** du 30 novembre 00 UTC au 6 décembre 00 UTC. Les trois phases successives sont annotées par les symboles '+' (intensification) et '-' (affaiblissement)..... 154

Figure 4.9 : Idem figure 4.8, mais pour le module du vent en m s^{-1} **(a)**, le tourbillon relatif en s^{-1} **(b)** et la convergence en s^{-1} **(c)**, du 30 novembre 00 UTC au 6 décembre 00 UTC. Les trois phases y sont annotées par les symboles '+' (intensification) et '-' (affaiblissement)..... 155

Figure 4.10 : Superposition de l'humidité relative à 600 hPa en % (en couleurs) et des vents à 850 hPa (flèches) dans une zone associée à l'évolution de la MJO tous les jours du 20 novembre 00 UTC **(a)** au 5 décembre 00 UTC **(p)**. La ligne de l'équateur est représentée en blanc. Lecture des vignettes de haut en bas, de gauche à droite..... 156

Figure 4.11 : Superposition de l'humidité relative à 600 hPa en % (en couleurs) et de la pression au niveau de la mer en hPa (contours noirs pointillés) dans la boîte centrée sur les débuts d'Alenga au large de Jakarta du 28 novembre 06 UTC au 2 décembre 00 UTC, toutes les six heures..... 158

Figure 4.12 : Idem 4.11, mais pour le tourbillon relatif à 850 hPa en s^{-1} (en couleurs) et les vents à 850 hPa (flèches)..... 159

Figure 4.13 : Superposition de l'humidité relative en % (couleurs) et du tourbillon relatif x 10^4 en s^{-1} (contours noirs) moyennés dans la boîte centrée sur les débuts d'Alenga du 28 novembre 06 UTC au 2 décembre 00 UTC et sur les différents niveaux de pression de la troposphère. 160

Figure A.1 : Diagrammes Hovmöller de l'indice de cyclogénèse γ fonction linéaire de 8 variables normalisées **(a)** et des six modes donnés par la décomposition spectrale pour la saison 2006-2007 : **(b)** la tendance bilinéaire, **(c)** l'onde stationnaire, **(d)** l'onde d'est lente, **(e)** l'onde d'est rapide, **(f)** l'onde d'ouest rapide et **(g)** l'onde d'ouest lente. Les signaux sont moyennés sur les latitudes et tracés en fonction de la longitude et du temps. Les points de cyclogénèse (moment où les vents associés aux systèmes tourbillonnaires dépassent 17 m s^{-1}) sont représentés sur (a) par un point et le nom de chaque système nommé. Pour chacun des six modes, un PVE est donné. 184

Figure A.2 : Idem A.1, mais pour la température de brillance normalisée..... 185

Figure A.3 : Idem A.1, mais pour la température de surface de la mer normalisée..... 185

Figure A.4 : Idem A.1, mais pour le tourbillon relatif normalisé de basses couches (1000-800 hPa). 186

Figure A.5 : Idem A.1, mais pour la divergence normalisée de basses couches (1000-800 hPa). 186

Figure A.6 : Idem A.1, mais pour l'humidité relative normalisée de basses couches (1000-800 hPa). 187

Figure A.7 : Idem A.1, mais pour le tourbillon relatif normalisé de moyenne troposphère (700-500 hPa). 187

Figure A.8 : Idem A.1, mais pour l'humidité relative normalisée de moyenne troposphère (700-500 hPa). 188

Figure A.9 : Idem A.1, mais pour la divergence normalisée de haute troposphère (400-200 hPa). 188

Figure A.10 : Diagrammes Hovmöller de l'indice de cyclogénèse γ fonction linéaire de 8 variables normalisées **(a)** et des six modes donnés par la décomposition spectrale pour la saison 2010-2011 : **(b)** la tendance bilinéaire, **(c)** l'onde stationnaire, **(d)** l'onde d'est lente, **(e)** l'onde d'est rapide, **(f)** l'onde d'ouest rapide et **(g)** l'onde d'ouest lente. Les signaux sont moyennés sur les latitudes et tracés en fonction de la longitude et du temps. Les points de cyclogénèse (moment où les vents associés aux systèmes tourbillonnaires dépassent 17 m s^{-1}) sont représentés sur (a) par un point et le nom de chaque système nommé. Pour chacun des six modes, un PVE est donné. 190

Figure A.11 : Idem A.10, mais pour la température de brillance normalisée..... 191

Figure A.12 : Idem A.10, mais pour la température de surface de la mer normalisée. 191

Figure A.13 : Idem A.10, mais pour le tourbillon relatif normalisé de basses couches (1000-800 hPa). 192

Figure A.14 : Idem A.10, mais pour la divergence normalisée de basses couches (1000-800 hPa). 192

Figure A.15 : Idem A.10, mais pour l'humidité relative normalisée de basses couches (1000-800 hPa). 193

Figure A.16 : Idem A.10, mais pour le tourbillon relatif normalisé de moyenne troposphère (700-500 hPa). 193

Figure A.17 : Idem A.10, mais pour l'humidité relative normalisée de moyenne troposphère (700-500 hPa). 194

Figure A.18 : Idem A.10, mais pour la divergence normalisée de haute troposphère (400-200 hPa). 194

Liste des tableaux

Tableau 1.1 : Classifications des perturbations tropicales selon l'échelle de Saffir-Simpson et l'échelle de Dvorak. 11

Tableau 1.2 : Pour chacun des bassins tropicaux, liste des CMRS responsables, des caractéristiques de l'activité cyclonique annuelle et des zones généralement touchées. 17

Tableau 2.1 : Classification des perturbations tropicales nommées dans la zone étudiée (à gauche) et influençant la zone par leur passage (à droite) pendant la période étudiée. 40

Tableau 2.2 : Nombre de perturbations tropicales nommées dans la MDZ par rapport au nombre total de celles qui influencent la zone à un moment de leur existence, sur les 12 saisons, pour chaque catégorie selon l'échelle de Saffir-Simpson : les dépressions tropicales (TD), les tempêtes tropicales nommées (TS), et les cyclones tropicaux (TC) de catégories 1 à 5. 41

Tableau 2.3 : Récapitulation des résultats pour les différents cas étudiés : différents ensembles de saisons et différentes variables. Les valeurs de la valeur propre principale λ, des tests de qualité Q et K et des coefficients α pour les différentes variables sont données. 81

Tableau 3.1 : Caractéristiques des propagations pour la simulation d'un signal simplifié. 117

Tableau 3.2 : Récapitulatif des PVE en % pour 2000-2001 dans des cases grisées selon 4 tons : PVE ≥ 40% (gris foncé), 30% ≤ PVE < 40% (gris moyen), 20% ≤ PVE < 30% (gris clair) et PVE < 20% (blanc). La dernière colonne donne la somme des PVE sur les 6 modes. 130

Tableau 3.3 : Récapitulatif des moyennes et écarts-types des PVE en % des différents modes par rapport aux 9 variables sur les 12 saisons, dans le format « Moyenne (écart-type) ». Les cases en gris correspondent aux moyennes de PVE supérieures à 20%. 131

Tableau 4.1 : Caractéristiques des domaines définis pour la simulation. 150

Introduction générale et plan

Les cyclones tropicaux, aussi appelés ouragans et typhons, figurent parmi les catastrophes naturelles les plus dévastatrices au monde, causant chaque année des milliers de victimes et des dégâts matériels pouvant dépasser le milliard d'euros. Ils s'accompagnent généralement de vents très forts, de précipitations abondantes, de fortes houles et d'une onde de tempête (une élévation du niveau de la mer), et représentent un réel danger pour les populations côtières et leurs biens, qu'ils se trouvent aux États-Unis, à Madagascar, au Japon, en Australie, en Indonésie ou dans les petites îles tropicales, là où les conditions environnementales sont propices à l'activité cyclonique.

La formation des cyclones est un sujet relativement mal connu et il est difficile de prévoir exactement où et quand un cyclone peut commencer à se développer. Pourtant, cela permettrait de prévoir son approche plus longtemps à l'avance et, ainsi, quand cela est possible, de procéder à des plans d'évacuation des zones côtières qui sont fortement impactées. Les rares travaux réalisés sur ce sujet se concentrent aujourd'hui sur l'Atlantique Nord et le Pacifique, là où les cyclones sont souvent, mais pas toujours, les plus dévastateurs sur le plan financier (l'ouragan Katrina en août 2005) et humain (le typhon Haiyan en novembre 2013).

Les cyclones du sud-ouest de l'océan Indien représentent, quant à eux, près de 10% de l'activité cyclonique globale et sont beaucoup moins étudiés, la plupart des pays touchés n'ayant pas les moyens de financer eux-mêmes des travaux scientifiques. Beaucoup de ces cyclones passent à proximité des îles des Mascareignes avant d'atteindre Madagascar et la côte de l'Afrique australe. Les destructions liées aux cyclones les plus forts et les plus menaçants sont relativement peu médiatisées dans les pays occidentaux.

Pour étudier la cyclogénèse tropicale, il est nécessaire de considérer des processus simultanés à différentes échelles : les conditions environnementales favorables à l'échelle synoptique et à moyenne échelle, influencées par des phénomènes propagatifs et de grande échelle. Il ne faut pas non plus oublier les processus à petite échelle : ceux qui permettent la construction d'un tourbillon équilibré à longue durée de vie.

Aujourd'hui, on connaît bien les conditions nécessaires pour la formation des cyclones tropicaux dans tous les bassins du monde. La formation se fait exclusivement : (1) au-dessus d'un océan chaud (plus de 26-27°C sur 50 mètres de profondeur), (2) dans une atmosphère suffisamment humide, (3) en évitant que la force ou la direction du vent ne varie trop avec l'altitude, pour permettre la construction d'un vortex non incliné (4) aux latitudes supérieures à 5° (Nord ou Sud), i.e. à plus de 500 km de l'équateur, afin que l'effet de Coriolis permette d'établir un environnement local qui stabilise la perturbation, et (5) dans un contexte de convection (ou développement nuageux) de grande échelle.

Le but de cette thèse est de tenter de déterminer les conditions suffisantes, cette fois, de la formation des cyclones. Ces conditions diffèrent d'un océan à l'autre, puisque ce ne sont pas exactement les mêmes processus météorologiques qui caractérisent les différents bassins. Une étude spécifique au sud-ouest de l'océan Indien est donc nécessaire. Les données satellites, les réanalyses et les données cycloniques nous permettent de nous focaliser principalement sur 12 saisons cycloniques de 1999-2000 à 2010-2011, de décembre à mars lorsque l'activité cyclonique est la plus forte.

Le plan retenu pour ce manuscrit est le suivant. Dans le chapitre 1, les cyclones tropicaux sont d'abord présentés dans leur globalité à travers un historique, une brève explication de leur mécanisme et leur prévision. Puis on s'intéresse au stade de formation de ces cyclones, plus précisément dans le sud-ouest de l'océan Indien. Les objectifs de la thèse y sont explicités.

Le chapitre 2, associé à l'article Meetoo et Roux (2014) soumis au *Monthly Weather Review*, consiste dans un premier temps en une étude des tourbillons tels qu'ils sont représentés dans les réanalyses ERA-Interim (ECMWF) par une méthode d'identification et de classification de leurs caractéristiques (cœur chaud/froid, environnement barotrope/barocline, forçage de haute troposphère, etc.). Ensuite, est présentée une méthode de création d'une fonction de variables environnementales permettant de repérer les conditions favorables de cyclogénèse. Les résultats de ces méthodes appliqués à la période et au bassin étudiés y sont présentés.

Le chapitre 3 traite de la recherche de liens entre la cyclogénèse tropicale et les processus synoptiques et de moyenne échelle tels que l'Oscillation de Madden-Julian ou les ondes équatoriales. Une décomposition spectrale en temps et en espace de la fonction de cyclogénèse créée dans le chapitre 2 et des variables qui composent sa formule est faite afin de relier les propagations trouvées aux modes théoriques.

Le chapitre 4 concerne la tempête tropicale Alenga en novembre/décembre 2011 (saison cyclonique 2011-2012 extérieure aux analyses précédentes), simulée par le modèle non hydrostatique Méso-NH, développé en partie par le Laboratoire d'Aérologie. Les simulations, avec activation de la convection explicite, permettent d'étudier la cyclogénèse à petite échelle. On se focalise alors sur la construction et l'organisation du tourbillon.

Le manuscrit se termine par un résumé des travaux, les conclusions principales et les pistes qu'il serait intéressant d'explorer.

La thèse s'est déroulée sous la direction de Frank Roux (professeur UPS) au Laboratoire d'Aérologie – unité mixte de recherche n° 5560 de l'Université Toulouse III Paul Sabatier (UPS) et du Centre National de Recherche Scientifique (CNRS) – basé à Toulouse, d'octobre 2011 à octobre 2014, au sein de l'Ecole Doctorale SDU2E « Sciences de l'Univers, de l'Environnement et de l'Espace ». Elle a été financée par un contrat doctoral du Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche.

Chapitre 1

Contexte et travaux en cours

Dans l'atmosphère terrestre, il existe plusieurs types de cyclones : (1) les cyclones tropicaux qui se forment au-dessus des eaux chaudes et évoluent dans les régions tropicales, (2) les cyclones extratropicaux aussi appelés cyclones des latitudes moyennes qui sont associés à des environnements baroclines, (3) les cyclones subtropicaux qui présentent des caractéristiques intermédiaires entre les cyclones extratropicaux et tropicaux, et (4) les cyclones polaires qui évoluent dans les régions arctiques et antarctiques.

Nous nous intéressons dans cette thèse aux cyclones tropicaux. Dans ce chapitre, un historique des premières observations, prévisions et simulations des cyclones tropicaux sera donné. On décrira ensuite les connaissances actuelles sur les cyclones : leur source d'énergie, les étapes de leur développement et intensification, leur fin de vie, ainsi que leur surveillance dans le monde. Puis, on se focalisera sur la cyclogénèse tropicale dans les différents bassins tropicaux, mais surtout dans le sud-ouest de l'océan Indien qui est la zone qui nous intéresse dans cette thèse. On finira par une présentation des données et des outils utilisés dans les chapitres suivants.

1.1 Des observations aux simulations numériques

1.1.1 Autour du nom « cyclone »

Henry Piddington, scientifique et capitaine de la marine marchande britannique en Orient, remarqua en février 1845 qu'un cargo pris dans un cyclone au large de l'Île Maurice avait effectué une trajectoire en cercle. C'est à ce moment qu'apparut le terme générique « cyclone », dérivé du mot grec κύκλος (*kúklos*) qui signifie cercle, rond, pour désigner des perturbations atmosphériques dans lesquelles le vent a un mouvement circulaire.

Dans l'ouest du Pacifique nord et la Mer de Chine méridionale, on lui préfère le nom typhon (typhoon en anglais), tiré de langues asiatiques (Mandarin *dàfēng* et Cantonais *daai fung*, signifiant « grand vent », ou Hindi, Arabe et Perse *tufân*). Dans l'Atlantique Nord, le golfe du Mexique et l'est du Pacifique Nord, on lui donne plutôt le nom ouragan (hurricane en anglais), probablement tiré de la mythologie caribéenne : le dieu des tempêtes *Juracán*, qui trônait sur la montagne El Yunque, envoyait des vents violents et de la pluie sur les peuples Tainos lorsqu'il était mécontent.

1.1.2 Les premières observations

Alors qu'il existe un registre des typhons ayant affecté les Philippines depuis 1348, les cyclones tropicaux ont été observés relativement tard dans l'Histoire occidentale étant donné que les peuples n'y étaient pas directement exposés en Europe, au Moyen Orient ou en Afrique du Nord. C'est en 1494, pendant son second voyage vers l'Amérique, que Christophe Colomb rencontra un cyclone et le mentionna pour la première fois dans un écrit européen. En août 1635, le « Grand Ouragan Colonial » en Nouvelle Angleterre fut la première tempête majeure à affecter les colons nord-américains d'origine britannique qui ne connaissaient rien de ce type de phénomène.

Près de 100 ans plus tard, Benjamin Franklin, l'un des pères fondateurs des Etats-Unis, découvrit de façon anecdotique, lors de l'observation d'une éclipse lunaire à Philadelphie, que les ouragans ne se déplaçaient pas obligatoirement dans la direction des vents. Par la suite, les premières observations scientifiques aux Etats-Unis permirent de reconnaître un ouragan comme un vortex en mouvement (John Farrar en septembre 1815) et de donner le sens « inverse aux aiguilles d'une montre » à ce mouvement (William Charles Redfield en 1821).

Ce n'est qu'en 1848 qu'un réseau d'observateurs météorologiques s'organisa à travers le pays pour mieux observer les ouragans. Ailleurs dans le monde, un observatoire fut fondé en 1865 à Manille aux Philippines pour étudier les typhons, et un autre fut créé en 1870 à La Havane à Cuba.

Les premiers travaux notables furent ceux de Fujiwhara (1921) qui remarqua que les typhons se déplaçaient dans un flux synoptique de plus grande échelle et publia sur l'interaction entre deux cyclones (« l'effet Fujiwhara »). Dunn (1940) fut le premier à suggérer que les ondes d'Est tropicales pourraient être un précurseur de la formation des ouragans de l'Atlantique. Parallèlement, Palmén (1948) évoqua la nécessité d'une eau à 26°C au moins pour qu'un ouragan puisse se former.

1.1.3 Les premières prévisions statistiques

La toute première prévision de trajectoire d'un cyclone tropical en 1847 fut celle du Lieutenant-colonel William Reed du Corps des ingénieurs royaux britanniques qui mesura la pression atmosphérique pour prévoir le passage d'un ouragan à la Barbade.

Jusqu'au début du XXe siècle, la prévision des cyclones se faisait en extrapolant la trajectoire à partir des données reçues des stations météorologiques sur terre. Mais à partir des années 1920, aux Etats-Unis, le développement des missions de recherche permit de collecter des observations de navires en mer et, plus tard, de faire des radiosondages au sein même des cyclones. On obtint alors une vue plus complète en trois dimensions de l'atmosphère cyclonique. Dans les années 1940, c'est l'aviation qui contribua le plus à la collecte des données sur les cyclones tropicaux. Une décennie plus tard, les réseaux de radars météorologiques se développèrent le long des côtes américaines et permirent de mieux comprendre la structure des précipitations liées aux cyclones. La prévision du déplacement des cyclones tropicaux s'améliora suite au déploiement de satellites et de bouées météorologiques à partir des années 1960. Grâce à l'ensemble de ces outils, diverses techniques diagnostiques furent développées pour prévoir la trajectoire des cyclones en repérant des zones favorables à leur progression.

Les avancées des satellites météorologiques entraînèrent notamment le développement de différentes échelles et techniques pour estimer l'intensité des cyclones tropicaux. L'échelle de Saffir-Simpson (Simpson 1974), dont l'utilisation a été généralisée aux Etats-Unis, fut développée en 1969 par Robert Simpson, directeur du National Hurricane Center (NHC), et l'ingénieur civil Herbert Saffir, afin de répondre à la demande l'Organisation Mondiale de la Météorologie (OMM) qui souhaitait classer les dégâts causés par un ouragan et y inclure les régimes de vitesse de vent.

La technique de Dvorak (Dvorak 1975) est encore très utilisée de nos jours par les prévisionnistes (Velden et al. 2006). Cette méthode consiste à estimer, à partir d'images

satellitaires dans le canal visible, le stade de développement d'un cyclone. Les caractéristiques des systèmes repérés sur les images satellitaires sont comparées à des modèles prédéfinis selon une multitude de critères, impliquant la couverture nuageuse de l'œil du cyclone, la structure des bandes spirales, etc. En 1982, la nouvelle utilisation des images prises dans le canal infrarouge a permis de rendre la méthode utilisable de jour comme de nuit. Grâce au canal infrarouge, la méthode a aussi permis d'évaluer l'intensité du cyclone en calculant la différence entre la température dans l'œil chaud et son environnement relativement plus froid.

1.1.4 Les premières modélisations numériques

Parallèlement, le développement de la technologie des ordinateurs dans les années 50, couplé aux premiers calculs de l'évolution du flux atmosphérique par les mathématiciens, déboucha sur les premiers modèles de prévision numérique du temps spécifiques aux cyclones tropicaux.

Ainsi, Ooyama (1969) créa le premier modèle numérique axisymétrique capable de simuler avec réalisme le cycle de vie typique des cyclones tropicaux en deux dimensions (radiale et verticale), tout en estimant correctement les taux de précipitations, la production et dissipation de l'énergie cinétique, et les autres caractéristiques énergétiques. Puis, c'est Anthes (1971) qui créa le premier modèle d'ouragans en trois dimensions mais limité à trois niveaux verticaux afin de limiter les temps de calcul.

Un an plus tard, la technique CLIPER (CLImatologie et PERsistence) fut proposée par Neumann (1972). Ce procédé statistique permettait la prédiction du déplacement zonal et méridien d'un cyclone tropical entre 12 et 72 heures d'échéance, par un ensemble d'équations basées sur les positions précédentes du système, sa vitesse, son intensité, etc. La technique CLIPER donnait alors des positions de cyclone qui allaient servir de référence pour juger de la fiabilité des autres modèles de prévision.

Dans les années qui suivirent, il y eut plusieurs développements de modèles. Jelesniakski (1972) développa SPLASH (Special Program to List the Amplitude of Surges from Hurricanes) pour prévoir l'onde de tempête causée par les vents et la dépression. Puis, Hovermale (1976) développa MFM (movable fine-mesh), le premier modèle opérationnel basé sur la dynamique atmosphérique spécifique aux cyclones. De nombreux modèles améliorés sortirent par la suite, grâce aux machines de plus en plus puissantes qui permettaient de faire de moins en moins d'approximations.

Cependant, ce n'est pas avant les années 1980, quand la prévision numérique du temps commença à vraiment faire ses preuves, et les années 1990, quand elle finit par dépasser les modèles statistiques et les modèles de dynamique simple, que la prévision des trajectoires et des intensités de cyclones devint suffisamment fiable. A ce moment-là, le modèle cyclone du Geophysical Fluid Dynamics Laboratory (GFDL) à l'Université de Princeton, initialement utilisé pour la Recherche entre 1973 et 1985, devint opérationnel en 1995 (Bender et al. 2007).

1.2 Connaissances actuelles sur les cyclones tropicaux

Les nombreuses observations ont permis d'avoir une définition bien précise des cyclones tropicaux. Le Vocabulaire météorologique international donné par l'Organisation Météorologique Mondiale[1] définit le cyclone tropical comme une « perturbation d'échelle synoptique non accompagnée d'un système frontal, prenant naissance au-dessus des eaux tropicales ou subtropicales et présentant une activité convective organisée ainsi qu'une circulation cyclonique, plus intense en surface qu'en altitude ». Les connaissances actuelles sur la météorologie tropicale et les cyclones sont bien documentées dans l'ouvrage de Beucher (2010).

1.2.1 Description des cyclones tropicaux

Les cyclones tropicaux naissent sur des eaux tropicales, où l'air est humide et où il existe une zone de convergence de vents de surface et de convection préexistante. Cette formation peut être déclenchée par des régions d'activité convective renforcée dans la zone de convergence intertropicale (ZCIT ; une ceinture de basses pressions qui entoure la Terre au niveau de l'équateur météorologique et qui mesure quelques centaines de kilomètres en latitude). Les amas convectifs se détachent pour devenir des dépressions tropicales et se dirigent vers les latitudes tropicales où elles gagnent en énergie. Ce gain en énergie est possible sur des eaux chaudes.

Leur structure

Dans un cyclone tropical à maturité, des formations nuageuses convectives et orageuses s'organisent et s'enroulent en spirale, dans le sens des aiguilles d'une montre dans l'hémisphère sud et dans le sens inverse dans l'hémisphère nord, autour de l'œil du cyclone. Cet œil, d'un diamètre entre 20 et 100 km, est une colonne d'air stable de très basse pression (jusqu'à un déficit de 10% par rapport à la pression ambiante) dans laquelle la météo est plutôt calme, le ciel est dégagé, les vents sont faibles et la température est relativement élevée surtout en altitude.

Les nuages les plus épais, accompagnés des plus fortes précipitations parfois orageuses et des vents les plus violents, se produisent dans une zone en bordure de l'œil appelée le « mur de l'œil ». Cette zone en forme d'anneau autour du noyau peut atteindre une largeur horizontale entre 10 et 100 km. Dans les cyclones les plus intenses, il arrive qu'on observe un cycle de remplacement du mur de l'œil, au cours duquel des murs concentriques se forment et remplacent graduellement l'ancien mur de l'œil, parallèlement à un cycle de comblement et de creusement de la dépression.

Dans les bandes spirales qui sont en rotation autour du centre dépressionnaire, on peut rencontrer divers nuages dont les cumulonimbus orageux générateurs de précipitations intenses. Les nuages dans le mur de l'œil et dans les bandes spirales peuvent s'étendre jusqu'à la tropopause à environ 15 km d'altitude, et même au-delà de façon sporadique.

[1] International Meteorological Vocabulary, WMO, 1992, 784 p., ISBN: 978-92-630-2182-3.

Le cyclone tropical, une fois développé et organisé, peut alors atteindre un diamètre entre 300 km et 1000 km. Un cyclone tropical à maturité, comme Giovanna en février 2012 dans le sud de l'océan Indien (figure 1.1), est associé à un cœur chaud et à une dépression centrale au sein d'un tourbillon atmosphérique de grande échelle.

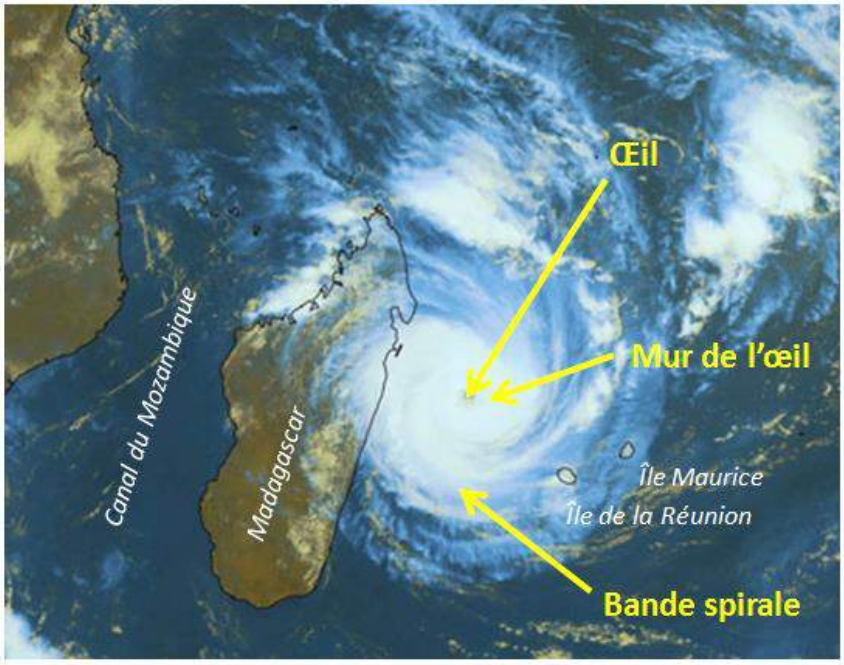


Figure 1.1 (source Météo-France) **:** Représentation d'une vue satellite du cyclone très intense Giovanna en février 2012 alors qu'il vient de frôler l'île Maurice et l'île de la Réunion et qu'il est sur le point de s'abattre sur les côtes de Madagascar.

Les phases de leur développement

Plusieurs étapes mènent au développement des cyclones tropicaux. On passe d'une perturbation tropicale à une dépression tropicale, puis à une tempête tropicale qui s'intensifie pour donner un cyclone tropical. La figure 1.2 illustre ces différentes étapes et donne quelques-unes de leurs caractéristiques notables, notamment les vitesses maximales du vent soutenu en surface, moyennées sur 1 minute sur l'Atlantique Nord et le Pacifique Nord, et sur 10 minutes ailleurs.

Une « perturbation tropicale » désigne un amas de nuages ou « cluster » à longue durée de vie (quelques jours), discernable sur les images satellitaires. Son extension horizontale varie entre 200 et 600 km, et peut atteindre jusqu'à 1000 à 3000 km dans des conditions favorables, par exemple au sein de la zone convective associée à la phase positive de l'Oscillation de Madden-Julian (MJO ; phénomène détaillé dans la partie 3.1.2).

L'appellation « dépression tropicale » est donnée à une perturbation dès que le prévisionniste identifie une chute de pression de surface d'au moins 2 hPa au sein d'une dépression, visible sur la carte des isobares par des cercles concentriques fermés. Autour du centre dépressionnaire, les vents de surface tournent cycloniquement et la convection commence à s'organiser.

Lorsque la vitesse maximale des vents soutenus dépasse le seuil des 17 m s^{-1}, la dépression tropicale devient une « tempête tropicale ». A ce stade d'intensité potentiellement dangereuse, la tempête est baptisée afin de faciliter les communications

entre les prévisionnistes et le public par les bulletins de prévision et d'alerte, et d'éviter la confusion en cas de plusieurs systèmes cycloniques dans le bassin. Une tempête tropicale qui accumule suffisamment d'énergie et génère des vents dépassant le seuil de 33 m s^{-1} devient un « cyclone tropical ».

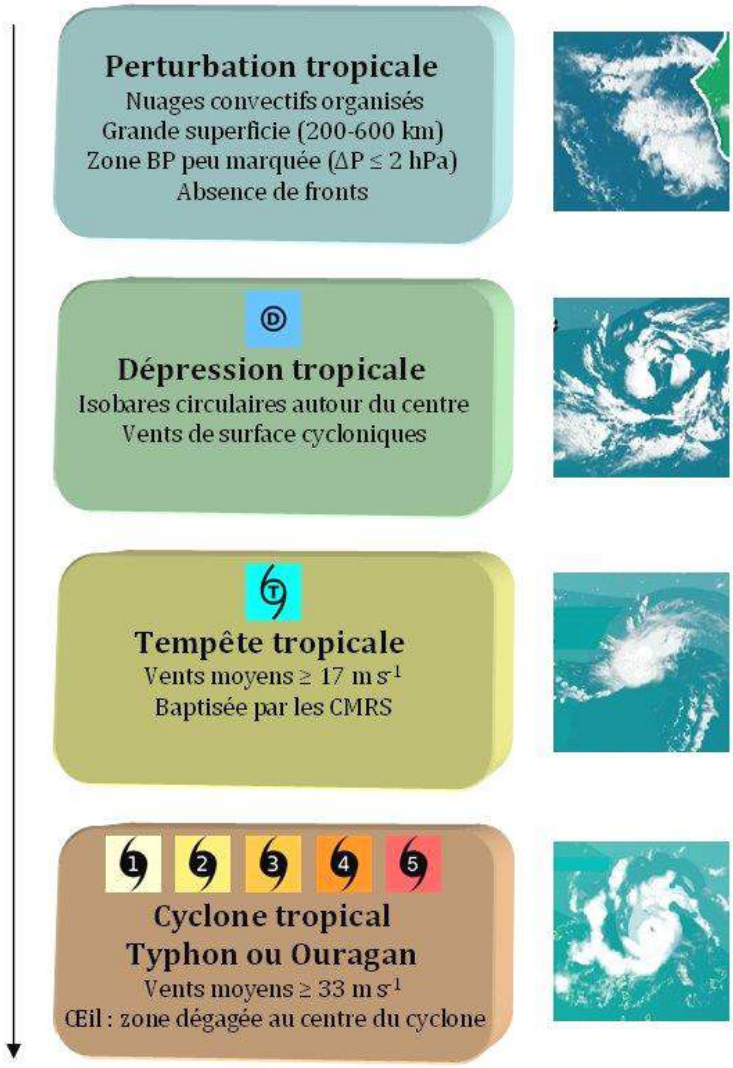


Figure 1.2 : Les 4 étapes clés du développement d'une perturbation tropicale en un cyclone tropical.

Le tableau 1.1 donne quelques-unes des caractéristiques principales des échelles de Saffir-Simpson et de Dvorak, introduites dans la partie 1.1.3. L'utilisation de ces échelles ne s'applique pas à tous les bassins. Sur le sud-ouest de l'océan Indien, par exemple, on s'intéresse surtout à la vitesse des vents soutenus sur 10 minutes, qui donnent une classification différente : perturbation tropicale (< 14 m s^{-1}), dépression tropicale (14–17 m s^{-1}), tempête tropicale modérée (18–24 m s^{-1}), tempête tropicale sévère (25–32 m s^{-1}), cyclone tropical (33–46 m s^{-1}), cyclone tropical intense (47–59 m s^{-1}) et cyclone tropical très intense (> 59 m s^{-1}).

Catégorie	Nombre de Dvorak CI	Vents soutenus sur 1 min (m s^{-1})	Onde de tempête (m)	Pression centrale minimale (hPa)	Impacts potentiels
Classification des précurseurs					
Dépression Tropicale	1 – 2	0 – 17,2	0	> 1000	Beaucoup de pluie
Tempête tropicale	2,5	17,5 – 32,5	0 – 0,9	997	+ Dégâts négligeables
Catégories d'intensité des cyclones tropicaux					
1	3,5	32,8 – 42,5	1,2 – 1,5	976 – 980	Dégâts faibles aux bâtiments, végétation ; peuvent générer des vents violents
2	4,5	42,8 – 49,2	1,8 – 2,4	958 – 966	Dégâts modérés aux bâtiments ; Dégâts importants à la végétation ; coupures électriques, manque d'eau potable
3	5	49,4 – 58	2,7 – 3,7	944 – 954	Dégâts importants aux bâtiments près des côtes ; glissements de terrain, …
4	5,5	58,3 – 66,7	4 – 5,5	928 – 941	Dégâts très importants ; évacuation d'urgence des plains-pieds dans un rayon de 400 m des côtes, des habitations d'un étage dans un rayon de 3,2 km et des rivages.
5	6,5 – 8	> 69,4	> 5,5	858 – 910	Dégâts désastreux ; fortes crues, destruction d'infrastructures côtières.

Tableau 1.1 : Classifications des perturbations tropicales selon l'échelle de Saffir-Simpson et l'échelle de Dvorak.

Leur source d'énergie et leur circulation

Les cyclones tropicaux, assimilés à de gigantesques machines thermiques très complexes, extraient la chaleur des couches superficielles de l'océan, la transforment en mouvement, redistribuent l'énergie verticalement et horizontalement, et contribuent ainsi à préserver l'équilibre énergétique au sein de la circulation atmosphérique générale. Ils

mettent en jeu des puissances étonnamment importantes, équivalentes à la production de plusieurs milliers de centrales nucléaires.

Pour un cyclone mature à l'état d'équilibre, illustré sur la figure 1.3, cette énergie provient de la chaleur des océans tropicaux. Les vents qui soufflent à la surface de la mer en convergeant vers le centre provoquent l'évaporation de l'eau liquide, i.e. l'humidification de l'air entraîné dans la colonne centrale, ce qui facilite la formation des nuages. La condensation transforme la chaleur au sein de la colonne lorsque l'air s'élève, avec assèchement, réchauffement, et formation de nuages et de précipitations.

Cette chaleur sensible libérée réchauffe l'air de la colonne verticale, d'où l'assimilation du cyclone à une « dépression à cœur chaud ». Ce noyau chaud se retrouve surtout en altitude entre 700 et 200 hPa environ, où la différence de température entre la colonne et l'environnement extérieur peut être de plus de 10°C, plutôt qu'en basse troposphère à cause de l'évaporation partielle des nuages et des précipitations qui rafraîchit l'environnement. Lorsque cette anomalie chaude du noyau est suffisamment persistante, l'équilibre du vent thermique génère un mouvement cyclonique de l'air autour du noyau, maintenant ainsi la rotation.

L'ascendance au sein de la colonne entraîne une convergence des vents en basses couches et une circulation cyclonique. Lorsque l'air chaud arrive en haute troposphère, il ne peut pas pénétrer dans la stratosphère et il diverge de façon anticyclonique et se refroidit par rayonnement thermique vers l'espace au sein de nuages stratiformes à sommet très froid autour de la convection.

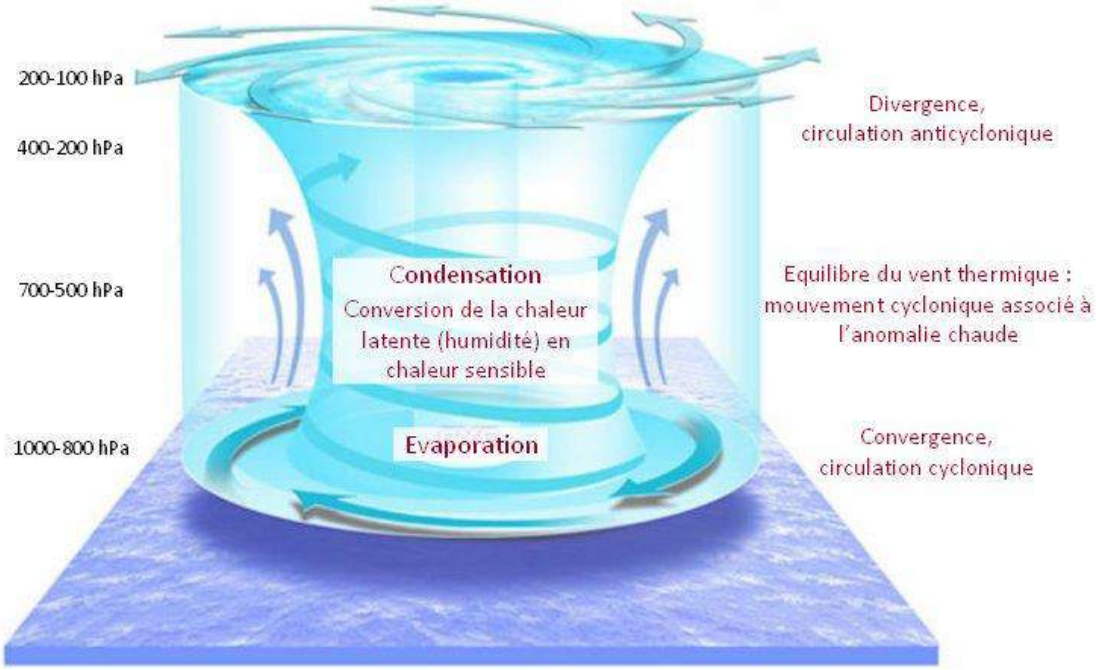


Figure 1.3 (source BoM) **:** Représentation de l'équilibre du vent thermique pour un cyclone mature.

En surface, les vents sont moins forts que dans les basses couches entre 1000 et 800 hPa car le frottement avec la surface ralentit la force des vents. La force des vents faiblit avec l'altitude.

Leur mouvement

Que ce soit dans l'hémisphère nord ou dans l'hémisphère sud, les cyclones tropicaux ont tendance à se déplacer vers l'ouest en dérivant légèrement vers le pôle. Ce mouvement est en grande partie dû à la circulation atmosphérique générale. Les alizés, « trade winds » en anglais, sont des vents qui soufflent d'est en ouest autour de l'équateur et qui pilotent ce mouvement vers l'ouest.

Les cyclones ont tendance à s'éloigner de l'équateur à cause de la présence de grands anticyclones (zones de hautes pressions) dans la partie subtropicale des océans (entre les tropiques et les pôles). Dans la partie ouest de ces anticyclones, les vents soufflent vers les pôles (car dans le sens des aiguilles d'une montre dans l'hémisphère nord et dans le sens inverse dans l'hémisphère sud), ce qui entraîne les cyclones vers les pôles.

Une autre raison de cet éloignement de l'équateur est la force de Coriolis qui s'intensifie lorsque la latitude augmente. Le décalage vers la droite du déplacement dans l'hémisphère nord, vers la gauche dans l'hémisphère sud, entraîne un mouvement vers le pôle.

Il existe des circulations spécifiques dans les différents bassins tropicaux. Par exemple, dans l'océan Indien, ni les cyclones qui se développement dans le Canal du Mozambique ni ceux qui évoluent au large de la côte ouest australienne ne sont portés par les alizés, et leur déplacement est beaucoup plus erratique.

La vitesse de déplacement des cyclones tropicaux est en moyenne comprise entre 10 et 30 km h^{-1}, certains pouvant parfois être stationnaires pendant plusieurs heures.

Leur disparition

La durée de vie d'un cyclone tropical est d'une semaine environ, avec toutefois une grande variabilité. En effet, tandis que certains cyclones vivront seulement un ou deux jours avant de se dissiper, d'autres pourront atteindre le grand âge de 31 jours (e.g., l'ouragan John en août/septembre 1994, qui détient aussi le record distance parcourue de 13 280 km dans le Pacifique nord).

Lorsqu'un cyclone rencontre des conditions défavorables à son développement et au maintien de son tourbillon, il se dissipe et est rétrogradé au stade de tempête tropicale. Plusieurs cas de figures peuvent causer cette dissipation. Par exemple, lorsque le cyclone traverse une zone de fort cisaillement du vent horizontal entre la haute et la basse troposphère (courants opposés), sa colonne d'air peut être détruite.

A l'exception des trajectoires au-dessus des courants chauds où les cyclones peuvent exceptionnellement atteindre la latitude 40° N ou S, lorsqu'un cyclone s'éloigne des tropiques, il survole des eaux de plus en plus froides au sein d'une atmosphère de moins en moins humide. La mer ne peut plus lui fournir l'énergie nécessaire au maintien de sa colonne d'air ascendante et de sa circulation. La pression au centre de l'œil remonte petit à petit jusqu'à ce qu'il se dissipe. La plupart du temps, le système continue à se dissiper aux latitudes moyennes, mais il arrive qu'il interagisse avec une perturbation barocline des moyennes latitudes ou subisse une « transition extratropicale » (Jones 2003).

Lorsqu'un cyclone atteint les côtes et pénètre sur un continent, il perd sa source primaire d'énergie tandis que les frottements avec la surface continentale ralentissent les

vents de basse troposphère. C'est notamment pour cela que les cyclones affectent rarement l'intérieur des terres à plus de 200 km des côtes.

1.2.2 La prévision et la vigilance des cyclones aujourd'hui

On observe, en moyenne, entre 80 et 90 tempêtes tropicales par an, dont près de la moitié se développe en cyclones tropicaux. Ceux-ci provoquent à eux seuls 20% des dégâts et de la mortalité imputables aux phénomènes naturels dans le monde. Tandis que les cyclones font de moins en moins de morts dans les pays occidentaux, ils font de plus en plus de dégâts matériels et économiques. En revanche, ils sont toujours aussi dévastateurs dans les pays plus pauvres. Il est donc indispensable d'organiser le réseau de météorologues et de surveillance des cyclones tropicaux.

La réponse de l'OMM : les CMRS

L'Organisation Mondiale de la Météorologie (OMM), institution spécialisée des Nations Unies, comptant 182 Etats Membres, est en charge de la veille météorologique mondiale, avec notamment des centres météorologiques régionaux spécialisés (CMRS). Les centres à spécialisation régionale ont pour rôle principal de diffuser les données météorologiques dans leur région, tandis que les centres à activité spécialisée coordonnent la surveillance de phénomènes spécifiques, i.e. cyclones, cendres de volcan, etc.

Le « Tropical Cyclone Programme » de l'OMM a pour but de minimiser les pertes de vie et de dommages matériels à travers la coordination des services météorologiques nationaux qui sont concernés par les cyclones tropicaux. La figure 1.4 renseigne sur l'activité cyclonique globale.

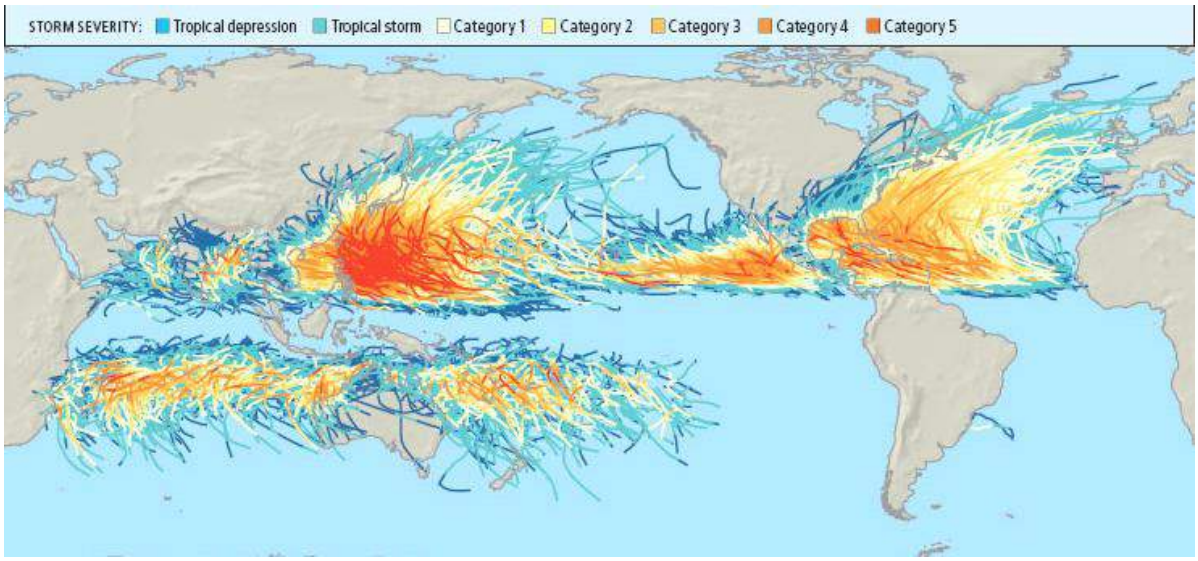


Figure 1.4 (source Wikimédia Commons) **:** Trajectoires et intensités des cyclones tropicaux entre 1985 et 2005. La couleur correspond à l'échelle de Saffir-Simpson.

Pour faciliter cette coordination, les régions exposés au risque cyclonique sont divisées en sept zones, comme illustré sur la figure 1.5, avec la désignation de CMRS responsables

en collaboration avec des « Centres d'Avertissements de Cyclones Tropicaux » (TCWC / Tropical Cyclone Warning Center). Les principales caractéristiques des bassins tropicaux sont données dans le tableau 1.2.

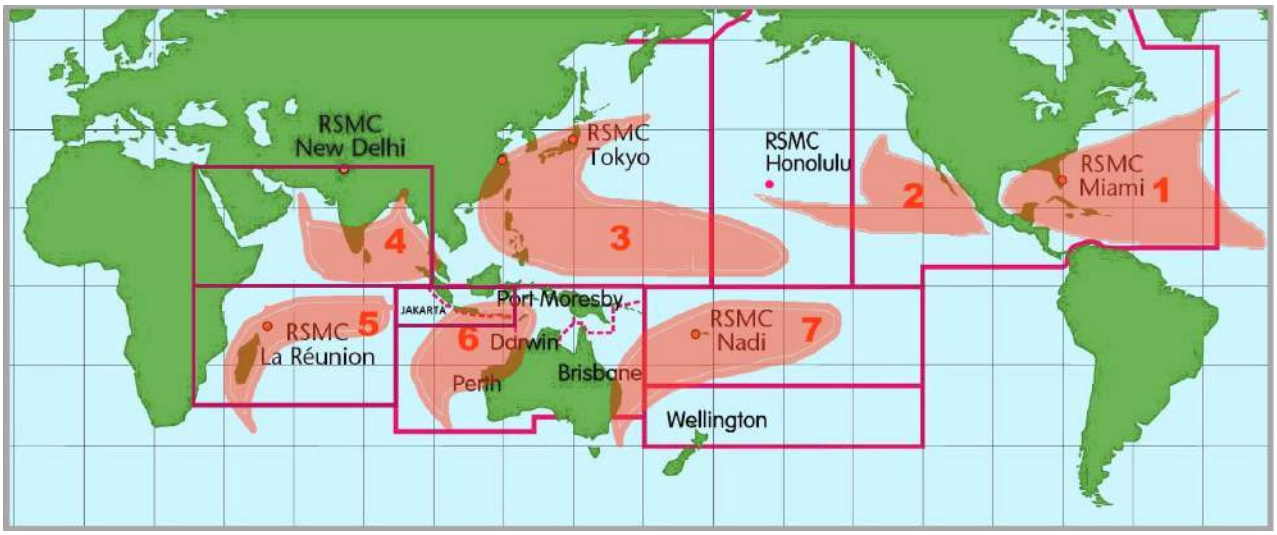


Figure 1.5 (source NOAA) **:** Division de l'océan tropical en sept bassins. Les points rouges représentent les Centres Météorologiques Régionaux Spécialisés (CMRS ; RSMC en anglais) correspondants.

En plus des sept CMRS et cinq TCWC sollicités, une autre institution contribue à l'émission d'avis de cyclones : le « US Joint Typhoon Warning Center » (JTWC), basé à Pearl Harbor à Hawaï, est un centre de prévision des cyclones tropicaux entre la US Navy et la US Air Force qui ne fait pas partie des CMRS définis par l'OMM étant à vocation principalement militaire. Il participe néanmoins à la surveillance des événements cycloniques et à l'archivage des données les concernant.

La veille cyclonique

Dans chaque bassin tropical, le CMRS ou TCWC en charge surveille toutes les dépressions tropicales depuis leur formation jusqu'à leur dissipation.

Une première alerte de formation cyclonique est généralement donnée par les simulations d'ensembles de modèles de prévision globaux qui indiquent, par exemple, une probabilité élevée de développements convectifs associés à une anomalie chaude de la température de la mer en surface. Dans ce cas, les prévisionnistes ont pour mission de vérifier, sur les images satellites, la présence ou non d'une perturbation tropicale à fort potentiel cyclogénétique. L'analyse humaine permet aussi de mettre en évidence des processus qui mèneront éventuellement à la cyclogénèse : des perturbations ondulatoires de moyenne à grande échelle ou des développements locaux de petite échelle.

Les développements cycloniques étant relativement lents, les prévisionnistes parviennent généralement bien à observer la formation d'une dépression tropicale caractérisée par un centre dépressionnaire. La suite de la surveillance se fait grâce à la méthode de Dvorak. Faute de moyens, seul le CMRS de Miami utilise la reconnaissance par avion, la technique la plus fiable pour connaître l'intensité d'un vortex, pour classifier l'intensité d'un cyclone sur l'échelle de Saffir-Simpson. Sur le Pacifique nord-ouest, Taiwan

conduit depuis quelques années le programme DOTSTAR (Dropwindsonde Observations for Typhoon Surveillance near the TAiwan Region) avec le largage ciblé de dropsondes au voisinage des cyclones menaçant l'île.

N°	Bassin	CMRS ou TCWC	Activité annuelle moyenne	Lieux impactés
1	**Atlantique Nord** (incluant Golfe du Mexique et Mer des Caraïbes)	**CMRS** National Hurricane Center (Miami)	01JUN–30NOV (pic 10SEP) 2 cyclones intenses 6 cyclones modérés 3 tempêtes	Formation entre les îles du Cap Vert et les Antilles, et impact sur les pays autour du Golfe du Mexique et l'est de l'Amérique du Nord
2	**Pacifique Nord-est** (du Mexique jusqu'à Hawaï)	**CMRS** National Hurricane Center (Miami)	15MAY–30OCT 4-5 cyclones intenses 9 cyclones modérés 15-16 tempêtes 2nd bassin le plus actif Plus grand nombre de cyclones par unité de surface	Formation le long de la côte ouest de l'Amérique centrale (Mexique), puis rares traversées des terres
2–3	**Pacifique Nord-centre** (autour d'Hawaï)	**CMRS** Central Pacific Hurricane Center (Honolulu)	01JUN–30NOV 4-5 tempêtes	Îles Hawaï
3	**Pacifique Nord-ouest** (de l'Asie jusqu'à la ligne de changement de date, incluant la Mer de Chine méridionale)	**CMRS** Japan Met Agency (Tokyo)	01MAR-31DEC Bassin le plus actif (30% de l'activité globale) 16 cyclones 26 tempêtes	Côtes de l'Asie du sud-est et de l'est (Chine, Japon, Corée, HK, Philippines, Taiwan, Vietnam, Indonésie) et îles de l'Océanie
4	**Indien Nord** (Golfe du Bengale et Mer d'Arabie)	**CMRS** India Met Departement (New Delhi)	01APR–31MAY (avant mousson) 01SEP–31DEC (après mousson) 4-6 tempêtes	Inde, Bangladesh, Sri Lanka, Thaïlande, Myanmar, Pakistan, péninsule arabique, Somalie
5	**Indien Sud-ouest** (de l'Afrique jusqu'à 90°E)	**CMRS** Météo-France (La Réunion, France)	01NOV–30APR (10% de l'activité globale) 5 cyclones 4 tempêtes	Côte est de l'Afrique et îles (Madagascar, Mozambique, Maurice, La Réunion, Comores, Tanzanie, Kenya)

6	**Indien Sud-est** (de 100 à 142°E)	**TCWCs** Bureau of Met (BoM; Perth), Met and Geophysical Agency of Indonesia (Jakarta)	01NOV–30APR 7 cyclones	Australie, Indonésie
7	**Pacifique Sud-ouest / Sud** (de 140°E à 120°W)	**CMRS** Fiji Met Service (Nadi) **TCWCs** Met Service of NZ Limited (Wellington), Papua New Guinea National Weather Service (Port Moresby), BoM (Darwin & Brisbane)	01NOV–30APR 4-5 cyclones intenses 4-5 cyclones modérés	Australie, îles de l'Océanie

Tableau 1.2 : Pour chacun des bassins tropicaux, liste des CMRS responsables, des caractéristiques de l'activité cyclonique annuelle et des zones généralement touchées.

Parallèlement à cette surveillance, les prévisionnistes ont pour rôle de réaliser des prévisions à court terme de la trajectoire, de l'intensité et des principales conséquences du système cyclonique. Ces prévisions utilisent l'ensemble des données météorologiques disponibles, allant des observations au sol ou en altitude (radiosondages) aux images radars et satellitaires, en passant par les données récoltées par des bouées ou des avions chasseurs de cyclones.

Les CMRS et TCWC utilisent chacun leurs propres modèles de prévision. Cependant, un modèle globalement utilisé aujourd'hui est le Hurricane Weather Research and Forecasting (HWRF ; Tallapragada et al. 2013), une version spécialisée du modèle très répandu Weather Research and Forecasting (WRF). Ce modèle HWRF, développé par la National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA), le Naval Research Laboratory (NRL), l'Université de Rhode Island et l'Université de l'Etat de Floride, est opérationnel depuis 2007. Sa bonne résolution spatiale permet de traiter explicitement la convection, facteur important de l'évolution cyclonique.

En parallèle de la surveillance et de la prévision, le CMRS ou TCWC diffuse des bulletins météorologiques à destination des services météorologiques dans sa zone de responsabilité toutes les six heures, et toutes les trois heures lorsque le système tropical se dirige vers des zones habitées. Ces missions des CMRS et TCWC sont associées à des mesures de prévention et de sensibilisation des populations aux risques encourus et aux attitudes à adopter en temps de menace cyclonique. Différents niveaux d'alertes sont donnés selon l'intensité prévue du phénomène et la distance entre la trajectoire prévue et le lieu sous la responsabilité du CMRS ou TCWC.

1.2.3 Les extrêmes et le réchauffement climatique

Quelques cyclones extrêmes

Les territoires et populations sont affectés par des cyclones extrêmes depuis toujours, même si les données météorologiques, elles, sont rares avant le XVIIIème siècle. Le premier cyclone extrême répertorié par les écrits européens est le Grand Ouragan d'octobre 1780 qui a fait près de 27 500 morts lors de son passage sur les Antilles, Porto Rico, Saint-Domingue et les Bermudes. Depuis, l'Histoire a connu beaucoup plus meurtrier : le cyclone de Bhola qui s'est abattu sur le Bangladesh et l'Inde en novembre 1970 (Frank et Husain 1971), faisant officiellement entre 224 000 et 300 000 morts et, officieusement, plus de 500 000 morts et, plus récemment, le cyclone Gorky (officiellement cyclone 02B) qui a touché la même région en avril 1991 et qui a fait plus de 138 000 morts et 10 millions de réfugiés.

Le typhon Haiyan (catégorie 5) qui a fortement touché les Philippines en novembre 2013 avec près de 6200 morts, 1800 disparus et 28 600 blessés, est considéré comme l'un des cyclones les plus violents jamais enregistrés (Holmes 2014), les vents soutenus sur 1 minute atteignant les 378 km/h et sa pression minimale descendant jusqu'à 858 hPa. Cependant, le record des rafales, tous phénomènes confondus hors tornades, est détenu par le cyclone Olivia (407 km/h) qui affecta l'Île de Barrow en Australie-Occidentale en avril 1996, d'après les records de l'OMM[2]. En ce qui concerne les records de précipitations, ils sont tous détenus par des cyclones du sud de l'océan Indien sur l'île de la Réunion dont le relief marqué amplifie les pluies : Denise (1144 mm sur 12 heures ; 1825 mm sur 24 heures), Gamède (3929 mm sur 72 heures ; 4869 mm sur 96 heures) et Hyacinthe (5678 mm sur 10 jours).

Les contrastes en taille de cyclones sont étonnants : en octobre 1979, le typhon Tip est le plus grand cyclone tropical avec un rayon (de vents supérieurs au seuil de 17 m s^{-1}) de 1100 km dans le Pacifique Nord-ouest, à l'inverse du cyclone Tracy en décembre 1974 avec un rayon de 50 km seulement près de Darwin en Australie.

Côté dégâts matériels, c'est l'ouragan Katrina (catégorie 5), en août 2005, qui a occasionné le plus de dégâts d'un coût d'environ 108 milliards de dollars aux USA (Burton et Hicks 2005). Il a touché de plein fouet le sud des USA (la Louisiane avec la Nouvelle-Orléans en particulier, la Floride et l'Alabama), les Bahamas et la majeure partie de l'est américain et canadien.

Le réchauffement climatique

D'après le dernier rapport du Groupe Intergouvernemental sur l'Evolution du Climat (GIEC) en 2013[3], l'hypothèse acceptée par la communauté scientifique du doublement du CO_2 donne des résultats inéluctables et sans précédent : une augmentation de la température de l'atmosphère et des océans, une diminution des quantités de neige et de

[2] http://wmo.asu.edu/
[3] http://www.climatechange2013.org/

glace, une élévation du niveau de la mer et une augmentation des niveaux de gaz à effet de serre.

La question de l'impact du changement climatique sur la formation, la fréquence et/ou l'intensité des cyclones suscite aujourd'hui de nombreuses études, e.g, Trenberth 2007, dont les résultats ne sont pas toujours en accord. Tandis que certains sont plutôt adeptes du scénario catastrophe, d'autres pensent que la nature saura équilibrer les bouleversements liés au changement climatique.

Les modèles climatiques tels qu'ARPEGE–Climat (Météo-France) permettent de donner quelques éléments de réponse aux nombreuses questions liées aux cyclones tropicaux : est-ce que le cisaillement troposphérique du vent horizontal diminuera ? Est-ce que l'instabilité convective augmentera ? Est-ce que l'activité des moussons sera exacerbée ? Est-ce que les masses d'air tropicales deviendront plus humides ? Est-ce que le réchauffement des eaux agira sur la fréquence ou l'intensité du phénomène El Niño ? Est-ce que les changements dans la circulation océanique auront un effet sur les cyclones ?

D'après Météo-France en 2010, compte tenu de l'absence d'une augmentation significative du nombre de cyclones dans le monde pendant ces 50 dernières années, les modèles climatiques tendent à montrer que les effets du réchauffement climatique seront plus régionaux que globaux. Tandis que les zones de cyclogénèse n'évolueraient pas de façon notable, l'intensité des cyclones pourrait subir une augmentation de 2 à 11% et les pluies au sein du mur de l'œil des cyclones devraient augmenter de 15 à 20%. Il est donc probable que les cyclones soient plus intenses d'ici quelques décennies, et qu'ils présentent donc un risque bien réel pour les populations côtières toujours plus nombreuses. Effectivement, à la page 23 du rapport du GIEC, on lit : *« Extreme precipitation events over most of the mid-latitude land masses and over wet tropical regions will very likely become more intense and more frequent by the end of this century, as global mean surface temperature increases ».*

1.3 La cyclogénèse tropicale sur le sud-ouest de l'océan Indien

En considérant l'importance de l'aléa cyclonique et face au risque d'une augmentation d'événements tropicaux intenses, une connaissance plus approfondie des processus mis en jeu dans la formation et l'intensification des cyclones, pour l'amélioration des prévisions, est indispensable. Dans cette thèse, on s'intéresse à la phase de cyclogénèse tropicale sur le sud-ouest de l'océan Indien.

1.3.1 Présentation générale de la cyclogénèse tropicale

Une définition des différentes étapes menant au cyclone est donnée par Frank (1987) : on parle de « cyclogenèse » lors de la transition d'une perturbation à une dépression tropicale, de « développement » lors de la transition d'une dépression à une tempête tropicale (vents ≥ 17 m s^{-1}), et d' « intensification » lors de la transition d'une tempête à un cyclone tropical (vents ≥ 33 m s^{-1}). Nous prendrons, pour la suite, la définition de McBride (1995) qui parle de « cyclogénèse » pour la transition d'une perturbation à une tempête tropicale et d' « intensification » ensuite.

La phase de cyclogénèse, décrite par Tory et Frank (2010), regroupe la séquence d'événements qui aboutissent au développement d'un vortex tropical à cœur chaud équilibré au sens du vent thermique qui lui permet de se maintenir ou de s'intensifier par les seules interactions avec la mer chaude en dessous. Elle est constituée de deux phases distinctes mais simultanées : (1) le développement d'un environnement de grande échelle favorable au développement cyclonique et (2) la formation d'une circulation tourbillonnaire à cœur chaud au sein de cet environnement.

Phase 1 : les conditions environnementales favorables

La plupart des circulations cycloniques se forment dans des conditions barotropes, c'est-à-dire dans une atmosphère où les variations horizontales de température et de pression sont faibles. Néanmoins, quelques cyclones tropicaux peuvent se former et évoluer dans un environnement plus barocline (variation marquée de la température avec la latitude) en lien avec un gradient thermique en basse couche et/ou un forçage en haute troposphère. La structure est alors plus complexe avec souvent un cœur chaud en bas, un cœur froid en haut et une organisation un peu plus asymétrique.

Les conditions nécessaires pour la formation de cyclones

Il existe un consensus aujourd'hui sur les trois conditions thermodynamiques (1–3) et les quatre conditions dynamiques (4–7), initialement évoquées par Gray (1968, 1979, 1985), dans lesquelles se forment la quasi-totalité des cyclones tropicaux :

1. des températures de surface de la mer (SST) supérieures à 26,5–27°C, couplées à une épaisseur moyenne de la couche de mélange océanique autour de 50 m ;
2. une moyenne troposphère suffisamment humide (humidité relative supérieure à 70%) ;
3. de la convection profonde organisée dans une région d'ascendance ;
4. de fortes valeurs du tourbillon cyclonique en basse troposphère ;
5. un flux convergent en basse troposphère, couplé à un flux divergent en haute troposphère ;
6. un cisaillement vertical de vent horizontal (illustré sur la figure 1.6) inférieur à 12 m s^{-1} entre 850 et 200 hPa ;
7. une force de Coriolis suffisante à plus de 5° en latitude (environ 500 km) de l'équateur.

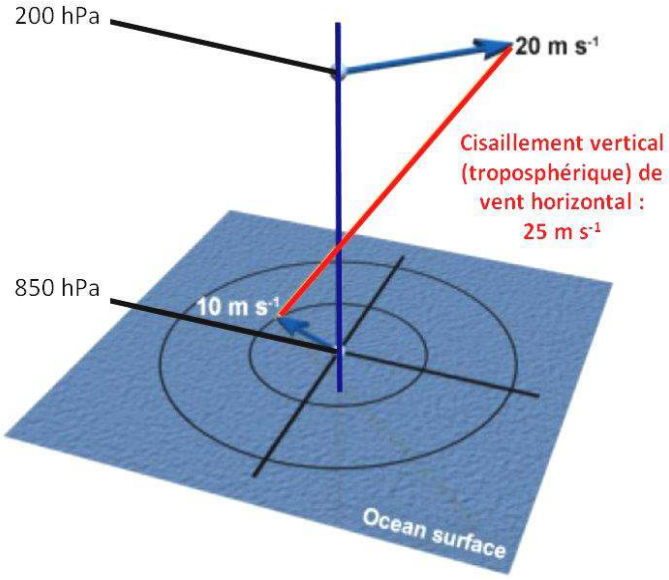


Figure 1.6 (source COMET) **:** Exemple de calcul du cisaillement vertical du vent horizontal.

McBride et Zehr (1981) et Zehr (1992) soulignent l'importance des circulations et du tourbillon dans la cyclogénèse : la plupart des tempêtes se forment dans des zones où les circulations anticycloniques de la haute troposphère sont couplées avec les circulations cycloniques de la basse troposphère. Kurihara et Tuleya (1981) sont les premiers à montrer que, la cyclogénèse est favorisée par un cisaillement de vent faible entre 850 et 200 hPa. Bister et Emanuel (1997), eux, mettent en évidence la nécessité d'une atmosphère humide dans la basse et moyenne troposphère pour inhiber l'effet négatif des courants descendants.

Les conditions thermodynamiques pour la cyclogénèse sont généralement toutes réunies sur de vastes régions océaniques pendant l'été des hémisphères nord et sud. En effet, par exemple, la température de surface des océans, donnée sur la figure 1.7 pour juin (été boréal) et décembre (été austral), est toujours au-dessus du seuil de 26,5–27°C pendant la saison des cyclones. Etant donné que la cyclogénèse tropicale n'est pas un événement fréquent, ces conditions ne sont donc pas suffisantes pour le développement cyclogénétique.

Les conditions dynamiques, qui conditionnent l'évolution cyclonique d'un amas de nuages persistant, sont encore peu comprises. Les paramètres dynamiques sont difficiles à observer car ils ont moins d'inertie et ils peuvent parfois varier de façon considérable dans l'espace et le temps. De plus, la façon dont les phénomènes de grande échelle, tels que les ondes équatoriales, modulent ces paramètres est difficile à étudier dû au manque d'observations in situ dans les vastes océans accueillant la cyclogénèse. Depuis quelques années, cependant, beaucoup de travaux se concentrent sur ces aspects de la cyclogénèse grâce aux nouveaux outils technologiques (simulations numériques, images satellitaires) et aux campagnes de mesures réalisées.

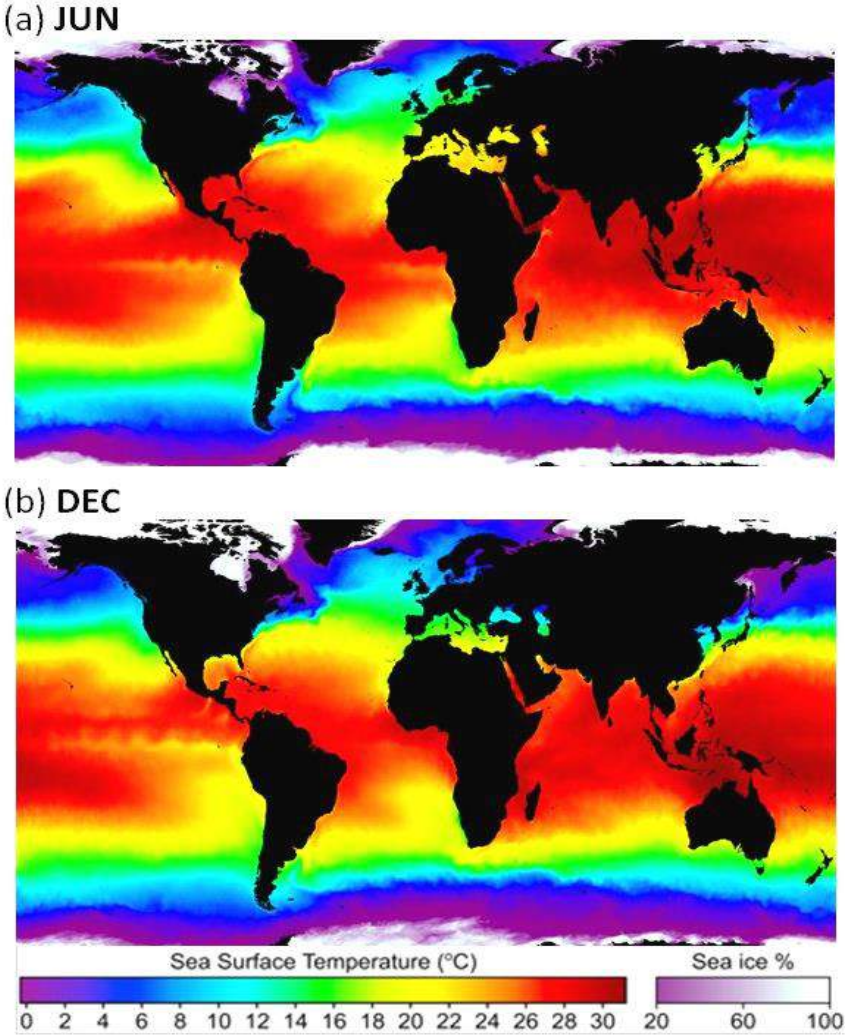


Figure 1.7 (source OSTIA / Met Office) **:** Carte des températures moyennes de la mer en juin **(a)** et en décembre **(b)** sur 3 années 2006-2008.

La dépression de mousson, l'Oscillation de Madden-Julian et les ondes équatoriales

Gray (1968) est le premier à noter la formation de la plupart des tempêtes à proximité d'une dépression de mousson, une région de basses pressions au sein de la zone de convergence intertropicale (ZCIT ; dont la variation saisonnière est donnée sur la figure 1.8). Cette zone fournit un environnement favorable qui satisfait toutes les conditions nécessaires. Les observations et les simulations numériques (Ferreira et Schubert 1997 ; Wang et Frank 1999 ; Wang et Magnusdottir 2005, 2006) montrent que lorsqu'une

dépression de mousson se maintient suffisamment longtemps, elle peut donner naissance à des cyclones tropicaux. Ce processus peut être accéléré par des influences extérieures à la ZCIT. Certains cas de cyclogénèse du Pacifique Nord-ouest sont favorisés par l'influence d'une dépression de moyenne latitude au nord-nord-ouest de la partie est de la dépression de mousson (Briegel et Frank 1997).

En outre, plusieurs études ont montré l'influence de différents types de modes propagatifs équatoriaux sur la cyclogénèse tropicale : (1) l'Oscillation de Madden-Julian (MJO), (2) les ondes d'ouest Equatorial Rossby, (3) les ondes d'ouest Mixed Rossby-Gravity, (4) les ondes d'est Kelvin et (5) les ondes d'est africaines qui sont, quant à elles, confinées à l'hémisphère nord. La MJO ainsi que les ondes équatoriales sont détaillées dans le chapitre 3 dédié à l'étude de leur influence sur la cyclogénèse. Frank et Roundy (2006) suggèrent que la majorité des développements cyclogénétiques se produisent lors de l'interaction de ces modes propagatifs avec la dépression de mousson, ce qui forme des zones où les conditions environnementales excèdent les conditions nécessaires de formation.

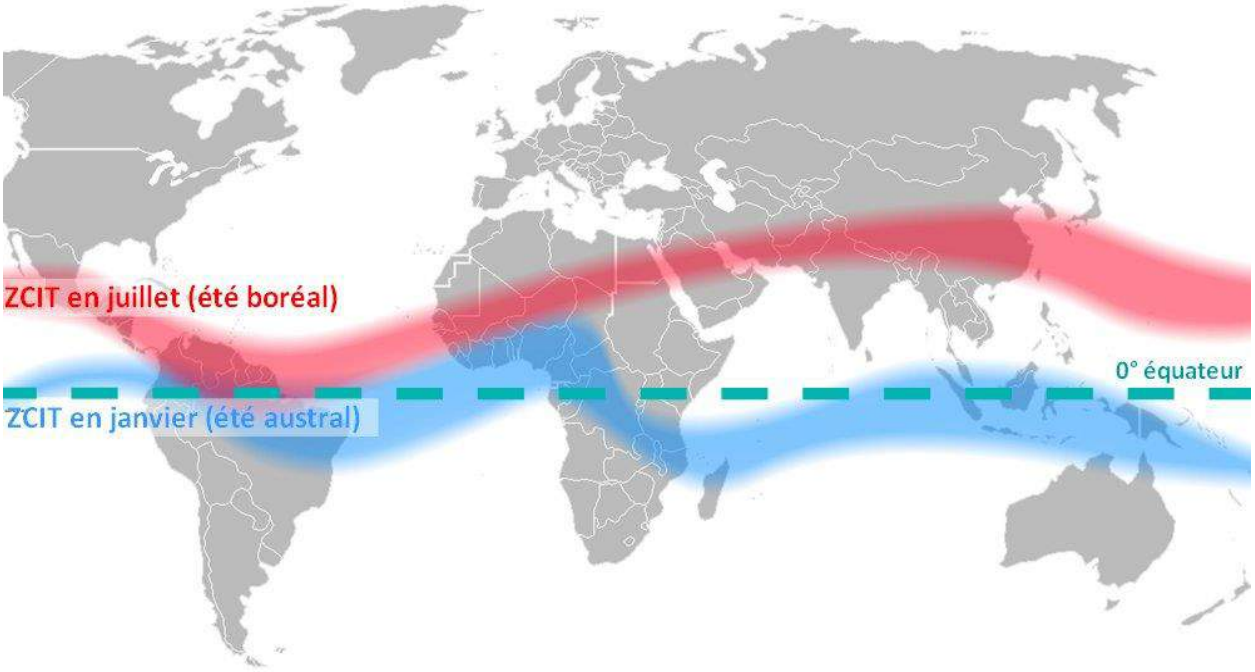


Figure 1.8 : Localisation de la ZCIT pendant l'été boréal (en rouge) et pendant l'été austral (en bleu) par rapport à l'équateur (en vert).

Les précurseurs des latitudes élevées

Certaines formations cycloniques peuvent avoir lieu au-delà de la latitude 20°, et parfois même au-delà de 30°, surtout sur le bassin Atlantique Nord. McTaggart-Cowan et al. (2008), entre autres, ont conclu que l'ascendance induite par les perturbations baroclines d'origine extratropicale, telles que les thalwegs de haute troposphère ou les zones frontales en déclin, favorisait près de 40% des cas de cyclogénèse dans ce bassin.

Etape 2 : la construction du vortex

Les cyclones tropicaux parviennent à se maintenir et deviennent autonomes lorsqu'ils atteignent le stade de dépression tropicale, i.e. lorsque l'énergie gagnée par la libération de chaleur latente l'emporte face à l'effet dissipateur du frottement (Rotunno et Emanuel 1987).

CISK et WISHE

Depuis les années 1960, deux théories célèbres expliquent la croissance d'une perturbation tropicale au-delà du stade de dépression : (1) l'instabilité-CISK, introduite par Charney et Eliassen (1964), et (2) l'instabilité-WISHE, introduite par Emanuel (1986).

L'instabilité-CISK (Conditional Instability of the Second Kind) suppose qu'une zone d'activité convective associée à un flux vertical important génère une circulation convergente en basse troposphère. S'il existe une large zone d'instabilité convective, cela renforce les mouvements ascendants au centre de la perturbation.

Une autre théorie, l'instabilité WISHE (Wind-Induced Surface Heat Exchange), a été proposée comme alternative à la CISK. Partant comme CISK d'une zone convectivement active mais en ne supposant pas l'existence d'une vaste zone instable, WISHE suggère que l'air convergent se charge en humidité par frottement sur la surface océanique, ce qui augmente son instabilité convective et permet d'alimenter la région convective et de maintenir son activité.

Formation d'une perturbation cyclonique au sein d'un MCS

Ce qui se passe avant l'autonomie gagnée au stade de dépression, c'est-à-dire ce qui déclenche la construction du vortex, est encore le sujet de nombreux travaux aujourd'hui. Une voie possible se rapporte à la formation des circulations cycloniques au sein des systèmes convectifs d'échelle moyenne (MCS / Mesoscale Convective Systems) tropicaux. Un MCS est un ensemble d'orages violents, d'une dimension horizontale de 100 km au moins, qui peut produire des pluies torrentielles et des vents de plus de 25 m s^{-1}. Les nuages et précipitations peuvent s'organiser en une ligne de grains ou en un grain en arc, par exemple. Structurellement, un MCS idéalisé contient une zone relativement limitée de convection (convergence en basse troposphère ; divergence en haute troposphère) et une plus vaste région stratiforme (convergence en moyenne troposphère ; divergence en basse et haute troposphère).

Au sein de la convergence en moyenne troposphère de la région stratiforme d'un MCS peuvent se développer des tourbillons d'échelle moyenne (MCV / Mesoscale Convective Vortices). Par l'équilibre de vent thermique, il existe une anomalie froide en dessous d'un MCV (dans la basse troposphère) et une anomalie chaude au-dessus (dans la haute troposphère).

Trois théories « Top-down Merger », « Top-down Showerhead » et « Bottom-up » tentent d'expliquer comment un MCV (ou plusieurs) peut résulter en la formation et/ou l'intensification d'un vortex en surface. Ces théories ont été déduites d'observations et de sorties de modèles sur des cas spécifiques idéalisés ou réels.

Dans la première théorie (Top-down Merger) proposée par Ritchie et Holland (1997) et Simpson et al. (1997), il existe deux ou plusieurs MCV de moyenne troposphère dans la région stratiforme d'un MCS. Ces MCV fusionnent en un plus grand vortex, dont l'effet est amplifié et ressenti sur une plus grande épaisseur de l'atmosphère, influençant ainsi le développement en surface.

Dans la deuxième théorie (Top-down Showerhead) proposée par Emanuel (1993) et Bister et Emanuel (1997), il existe un MCV de moyenne troposphère dans la région stratiforme d'un MCS. Les précipitations soutenues associées aux nuages stratiformes provoquent une saturation graduelle de la couche relativement sèche sous le nuage, causant un refroidissement dans les basses couches et la formation d'un courant descendant qui advecte du tourbillon cyclonique vers la surface. Le refroidissement entraîne l'extension de la circulation de moyenne troposphère vers le bas. Le réchauffement progressif des basses couches par la surface océanique favoriserait le développement de la convection dans les basses couches, résultant ensuite en de la convergence et en une circulation cyclonique.

Dans la troisième théorie (Bottom-up) inspirée de Zehr (1992) et proposée par Montgomery et Enagonio (1998) et Enagiono et Montgomery (2001), une anomalie de tourbillon potentiel (PV / Potential Vorticty), produite indépendamment, s'aligne sous un MCV par les courants ascendants convectifs. L'interaction entre l'anomalie de PV et le MCV conduit à un renforcement du tourbillon en basse troposphère, modifiant ainsi la circulation sous le MCV et générant de la convergence dans les basses couches.

Synthèse des théories

Ces théories de formation du noyau cyclonique, résumées sur la figure 1.9, contribuent toutes à la cyclogénèse tropicale. Une circulation cyclonique suffisamment forte (top-down merger, top-down showerhead), couplée à une humidité suffisante de la basse troposphère (top-down showerhead), permet de maintenir un tourbillon liée à de la convection profonde (bottom-up) sur une zone assez grande, ce qui est essentiel pour l'intensification d'un vortex.

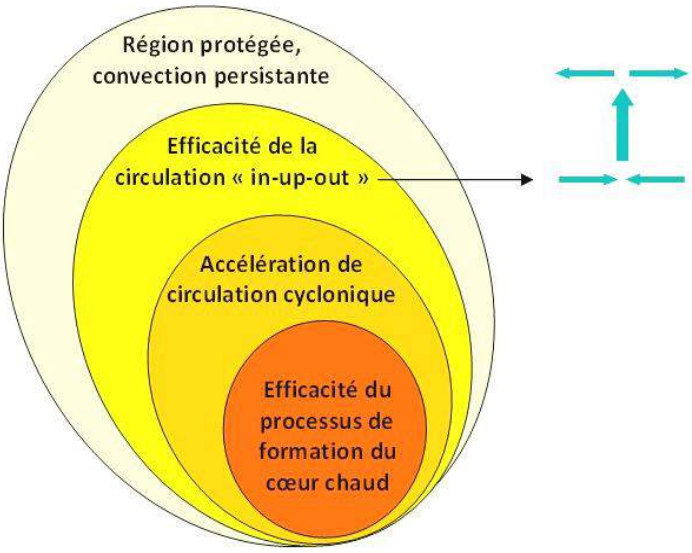


Figure 1.9 : Schéma des processus menant à la formation d'un noyau cyclonique.

Ces processus peuvent se mettre en place plus facilement dans un environnement où les courants descendants sont limités et où la circulation de basses couches est renforcée. Parallèlement, la région convective nouvellement créée doit rester isolée de l'environnement extérieur suffisamment longtemps pour que le flux ascendant intense puisse se développer sur une grande échelle horizontale en centaines de km (Dunkerton et al. 2008).

Les indices de cyclogénèse

Des indices de cyclogénèse existent depuis les années 1960 pour améliorer les connaissances sur l'environnement favorable à la cyclogénèse tropicale et évaluer l'activité cyclonique sur les échelles intrasaisonnière (comparaisons entre les mois d'une saison), saisonnière (comparaisons entre différentes saisons d'une même année), interannuelle (comparaisons entre différentes années) et climatique (tendance à plusieurs années, voire plusieurs décennies, pour évaluer l'impact du changement climatique). Ces indices sont créés de façon empirique (selon les observations, sans suivre de méthode scientifique) comme des fonctions exponentielles, linéaires ou par produit de divers paramètres environnementaux connus pour leur rôle de précurseur de cyclogénèse.

Le premier indice empirique créé est le SGP (Seasonal Genesis Parameter) ou le YGP (Yearly Genesis Parameter) de Gray (1968, 1975, 1979). Plus tard, d'autres indices sont construits : l'indice YCGP (Yearly Convective Genesis Potential), une variante de la YGP modifiée par Royer et al. (1998), GPI (Genesis Potential Index) développée par Emanuel et Nolan (2004) et une version améliorée de GPI proposée par Tippett et al. (2011).

Les performances de ces indices principaux sur différentes échelles de temps par rapport aux cas de cyclogénèse observés sur une période de plus de 30 ans (1979–2001) sont comparées par Menkes et al. (2012). Ces performances varient considérablement selon les régions et les échelles de temps considérés, mais varient peu selon les données environnementales utilisées. A l'échelle interannuelle, les indices parviennent à représenter le cycle ENSO (El Niño Southern Oscillation ; expliqué dans la partie 2.1.3), mais ils représentent moins bien la variabilité interannuelle générale. A l'échelle saisonnière, c'est l'indice de Tippett et al. (2011) qui colle le plus aux observations de cyclones. Finalement, ces indices représentent une potentialité environnementale de cyclogénèse sans parvenir à illustrer le côté stochastique des processus spécifiques.

Malgré cela, ils peuvent notamment être utilisés en complément des modèles numériques atmosphériques pour repérer les conditions favorables à la cyclogénèse.

1.3.2 Le sud-ouest de l'océan Indien

Suite à l'ouragan Katrina qui a fait des dégâts considérables aux Etats-Unis en août 2005, les travaux s'intensifient aux USA sur les ouragans et notamment sur la cyclogénèse tropicale dans les bassins Atlantique Nord et Pacifique Nord-est. De même, l'impact des typhons intenses qui affectent les pays de l'Asie du Sud-Est (Haiyan en novembre 2013), ainsi que le développement accéléré de ces pays depuis quelques décennies, sont à l'origine de nombreux travaux de recherche sur le Pacifique Nord-ouest.

En revanche, les cyclones tropicaux et les conditions de cyclogénèse tropicale sont moins étudiés sur le sud-ouest de l'océan Indien. Ce n'est que depuis les années 1990, période à laquelle le CMRS La Réunion a été désigné par l'OMM pour surveiller la météorologie tropicale du bassin, que les chercheurs français s'intéressent au bassin. Ces chercheurs sont regroupés au sein du Laboratoire de l'Atmosphère et des Cyclones (LACy, UMR 8105 du CNRS, de Météo-France et de l'Université de La Réunion) né en 2006 de la fusion entre le Laboratoire de Physique de l'Atmosphère de l'Université de la Réunion (créé en 1993) et la Cellule de Recherche sur les Cyclones de Météo-France Réunion (créée en 1998).

En dehors de ce laboratoire et de l'île de la Réunion, les Etats concernés par les cyclones du bassin océan Indien ont rarement les moyens scientifiques ou financiers pour les étudier.

Conditions environnementales du bassin pendant l'été austral

L'océan Indien est très particulier car il présente de nombreuses différences et originalités par rapport aux océans Atlantique et Pacifique. Cette particularité est notamment due à la configuration spécifique de l'océan (fermé au nord de 30°N) ainsi que le régime des moussons qui en découle.

Tendances moyennes

Pendant l'été austral (représenté sur la figure 1.10), la ZCIT (dont la localisation saisonnière est donnée sur la figure 1.8) se situe au sud de l'équateur.

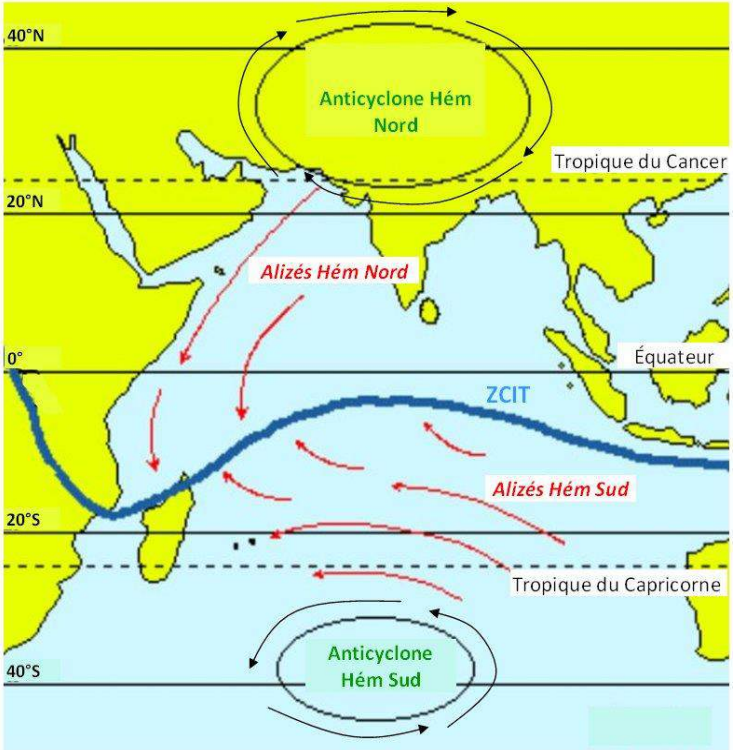


Figure 1.10 : Représentation schématique des circulations atmosphériques dans l'océan Indien pendant l'été austral.

L'anticyclone de l'hémisphère nord génère un courant d'alizés qui franchit l'équateur ; il s'agit d'un flux de mousson trans-équatorial. L'anticyclone subtropical de l'hémisphère sud génère quant à lui des alizés d'est. Ces alizés des hémisphères nord et sud convergent au niveau de la ZCIT. Cette zone de convergence se situe généralement entre 5° et 20°S. Elle est constituée de zones de très basses pressions et de convection.

Variabilité interannuelle

De nombreuses études récentes ont suggéré l'existence de relations complexes entre l'océan Indien et l'océan Pacifique ; le signal qui domine la variabilité de la SST dans l'océan Indien (30% de la variance) est lié au cycle de l'ENSO, détaillé dans la partie 2.1.3, avec notamment un réchauffement synchrone ou décalé pendant les événements marqués d'El Niño. Il existe également des modes couplés océan-atmosphère propres à l'océan Indien, tel que le dipôle tropical (IOD, voir partie 2.1.3). On considère aujourd'hui que ces modes peuvent avoir un impact climatique important sur l'océan Indien mais aussi en dehors, sur l'ENSO notamment.

Activité cyclonique du bassin

D'après Jury et Pathak (1991), 11 perturbations tropicales en moyenne atteignent le stade de dépression tropicale chaque été austral entre début novembre et fin avril. Parmi ces 11 dépressions, environ la moitié atteint le stade de tempête tropicale intense ou de cyclone tropical. La cyclogénèse a généralement lieu dans une bande qui s'étend du sud-ouest au nord-est du bassin, entre {20°S, 40°E} et {10°S, 75°E} environ et qui est tantôt confondue avec la ZCIT, tantôt parallèle à cette zone.

Les tempêtes tropicales, une fois formées sur l'océan (> 55°E), se dirigent généralement vers l'ouest ou le sud-ouest, à une vitesse moyenne de 5 m s^{-1} pour ensuite contourner Madagascar vers le nord ou le sud (plusieurs d'entre elles s'abattent cependant de plein fouet sur la côte est de Madagascar). En atteignant la latitude 20°S, les tempêtes changent de direction pour se diriger vers le sud. En revanche, les tempêtes évoluant dans le Canal du Mozambique se dirigent généralement lentement vers l'ouest. Ainsi, sur l'océan, la direction des cyclones est généralement pilotée par les alizés avant qu'ils soient entraînés par l'anticyclone extratropical du sud de l'océan Indien vers le sud-sud-est. Toutes les trajectoires correspondantes de 1980 à 2005 sont tracées sur la figure 1.11.

La zone délimitée par les tirets à {55-100°E ; 5-20°S} sur la figure 1.11, appelée « Main Development Zone » (MDZ) dans la suite, contient la zone dans laquelle a lieu la principale activité cyclogénétique du bassin, plus une marge de 10° à l'est permettant d'étudier la phase de cyclogénèse des tempêtes nommées à la limite est de la zone de responsabilité du CMRS La Réunion à 90°E.

Parmi les nombreuses tempêtes et cyclones qui évoluent sur le sud-ouest de l'océan Indien, beaucoup touchent sévèrement Madagascar tandis qu'un petit nombre d'entre eux affectent les îles des Mascareignes (La Réunion, Maurice, Rodrigues). En effet, de 1900 à 2009, l'île de la Réunion a été touchée par une quarantaine de systèmes cycloniques, dont ceux de la dernière décennie sont : Connie, Ando, Dina, Diwa, Gamède, Hondo et Gael,

répertoriés dans le tableau 2.1, et Giovanna en février 2012, Dumile en janvier 2013, Felleng en février 2013, ou encore Bejisa en janvier 2014.

CMRS La Réunion

Depuis 1993, le centre Météo-France implanté à Saint-Denis à l'île de la Réunion est chargé de la surveillance permanente de l'activité cyclonique tropicale à travers le suivi (analyses et prévisions) de tous les systèmes dépressionnaires amenés à évoluer sur sa zone de responsabilité : le sud-ouest de l'océan Indien {30-90°E ; 0-40°S}. Il a également pour mission d'émettre des bulletins et de transmettre les données cycloniques nécessaires aux 15 pays membres de la zone : Afrique du Sud, Botswana, Comores, France, Kenya, Lesotho, Madagascar, Malawi, Maurice, Mozambique, Namibie, Seychelles, Swaziland, Tanzanie et Zimbabwe, repérés sur la figure 1.11.

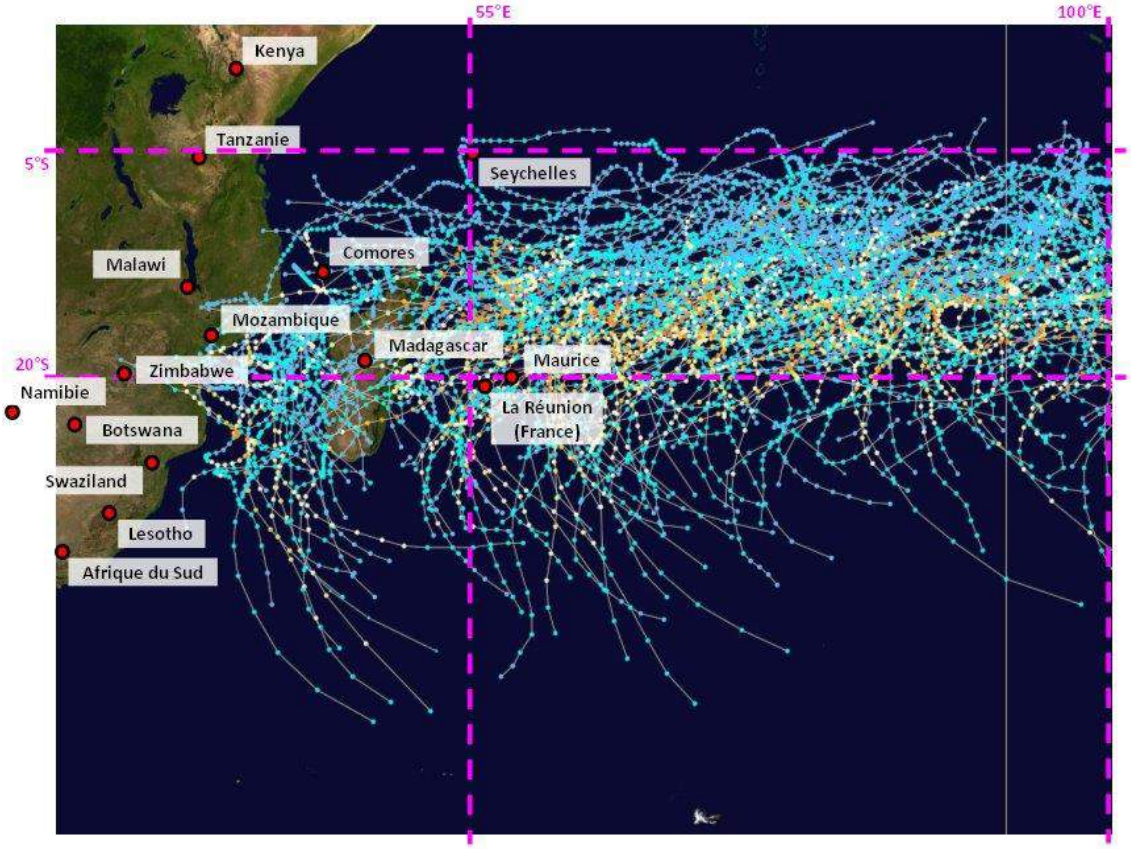


Figure 1.11 : Aperçu des trajectoires des tempêtes tropicales et cyclones tropicaux entre 1980 et 2005 dans le sud-ouest de l'océan Indien. Les pays nommés sont ceux qui dépendent du CMRS La Réunion. La zone délimitée en rose est la MDZ considérée dans l'étude.

Toutefois, c'est le service météorologique mauricien ou malgache qui est en charge de nommer les systèmes tropicaux lorsqu'ils atteignent le stade de tempête tropicale, en se basant sur une liste de noms, dont les initiales vont de A à Z, choisie de manière consensuelle chaque année par le Comité des Cyclones Tropicaux du Sud-Ouest de l'Océan Indien. Par exemple, pendant la saison 2013-2014, le bassin a eu affaire aux neuf tempêtes nommées (Amara, Bruce, Colin, Deliwe, Edilson, Fobane, Guito, Hellen et Ivanoe) représentées sur la figure 1.12.

Le CMRS La Réunion est en contact régulier avec les TCWC Perth et Jakarta étant donné que ceux-ci s'occupent de la zone s'étendant à l'est de la ligne 90°E, une zone dont les tempêtes et cyclones peuvent parfois affecter la zone de responsabilité de La Réunion. Les tempêtes et cyclones qui traversent les deux zones sont dotés d'un nom composé des deux noms donnés par les deux centres météorologiques.

Le CMRS La Réunion utilise les modèles de Météo-France et de l'ECMWF pour effectuer des prévisions de trajectoire et d'intensité des cyclones à 5 jours. Les versions de ces modèles dédiées aux cyclones sont développées par les chercheurs du LACy, en collaboration avec le CNRM-GAME. Ils mettent actuellement en place AROME-Réunion, une version du modèle à convection explicite AROME (résolution horizontale de 2,5 km), en remplacement au modèle ALADIN-Réunion (résolution horizontale de 8 km), et en complément du modèle ARPEGE et du modèle IFS de l'ECMWF ; se référer à la partie 4.1.3). Ces prévisions se font avec une erreur moyenne de position d'environ 100 km à 24 heures d'échéances et de 200 km à 48 heures. L'amélioration des modèles numériques au fil des années permet de les réduire continuellement.

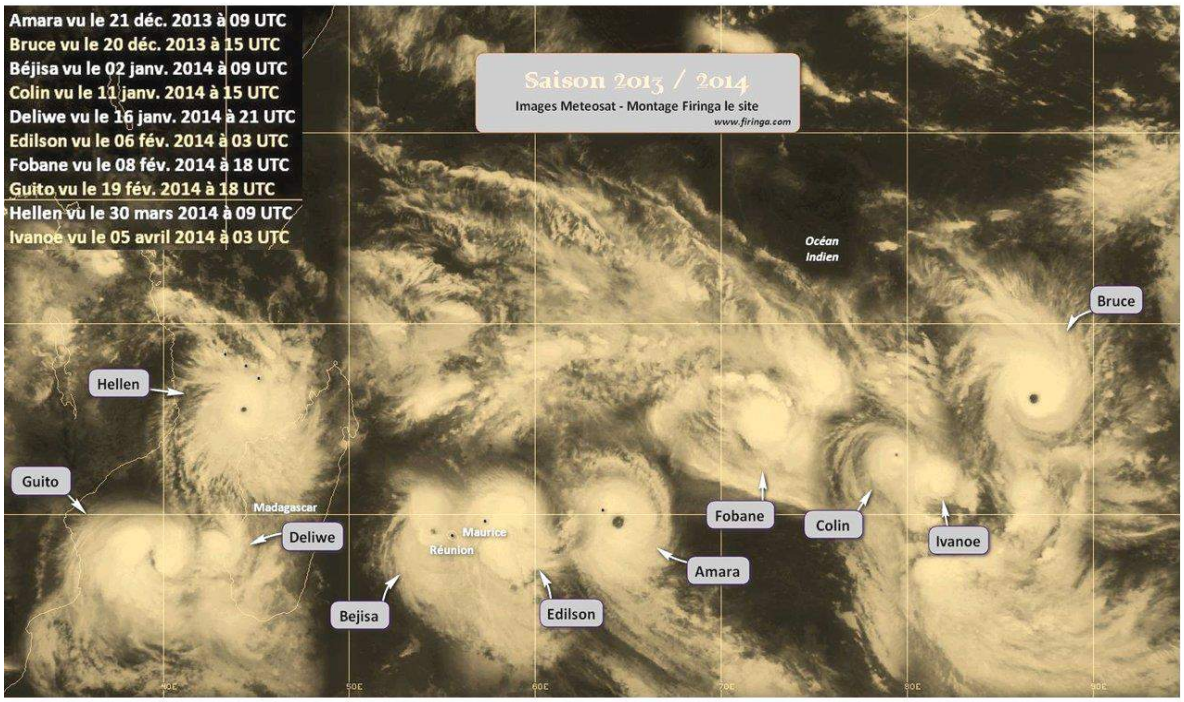


Figure 1.12 (tirée de http://www.firinga.com) **:** Photomontage des systèmes baptisés de la saison 2013-2014 sur le sud-ouest de l'océan Indien. Les systèmes sont représentés à leur position à la date donnée en haut à gauche.

1.3.3 Présentation des objectifs de la thèse

Contrairement au bassin Atlantique Nord, où la cyclogénèse tropicale est dominée par les ondes d'est africaines, le bassin du sud-ouest de l'océan Indien présente une activité ondulatoire plus complexe qui peut influencer la cyclogénèse d'une manière peu évidente. Nous souhaitons, dans cette thèse, en savoir plus sur cette activité ondulatoire relativement à la cyclogénèse tropicale.

On souhaite principalement répondre aux questions suivantes, en relation avec les deux phases de la cyclogénèse tropicale identifiées dans la partie 1.3.1 : Comment la

cyclogénèse tropicale dans le sud-ouest de l'océan est-elle influencée par les phénomènes ondulatoires d'échelle synoptique et de moyenne échelle, tels que l'Oscillation de Madden-Julian et les ondes équatoriales, et à travers la modulation de quels champs atmosphériques ? Comment ces modulations de l'atmosphère mènent-elles à la construction d'un vortex cyclonique ?

A ces fins, il est nécessaire de :

1. Identifier l'environnement cyclogénétique et les tourbillons naissants ;
2. Déterminer les champs atmosphériques qui ont un lien significatif avec cet environnement ;
3. Trouver une relation linéaire entre ces champs qui maximise le potentiel de cyclogénèse ;
4. Faire une décomposition spectrale de cette fonction et des champs atmosphériques qui composent sa formule pour en déduire les liens avec les phénomènes ondulatoires ;
5. Constater ces liens sur un cas réel simulé par un modèle à haute résolution.

Nous choisissons de réaliser cette étude sur un échantillon de 12 saisons tropicales de décembre à janvier (correspondant au pic de l'activité cyclonique pendant l'été austral) de 1999-2000 à 2010-2011. Pour ces saisons, les réanalyses ERA-Interim, les images satellites METEOSAT ainsi que les trajectoires IBTrACS (détaillés dans la partie 1.4.1) sont disponibles. Le cas réel simulé est le cyclone tropical Alenga (novembre–décembre 2011) observé lors de la campagne de mesures CINDY-DYNAMO.

1.4 Les outils de travail

Dans la thèse, les études ont été réalisées avec les données détaillées ci-dessous et avec les outils présentés dans la suite.

1.4.1 Les données utilisées

ERA-Interim

On a choisi de récupérer les champs atmosphériques des réanalyses ERA-Interim en vue d'aboutir à des résultats statistiquement robustes et de réaliser une climatologie correcte des systèmes et des ondes.

ERA-Interim constitue la dernière version des réanalyses produites par le Centre européen de prévision météorologique à moyen terme (CEPMMT – ECMWF en anglais), en remplacement des réanalyses ERA-40 par l'amélioration de l'assimilation de la variable humide, de la physique et de la prise en compte des biais observationnels (Dee et al. 2011). Les réanalyses ERA-Interim, disponibles à partir de 1979 et actualisées régulièrement, sont obtenues à partir du modèle IFS de l'ECWMF (système d'assimilation de données 4D-Var, version CY31r2) à une résolution T255 (0,7° équivalent à environ 77 km) L60 (à 60 niveaux de pression) plus élevée que celle employée par ERA-40.

Pour nos travaux des chapitres 2 et 3, on a récupéré les données ERA-Interim sous la forme de fichiers NetCDF pour les mois de janvier, février et mars de 2000 à 2011 et pour le mois de décembre de 1999 à 2010. Pour le chapitre 4, les mois de novembre et décembre 2011 ont suffi.

On choisit de travailler avec des champs atmosphériques à 0,25° de résolution (suréchantillonnage) à 6 heures d'intervalle, à 10 niveaux de pression (1000, 900, 800, 700, 600, 500, 400, 300, 200 et 100 hPa) pour les variables en trois dimensions (3D) qui nous intéressent : le géopotentiel, la température, les humidités spécifique et relative, les vitesses méridionale, zonale et verticale, le tourbillon relatif et la divergence. En ce qui concerne les variables en deux dimensions (2D), on utilise la température de surface de la mer, la pression au niveau de la mer, les précipitations, la vitesse des vents horizontaux à 10 mètres, entre autres.

On rencontre dans la littérature scientifique internationale plusieurs autres données de champs atmosphériques, notamment les réanalyses américaines du NCEP (National Centers for Environmental Prediction) – National Center for Atmospheric Research (NCAR) ou encore les réanalyses MERRA (Modern-Era Retrospective Analysis for Research and Applications) de la NASA. Il serait intéressant de comparer les résultats obtenus dans cette thèse à travers ces différentes réanalyses.

METEOSAT

Les prévisionnistes observent généralement la structure et la hauteur des nuages : une couverture nuageuse profonde est souvent synonyme de convection profonde, caractéristique des cyclones. Des structures nuageuses, qui peuvent paraître

indépendantes et séparées dans le spectre visible (0,4–0,7 µm) ou l'infrarouge thermique (3,5–20 µm), peuvent être reconnues comme faisant partie d'un même système d'échelle synoptique dans le canal vapeur d'eau (5,7–7,1 µm), qui permet en outre de distinguer les régions de haute troposphère riches en humidité. Une variable intéressante à étudier est donc la température de brillance (TB) de nuage dans ce canal vapeur d'eau ; plus un nuage est haut, plus son sommet est froid, plus la TB de ce nuage est faible.

Nous avons choisi de travailler avec la TB qui provient des satellites METEOSAT, une famille de satellites météorologiques géostationnaires réalisés sous maîtrise d'œuvre de l'European Space Agency (ESA) et financés par l'Organisation européenne pour l'exploitation des satellites météorologiques (EUMETSAT). EUMETSAT est une organisation intergouvernementale qui fédère les services météorologiques de 26 états membres européens ; la gestion des données en France est réalisée par le Centre de Météorologie Spatiale (CMS ; Météo-France et CNES) à Lannion.

Les satellites qui nous intéressent sont METEOSAT-5 (géostationnaire à 63°E de juillet 1998 à février 2007) et METEOSAT-7 (géostationnaire à 57,3°E depuis février 2007) qui couvrent l'océan Indien dans le cadre du programme IODC (Indian Ocean Data Coverage). Les données nous ont été transmises sous forme de données codées sur 8 bits par pixel (avec une résolution spatiale de 4,5 km environ) des images dans le canal vapeur d'eau, dont Tjemkes et al. (2001) ont vérifié la calibration. Il a été nécessaire de convertir les données numériques dn en température de brillance (en Kelvin) par une simple formule :

$$TB = 190 + 150 * dn / 255 \ .$$

Sur la période étudiée dans la thèse, on récupère la TB sur une zone couvrant {30°–100°E ; 5°N–45°S} toutes les trois heures.

On a montré dans le cadre de cette thèse que, dans la zone étudiée, la TB était anticorrélée aux précipitations mesurées lors de la TRMM (Tropical Rainfall Measuring Mission), par un satellite américano-japonais, i.e., les pluies sont corrélées aux nuages de haut sommet.

Dans la littérature scientifique, des données comparables à la TB sont souvent utilisées : l'OLR (Outgoing Longwave Radiation, ou Ermittance Infrarouge) déduite des satellites polaires de la NOAA. L'OLR est une estimation de l'emittance thermique de l'atmosphère (en W m^{-2}) reliée à la TB par la loi de Stefan-Botzmann :

$$OLR = \sigma \, TB^4 \ ,$$

où σ est la constante de Stephan-Botzmann (= 5,67 × 10-8 W m^{-2} K^{-4}) et TB est la température d'un corps noir ayant une émittance égale à OLR.

IBTrACS

En ce qui concerne les données cycloniques, on a choisi de travailler avec la base de données IBTrACS (International Best Track Archive for Climate Stewardship ; Knapp et. al 2010) de la NOAA–National Climatic Data Center (NCDC), approuvée par le « Tropical Cyclone Programme » de l'OMM comme une ressource officielle d'archivage et de distribution des données « best track », estimation consensuelle de la trajectoire et de l'intensité des cyclones tropicaux qui se sont produits sur les différents bassins.

Les données IBTrACS combinent les bases de données issues des différents CMRS et TCWC officiels. Sur le sud-ouest de l'océan, les données de trajectoire et d'intensité proviennent essentiellement du CMRS La Réunion. Il arrive aussi qu'on utilise les données des TCWC Perth ou Jakarta pour les systèmes qui traversent la longitude 90°E, et aussi les données du JTWC de Guam (pour le cyclone Alenga dans le chapitre 4).

Les données IBTrACS sont sous la forme d'un fichier NetCDF par bassin tropical ; de 1848 à 2012 pour le sud-ouest de l'océan Indien. Les informations référencées sont les positions des systèmes cycloniques nommés pour la plupart, dès leur détection par les prévisionnistes, toutes les six heures, accompagnées des informations de vents maximaux, de pression minimale, de bassin traversé, etc.

On montre dans le chapitre 2 que les centres détectés par la méthode basée sur les réanalyses ERA-Interim sont bien corrélés aux données de positions issues d'IBTrACS. En revanche, les réanalyses ERA-Interim ne parviennent pas à atteindre les minimums de pression et maximums de vents listés dans IBTrACS car la résolution spatiale n'est pas suffisante pour représenter correctement les processus convectifs de la phase de maturité.

1.4.2 Le logiciel MATLAB

La majorité des travaux effectués pendant cette thèse, i.e. les traitements de données, les analyses statistiques, les méthodes objectives, les tracés de résultats, a été faite avec le logiciel MATLAB[4] (« matrix laboratory »), un langage de programmation de haut niveau développé par The MathWorks, accompagné de son environnement interactif de développement, utilisé à des fins de calcul numérique, de visualisation et de programmation. C'est la version 7.11.0.584 (R2010b) qui été utilisée sous UNIX.

Ce logiciel n'est pas gratuit. Le prix de sa licence individuelle peut aller d'une centaine d'euros (pour les étudiants ou pour un usage personnel limité), à 500 € pour un usage académique (pour des travaux de recherches), jusqu'à 2000 € dans d'autres cadres (business, par exemple). Le laboratoire d'Aérologie bénéficie d'une licence collective par l'intermédiaire de l'Université Toulouse III Paul Sabatier.

Pour le traitement spécifique des fichiers NetCDF, la toolbox MEXCDF, disponible en Open Source[5], a été utilisée.

1.4.3 Le modèle Meso-NH

Le modèle météorologique Meso-NH a été utilisé pour les simulations numériques à haute résolution du cyclone tropical Alenga. Se référer au chapitre 4 pour plus d'information sur ce modèle et son utilisation dans le cadre de cette thèse.

[4] http://www.mathworks.fr/products/matlab/
[5] http://mexcdf.sourceforge.net/

Chapitre 2

Conditions environnementales et tourbillons pré-cycloniques

Dans ce chapitre, on se concentre dans un premier temps sur les conditions environnementales sur le sud-ouest de l'océan Indien et leurs effets sur la cyclogénèse tropicale. On présente d'abord le bassin dans sa globalité, puis la zone qui nous intéresse plus particulièrement, appelée « Main Development Zone » (MDZ ; {55-100°E, 5-20°S}), par analogie à la « Main Development Region » (MDR ; {20-85°W, 0-20°N}) de l'Atlantique Nord. Les perturbations tropicales qui affectent le bassin et la MDZ sont brièvement présentées et classées selon leur intensité. Les conditions climatiques moyennes sur les 12 saisons sont décrites. On étudie également le lien potentiel entre la cyclogénèse et les phénomènes de grande échelle tels que le « El Niño Southern Oscillation » (ENSO) ou le « Dipôle de l'océan Indien » (IOD) qui ont une variabilité interannuelle.

Dans un second temps, on présente, à travers un article soumis au *Monthly Weather Review*, une première méthode objective qui permet de caractériser les perturbations évoluant ou non en tempêtes ou cyclones tropicaux dans la MDZ et de suivre leur évolution pendant la phase de cyclogénèse. Une deuxième méthode, utilisant la première, consiste à créer une fonction continue qui donne des informations sur la variabilité intrasaisonnière des précurseurs de la cyclogénèse. Les résultats y sont présentés pour l'ensemble des 12 saisons étudiées.

Quelques travaux supplémentaires concernent des tests statistiques sur la fonction de cyclogénèse et une rapide comparaison entre le sud-ouest de l'océan Indien et l'Atlantique Nord.

2.1 Climatologie des 12 saisons cycloniques

Pendant l'été austral, de novembre à avril, saison où l'activité cyclonique de l'hémisphère sud est la plus forte, la zone de convergence intertropicale (ITCZ) est située au sud de l'équateur et donne lieu sur le bassin du sud-ouest de l'océan Indien au développement de nombreuses perturbations tropicales. En moyenne, 11 perturbations atteignent le stade de dépression tropicale. Parmi ces dépressions, environ 9 sont baptisées en tant que tempêtes tropicales lorsque leurs vents dépassent 17 m s^{-1}, et 4 ou 5 de ces tempêtes atteignent le stade de cyclone tropical avec des vents dépassant 33 m s^{-1}. Cela représente environ 10% de l'activité cyclonique mondiale.

2.1.1 Les perturbations tropicales du sud de l'océan Indien

Sur les 12 saisons cycloniques étudiées du 1er décembre au 31 mars de 1999-2000 à 2010-2011 ici et dans les prochains chapitres, la base de données IBTrACS recense 77 tempêtes ou cyclones qui sont nommés dans le sud de l'océan Indien par le CMRS La Réunion. La distribution spatiale des points de cyclogénèse, i.e. au moment où les vents dépassent pour la première fois le seuil de tempête tropicale à 17 m s^{-1}, sur la figure 2.1, montre que les tourbillons sont généralement nommés dans une bande de 10° de latitude environ : entre 12 et 22°S à l'ouest de 45°E, et entre 8 et 18°S à l'est de 85°E, parallèle à l'ITCZ.

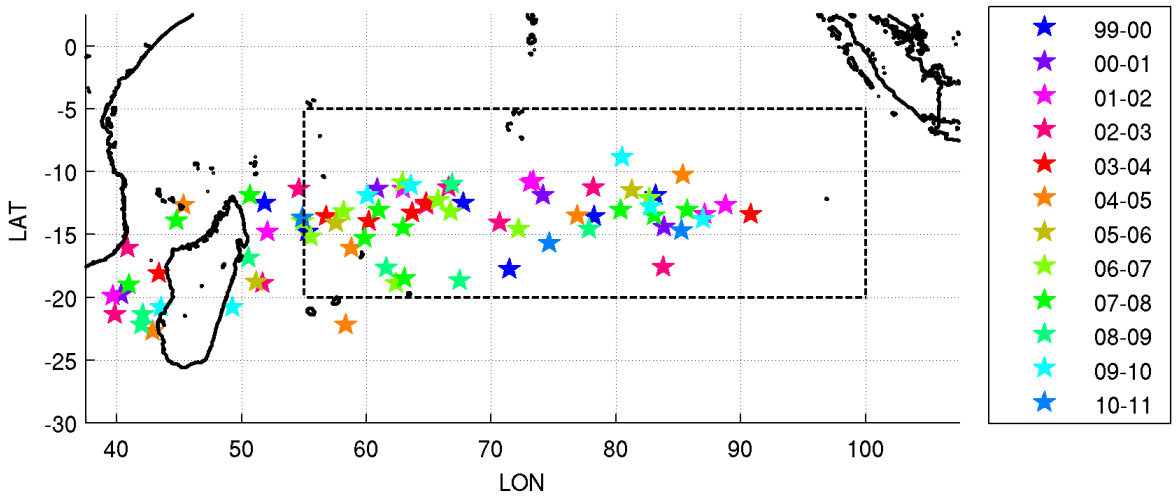


Figure 2.1 : Distribution spatiale des 77 points de cyclogénèse tropicale selon la saison du 1er décembre au 31 mars sur le sud-ouest de l'océan Indien. La zone étudiée (MDZ) qui exclut le voisinage de Madagascar et le Canal du Mozambique est indiquée par le rectangle en tirets.

On choisit de ne pas étudier les systèmes qui sont nommés et s'intensifient à moins de 500 km de Madagascar, ni ceux qui évoluent dans le Canal du Mozambique. En effet, l'influence de l'île et du continent africain y est importante à travers la météorologie locale sur terre, le relief ou la température de surface de la mer plus variable. La cyclogénèse y est certainement plus influencée par des processus locaux. Pour les mêmes raisons, on souhaite aussi exclure les développements proches de l'Australie ou de l'Indonésie, sous la responsabilité des TCWC Perth et Jakarta respectivement, au-delà de 100°E.

Ainsi, parmi les 77 tempêtes et cyclones du CMRS La Réunion, 51 se développent dans la MDZ, entre 55 et 100°E et entre 5 et 20°S, représentée par le rectangle sur la figure 2.1. Ces 51 tempêtes ou cyclones viennent généralement du nord-est en direction des îles des Mascareignes et de Madagascar et sont nommées en cours de route. Il est donc nécessaire de prendre une zone d'étude qui s'étend suffisamment au nord et à l'est des points de cyclogénèse, afin de pouvoir étudier les caractéristiques de ces perturbations avant qu'elles soient nommées. La figure 2.2 montre la distribution spatiale des 51 points de cyclogénèse selon le mois pendant lequel les vents dépassent 17 m s^{-1}. On ne note pas de tendance spécifique par rapport aux mois de cyclogénèse.

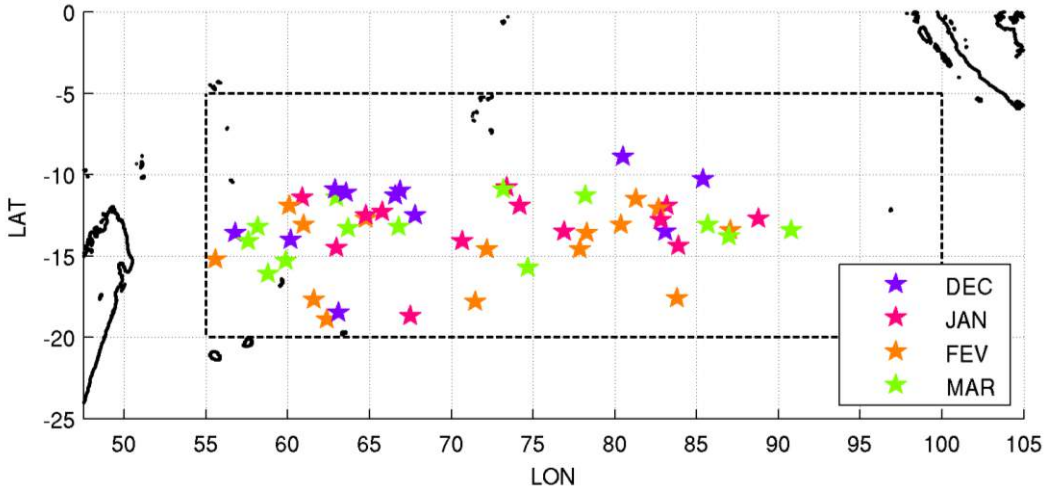


Figure 2.2 : Distribution spatiale des 51 points de cyclogénèse tropicale selon le mois sur la MDZ.

Bien que notre étude ne concerne pas les tempêtes et cyclones qui se développent à proximité des côtes continentales dans le sud de l'océan Indien, il est nécessaire de les connaître car il arrive qu'une partie de leur trajectoire se trouve dans la MDZ, influençant ainsi l'environnement local. De plus, en dehors des tempêtes et cyclones tropicaux du CMRS La Réunion, il est aussi important de prendre en compte les dépressions tropicales qui, elles aussi, influencent l'environnement local même si elles n'atteignent pas le stade de tempête tropicale. Ainsi, en plus des 51 tempêtes et cyclones nommés dans la MDZ par le CMRS La Réunion, on a 46 autres systèmes tourbillonnaires moins intenses ou de trajectoires plus complexes. On catégorise les perturbations à titre d'information par rapport à leur intensité relative selon l'échelle de Saffir-Simpson détaillée dans la partie 1.2.1, une classification légèrement différente de celle utilisée par le CMRS La Réunion. Le tableau 2.1 liste les perturbations tropicales qui affectent le bassin que l'on étudie.

Saisons	**Tempêtes tropicales (TS) et cyclones tropicaux (TC) nommés dans le domaine étudié {55-100°E ; 0-20°S}**				**Autres systèmes : - Perturb. ou dépressions tropicales (TD) - Autres tempêtes ou cyclones du sud de l'océan Indien (TS/TC)**			
	Id	**Nom**	**CMRS**	**SSHS**	**Id**	**Nom**	**CMRS**	**SSHS**
99-00	A	ASTRIDE	Réunion	TC cat 1	S1	ILSA	Perth	TS
	B	BABIOLA	Réunion	TC cat 2	S2	KIRRILY	Perth	TC cat 2
	C	CONNIE	Réunion	TC cat 4	S3	LEON-ELINE	Perth/ Réunion	TC cat 4
	D	DAMIENNE	Réunion	TS	S4	MARCIA	Perth	TS
	F	FELICIA	Réunion	TC cat 1	G	GLORIA	Réunion	TS
					S5	Tropical Depression 09	Réunion	TD
					S6	Tropical Disturbance 10	Réunion	TD
					S7	NORMAN	Perth	TC cat 4
					S8	HUDAH	Réunion	TC cat 4
00-01	A	ANDO	Réunion	TC cat 4	S1	Tropical Depression 07	Réunion	TD
	B	BINDU	Réunion	TC cat 3				
	C	CHARLY	Réunion	TC cat 3				
01-02	D	DINA	Réunion	TC cat 4	S1	BESSI-BAKO	Perth/ Réunion	TC cat 1
	E	EDDY	Réunion	TC cat 1	G	GUILLAUME	Réunion	TC cat 4
	F	FRANCESCA	Réunion	TC cat 4				
	H	HARY	Réunion	TC cat 5				
	I	IKALA	Réunion	TC cat 4				
02-03	C	CRYSTAL	Réunion	TC cat 2	S1	Tropical Cyclone 07S	JTWC	TD
	E	EBULA	Réunion	TC cat 1	F	FARI	Réunion	TS
	H	HAPE	Réunion	TC cat 2	G	GERRY	Réunion	TC cat 3
	K	KALUNDE	Réunion	TC cat 5	S2	FIONA	Perth	TC cat 3
					I	ISHA	Réunion	TS
					S3	HARRIET	Perth	TS
03-04	C	CELA	Réunion	TC cat 1	S1	JANA	Perth	TC cat 1
	D	DARIUS	Réunion	TS	S2	LINDA	Perth	TS
	F	FRANK	Réunion	TC cat 4	S3	Tropical Disturbance 11	Réunion	TD

	G	GAFILO	Réunion	TC cat 5	S4	OSCAR-ITSENG	Perth/ Réunion	TC cat 4
	H	HELMA	Réunion	TC cat 1				
04-05	C	CHAMBO	Réunion	TC cat 3	S1	SALLY	Perth	TS
	D	DAREN	Réunion	TS	S2	ERNEST	Réunion	TC cat 3
	H	HENNIE	Réunion	TC cat 1	G	GERARD	Réunion	TS
					S3	Tropical Disturbance 14	Réunion	TD
					S4	Tropical Depression 15	Réunion	TD
					I	ISANG	Réunion	TS
05-06	C	CARINA	Réunion	TC cat 4	S1	BERTIE-ALVIN	Perth/ Réunion	TC cat 3
	D	DIWA	Réunion	TS	S2	Tropical Depression 06	Réunion	TD
					B	BOLOETSE	Réunion	TC cat 3
					S3	Tropical Storm 09	Réunion	Unnamed TS
06-07	B	BONDO	Réunion	TC cat 4	C	CLOVIS	Réunion	TC cat 1
	D	DORA	Réunion	TC cat 4	E	ENOK	Réunion	TS
	F	FAVIO	Réunion	TC cat 4	S1	Tropical Disturbance 13	Réunion	TD
	G	GAMEDE	Réunion	TC cat 3				
	H	HUMBA	Réunion	TC cat 1				
	I	INDLALA	Réunion	TC cat 4				
	J	JAYA	Réunion	TC cat 3				
07-08	C	CELINA	Réunion	TS	S1	LEE-ARIEL	Perth	TS
	D	DAMA	Réunion	TS	S2	Tropical Low 17S	JTWC	TS
	G	GULA	Réunion	TC cat 2	J	JOKWE	Réunion	TC cat 3
	H	HONDO	Réunion	TC cat 4				
	I	IVAN	Réunion	TC cat 4				
	K	KAMBA	Réunion	TC cat 4				
	L	LOLA	Réunion	TS				
08-09	C	CINDA	Réunion	TS	E	ERIC	Réunion	TS
	D	DONGO	Réunion	TS	S1	Tropical Depression 10	Réunion	TD
	G	GAEL	Réunion	TC cat 4				
	H	HINA	Réunion	TC cat 1				
09-10	C	CLEO	Réunion	TC cat 4	S1	Subtropical Storm 10	JTWC	Sub-TS
	D	DAVID	Réunion	TS				
	E	EDZANI	Réunion	TC cat 5				
	G	GELANE	Réunion	TC cat 4				
	I	IMANI	Réunion	TC cat 1				
10-11	C	CHERONO	Réunion	TS	A	ABELE	Réunion	TC cat 1
					S1	Tropical Depression 03	Réunion	TD
					B	BINGIZA	Réunion	TC cat 3
					S2	Tropical Disturbance 06	Réunion	TD
					S3	Tropical Disturbance 08	Réunion	TD

Tableau 2.1 : Classification des perturbations tropicales nommées dans la zone étudiée (à gauche) et influençant la zone par leur passage (à droite) pendant la période étudiée.

Le tableau 2.2 indique le nombre de perturbations dans les différentes catégories de Saffir-Simpson selon les différentes saisons.

	TD	TS	TC cat 1	TC cat 2	TC cat 3	TC cat 4	TC cat 5	Total
99-00	0 / 2	1 / 4	2 / 2	1 / 2		1 / 4		5 / 14
00-01	0 / 1				2 / 2	1 / 1		3 / 4
01-02			1 / 2			3 / 4	1 / 1	5 / 7
02-03	0 / 1	0 / 3	1 / 1	2 / 2	0 / 2		1 / 1	4 / 10
03-04	0 / 1	1 / 2	2 / 3			1 / 2	1 / 1	5 / 9
04-05	0 / 2	1 / 4	1 / 1		1 / 2			3 / 9
05-06	0 / 1	1 / 2			0 / 2	1 / 1		2 / 6
06-07	0 / 1	0 / 1	1 / 2		2 / 2	4 / 4		7 / 10
07-08		3 / 5		1 / 1	0 / 1	3 / 3		7 / 10
08-09	0 / 1	2 / 3	1 / 1			1 / 1		4 / 6
09-10		1 / 2	1 / 1			2 / 2	1 / 1	5 / 6
10-11	0 / 3	1 / 1	0 / 1		0 / 1			1 / 6
Total	0 / 13	11 / 27	10 / 14	4 / 5	5 / 12	17 / 22	4 / 4	51 / 97
	11 / 40		40 / 57					

Tableau 2.2 : Nombre de perturbations tropicales nommées dans la MDZ par rapport au nombre total de celles qui influencent la zone à un moment de leur existence, sur les 12 saisons, pour chaque catégorie selon l'échelle de Saffir-Simpson : les dépressions tropicales (TD), les tempêtes tropicales nommées (TS), et les cyclones tropicaux (TC) de catégories 1 à 5.

Sur ces 12 saisons cycloniques, on constate qu'il y a 11 tempêtes tropicales et 40 cyclones tropicaux nommés dans la MDZ par le CMRS La Réunion. Si l'on considère maintenant les 97 perturbations tropicales qui influencent la zone, on constate qu'il y a 13 dépressions tropicales, 27 tempêtes tropicales nommées et 57 cyclones tropicaux du CMRS La Réunion ou du TCWC Perth. En termes d'intensité maximum, la répartition observée couvre toute la gamme depuis les faibles dépressions jusqu'aux cyclones les plus puissants de catégorie 5. Néanmoins, l'échantillon statistique n'est pas suffisant pour assurer une répartition homogène des observations dans les différentes catégories (par exemple, les catégories 2 et 3).

2.1.2 Conditions climatiques moyennes du bassin

Pour chaque jour du 1er décembre au 31 mars, on calcule la moyenne des variables environnementales issues d'ERA-Interim sur les 12 saisons, donnant ainsi une « saison moyenne ». On lisse par rapport au temps (sur une période glissante de 10 jours) et par rapport aux latitudes et longitudes (dans des boîtes de 2° x 2°), ce qui permet d'exclure les fluctuations ponctuelles et l'effet des perturbations tropicales. On obtient alors une

évolution saisonnière moyenne sur le bassin des variables thermodynamiques, dynamiques et de nuages, ce qui permet de faire le lien avec les conditions nécessaires pour la cyclogénèse (partie 1.3.1).

La figure 2.3 illustre les conditions moyennes sur la saison moyenne de variables thermodynamiques notables. On peut dire que, au sein de la MDZ, la phase de cyclogénèse se déroule sur des eaux chaudes, au-dessus de 27-28°C, dans une zone où l'humidité de basse troposphère est généralement très haute, au-dessus de 70%, et où la pression atmosphérique de surface est relativement faible.

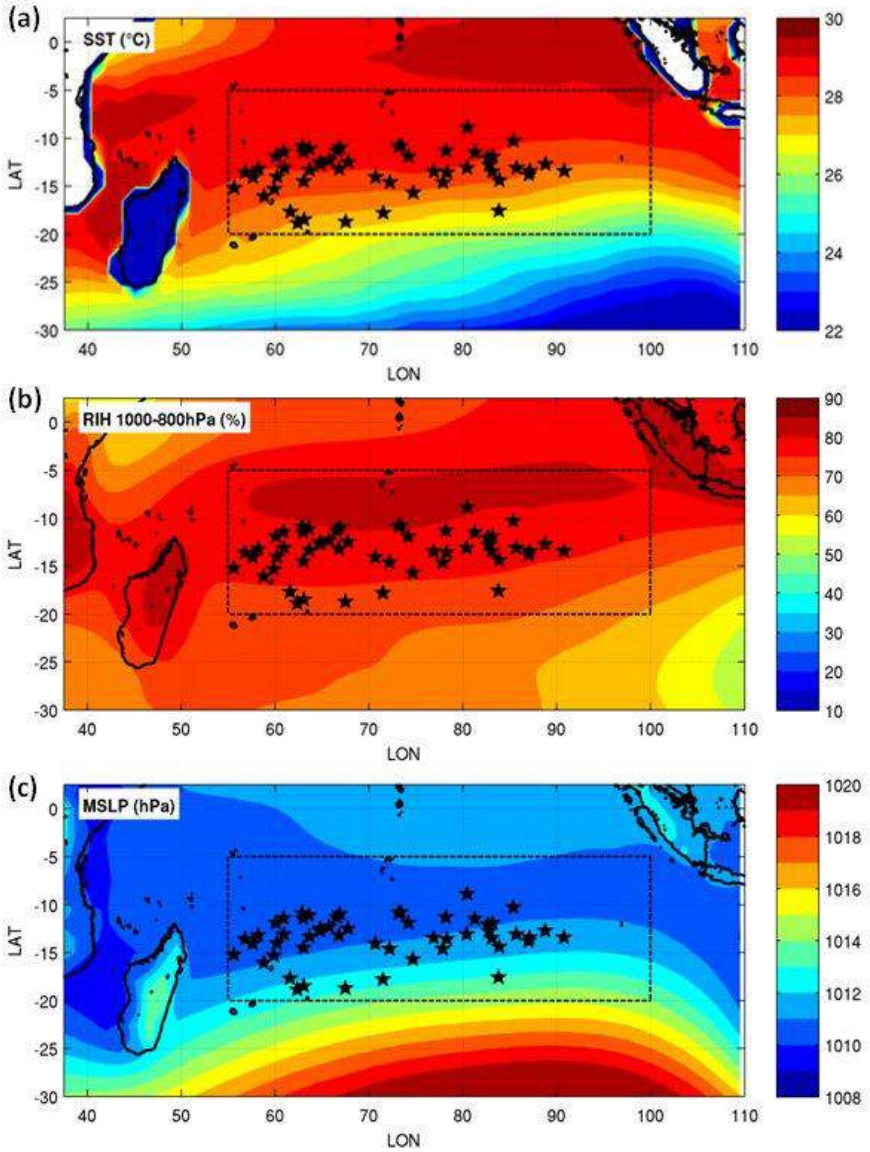


Figure 2.3 : Conditions climatiques moyennes de **(a)** la température de surface de la mer (SST), l'humidité relative intégrée entre 1000 et 800 hPa et **(c)** la pression moyenne au niveau de la mer sur le sud de l'océan Indien avec les 51 points de cyclogénèse tropicale (étoiles) dans la zone MDZ (rectangle en tirets).

La figure 2.4 illustre les conditions climatiques moyennes de variables dynamiques. On remarque que la cyclogénèse a tendance à avoir lieu dans une zone où le cisaillement vertical du vent horizontal est relativement faible, inférieur à 12 m s^{-1}, avec un tourbillon

négatif en basse troposphère, caractéristique d'une circulation cyclonique, et un tourbillon positif en haute troposphère, caractéristique d'une circulation anticyclonique en altitude.

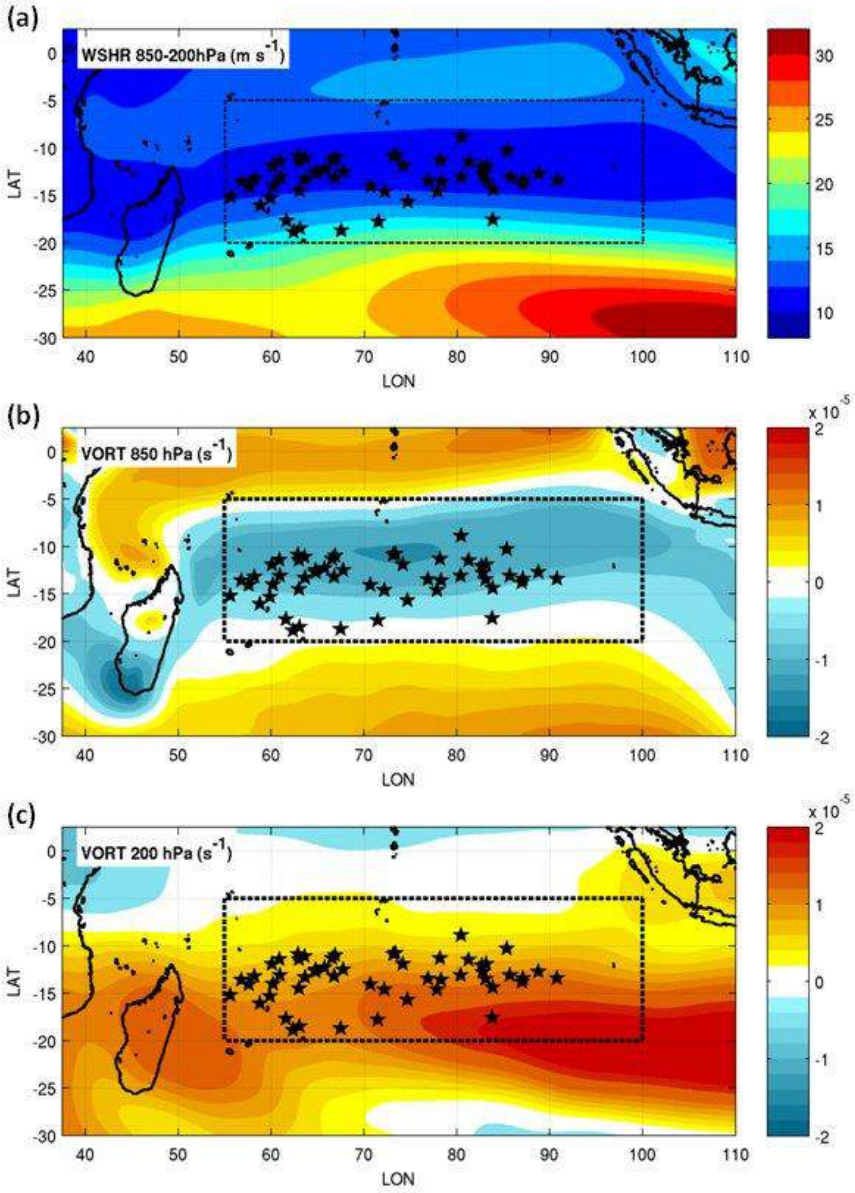


Figure 2.4 : Idem 2.3, mais pour **(a)** le cisaillement du vent troposphérique entre 850 et 200 hPa et le tourbillon relatif **(b)** à 850 hPa et **(c)** à 200 hPa.

La figure 2.5 indique les conditions moyennes de la température de brillance donnée par les satellites METEOSAT dans le canal vapeur d'eau, qui donne une information sur l'état moyen de la convection dans le bassin. On constate que la TB est particulièrement faible, i.e. les nuages sont particulièrement hauts, à proximité de l'Indonésie, ce qui signifie qu'il y a une activité convective importante sur cette partie du bassin du sud de l'océan Indien. De même, les nuages convectifs à sommets froids sont fréquents sur Madagascar et l'Afrique australe en bordure du Canal du Mozambique.

A contrario, la partie sud-est de l'océan ainsi que le nord-ouest équatorial proche du continent africain sont particulièrement peu actifs. Les points de cyclogénèse se trouvent à la limite entre une zone peu convective du sud du bassin et une bande convective qui

s'étend de la côte mozambicaine à la zone fortement convective de l'Indonésie. La zone de convergence intertropicale de l'océan Indien, fortement convective, aura tendance à favoriser la cyclogénèse.

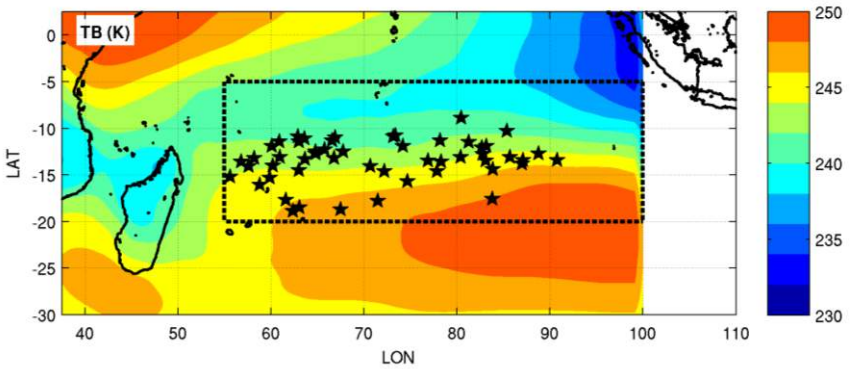


Figure 2.5 : Idem 2.3, mais pour la température de brillance (TB dans le canal vapeur d'eau de METEOSAT). On ne dispose pas des données satellitaires au-delà de 100°E.

On montre ainsi que la MDZ se trouve dans une zone où les conditions nécessaires pour la cyclogénèse sont généralement vérifiées. Il est donc nécessaire de connaître les processus particuliers supplémentaires qui facilitent la cyclogénèse ou l'inhibent.

2.1.3 Spécificités des saisons cycloniques

On s'intéresse maintenant aux phénomènes de grande échelle qui peuvent impacter la variabilité interannuelle du climat générale du sud-ouest de l'océan Indien.

ENSO : El Niño Southern Oscillation

A l'origine, El Niño désigne un courant côtier saisonnier chaud qui affecte plus ou moins le large du Pérou et de l'Equateur selon les années et qui atteint son apogée à Noël, mettant fin à la saison de pêche au large des côtes.

De nos jours, El Niño, qui consiste en une anomalie positive de température de la surface de la mer dans l'est Pacifique, est relié au phénomène « Southern Oscillation » (oscillation australe) qui, lui, repose sur une anomalie de pression atmosphérique entre Darwin (côte nord de l'Australie) et Tahiti (île française au milieu de l'océan Pacifique Sud). Cette relation, appelée ENSO (Rasmusson et Wallace 1983), est une perturbation climatique majeure qui affecte non seulement le Pacifique tropical, mais aussi d'autres bassins dans le monde. L'ENSO peut notamment influencer la variabilité ondulatoire de l'atmosphère tropicale, décrite dans la partie 3.1. On caractérise habituellement l'ENSO par des anomalies de température de surface de l'eau (SST), mais aussi par des anomalies de pression atmosphérique, de régime de vents et de précipitations (Rasmusson et Carpenter, 1982). Un événement El Niño débute généralement en milieu d'année et dure entre 6 et 18 mois. Il peut y avoir entre 2 et 7 ans entre deux événements El Niño intenses. L'événement le plus marqué de ces dernières décennies est le phénomène El Niño en 1997-1998. Depuis, la situation est relativement calme, avec de petites à moyennes oscillations.

Description El Niño / La Niña

En temps normal (figure 2.6), hors événement El Niño, les eaux chaudes s'accumulent en surface dans l'ouest du Pacifique tropical, du côté de l'Indonésie, entraînées par les alizés bien établis. Ce déplacement d'eaux chaudes entraîne un « upwelling » (des remontées d'eaux froides des profondeurs) sur l'est du bassin, le long de la côte sud-américaine, en sus du courant froid de Humboldt habituel qui circule le long de la côte vers le nord.

L'accumulation d'eaux chaudes entraîne une zone de basse pression sur l'ouest Pacifique, la formation de nuages convectifs et des précipitations abondantes, tandis que l'accumulation d'eaux froides dans l'est entraîne une descendance de l'air et un assèchement, formant ainsi une cellule de circulation zonale de Walker.

Certaines années, l'upwelling dans l'est et l'accumulation d'eaux chaudes dans l'ouest sont très marqués : on parle alors de phénomène La Niña. L'activité convective est renforcée sur le nord de l'Australie et l'Indonésie.

Dans le cas d'un événement El Niño (figure 2.7), les hautes pressions au milieu de l'océan Pacifique s'atténuent et les alizés faiblissent, disparaissent ou changent de sens. Les eaux chaudes accumulées à l'ouest regagnent le centre, puis l'est du Pacifique, causant l'humidification de l'air troposphérique, accompagnée des nuages convectifs et des précipitations associées. Alors, l'Australie, l'Indonésie et, par extension, l'Inde, l'Afrique australe, les Caraïbes et le nord-est du Brésil connaissent des épisodes de sécheresse, tandis que les pays sud-américains de la côte ouest, l'Afrique de l'est équatoriale, les îles du Pacifique et le sud des Etats-Unis subissent des inondations et glissements de terrain inhabituels. Les eaux de l'est s'étant réchauffées et étant ainsi plus pauvres en nutriments que les remontées d'eaux froides habituelles, la pêche devient plus difficile au large des côtes américaines.

Indice MEI

Plusieurs indices existent pour étudier les variations des conditions climatiques et océaniques impliquées dans l'oscillation ENSO. Celui qu'on utilise est le « Multivariate ENSO Index » (MEI), développé par la NOAA (Wolter et Timlin, 2011), une moyenne pondérée des six variables les plus observées dans le Pacifique tropical : (1) la pression au niveau de la mer, (2) la composante zonale du vent de surface, (3) la composante méridionale du vent de surface, (4) la SST, (5) la température de l'air à la surface de la mer, et (6) la fraction nuageuse du ciel. D'après Klaus Wolter[6], cet indice est plus fiable que les autres indices qui, eux, sont calculés à partir d'une seule variable, tels que le SOI (Southern Oscillation Index) ou le Niño 3.4 SST.

Pour sa validation, l'indice MEI a été calculé entre 1871 et 2005 et comparé aux événements connus d'El Niño et La Niña. Sa valeur oscille généralement entre -2 et 2 environ. Lorsqu'elle est positive, on parle d'une tendance à El Niño, et lorsqu'elle est négative, il s'agit d'une tendance à La Niña. Elle peut dépasser 2 ou -2 pour les événements les plus marqués.

[6] http://www.esrl.noaa.gov/psd/enso/mei/index.html

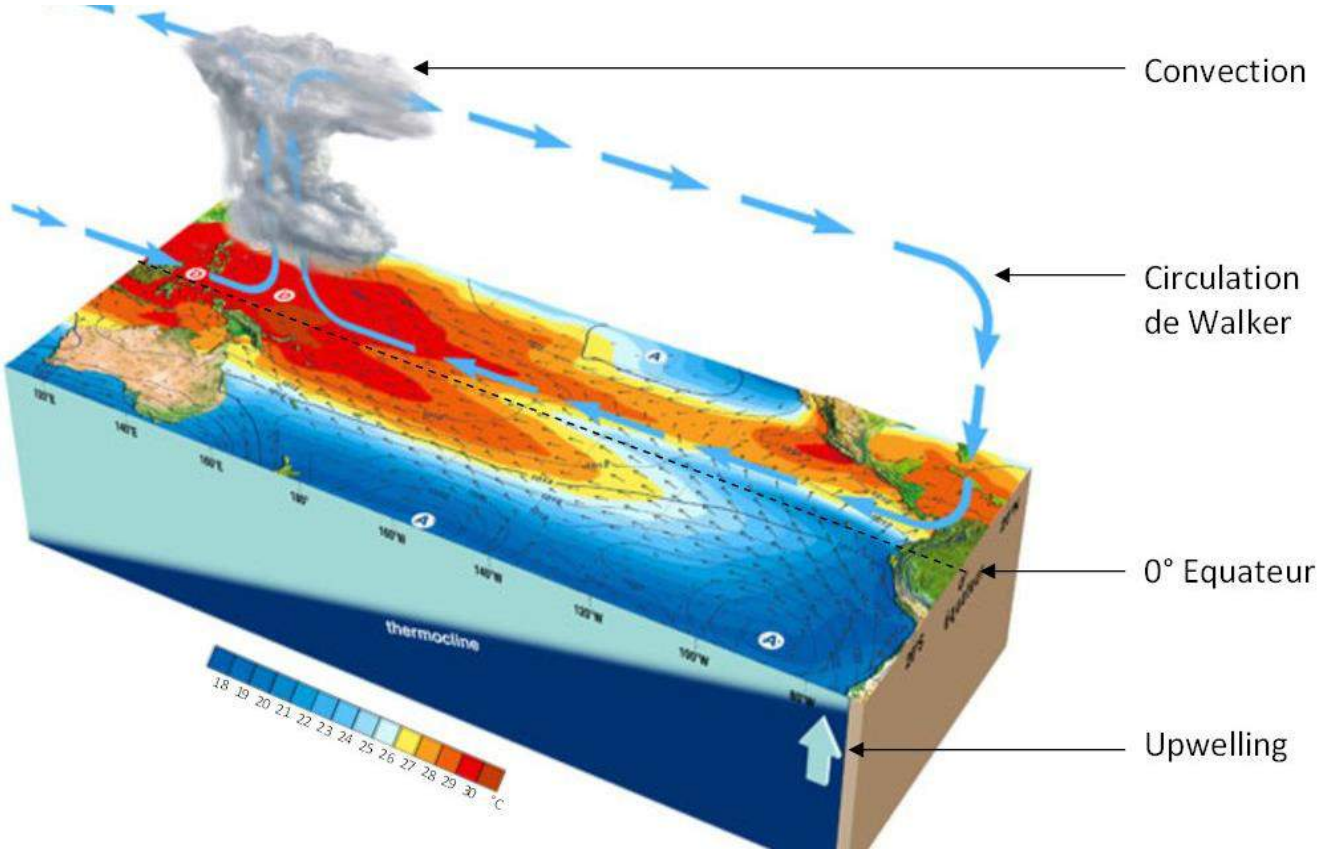


Figure 2.6 (tirée du site web de Météo France) **:** Représentation schématique des caractéristiques météorologiques et climatiques hors événement El Niño. La SST est représentée en couleurs et les vents de surface moyens par des flèches noires.

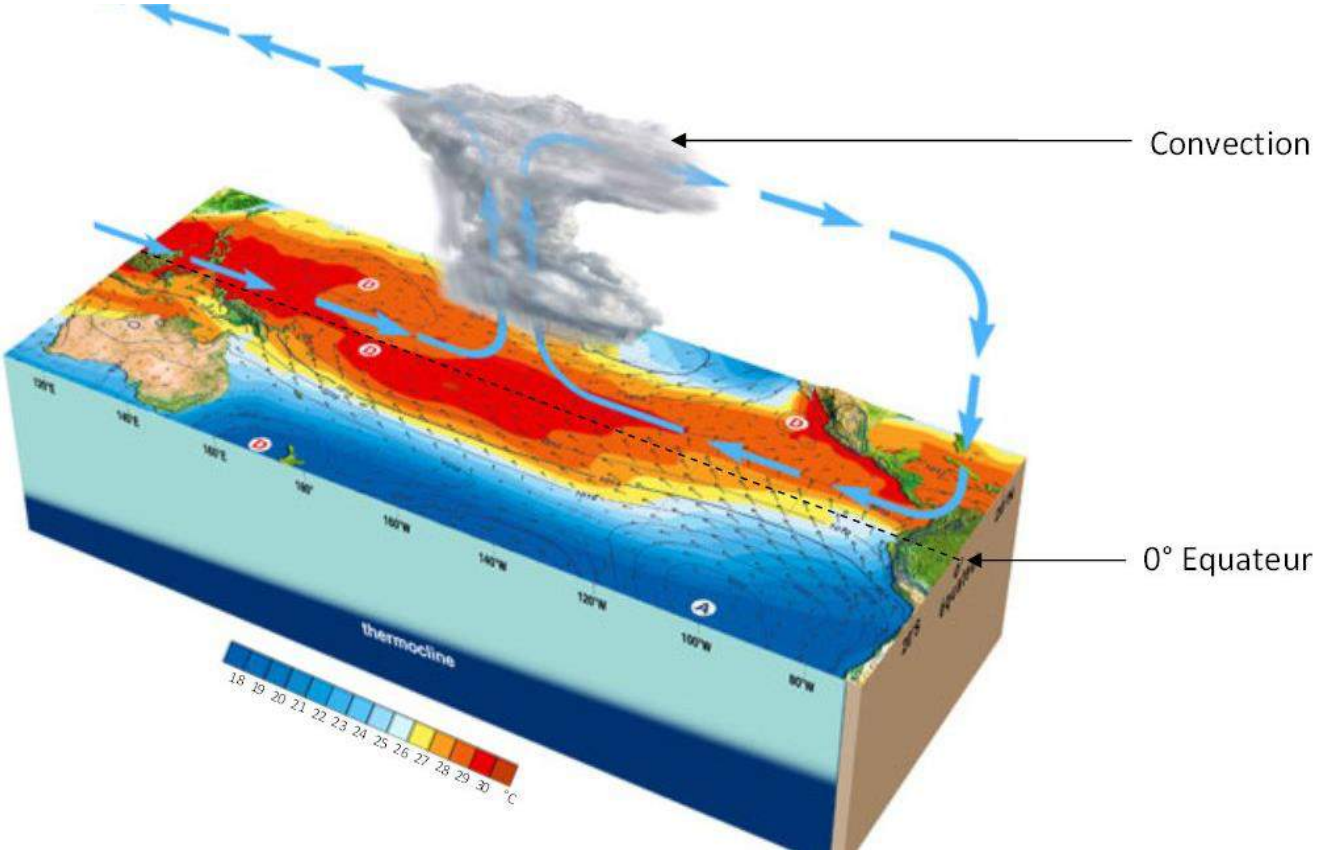


Figure 2.7 : Idem 2.6, mais pour un événement El Niño.

Sur l'océan Indien

Sur l'océan Indien tropical, pendant un événement El Niño, les eaux de surface se réchauffent à l'ouest du bassin et l'activité convective se renforce. A l'inverse, pendant La Niña, la température de température de surface et l'activité convective diminuent à l'ouest et augmentent à l'est.

IOD : Dipôle tropical de l'océan Indien

L'IOD est un phénomène couplé océan-atmosphère qui peut être caractérisé par diverses variables atmosphériques (la pression ou la fraction nuageuse) ou océaniques (la SST ou la hauteur de surface de la mer). L'intensité d'un épisode IOD est associée à un gradient d'anomalies de SST entre l'ouest (50-70°E et 10°S-10°N) et le sud-est (90-110°E et 0-10°S) de l'océan Indien équatorial, et quantifiée par l'indice DMI (Dipole Mode Index ; Saji et al. 1999) égal à la différence de SST entre ces deux domaines. Ainsi, lors d'un événement positif de l'IOD, les anomalies de SST à l'ouest sont supérieures aux anomalies au sud-est (figure 2.8) et la valeur de DMI est positive. Lorsqu'il se produit, il se développe rapidement pendant l'hiver austral avant de connaître un pic d'intensité autour de septembre-octobre. A l'inverse, lorsque les anomalies de SST au sud-est sont supérieures aux anomalies à l'ouest, on parle d'événement négatif de l'IOD avec un DMI négatif.

On sait aujourd'hui que l'IOD affecte la variabilité interannuelle du climat des nations bordant l'océan Indien, ainsi que le système climatique global (Yamagata et al., 2004). L'IOD est de plus en plus étudié et est, parfois, le sujet de débats scientifiques concernant son existence et sur son interdépendance avec l'ENSO.

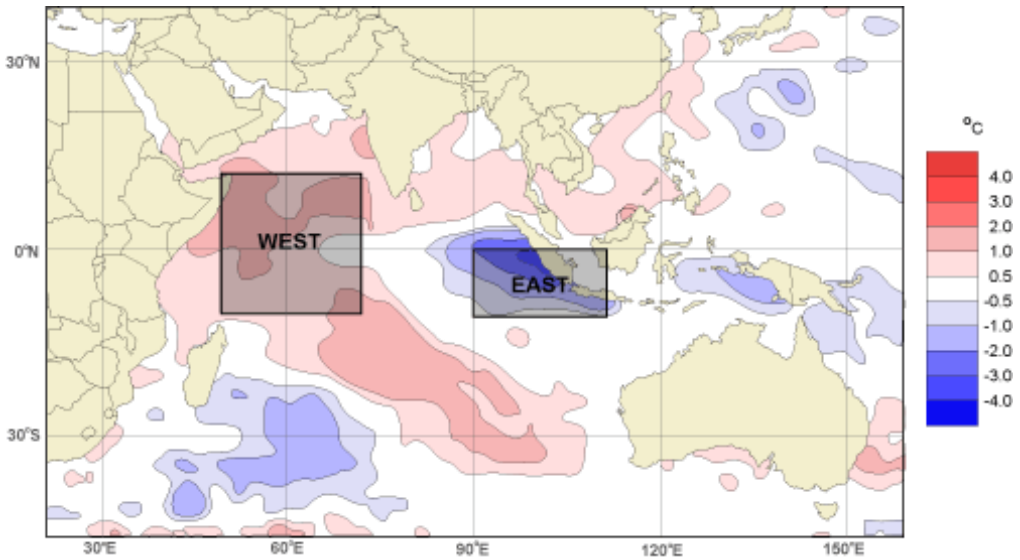


Figure 2.8 (source BoM) **:** Carte des anomalies de SST en novembre 1997, pendant l'événement IOD positif de 1997. Les boîtes "West" et "East" sont les deux zones impliquées dans le calcul de DMI.

Liens entre ENSO, IOD et la cyclogénèse sur le sud-ouest de l'océan Indien

D'après Meyers et al. (2007), plusieurs événements positifs de l'IOD ont lieu la même année que El Niño. Il y aurait des années de « non-événement » pour l'IOD et l'ENSO quand il existe une incertitude sur leur phase. Un résultat important est que, sur un grand échantillon d'années entre 1876 et 1999, on ne retrouve pas de cas où on a un IOD négatif et un événement El Niño simultanément, ni de cas où on a un IOD positif et un événement La Niña.

En traçant les valeurs mensuelles des indices MEI et DMI (figure 2.9), associées à l'ENSO et à l'IOD respectivement, on parvient à observer leurs similitudes. On y superpose également des anomalies moyennes de SST par rapport aux conditions climatiques moyennes sur les 12 saisons.

En étudiant les valeurs moyennes des indices sur les saisons, on constate que ceux-ci sont généralement en phase : tous deux positifs sur certaines saisons (saisons 02-03, 03-04, 06-07 et 09-10) et tous deux négatifs sur d'autres (saisons 99-00, 00-01, 01-02, 05-06, 07-08). Seules deux saisons sur 11 présentent deux indices MEI et DMI de signe opposé : 04-05 et 08-09. Lorsque les indices sont en phase pour 9 saisons, on retrouve toujours une anomalie de température de surface de la mer en phase, elle aussi.

En outre, on constate que, selon les saisons, les deux indices peuvent être très proches (saisons 01-02, 03-04, 06-07, 09-10), peu proches mais avec les mêmes variations (saisons 00-01, 02-03, 04-05), ou plutôt indépendantes (saisons 05-06, 07-08, 08-09). La corrélation entre les deux indices est positive et relativement forte : 0,52. De plus, leur corrélation avec l'anomalie de SST est de 0,53 pour le DMI et de 0,82 pour le MEI.

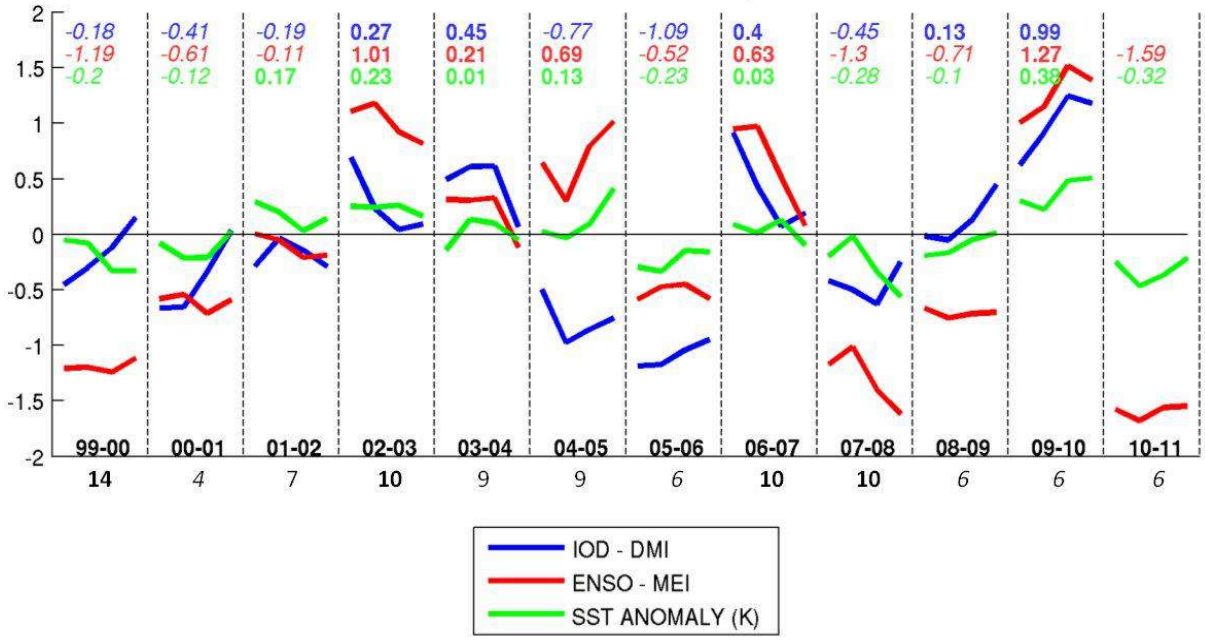


Figure 2.9 : Comparaison entre les valeurs mensuelles des indices DMI (en bleu) associé à l'IOD, et MEI (en rouge) associé à l'ENSO, et de l'anomalie de SST sur le sud-ouest de l'océan Indien (en vert) pendant les 12 saisons étudiées de décembre à avril de 1999-2000 à 2010-2011. Les moyennes par saison sont indiquées en haut de chaque colonne en gras pour des valeurs positives et en italique pour des valeurs négatives. Le nombre total de développements cycloniques d'après le tableau 2.1 est indiqué en dessous de chaque colonne en gras pour les saisons très actives et en italiques pour les saisons peu actives.

Yoo et al. (2006) confirment que l'ENSO influence la SST, la convection et les circulations atmosphériques sur le sud de l'océan Indien. En effet, l'augmentation de la température de surface dans l'est du Pacifique altère la circulation de Walker. Lorsque l'on a un phénomène El Niño, avec une anomalie de SST positive dans le Pacifique est, on a également une anomalie de SST positive dans l'océan Indien ouest.

La SST faisant partie des conditions nécessaires de formation cyclonique, on pourrait penser que la phase El Niño couplé à l'IOD positif entraînerait un surplus de cas de cyclogenèse. Or, pour les saisons très actives en développement cyclogénétique (au-dessus de 10 perturbations tropicales identifiées), le MEI et le DMI sont négatifs pour deux saisons (99-00 et 07-08) et positifs pour les deux autres (02-03 et 06-07). De plus, pour la saison 09-10 où le MEI est le plus élevé, on n'a que 6 systèmes tourbillonnaires, tout comme pour la saison 10-11 avec un épisode avéré de La Niña. Sur les 12 saisons, 54% des tempêtes nommées se forment alors que le MEI est négatif, contre 46% lorsque le MEI est positif. Donc l'ENSO n'aurait pas d'effet sur le nombre de tempêtes dans l'océan Indien.

Plusieurs auteurs ont travaillé sur les liens entre l'ENSO et la cyclogénèse. En ce qui concerne l'océan Indien, tandis que certains parlent de cyclones plus intenses pendant El Niño (Kuleshov et al. 2008), d'autres montrent que la convection est décalée vers l'ouest dans le sud de l'océan Indien, ce qui implique une cyclogénèse décalée vers l'ouest elle aussi, entraînant plus de formations cycloniques à l'ouest de 75°E, et moins à l'est de 75°E (Ho et al. 2006). La figure 2.10 confirme ce décalage dans la formation des tempêtes sur notre période : tandis que le nombre d'occurrences est sensiblement le même dans le cas d'un MEI négatif ou positif, on constate qu'il existe une légère différence au niveau du lieu de cyclogénèse. Il semble qu'en général, quand on a un MEI positif, i.e. une saison à tendance El Niño, la cyclogénèse a plus tendance à se produire à l'ouest du bassin qu'à l'est. Plusieurs hypothèses ont été soumises pour justifier le décalage dans la formation et la trajectoire des cyclones tropicaux. Kuleshov et al. (2009) affirment que ce changement peut être expliqué par les variations d'humidité relative et de tourbillon relatif, tandis que Camargo et al. (2007) évoquent des variations de cisaillement du vent.

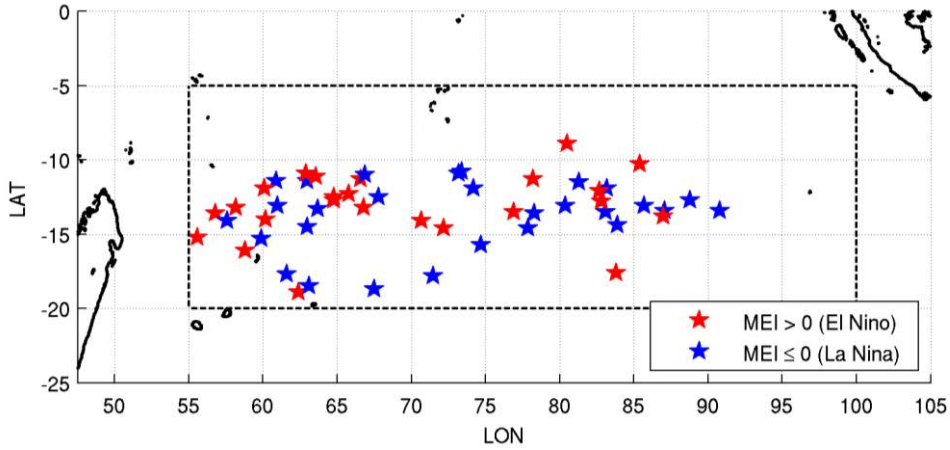


Figure 2.10 : Idem 2.2, mais selon le signe de l'indice mensuel MEI : positif en rouge et négatif en bleu.

L'ENSO influence bien la cyclogénèse sur le sud-ouest de l'océan Indien sur le plan interannuel. Dans la suite, on s'intéresse plutôt à la variabilité intrasaisonnière de la cyclogénèse. La création d'une fonction « tracker » de conditions favorables et de tourbillons naissants permettra d'étudier cette variabilité, tout en faisant le lien avec les phénomènes interannuels.

2.2 Article soumis : Meetoo et Roux 2014

Nous insérons ici une version légèrement révisée de notre article initial qui a été soumis en février 2014 au *Monthly Weather Review*, journal de l'American Meteorological Society, et qui a reçu une décision d'acceptation sous réserve de révisions majeures. Puisque l'on a décidé de complètement remanier l'article dans ses objectifs et son contenu et qu'il est toujours en cours de réécriture à l'heure où ce manuscrit est publié, il nous est impossible de le réinsérer ici sans faire des modifications majeures au plan du manuscrit. Nous nous en excusons.

2.2.1 Présentation de l'article initial

Les processus spécifiques mis en jeu dans la variabilité intrasaisonnière de la formation des tempêtes et cyclones tropicaux sont peu connus sur le sud-ouest de l'océan Indien. L'article présenté ici propose quelques méthodes pour parvenir à expliquer les conditions environnementales favorables à la cyclogénèse tropicale. Ces méthodes sont appliquées au cas du sud-ouest de l'océan Indien à partir de réanalyses ERA-Interim (ECMWF) et de données des satellites géostationnaires METEOSAT (EUMETSAT) pendant 12 saisons cycloniques du 1er décembre au 31 mars de 1999-2000 à 2010-2011.

Dans un premier temps, on présente une méthode objective qui permet de détecter les tourbillons naissants dans les données ERA-Interim et de les associer aux tempêtes nommées répertoriées dans la base de données cycloniques IBTrACS. La méthode repose sur l'identification de minimums de géopotentiel couplés à des circulations cycloniques en surface, tout en vérifiant leurs continuités verticale et temporelle. On parvient ainsi à détecter l'ensemble des tempêtes et cyclones listés dans IBTrACS avec une erreur spatiale moyenne de 100 km, et ce entre six heures et six jours avant leur premier référencement dans IBTrACS. On a ainsi une plus longue période de cyclogénèse à étudier. On étudie également les caractéristiques des tourbillons trouvés et de l'environnement associé (cœurs chauds/froids, baroclinicité, forçage de haute altitude) selon Hart (2003) et McTaggart-Cowan et al. (2008, 2013).

Ensuite, on calcule en deux étapes une fonction continue « tracker » de tourbillons naissants à potentiel cyclogénétique à partir de variables environnementales (ERA-Interim et METEOSAT) : (1) la sélection des variables environnementales dites « discriminantes » pour la cyclogénèse tropicale et (2) le calcul de la combinaison linéaire entre les différentes variables corrélée à l'évolution cyclogénétique à l'échelle intrasaisonnière.

On sélectionne les variables discriminantes par une méthode objective basée sur la quantification des différences des variables entre : (1) l'environnement cyclogénétique défini à partir des résultats de la méthode précédente de détection des tourbillons naissants (les points qui sont à moins de 500 km des développements cycloniques avant le stade de tempête tropicale), et (2) l'environnement habituel sans développement cyclonique (qui exclut l'environnement cyclogénétique ainsi que les points proches des tempêtes et cyclones développés ou en fin de vie). La comparaison des fonctions de distribution de probabilité dans les deux types d'environnement pour chaque variable est quantifiée par un paramètre δ. Plus δ est grand (supérieur à 0,3), plus la variable en question est dite discriminante. On sélectionne ainsi sept variables environnementales

dynamiques et thermodynamiques, auxquelles on rajoute délibérément la température de surface de la mer et le cisaillement vertical du vent horizontal dont le δ associé est inférieur au seuil défini mais qui sont connues dans la littérature scientifique pour leur importance dans la cyclogénèse tropicale.

Afin de définir la combinaison linéaire qui relie les neuf variables sélectionnées au potentiel cyclogénétique, on définit un « critère de cyclogénèse » C proportionnel au taux de creusement du géopotentiel à 1000 hPa et au taux d'accroissement de la vitesse du vent horizontal à 1000 hPa dans l'environnement cyclogénétique uniquement, et C est une fonction nulle ailleurs. C sera donc maximal pendant la cyclogénèse lorsque le système est dans une phase d'intensification. Afin de trouver la combinaison de variables environnementales qui approche le plus le critère C, on applique une ACP (Analyse en Composantes Principales) sur la matrice de corrélations entre les neuf variables et le critère C, tous dix normalisés en soustrayant leur moyenne et en les divisant par leur écart-type. L'ACP donne une première composante principale associée à la plus haute valeur propre. On en déduit alors la combinaison linéaire des 9 variables environnementales minimisant l'écart avec le critère C normalisé. Cette fonction, appelée γ, quantifie le potentiel cyclogénétique.

Le tracker γ, calculé par ces deux étapes, est une fonction de huit variables environnementales normalisées : la température de brillance (TB), la température de surface de la mer (SST), le tourbillon relatif (RVOR), l'humidité relative (RIH) et la divergence (DIV) de basse troposphère, le tourbillon relatif et l'humidité relative de moyenne troposphère et la divergence de haute troposphère. γ est défini en tout point de temps, latitude et longitude :

$$\begin{aligned}\gamma = \; & -0.13\,\mathrm{TB}^* + 0.09\,\mathrm{SST}^* \\ & -0.13\,\mathrm{RVOR}^*_{1000-800} - 0.12\,\mathrm{DIV}^*_{1000-800} + 0.13\,\mathrm{RIH}^*_{1000-800} \\ & -0.12\,\mathrm{RVOR}^*_{700-500} + 0.14\,\mathrm{RIH}^*_{700-500} \\ & +0.11\,\mathrm{DIV}^*_{400-200}.\end{aligned}$$

Le coefficient associé à la température de surface de la mer est relativement faible par rapport à ceux des autres variables, montrant ainsi que cette variable influence peu la phase de cyclogénèse tropicale que l'on étudie. On sait en outre que les températures moyennes de surface sont déjà favorables à la cyclogénèse pendant toute la période étudiée de décembre à mars, d'après les analyses des conditions climatiques moyennes.

De plus, la sélection forcée du cisaillement du vent troposphérique comme variable discriminante aboutit à un coefficient quasi nul par la méthode ACP ; la variable n'apparaît donc pas dans la formule de γ. On en conclut que les conditions de cisaillement sont déjà plutôt favorables pendant la saison, que la phase initiale de cyclogénèse peut se produire dans des conditions variées de cisaillement de vent, et/ou que les variations intrasaisonnières de cette variable influencent peu la phase de cyclogénèse. Le forçage d'altitude observé aux stades précoces de certains tourbillons s'accompagnent ainsi de cisaillement vertical de vent non négligeable.

La distribution de γ au sein de chacune des 12 saisons cycloniques permet de comprendre un peu mieux les processus cyclogénétiques intrasaisonniers sur le sud-ouest

de l'océan Indien, en identifiant correctement des périodes alternées de conditions plus ou moins favorables à la cyclogénèse tropicale. On définit un γ = 1,8 de la façon suivante : tant que les valeurs maximales de γ ne dépassent pas ce seuil, on peut être sûr que les conditions favorables ne permettront pas le développement d'un tourbillon et l'aboutissement à une tempête tropicale sur les 12 saisons étudiées.

2.2.2 Meetoo, C., and F. Roux, 2014: Characteristics of potential incipient vortices for tropical cyclogenesis in the Southwestern Indian Ocean

Characteristics of potential incipient vortices for tropical cyclogenesis in the Southwestern Indian Ocean

Cherina MEETOO and Frank ROUX
Laboratoire d'Aérologie, Université de Toulouse and CNRS, Toulouse, France

Submitted to *Mon. Wea. Rev.* in February 2014.

Abstract

The precise processes involved in the intraseasonal variability of storm formation are little known in the Southwestern Indian Ocean (SWIO). This article presents some methods to explain favorable environmental conditions for tropical cyclogenesis derived objectively from ERA-Interim reanalyses (ECMWF) and METEOSAT geostationary satellite data (EUMETSAT) over the SWIO during twelve 4-month (December to March) cyclonic seasons from 1999-2000 to 2010-2011.

We first present a method that allows accurate detection of pre-cyclonic tropical perturbations in the ERA-Interim data and characterization of the associated environment. Then, we calculate a "favorable conditions tracker" γ through a two-step objective method that: (1) determines which environmental variables are the most relevant in relation to a cyclogenesis environment, and (2) calculates the optimum linear combination of the selected normalized variables that maximizes cyclogenesis potentiality.

The intraseasonal tracker γ computed for the SWIO, a function of eight normalized variables, gives information on the basin's incipient vortices and zones of favorable conditions. The distribution of γ over the 12 seasons offers some clues on the cyclogenetic processes in the SWIO, skillfully allowing the identification of alternate periods of enhanced and suppressed conditions for tropical cyclogenesis within each season. Future work identifying the propagating processes that control the intraseasonal variability of cyclogenesis, through the use of tracker γ, is addressed.

Keywords: Tropical cyclogenesis, tropical storms, tropical cyclones, southwestern Indian Ocean, potential incipient vortex, favorable conditions, vortex detection, intraseasonal cyclogenesis tracker, objective methods, ERA-Interim.

Cherina MEETOO: Corresponding author | cherina.meetoo@aero.obs-mip.fr | Laboratoire d'Aérologie, Observatoire Midi-Pyrénées, 14 avenue Edouard Belin, 31400 Toulouse, France.

1. Introduction

Warm ocean waters (> 26°C over 50 m depth), large values of low- to mid-level vorticity, weak vertical wind shear, high humidity in the lower and mid troposphere, conditional instability of the atmosphere and enough Coriolis force are the long-established necessary conditions for storm formation within all tropical basins over the world (Gray 1968, 1975, 1979). Yet, these conditions are not sufficient: every season, some tropical perturbations form in favorable conditions without developing into tropical storms (TS; with maximum sustained wind speeds between 17 and 33 m s^{-1}) or cyclones (TC; with maximum sustained wind speeds above 33 m s^{-1}).

It has been known since the earliest analyses of the association between tropical cyclones and the general circulation in the Tropics that synoptic-scale processes in the different basins have specific roles in determining tropical cyclogenesis (Palmén 1948; Riehl 1954). Gray (1979) developed the first empirical index for tropical cyclogenesis, the Seasonal Genesis Parameter (SGP), as a function of some physical fields which are known to influence genesis. Later, other indices were created similarly either by choosing other significant physical fields or by changing the functional dependence of the index upon them (e.g. Sall et al. 2006, Camargo et al. 2007, and Bruyère et al. 2012). Menkes et al. (2012) discussed the advantages and drawbacks of indices such as SGP (Gray 1979), the Genesis Potential Index (Emanuel and Nolan 2004) or the Poisson regression index (Tippett et al. 2011): they best reproduce cyclogenesis for time scales from seasonal to interannual. Furthermore, large variations exist from one index to the other depending on the predictors used, the function and the region where they are defined.

We are more interested in the intraseasonal time scale and we know that dynamic and thermodynamic factors controlling TC formation are fairly different in the different basins, as shown by Peng et al. (2012) and Fu et al. (2012) who compared cyclogenesis in the North Atlantic and in the Western North Pacific. As global cyclogenesis indices developed for prediction at interannual or climatic timescales are of poor utility for a precise study of intraseasonal variability in a particular basin (Camargo et al. 2009), we wish to present an objective method to create an intraseasonal "favorable conditions tracker" for tropical cyclogenesis that is able to detect incipient vortices with a potentiality for further development. The tracker is derived from environmental data over a specific basin and period.

Our work is based on the Southwestern Indian Ocean (SWIO) where, on average, 10 tropical storms and 5 tropical cyclones occur during the November-April summer season (Chang-Seng and Jury 2010). TC-related heavy precipitation, strong winds and storm surges are serious environmental hazards particularly for south-eastern Africa and islands such as Madagascar, Seychelles, Mauritius or Réunion. We choose to focus on an area defined by {5°-20°S and 55°-100°E} (Figs. 1 and 2) which excludes the Mozambique Channel and the vicinity of Madagascar, where continental influences may complicate tropical cyclogenesis conditions. This area will be referred to as the "Main Development Zone" (MDZ). Here, we present the calculation of the favorable conditions tracker from environmental data during twelve 4-month (December to March) seasons from 1999-2000 to 2010-2011 in the MDZ, home to 51 tropical storms and cyclones in total.

Section 2 presents the data that are used throughout this article as well as a method that allows accurate detection in ERA-Interim reanalyses (ECMWF) of cyclonic perturbations associated with tropical storms or cyclones listed in IBTrACS. Section 3 discusses the overall characteristics of these perturbations that evolve into tropical storms and cyclones in the SWIO. Section 4 deals with the computation of the favorable conditions tracker through an objective determination of relevant predictors and the determination of their combination into a cyclogenesis function adapted to intraseasonal variability during the cyclonic seasons. Section 5 compares the spatial and temporal intraseasonal variations of this function with actual occurrences of developing and non-developing storms during the different seasons. Section 6 gives a brief summary of the results and discusses further applications.

2. Data and environmental characteristics

a. Data

ERA-Interim reanalyses from the European Center for Medium-range Weather Forecast (ECMWF; Dee et al. 2011) are available since 1979 at 6-hour intervals, on 37 pressure levels, with 0.75° spacing in latitude and longitude (spectral T255 resolution corresponds approximately to an effective horizontal resolution of 80 km). Improved model physics and humidity analysis, more extensive and correct use of satellite radiance data, and better quality control make these data more reliable than the previous ERA-15 and ERA-40 reanalyses. For the considered period, all named storms in the SWIO have been associated with cyclonic perturbations in ERA-Interim. These data give information on their initial development and their environment.

EUMETSAT's geostationary satellites Meteosat-5 (at 63°E from July 1998 to February 2007) and Meteosat-7 (at 57.3°E since February 2007) provide the Indian Ocean Data Coverage. The evolution of convective activity over the SWIO is deduced from 3-hourly brightness temperature images in the water vapor (WV) channel at 5.7 – 7.1 µm, interpolated at 5-km horizontal resolution. The WV images provide information on moistening and drying of the troposphere. Cloud patterns, which appear separated from each other in visible and thermal infrared (TIR, 8-15 µm) images, can be recognized as parts of larger-scale systems in corresponding WV images. In presence of deep convective clouds with tops in the upper troposphere, images in the WV channel are nearly identical to those in TIR. Tjemkes et al. (2001) showed that the operational calibration of the WV channel of Meteosat-7 was consistent with its blackbody (TIR) calibration.

The International Best Track Archive for Climate Stewardship (IBTrACS; Knapp et al. 2010) has been compiled from estimates of storms' positions and intensities from the World Meteorological Organization's Regional Specialized Meteorological Centers (RSMCs), from Tropical Cyclone Warning Centers, national agencies and previous archives. There are some variations in the storms' positions and intensities (estimated maximum surface wind or minimum sea level pressure), especially the weakest ones, reported by the different sources. In our case, the data from the RSMC La Réunion (Météo-France), in charge of operational forecasting in the SWIO, are selected.

b. Mean climatic conditions

In the SWIO, from December to March, the sea surface temperature is usually high (Fig. 1). There is a neat north-westward temperature gradient: from 20°C at {30°S, 105°E} to about 30°C near the Equator. TS and TC genesis positions over the 12 seasons in the MDZ confirm that tropical cyclogenesis only occurs when the ocean temperature is above 26°C. As for the winds, Bessafi and Wheeler (2006) concluded that, on average, the geographical position of TC genesis in the SWIO was located just poleward of the monsoon trough and equatorward of the Mascareignes anticyclone at 850 hPa (Fig. 2a), collocated with the 200 hPa recurving flow (Fig. 2b), which is also confirmed by the TC positions from 1999-2011.

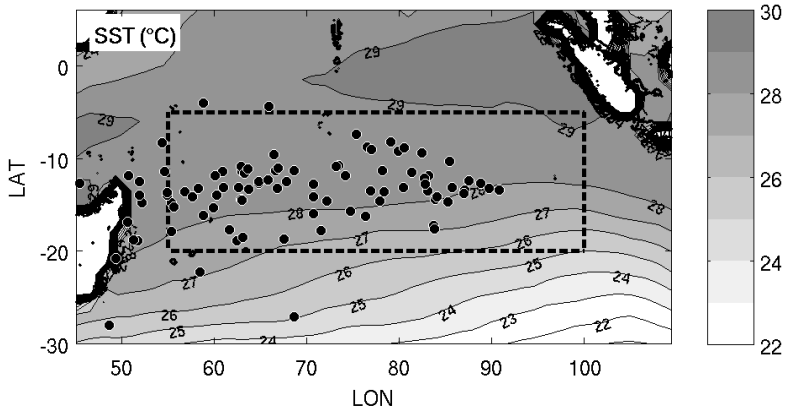


Figure 1: Mean sea surface temperature SST (°C) in the SWIO during December-March 1999-2011. Tropical cyclogenesis positions (first notification as a TS in IBTrACS) for that period are represented by the black dots.

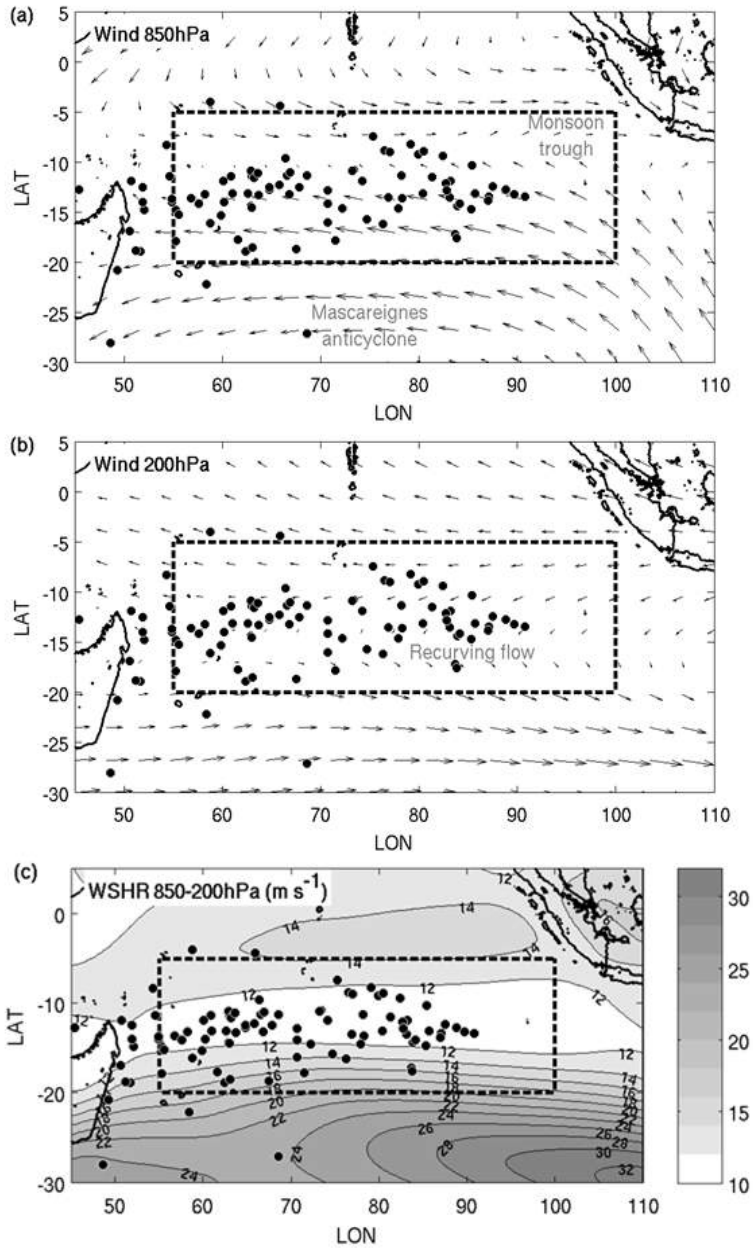


Figure 2: As in Fig. 1, except for mean winds at **(a)** 850 hPa, **(b)** 200 hPa, and **(c)** vertical wind shear between 850 hPa and 200 hPa.

3. Evolution of cyclonic perturbations in ERA-Interim

a. Their identification in ERA-Interim

As discussed by, e.g., Camargo et al. (2010), general circulation models (GCMs) produce tropical cyclonic perturbations with spatial and temporal distributions that are relatively similar to the actual ones, but with larger size and weaker intensity at mature stage due to the low resolution of the GCMs. As we are interested in the characteristics of the environment within which the initial steps of tropical cyclogenesis occur, this should not be too severe a limitation. The automated procedure we use to detect and identify the developing cyclonic perturbations in the tropical SWIO is derived from the one proposed by Picornell et al. (2001) and Campins et al. (2011) to study the climatology of Mediterranean cyclones from HIRLAM (High Resolution Limited Area Model) / INM (Instituto Nacional de Meteorología) operational analyses and ERA-40 reanalyses, respectively.

First, the relevant variables at each pressure level are horizontally smoothed using a Cressman (1959) filter with a smoothing radius of 500 km to remove small-scale details. The selected relative minima of geopotential height have maximum horizontal gradient within 400 km radius exceeding $f/g \times 5$ m s^{-1}, where f is the Coriolis parameter at the considered latitude and g is the gravity acceleration, along six of the eight horizontal directions. This threshold is equivalent to 1.3 m / 100 km at 10°S and 2.5 m / 100 km at 20°S, compared to 4.8 m / 100 km at 40°N in Picornell et al. (2001) and Campins et al. (2011). Another necessary condition is that the circulation, i.e. the surface integral of cyclonic vorticity, within 500 km radius must be larger than 5×10^6 m^2 s^{-1} (equivalent to a mean vorticity of 10^{-5} s^{-1} over an area of 5×10^5 km^2). Finally, the cyclonic low detected at a given pressure level and time is linked to any matching low identified at a lower level or at a previous time by using the winds at 700 hPa as a steering flow in a radius around the advected position varying linearly from 100 km at 1000 hPa to 500 km at 100 hPa. Whenever the detected cyclonic low at 1000 hPa is situated within 300 km of the location of a storm referred to in IBTrACS, its name is also given to the continuous series of lows.

The values listed above were chosen so that all 51 IBTrACS storms were correctly identified in ERA-Interim while minimizing the number of non-IBTrACS cyclonic perturbations. The root mean square difference in the storms' positions between ERA-Interim and IBTrACS over the 12 seasons is 92 km and the trajectories are very similar (e.g., Fig. 3).

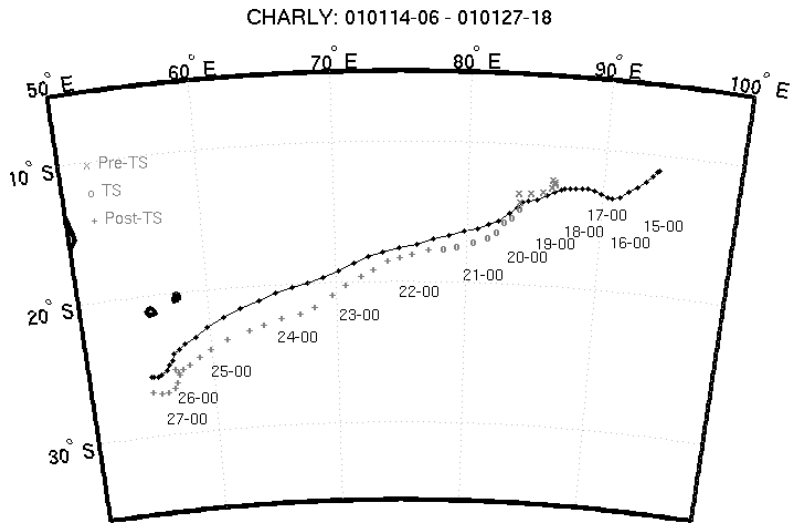


Figure 3: Trajectories of TC Charly (14-27 January 2001) according to ERA-Interim (black connected dots) and IBTrACS (grey symbols: "+" before reaching 17 m s^{-1}, "o" TS stage, "+" TC stage and afterwards).

Furthermore, cyclonic lows are always detected in ERA-Interim before their first notice in IBTrACS: the lead time varies from 6 hours to more than 10 days, which allows the analysis of the environmental conditions favoring tropical cyclogenesis at intraseasonal time scales. TC genesis is defined here as the period during which an incipient cyclonic perturbation is observed in ERA-Interim before it reaches TS intensity in IBTrACS.

b. Their characteristics: warm/cold cores, baroclinicity and upper-level forcing

As discussed by, e.g., Hart (2003, hereafter referred to as H03) and McTaggart-Cowan et al. (2008–MTC08 and 2013–MTC13), there are different "development pathways" to tropical cyclogenesis associated with various environmental forcings and inner cyclone structures. Most storms form in barotropic conditions through small to mesoscale convective developments fed by a high equivalent potential temperature (θ_E) flux resulting from wind-driven evaporation at the ocean surface (Emanuel 1986). The induced formation of a deep tropospheric warm core helps to maintain strong surface winds in the lower levels through thermal wind balance. Less frequently, tropical cyclones form and evolve in more baroclinic environments in relation with lower-level thermal gradient and/or upper-level forcing. The resulting structure is more complex with, e.g., a lower tropospheric warm core, an upper tropospheric cold core and more asymmetric organization.

Following H03, MTC08 and MTC13, these characteristics can be quantified through 4 parameters:

(i) Lower-level (900-600 hPa) and upper-level (600-300 hPa) mean thermal anomalies $<\Delta T>_{900,600}$ and $<\Delta T>_{600,300}$ between the center of the cyclonic perturbations and radius r = 500 km reveal the warm/cold core structure of the perturbation, which can be estimated using 3 different methods:

a. directly, as the mean temperature difference:

$$\left\langle \Delta T^{T} \right\rangle_{P_1,P_2} = \left\langle T_{center} \right\rangle_{P_1,P_2} - \left\langle T_{r=500km} \right\rangle_{P_1,P_2} , \qquad (1)$$

where symbol $<A>_{P1,P2}$ denotes a mean value of variable A between pressure levels P_1 and P_2;

b. as in H03, using hydrostatic equilibrium:

$$\left\langle \Delta T^{Z} \right\rangle_{P_1,P_2} = -\frac{g}{R} \Delta \left[\frac{\delta Z}{\delta(\ln P)} \right]_{r,0} , \qquad (2)$$

where δ stands for a difference between pressure levels P_1 and P_2, and $\Delta[A]_{r,0}$ for a difference of variable A between radius r and 0 averaged over the eight horizontal directions. R is the perfect gas constant and Z is the geopotential height;

c. through gradient and thermal wind balances:

$$\left\langle \Delta T^{V} \right\rangle_{P_1,P_2} = \frac{1}{R} \left\{ \left\langle 2\frac{V_T}{r} + f \right\rangle_{P_1,P_2} \right\}_{0,r} \left\{ \frac{\delta Z}{\delta(\ln P)} \right\}_{0,r} , \qquad (3)$$

where symbol $\{A\}_{0,r}$ denotes a mean value of variable A between radii 0 and r.

Generally, $<\Delta T^{T}>_{P1,P2}$ and $<\Delta T^{Z}>_{P1,P2}$ are very similar since ERA-Interim data verify the hydrostatic equilibrium conditions, whereas $<\Delta T^{V}>_{P1,P2}$ can differ substantially as gradient and thermal wind balances are not fully realized in developing cyclonic vortices.

(ii) Lower-level (1000-700 hPa in MTC08 and MTC13, 900-600 hPa in H03) thickness asymmetry (TA) enables the distinction between classical "barotropic" (low TA values) and less frequent "baroclinic" (high TA values) cyclonic perturbations. Following MTC08 and MTC13, the TA values are derived here without specifying a direction (cross-track in H03) along which it has to be calculated. TA values are obtained through the minimization of cost-function $J_{Z,1}$:

$$\begin{cases} J_{Z,1} = \sum\limits_{P_1 \le P \le P_2} \sum\limits_{r(x,y) \le 500km} \left[Z(x,y) - \left(Z_0 + Z_x x + Z_y y \right) \right]^2 \\ \dfrac{\partial J_{Z,1}}{\partial Z_0} = \dfrac{\partial J_{Z,1}}{\partial Z_x} = \dfrac{\partial J_{Z,1}}{\partial Z_y} = 0 \end{cases} , \qquad (4)$$

where *x* and *y* denote east-west and south-north distances, respectively, relative to the center of the cyclonic perturbation, leading to:

$$\langle TA \rangle_{P_1,P_2} = (Z_x^{\ 2} + Z_y^{\ 2})^{1/2} \ . \qquad (5)$$

Following H03, MTC08 and MTC13, TA values greater (smaller) than 1.5 m / 100 km reveal a baroclinic (barotropic) structure.

(iii) As in MTC08 and MTC13, the upper-level forcing is quantified with the averaged convergence of the 400-200 hPa "geostrophic" Q-vector field within a radius of 500 km:

$$\langle \underline{Q} \rangle_{P_1,P_2} = \left\langle \frac{g}{fT} \left(Z_{xx}T_y - Z_{xy}T_x \ , \ Z_{xy}T_y - Z_{yy}T_x \right) \right\rangle_{P_1,P_2} \ , \qquad (6)$$

where T is the temperature, (T_x, T_y) and (Z_{xx}, Z_{xy}, Z_{yy}) denote first and second-order derivatives of temperature and geopotential, respectively, obtained through:

$$\begin{cases} J_{T,1} = \sum_{P_1 \le P \le P_2} \ \sum_{r(x,y) \le 500km} \left[T(x,y) - (T_0 + T_x x + T_y y) \right]^2 \\ \dfrac{\partial J_{T,1}}{\partial T_0} = \dfrac{\partial J_{T,1}}{\partial T_x} = \dfrac{\partial J_{T,1}}{\partial T_y} = 0 \end{cases} \qquad (7)$$

and:

$$\begin{cases} J_{Z,2} = \sum_{P_1 \le P \le P_2} \ \sum_{r(x,y) \le 500km} \left[Z(x,y) - (Z_0 + Z_x x + Z_y y + Z_{xx}x^2 + Z_{xy}xy + Z_{yy}y^2) \right]^2 \\ \dfrac{\partial J_{Z,2}}{\partial Z_0} = \dfrac{\partial J_{Z,2}}{\partial Z_x} = \dfrac{\partial J_{Z,2}}{\partial Z_y} = \dfrac{\partial J_{Z,2}}{\partial Z_{xx}} = \dfrac{\partial J_{Z,2}}{\partial Z_{xy}} = \dfrac{\partial J_{Z,2}}{\partial Z_{yy}} = 0 \end{cases} \ . \qquad (8)$$

The quasi-geostrophic ω-equation indicates that negative values of $\underline{\nabla}.\underline{Q}$ (= Q_x + Q_y), e.g., resulting from an upper level trough, would be associated with rising motions and would facilitate the development of deep convective clouds in the incipient cyclonic perturbation.

Hereafter, we consider the 51 cyclonic perturbations identified at 1000 hPa in ERA-Interim that are related to a named storm listed in IBTrACS, for the period December-March from 1999-2000 to 2010-2011 in the SWIO. The characteristics of these perturbations are grouped together according to the timing of tropical cyclogenesis, i.e. before the perturbations reach the "tropical storm" stage (TS on day D0) as indicated in IBTrACS. Of course, the duration of the "pre-TS" period varies for each cyclonic perturbation, so the number of events for each time slot is not constant. 51 perturbations are associated with IBTrACS storms on day D0. 49 perturbations are found on day D-1, one day before they are classified as TS, meaning that only one perturbation is detected at 1000 hPa in ERA-Interim less that one day before it is classified as TS. There are 38 perturbations at D-3, 11 at D-6 and 2 at D-9. At lower pressure values (700 hPa or 400 hPa), fewer perturbations are detected as all those that are identified at 1000 hPa may not extend vertically yet. Indeed, at day D-2, for example, among the 46 perturbations detected at 1000hPa, 45 are also identified at 700hPa and 39 at 400hPa. These remarks must be kept in mind while analyzing the probability distributions (quantified as percentiles) for each parameter and time.

Figure 4a shows the evolution from D-10 to D0 of the maximum horizontal wind at 1000 hPa within 500-km radius from the perturbation center. Its median value (50th percentile) progressively increases from 9 m s^{-1} at D-7 to over 14 m s^{-1} at D0, but always remains smaller than the wind speeds in IBTrACS (not shown). The radius of maximum wind at 1000 hPa (Fig. 4b) decreases slightly with time, as observed for actual storms, but its median value remains approximately constant around 400 km. In agreement with the strengthening low-level wind, the minimum geopotential height at 1000 hPa (Fig. 4c) decreases almost steadily from a median value of about 80 m (equivalent to sea level pressure – SLP – of ≈ 1012 hPa) at D-7 to about 35 m (SLP ≈ 1005 hPa) at D0, with minimum values (< 5th percentile) slightly over 0 m (SLP ≈ 1000 hPa), which is still appreciably larger than the values reported in IBTrACS.

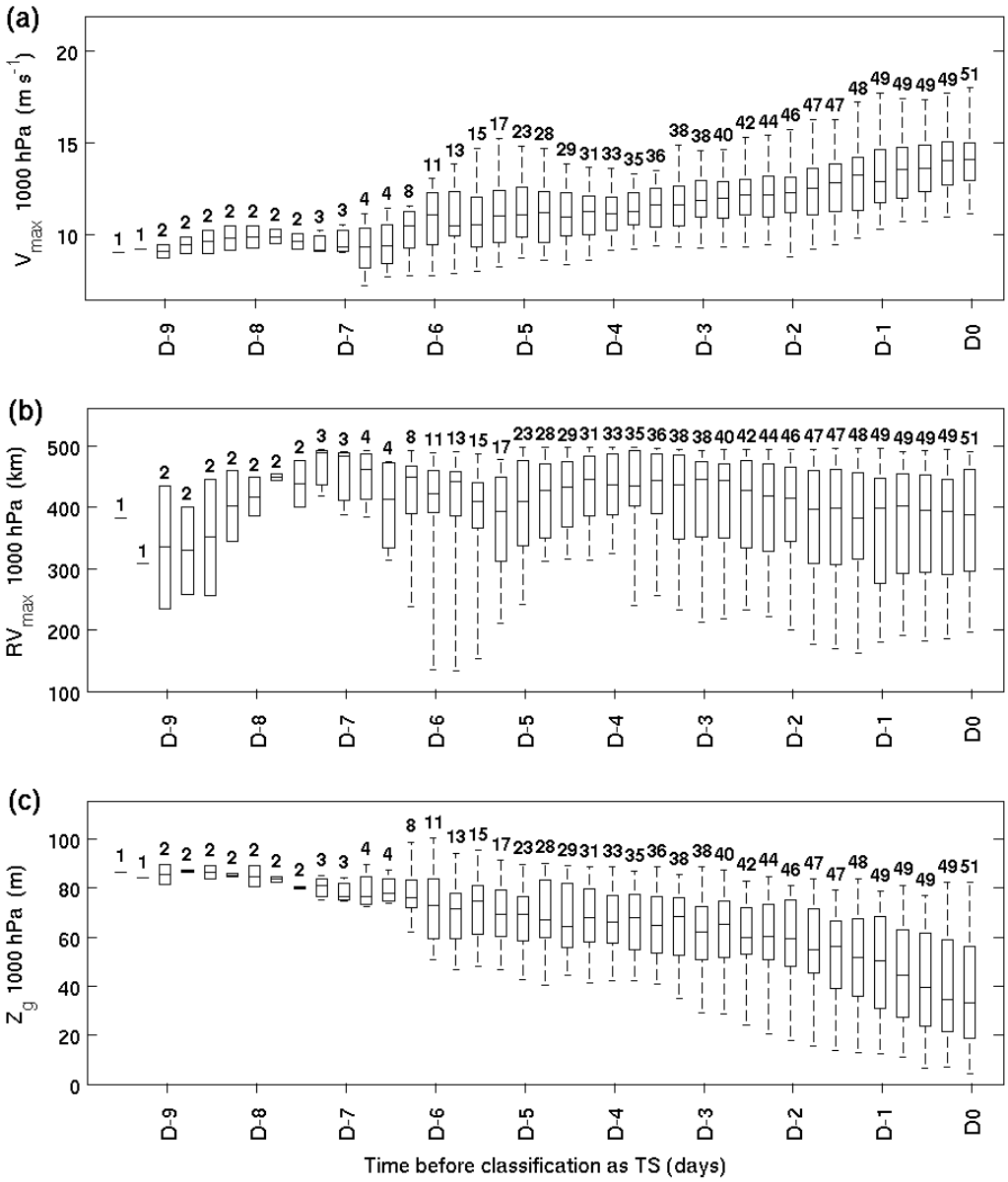


Figure 4: (a) Maximum winds at 1000 hPa, **(b)** the corresponding radius, **(c)** geopotential height at 1000 hPa, represented for all tropical disturbances by box-and-whiskers figures according to the time before their classification as TS. The number over the boxes refers to the number of disturbances that are detected at each time.

Cyclonic circulation, i.e. the surface integral of cyclonic vorticity at radii less than 500 km, is a measure of perturbation intensity. Its evolution at 1000 hPa (Fig. 5a) and 700 hPa (Fig. 5b) also shows a steady increase, resulting mainly from progressively stronger swirling winds while the area occupied by cyclonic vorticity remains approximately constant (not shown). The circulation is generally weaker and more constant in the upper troposphere (400 hPa, Fig. 5c), showing that cyclogenesis in the SWIO is better characterized in the low to mid-troposphere.

Temperature anomalies ΔT at the center of cyclonic perturbations are predominantly positive, with values generally less than 1 K resulting from the relatively weak intensities due to coarse resolution (≈ 80 km effective) of ERA-Interim and from averaging along 500-km radii. As noted above, values derived from temperature (ΔT^T in Fig. 6a and 7a) and geopotential (ΔT^Z in Fig. 6b and 7b) are quite similar, although ΔT^T is always larger than ΔT^Z, with a large majority (> 25th percentile) of positive values. Cold cores are found at 900-600 hPa (Fig. 6a and b) for a minority of perturbations, especially from D-7 to D-5 and from D-3 to D-1. The presence of a cold central anomaly is less frequent in the mid-troposphere (Fig. 7a and b) with only a few occurrences from D-7 to D-4. This shows that warming aloft is more important than in the lower troposphere for tropical cyclogenesis in the SWIO. This agrees with the conclusion by Zhang and Zhu (2012) that higher-level warming is more effective than the lower-level one in hydrostatically inducing minimum sea-level pressure falls, and with Davis and Ahijevych (2013) who showed that reduced convective instability prior to genesis in the central part of Atlantic tropical disturbances results from larger warming above 600 hPa.

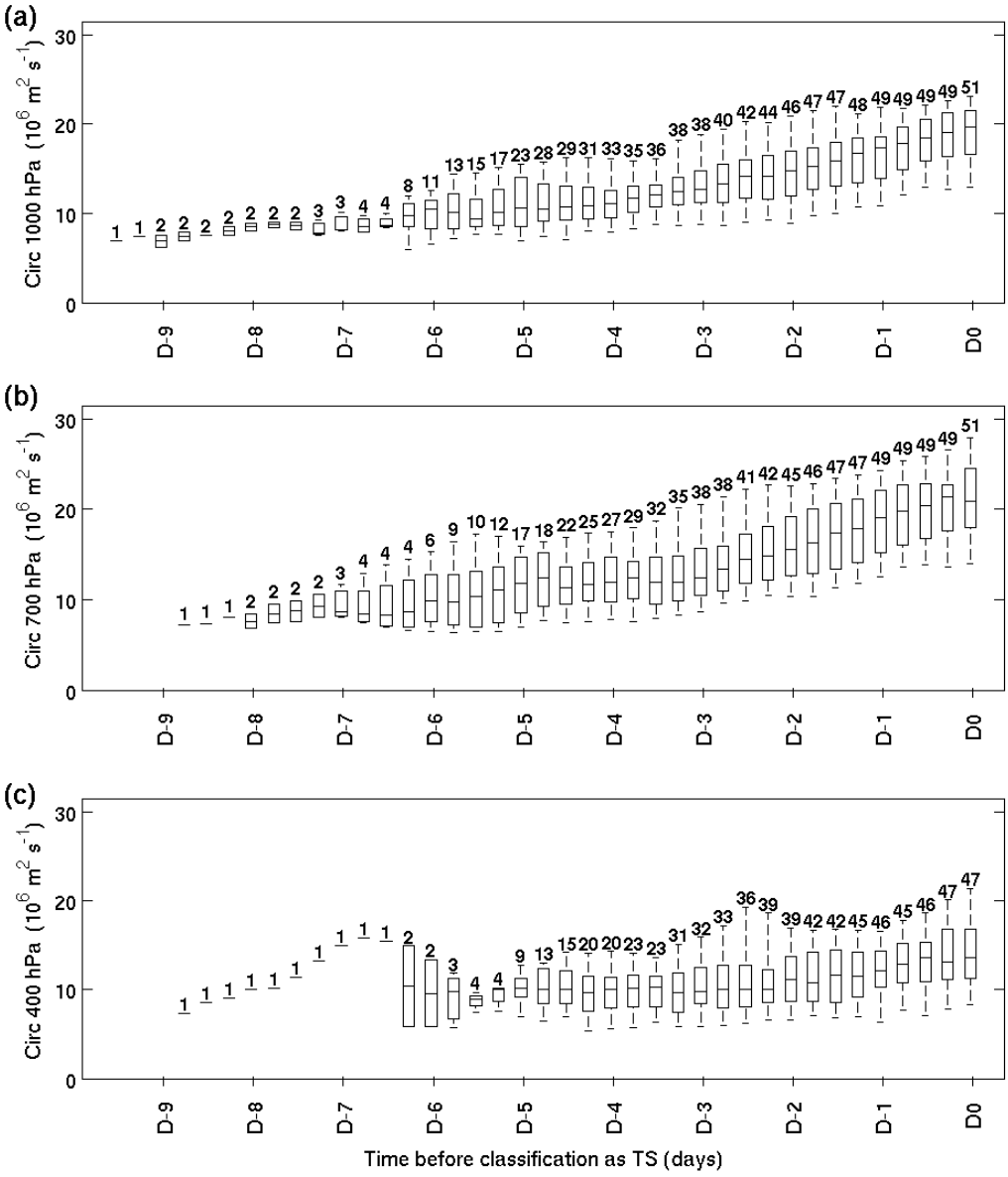


Figure 5: As in Fig. 4, except for cyclonic circulations at **(a)** 1000 hPa, **(b)** 700 hPa, **(c)** 400 hPa.

Comparisons with ΔT^V (Fig. 6c at 900-600 hPa and 7c at 600-300 hPa) derived from tangential velocities, gradient and thermal wind balances, reveal substantial differences. "Cold cores" ΔT^V are more frequent from D-7 to D0 at 900-600 hPa and from D-6 to D-5 at 600-300 hPa, revealing too slow a circulation with respect to the actual thermal anomaly. ΔT^V values warmer than ΔT^T and ΔT^Z, indicating strong winds, are also found in the lower troposphere from D-7 to D0. These results indicate that, in the SWIO, a substantial proportion of "pre-TS" perturbations do not reach exact balance between thermal and kinematical fields.

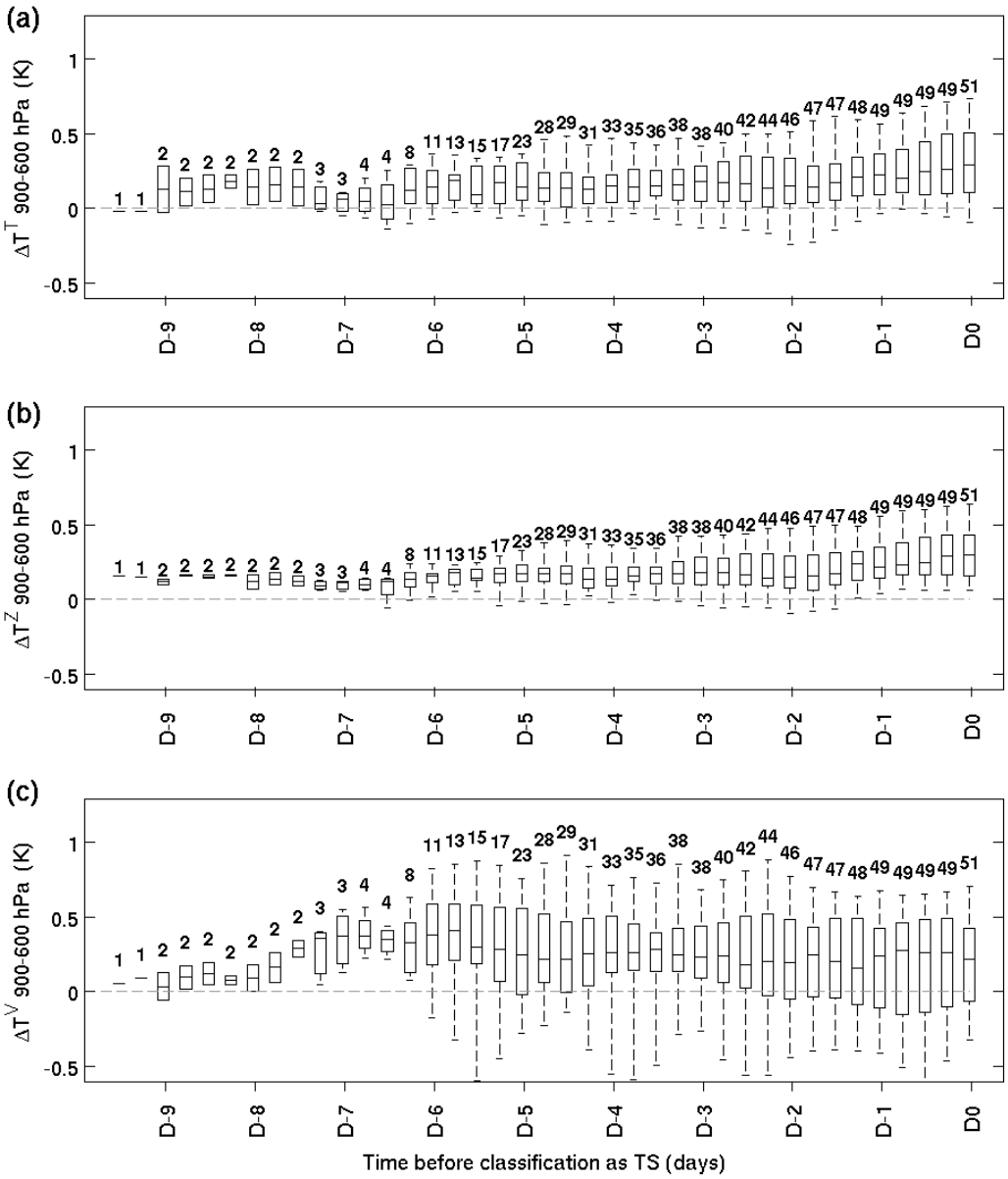


Figure 6: As in Fig. 4, except for low-level temperature anomalies (900-600hPa) derived from **(a)** temperature, **(b)** geopotential, **(c)** tangential velocities.

Thickness asymmetry values at 900-600 hPa (Fig. 8a), as well as at 1000-700 hPa (not shown), are generally less than the threshold value of 1.5 m / 100 km, in agreement with MC13 who showed that less than 15% of TC developments in the South Indian Ocean are associated with a low-level baroclinic environment. MC13 also indicate that most of these developments occur in the western part of the SWIO, west of 60°E in the Mozambique Channel and close to Madagascar, a region which is not taken into account in our study. Another region with substantial low-level baroclinicity is {10-20°S, 80-100°E} where the West Australian current (the eastern branch of the South Indian gyre) carries relatively cold water from the subtropics in contact with warmer equatorial water to the north.

Upper-level forcing, identified with horizontal convergence of the 400-200 hPa "geostrophic" Q vector $\underline{\nabla}.\underline{Q} < -10^{-13}$ kg m^{-3} s^{-3}, is seen for about 25% of the cyclonic perturbations (Fig. 8b). It is interesting to note that the perturbations at D-8 show relatively strong negative values, indicating that upper-level forcing could be a primary cause for long-lived perturbations that eventually evolve into tropical storms. These results are consistent with those in MCT13 who showed that about 10% of the developing systems in the South Indian Ocean are associated with "weak" or "strong tropical transition" or are "trough induced", in relation with upper-level forcing. It must however be emphasized that the very small number of events is a severe limitation for further extrapolation.

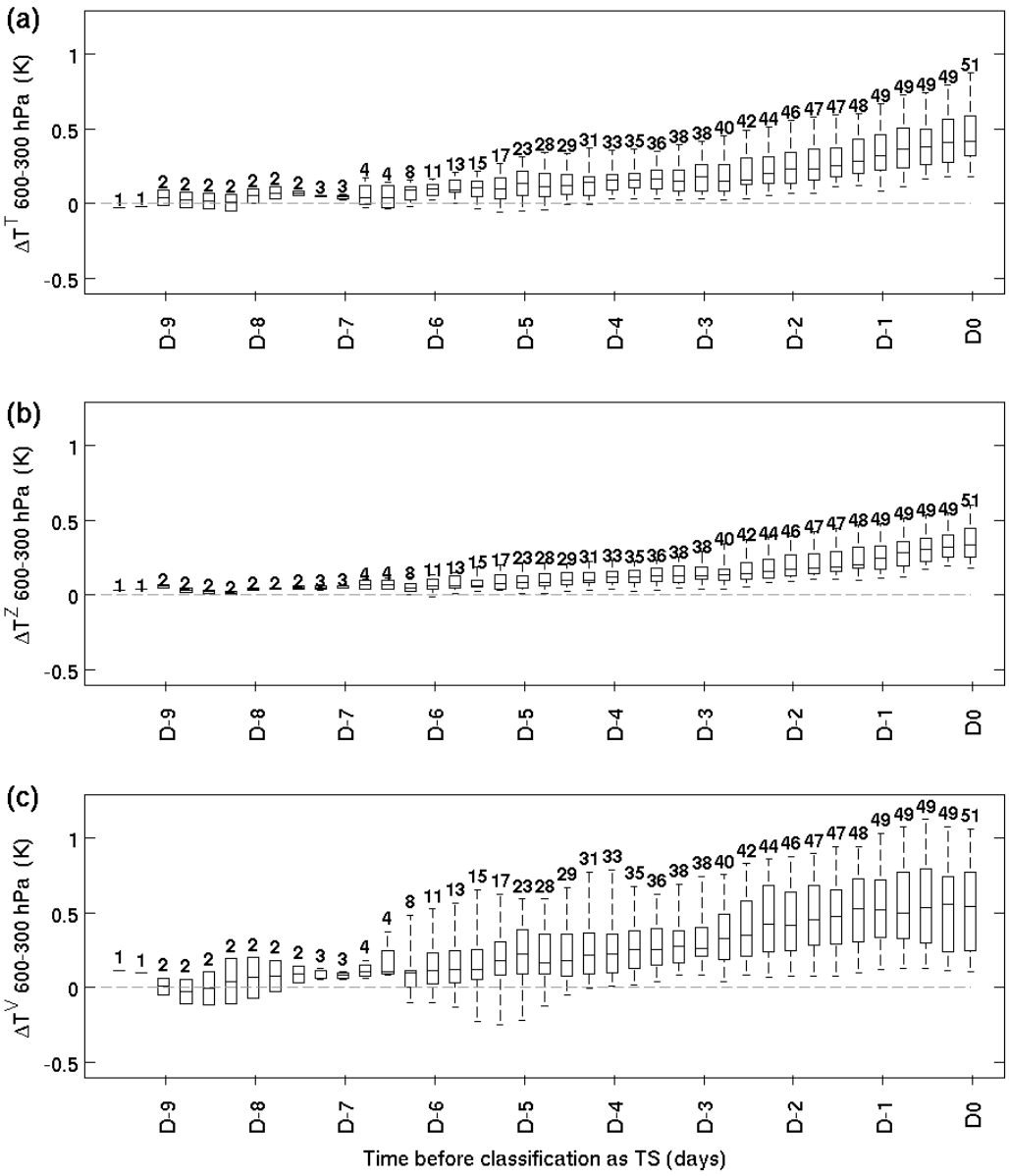


Figure 7: As in Fig. 4, except for **(a)** mid-level temperature anomalies (600-300hPa) derived from temperature, **(b)** geopotential, **(c)** tangential velocities.

Low wind shear is known to be part of the favorable conditions for tropical cyclogenesis. This is confirmed by Fig. 8c which shows that, from D-5 to D0, the tropospheric wind shear is seldom above 10 m s^{-1}. However, some long-lived perturbations start their development (from D-9 to D-5) in a highly sheared environment (>15 m s^{-1}), probably in relation with upper-level forcing. However, subsequent evolution (D-5 to D0) requires weaker wind shear for cyclogenesis to occur.

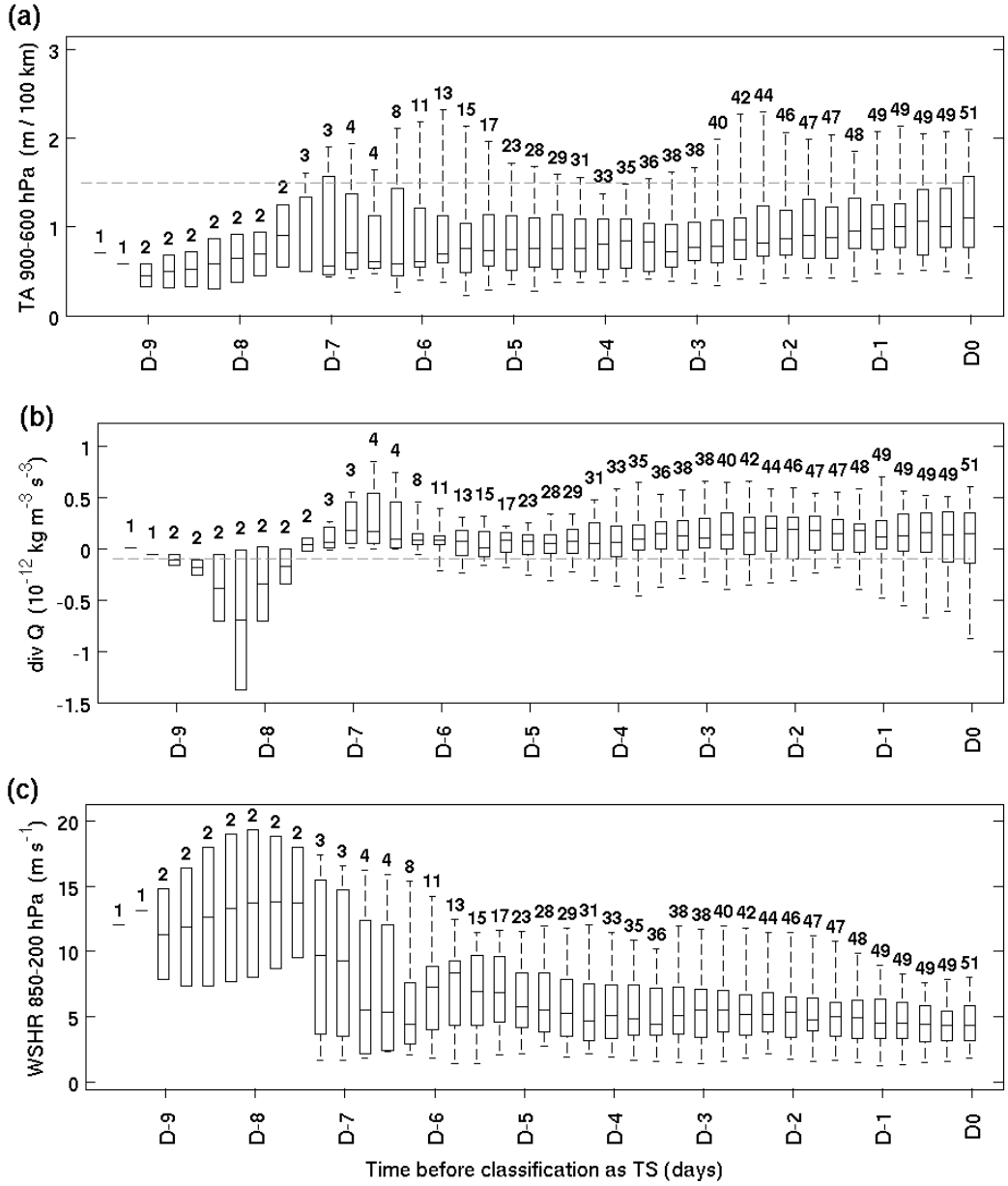


Figure 8: As in Fig. 4, except for thickness asymmetry at **(a)** 900-600hPa, **(b)** divergence of the 400-200 hPa Q-vector field, **(c)** vertical wind shear between 850 and 200 hPa.

4. An intraseasonal cyclogenesis tracker for the SWIO

The analysis to derive an intraseasonal "favorable conditions tracker" for the SWIO cyclonic seasons consists in two different parts: (1) the objective selection of those environmental parameters that effectively play a role in TC genesis in the MDZ during the cyclonic seasons and (2) the determination of the optimum linear combination of these parameters.

a. The most significant environmental parameters for cyclogenesis

Based on the necessary conditions for TC genesis, thermodynamic and dynamic variables at different pressure levels are considered for the cyclogenesis tracker. The thermodynamic variables are the brightness temperature in the Meteosat-5 and Meteosat-7 WV channel (TB in K), the sea surface temperature (SST in K), the relative integrated humidity (RIH in %) at 1000-800 and 700-500 hPa, the equivalent potential temperature difference between 1000-800 and 700-500 hPa (KO-Index in K), and the potential intensity (PI in m s^{-1}; Emanuel 1995). The dynamic variables are the relative vorticity (RVOR in s^{-1}) at 1000-800, 700-500 and 400-200 hPa, the horizontal divergence (DIV in s^{-1}) at 1000-800 and 400-200 hPa, and the vertical wind shear between 850 and 200 hPa (WSHR in m s^{-1}). Twelve environmental parameters are therefore analyzed: TB, SST, $RIH_{1000\text{-}800}$, $RIH_{700\text{-}500}$, KO-Index, PI, $RVOR_{1000\text{-}800}$, $RVOR_{700\text{-}500}$, $RVOR_{400\text{-}200}$, $DIV_{1000\text{-}800}$, $DIV_{400\text{-}200}$ and $WSHR_{850\text{-}200}$.

It is possible to know which of these parameters are relevant to tropical cyclogenesis through their different behavior in cyclogenetic (CGN) and non-developing (ENV) situations. CGN refers to the environment of cyclonic perturbations in both ERA-Interim and IBTrACS until they reach TS intensity, within 1000 km of the circulation centers. ENV includes all other points except those within 1000 km of the circulation centers in ERA-Interim (as given by our previous method), i.e., ENV excludes CGN points (1000 km from pre-TS, including those absent from IBTrACS) and TSC points (1000 km from TS, TC and post-TC). In other words, ENV characterizes the MDZ environment from December to March, whereas CGN and TSC relate to the environment of developing and mature cyclonic perturbations, respectively.

The relevance of the different environmental parameters is evaluated from the comparison of their relative probability distribution functions (PDFs) in CGN and ENV. Distinct PDFs indicate that the considered variable does not have the same behavior in CGN and ENV, i.e., that it might be significant for TC genesis. Conversely, similar PDFs suggest that the variable does not particularly vary during cyclogenesis events, meaning that it is probably not significant in the evolution of a cyclonic perturbation into a tropical storm.

As we focus on intraseasonal variability of TC genesis, ENV does not represent the SWIO environment over the whole year, which implies that the analysis will not select variables that do not differ much in CGN and ENV, i.e., that are already favorable for TC genesis from early December to late March.

The different behaviors between the 12 selected variables and composites in CGN and ENV are quantified with a differentiating factor δ_i ($1 \leq i \leq 12$):

$$\delta_i = \frac{\int \left| \mathrm{PDF}_{\mathrm{CGN}}(V_i) - \mathrm{PDF}_{\mathrm{ENV}}(V_i) \right| dVi}{\int \mathrm{PDF}_{\mathrm{CGN}}(V_i)\, dVi + \int \mathrm{PDF}_{\mathrm{ENV}}(V_i)\, dVi}. \tag{9}$$

When variable Vi has totally different distributions in CGN and ENV, the upper and lower parts of (9) are equal, and δ_i is equal to 1. Conversely, when the two PDFs are identical, their difference is equal to zero, so is δ_i. To the same purpose, Peng et al. (2013) used the "box difference index" (BDI), defined as:

$$\mathrm{BDI}_i = \frac{M_{\mathrm{DEV}}(V_i) - M_{\mathrm{NONDEV}}(V_i)}{\sigma_{\mathrm{DEV}}(V_i) + \sigma_{\mathrm{NONDEV}}(V_i)}, \tag{10}$$

where M and σ are the mean value and standard deviation of variable V_i, respectively, for developing DEV and non-developing NONDEV cases. The reason for using δ instead of BDI here is the fact that, when M_{DEV} and M_{NONDEV} are equal, BDI would be equal to zero whatever σ_{DEV} and σ_{NONDEV}, so that different PDFs with identical mean values but different standard deviations cannot be discriminated with BDI.

Table 1 gives the mean values $M(\delta_i)$ and standard deviation $\sigma(\delta_i)$, weighted by the number of CGN points over each of the considered seasons, for the 12 selected variables and composites.

	M(δ)	**σ(δ)**	**M(BDI)**
TB	**0.42**	0.06	0.51
SST	*0.26*	0.05	0.30
$RIH_{1000-800}$	**0.34**	0.05	0.44
$RIH_{700-500}$	**0.39**	0.07	0.51
KO Index	0.22	0.05	0.16
PI	0.15	0.04	0.10
$RVOR_{1000-800}$	**0.38**	0.03	0.47
$RVOR_{700-500}$	**0.35**	0.04	0.46
$RVOR_{400-200}$	0.17	0.04	0.19
$DIV_{1000-800}$	**0.34**	0.03	0.38
$DIV_{400-200}$	**0.30**	0.04	0.36
$WSHR_{850-200}$	*0.12*	0.04	0.08

Table 1: Mean values and standard deviations of δ and mean values of BDI for the 12 variables over the 12 seasons. Bold M(δ) values refer to variables with high δ and BDI. Italic M(δ) values refer to those with low δ and BDI, but which are selected nevertheless for the next step due to their long-established role in cyclogenesis.

Standard deviations are relatively small (≤ 0.07), which indicates that the 12 seasons are relatively similar. Here, M(BDI) values, also listed in Table 1, agree with M(δ) in discriminating the most important environmental parameters for tropical cyclogenesis. Large values of δ (≥ 0.30) are found for TB, $RIH_{1000-800}$, $RIH_{700-500}$, $RVOR_{1000-800}$, $RVOR_{700-500}$, $DIV_{1000-800}$ and $DIV_{400-200}$.

Conversely, relatively weak values of δ (< 0.30) are found for SST, KO-Index, PI, $RVOR_{400-200}$ and $WSHR_{850-200}$ as, during the December-March period over the MDZ, these variables are mostly within ranges of favorable values for tropical cyclogenesis: SST is warmer than 26°C on average (Fig. 1), the wind shear is less than 15 m s^{-1} on average (Fig. 2c), the atmosphere is frequently convectively unstable, and the recurving flow in the upper troposphere (Fig. 2b) creates favorable anticyclonic vorticity. Therefore, these variables hardly discriminate cyclogenesis events on the intraseasonal scale. This is obviously different from results by previous authors (e.g. Bruyère et al. 2012) who were more interested in the interannual variability of cyclogenesis and showed that PI and WSHR explain most of it in the North Atlantic. Though we found low δ for SST and WSHR, these are generally supposed to be important parameters for tropical cyclogenesis. Therefore we will consider these two variables, in addition to TB, $RIH_{1000-800}$, $RIH_{700-500}$, $RVOR_{1000-800}$, $RVOR_{700-500}$, $DIV_{1000-800}$ and $DIV_{400-200}$, as an ensemble of $N_v = 9$ potential contributors in the SWIO cyclogenesis tracker.

b. Contribution of the different parameters

The next step is to determine the optimum combination of the N_v selected variables that at best identifies environmental conditions favorable to cyclogenetic evolution at intraseasonal time scale. To this purpose, a "cyclogenesis criterion" C is calculated from the ERA-Interim data as:

$$C(n) = \begin{cases} W(n) \times \left[max\left(0.01 \quad , \quad 1 + \frac{1}{a} \times \frac{\partial V\,max_{1000}(n)}{\partial t} - \frac{1}{b} \times \frac{\partial Z\,min_{1000}(n)}{\partial t} \right) \right]^2 & \text{if } n \in \text{CGN} \\ 0 \quad elsewhere\,(\,n \in \text{ENV} \cup \text{TSC}) \end{cases} \tag{11}$$

where n denotes a set of latitude (from 5°S to 20°S), longitude (from 55°E to 100°E), and time (from 1 December to 31 March, during the 12 seasons) in the MDZ; $Vmax_{1000}$ and $Zmin_{1000}$ are the maximum wind and minimum geopotential height, respectively, at 1000 hPa within 1000 km from the considered point; a (= 2 m s^{-1} / 12 h) and b (= 10 m / 12 h) are normalizing factors which have been determined empirically (we have verified that changing the values of a and b by ±25% does not significantly change the results); and W is a weighting factor equal to 1 at the circulation center of an identified cyclonic perturbation, to 0 at radii over 1000 km, with linear variation in between. C is strictly positive only when n is situated within 1000 km of an intensifying or weakening cyclonic circulation center during the cyclogenesis stage.

The Nv variables, as well as the cyclogenesis criterion C, are normalized as:

$$V_i^*(n) = \frac{V_i(n) - M(V_i)}{\sigma(V_i)} \quad with\ i = 1 : N_v + 1\,, \tag{12}$$

where { V_i, i=1:N_v } denotes the Nv variables and VNv+1 is equal to C, for point n; M and σ denote mean and standard deviation values, respectively, in the MDZ during the 12 seasons (see Table 2). Using normalized Vi* is important for any linear combination and covariances of variables to be homogeneous despite large differences in values and variations.

	M(V)	**σ (V)**
TB (K)	243.57	8.04
SST (K)	301.22	1.13
$RIH_{1000-800}$ (%)	77.03	7.32
$RIH_{700-500}$ (%)	46.64	23.13
$RVOR_{1000-800}$ (10^{-6} s^{-1})	-5.00	11.51
$RVOR_{700-500}$ (10^{-6} s^{-1})	-1.93	11.83
$DIV_{1000-800}$ (10^{-6} s^{-1})	-1.03	2.83
$DIV_{400-200}$ (10^{-6} s^{-1})	0.71	2.72
$WSHR_{850-200}$ (m s^{-1})	9.33	4.92
C	0.04	0.20

Table 2: Mean values and standard deviations of the N_v = 9 variables and the cyclogenesis criterion C, for the 12 seasons.

The "Principal Component Analysis" is used to determine the linear combination of the N_v variables maximizing the covariance with C. This method is well suited to analyzing the probable correlations between the N_v+1 parameters, in a way that best explains their covariances. The principal components (PCs) are the N_v+1 normalized eigenvectors { $\underline{e}_i$, i=1:N_v+1 } with $\underline{e}_i^2$=1, with their associated eigenvalues { λ_i, i=1:N_v+1 } of the correlation matrix ($m_{i,j}$) defined by:

$$m_{i,j} = \frac{\sum_{n=1}^{N_{TOT}} \left[\mu(n) V_i^*(n) V_j^*(n) \right]}{\left\{ \sum_{n=1}^{N_{TOT}} \left[\mu(n) V_i^*(n)^2 \right] \sum_{n=1}^{N_{TOT}} \left[\mu(n) V_j^*(n)^2 \right] \right\}^{1/2}} \quad with \quad i,j = 1:N_v+1, \qquad (13)$$

where N_{TOT} (= N_{CGN}+N_{TSC}+N_{ENV}) is the total number of points in CGN, TSC and ENV domains. The weight μ(n) is given by:

$$\mu(n) = \begin{cases} C(n) / N_{CGN} & \text{if } n \in \text{CGN} \\ 0 & \text{if } n \in \text{TSC} \\ 1 / N_{ENV} & elsewhere\,(n \in \text{ENV}), \end{cases} \qquad (14)$$

where the denominators for CGN and ENV are defined so as to give the same importance to the scarce CGN and to the more numerous ENV points. An additional strictly positive weight C (the original cyclogenesis criterion) is given to the points around circulation centers: it is maximal in the vicinity of strengthening vortices. On the other hand, the TSC points, which correspond to developed storms and cyclones, are ignored in the method.

The eigenvectors of matrix M are sorted by their associated normalized eigenvalue ($\lambda_i^* = \lambda_i / \Sigma_k \lambda_k$) in descending order. Thus, the first eigenvector (or first component) $\underline{e}_1$ { $e_1(j)$, j = 1:N_v+1 } is the direction with the largest percentage of variance ($\lambda_1^* = \lambda_1 / \Sigma_k \lambda_k$) explained by the projections of { μ(n) $V_j^*(n)$, j=1:N_v+1 and n=1:N_{TOT} } on $\underline{e}_1$. The second component $\underline{e}_2$ is perpendicular to $\underline{e}_1$ and is associated with the second largest percentage (λ_2^*), and so on.

The principal component $\underline{e}_1$ provides a unique relationship between the N_v+1 variables. Hence, forgetting C^*, an "objective" cyclogenesis parameter γ at each point n can be deduced from the N_v environmental variables { $V_j^*(n)$, j=1:N_v } within ENV and CGN domains through the minimization of the distance D of the considered point to the line parallel to $\underline{e}_1$ passing through the origin, as:

$$D = \sum_{n=1}^{N_{TOT}} \left\{ \sum_{j=1}^{N_v} \left[V_j^*(n) - a_1(n)\, e_1(j) \right]^2 + \left[\gamma(n) - a_1(n)\, e_1(N_v+1) \right]^2 \right\}, \qquad (15)$$

where $a_1(n)$ is the coordinate of the projection of the nth point on $\underline{e}_1$. Solving $\partial D / \partial a_1(n) = 0$ and $\partial D / \partial \gamma(n) = 0$, we obtain:

$$\gamma(n) = \sum_{j=1}^{N_v} \left[\alpha(j) V_j^*(n) \right] \quad with\ \alpha(j) = \frac{e_1(N_v+1)\, e_1(j)}{\left[1 - e_1(N_v+1) \right]^2}. \qquad (16)$$

Large values of the coefficient $\alpha_1(j)$ denoting the influence of variable V_j^* on cyclogenesis are obtained when $e_1(j)$ and $e_1(N_v+1)$ are large, i.e. when PC_1 projects preferentially onto V_j^* and C^* with substantial correlation between both variabilities. The reliability of the cyclogenesis parameter γ is controlled with two quantities:

$$Q_1 = \frac{\lambda_1^*\, e_1(N_v+1)}{\sum_{i=1}^{N_v+1} \left[\lambda_i^*\, e_i(N_v+1) \right]} \qquad (17)$$

and

$$K_1 = \frac{\sum_{n=1}^{N_{TOT}} \left[\mu(n) C^*(n) \gamma(n)\right]}{\left\{\sum_{n=1}^{N_{TOT}} \left[\mu(n) C^*(n)^2\right] \sum_{n=1}^{N_{TOT}} \left[\mu(n) \gamma(n)^2\right]\right\}^{1/2}} . \quad (18)$$

Q_1 indicates the theoretical percentage of variance of the normalized cyclogenesis criterion C^* ($=V_{Nv+1}^*$) that should be explained by the projection on $\underline{e}_1$, K_1 is the correlation between C^* and the derived cyclogenesis parameter γ. Ideally, values of Q_1 and K_1 close to 1 would indicate that the first component $\underline{e}_1$ is the dominant mode of cyclogenesis variability. Relatively large values of Q_i and K_i for i>1 would indicate that there are more than one mode to be considered.

As seen in Table 3, the first component PC_1 (with eigenvalue $\lambda_1^* = 0.49$) explains the largest part of the variance of the N_v variables and cyclogenesis criterion C. The values of control parameters Q_1 (=0.60) and K_1 (=0.67) are larger than λ_1^*, which implies that the percentage of variance of C explained by PC_1 is larger than that of the N_v variables, and that γ is a reliable measure of cyclogenesis (quantified by C).

Some remarkable results are the very similar values (±0.11 to 0.14) obtained for coefficients { $\alpha_1(j)$, j=1:N_v }, except for SST (0.09) and WSHR (0.00), and also the very small deviations between PC_1's coefficients when the 12 seasons are treated separately (not shown; below 0.01 for all variables), thus highlighting γ's robustness. These results confirm that wind shear is not a critical factor for intraseasonal variability of cyclogenesis during the cyclonic season over SWIO, whereas SST does have some influence. It also shows that the other variables are equally important in the occurrence of favorable conditions, once they are normalized following (12). Briefly, γ is the sum of normalized negative anomalies of TB, $RVOR_{1000-800}$, $RVOR_{700-500}$ and $DIV_{1000-800}$, and positive anomalies of SST, $RIH_{1000-800}$, $RIH_{700-500}$ and $DIV_{400-200}$.

Table 3 also shows that the second (PC_2) and third (PC_3) components are associated with much smaller eigenvalues ($\lambda_2 = 0.12$ and $\lambda_3 = 0.11$), weak coefficients { $\alpha_{2,3}(i)$, i= 1:N_v } and larger deviations between the 12 seasons (not shown), so they explain a very limited part of variance. Nevertheless, the positive sign of α_3 (for PC_3) associated with TB, and the negative ones SST, $RIH_{1000-800}$ and $RIH_{700-500}$ could indicate that some dry vortices may be marginally related to cyclogenetic evolution.

		PC 1	PC 2	PC 3
λ		0.49	0.12	0.11
Q		0.60	0.01	0.01
K		0.67	0.11	0.20
α	**TB***	-0.14	+0.10	+0.06
	SST*	+0.09	+0.01	-0.13
	$RIH_{1000-800}$*	+0.14	<0.01	-0.07
	$RIH_{700-500}$*	+0.14	<0.01	-0.10
	$RVOR_{1000-800}$*	-0.13	<0.01	-0.15
	$RVOR_{700-500}$*	-0.12	<0.01	-0.16
	$DIV_{1000-800}$*	-0.12	<0.01	+0.02
	$DIV_{400-200}$*	+0.11	-0.01	-0.04
	$WSHR_{850-200}$*	<0.01	-0.02	+0.03

Table 3: Values of eigenvalues λ, control parameters Q and K (see text), and weighting factors α associated with the Nv=9 normalized variables, for the first three principal components PC1, PC2 and PC3.

5. Intraseasonal and interannual variability of cyclogenesis in the SWIO

The intraseasonal cyclogenesis tracker defined in the previous section as a linear function of the eight most discriminating environmental variables for the SWIO, is obtained at each point n (denoting a set of latitude, longitude and time) of the MDZ as:

$$\begin{aligned}\gamma(n) = \; & -0.13\,\mathrm{TB}^*(n) + 0.09\,\mathrm{SST}^*(n) \\ & -0.13\,\mathrm{RVOR}^*_{1000-800}(n) - 0.12\,\mathrm{DIV}^*_{1000-800}(n) + 0.13\,\mathrm{RIH}^*_{1000-800}(n) \\ & -0.12\,\mathrm{RVOR}^*_{700-500}(n) + 0.14\,\mathrm{RIH}^*_{700-500}(n) \\ & +0.11\,\mathrm{DIV}^*_{400-200}(n).\end{aligned} \tag{20}$$

This tracker gives information on the environment's ability to sustain and amplify a cyclonic circulation. Studying the values and evolution of γ over a particular domain and period allows analyses of the precursors of tropical cyclogenesis.

a. A general description of the cyclogenesis tracker γ over the 12 seasons

Negative and small (< 0.5) values of γ denote unfavorable conditions that will not be discussed here. Larger positive values are associated with generally favorable conditions for cyclogenesis. A threshold value $\gamma_T = 1.8$ has been deduced empirically, so that no storm or cyclone can occur as long as γ does not exceed γ_T. It must however be outlined that large values of γ do not always imply that cyclogenesis will occur, especially when they are found in isolated patches of short duration and small extent. One can also notice that developed tropical storms and cyclones are not associated here with very high values of γ, as it should be in the real world, since ERA-Interim represents them with a weaker intensity.

Hovmöller diagrams of the maximum values of the incipient vortex tracker γ within 5-20°S for the 12 seasons (Fig. 9) display a rather heterogeneous situation where it is possible to identify periods of about 10 to 30 days during which these values are relatively small (e.g. season 01-02 days 1 to 20, or season 07-08 days 30 to 50) or large (e.g. season 99-00 days 70 to 100, or season 02-03 days 60 to 80). During the later periods, cyclogenetic developments occur within smaller areas where $\gamma \geq \gamma_T$, some of them with quite long duration (up to 10 days) before the associated storms are reported in IBTrACS (denoted with their initials in Fig. 9). Comparisons between archives from RSMC La Réunion, the Joint Typhoon Warning Center (JTWC) and the Bureau of Meteorology (BoM) reveal that different types of systems are found in the MDZ: (1) tropical storms and cyclones developing and named in the SWIO, (2) tropical disturbances and depressions that have not been named, and (3) early or late parts of systems named later or earlier in the South-East Indian Ocean under the responsibility of BoM.

It is also interesting to note the general westward propagation of the envelope of strong precursors ($\gamma \geq \gamma_T$). This is related to the fact that, based on IBTrACS positions, nearly 90% of SWIO's TS and TC move westward or southwestward after their formation. Nevertheless, some precursors clearly show eastward propagation (e.g. season 99-00 days 20 to 40 leading to the formation of Babiola, season 03-04 days 50 to 60 leading to S2/Fiona, season 07-08 days 10 to 20 leading to Dama).

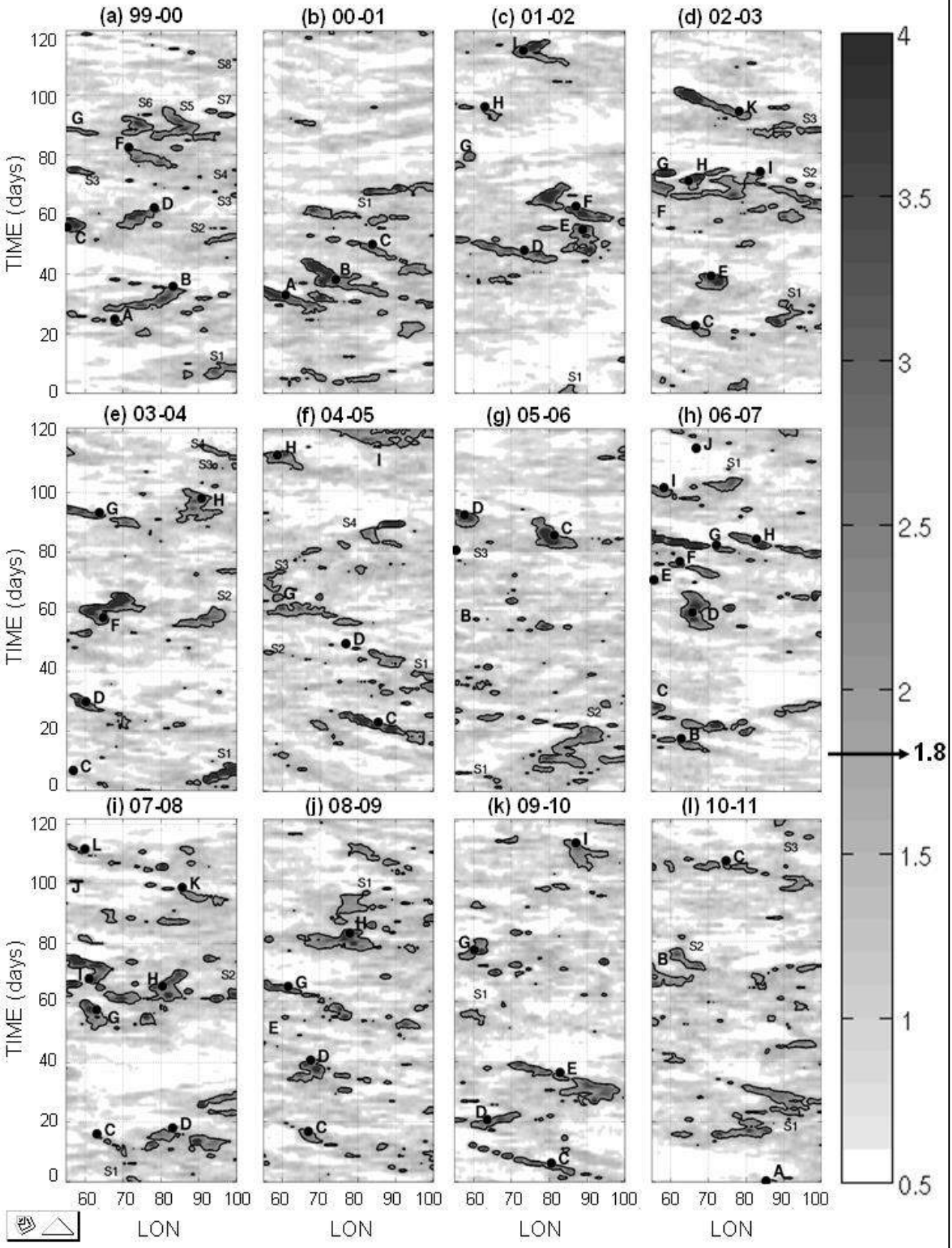


Figure 9: Hovmöller diagrams of the maximum values of cyclogenesis tracker γ within 5-20°S latitudes, for 12 seasons from **(a)** 1999-2000 to **(l)** 2010-2011 with respect to longitude (55°-100°E) and time (121 or 122 days, from 1 December to 31 March). A thick black contour is shown when γ reaches 1.8. The point where and when a depression becomes a named storm (according to IBTrACS) is represented with a black dot and the storm name's initial. Systems represented with an S and a number are either disturbances and depressions that were not named, or storms and cyclones entering or leaving the MDZ.

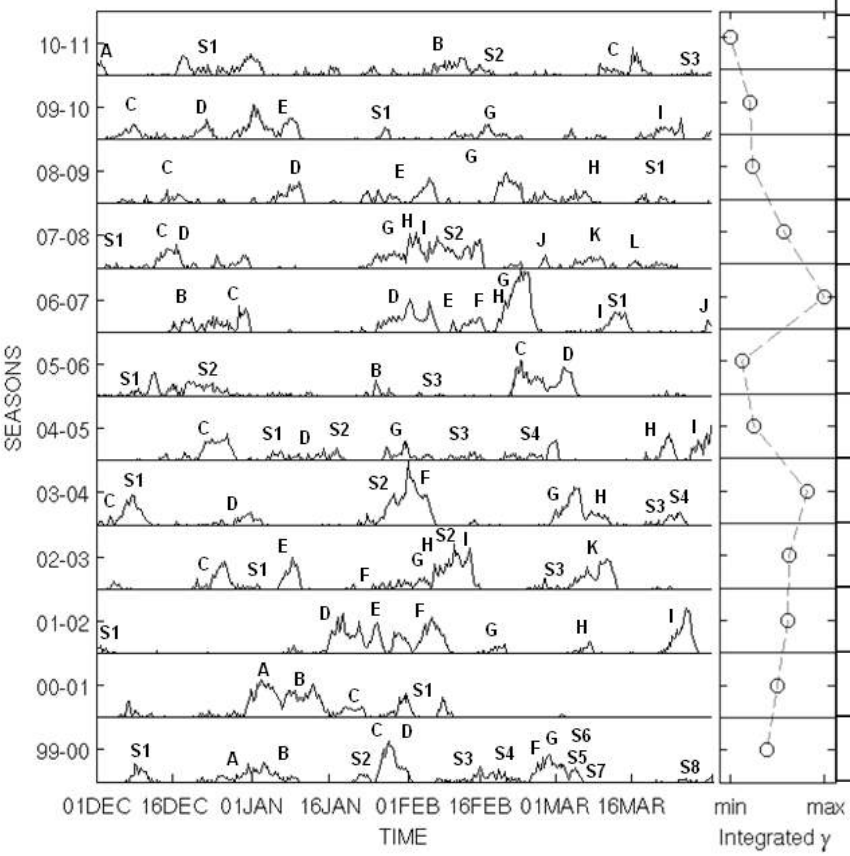
High values of γ can be found during the cyclogenesis (pre-TS) phase of most of the named systems in the SWIO, meaning that this phase is well identified with the γ tracker. Furthermore, the time when γ exceeds γ_T precedes the date when the associated storm is first reported in IBTrACS. For example, during season 2000-2001, TC Charly (denoted by letter C in Fig. 9b), which was first reported by RSMC La Réunion on 17 January at 12 UTC and identified by our ERA-based method on 14 January at 06 UTC (Fig. 1), is associated with $\gamma \geq \gamma_T$ as from 10 January at 00 UTC, that is 7.5 days before its first observation and 4.25 days before its detection in ERA-Interim. As seen in Fig. 9b, the "pre-Charly" γ trace is discontinuous, showing that the initial phase of tropical cyclogenesis is not a steady process, which did not prevent Charly from strengthening thereafter and becoming the second strongest TC during that season.

b. The SWIO's storm potential in relation with ENSO and IOD

Integrating the values of γ larger than γ_T over the MDZ gives information on the evolution of the SWIO's ability to host storm formation (left part of Fig. 10). It clearly appears again that cyclogenetic periods are discontinuous during the considered seasons, with non-zero values of the area integral and associated storm formation occurring during periods lasting approximately a week to a month. During some seasons, these periods are rather equally distributed (e.g., 99-00, 04-05, 08-09, 09-10, 10-11) while, during others, they are more concentrated during few weeks (e.g., 00-01, 01-02, 06-07, 07-08).

Furthermore, integrating over the whole season from 1 December to 31 March (middle part of Fig. 10) makes it possible to characterize the yearly cyclogenetic activity and to check relations with large-scale climatic perturbations which are known to influence the occurrence of tropical weather systems. Interannual variability of TC activity over the SWIO is largely controlled by the El Niño – Southern Oscillation (ENSO) and the Indian Ocean Dipole (IOD; Saji et al. 1999). During El Niño, TC genesis is above (below) climatology west (east) of ≈80°E (Ho et al. 2006, Kuleshov et al. 2009). During La Niña, TC genesis is increased in the eastern part, mainly near Australia. The ENSO-related variations are mostly related to changes in the geographical distribution of low-level vorticity and mid-level humidity, whereas wind shear and SST anomalies have more controversial roles. During positive IOD events, the TC frequency tend to increase (decrease) west (east) of ≈80°E in association with anomalous ascent (descent) over warmer (colder) SST; an opposite situation is observed during negative IOD events (Ash and Mathias 2012, Iizuka and Matsuura 2012). Likewise, the adverse effect of vertical wind shear can modulate these variations. Although it extends farther east (100°E) than the western part of the Indian Ocean considered by these authors, the MDZ should therefore have increased tropical cyclogenesis activity during positive ENSO (El Niño) and IOD events.

Indeed, Fig. 10 shows that the most active seasons – in terms of integrated values of γ and number of named storms (right part) – are 02-03, 03-04, 06-07 when both ENSO (characterized by the value of the Multivariate ENSO Index MEI; Wolter 1987) and IOD (Dipole Mode Index DMI; Saji et al. 1999) were in positive phases. Conversely, the less active years 00-01, 05-06, 10-11 occurred when both ENSO and IOD were in negative phases. Other seasons have an intermediate number of storms associated with weaker or opposite values of MEI and DMI. Three seasons do not fit with the above statements. 99-00 has negative values of MEI and DMI but a large number of storms, however only 6 out of 14 actually formed in the MDZ. There is no explanation why 07-08 has negative MEI and DMI but relatively large number of storms and, on the contrary, 09-10 has positive MEI and DMI but small number of storms. Large-scale or regional processes other than ENSO or IOD would probably have to be taken into account to explain such atypical seasons.



Total number of events	Number of SWIO TS and TC	DMI (IOD)	MEI (ENSO)
6	3	-0.02	-1.58
6	5	+0.99	+1.24
6	5	+0.11	-0.64
10	8	-0.45	-1.26
10	9	+0.40	+0.51
6	3	-1.09	-0.54
9	5	-0.77	+0.67
9	5	+0.45	+0.20
10	7	+0.27	+0.90
7	6	+0.19	-0.06
4	3	-0.41	-0.54
14	6	-0.18	-1.09

Figure 10: Left - Seasonal evolution of γ>1.8, integrated over the MDZ (5-20°S, 55-100°E) for each of the 12 seasons (1999-2000 to 2010-2011). Letters corresponds to named storms initials (according to IBTrACS), "S" with a number refers to either a disturbance or depression that was not named or a storm or cyclone entering or leaving the MDZ. **Middle -** Distributions of γ>1.8, integrated over the MDZ and the cyclonic season (from 1 December to 31 March). **Right -** Total number of events, number of named storms and cyclones in the SWIO and values of DMI and MEI (see text).

c. The active period of 2000-2001

In 2000-2001, four cyclonic systems were identified, mostly from late December to mid-February (Fig. 9 and 10), among which intenATC Ando (A), TC Bindu (B) and intenATC Charly (C) which were first classified as TS on 2 January at 1800, 8 January at 1800, and 19 January at 1200, respectively. The unnamed system (S1) was designated as a "Tropical Disturbance 07" when it first appeared in IBTrACS on 30 January at 1200. It intensified quickly into a tropical depression while moving southward and leaving the MDZ before becoming extratropical.

Fig. 11 shows the evolution of the γ tracker values and 850-hPa winds over the MDZ from 20 December 2000 to 24 January 2001 at 5-day intervals. The area where γ is large enough (≥ 0.5) for cyclogenesis to have a non-zero probability to occur is zonally extended around 5°S on 20 December, north of the easterly trade winds of the southern hemisphere. This zone grows southward during the next 10 days in relation with the appearance and the progressive southward extension of westerly winds from the equatorial region. Pre-Ando develops in this region where the meridional shear of zonal wind generates cyclonic vorticity, before leaving it and propagating southwestward as a mature storm. Meanwhile, pre-Bindu forms in the remaining eastern part of the high-γ zone between 30 December and 4 January before moving southwestward like Ando, with westerly winds on its northern side in relation with the induced large-scale cyclonic vorticity. Finally, pre-Charly appears between 4 and 14 January in the far eastern part of the high-γ zone that has not been perturbed by the previous development of Ando and Bindu.

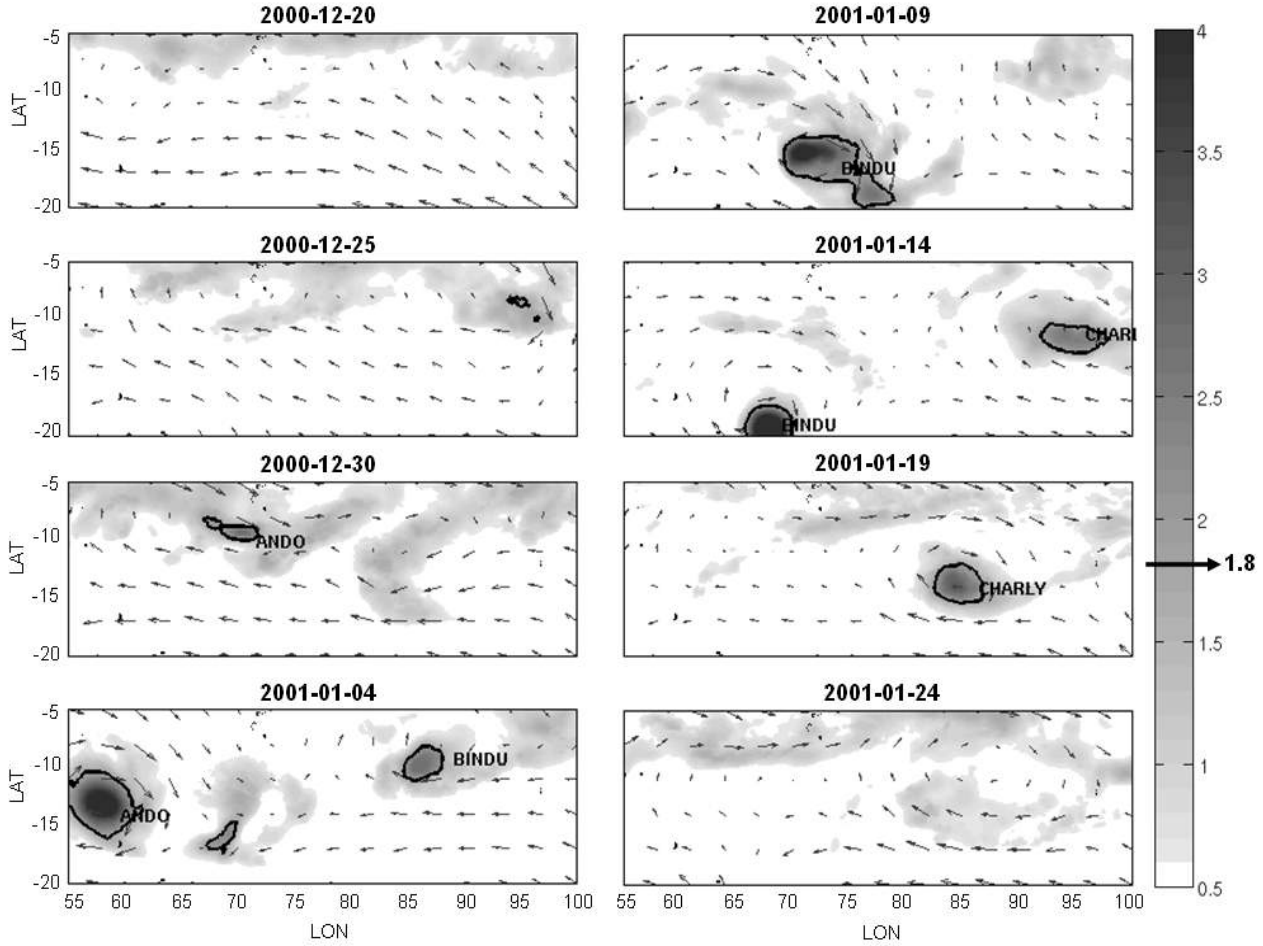


Figure 11: Maps of the cyclogenesis tracker γ in the MDZ (5-20°S, 55-100°E) from 20 December 2000 to 24 January 2001 at 00 UTC, at 5-days intervals. A thick black contour is shown when γ reaches γT = 1.8. Systems which have been identified as future a TS or TC are named on the maps.

Fig. 12 shows more details on the evolution of Charly with daily images from 7 to 14 January. Cyclogenesis is not a steady process, with a first maximum of γ appearing on 8 January, then dissipating before scattered maxima form on 11 January then group into a single structure associated with an intensifying low-level cyclonic circulation, 5 days before the first notice of Charly as a tropical depression in IBTrACS.

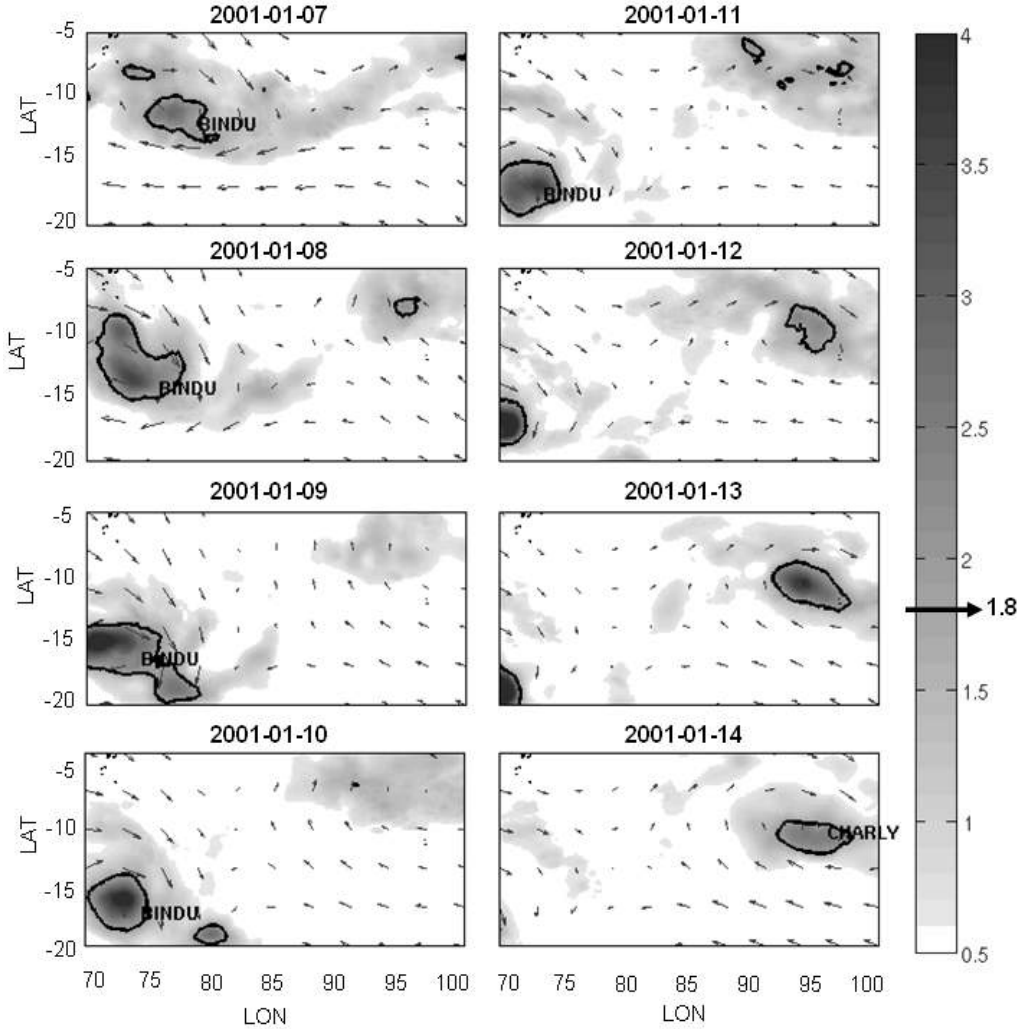


Figure 12: As in Fig. 11, except for the period from 7 to 14 January 2001 at daily intervals.

6. Summary and conclusion

The goal of this study was to objectively identify environmental conditions favoring tropical cyclogenesis in the SWIO. To that purpose, ERA-Interim reanalyses, METEOSAT-5 and 7 geostationary satellite images, and IBTrACS archive of tropical systems have been analyzed in order to obtain a quantitative tracker highlighting cyclogenetic regions and periods.

First, a method has been developed to identify cyclonic perturbations that evolve into tropical storms up to 10 days before their first notice in IBTrACS. The analysis of environmental conditions shows that warming is more important in the upper than in the lower troposphere, and that gradient and thermal wind balances are not fully realized in developing cyclonic vortices. The associated values of thickness asymmetry indicate that less than 15% of TC developments in the SWIO are associated with low-level baroclinicity, whereas upper-level forcing is seen for about 25% of the cyclonic perturbations. It must also be outlined that strong wind shear is not detrimental during the earliest phase of cyclogenesis, although subsequent evolution requires smaller values.

The first step to derive a cyclogenetic tracker is to determine which environmental variables have to be taken into account. This is done by comparing their probability distribution functions in the vicinity of developing cyclonic perturbations and in the non-developing situations. Very similar results are obtained for the 12 seasons. Low- and mid-level relative humidity and vorticity, low-level convergence and upper-level divergence, cloud top temperature (in the water vapor channel) are the most important parameters for tropical cyclogenesis in the SWIO. Though less discriminating, SST and vertical wind shear are also taken into account in further analysis.

The second step is to calculate the optimum combination of the selected normalized variables in a linear combination γ that fits a "cyclogenesis criterion" C which is different from zero only when an identified pre-TS cyclonic perturbation intensifies (increasing maximum wind and/or decreasing geopotential height at 1000 hPa). This is obtained by considering the first principal component of the correlation matrix between the environmental parameters and the cyclogenesis criterion. Remarkable results are the very similar coefficients obtained for the different parameters and the 12 seasons, and the small values obtained for SST and wind shear which confirms that these are not discriminating factors of intraseasonal variability of tropical cyclogenesis over the SWIO.

The distribution of γ in the MDZ and its evolution during the 12 considered seasons offers some clues on the cyclogenetic processes in the SWIO. It is possible to identify alternate periods of 10-30 days with suppressed (small values of γ) or favorable (large values of γ) conditions for tropical cyclogenesis. The precursors leading to TS and TC formation predominantly propagate westward, but a few of them propagate eastward. Integrating γ spatially over the MDZ and temporally over the 4-month seasons confirms the relation between TC activity and major climatic perturbations over the SWIO. Cyclogenesis is enhanced (suppressed) during positive (negative) phases of ENSO and IOD. Some outliers could reveal that other, yet unknown, processes have also to be considered. More detailed examination of the relations between the distribution of γ and cyclogenesis (as revealed by IBTrACS) indicates a link with the presence of horizontal shear between southern hemisphere easterly trade winds and equatorial westerlies extending poleward. The initial formation of robust cyclonic perturbations, which then evolve into TS and/or TC, appears as an unsteady process which makes forecasting difficult.

An open question concerns the nature of the processes controlling the intraseasonal variability of cyclogenesis. The γ tracker developed here can help to address this problem since it is possible to independently analyze the variations of each environmental parameter it includes. Space-time spectral analysis can then identify the relations with different types of equatorial waves and perturbations occurring over the SWIO. This will be the subject of a forthcoming paper. Another interesting work would be to apply the current method to other tropical basins, e.g., the North Atlantic or the western North Pacific, in order to deduce the relevant variables for tropical cyclogenesis there, as well as the corresponding γ function, and compare the results with existing studies.

Acknowledgments

The ERA-Interim data were obtained from ECMWF's web server. METEOSAT data were obtained from SATMOS (Centre National d'Etudes Spatiales, Centre National de la Recherche Scientifique, and Météo-France). The INSU/LEFE (Institut National des Sciences de l'Univers / Les Enveloppes Fluides et l'Environnement) program partially funded this study.

References

Ash, K. D., and C. J. Mathias, 2012: The influence of ENSO and the subtropical Indian Ocean Dipole on tropical cyclone trajectories in the southwestern Indian Ocean. *Int J. Climatol.*, **32**, 41–56.

Bessafi, M., and M. C. Wheeler, 2006: Modulation of South Indian Ocean Tropical Cyclones by the Madden-Julian Oscillation and Convectively Coupled Equatorial Waves. *Mon. Wea. Rev.*, **134**, 638–656.

Bruyère, C., G. J. Holland, and E. Towler, 2012: Investigating the use of a Genesis Potential Index for Tropical Cyclones in the North Atlantic Basin. *J. Climate*, **25**, 8611–8626.

Camargo, S. J., K. A. Emanuel, and A. H. Sobel, 2007: Use of genesis potential index to diagnose ENSO effects on tropical cyclone genesis. *J. Climate*, **20**, 4819–4834.

Camargo, S. J., M. C. Wheeler, A. H. Sobel, 2009: Diagnosis of the MJO modulation of tropical cyclogenesis using an empirical index. *J. Atmos. Sci.*, **66**, 3061–3074.

Camargo, S. J., A. H. Sobel, A. G. Barnston and K. A. Emanuel, 2010: Tropical cyclone genesis potential index in climate models. *Tellus*, **59A**, 428–443.

Campins, J., A. Genovés, M. A. Picornell and A. Jansà, 2011: Climatology of Mediterranean cyclones using the ERA-40 dataset. *Int. J. Climatol.*, **31**, 1596–1614.

Chang-Seng, D. S., and M. R. Jury, 2010: Tropical cyclones in the SW Indian Ocean. Part 1: inter-annual variability and statistical prediction. *Meteor. Atmos. Phy.*, **106**, 149–162.

Cressman, G. P., 1959: An operational analysis system. *Mon. Wea. Rev.*, **87**, 367–374.

Davis, C. A., and D. A. Ahijevych, 2013: Thermodynamic environment of deep convection in Atlantic tropical disturbances. *J. Atmos. Sci.*, **70**, 1912–1928.

Dee, D. P., and 35 co-authors, 2011: The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **137**, 553–597.

Emanuel, K. A., 1986: An air-sea interaction theory for tropical cyclones. Part 1: Steady state maintenance. *J. Atmos. Sci.*, **43**, 585–604.

Emanuel, K. A., 1995: Sensitivity of tropical cyclones to surface exchange coefficients and a revised steady-state model incorporating eye dynamics. *J. Atmos. Sci.*, **52**, 3969–3976.

Emanuel, K. A., and D. S. Nolan, 2004: Tropical cyclone activity and the global climate system. Preprints, *26th Conf. on Hurricanes and Tropical Meteorology*, Miami (FL), Amer. Meteor. Soc., 240–241.

Fu, B., M. S. Peng, T. Li, and D. E. Stevens, 2012: Developing versus nondeveloping disturbances for tropical cyclone formation. Part II: Western North Pacific. *Mon. Wea. Rev.*, **140**, 1067–1079.

Gray, W. M., 1968: Global view of the origin of tropical disturbances and storms. *Mon. Wea. Rev.*, **96**, 669–700.

Gray, W. M., 1975: Tropical cyclone genesis. Pap. No. 234, Dept. Atmos. Sci., Colorado State University, Fort Collins, 121 pp.

Gray, W. M., 1979: Hurricanes: Their Formation, structure and likely role in the tropical circulation. Supplement to *Meteorology over the Tropical Oceans*, D. B. Shaw, Ed., Roy. Meteor. Soc., 155–218.

Hart, R. E., 2003: A cyclone phase space derived from thermal wind and thermal asymmetry. *Mon. Wea. Rev.*, **131**, 585–616.

Ho, C.-H., J.-H. Kim, J.-H. Jeong, H.-S. Kim, and D. Chen, 2006: Variation of tropical cyclone activity in the South Indian Ocean: El Niño–Southern Oscillation and Madden-Julian Oscillation effects. *J. Geophys. Res.*, **111**, D22101.

Iizuka, S., and T. Matsuura, 2012: Analysis of tropical cyclone activity in the southern hemisphere using observation and CGCM simulation. In *Cyclones: Formation, Triggers and Control*, K. Oouchi and H. Fudeyasu (eds.), Nova Science Publishers, Happauge, New York, 270 pp.

Knapp, K. R., M. C. Kruk, D. H. Levinson, H. J. Diamond, and C. J. Neumann, 2010: The International Best Track Archive for Climate Stewardship (IBTrACS): Unifying tropical cyclone data. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **91**, 363–376.

Kuleshov, Y., F. Chane Ming, L. Qi, I. Chouaibou, C. Hoareau, and F. Roux, 2009: Tropical cyclone genesis in the Southern Hemisphere and its relationship with the ENSO. *Ann. Geophys.*, **27**, 2523–2538.

McTaggart-Cowan, R., G. D. Dean, L. F. Bosart, C. A. Davis, and T. J. Galarneau Jr., 2008: Climatology of tropical cyclogenesis in the North Atlantic (1948-2004). *Mon. Wea. Rev.*, **136**, 1284– 1304.

McTaggart-Cowan, R., T. J. Galarneau, Jr., L. F. Bosart, R. W. Moore and O. Martius, 2013: A global climatology of baroclinically influenced tropical cyclogenesis. *Mon. Wea. Rev.*, **141**, 1963–1989.

Menkes, C. E., M. Lengaigne, P. Marchesiello, N. C. Jourdain, E. M. Vincent. J. Lefèvre, F. Chauvin, and J.-F. Royer, 2012 : Comparison of tropical cyclogenesis indices on seasonal to interannual timescales. *Clim. Dyn.*, **38**, 301–321.

Palmén, E., 1948: On the distribution of temperature and wind in the upper westerlies. *J. Meteor.*, **5**, 20–27.

Peng, M. S., B. Fu, T. Li, D. E. Stevens, 2012: Developing versus nondeveloping disturbances for tropical cyclone formation. Part I: North Atlantic. *Mon. Wea. Rev.*, **140**, 1047–1066.

Picornell, M. A., A. Jansà, A. Genovés, and J. Campins, 2001: Automated database of mesocyclones from the HIRLAM(INM)-0.5° analyses in the Western Mediterranean. *Int. J. Climatol.*, **21**, 335–354.

Riehl, H., 1954: Tropical Meteorology. McGraw-Hill, 72–97.

Saji, N. H., B. N. Goswami, P. N. Vinayachandran and T. Yamagata, 1999: A dipole in the tropical Indian Ocean. *Nature*, **401**, 360–363.

Sall, S. M., H. Sauvageot, A. T. Gaye, A. Viltard, and P. de Felice, 2006: A cyclogenesis index for tropical Atlantic off the African coasts. *Atmos. Res.*, **79**, 123–147.

Tippett, M. K., S. J. Camargo, and A. Sobel, 2011: A Poisson regression index for tropical cyclone genesis and the role of large-scale vorticity in genesis. *J. Clim.*, **24**, 2335–2357.

Tjemkes, S. A., M. König, H.-J. Lutz, L. van de Berg, 2001: Calibration of Meteosat water vapor channel observations with independent satellite observations. *J. Geophys. Res.*, **106**, 5199–5209.

Wolter, K., 1987: The Southern Oscillation in surface circulation and climate over the tropical Atlantic, Eastern Pacific, and Indian Oceans as captured by cluster analysis. *J. Climate Appl. Meteor.*, **26**, 540–558.

Zhang, D.-L., and L. Zhu, 2012: Roles of upper-level processes in tropical cyclogenesis. *Geophys. Res. Lett.*, **39**, L17804.

2.3 Travaux supplémentaires

L'une des critiques majeures des reviewers de l'article initial concerne la nécessité de faire des tests statistiques sur les méthodes objectives créées. On présente ici une ébauche des travaux supplémentaires réalisés pour valider la fonction de cyclogénèse γ.

On terminera ensuite par une brève présentation de deux autres applications des méthodes exposées plus haut dans le cadre de deux stages de Master 1. Le premier stage a consisté en l'utilisation de la méthode de détection des tourbillons naissants pour identifier des systèmes dépressionnaires à cœur chaud en Méditerranée. Le second stage avait pour objet de comparer les résultats sur le sud-ouest de l'océan Indien avec ceux de l'Atlantique Nord pour la même décennie.

2.3.1 Tests sur la formule de la fonction tracker γ

La formule de γ a été calculée sur 12 saisons cycloniques de 1999-200 à 2010-2011. On souhaite maintenant vérifier la qualité de la méthode de calcul en faisant divers tests résumés dans le tableau 2.3.

L'ACP (Analyse en Composantes Principales) a été faite en considérant 9 variables atmosphériques au total. Sept d'entre elles (TB, $RIH_{1000-800}$, $RIH_{700-500}$, $RVOR_{1000-800}$, $RVOR_{700-500}$, $DIV_{1000-800}$ and $DIV_{400-200}$) ont été sélectionnées par la première étape de la méthode de création de la fonction γ par la comparaison de l'environnement cyclogénétique et de l'environnement habituel sans cyclone. En revanche, les deux autres variables (SST et $WSHR_{850-200}$) ont été sélectionnées manuellement compte tenu de leur importance connue dans la cyclogénèse tropicale. Dans le tableau 2.3, les résultats de l'ACP pour la formule décrite dans l'article sont donnés sous la référence « Nv = 9 (Article) ».

<u>Tests avec 7 variables, sans SST ni cisaillement de vent</u>

Un premier test consiste ici à appliquer la méthode ACP aux 7 premières variables uniquement, sans sélection manuelle de deux variables SST et cisaillement vertical du vent. Le tableau 2.3 donne, sous la référence « Nv = 7 » les résultats trouvés pour la première valeur propre λ_1 principale. On constate que le fait de considérer les deux variables supplémentaires ou non ne change pas significativement les coefficients associés aux sept autres variables. En revanche, les tests de qualité (Q et K) montrent que la fonction γ, calculée dans le cas de 7 variables d'ajustement, est en meilleur accord avec le critère de cyclogénèse C introduit ; les résultats sont donc légèrement meilleurs sans la sélection manuelle.

<u>Tests saisons paires/impaires et premières/dernières saisons</u>

Un second test consiste à appliquer l'ACP à deux sous-ensembles indépendants de saisons en considérant les 9 variables atmosphériques. On divise dans un premier temps les 12 saisons en deux catégories. Les saisons « impaires » englobent les six saisons : 1999-2000, 2001-2002, 2003-2004, 2005-2006, 2007-2008 et 2009-2010, tandis que les saisons

« paires » se réfèrent aux six autres saisons : 2000-2001, 2002-2003, 2004-2005, 2006-2007, 2008-2009, 2010-2011. Cette démarche permet d'éviter l'influence des phénomènes à variabilité interannuelle sur les résultats. Le tableau 2.3 donne, sous les références « Impair » et « Pair », les résultats dans les deux cas. On constate que la formule de γ est la même dans les deux cas, hors mises de légères variations de 0,01. De même, cette formule est quasiment identique à la formule sur les 12 saisons réunies.

Pour ce troisième test, on divise l'ensemble des 12 saisons en deux autres sous-ensembles indépendants : l'ensemble des six premières saisons (1999-2000, 2001-2002, 2002-2003, 2003-2004, 2004-2005 et 2005-2006), référencé « Premier » dans le tableau 2.3, et l'ensemble des six dernières saisons (2005-2006, 2006-2007, 2007-2008, 2008-2009, 2009-2010 et 2010-2011), référencée « Dernier ». Comme pour les saisons paires et impaires, on n'observe que peu de différences entre les coefficients trouvés.

Puisque l'on retrouve le même γ pour l'ensemble des saisons et pour les différents sous-ensembles indépendants, on peut dire que la méthode donne des résultats cohérents.

Test des faibles corrélations

Ce dernier test consiste à appliquer l'ACP à un nombre plus limité de variables : celles qui sont les moins corrélées. Pour ce faire, on calcule la matrice de corrélation entre les 9 variables. On obtient les relations entre variables résumées sur la figure 2.11.

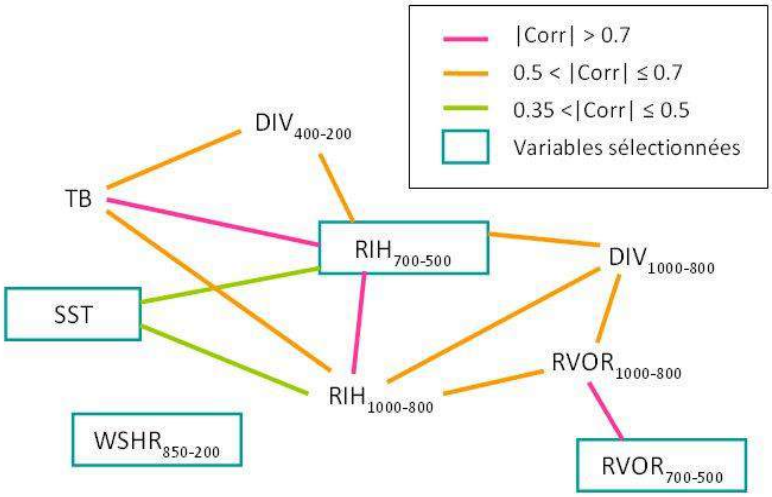


Figure 2.11 : Schéma donnant les relations principales entre les variables. Les liens sont roses lorsque la corrélation entre les deux variables qu'ils joignent est supérieure à 0,7 en valeur absolue, ils sont oranges pour des valeurs absolues de corrélations entre 0,5 et 0,7 et ils sont verts lorsque les corrélations sont entre 0,35 et 0,5 en valeur absolue. Les corrélations < 0,35 ne sont pas représentées. Les 4 variables encadrées sont celles qui semblent être les plus indépendantes.

Ce sont les variables SST, $WSHR_{850-200}$, $RIH_{700-500}$ et $RVOR_{700-500}$ qui sont utilisées pour la méthode ACP. Le tableau 2.3 donne les résultats correspondants sous la référence « Nv = 4 ». Les tests de qualité (Q et K) montrent que l'ACP sur 4 variables donne des résultats de légèrement moins bonne qualité. Une réponse plus quantitative sur le nombre optimum

de variables devrait faire intervenir le calcul de l'entropie d'information (Akaike 1981). Ce travail sera finalisé pour la révision de l'article.

Tableau des résultats pour tous les tests

		Nv = 9 (Article)	Nv = 7	Test pair/impair		Test premier/dernier		Nv = 4
				Pair	Impair	Premier	Dernier	
λ		0.49	0.58	0.54	0.51	0.52	0.52	0.46
Q		0.60	0.61	0.63	0.64	0.64	0.61	0.58
K		0.67	0.70	0.69	0.68	0.69	0.69	0.63
α	TB*	-0.14	-0.15	-0.13	-0.13	-0.14	-0.13	-
	SST*	+0.09	-	+0.09	+0.08	+0.09	+0.09	0.31
	RIH* 1000- 800	+0.14	+0.15	+0.13	+0.13	+0.13	+0.13	-
	RIH* 700- 500	+0.14	+0.15	+0.14	+0.14	+0.14	+0.14	0.39
	RVOR* 1000-800	-0.13	-0.14	-0.13	-0.13	-0.13	-0.13	-
	RVOR* 700- 500	-0.12	-0.13	-0.12	-0.13	-0.13	-0.12	-0.37
	DIV* 1000- 800	-0.12	-0.13	-0.12	-0.12	-0.12	-0.12	-
	DIV* 400- 200	+0.11	+0.12	+0.11	+0.11	+0.11	+0.12	-
	WSHR* 850- 200	0	-	-0.01	+0.02	0	0	-0.03

Tableau 2.3 : Récapitulation des résultats pour les différents cas étudiés : différents ensembles de saisons et différentes variables. Les valeurs de la valeur propre principale λ, des tests de qualité Q et K et des coefficients α pour les différentes variables sont données.

Après la première édition de ce manuscrit, des tests supplémentaires ont été réalisés et ont confirmé que le tracker était d'une meilleure qualité sans la sélection manuelle du cisaillement du vent et de la température de la mer. Ces tests ne sont pas montrés ici, mais la formule de γ qui est finalement retenue est la suivante :

$$\gamma = -0.15\,\mathrm{TB}^* - 0.14\,\mathrm{RVOR}^*_{1000-800} - 0.13\,\mathrm{DIV}^*_{1000-800} + 0.15\,\mathrm{RIH}^*_{1000-800} - 0.13\,\mathrm{RVOR}^*_{700-500} + 0.15\,\mathrm{RIH}^*_{700-500} + 0.12\,\mathrm{DIV}^*_{400-200}.$$

Pour des questions de temps, le chapitre 3 de ce manuscrit ne prend pas en compte ce nouveau γ mais celui donné par l'article, avec la SST. En revanche, dans la soutenance de thèse, les résultats avec le bon γ à 7 variables ont été présentés.

2.3.2 Application à d'autres problématiques

Les méthodes présentées dans l'article ont pu être appliquées à deux autres cas dans le cadre de stages de Master 1.

Systèmes dépressionnaires à cœur chaud en Méditerranée

Le stage de J. Balbiani et C. Voirin en 2012[7] a permis d'appliquer la méthode d'indentification des tourbillons naissants dans les données ERA-Interim et de détermination de leurs caractéristiques en relation avec les travaux de Hart et al. (2003) et de McTaggart-Cowan et al. (2008, 2013) aux « Medicanes » du bassin méditerranéen. Celui-ci est l'un des plus cyclogénétiques au monde dû à la présence d'une orographie marquée sur les bords du bassin et à l'exposition des perturbations au flux d'ouest. Les Medicanes sont différents des cyclones étudiés dans cette thèse car ce sont au mieux des cyclones subtropicaux à mi-chemin entre les cyclones tropicaux et les dépressions barcolines des latitudes moyennes.

On parvient à identifier cinq dépressions marquantes de décembre 2005 à mars 2006 par la méthode basée sur ERA-Interim légèrement modifiée pour prendre en compte les propriétés spécifiques aux Medicanes. On met en évidence des structures mixtes à cœur chaud en basse troposphère et à cœur froid en haute troposphère, révélant un double forçage par la circulation d'altitude et par la convection associée probablement aux flux océan-atmosphère.

Les ouragans sur l'Atlantique Nord

Dans le cadre du stage de J. Roze et M. Taufour en 2014[8], les deux méthodes de l'article ont été reprises pour les appliquer aux tempêtes et cyclones du bassin Atlantique Nord en liaison avec les ondes d'Est générées par la mousson de l'Afrique de l'ouest (voir partie 3.1.1). La zone étudiée est choisie de façon à ce que le continent américain n'influence pas les résultats : de 20 à 65°W et de 5 à 35°N, une zone qui se rapporte à la « Main

[7] Julie BALBIANI et Coralie VOIRIN, 2012 : Systèmes dépressionnaires à cœur chaud en Méditerranée. Stage du Master 1 AOC (Atmosphère, Océan, Continent) de l'Université de Toulouse III Paul Sabatier, effectué au Laboratoire d'Aérologie sous la direction de Frank ROUX.

[8] Justine ROZE et Marie TAUFOUR, 2014 : Variabilité intra-saisonnière de la cyclogénèse tropicale. Stage du Master 1 AOC (Atmosphère, Océan, Continent) de l'Université de Toulouse III Paul Sabatier, effectué au Laboratoire d'Aérologie sous la direction de Frank ROUX.

Development Region » (MDR) connue comme étant la zone la plus active du point de vue cyclogénétique dans l'Atlantique Nord, équivalente à notre MDZ. L'étude se concentre sur 11 saisons cycloniques du 1er juillet au 31 octobre, de 2000 à 2010.

J. Roze et M. Taufour concluent que la plupart des perturbations tropicales listées par IBTrACS sont correctement identifiées par la méthode basée sur les réanalyses ERA-Interim. Les variables qui sont sélectionnées par la première étape de la méthode de création du tracker de cyclogénèse sont à peu près les mêmes que celles qui sont sélectionnées pour le sud de l'océan Indien. Les coefficients trouvés pour la combinaison linéaire optimale sont comparables à ceux trouvés pour le sud de l'océan Indien, compte tenu de la différence de signe du tourbillon dans les deux hémisphères. La propagation systématique des tempêtes et cyclones d'est en ouest pendant leur phase de cyclogénèse, illustrée par l'exemple de la saison 2003 sur la figure 2.12 comparable aux diagrammes de Hovmöller donnés dans la figure 9 de l'article Meetoo et Roux 2014, permet de supposer que les régimes d'ondes d'est africaines dominent largement la variabilité intrasaisonnière de la cyclogénèse tropicale sur l'Atlantique Nord.

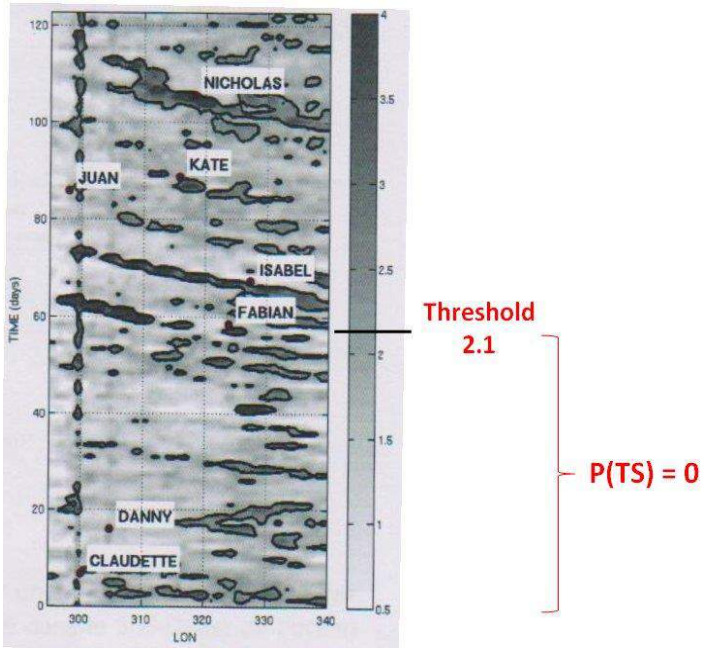


Figure 2.12 : Diagramme de Hovmöller des valeurs maximales de γ sur les latitudes (5-35°N), en fonction de la longitude (20-65°W) et du temps (du 1er juillet au 31 octobre 2003). Le contour épais correspond au seuil fixé à 2,1, en dessous duquel la probabilité de développement d'une tempête est nulle.

2.4 Conclusions et discussions

Dans ce chapitre, une étude des 12 saisons cycloniques et un recensement des différentes perturbations affectant la zone étudiée (la MDZ) sur le sud-ouest de l'océan Indien a mené à la création de plusieurs méthodes analytiques. La première méthode permet l'identification objective de tourbillons naissants dans les réanalyses ERA-Interim. La seconde méthode consiste en deux étapes : (1) la sélection de variables environnementales discriminantes pour la cyclogénèse tropicale, et (2) la détermination

des coefficients associés aux variables sélectionnées menant à la construction d'un tracker de conditions environnementales favorables pour la cyclogénèse.

La fonction tracker γ ainsi créée pour la MDZ permet de détecter une alternance de zones favorables et défavorables à la cyclogénèse.

L'étude parallèle menée sur l'Atlantique Nord pourra être approfondie et les méthodes pourront être appliquées à d'autres bassins afin de comparer les divers processus menant à la cyclogénèse tropicale dans les différents bassins tropicaux.

Le prochain chapitre consiste en la suite de l'étude de la cyclogénèse sur le sud-ouest de l'océan Indien, à travers une analyse spectrale de γ et des huit variables normalisées qui composent sa formule, afin de déterminer le lien entre l'alternance des périodes de conditions favorables ou non et les ondes équatoriales et l'Oscillation de Madden-Julian.

Chapitre 3

Analyse spectrale spatio-temporelle

On souhaite, dans ce chapitre, utiliser les résultats du chapitre 2 pour mettre en évidence la présence d'ondes équatoriales et de l'Oscillation de Madden-Julian (MJO) sur le sud-ouest de l'océan Indien, ainsi que leurs liens avec la cyclogénèse tropicale. Pour ce faire, on effectue une décomposition spectrale spatio-temporelle du tracker γ créé dans le chapitre 2, ainsi que des variables environnementales qui composent sa formule, selon les caractéristiques connues des ondes équatoriales et de la MJO. Avant de commencer, il est utile de rappeler les caractéristiques principales de ces différentes ondes et oscillations.

3.1 Les ondes équatoriales et l'Oscillation de Madden-Julian

La variabilité intrasaisonnière ne peut être simplement associée à un bruit situé entre les variabilités synoptiques (quelques jours) et saisonnières (quelques mois). Il est possible de distinguer divers phénomènes propagatifs à des longueurs d'onde et fréquences distinctes. Parmi ces phénomènes, on retrouve les ondes équatoriales ou encore l'Oscillation de Madden-Julian.

3.1.1 Les ondes équatoriales

Description générale

Grâce au développement des observations satellitaires, on sait que les précipitations convectives sous les tropiques sont organisées dans le temps et l'espace. Elles peuvent être modulées par les systèmes convectifs de méso-échelle (des zones d'orage pouvant s'étendre entre quelques dizaines et quelques centaines de kilomètres), mais aussi par des phénomènes à l'échelle planétaire comme l'ENSO (El Niño Southern Oscillation) par exemple.

Entre les deux échelles, on retrouve les ondes équatoriales qui contrôlent une part importante de la variabilité des précipitations (et des autres variables environnementales). Elles se propagent autour du globe parallèlement à l'équateur, soit au niveau de l'équateur, soit à quelques degrés de latitude au sein de la zone de convergence intertropicale, une ceinture d'une centaine de kilomètres du nord au sud composée de zones de basse pression et de forte activité convective. Elles ont parfois une composante méridienne.

Ces ondes, décrites par Kiladis et al. (2009), regroupent notamment les ondes d'est « Equatorial Rossby » (ER) et « Mixed Rossby-Gravity » (MRG) qui se propagent vers l'ouest, et les ondes d'ouest Kelvin qui se propagent vers l'est. Il existe aussi des ondes d'est africaines (AEW pour African Easterly Waves) qui influencent considérablement la variabilité météorologique sur l'Atlantique et le Pacifique surtout, et les ondes d'est et d'ouest « Inertio-Gravity » (EIG et WIG) qui ont une période de quelques jours.

Les solutions de Matsuno aux équations « shallow water » de Saint-Venant

Dans les années 50, Yoshida (1959) est le premier à réaliser qu'une planète en rotation peut être sujette à des mouvements « piégés » au niveau des basses latitudes proches de l'équateur. Afin de les caractériser, Matsuno (1966) pose un système d'équations de Saint-Venant (Saint-Venant 1871) décrites comme des « shallow water equations on an equatorial β-plane ». Ces équations représentent des mouvements dans une couche fluide « peu profonde », où l'échelle de l'écoulement horizontal est très supérieure à la profondeur de la couche. Le fluide, incompressible et de densité constante, est dominée par deux forces : la gravité et le paramètre Coriolis.

Dans un système local de coordonnées cartésiennes (figure 3.1), les équations du mouvement et de la conservation de la masse sont :

$$\begin{aligned} &\frac{\partial u}{\partial t} - fv + g\frac{\partial h}{\partial x} = 0 \\ &\frac{\partial v}{\partial t} + fu + g\frac{\partial h}{\partial y} = 0 \\ &\frac{\partial h}{\partial t} + H\left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y}\right) = 0, \end{aligned} \qquad (1)$$

où u et v sont les vitesses dans les directions zonale x et méridionale y respectivement, et h est une petite variation de la hauteur du fluide. La hauteur moyenne de la couche est notée H, f est le paramètre de Coriolis et g est l'accélération de la pesanteur.

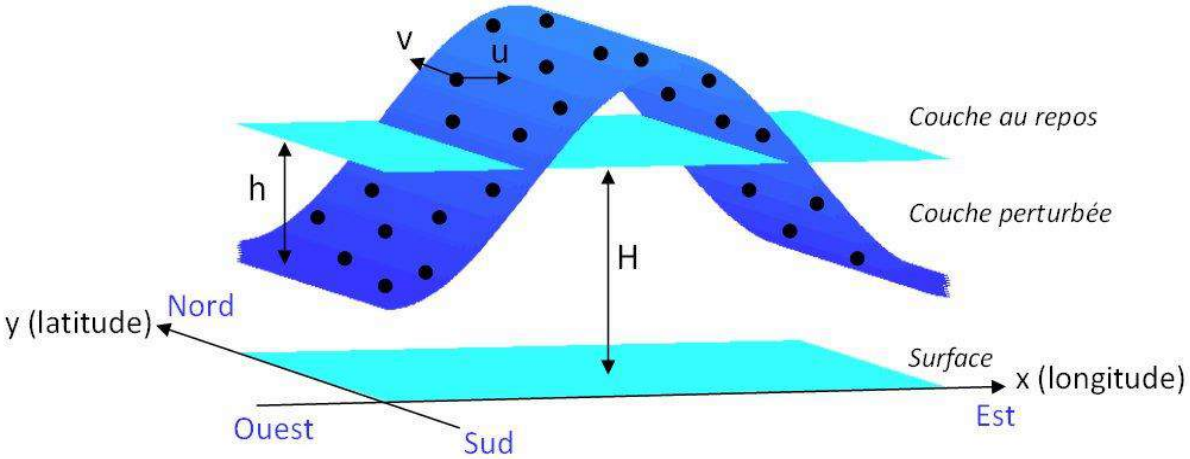


Figure 3.1 : Schéma représentant le système de coordonnées et la couche de « shallow water ».

Aux latitudes tropicales, le paramètre de Coriolis $f = \frac{4\pi}{T}\sin(y)$ peut s'exprimer de façon linéaire, proportionnellement à la latitude ($f = \beta y$). β est le gradient de tourbillon planétaire : $\beta = \frac{4\pi}{RT}$, où R est le rayon de la Terre égal à 6370 km et T est le temps de rotation de la Terre égal à 24 heures.

Afin de transformer le système d'équations (1) en une forme sans dimension, on doit utiliser la hauteur du géopotentiel ϕ au lieu de la hauteur géométrique h. On a alors :

$$\begin{aligned}
&\frac{\partial u}{\partial t} - \beta y v + \frac{\partial \phi}{\partial x} = 0 \\
&\frac{\partial v}{\partial t} + \beta y u + \frac{\partial \phi}{\partial y} = 0 \\
&\frac{\partial \phi}{\partial t} + c^2\left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y}\right) = 0,
\end{aligned} \tag{2}$$

où c est la célérité des ondes de gravité pures ($c = \sqrt{gH}$). En normalisant les variables de temps et d'espace par $[T] = \sqrt{1/c\beta}$ et $[L] = \sqrt{c/\beta}$, le système d'équations (2) devient :

$$\begin{aligned}
&\frac{\partial u}{\partial t} - y v + \frac{\partial \phi}{\partial x} = 0 \\
&\frac{\partial v}{\partial t} + y u + \frac{\partial \phi}{\partial y} = 0 \\
&\frac{\partial \phi}{\partial t} + \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} = 0.
\end{aligned}$$

On cherche alors les solutions propagatives de ce système sous la forme :

$$\begin{pmatrix} u \\ v \\ \phi \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \hat{u}(y) \\ \hat{v}(y) \\ \hat{\phi}(y) \end{pmatrix} \exp\left[i(Kx - \Omega t)\right],$$

où $i = \sqrt{-1}$, K est le nombre d'onde zonal et Ω est la pulsation en coordonnées sans dimension. Par convention, lorsque K est positif, Ω>0 correspond à une propagation vers l'est et Ω<0 à une propagation vers l'ouest. De même, lorsque Ω est positif, K>0 correspond à une propagation vers l'est et K<0 à une propagation vers l'ouest.

Les équations deviennent alors :

$$\begin{aligned}
&-i\Omega\hat{u} - y\hat{v} + iK\hat{\phi} = 0 \\
&-i\Omega\hat{v} + y\hat{u} + \frac{d\hat{\phi}}{dy} = 0 \\
&-i\Omega\hat{\phi} + iK\hat{u} + \frac{d\hat{v}}{dy} = 0.
\end{aligned}$$

En combinant la deuxième et la troisième équations, on trouve une équation différentielle du second ordre en $\hat{v}$ uniquement :

$$\frac{d^2\hat{v}}{dy^2}+\left(\Omega^2-K^2-\frac{K}{\Omega}-y^2\right)\hat{v}=0\,. \qquad (3)$$

Solution évidente : ondes de Kelvin

Une solution évidente de l'équation différentielle (3) est $\hat{v}(y)=0$ et donne alors un système d'équations simplifié dont la solution est, avec $\Omega=K$:

$$\hat{v}(y)=0$$
$$\hat{u}(y)=\exp(-y^2/2).$$

Cette solution a une amplitude maximum à 0° de latitude et elle est symétrique de part et d'autre de l'équateur. Elle correspond aux ondes de Kelvin qui se propagent vers l'est.

Cas général

Si l'on revient au cas général de l'équation différentielle (3), on pose $\lambda=\frac{\Omega^2-K^2-K/\Omega}{2}-1$, où λ est un réel, ce qui donne :

$$\frac{d^2\hat{v}}{dy^2}+(2\lambda+1-y^2)\hat{v}=0.$$

Avec $\hat{v}(y)=\exp(-y^2/2)V(y)$, on obtient :

$$\frac{d^2V}{dy}-2y\frac{dV}{dy}-2\lambda V=0,$$

dont la solution est : $V(y)=a\,H_\lambda(y)$, où a est une constante arbitraire et H_λ est un polynôme d'Hermite (version « physique ») de degré λ entier positif ou nul, nommé n dans la suite, qui correspond au nombre de nœuds de la fonction méridienne. On a, par exemple, $H_0(y)=1$, $H_1(y)=2y$, $H_2(y)=4y^2-2$ et $H_3(y)=8y^3-12y$.

On obtient donc :

$$\hat{v}(y)=v_0\,\exp(-y^2/2)H_n(y).$$

et :

$$\hat{u}(y)=i\,v_0\,\exp(-y^2/2)\left[\frac{1}{\Omega-K}H_{n+1}(y)+\frac{n}{\Omega+K}H_{n-1}(y)\right], \qquad (4)$$

où le terme *i* indique que $\hat{u}(x,y,t)$ est déphasé de π (opposition de phase) par rapport à $\hat{v}(x,y,t)$. $\hat{u}(y)$ n'est défini que pour Ω ≠ -K, +K pour K>0 (K ≠ -Ω, +Ω pour Ω>0). Les autres solutions de l'équation différentielle (3) peuvent alors être trouvées à partir de l'équation de dispersion :

$$\Omega^2 - K^2 + \frac{K}{\Omega} = 2n+1 \quad \text{avec } n \text{ entier} \geq 0. \qquad (5)$$

Cas n ≥ 1 périodes courtes : ondes WIG et EIG

Pour de hautes fréquences (Ω >> K), i.e., pour de petites périodes (T << λ), on a :

$$\frac{K}{\Omega} << K^2,\ \Omega^2 .$$

L'équation de dispersion (5) donne :

$$\Omega(K) \approx \pm\sqrt{K^2 + (2n+1)} \text{ pour K>0,}$$

$$\text{ou } K(\Omega) \approx \pm\sqrt{\Omega^2 - (2n+1)} \text{ pour } \Omega > \sqrt{2n+1} .$$

On a deux solutions :

- Pour K>0 et Ω>0, l'onde se propage vers l'est. Elle est de type « Eastward Inertio-Gravity » (EIG).

- Pour K>0 et Ω<0 (ou pour K<0 et Ω>0), l'onde se propage vers l'ouest. Elle est de type « Westward Inertio-Gravity » (WIG).

Les ondes Intertio-Gravity sont aussi appelées « ondes de Poincaré ».

Cas n ≥ 1 périodes longues : ondes Equatorial Rossby

Pour de basses fréquences (Ω << K), i.e., pour de longues périodes (T >> λ), on a :

$$\Omega^2 << \frac{K}{\Omega}, K^2 .$$

L'équation de dispersion (5) donne :

$$\Omega(K) \approx -\frac{K}{K^2 + (2n+1)} \text{ pour K>0,}$$

$$\text{ou } K(\Omega) \approx -\frac{1 \pm \left[1 - 4(2n+1)\Omega^2\right]}{\Omega} \text{ pour } 0 < \Omega < \frac{1}{2\sqrt{2n+1}} .$$

Pour K>0 et Ω<0 (ou pour K<0 et Ω>0), on a une onde qui se propage vers l'ouest. Elle est de type « Equatorial Rossby » (ER).

Cas n=0 : ondes Mixed Rossby-Gravity et EIG

L'équation de dispersion (5) s'écrit : $\Omega^2 - K^2 - K/\Omega = 1$, ce qui donne :

$$(\Omega + K)(\Omega^2 - K\Omega - 1) = 0.$$

La solution Ω=-K est incompatible avec l'expression générale de $\hat{u}(y)$ en (5). L'autre solution est :

$$\Omega(K) = \frac{K}{2} \pm \sqrt{\left(\frac{K}{2}\right)^2 + 1} \text{ pour K>0,}$$

$$\text{ou } K(\Omega) = \Omega - \frac{1}{\Omega} \text{ pour } \Omega>0.$$

- Pour K>0, la solution $\Omega(K) = \frac{K}{2} - \sqrt{\left(\frac{K}{2}\right)^2 + 1}$ donne des valeurs négatives comprises entre -1 et 0 (pour Ω compris entre 0 et +1, K est négatif). Il s'agit d'une onde se propageant l'ouest avec des caractéristiques proches de celles des ondes ER ($\Omega \longrightarrow 0 \iff K \to -\infty$). C'est une onde de type « Mixed-Rossby Gravity » (MRG) ou « onde de Yanai ». On a :

$$\hat{v}(y) = v_0 \exp(-y^2/2)$$
$$\hat{u}(y) = i\, v_0 \exp(-y^2/2)\, 2\Omega y.$$

- Pour K>0, la solution $\Omega(K) = \frac{K}{2} + \sqrt{\left(\frac{K}{2}\right)^2 + 1}$ donne des valeurs positives (pour Ω supérieur à +1, K est positif). Il s'agit d'une onde EIG se propageant vers l'est ($\Omega, K \longrightarrow \infty \iff \Omega \to K$).

Cas n=-1 : fictif

Il s'agit d'un cas fictif car $H_n(y)$ n'est pas défini pour n<0. L'équation de dispersion (5) s'écrit : $\Omega^2 - K^2 - K/\Omega = -1$, ce qui donne :

$$(\Omega - K)(\Omega^2 + K\Omega + 1) = 0.$$

- La solution Ω=K >0 correspond à l'onde de Kelvin, qui est la solution évidente de l'équation différentielle (3).

- Les solutions de $\Omega^2 + K\Omega + 1 = 0$ ne sont pas physiques.

Résumé de la théorie des ondes

Les solutions de Matsuno donnent donc 5 types d'ondes en tout : les ondes de Kelvin (n=-1), ER (n≥1), WIG (n≥1), EIG (n≥0) et MRG (n=0), décrites par une relation entre la fréquence ω et le nombre d'onde zonal k qui donne l'information sur leur propagation. Le nombre n est appelé le nombre d'onde méridional. Toutes les solutions données précédemment sont représentées sur la figure 3.2.

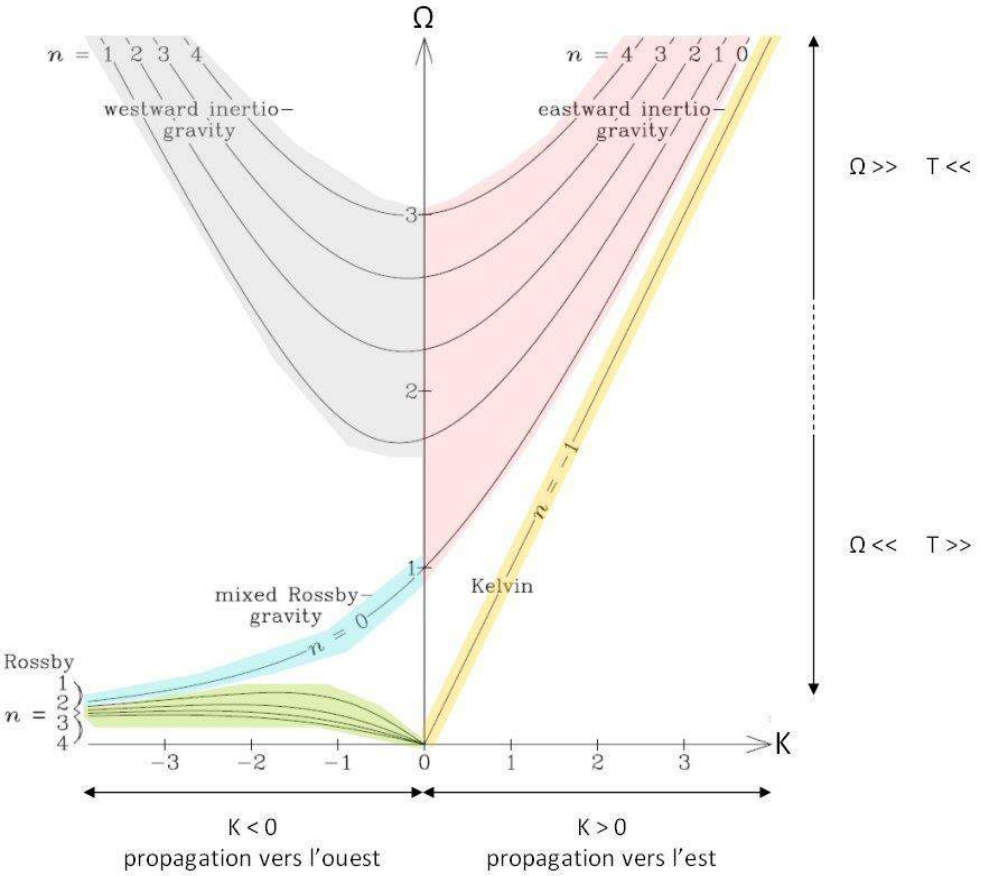


Figure 3.2 (tirée de Kiladis et al. 2009) **:** Représentation de la pulsation sans unité Ω en fonction du nombre d'onde zonal sans unité K, pour différents nombres d'onde méridionaux n = -1 à 4 ici, donnant ainsi les courbes de dispersion des différents modes propagatifs théoriques : les ondes de Equatorial Rossby en vert, les ondes Mixed-Rossby Gravity en bleu, les ondes WIG en gris, les ondes de Kelvin en orange et les ondes EIG en rose.

La figure 3.3 montre les structures horizontales des différentes ondes équatoriales solutions des équations de Matsuno. Ces structures sont tantôt symétriques (pour WIG n=1, ER n=1 et Kelvin n=-1), tantôt asymétriques (pour WIG n=2, MRG n=0 et EIG n=0) par rapport à l'équateur.

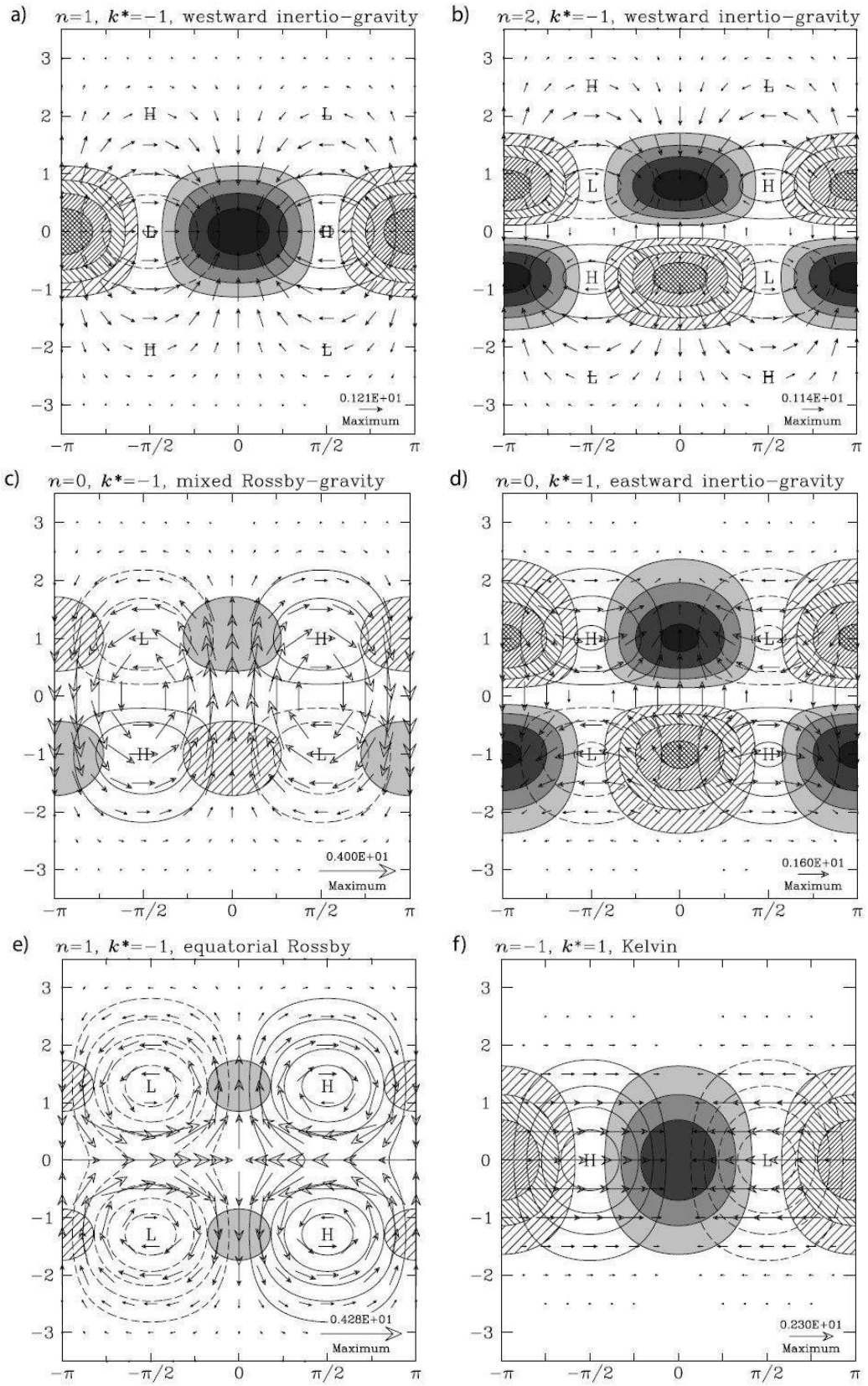


Figure 3.3 (tirée de Kiladis et al. 2009) **:** Structures horizontales en surface des modes **(a)** à **(f)**, solutions des équations shallow water pour k*= K=± 1 et pour les différents nombres d'onde méridionaux. Toutes les échelles sont sans dimension. L'équateur se trouve au niveau de l'ordonnée 0. Les contours pleins sont des zones convergentes et les contours hachurés des zones divergentes en surface. Les vents de surface sont représentés par des flèches selon leur intensité. Les contours solides non colorés ni hachurés sont liés au géopotentiel positif et les contours en pointillés sont liés au géopotentiel négatif.

Observations et analyses spectrales

Parallèlement à la publication des travaux de Matsuno (1966), les ondes MRG (Yanai et Maruyama en 1966, Maruyama en 1967) et les ondes de Kelvin (Wallace et Kousky en 1968) sont mises en évidence par des observations de la stratosphère. Comme prévu par l'étude de Matsuno (figure 3.3), les ondes MRG sont majoritairement associées à un écoulement méridien, tandis que les ondes Kelvin sont principalement caractérisées par un écoulement zonal. Cependant, il ne s'agit alors que de « dry modes », concernant une atmosphère sèche.

Des analyses spectrales basées sur les données satellitaires permettent d'établir un lien entre ces modes et l'organisation tropicale de la convection profonde. On suppose alors que les ondes d'est convectivement couplées englobent non seulement les ondes d'est africaines (AEW) déjà connues précédemment (Riehl 1945), mais aussi les ondes ER et MRG (Holton 1970, 1971). D'un autre côté, les ondes d'ouest pourraient être des modes Kelvin (Wallace et Chang, 1972).

Mais ce n'est que dans les années 1990, lorsque l'on obtient de plus longues périodes de données satellite et d'analyses de modèles opérationnels, que les chercheurs arrivent à isoler les propriétés des ondes convectivement couplées. Takayabu (1994) trouve, par analyse spectrale en temps et en espace de données satellitaires, des pics correspondants aux ondes Kelvin, ER, MRG et WIG.

Wheeler et Kiladis (1999) étudient la température de brillance des nuages par une décomposition en nombre d'onde et en fréquence, ce qui permet d'avoir une vue complète des modes. Sur la figure 3.4, sont représentées les composantes symétrique et asymétrique par rapport à l'équateur de la température de brillance après soustraction d'un fond de bruit rouge.

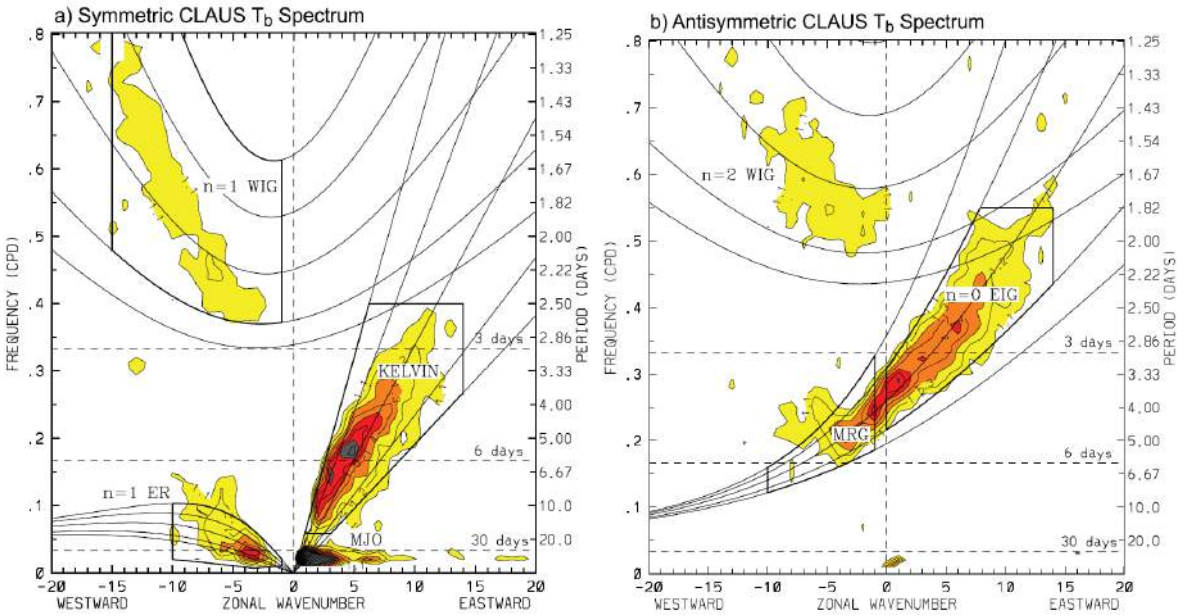


Figure 3.4 (tirée de Kiladis et al. 2009) **:** Puissance spectrale en nombre d'onde (relatif à la circonférence équatoriale) et fréquence des composantes **(a)** symétrique et **(b)** asymétrique de la température de brillance T_b donnée par CLAUS (archive de données satellitaires) pour la période juillet 1983 - juin 2005, de 15°N à 15°S. Les couleurs indiquent l'intensité du signal après soustraction d'un bruit rouge. Les bandes spectrales des différentes ondes tropicales sont indiquées par les boîtes.

Wheeler et Kiladis observent un signal significatif au niveau des ondes ER (n=1), Kelvin (n=-1) et WIG (n=1) symétriques, et des ondes EIG (n=0), WIG (n=2) et MRG (n=0) asymétriques. On remarque que les différentes ondes sont bien différenciées selon leur période et leur direction de propagation, et moins distinctes en matière de longueur d'onde. On note aussi la présence de l'Oscillation de Madden-Julian (MJO ; voir partie 3.1.2), phénomène ondulatoire et propagatif observé, qui n'est cependant pas une solution des équations de Saint-Venant dans le plan β.

La comparaison des longueurs d'onde λ (= 2πR / nombre d'onde, où R est le rayon de la Terre) et périodes T déduites des observations (figure 3.4) avec les nombres d'onde K et pulsations Ω d'après les solutions de Matsuno (figure 3.2) permet de déterminer que la hauteur équivalente h de l'atmosphère tropicale concernée par ces ondes est de 10 à 100 m. On a ainsi pour l'onde Mixed Rossby-Gravity, par exemple, T = 6 jours et nombre d'onde = 5 (λ ≈ 8000 km), qui donnent K = -0,5 et Ω = 0,75, et :

$$h = \frac{1}{g\beta^2}\left(\frac{2\pi}{T\Omega}\right)^4 \approx 13\,\mathrm{m}.$$

Caractéristiques principales des ondes équatoriales

Depuis Wheeler et Kiladis (1999), plusieurs auteurs ont plus précisément décrit les caractéristiques de ces ondes équatoriales à l'aide de réanalyses et de données OLR (Outgoing Longwave Radiation, ou Emittance Infrarouge) ou de température de brillance des nuages déduites d'observations par satellites (Dickinson et Molinari 2002 ; Gall et al. 2010 ; Kiladis et al. 2009 ; Roundy et Frank 2004 ; Ventrice et al. 2012 ; Wheeler et al. 2000 ; Yang et al. 2007a, 2007b, 2007c).

Ces perturbations de la zone intertropicale peuvent être générées par le chauffage diabatique associé à la convection profonde, par des forçages induits par le relief ou par des perturbations issues des latitudes moyennes. En retour, ces ondes modulent l'activité convective. Elles sont parfois favorisées par la présence d'un flux de mousson d'ouest entre l'équateur et les alizés tropicaux, notamment sur le Pacifique nord-ouest ou l'Indien sud lors de l'été de l'hémisphère concerné. Le gradient méridien de tourbillon absolu produit en effet un guide d'onde canalisant la propagation.

Les ondes prévues par les équations de Matsuno représentent une solution idéalisée et simplifiée. Dans la réalité, les interactions non linéaires avec l'état de base et avec la convection rendent les processus dynamiques plus complexes. L'analyse spectrale spatio-temporelle de réanalyses et d'observations satellitaires permet cependant d'identifier des structures, des longueurs d'onde, des périodes caractéristiques. On en déduit notamment que les ondes fortement couplées à la convection ont des hauteurs équivalentes (10 à 50 m) et des vitesses de propagation inférieures à celles associées aux ondes « sèches ».

Les ondes de Kelvin

Elles sont associées à des systèmes nuageux centrés sur l'équateur, avec une échelle longitudinale de 5000 à 15 000 km et des périodes d'une dizaine de jours. Elles se propagent vers l'est avec des vitesses de phase ($c_\varphi = \omega/k$, où ω est la pulsation et k le nombre d'onde) et de groupe ($c_G = \partial\omega/\partial k$) identiques de 10 à 20 m s^{-1}. Les ondes de

Kelvin sont plus marquées au cours de la période février-août, et elles sont plus actives dans l'hémisphère sud. Elles expliquent 5 à 10 % de la variance de la convection et des précipitations dans la zone intertropicale.

Les ondes de Kelvin sont essentiellement des perturbations du vent zonal, plus marquées au niveau de l'équateur, avec de part et d'autre des structures assez symétriques du vent et du géopotentiel. L'anomalie de vent d'est et l'humidification troposphérique précèdent la convection de 2-3 jours. Puis les développements convectifs se produisent de façon préférentielle dans l'hémisphère d'été, dans le secteur des vents perturbés d'ouest.

Elles ont une amplitude maximum en basse (1000-800 hPa) et haute (300-100 hPa) troposphère, avec une inclinaison vers l'ouest en basse et moyenne troposphère, vers l'est en haute troposphère. A l'interface entre les vents perturbés d'est et d'ouest, la superposition d'une convergence de basses couches et d'une divergence d'altitude favorise la formation de systèmes convectifs.

Les ondes de Kelvin, initiées par la convection ou le relief sur l'Amérique du Sud ou sur l'Afrique centrale, sont fortement couplées aux développements convectifs sur l'océan Indien et le Pacifique Ouest, avec une vitesse de propagation vers l'est de 10 à 15 m s^{-1}. Le couplage avec la convection est moins marqué et la propagation un peu plus rapide ensuite sur le Pacifique Est et l'Atlantique tropical.

Les ondes Equatorial Rossby (ER)

Elles sont dominées par la composante rotationnelle du vent, plus importante que la composante divergente. Elles ont une intensité maximum vers 10° de latitude nord ou sud, et un cycle saisonnier marqué avec une activité renforcée au cours de l'été de l'hémisphère considéré. Elles sont constituées de tourbillons de quelques milliers de km de diamètre, symétriques par rapport à l'équateur. L'alternance zonale de circulations cyclonique et anticyclonique présente une longueur d'onde de 5000 à 10 000 km et une période typique de 10 à 40 jours. L'anomalie associée de vent et de convection se propage vers l'ouest avec une vitesse de phase de 5 à 10 m s^{-1}. La vitesse de groupe est dirigée vers l'est, en association avec la génération de nouvelles zones actives à l'est de la perturbation initiale et leur dissipation vers l'ouest.

Le maximum d'activité convective est souvent associé au flux d'ouest de basses couches avec une composante méridienne dirigée vers les pôles, à l'est des circulations cycloniques. Les ondes ER expliquent 10 à 20 % de la variance des précipitations tropicales et équatoriales, mais cela peut dépasser 30 % sur l'Indien Sud et la Pacifique Sud-ouest lors de l'été austral.

La structure verticale des ondes ER est quasiment barotrope lorsqu'elles sont faiblement couplées avec la convection profonde. L'organisation verticale devient plus complexe lorsque les développements convectifs sont plus importants. Dans ce cas, des circulations divergentes et anticycloniques de haute troposphère surplombent approximativement les zones convergentes et cycloniques de basses couches.

Les ondes Mixed Rossby-Gravity (MRG)

Elles se présentent comme des tourbillons larges de plusieurs milliers de km centrés sur l'équateur, impliquant des circulations cycloniques et anticycloniques de part et d'autre. Elles sont mieux définies dans l'hémisphère nord entre 5 et 10°N sur le Pacifique central et ouest, avec un maximum saisonnier d'août à novembre. Leur longueur d'onde varie de 5000 à 10 000 km avec des périodes de 3 à 10 jours, des vitesses de phase de 10 à 30 m s^{-1} et des vitesses de groupe vers l'est d'environ 5 m s^{-1}.

L'activité convective principale est associée aux composantes méridiennes dirigées vers le pôle dans les basses couches. Les systèmes convectifs s'éloignent sensiblement de l'équateur au cours de leur propagation vers l'ouest. Les ondes MRG expliquent 3 à 5 % de la variance des précipitations et des nuages à sommet froid des régions tropicales de l'hémisphère nord pendant l'été boréal. Les ondes MRG ont un nombre d'onde vertical égal à 1 avec une opposition de phase (circulation cyclonique / anticyclonique, convergence / divergence) entre la basse et la haute troposphère.

Les ondes d'est africaines

Des ondes de même période (3 à 10 jours) mais de plus petite longueurs d'onde (3000 à 5000 km) s'observent aussi aux basses latitudes de l'Atlantique et du Pacifique nord. Ce sont des « ondes d'est africaines » (AEW) ou « ondes Tropical-Depression (TD)-type », non prévues par les équations de Matsuno. Elles résultent plus probablement d'instabilités barotropes ou baroclines de l'écoulement zonal avec un gradient méridien de température. L'Afrique centrale et de l'ouest produit ainsi au cours de l'été boréal une grande quantité d'ondes d'est qui se propagent ensuite sur l'Atlantique et, éventuellement, le Pacifique. La structure de ces ondes est assez semblable à celle des ondes MRG, ce qui laisse supposer une continuité entre ces deux modes. Leur influence est très faible sur l'océan Indien nord et sud.

3.1.2 L'Oscillation de Madden-Julian

<u>Description générale</u>

En 1971, Roland Madden et Paul Julian ont analysé les anomalies du vent zonal et du potentiel de vitesses dans la haute troposphère et ont trouvé une oscillation d'une période de 40-50 jours à l'échelle planétaire. Cela a conduit à la découverte de l'Oscillation de Madden-Julian ou MJO (Madden et Julian 1994), que l'on observe surtout sur les océans Indien et Pacifique.

La MJO est un système couplé océan-atmosphère de fortes précipitations le long de l'équateur à une échelle de 10 000 à 20 000 km et avec une période de 30 à 60 jours. C'est une sorte d'onde qui se propage vers l'est avec une vitesse de phase entre 4 et 8 m s^{-1} pendant sa phase d'activité. Zhang (2013) a montré qu'elle affectait à la fois la météorologie et le climat, notamment par les relations avec le déclenchement du phénomène El Niño.

Les variations de la MJO au cours du temps

La MJO est illustrée par la figure 3.5 qui décrit, dans le plan zonal, la propagation et l'évolution de la perturbation associée à la MJO selon le temps de haut en bas. Elle est caractérisée par une alternance de zones de nuages convectifs et de zones sèches où l'air est stable. La zone de fortes pluies se développe d'abord dans l'ouest de l'océan Indien (première vignette F), puis se déplace vers l'est (vignette G) et dépasse l'Indonésie (vignette H) pour atteindre les eaux chaudes du Pacifique ouest (vignette A) et central (vignette B). Des vignettes F à B, la vitesse de phase des anomalies de vent est autour de 5 m s^{-1}.

La MJO devient diffuse lorsqu'elle passe sur les eaux plus froides du Pacifique est (vignette C), jusqu'à disparaître au-dessus du continent américain (vignette D), puis reprend son développement lorsqu'elle passe sur l'Atlantique (vignette E). Pendant ces phases d'inactivité (vignettes C, D et E), la convection est peu perceptible tandis qu'il est toujours possible de suivre la MJO par les anomalies de vents et de pression de surface. La MJO semble alors se propager comme des ondes libres, i.e. sans couplage avec la convection, avec une vitesse de phase plus élevée entre 10 et 15 m s^{-1}.

Structure de la MJO active

La figure 3.6 donne plusieurs informations sur la phase active de la MJO. Le phénomène est caractérisé par une symétrie des circulations par rapport à l'équateur. A l'ouest de la zone de convection matérialisée par le nuage, une circulation d'ouest renforcée en basse troposphère au niveau de l'équateur et l'inverse en altitude, créant ainsi une anomalie de circulation à tendance cyclonique en surface de part et d'autre de l'équateur. A l'est de la zone de convection, des phénomènes de friction provoquent un ralentissement du flux anormal d'ouest en basses couches, d'où une tendance à la divergence en surface et une suppression de la convection. Plus loin à l'est, toujours au niveau de l'équateur, une circulation d'est renforcée en basses couches et d'ouest en altitude crée une tendance anticyclonique et une absence de divergence en altitude. C'est donc dans la partie ouest de la zone de convection que la cyclogénèse est la plus favorisée.

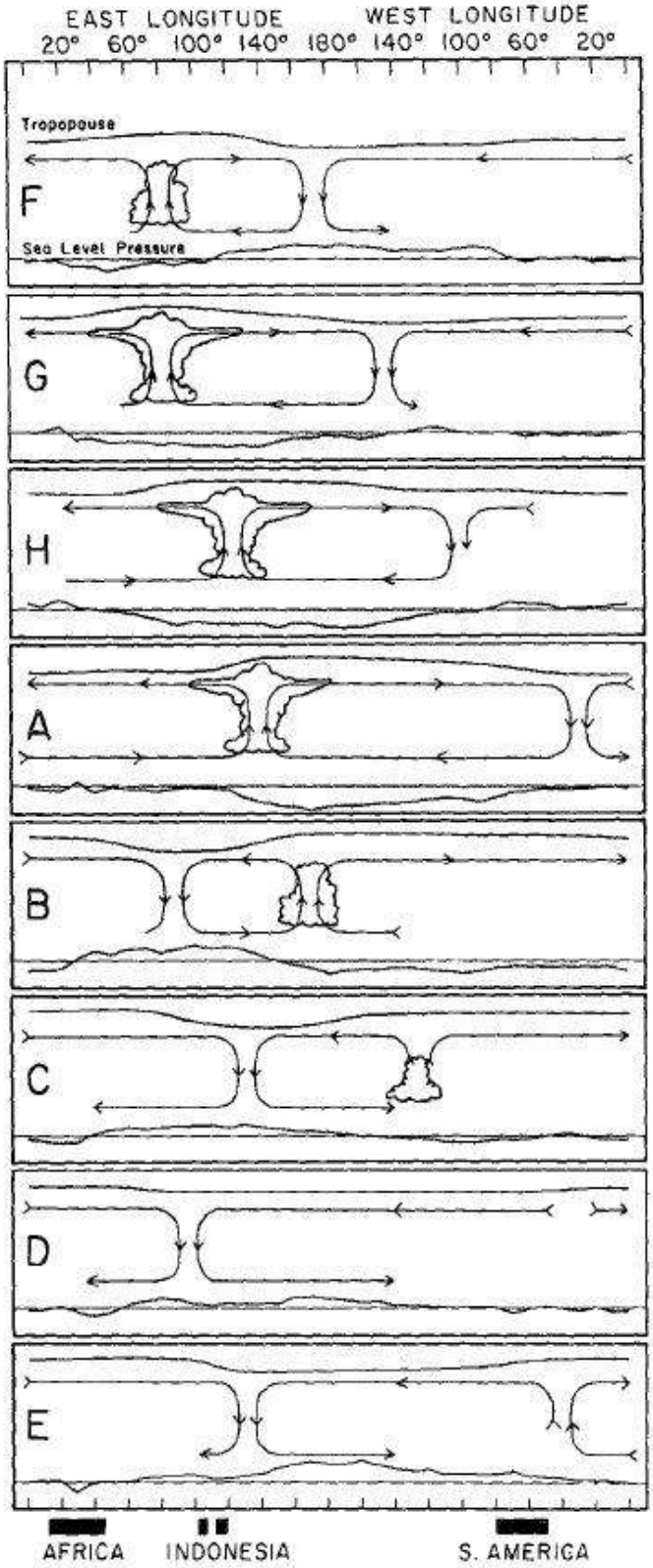


Figure 3.5 (tirée de Madden et Julian 1994) **:** Schéma représentant l'évolution de la MJO. L'anomalie moyenne de la pression au niveau de la mer est représentée dans chaque vignette en dessous des cellules de circulation qui, elles, sont basées sur les perturbations moyennes des vents zonaux. Les régions de convection de grande échelle accrue sont indiquées schématiquement par les cumulus et les cumulonimbus. La hauteur de la tropopause est renseignée dans la partie haute de chaque vignette.

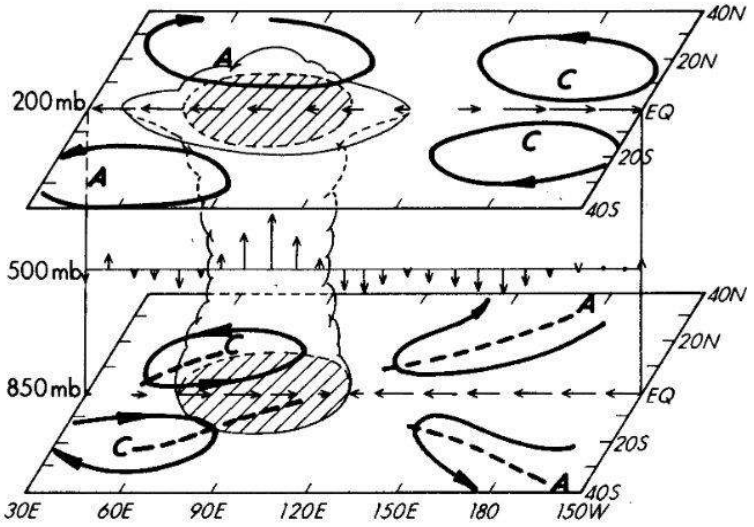


Figure 3.6 (tirée de Rui et Wang 1990) **:** Schéma représentant la structure d'une phase active de la MJO en basse (850 hPa) et haute (200 hPa) troposphère. Pour les deux niveaux de pression, les flèches à l'équateur correspondent aux anomalies de vent zonal. Entre les deux niveaux, l'anomalie de vent vertical est donnée à 500 hPa. Les zones hachurées et la colonne de nuage en hauteur correspondent à de la convection. Les lettres A et C caractérisent des circulations anticycloniques et cycloniques respectivement à 850 et 200 hPa, dans les hémisphères nord et sud de part et d'autre de l'équateur.

Diagrammes (RMM1, RMM2)

Pour retracer les différentes phases de la MJO autour de l'équateur, Wheeler et Hendon (2004) ont développé une méthode basée sur des données journalières de champs atmosphériques. Ils introduisent deux fonctions orthogonales empiriques basées sur les champs combinés des vents zonaux à 850 hPa et 200 hPa, issues des réanalyses NCEP–NCAR et des analyses opérationnelles NCEP, et de l'OLR issue de satellites en orbite polaire de la NOAA. Ils obtiennent alors deux séries temporelles qui varient de façon intrasaisonnière et qui sont indépendantes de la variabilité interannuelle. Ces séries temporelles constituent un indice, le « Real-Time Multivariate MJO Index » (RMM), et les séries sont appelées RMM1 et RMM2. Elles sont disponibles sur le site web de Matthew Wheeler[9]. Bien que l'indice ne soit pas un traceur parfait de la MJO, il est généralement accepté par de nombreux chercheurs de la communauté scientifique internationale.

Ces séries RMM peuvent être tracées sur un diagramme de phase pour connaître l'état de la MJO à un moment donné. Un exemple pour l'été austral 2011-2012 (de décembre à mars) est illustré par la figure 3.7. On constate en général que les séries RMM tracent des cercles dans le sens inverse des aiguilles d'une montre autour de l'origine. On peut imaginer que le diagramme illustre une vue au-dessus du pôle nord (désigné par le cercle) ; le sens de tracé des cercles signifie que la MJO se propage vers l'est. Des cercles de grande amplitude sont associés à des cycles MJO forts, tandis que les cycles MJO faibles apparaissent comme des mouvements aléatoires proches de l'origine.

Huit phases sont représentées sur le diagramme et peuvent être comparées aux vignettes de la figure 3.5 : les phases 2 et 3 correspondent aux vignettes F et G ; les phases

[9] http://cawcr.gov.au/staff/mwheeler/maproom/RMM/

4 et 5 se réfèrent à la vignette H ; les phases 6 et 7 traduisent les vignettes A et B ; et les phases 8 et 1 correspondent aux vignettes C, D et E.

En prenant l'exemple de l'année 2011-2012, on constate que début décembre (du 1er au 5), on est dans une phase moyennement active de la MJO sur l'océan Indien. Pendant les mois qui suivent (décembre-janvier), la MJO semble être faible ou inexistante. Début février, l'intensité de la MJO augmente jusqu'au 6 dans le Pacifique Ouest, puis diminue jusqu'à une intensité moyenne qui se maintient pendant que la MJO traverse le continent américain et l'Atlantique. Mi-février, la MJO traverse l'océan Indien et son intensité augmente jusqu'au 4 mars, puis diminue à nouveau et reste constante pendant la traversée du continent maritime (l'Asie du Sud-Est), jusqu'à mi-mars. Au moment où la MJO atteint l'océan Pacifique, son intensité augmente à nouveau jusqu'au 19 mars et se stabilise pendant 3-4 jours. Puis, l'intensité diminue subitement. On observe ainsi, de février à mars, pendant 60 jours environ, un cycle complet de la MJO, avec trois pics d'intensité : (1) au début dans le Pacifique Ouest, (2) dans l'océan Indien et (3) à la fin dans le Pacifique Ouest à nouveau. Entre ces pics, on constate des baisses d'intensité sur le Pacifique Est, le continent américain et le continent maritime.

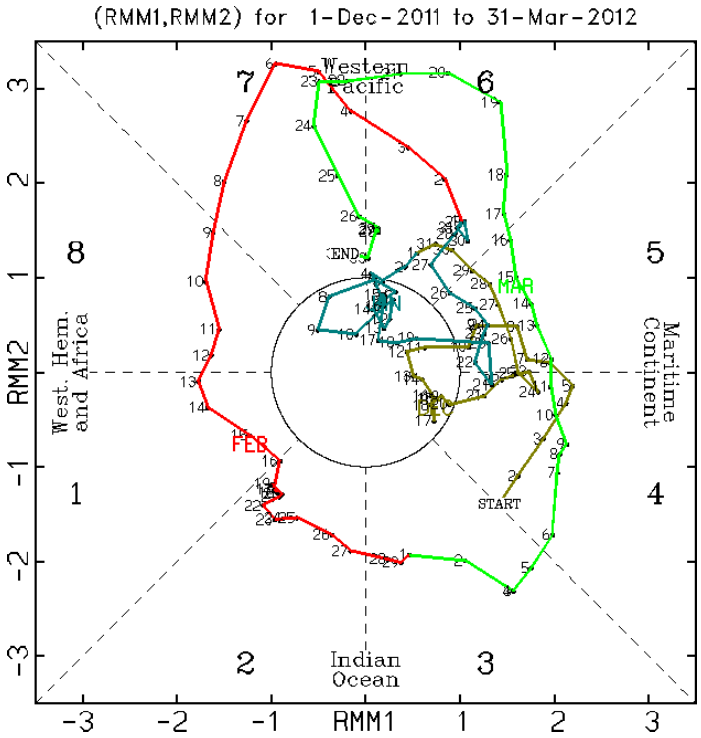


Figure 3.7 (tiré du site web de Matthew Wheeler) **:** Représentation de la série temporelle RMM2 en fonction de RMM1, selon la date entre le 1er décembre 2011 et le 31 mars 2012. Les dates consécutives sont reliées par une ligne. Les mois sont en couleurs : décembre (brun), janvier (bleu), février (rouge), mars (vert).

Liens entre la MJO et les ondes de Kelvin

Même si la MJO et les ondes de Kelvin occupent des parties différentes du spectre dans l'analyse en nombre d'onde et en fréquence (figure 3.4), certains chercheurs pensent que la MJO (périodes : 30-60 jours) et les ondes de Kelvin (périodes : 2-20 jours) sont

fortement liées, se propageant toutes deux vers l'est et présentent des structures assez voisines (figures 3.3 et 3.6). Sobel et Kim (2012) ont mesuré l'amplitude des champs liés à la convection (l'OLR ou les précipitations) et ont montré qu'alors que la MJO est plus forte sur les océans Indien et Pacifique Ouest, elle est plus faible et plus rapide sur l'hémisphère ouest (Pacifique Est, continent américain et Atlantique), se rapprochant ainsi des ondes de Kelvin.

Roundy (2012) tire des conclusions intéressantes sur le lien entre la MJO et les ondes de Kelvin. Dans son spectre, il existe un champ continu de structures intermédiaires entre la partie Kelvin et la partie MJO, ce qui suggèrerait que les deux phénomènes ne sont pas totalement distincts. Les signaux des ondes de Kelvin ressemblent de plus en plus à des signaux de la MJO à mesure que la convection associée s'intensifie. En outre, les ondes de Kelvin semblent être plus actives sur l'Atlantique et l'Afrique, avant le développement de la convection profonde liée à la MJO sur l'océan Indien. Enfin, il semblerait que les ondes de Kelvin lentes atteignent leur maximum d'intensité au sein de la phase convective active de la MJO sur l'océan Indien.

Ces liens entre la MJO et les ondes de Kelvin ne sont pas encore confirmés et sont toujours le sujet d'études actuellement. Nous considérerons dans la suite qu'elles sont distinctes.

3.1.3 Le lien avec la cyclogénèse

Frank et Roundy (2006) ont publié une synthèse sur le rôle des ondes équatoriales (périodes supérieures à deux jours) et de la MJO dans la cyclogénèse tropicale selon six bassins tropicaux majeurs, à partir de 29 années de données satellitaires d'OLR. Ils ont commencé par séparer les spectres des hémisphères nord et sud (figure 3.8), et ont montré de nombreuses différences entre les deux hémisphères.

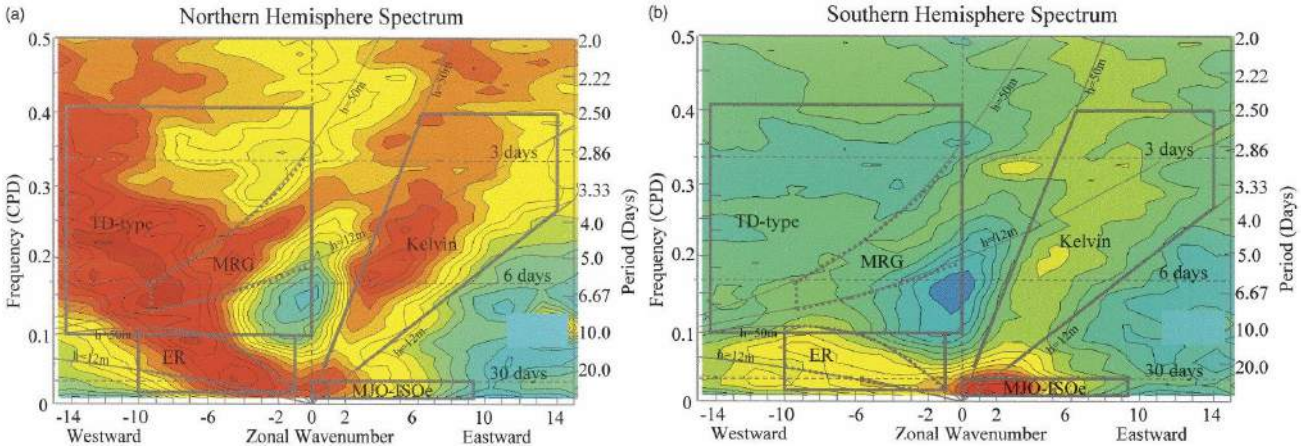


Figure 3.8 (tirée de Frank et Roundy, 2006) **:** Spectres normalisés en nombre d'onde zonale et en fréquence de l'OLR pour **(a)** l'Hémisphère Nord et **(b)** l'Hémisphère Sud. Les bandes spectrales des 4 filtres utilisés dans le projet sont indiquées par les boîtes.

La MJO est, de loin, le type d'onde le plus actif sur l'Hémisphère Sud, suivie par les ondes ER et Kelvin. Les ondes MRG ont un signal très faible, et le signal des ondes TD-type

est quasiment inexistant. En revanche, ce sont plutôt ces dernières ondes équatoriales qui sont retrouvées dans l'Hémisphère Nord.

Des analyses composites en relation avec les positions de formation de tempêtes et de cyclones tropicaux donnent ensuite une indication sur les structures des ondes et les phases qui modulent la cyclogénèse. Ces résultats sont donnés dans la figure 3.9. Frank et Roundy évoquent un lien entre l'activité ondulatoire et la formation de tempêtes tropicales dans la plupart des bassins tropicaux. Sur le Pacifique Est (e), ce lien semble moins marqué, alors que sur le Pacifique Ouest (c), il existerait bien entre la cyclogénèse et les ondes ER et MRG-TD principalement. Sur le sud de l'océan Indien, la formation de tempêtes et de cyclones semble coïncider avec un signal plus élevé des quatre ondes tracées (MJO, ER, MRG et Kelvin), confirmant ainsi la complexité des liens entre la cyclogénèse et les modes propagatifs dans ce bassin.

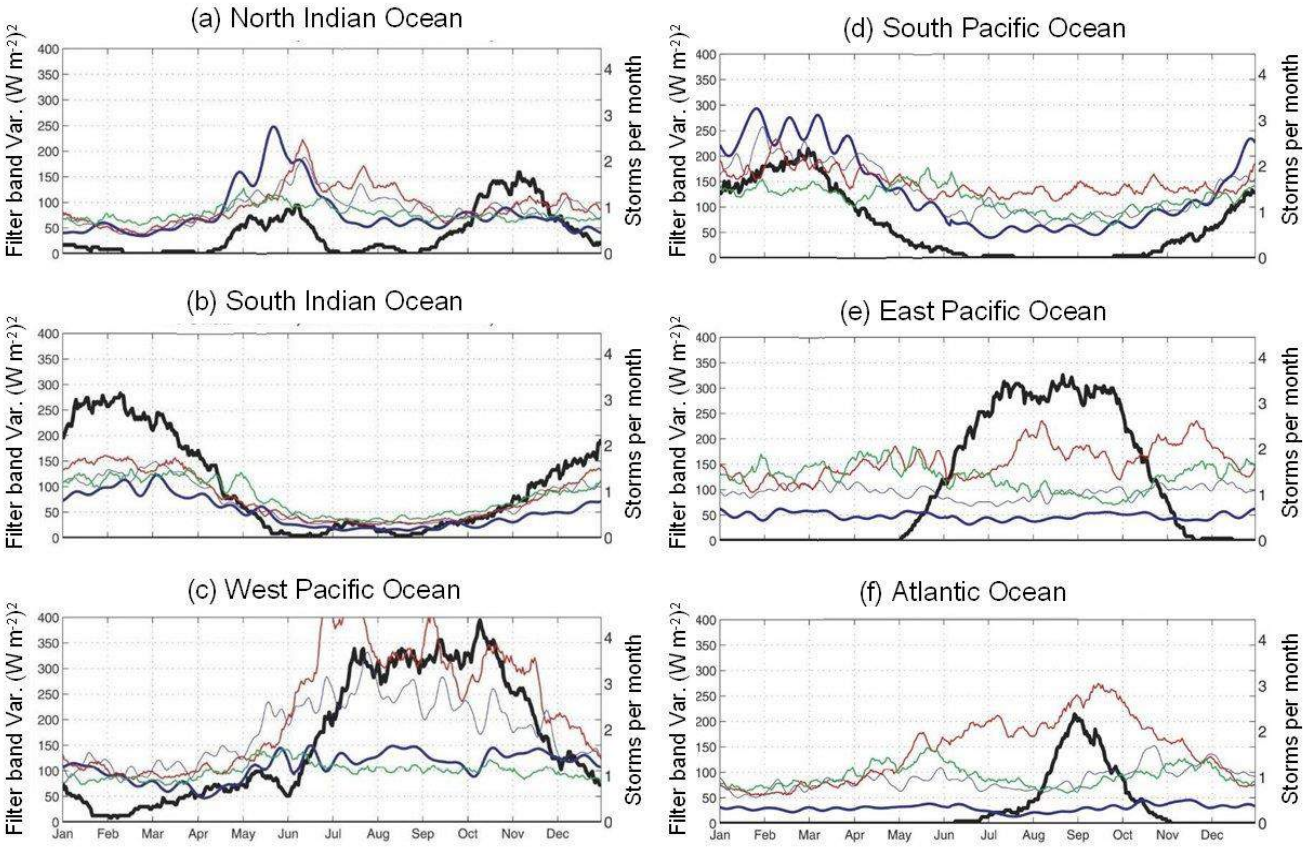


Figure 3.9 (tirée de Frank et Roundy, 2006) **:** Cycles moyens annuels de cyclogénèse et de variance d'OLR dans les 4 bandes spectrales indiquées sur la figure 3.8 pour six bassins tropicaux de **(a)** à **(f)**. Les courbes sont en couleurs : cyclogénèse (noir), MJO (bleu épais), ER (bleu fin), MRG/TD-type (rouge) et Kelvin (vert).

Plus précisément, Frank et Roundy ont étudié l'activité ondulatoire locale au moment précis de chaque cas cyclogénétique. Ils concluent que les ondes MJO, ER et MRG-TD jouent un rôle significatif dans la formation des cyclones tropicaux sur les six bassins tropicaux. En revanche, les ondes de Kelvin n'influenceraient la cyclogénèse que pendant l'été austral sur le sud de l'océan Indien et pendant le printemps dans l'Hémisphère Nord.

Synthèse de l'influence des ondes et de la MJO sur la cyclogénèse

La situation est quelque peu différente sur les différents bassins tropicaux. Les paragraphes ci-dessous essaient de résumer les points essentiels de quelques études consacrées à l'influence des différentes ondes équatoriales sur la cyclogenèse tropicale (Aiyyer et al. 2012 ; Arnault et Roux 2011 ; Chen et Chou 2014 ; Fukutomi et Ysunari 2013 ; Gall et al. 2010 ; Hall et al. 2001 ; Ho et al. 2006 ; Maloney et Hartmann 2000a, 2000b ; Schreck et al. 2011a, 2011b, 2012 ; Ventrice et al. 2012 ; Xu et al. 2013).

La MJO

Les perturbations induites par la MJO sur la température, l'humidité, le vent zonal et méridien, le tourbillon, la divergence dans toute la troposphère influencent l'activité cyclonique directement en générant localement des conditions favorables, ou indirectement en provoquant la génération, l'amplification ou la modification d'autres ondes équatoriales. L'influence de la MJO est plus forte sur l'hémisphère sud qu'au nord et sur les océans Indien et Pacifique ouest, là où la modulation associée de l'activité convective est plus sensible. Généralement, le lieu privilégié de cyclogenèse tropicale se situe vers le secteur plus humide et convectivement actif des vents perturbés d'ouest, en présence d'un cisaillement horizontal cyclonique avec les alizés d'est des plus hautes latitudes, et d'un cisaillement vertical plus faible.

Les ondes de Kelvin

Certaines ondes de Kelvin semblent être associées à la MJO qui en serait une source notable lorsque cette perturbation atteint la ligne de changement de date lors de sa propagation vers l'est et que le couplage avec la convection devient moins net. Des ondes de Kelvin peuvent aussi s'observer comme des perturbations naturelles de l'écoulement atmosphérique équatorial et tropical, même en l'absence de MJO. Les modifications environnementales propagées par les ondes de Kelvin concernent le vent zonal, la vitesse verticale, l'humidité troposphérique, la convection. A nouveau, le secteur privilégié pour la cyclogenèse tropicale est celui des perturbations d'ouest avec intensification de la convection et du cisaillement horizontal cyclonique, et atténuation du cisaillement vertical. Cependant, la situation est quelque peu différente entre l'Atlantique tropical, où le cisaillement vertical du vent est habituellement d'ouest avec des vents d'est en basses couches, d'ouest en haute troposphère, et l'océan Indien où des vents d'ouest près de la surface sont surplombés par un flux d'est en altitude. Néanmoins, l'influence des ondes de Kelvin sur le cisaillement de vent semble moins importante que les perturbations de l'humidité et de la convection pour les variations induites de l'activité cyclonique.

Les ondes ER

Les ondes ER sont, avec la MJO, le processus dominant de l'activité cyclonique tropicale dans l'hémisphère sud. Si la cyclogenèse est renforcée là où ces ondes propagent humidification troposphérique et convection soutenue, leur influence sur le cisaillement

vertical de vent semble assez variable. Plus précisément, le lieu privilégié de formation des cyclones tropicaux se situe plutôt entre le centre de circulation cyclonique de grande échelle et le flux convergent dirigé vers le pôle favorable aux développements convectifs. Une situation favorable, observée notamment sur l'Indien sud et le Pacifique nord-ouest, est celle où la propagation vers l'ouest des ondes ER les amène à interagir avec une large dépression océanique de mousson. Cela peut entraîner la cascade en tourbillons de plus petites tailles, mais plus intenses, piégés dans un environnement avec inversion du gradient méridien de tourbillon absolu.

Les ondes MRG

A l'opposé, les ondes MRG, et les ondes d'est AEW qui leur sont plus ou moins associées, jouent un rôle prépondérant pour la cyclogenèse tropicale dans l'hémisphère nord, surtout sur l'Atlantique et le Pacifique nord-ouest, en relation avec les perturbations produites par la mousson de l'Afrique de l'Ouest. La région privilégiée pour le développement de cyclones tropicaux se situe au sein des vastes zones du circulation cyclonique avec une activité convective plus soutenue vers le bord est. A nouveau, l'interaction entre une onde MRG se propageant vers l'ouest et une dépression de mousson ou une phase active de MJO peut générer des structures cycloniques plus intenses pouvant évoluer en tempêtes et cyclones tropicaux dans un environnement protégé au sens de Dunkerton et al. (2009), avec souvent une composante de propagation méridienne.

L'influence sur la cyclogénèse sur le sud-ouest de l'océan Indien

Sur le sud-ouest de l'océan Indien, Bessafi et Wheeler (2006) ont étudié les perturbations de certains champs dynamiques de grande échelle (tourbillon de basses couches, cisaillement vertical et convection profonde) qui sont connus pour leur importance dans la cyclogénèse, en négligeant les influences thermodynamiques (la température de surface de la mer, l'humidité et l'instabilité convective). Ils se basent sur 26 années de données de trajectoires de cyclones de 1974 à 2004, issues du CMRS La Réunion, de données satellitaires de l'OLR et d'analyses du modèle de l'ECMWF. D'après eux, la MJO ne serait pas le seul type d'onde à influer sur les paramètres dynamiques ; les ondes équatoriales ER, MRG et Kelvin auraient aussi un impact. Ils ont conclu à une modulation de la formation des cyclones tropicaux qui est : (1) importante et statistiquement significative par la MJO et les ondes équatoriales ER, (2) légère mais significative par les ondes de Kelvin, et (3) non significatives par les ondes MRG.

3.2 La méthode de l'analyse spectrale

D'après les travaux décrits précédemment, l'activité cyclogénétique dans le sud-ouest de l'océan Indien serait influencée par l'Oscillation de Madden-Julien (MJO) et les trois ondes équatoriales Equatorial Rossby (ER), Mixed Rossby-Gravity (MRG) et Kelvin. Or, dans le chapitre 2, un indice γ a été créé pour représenter les développements tourbillonnaires dotés d'un potentiel cyclogénétique. Dans cette partie, on souhaite donc faire une analyse spectrale sur γ ainsi que sur ses composantes afin d'identifier les paramètres environnementaux liés à la fois à la cyclogénèse et aux perturbations ondulatoires.

3.2.1 L'analyse spectrale et le sud-ouest de l'océan Indien

Description d'une analyse spectrale en Physique

Un phénomène physique peut généralement être décrit par un ou plusieurs signaux qui varient en fonction du temps. Ces signaux se décomposent en des séries discrètes ou continues de signaux simples sous forme de sinusoïdes qui subissent une amplification et un déphasage, et qui sont décrites en termes de fréquence. C'est le principe de l'analyse spectrale : décomposer un signal complexe en une somme de sinusoïdes.

Une difficulté de cette analyse est que la décomposition sous-entend généralement que le signal est défini sur un temps infini. Or, l'enregistrement du signal est de durée limitée. Il faut donc faire des hypothèses quant à la partie non enregistrée du phénomène, en construisant un modèle du signal. Lorsque le signal reproduit indéfiniment le contenu de l'enregistrement, on construit un modèle périodique basé sur des séries de Fourier ; le signal est alors décrit par un spectre discret, i.e. un ensemble de fréquences en progression arithmétique. En revanche, lorsque l'on suppose que le signal est négligeable en dehors de l'enregistrement, on construit un modèle transitoire basé sur des transformées de Fourier ; le signal est alors décrit par un spectre continu. La figure 3.10 illustre ces deux types de signaux.

Lorsque les signaux varient en temps mais aussi en espace (sur une ou plusieurs dimensions spatiales), la décomposition doit alors s'effectuer en fréquence d'une part et en longueur(s) d'onde d'autre part.

L'analyse spectrale sur les ondes équatoriales

Dans les études théoriques sur les ondes (Matsuno 1966, entre autres), les équations qui gouvernent les perturbations atmosphériques sont résolues afin d'étudier les relations entre leurs nombres d'onde et leurs fréquences, leurs structures amplitude-phase et leurs caractéristiques de propagation. Pour comparer les ondes observées et simulées avec les modes théoriques, il peut donc s'avérer utile d'étudier le comportement spatiotemporel des différentes variables environnementales en les séparant en des composantes de Fourier.

Hayashi (1982) est l'un des premiers à appliquer l'analyse spectrale à la météorologie. Dans son article sur les ondes atmosphériques, il utilise une transformée de Fourier

modifiée, en temps et en espace, afin d'obtenir un spectre continu de fréquences (signal limité en temps) et un spectre discret de longueurs d'onde (signal cyclique en espace). Les analyses sont faites sur des données issues de modèles de circulation générale du GFDL. Il parvient à séparer les signaux de départ en modes stationnaires et en modes propagatifs. Ces modes propagatifs peuvent être séparés, à leur tour, en modes qui se propagent vers l'est et vers l'ouest.

Les caractéristiques précédemment résumées des différentes ondes équatoriales et de leur influence sur la cyclogénèse tropicale ont ainsi été déduites de l'analyse spectrale spatiotemporelle de données satellites de couverture nuageuse ou de précipitations, et de champs environnementaux produits par des modèles de circulation générale.

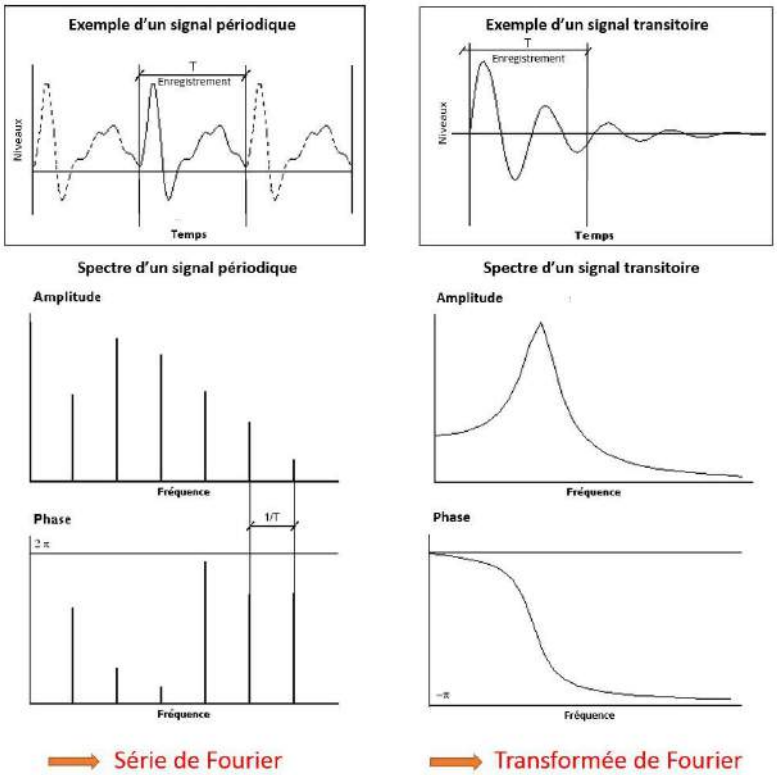


Figure 3.10 (source Wikimédia Commons) **:** Représentation d'exemples d'un signal périodique (à gauche) et d'un signal transitoire (à droite) qui varient en fonction du temps, accompagnés de leurs spectres d'amplitude et de phase respectifs.

Notre analyse spectrale sur le sud-ouest de l'océan Indien

On souhaite appliquer une analyse similaire sur le bassin que l'on étudie. Puisque l'on veut étudier la propagation zonale des ondes, la composante espace qui nous intéresse est la longitude plutôt que la latitude. On fera donc l'analyse spectrale pour chaque latitude sur un domaine temps-longitude.

Cependant, dans les précédents travaux, le domaine spatial des analyses spectrales était soit suffisamment étendu, soit cyclique autour du globe, e.g., Bessafi et Wheeler (2006) qui ont utilisé des données globales. Dans notre cas, on choisit d'utiliser les données de la zone étudiée au sein du sud-ouest de l'océan Indien uniquement. Cela permettra de ne regarder que les phénomènes propres au bassin. Or, la zone a une

extension longitudinale de 45° (entre 55 et 100°E), ce qui peut être suffisant pour étudier correctement les phénomènes de petite longueur d'onde (≤ 5000 km), mais pas les phénomènes de grande échelle zonale (> 5000 km). En revanche, la durée totale de 4 mois par saison permet de restituer correctement les périodes associées aux principales ondes équatoriales (2 jours à 2 mois).

On fait ici une analyse par séries de Fourier (limitée) d'un signal S d'une longueur totale D (= 4 mois ou 45° de longitude) échantillonné après interpolation avec un intervalle d (= D/128, soit environ 23 heures ou 0,35°). Selon le théorème de Shannon, on restitue les longueurs d'onde ou périodes comprises entre 2d et 2D (voir plus loin pour les détails).

La figure 3.11 résume quelques propriétés importantes des ondes tropicales sur le sud-ouest de l'océan Indien : leur longueur d'onde, leur période et leur célérité, ainsi que les bornes choisies pour notre description en longueur d'onde.

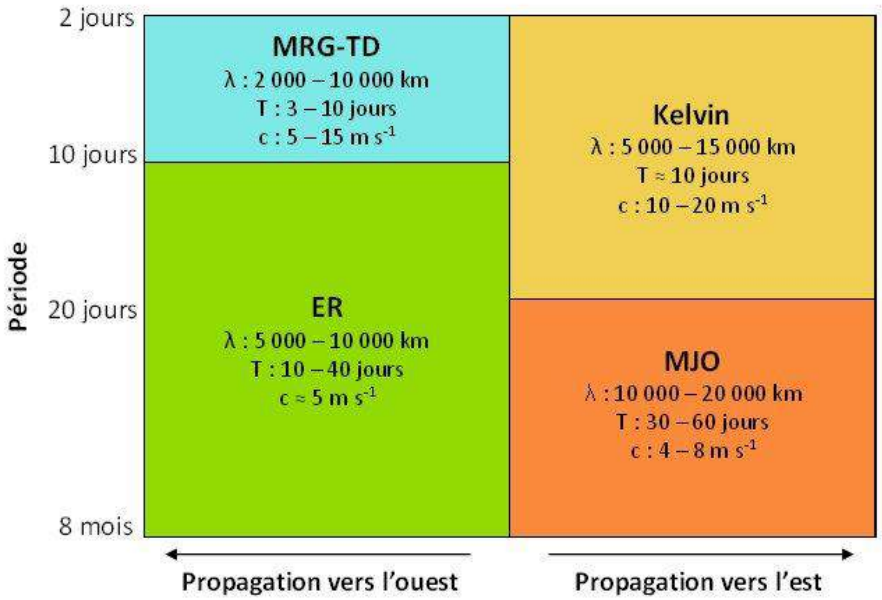


Figure 3.11 : Schéma représentant les trois ondes équatoriales et la MJO selon leur période, avec des indications de longueur d'onde λ et de célérité c approximatives. Les couleurs sont celles qui seront utilisées schématiquement dans la suite.

D'après les figures 3.4 et 3.8, les périodes caractérisent mieux les différents modes que leur longueur d'onde. On choisit donc de prendre surtout en compte la composante temporelle dans les résultats, et d'ignorer les caractéristiques spatiales. L'analyse spectrale donnera un spectre de pulsations ω (ou de périodes T = 2π/ω) dans lequel on négligera les ondes dont la période T ≤ 2 jours, i.e. les ondes de type WIG et EIG. Dans la gamme de périodes considérée, on supposera, d'une part, que les ondes d'est (propagation vers l'ouest) dont la période est comprise entre 2 et 10 jours sont des ondes de haute fréquence de type MRG et celles dont la période T est supérieure à 10 jours sont des ondes de type ER. D'autre part, les ondes d'ouest (propagation vers l'est) dont la période est comprise entre 2 et 20 jours seront associées aux ondes de Kelvin, tandis que celles dont la période T est supérieure à 20 jours se référeront à la MJO.

3.2.2 La méthode de décomposition en modes

En se basant sur les précédents travaux sur l'analyse spectrale (Hayashi 1982, Frank et Roundy 2006, Bessafi et Wheeler 2006, entre autres), on propose de faire une décomposition en modes sur $N_V = 9$ variables V_i, $i=1:N_V$ au total : l'indice de cyclogénèse γ et les 8 variables qui la composent : {TB, SST, $RVOR_{1000-800}$, $RIH_{1000-800}$, $DIV_{1000-800}$, $RVOR_{700-500}$, $RIH_{700-500}$, $DIV_{400-200}$}.

Chacune de ces N_V variables est définie sur t (temps du 1er décembre au 31 mars), sur un espace en deux dimensions en longitude x et latitude y (55-100°E ; 5-20°S), et ce sur chacune des Ns = 12 saisons, comme illustré sur la figure 3.12. Pour chaque saison, les variables varient en fonction de n = {t,x,y}. On note « it » l'indice en temps variant de 1 à Nt, « ix » l'indice en longitude variant de 1 à Nx et « iy » l'indice en latitude variant de 1 à Ny.

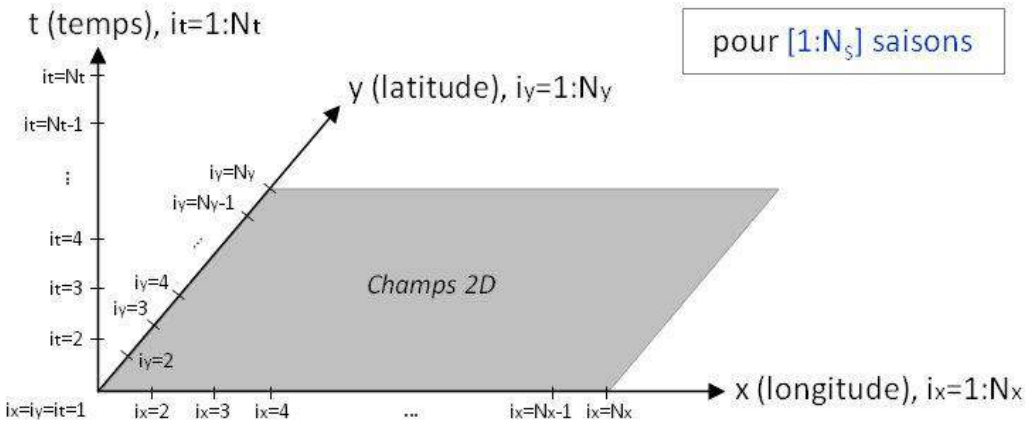


Figure 3.12 : Domaine de définition de chaque variable étudiée, voir texte pour description.

Normalisation des variables

On souhaite que les variables soient du même ordre de grandeur afin de pouvoir plus facilement les comparer entre elles dans les résultats. Il est donc nécessaire de les normaliser, de la même façon que dans le chapitre 2 :

$$V_i^*(n) = \frac{V_i(n) - M(V_i)}{\sigma(V_i)} \quad \text{avec } i = 1{:}N_V,$$

où M et σ sont la moyenne et l'écart-type de la variable V_i sur les 12 saisons et sur n (domaine en temps et espace).

La décomposition spectrale en bref

Pour chaque variable normalisée ou sur l'indice γ, après soustraction d'une tendance linéaire (représentant une évolution interannuelle due par exemple à l'ENSO ou à l'IOD), on décompose le signal restant en modes décrits dans la figure 3.13. On obtient alors par la méthode décrite ci-dessous des ondes stationnaires et des ondes d'ouest et d'est,

rapides et lentes, que l'on peut associer aux modes théoriques de Matsuno 1966 selon leurs périodes.

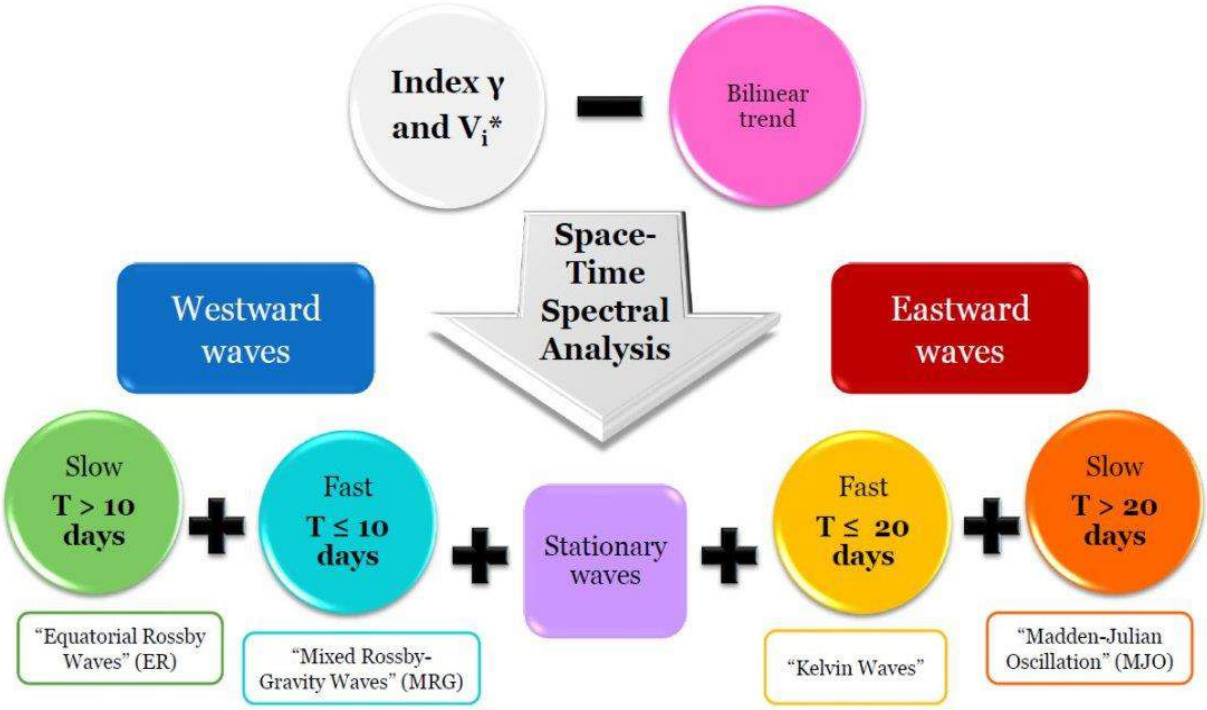


Figure 3.13 : Description succincte de la méthode de décomposition spectrale avec, en entrées, les variables normalisées et la fonction γ et, en sorties, les différents modes ouest, est et stationnaire.

Algorithme de l'analyse spectrale pour chaque variable normalisée V_i* ou γ

Pour chacune des N_S saisons,

Initialisation de la variable à décomposer

- On lit les valeurs V_i*(t,x,y).
- A chaque temps t, on supprime les points (x,y) à 500 km de distance de perturbations tropicales matures (au-delà de la tempête tropicale) et en voie de dissipation ou de transition.
- On interpole V_i* sur une grille en indices {it, ix, iy} définie par : Nt = 128, Nx = 128 et Δy = 1°. On choisit Nt et Nx égaux à 128, une puissance de 2, ce qui est préférable pour des analyses de Fourier et puisque notre domaine fait 45° de longitude échantillonné à 0,25° de résolution, et entre 121 et 122 jours (dépendant des années bissextiles) pour chaque saison. On a alors Δx ≈ 0,35° et Δt = 22,875 h.

Pour chaque latitude (iy),

- L'ensemble de Nt*Nx mesures peut être analysé comme la composition de Nt=Nx éléments d'une série de Fourier. On a, pour chaque latitude (iy), une fonction qui varie selon le temps (it) et la longitude (ix) :

$$F_i(it,ix).$$

- On calcule la **tendance bilinéaire** en it et en ix :

$$TX_i(it,ix) = F_i^T it + F_i^X ix\ ,$$

où F_i^T et F_i^X sont des scalaires.

- Après la **soustraction de la tendance bilinéaire**, il reste le signal :

$$G_i(it,ix) = F_i(it,ix) - TX_i(it,ix)$$

- Il est ensuite nécessaire de faire un **« padding »**, qui consiste à rajouter des marges nulles aux extrémités de G_i en temps et en espace. Cela double l'espace de définition, permettant ainsi d'obtenir des périodes et longueurs d'onde plus grandes, sans changer les résultats. En effet, d'après le théorème d'échantillonnage de Nyquist-Shannon, l'échantillonnage d'un signal (sa représentation sous forme discrète), avec un pas Δx fixe, exige une fréquence d'échantillonnage supérieure au double de la fréquence maximale présente dans le signal. Autrement dit, il faut que les différentes longueurs d'onde λ du signal soient supérieures à 2*Δx.

  Prenons l'exemple simple d'une fonction f (en bleu sur la figure 3.14) qui varie en espace. Elle est échantillonnée sur Nx=4 points, distants de Δx=1. On voudra travailler sur 4 vecteurs d'onde k = {1, 2, 3, 4} qui correspondront aux longueurs d'onde λ = Nx/k = {4/1, 4/2, 4/3, 4/4} = {4, 2, 1.33, 1}. Or le théorème d'échantillonnage exige un λ ≥ 2. Donc on ne pourra travailler que sur deux longueurs d'onde : 4 et 2.

  Faisons maintenant un padding sur la fonction f : on rajoute à droite et à gauche une fonction nulle (en rouge sur la figure 3.14) sur 4 autres points au total. La fonction f_2, résultat du padding, est échantillonnée sur Nx'=2*Nx=8 points. Ici, on considérera donc 8 vecteurs d'onde k = {1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8}, qui correspondent aux longueurs d'onde λ = {8/1, 8/2, 8/3, 8/4, 8/5, 8/6, 8/7, 8/8} = {8, 4, 2.67, 2, 1.6, 1.33, 1.15, 1}. La contrainte donnée par le théorème de Shannon exige qu'on travaille sur les 4 premières longueurs d'onde : 8, 4, 2.67 et 2. Le padding, ici, permet donc de considérer des longueurs d'onde plus élevées et d'obtenir un plus grand nombre de longueurs d'onde intermédiaires.

G_i est défini sur Nt*Nx points. Suite au double padding en temps et en espace, on a :

$$H_i(it,ix) = \begin{cases} G_i(it - N_t/2, ix - N_x/2) & si\ N_t/2 \le it \le 3N_t/2 \quad et \quad N_x/2 \le ix \le 3N_x/2 \\ 0 & sinon, \end{cases}$$

où it et ix vont de 1 à Nt'=2*Nt et Nx'=2*Nx respectivement. Le théorème d'échantillonnage permettra alors l'étude de Nω=Nt fréquences ω et Nk=Nx vecteurs d'onde k, avec :

- 2*Δt ≈ 1,9 jours ≤ **période T** ≤ 2*Nt*Δt ≈ 244 jours ;
- 2*Δx ≈ 70 km ≤ **longueur d'onde λ** ≤ 2*Nx*Δx ≈ 8960 km.

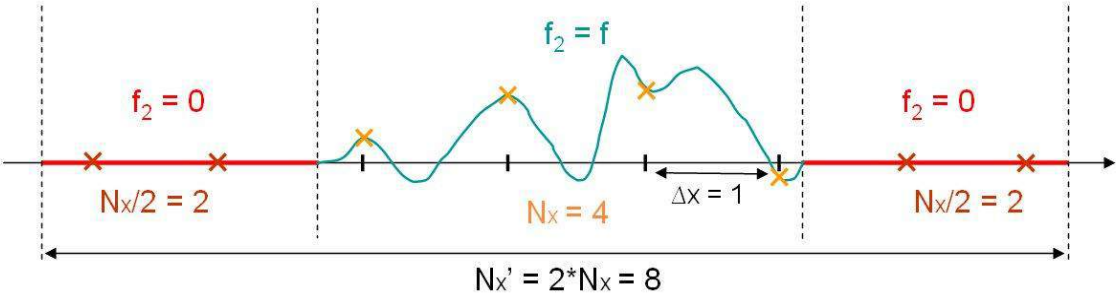


Figure 3.14 : Exemple de padding sur la fonction f (en bleu) échantillonnée sur Nx = 4 points. Le résultat f_2 comporte la fonction f bordée aux extrémités par une fonction nulle (en rouge).

- On souhaite maintenant **décomposer H_i en séries de Fourier** en espace, puis en temps. Nous avons vérifié que l'ordre des opérations de décomposition n'influait pas sur le résultat final.

  Pour chaque it, on décompose d'abord H_i en **séries de Fourier en espace**, pour transformer la longitude x d'indices ix en vecteur d'onde k d'indices ik. Cela introduit deux fonctions P_i et Q_i qui varient en fonction du temps et du vecteur d'onde :

$$H_i(it,ix) = \sum_{ik=1}^{Nk} \left[P_i(it,ik)\cos\big(k(ik)\ x(ix)\big) + Q_i(it,ik)\sin\big(k(ik)\ x(ix)\big) \right].$$

  Pour chaque ik, on décompose ensuite P_i et Q_i **en séries de Fourier en temps**, donnant quatre fonctions A_i, B_i, C_i et D_i qui varient en fonction de la fréquence ω d'indices iω et du vecteur d'onde k d'indices ik.

$$P_i(it,ik) = \sum_{i\omega=1}^{N\omega} \left[A_i(i\omega,ik)\cos\big(\omega(i\omega)\ t(it)\big) + B_i(i\omega,ik)\sin\big(\omega(i\omega)\ t(it)\big) \right]$$

$$Q_i(it,ik) = \sum_{i\omega=1}^{N\omega} \left[C_i(i\omega,ik)\cos\big(\omega(i\omega)\ t(it)\big) + D_i(i\omega,ik)\sin\big(\omega(i\omega)\ t(it)\big) \right],$$

d'où :

$$\begin{aligned} H_i(it,ix) = \sum_{ik=1}^{Nk}\sum_{i\omega=1}^{N\omega} \Big[& A_i(i\omega,ik)\cos\big(k(ik)\ x(ix)\big)\cos\big(\omega(i\omega)\ t(it)\big) \\ & + B_i(i\omega,ik)\cos\big(k(ik)\ x(ix)\big)\sin\big(\omega(i\omega)\ t(it)\big) \\ & + C_i(i\omega,ik)\sin\big(k(ik)\ x(ix)\big)\cos\big(\omega(i\omega)\ t(it)\big) \\ & + D_i(i\omega,ik)\sin\big(k(ik)\ x(ix)\big)\sin\big(\omega(i\omega)\ t(it)\big) \Big]. \end{aligned}$$

H_i peut se réécrire :

$$H_i(it,ix)=\sum_{ik=1}^{Nk}\sum_{i\omega=1}^{N\omega}\Bigg[\left(\frac{A_i(i\omega,ik)-D_i(i\omega,ik)}{2}\right)cos\big(k(ik)x(ix)+\omega(i\omega)t(it)\big)$$
$$+\left(\frac{C_i(i\omega,ik)+B_i(i\omega,ik)}{2}\right)sin\big(k(ik)x(ix)+\omega(i\omega)t(it)\big)$$
$$+\left(\frac{A_i(i\omega,ik)+D_i(i\omega,ik)}{2}\right)cos\big(k(ik)x(ix)-\omega(i\omega)t(it)\big)$$
$$+\left(\frac{C_i(i\omega,ik)-B_i(i\omega,ik)}{2}\right)sin\big(k(ik)x(ix)-\omega(i\omega)t(it)\big)\Bigg].$$

La partie en cos(kx+ωt) et en sin(kx+ωt) se propage vers l'ouest, tandis que la partie en cos(kx-ωt) et en sin(kx-ωt) se propage vers l'est, avec k et ω positifs.

- Pour la **détermination des sens de propagation**, on calcule le carré du module des composantes est et ouest pour chaque onde, i.e. pour chaque couple (ω, k), d'indices (iω, ik). Pour simplifier les notations, on omet l'écriture des indices (iω, ik).

$$MW_i=\sqrt{\left(\frac{A_i-D_i}{2}\right)^2+\left(\frac{C_i+B_i}{2}\right)^2}=\frac{1}{2}\sqrt{A_i^2+B_i^2+C_i^2+D_i^2+2B_iC_i-2A_iD_i}$$

$$ME_i=\sqrt{\left(\frac{A_i+D_i}{2}\right)^2+\left(\frac{C_i-B_i}{2}\right)^2}=\frac{1}{2}\sqrt{A_i^2+B_i^2+C_i^2+D_i^2-2B_iC_i+2A_iD_i}.$$

Puisqu'il ne peut y avoir une propagation vers l'ouest ET vers l'est en même temps, on considérera que la propagation dominante se décompose en une part commune aux deux propagations est-ouest (hachurée sur la figure 3.15) qui correspond à une onde stationnaire, et en une onde résultante dans le sens dominant.

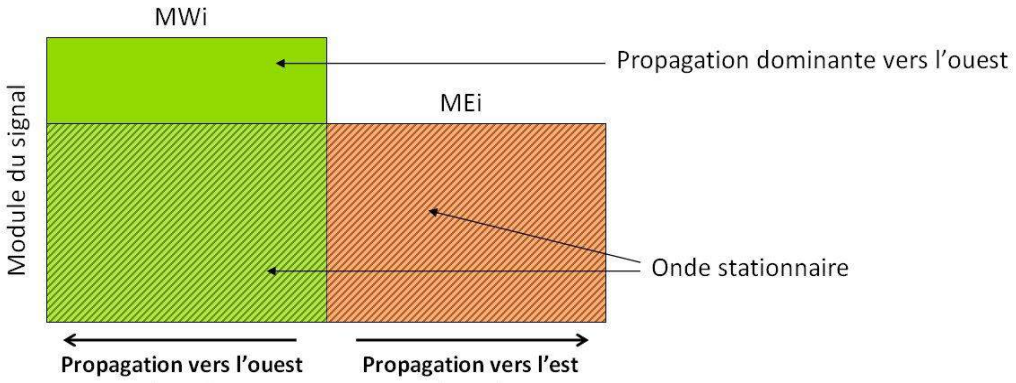


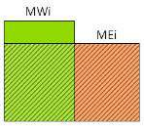
Figure 3.15 : Exemple d'une propagation dominante vers l'ouest. Les propagations sont représentées en fonction de leur amplitude (module) : MWi pour l'onde d'est et MEi pour l'onde d'ouest. Ici, puisque MWi > MEi, MEi devient le module de l'onde stationnaire et MWi-MEi le module de l'onde d'est résultante.

En comparant MW_i^2 et ME_i^2, on peut donc connaître le sens de propagation dominant.

$$MW_i^2 - ME_i^2 = B_i C_i - A_i D_i$$

On trouve alors trois cas de propagation :

1. $B_i C_i - A_i D_i > 0 \Rightarrow$ Propagation dominante vers l'ouest



Alors, le signal recomposé s'écrit :

$$H_i(it,ix) = SW_i(it,ix) + WW_i(it,ix),$$

où la partie stationnaire est :

$$SW_i(it,ix) = \sum_{ik=1}^{Nk}\sum_{i\omega=1}^{N\omega}\Big[\big((A_i(i\omega,ik) + D_i(i\omega,ik))\cos(k(ik)x(ix))$$
$$+ (C_i(i\omega,ik) - B_i(i\omega,ik))\sin(k(ik)x(ix))\big)\ \cos(\omega(i\omega)t(it))\Big]$$

et la partie qui se propage vers l'ouest est :

$$WW_i(it,ix) = \sum_{ik=1}^{Nk}\sum_{i\omega=1}^{N\omega}\Big[-D_i(i\omega,ik)\cos(k(ik)x(ix) + \omega(i\omega)t(it))$$
$$+ B_i(i\omega,ik)\sin(k(ik)x(ix) + \omega(i\omega)t(it))\Big].$$

2. $B_i C_i - A_i D_i < 0 \Rightarrow$ Propagation dominante vers l'est

Alors, le signal recomposé s'écrit :

$$H_i(it,ix) = SE_i(it,ix) + EE_i(it,ix),$$

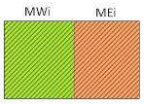
où la partie stationnaire est :

$$SE_i(it,ix) = \sum_{ik=1}^{Nk}\sum_{i\omega=1}^{N\omega}\Big[\big((A_i(i\omega,ik) - D_i(i\omega,ik))\cos(k(ik)x(ix))$$
$$+ (C_i(i\omega,ik) + B_i(i\omega,ik))\sin(k(ik)x(ix))\big)\ \cos(\omega(i\omega)t(it))\Big]$$

et la partie qui se propage vers l'est est :

$$EE_i(it,ix) = \sum_{ik=1}^{Nk}\sum_{i\omega=1}^{N\omega}\Big[D_i(i\omega,ik)\cos(k(ik)x(ix) + \omega(i\omega)t(it))$$
$$- B_i(i\omega,ik)\sin(k(ik)x(ix) + \omega(i\omega)t(it))\Big].$$

3. $B_i C_i - A_i D_i = 0 \Rightarrow$ Onde purement stationnaire



Alors, le signal recomposé s'écrit :

$$H_i(it,ix) = SS_i(it,ix),$$

avec :

$$SS_i(it,ix) = \sum_{ik=1}^{Nk}\sum_{i\omega=1}^{N\omega}\Bigg[ABCD_i\cos\left(\frac{\phi_i + \psi_i}{2}\right)\cos(k(ik)x(ix))$$
$$+ ABCD_i\sin\left(\frac{\phi_i + \psi_i}{2}\right)\sin(k(ik)x(ix))\Bigg]$$
$$* \cos\left(\omega(i\omega)t(it) + \frac{\phi_i - \psi_i}{2}\right),$$

où :

$$ABCD_i = \sqrt{A_i^2(i\omega,ik)+B_i^2(i\omega,ik)+C_i^2(i\omega,ik)+D_i^2(i\omega,ik)},$$

$$cos(\phi_i) = \frac{A_i(i\omega,ik)+D_i(i\omega,ik)}{ABCD_i} \quad \text{et} \quad sin(\phi_i) = \frac{C_i(i\omega,ik)-B_i(i\omega,ik)}{ABCD_i},$$

$$cos(\psi_i) = \frac{A_i(i\omega,ik)-D_i(i\omega,ik)}{ABCD_i} \quad \text{et} \quad sin(\psi_i) = \frac{C_i(i\omega,ik)+B_i(i\omega,ik)}{ABCD_i}.$$

Ainsi, en général, le signal H_i pourra être décomposé en cinq types d'onde, puisqu'on cherche à séparer les ondes propagatives en ondes lentes et rapides :

- des ondes stationnaires : $ST_i(it,ix) = SW_i(it,ix)+SE_i(it,ix)+SS_i(it,ix).$
- des ondes d'ouest lentes : $WS_i(it,ix) = WW_i(it,ix)$, où la somme sur les ω ne se fait que pour T > 10 jours (ER).
- des ondes d'ouest rapides : $WF_i(it,ix) = WW_i(it,ix)$, où la somme sur les ω ne se fait que pour T ≤ 10 jours (MRG).
- des ondes d'est rapides : $EF_i(it,ix) = EE_i(it,ix)$, où la somme sur les ω ne se fait que pour T ≤ 20 jours (Kelvin).
- des ondes d'est lentes : $ES_i(it,ix) = EE_i(it,ix)$, où la somme sur les ω ne se fait que pour T > 20 jours (MJO).

La variable normalisée V_i* après suppression des tempêtes développées et en voie de dissipation peut donc se décomposer en 6 modes pour chaque saison : soit un mode « tendance bilinéaire », un mode stationnaire et les 4 modes propagatifs. On choisira, dans la suite, de travailler sur ces variables et modes moyennés en latitude, pour tout it=1:Nt et ix=1:Nx :

$$V_i^*(it,ix) \approx TX_i(it,ix)+ST_i(it,ix)+WS_i(it,ix)+WF_i(it,ix)+EF_i(it,ix)+ES_i(it,ix).$$

Exemple d'une fonction simple passée dans l'algorithme

Il est important de tester l'algorithme en simulant un signal simplifié dont les différentes propagations sont prédéfinies. Comme exemple, le signal initial est décrit comme une somme de 4 ondes : une onde d'est lente, une onde d'est rapide, une onde d'ouest rapide et une onde d'ouest lente, avec des caractéristiques de périodes et de longueurs d'onde similaires au cas réel atmosphérique. Nous avons vérifié le comportement de l'algorithme spatiotemporel pour différentes caractéristiques de champ simulé, en accord avec les propriétés réelles supposées. Le signal de l'exemple est décrit par :

$$
\begin{aligned}
F(it,ix) = {} & AC_{WS}\ cos(k_{WS}\ x(ix) + \omega_{WS}\ t(it)) + AS_{WS}\ sin(k_{WS}\ x(ix) + \omega_{WS}\ t(it)) \\
& + AC_{WF}\ cos(k_{WF}\ x(ix) + \omega_{WF}\ t(it)) + AS_{WF}\ sin(k_{WF}\ x(ix) + \omega_{WF}\ t(it)) \\
& + AC_{EF}\ cos(k_{EF}\ x(ix) - \omega_{EF}\ t(it)) + AS_{EF}\ sin(k_{EF}\ x(ix) - \omega_{EF}\ t(it)) \\
& + AC_{ES}\ cos(k_{ES}\ x(ix) - \omega_{ES}\ t(it)) + AS_{ES}\ sin(k_{ES}\ x(ix) - \omega_{ES}\ t(it)) \\
& + \mathrm{BRUIT},
\end{aligned}
$$

où les 4 contributions, de même amplitude, sont définies dans le tableau 3.1, avec des valeurs de période, de longueur et de célérité cohérentes avec celles des ondes équatoriales données dans la figure 3.11. A ces propagations, on ajoute un bruit défini comme une fonction aléatoire dont la valeur quadratique moyenne est égale à un quart de celle de la partie propagative.

	Période (jours) T = 2π/ω	**Longueur d'onde (km) λ = 2π/k**	**Célérité (m s^{-1}) c = λ/T**	**Amplitude du terme cosinus**	**Amplitude du terme sinus**
Westward Slow WS	15,68	5852	4,32	2	-1
Westward Fast WF	6,37	2757	5,01	1	2
Eastward Fast EF	9,34	1142	14,15	-2	1
Eastward Slow ES	45,67	12864	3,26	-1	2

Tableau 3.1 : Caractéristiques des propagations pour la simulation d'un signal simplifié.

Après avoir normalisé le signal F, on fait une décomposition spectrale qui donne les 6 modes décrits dans la méthode. Ce qui nous intéresse dans un premier temps sont les propriétés temporelles des différents types de propagation. L'étude des spectrogrammes temporels respectifs du signal vers l'ouest (figure 3.16b) et du signal vers l'est (figure 3.16c), où les ondes lentes et rapides sont regroupées, permet de retrouver des pics d'amplitude spectrale qui correspondent aux périodes de l'onde telle qu'elle a été initialisée : quatre pics pour quatre ondes simples mises en entrée. D'autre part, on retrouve le bruit en partie dans les signaux propagatifs, mais surtout dans l'onde stationnaire. La partie stationnaire permet ainsi de mettre de côté les signaux parasites lorsque l'on veut étudier les propagations pures.

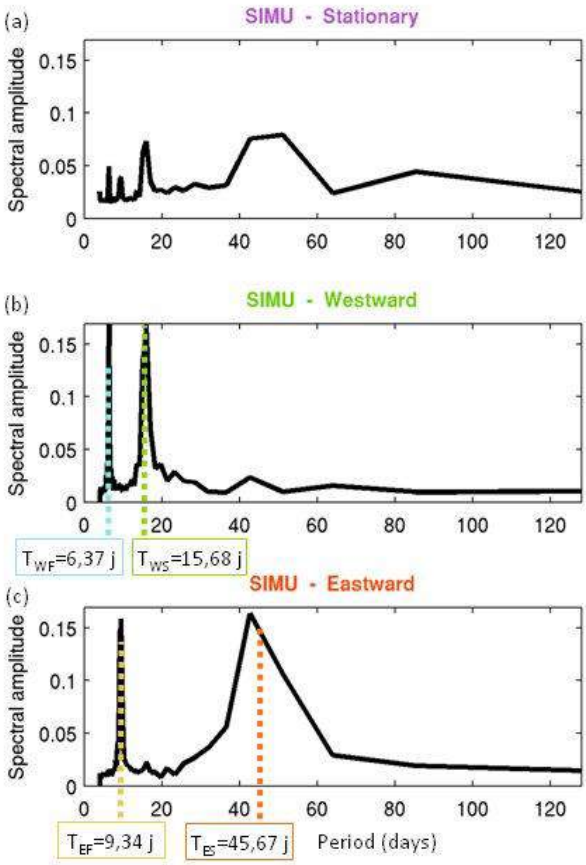


Figure 3.16 : Représentation, en fonction de la période, de l'amplitude spectrale des signaux **(a)** stationnaire et propagatifs **(b)** vers l'ouest et **(c)** vers l'est, pour la simulation d'un signal simplifié. Repérage des périodes utilisées en jours pour le signal initial.

En outre, des outils statistiques existent pour comprendre l'importance de chaque mode. On peut aisément connaître l'intensité de chacun des 6 modes qui composent un signal donné par le calcul de sa valeur quadratique moyenne, appelée ici RMS (de l'anglais « root mean square »). On fait ce calcul sur chaque mode $f_m \in$ { TX, ST, WS, WF, EF, ES } où m=1:6 :

$$RMS_m = \left[\frac{1}{Nt\,Nx} \sum_{it=1}^{Nt} \sum_{ix=1}^{Nx} \left(f_m(it,ix) \right)^2 \right]^{1/2}.$$

D'autre part, si l'on veut connaître la contribution de chaque mode dans le signal initial, le calcul du pourcentage de variance expliquée (PVE) peut s'avérer utile. Le PVE est, à la base, un outil pratique qui permet de comparer les résultats d'un modèle théorique avec des données expérimentales. Une illustration de cette comparaison est donnée dans la figure 3.17. On dit que plus le PVE est grand, plus le modèle explique la variance des données expérimentales. Le calcul du PVE repose sur la valeur quadratique moyenne de la fonction expérimentale et de celle de la fonction expérimentale moins la fonction modèle. Dans notre cas, si l'on considère la fonction relative à un mode f_m, m=1:6, ainsi que le signal initial F (variable normalisée), on a :

$$PVE_m = 100 \left(1 - \frac{RMS(F - f_m)}{RMS(F)} \right).$$

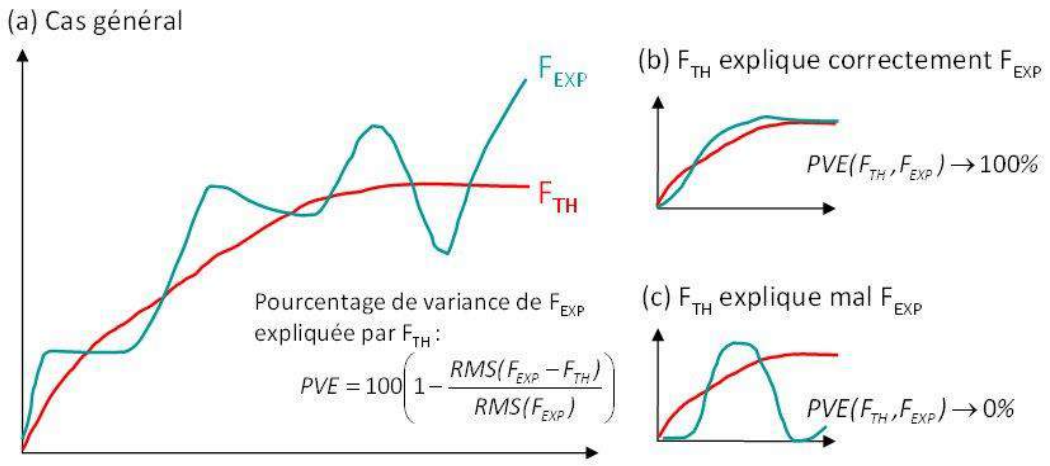


Figure 3.17 : Exemple d'application du pourcentage de variance expliquée (PVE) à la comparaison entre des résultats de modèle théorique (F_{TH} en rouge) et des données expérimentales (F_{EXP} en bleu) dans **(a)** le cas général, **(b)** le cas où F_{TH} et F_{EXP} sont proches et **(c)** le cas où F_{TH} n'approche pas F_{EXP}.

On peut également visualiser le signal et les 6 modes de la décomposition en les moyennant sur les latitudes et en les traçant sur des diagrammes de Hovmöller en fonction de la longitude et du temps. La figure 3.18 montre les 7 diagrammes de Hovmöller, accompagnés des valeurs de RMS et de PVE pour les 6 modes.

Au départ, sur le diagramme (a), on constate un signal hétérogène où l'on peut tout de même distinguer des propagations vers l'ouest et vers l'est, identifiables par des regroupements de valeurs qui semblent se propager dans le temps (vers le haut) vers la gauche (ouest) ou vers la droite (est), lentement ou rapidement. La tendance bilinéaire (b) en temps et en longitude de ce signal est calculée, puis soustraite. Dans ce cas précis, cette tendance est très faible, avec une valeur quadratique moyenne RMS quasi-nulle, et elle n'explique pas le signal de départ, avec un PVE égal à zéro. La décomposition spectrale donne ensuite une onde stationnaire (c) qui ressemble à un bruit. On n'y constate pas de propagation notable.

Les ondes propagatives, elles, sont bien visibles. Sur les diagrammes (d), (e), (f) et (g), on constate des alternances de valeurs positives et négatives qui laissent apparaître des bandes dont la période est très semblable aux périodes d'initialisation du signal de départ définies dans le tableau 3.1. En revanche, la célérité des modes et, par extension, la longueur d'onde ne sont pas forcément correctement restituées selon les cas, toujours à cause de la faible extension longitudinale du domaine ; c'est le cas pour le mode correspondant aux ondes de Kelvin qui semble être beaucoup trop lent dans cet exemple.

Les quatre valeurs quadratiques moyennes sont similaires. De même pour les pourcentages de variance expliquée. Cela est cohérent avec ce qui a été défini pour le signal initial : quatre ondes simples de même amplitude.

Par cet exemple, on montre que la méthode de décomposition spectrale fonctionne et restitue des modes corrects en termes de période, dont l'importance peut être évaluée à travers le calcul du PVE.

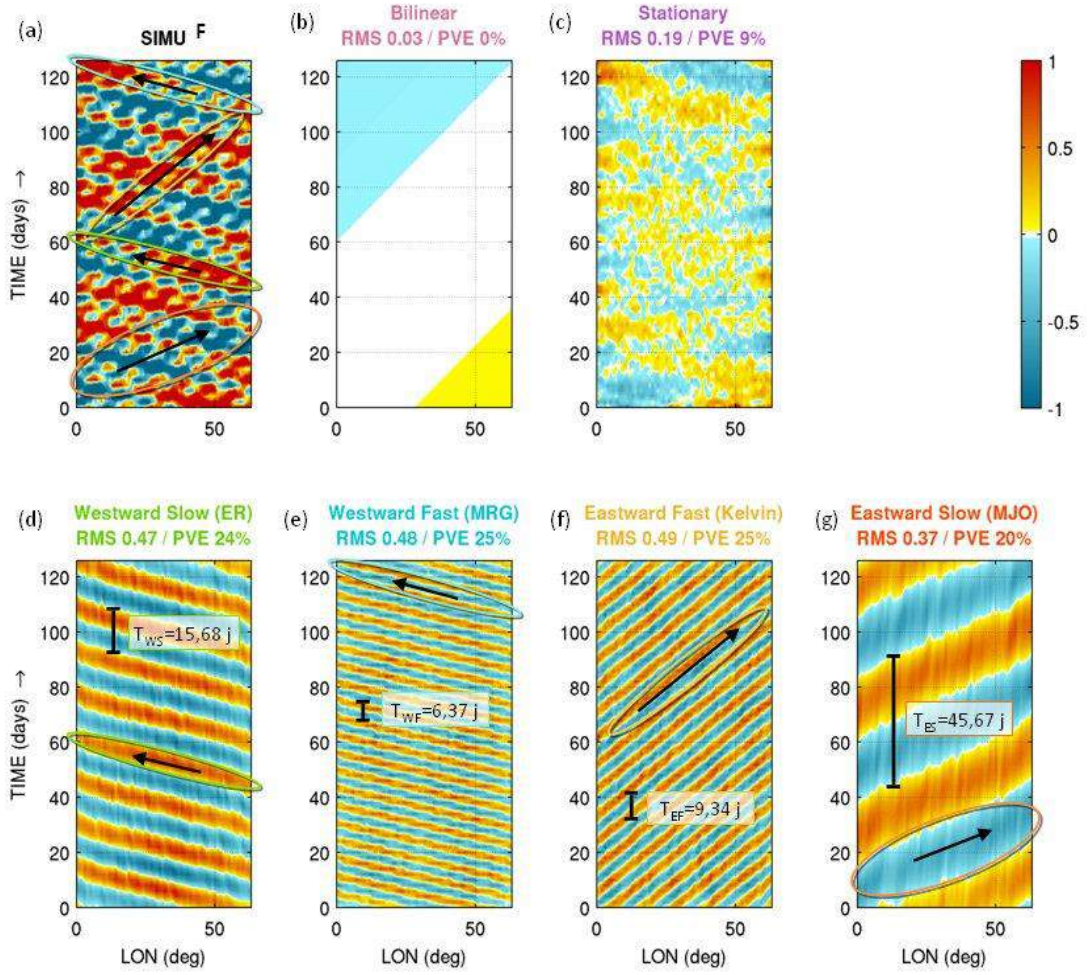


Figure 3.18 : Diagrammes Hovmöller du signal normalisé **(a)** et des six modes donnés par la décomposition spectrale : **(b)** la tendance bilinéaire, **(c)** l'onde stationnaire, **(d)** l'onde d'est lente, **(e)** l'onde d'est rapide, **(f)** l'onde d'ouest rapide et **(g)** l'onde d'ouest lente. Les signaux sont moyennés sur les latitudes et tracés en fonction de la longitude et du temps. Les couleurs sur les diagrammes sont associées aux valeurs de -1 (bleu) à +1 (rouge), comme décrit sur la barre de couleur en haut à droite. Les zones encerclées sur (a) dénotent des exemples de propagation lente ou rapide vers l'ouest ou vers l'est, et correspondent aux zones encerclées sur (d), (e), (f) et (g). Les périodes des ondes sont indiquées sur les diagrammes (d), (e), (f) et (g). Les flèches horizontales donnent une information sur la célérité de chaque onde propagative.

3.3 Les résultats

On souhaite trouver des liens entre la cyclogénèse tropicale sur le sud-ouest de l'océan Indien et les ondes tropicales. Pour chacune des 12 saisons étudiées, de décembre à mars de 1999-2000 à 2010-2011, et pour chacune des 9 variables normalisées comprenant la fonction γ et les 7 variables qui composent sa formule : {TB, SST, $RVOR_{1000-800}$, $RIH_{1000-800}$, $DIV_{1000-800}$, $RVOR_{700-500}$, $RIH_{700-500}$, $DIV_{400-200}$}, on visualise et caractérise les différents modes donnés par la décomposition spectrale à travers des diagrammes de Hovmöller et le pourcentage de variable expliquée PVE. La valeur quadratique moyenne RMS des différents modes n'est pas indiquée explicitement, mais leur amplitude est donnée par le code de couleur.

Pour chacune des 9 variables, on interprète physiquement :

- La tendance bilinéaire comme des variations lentes de la variable au sein de la saison (cycle saisonnier), e.g., la variation inertielle de la SST, et elle peut aussi contenir la variabilité interannuelle (transition entre des modes de l'ENSO ou de l'IOD ; voir partie 2.1.3) ;
- Le mode stationnaire comme des processus locaux et sporadiques qui ne seront pas plus détaillés dans cette thèse. On peut également supposer qu'il englobe le bruit dans les données ainsi que les erreurs de décomposition spectrale ;
- Le mode « ouest lent » comme les ondes Equatorial Rossby (ER) ;
- Le mode « ouest rapide » comme les ondes Mixed Rossby-Gravity (MRG) ;
- Le mode « est rapide » comme les ondes de Kelvin ;
- Le mode « est lent » comme l'Oscillation de Madden-Julian (MJO).

À cause d'une quantité trop importante de figures, on montrera ici les résultats détaillés pour la saison 2000-2001 uniquement, choisie au hasard. Les saisons 2006-2007 et 2010-2011, différentes de la saison 2000-2001, figurent en annexe.

3.3.1 Résultats sur la saison 2000-2001

La saison 2000-2001, explicitée dans le chapitre 2, et aussi celle qu'on choisit de détailler dans cette partie. Durant cette saison, trois systèmes tourbillonnaires Ando, Bindu et Charly ont atteint le stade de tempête les 2, 8 et 19 janvier 2001 respectivement, au sein d'un mois de janvier particulièrement actif. Pendant ce mois, un autre tourbillon, défini comme la perturbation tropicale n°7 par le CMRS La Réunion, s'est développé autour du 30. Il s'est intensifié en une dépression tropicale avant de quitter les latitudes favorables. Pendant la saison de décembre à mars, et dans le sud-ouest de l'océan Indien excluant le voisinage de Madagascar, le CMRS La Réunion n'a détecté aucune autre perturbation tropicale.

Diagrammes Hovmöller de l'indice γ et de 8 variables normalisées

La fonction γ

Afin d'en savoir un peu plus l'activité cyclogénétique sur cette saison et son lien avec les processus de moyenne et de grande échelle concernés, on fait, dans un premier temps, une décomposition spectrale sur le composite γ dont les résultats sont donnés sur la figure 3.19.

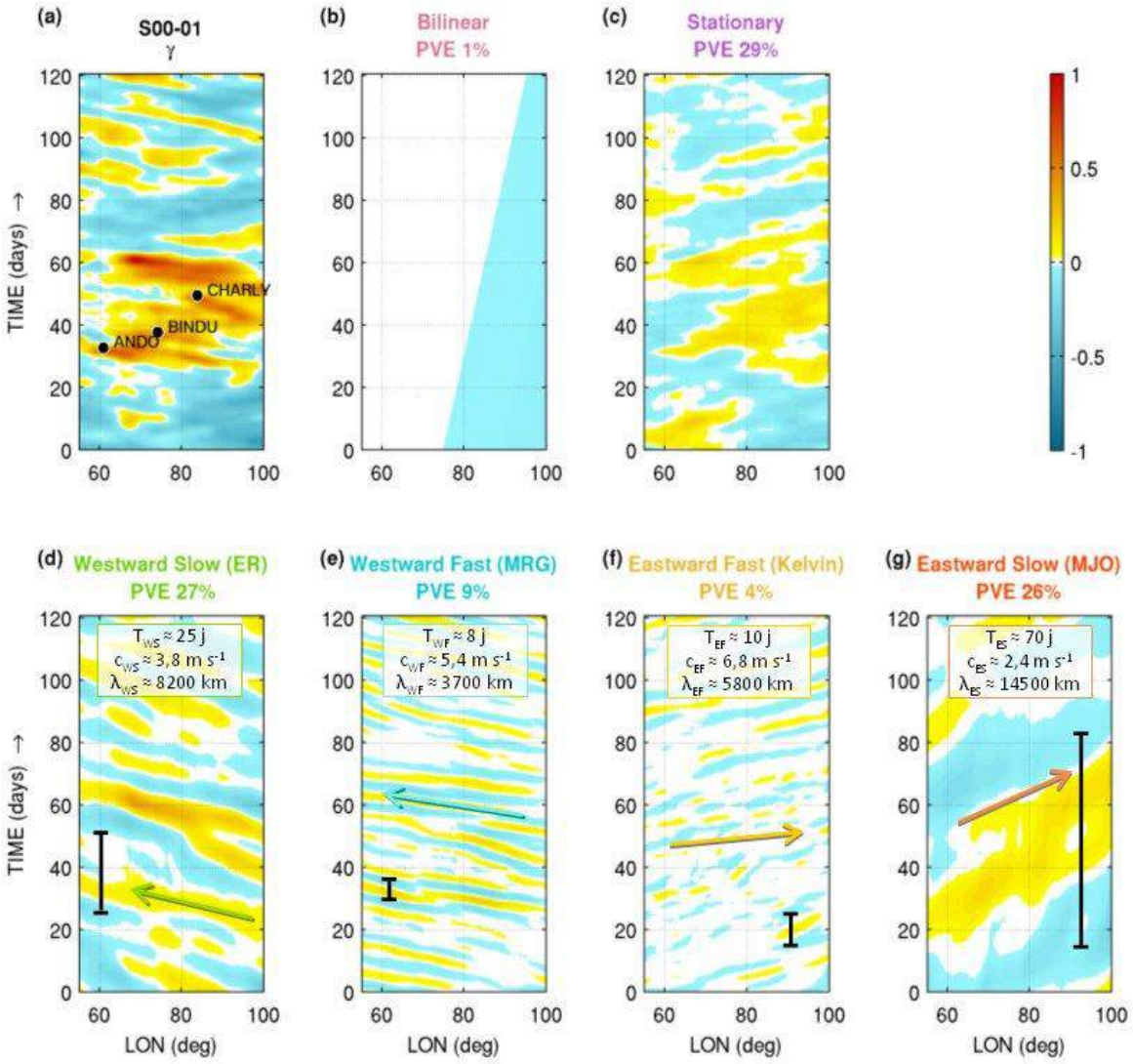


Figure 3.19 : Diagrammes Hovmöller de l'indice de cyclogénèse γ fonction linéaire de 8 variables normalisées **(a)** et des six modes donnés par la décomposition spectrale pour la saison 2000-2001 : **(b)** la tendance bilinéaire, **(c)** l'onde stationnaire, **(d)** l'onde d'est lente, **(e)** l'onde d'est rapide, **(f)** l'onde d'ouest rapide et **(g)** l'onde d'ouest lente. Les signaux sont moyennés sur les latitudes et tracés en fonction de la longitude et du temps. Les points de cyclogénèse (moment où les vents associés aux systèmes tourbillonnaires dépassent 17 m s^{-1}) sont représentés sur (a) par un point et le nom de chaque système nommé. Pour chacun des six modes, un PVE est donné. Pour chaque mode propagatif, la flèche renseigne sur la célérité du mode et le segment sur sa période.

On constate que les valeurs maximales du γ moyen sur les latitudes sont liées aux trois cyclones tropicaux Ando, Bindu et Charly en janvier. Plus tôt dans la saison, en décembre,

et plus tard, en février, l'activité cyclogénétique est réduite. Elle semble reprendre légèrement en mars sans atteindre de fortes valeurs.

La tendance bilinéaire est faible avec un PVE égal à 1%. L'influence de la variabilité interannuelle n'est donc pas flagrante lorsque l'on regarde l'activité cyclogénétique. Le mode stationnaire, lui, a un PVE relativement élevé, égal à 29%. Il semble que des processus locaux et sporadiques jouent un rôle non négligeable dans la variabilité de la cyclogénèse tropicale. Ceux-ci ne seront pas plus explicités ici.

Ce qui nous intéresse sont les traces de propagations trouvées dans l'activité cyclogénétique. Les 4 modes propagatifs expliquent ici 66% de la variance de γ, ce qui signifie que ces modes sont importants dans les variations des conditions favorables de cyclogénèse tropicale.

On déduit des diagrammes de Hovmöller les caractéristiques de période T et de célérité c pour les différentes propagations, et on peut aussi calculer la longueur d'onde λ associée. Les résultats sont donnés sur les vignettes (d), (e), (f) et (g) de la figure 3.19 pour les quatre types de modes propagatifs. On remarque que les valeurs de T, c et λ collent relativement bien aux ondes observées dont les caractéristiques sont résumées sur la figure 3.11. Les éventuelles erreurs peuvent être liées aux sommes de différents modes pour chaque catégorie d'onde.

Les ondes type ER et MJO semblent expliquer la majeure partie de ces variations avec un PVE de 27% et de 26% respectivement. Ce sont des modes propagatifs dominants. On voit bien sur la figure 3.19 que la cyclogénèse des trois événements nommés se produit lors de phases positives de ER et de MJO. Les ondes type MRG et Kelvin, eux, avec 9% et 4% de PVE, n'expliquent que faiblement la cyclogénèse tropicale pendant la saison 2000-2001.

On souhaite maintenant comprendre à travers quels paramètres environnementaux ces modes propagatifs dominants et secondaires influencent la cyclogénèse dans le sud-ouest de l'océan Indien. On fait donc une décomposition spectrale des 8 variables normalisées qui composent γ. On retrouve des diagrammes de Hovmöller et des valeurs de PVE selon la tendance bilinéaire, le mode stationnaire et les différents modes propagatifs, pour la température de brillance TB (figure 3.20), la température de surface de la mer SST (figure 3.21), le tourbillon de basse troposphère (figure 3.22), la divergence de basse troposphère (figure 3.23), l'humidité relative de basse troposphère (figure 3.24), le tourbillon de moyenne troposphère (figure 3.25), l'humidité relative de moyenne troposphère (figure 3.26) et la divergence de haute troposphère (figure 3.27). Le but de cette partie étant de relier la cyclogénèse tropicale aux ondes équatoriales et à la MJO, on s'intéressera surtout aux modes propagatifs ici, malgré les valeurs généralement élevées de la PVE associée au mode stationnaire qui correspond à des processus qui sont plus difficiles à étudier à l'échelle de nos travaux.

TB*

Sur la figure 3.20, on constate des valeurs négatives de TB* autour des cyclones tropicaux, ce qui est cohérent car de faibles valeurs de TB correspondent à des sommets de nuages froids et donc à des nuages à haute altitude que l'on retrouve dans les cyclones.

Les ondes de type MRG et Kelvin influencent assez peu la TB ici aussi (PVE égaux à 7% et 6% respectivement), tandis que le mode « ouest lent » a un PVE plus élevé égal à 18%. Ce sont les ondes de type MJO qui expliquent la majeure partie de la variance de la TB avec un PVE égal à 33% et un signal en bandes bien visible. La MJO étant un phénomène de propagation de nuages convectifs, le fait qu'elle influence directement la TB est donc cohérent.

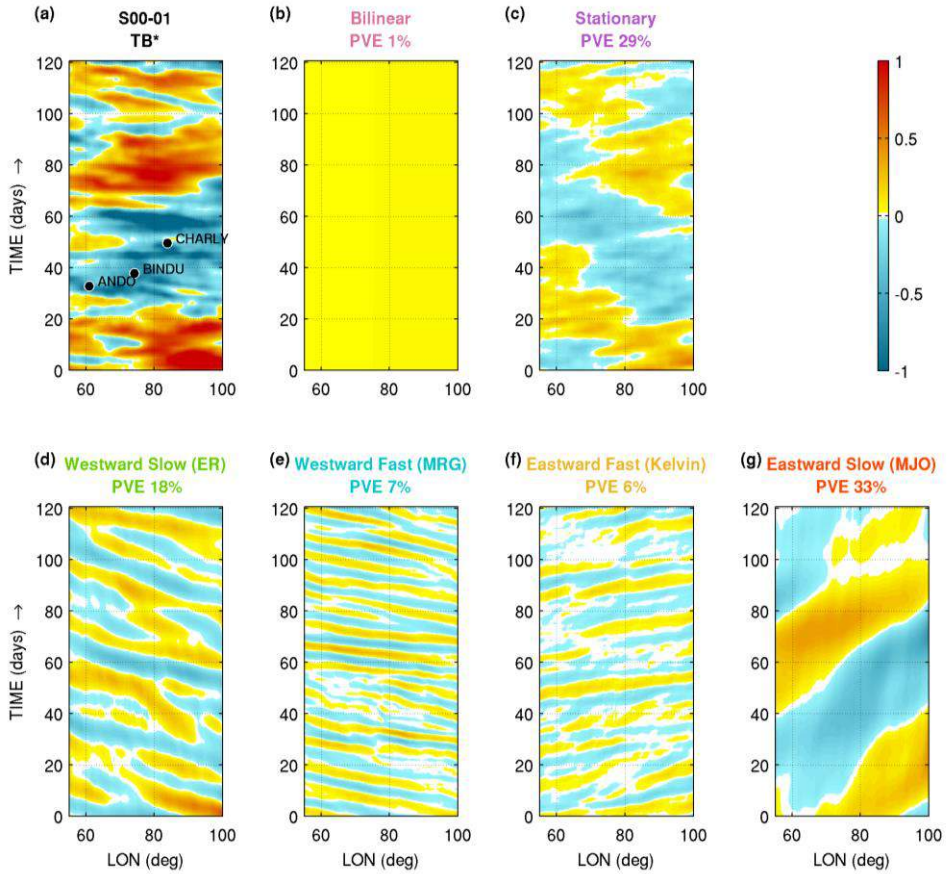


Figure 3.20 : Idem 3.19, mais pour la température de brillance normalisée.

SST*

La décomposition spectrale de la SST est donnée sur la figure 3.21. On constate un gradient de température très marqué en temps et en espace qui se retrouve particulièrement dans la tendance bilinéaire qui explique une part record (54%) de la variance de la SST. Cela serait dû au cycle saisonnier et à l'inertie de l'océan. Celui-ci emmagasine de la chaleur pendant les premiers mois d'été, mais ce n'est qu'à partir de fin février que la SST augmente, surtout à l'ouest et au centre de la zone étudiée. On note que les trois cyclones ne se développent pas en fin de saison lorsque la SST atteint ses plus fortes valeurs, mais cela ne signifie pas que la SST n'est pas déjà favorable au moment des cyclogénèses.

A part la tendance bilinéaire, c'est le mode « ouest lent » ER qui explique le plus la variance de la SST, à hauteur de 21%, tandis que le PVE associé au mode « ouest rapide » MJO est égal à 13%. Les ondes de type MRG et Kelvin, elles, influencent très peu la SST, avec des PVE égaux à 0% et 1% respectivement. On en conclut que, de par sa nature

inertielle lente, la SST n'est pas modulée par les ondes rapides, mais plutôt majoritairement par le cycle saisonnier et parfois par les ondes lentes.

On remarquera aussi que la vitesse de propagation du mode ER est très lente pour la SST par rapport aux autres variables. Il pourrait plutôt s'agir de l'influence d'une onde de Rossby océanique (Chelton et Schlax 1996).

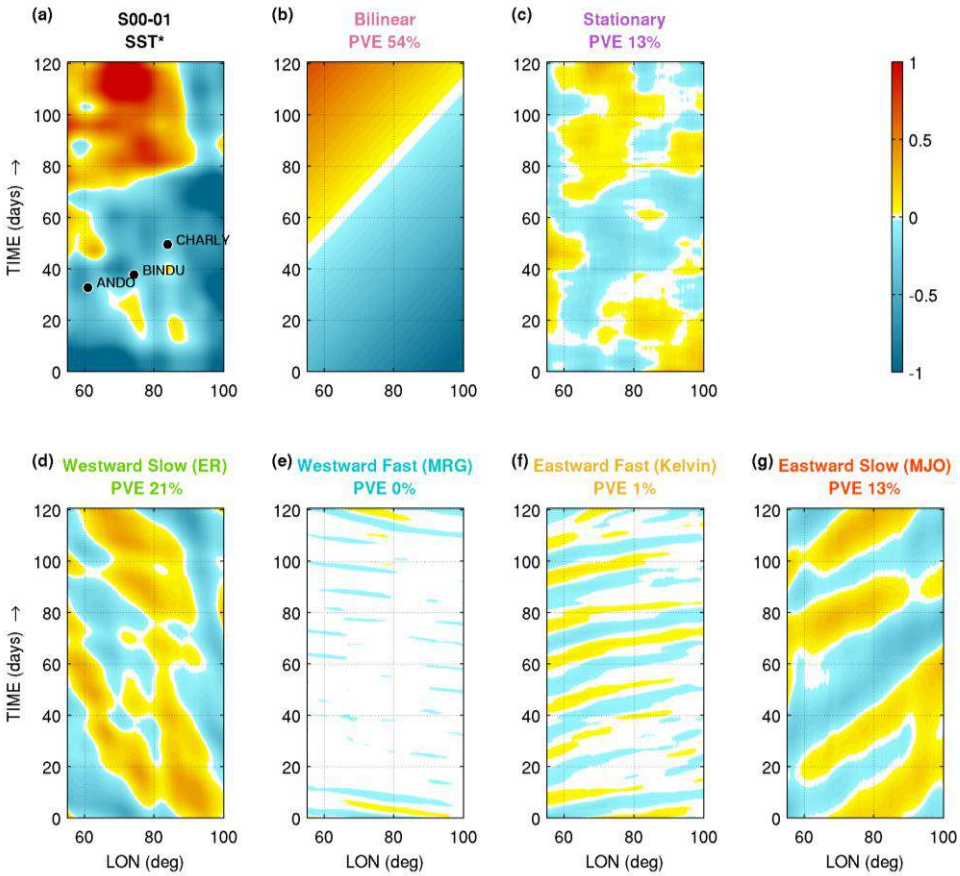


Figure 3.21 : Idem 3.19, mais pour la température de surface de la mer normalisée.

*RVOR*1000-800*

En ce qui concerne la basse troposphère entre 1000 et 800 hPa, on constate que de fortes valeurs négatives du tourbillon normalisé (figure 3.22) sont associées aux trois cas de cyclogénèse. C'est majoritairement le mode « ouest lent » de type ER qui explique sa variance avec un PVE égal à 40%. Cette fois, c'est le mode « ouest rapide » de type MRG le deuxième à influencer la variable, avec un PVE égal à 20%, soit la moitié du PVE du mode ER, contrairement au mode MJO associé à un PVE de 11% uniquement. Les ondes de Kelvin influencent peu la variance du tourbillon de basses couches avec un PVE de 6%.

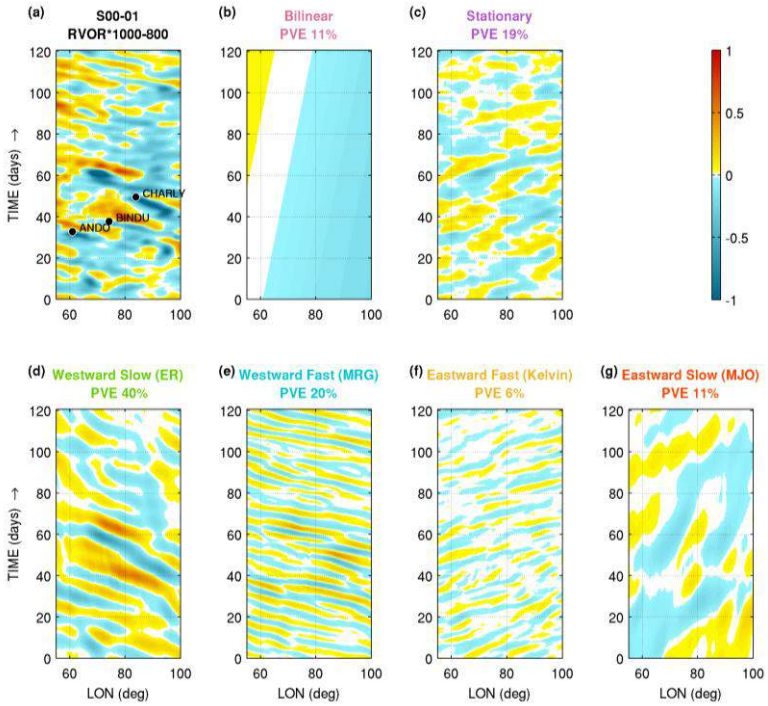


Figure 3.22 : Idem 3.19, mais pour le tourbillon relatif normalisé de basses couches (1000-800 hPa).

*DIV*1000-800*

La divergence de basses couches normalisée (figure 3.23) est plutôt négative au niveau des points de cyclogénèse, signifiant qu'on a plutôt de la convergence en ces points. Pour ce qui est des modes propagatifs, ce sont les ondes lentes qui dominent. En revanche, les modes rapides ont tout de même un PVE égal à 12%. La composante stationnaire (PVE = 29%) représente ici l'activité convective sporadique dispersée sur toute la zone.

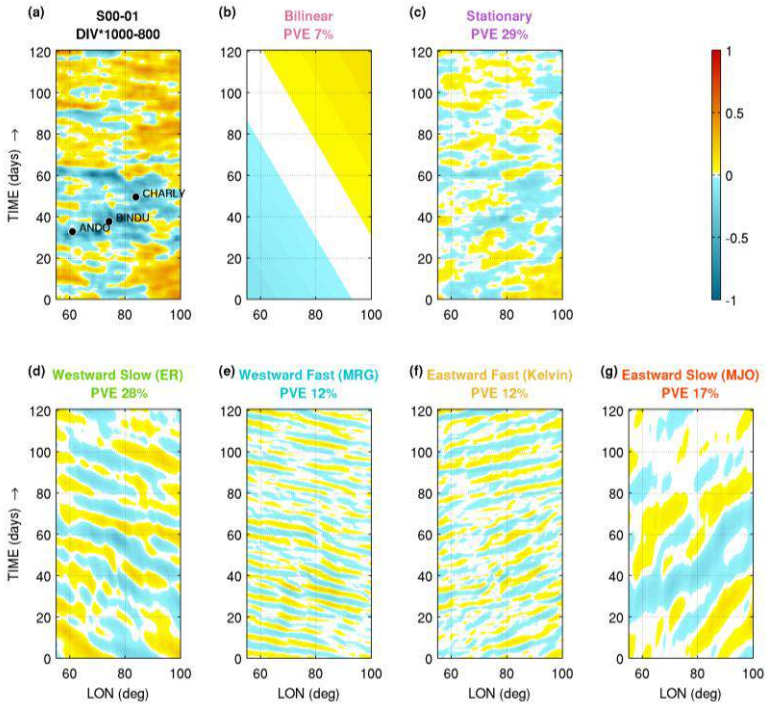


Figure 3.23 : Idem 3.19, mais pour la divergence normalisée de basses couches (1000-800 hPa).

*RIH*1000-800*

L'humidité de basse troposphère (figure 3.24) est elle aussi majoritairement influencée par les ondes de type ER dont le PVE atteint 35%. Le mode « est lent » de type MJO explique 17% de la variance de l'humidité, i.e. il a un effet deux fois moins important que le mode ER. Les ondes MRG et Kelvin influencent peu la variance de l'humidité de basses couches avec des PVE de 11 et 5% respectivement.

On note à nouveau une composante stationnaire importante (PVE = 29%), mais avec une moindre variabilité temporelle que le tourbillon ou la divergence de basse troposphère. Cela traduit vraisemblablement l'impact à long terme (quelques semaines) de l'humidification indirecte de la troposphère par les trois développements cycloniques successifs.

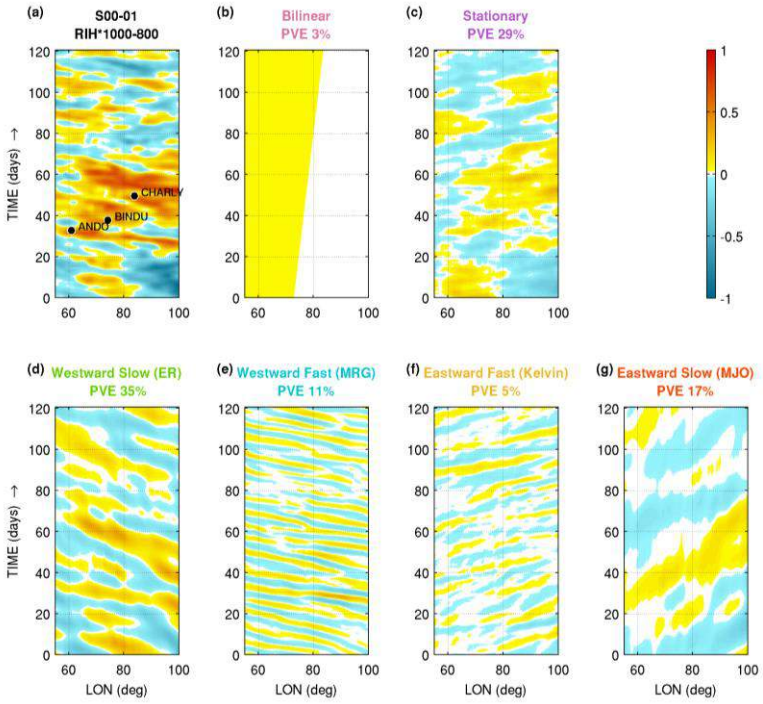


Figure 3.24 : Idem 3.19, mais pour l'humidité relative normalisée de basses couches (1000-800 hPa).

*RVOR*700-500*

En moyenne troposphère entre 700 et 500 hPa, les cyclones sont encore associés à de fortes valeurs négatives (cycloniques) du tourbillon normalisé (figure 3.25). La tendance bilinéaire est, pour ces niveaux de pression aussi, assez forte et explique 18% de la variance de la variable. Elle s'explique par la prépondérance anticyclonique sur l'est du bassin, plus marquée en moyenne troposphère qu'en basse troposphère (PVE = 11% ; figure 3.22).

Ce sont les ondes de type ER qui expliquent le plus cette variance, avec un PVE égal à 35%, suivi des ondes de type MRG, avec un PVE égal à 17%. Une fois de plus, comme entre 1000 et 800 hPa, la variable tourbillon est plus influencée par les modes qui se propagent vers l'ouest.

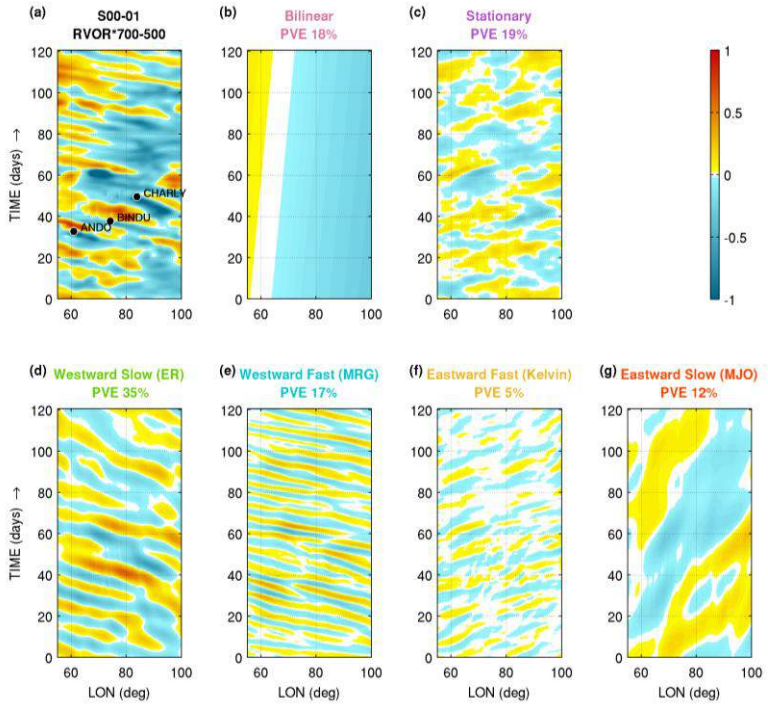


Figure 3.25 : Idem 3.19, mais pour le tourbillon relatif normalisé de moyenne troposphère (700-500 hPa).

*RIH*700-500*

L'humidité de moyenne troposphère (figure 3.26) est relativement élevée au niveau des trois cyclones tropicaux. En dehors de la composante stationnaire (PVE=27%) qui montre, comme à 1000-800 hPa, l'impact à relativement long terme de l'humidification liée aux 3 cyclones, la variance de l'humidité de moyenne troposphère est majoritairement expliquée de façon quasi-égale par les ondes ER (29%) et les ondes MJO (27%).

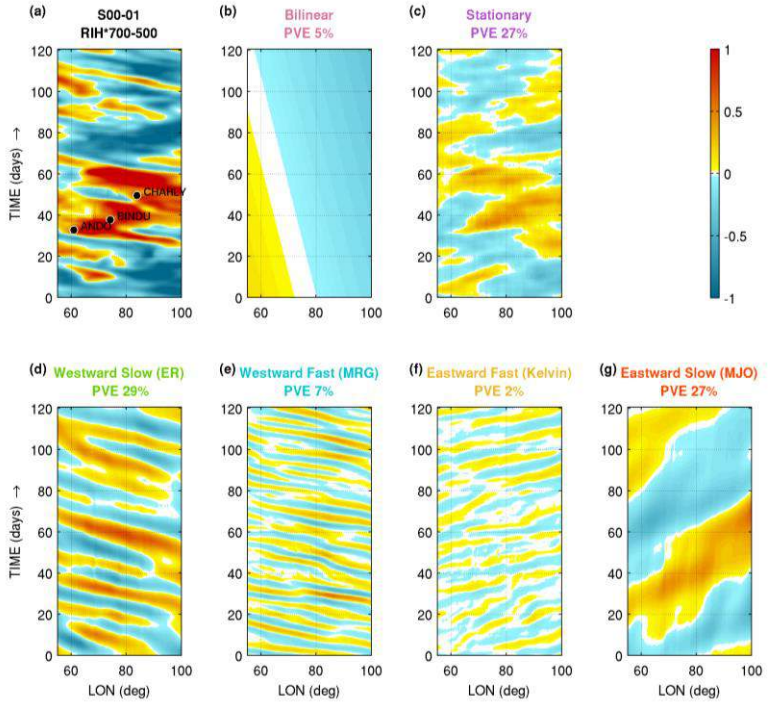


Figure 3.26 : Idem 3.19, mais pour l'humidité relative normalisée de moyenne troposphère (700-500 hPa).

*DIV*400-200*

Dans la haute troposphère entre 400 et 200 hPa, on étudie la divergence (figure 3.27). Elle est forte pour les cyclones tropicaux et est majoritairement expliquée à 34% par le mode « est lent » de type MJO. Cette variable est liée à la TB, puisqu'il y a divergence aux sommets froids des nuages.

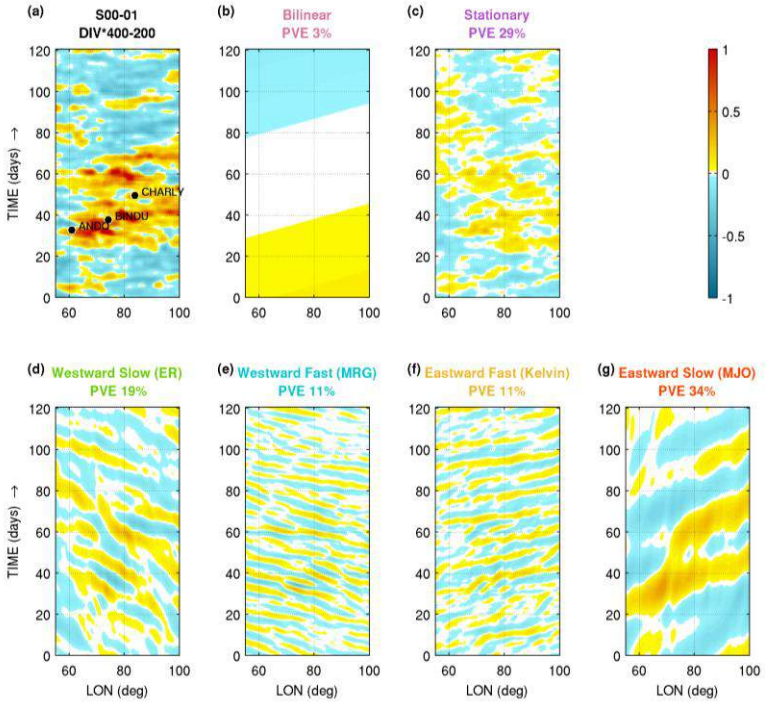


Figure 3.27 : Idem 3.19, mais pour la divergence normalisée de haute troposphère (400-200 hPa).

Récapitulatif des PVE

On récapitule, pour la saison 2000-2001, les pourcentages de variance des variables expliquée par les différents modes dans le tableau 3.2.

On remarque d'abord que la somme des PVE n'est pas strictement égale à 100% (dernière colonne). Cela est dû au fait qu'on compare, pour chaque mode, la valeur quadratique moyenne de la fonction initiale avec celle de la fonction décomposée puis recomposée du mode en question. Les étapes de décomposition et de recomposition introduisent des erreurs minimes. La somme des PVE introduit donc une somme de petites erreurs. Le fait que la somme des PVE est tout de même proche de 100% montre que la méthode d'analyse spectrale développée est correcte.

On constate qu'en 2000-2001, 66% de la variance de γ est expliquée par les modes propagatifs (chiffres en rouge). On peut donc dire que les ondes équatoriales ont une réelle influence sur la cyclogénèse tropicale dans la zone étudiée. On souhaite déterminer à travers quelles variables ces ondes modulent la cyclogénèse.

Le mode stationnaire, lui, explique 27 à 29% des variances des variables liées à l'activité convective « sporadique » (TB, DIV et RIH) avec une distribution spatiotemporelle influencée par les trois développements cycloniques.

Le mode « ouest lent » de type ER module fortement la variance du tourbillon et de l'humidité en basse et moyenne troposphère, ainsi que de la divergence de basses couches. L'influence prépondérante des ondes ER sur le tourbillon et l'humidité est en accord avec les conclusions de Gall et al. (2010).

Le mode « est lent » de type MJO module à plus de 25% la variance de la TB, de l'humidité de moyenne troposphère et de la divergence de haute troposphère. Cela signifie que la MJO contrôle une partie significative de l'activité convective via les perturbations de vent en altitude notamment.

Le mode « ouest rapide » de type MRG n'est significatif que pour les tourbillons de basse et de moyenne troposphère, avec un PVE entre 17 et 20%. Pour les autres variables, le PVE tourne autour de 10%.

Le mode « est rapide » de type Kelvin influence moyennement les divergences de basse et haute troposphère (PVE de 11 et 12% respectivement), mais l'impact sur la convection est limitée (le PVE de TB est de 6% seulement).

Mode / Variable	Bi-linear	Statio-nary	Wward Slow ER	Wward Fast MRG	Eward Fast Kelvin	Eward Slow **MJO**	∑
γ	1	29	27	9	4	26	96
TB*	1	29	18	7	6	33	94
SST*	54	13	21	0	1	13	104
RVOR*1000-800	11	19	40	20	6	11	107
DIV*1000-800	7	29	28	12	12	17	105
RIH*1000-800	3	29	35	11	5	17	100
RVOR*700-500	18	19	35	17	5	12	106
RIH*700-500	5	27	29	7	2	27	97
DIV*400-200	3	29	19	10	11	34	106

Tableau 3.2 : Récapitulatif des PVE en % pour 2000-2001 dans des cases grisées selon 4 tons : PVE ≥ 40% (gris foncé), 30% ≤ PVE < 40% (gris moyen), 20% ≤ PVE < 30% (gris clair) et PVE < 20% (blanc). La dernière colonne donne la somme des PVE sur les 6 modes.

En conclusion, en 2000-2001, les modes lents sont tous deux très importants pour la cyclogénèse tropicale dans le bassin car ils ne modulent pas les mêmes variables impliquées dans la cyclogénèse. Les modes rapides, eux, sont moins importants mais jouent tout de même un rôle secondaire dans la modulation du tourbillon et de la divergence. Les modes stationnaires sont, pour la quasi-totalité des variables, relativement

importants car ils représentent la contribution de phénomènes non propagatifs liés notamment à la convection sporadique et permanente sur l'Indien Sud tropical.

3.3.2 Résultats généraux sur les 12 saisons

L'étude des onze autres saisons se fait de la même façon que pour la saison 2000-2001. Pour les saisons 2006-2007 et 2010-2011, les diagrammes de Hovmöller associés aux différents modes pour les différentes variables se trouvent en annexe (figures A.1 à A.9 et A.10 à A.18 respectivement, comme les figures 3.19 à 3.27). Ces deux saisons sont intéressantes car, malgré une faible variabilité interannuelle des valeurs de PVE (tableau 3.3), il semblerait que ce ne sont pas les mêmes processus qui contrôlent la cyclogénèse. En effet, la saison 2006-2007, accompagnée d'une très forte activité cyclonique, est pilotée par des phénomènes à toutes les échelles (ENSO/IOD, modes propagatifs, processus locaux sporadiques), et la faible cyclogénèse de saison 2010-2011 semble être plus dominée par les ondes d'est Equatorial Rossby.

On résume, pour l'ensemble des saisons, la moyenne et l'écart-type des pourcentages de variance des variables expliquée par les différents modes dans le tableau 3.3.

Mode / Variable	Bi-linear	Statio-nary	Wward Slow ER	Wward Fast MRG	Eward Fast Kelvin	Eward Slow MJO
γ	17 (10)	24 (4)	28 (6)	8 (2)	6 (2)	23 (10)
TB*	11 (8)	26 (4)	30 (8)	6 (2)	8 (2)	26 (11)
SST*	63 (6)	10 (4)	15 (7)	1 (0)	2 (1)	10 (6)
RVOR*1000-800	8 (5)	25 (4)	38 (5)	16 (3)	9 (3)	14 (2)
DIV*1000-800	10 (4)	28 (3)	29 (4)	11 (2)	13 (2)	19 (4)
RIH*1000-800	11 (7)	25 (3)	33 (6)	11 (3)	7 (2)	20 (8)
RVOR*700-500	10 (6)	24 (4)	40 (5)	16 (3)	7 (2)	12 (3)
RIH*700-500	15 (7)	25 (4)	34 (9)	7 (1)	5 (2)	22 (10)
DIV*400-200	4 (2)	31 (2)	28 (7)	11 (2)	16 (2)	23 (9)

Tableau 3.3 : Récapitulatif des moyennes et écarts-types des PVE en % des différents modes par rapport aux 9 variables sur les 12 saisons, dans le format « Moyenne (écart-type) ». Les cases en gris correspondent aux moyennes de PVE supérieures à 20%.

Pour l'ensemble des saisons, tandis que le mode stationnaire et la tendance bilinéaire expliquent 24% et 17% de la variance de la cyclogénèse tropicale via l'indice γ, les modes propagatifs expliquent la part la plus importante de cette variance : 65% (en rouge).

Parmi les modes propagatifs, le mode « ouest lent » de type ER module la cyclogénèse à travers toutes les variables qui composent la formule de γ, sauf la SST, avec un PVE de plus de 28% en moyenne.

Le mode « est lent » de type MJO, lui, influe sur la cyclogénèse via la TB, les humidités de basse et moyenne troposphère et la divergence de haute troposphère. Ce sont les variables liées à la convection.

Les modes rapides est et ouest ne modulent pas beaucoup la variance des différentes variables (PVE entre 5 et 16%), et très peu pour la variance de la SST, variable à évolution lente.

Pour les 12 saisons, comme pour la saison 2000-2001 détaillée, on retrouve un PVE moyen très important pour la tendance linéaire de la SST, accompagné d'un écart-type relativement fort également suggérant la variabilité interannuelle des processus de grande échelle.

Pour les modes stationnaire, « ouest lent », « ouest rapide » et « est rapide », les écarts-types de PVE sur les différentes variables sont généralement entre 2 et 9%, montrant que les résultats sont assez semblables selon les années.

Pour les ondes type MJO, les écarts-types des PVE sont entre 8 et 11%. Cela sous-entend que même si ce mode est important pour la cyclogénèse, il y a une certaine variabilité selon les saisons. Cela serait peut-être dû aux intensités variables au cours des saisons des oscillations de la MJO, dont l'étude est détaillée dans la suite.

3.3.3 Liens entre les modes trouvés et les ondes théoriques

Liens entre le mode « est lent » et la MJO

La MJO module largement l'activité des nuages convectifs et des fortes précipitations. Dans notre ensemble de variables, celles qui sont étroitement liées à la convection sont : la TB, l'humidité de moyenne troposphère ou la divergence de haute troposphère. En théorie, on retrouverait donc des PVE élevés associés au mode « est lent » type MJO pour ces variables pendant les saisons de MJO actives sur l'océan Indien. La figure 3.28 illustre le mode « ouest lent » associé à la TB pour les 12 différentes saisons.

On constate que le mode « est lent » est différent selon les saisons. Il existe des saisons où l'on visualise de larges bandes, i.e. à période égale à 40 jours, d'alternance entre valeurs positives et négatives du signal et d'autres où ces bandes sont plus fines et moins parallèles. Cela pourrait avoir un lien avec les différentes activités et phases de la MJO. Sur la cinquantaine de tempêtes et cyclones tropicaux pointés sur les diagrammes, 60% évoluent dans une bande négative (signe de convection), 35% sont à la limite entre une bande positive et une bande négative et 5% sont situés dans une bande positive. Autrement dit, environ 95% des tempêtes et cyclones des 12 saisons semblent être influencés par une phase active du mode « est lent » de type MJO pour la variable TB.

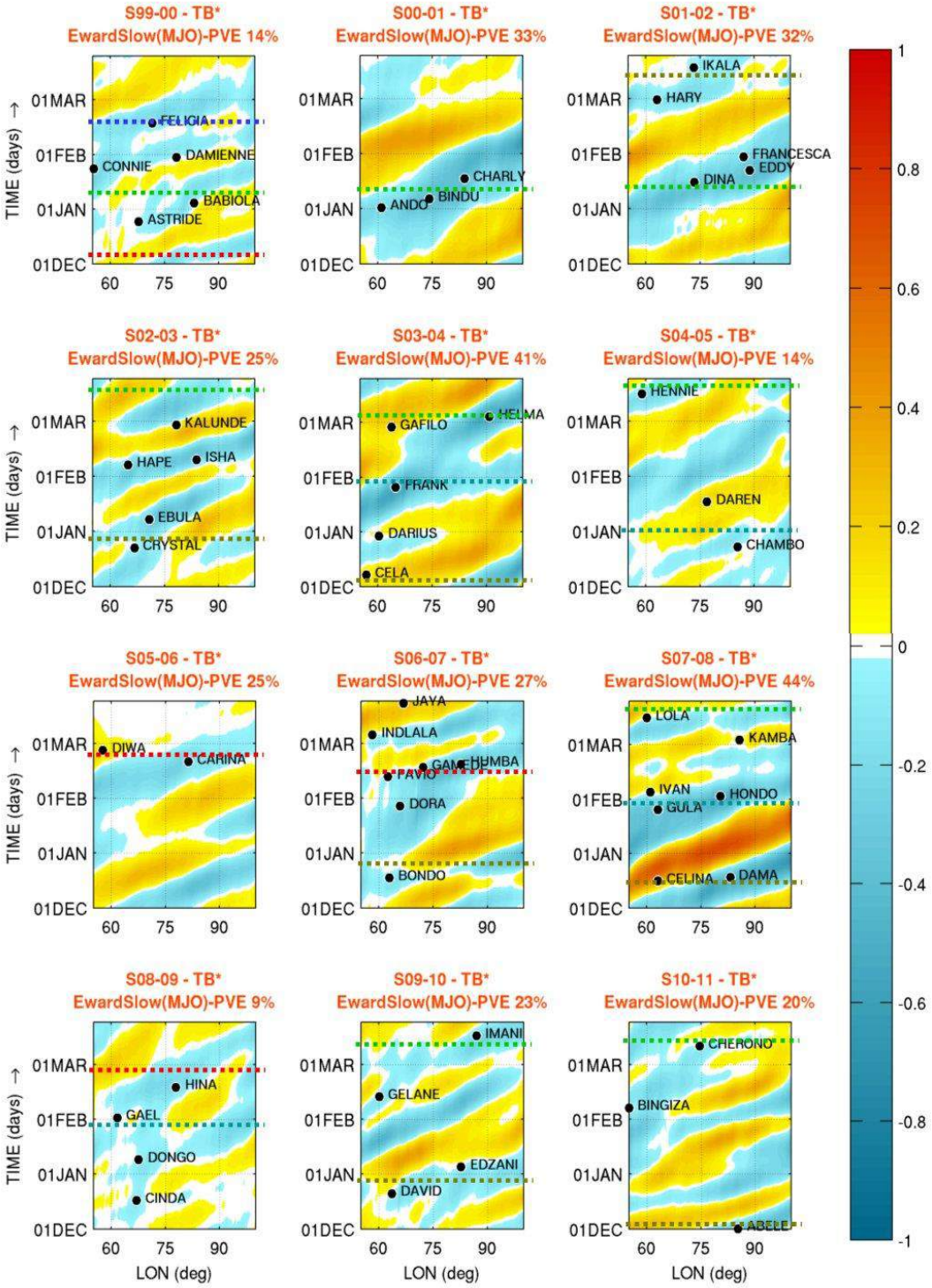


Figure 3.28 : Diagrammes Hovmöller du signal « est lent » pour la variable normalisée TB* moyenné sur les latitudes, représenté en fonction de la longitude et du temps, pour 12 saisons cycloniques de décembre à mars de 1999-2000 à 2010-2011. Les points de cyclogénèse (moment où les vents associés aux systèmes tourbillonnaires dépassent 17 m s^{-1}) sont représentés pour les différentes saisons par un point et le nom de chaque système nommé. Le PVE est donné dans chacun des cas. Les pointillés correspondent aux phases actives de la MJO repérés dans la zone grâce à la figure 3.30.

Afin de vérifier les relations avec la MJO, on compare ce mode pour l'une des variables de convection, la TB ici, avec le diagramme (RMM1, RMM2) de Wheeler et Hendon pour chaque saison. A travers l'exemple de la saison 2000-2001 (figure 3.29), on montre

comment comparer ce qui se passe dans les phases 2 et 3 du diagramme de Wheeler et Hendon avec les bandes du diagramme de Hovmöller pour la TB. Le diagramme RMM montre qu'en janvier 2000, la MJO est dans sa phase 2-3 au-dessus de l'océan Indien et que son amplitude est relativement forte. On peut la retrouver sur le diagramme de Hovmöller, au moment où la cyclogénèse a lieu pour Ando, Bindu et Charly. On peut en conclure que les trois cas de cyclogénèse se déroulent pendant une phase active de la MJO. Il semblerait y avoir, sur le diagramme de Hovmöller, un autre cas de MJO en mars, mais le diagramme de Wheeler et Hendon indique une MJO de très faible amplitude ce mois-là.

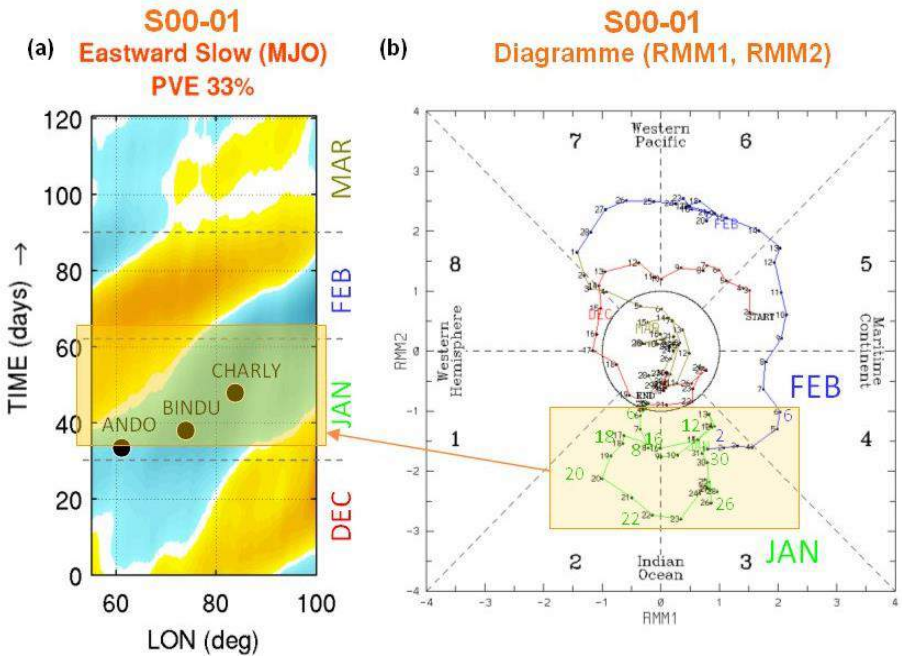


Figure 3.29 : Comparaison pour la saison 2000-2001 entre **(a)** le mode « est lent » issu de la décomposition spectrale de la température de brillance TB et **(b)** le diagramme (RMM1, RMM2) de Wheeler et Hendon. Les mois du diagramme (b) décembre (rouge), janvier (vert), février (bleu) et mars (brun) sont indiqués sur (a).

L'étude des diagrammes de Wheeler et Hendon sur les 12 saisons (figure 3.30) montre que la MJO n'a pas un comportement homogène selon les saisons dans la zone océan Indien (phases 2 et 3).

Pendant les saisons 1999-2000, 2008-2009 et 2010-2011 par exemple, l'amplitude de la MJO dans les phases 2-3 est très faible. Pendant les saisons 2004-2005, 2005-2006 et 2009-2010, l'amplitude est moyenne et pour les saisons restantes, l'amplitude est forte. Selon les saisons, on retrouve zéro, une, deux ou trois développements MJO marqués dans la zone pendant la période de décembre à mars. En comparant avec les diagrammes de la figure 3.28 de la manière illustrée dans la figure 3.29, on peut effectivement dire que, lorsque les bandes des diagrammes de Hovmöller pour le mode « est lent » sur la TB sont bien organisées, parallèles et larges, on a affaire à une saison comportant un ou plusieurs développement(s) marqué(s) de MJO.

En considérant les dates présentes dans la zone orangée dans la figure 3.30 (phases 2-3, et aussi les phases 1 et 4 qui peuvent influencer le bassin), on arrive à reporter sur la figure 3.28 (par les barres horizontales en pointillés) les différents événements repérés. On constate que, généralement, un événement actif de la MJO repéré sur les diagrammes de Wheeler et Hendon correspond bien à une phase négative du signal « est lent » type MJO.

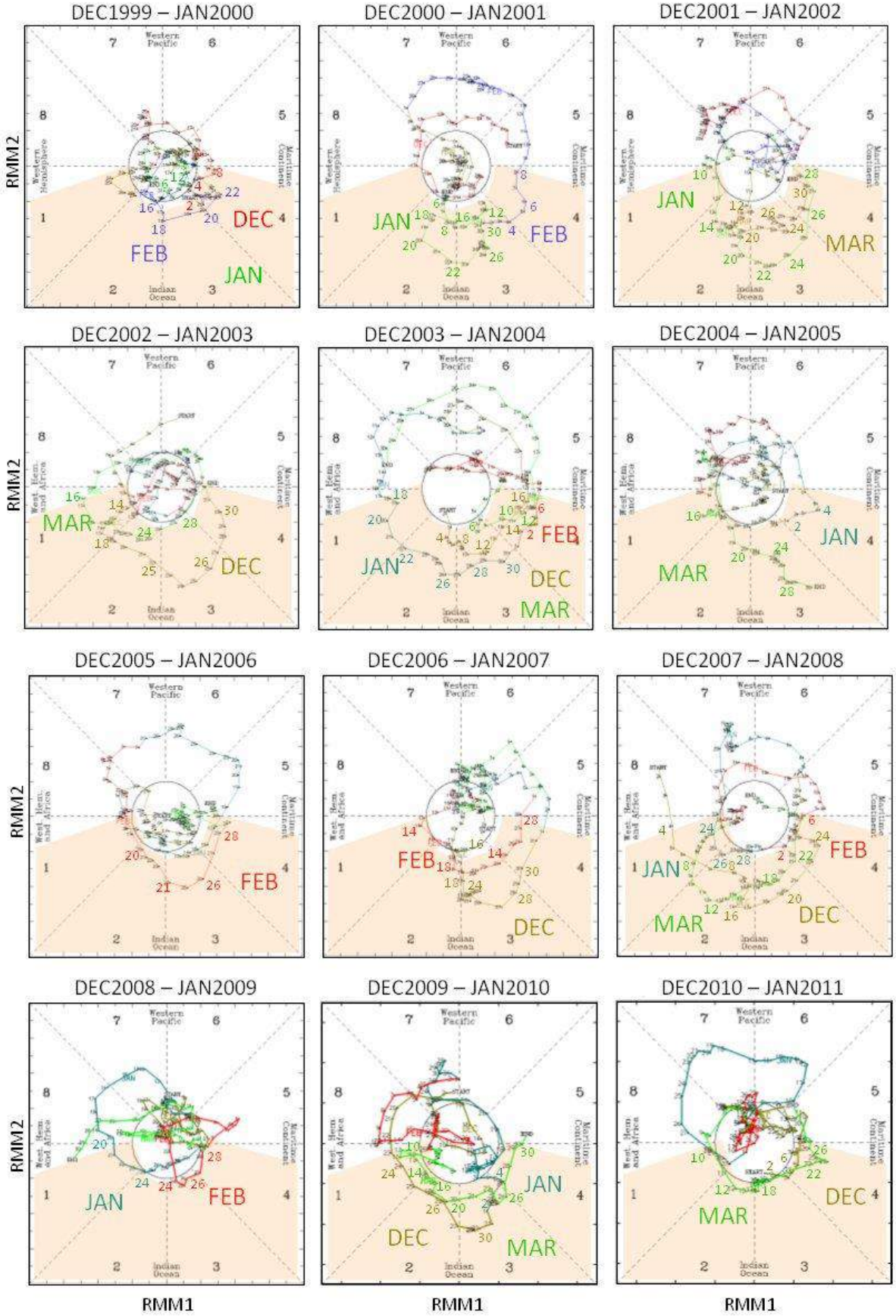


Figure 3.30 : Diagrammes (RMM1, RMM2) de Wheeler et Hendon pour les 12 saisons. Le principe des diagrammes est expliqué en détail dans la partie 3.1.2. Les dates consécutives sont reliées par une ligne. Les mois sont représentés dans différentes couleurs. La zone orangée est celle qui nous intéresse.

Liens entre les autres modes et les ondes équatoriales

Alors qu'on peut aisément chercher les liens entre le mode « est lent » de la TB ou de la divergence de haute troposphère et les cas avérés de MJO grâce aux diagrammes de Wheeler et Hendon, il est plus difficile d'associer les trois autres types d'onde « ouest lent », « ouest rapide » et « est rapide » aux ondes équatoriales, et ce quelle que soit la variable étudiée. En effet, à l'heure actuelle, il n'existe pas de répertoire sur les ondes équatoriales du passé. Une vérification des liens entre les modes trouvés et les ondes équatoriales théoriques serait éventuellement possible en considérant aussi les longueurs d'onde (donc avec un domaine global) et en étudiant précisément les caractéristiques symétriques et asymétriques par rapport à l'équateur en étendant la zone étudiée à 20°N-20°S.

3.4 Conclusions et discussions

Dans ce chapitre, on a d'abord présenté les modes théoriques, solutions de Matsuno (1966) des équations de Saint-Venant. Les modes théoriques ont été reliées aux ondes observées, et les divers résultats relatifs à leur influence sur la cyclogénèse tropicale globale ont été donnés.

La méthode que l'on a développée et utilisée consiste en la décomposition spectrale en temps et en longitude sur la MDZ de la fonction de cyclogénèse γ présentée dans la partie 2.2, ainsi que des variables environnementales qui composent sa formule. Cette méthode a permis d'identifier un mode stationnaire et différents modes d'ouest et d'est, lents et rapides, par leurs caractéristiques temporelles uniquement, étant donné la faible extension longitudinale de notre zone MDZ.

Les résultats présentés dans ce chapitre montrent que les perturbations ondulatoires de la circulation équatoriale et tropicale ont une influence notable sur les conditions environnementales favorables ou non à la cyclogénèse. Le rôle majeur trouvé ici pour la MJO et les ondes ER est en accord avec les résultats de précédentes études sur l'hémisphère sud (Bessafi et Wheeler 2006 ; Ho et al. 2006 ; Schreck et al. 2012).

Notre étude apporte quelques éléments nouveaux comme le contrôle de l'humidité et du tourbillon par les ondes ER alors que la convection est plutôt modulée par la MJO. Les ondes rapides MRG et Kelvin jouent un rôle bien moindre, résultat connu pour MRG dans l'hémisphère sud, mais plus discuté en ce qui concerne Kelvin.

Chapitre 4

Simulations Meso-NH du cyclone tropical Alenga

Des études faites précédemment sur la cyclogénèse tropicale considèrent celle-ci comme une problématique en deux phases simultanées : (1) le préconditionnement de l'environnement synoptique et de moyenne échelle et (2) la construction et l'organisation d'un tourbillon équilibré (au sens du vent thermique) de petite échelle. Les analyses des chapitres précédents, centrées sur les conditions environnementales favorables, donnent un cadre général de la cyclogénèse tropicale sur le sud-ouest de l'océan Indien. Dans ce chapitre, on souhaite faire une analyse à plus petite échelle d'un système tourbillonnaire à ses débuts. On espère établir un lien entre les deux approches et montrer l'imbrication des différentes échelles spatio-temporelles dans la cyclogénèse : il faut des conditions environnementales favorables en relation avec les phénomènes synoptiques et de moyenne échelle (ondes équatoriales et MJO), et aussi des développements convectifs pour établir une structure cyclonique.

Les simulations numériques faites ici concernent un cas particulier montrant comment les processus à petite échelle non résolus par ERA-Interim contrôlent la mise en place d'une circulation équilibrée d'intensité « tempête tropicale ». On souhaite, à travers les simulations, comprendre la cyclogénèse, l'étape de la construction du tourbillon et de la mise en rotation des nuages autour d'un vortex central à cœur chaud, depuis les premières traces de tourbillon jusqu'à ce que le système devienne une tempête tropicale (lorsque les vents maximum dépassent 17 m s^{-1}). On souhaite aussi déterminer le rôle de la phase active de l'Oscillation de Madden-Julian (MJO ; Madden et Julian, 1994) avérée dans cette cyclogénèse, éventuellement en relation avec des ondes équatoriales.

4.1 Cadre du travail

L'étude est faite sur les quelques jours composant la phase de cyclogénèse du cyclone tropical Alenga, de catégorie 2 sur l'échelle de Saffir-Simpson, qui a été observé lors de la campagne CINDY-DYNAMO en novembre/décembre 2011, dans une phase active de la MJO. Nous avons choisi de faire des simulations numériques avec le modèle Meso-NH, développé en partie par le Laboratoire d'Aérologie. Ce travail a été accompli à Météo-France Réunion lors d'une mission de trois semaines au sein de l'équipe Cyclones dirigée par Olivier Bousquet. Les simulations ont été réalisées avec l'aide de Christelle Barthe dans le cadre Météo-France, avec les avantages et contraintes que cela engendre, notamment au niveau des codes et des supercalculateurs utilisés.

4.1.1 La campagne CINDY-DYNAMO et la MJO

La campagne CINDY-DYNAMO

La campagne de mesures internationale « Cooperative Indian Ocean experiment on Intraseasonal Variability Year 2011 » (CINDY2011), menée en particulier par le Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology (JAMSTEC), a eu lieu dans l'océan Indien équatorial pendant six mois d'octobre 2011 à mars 2012 pour récolter des observations atmosphériques et océaniques in situ. Ces données devraient permettre de mieux comprendre le processus d'initiation de la MJO et d'améliorer les prévisions de MJO à travers diverses études : (1) l'évolution de l'humidité, des nuages et des précipitations, (2)

les relations avec les systèmes convectifs de méso-échelle, et (3) le rôle des ondes équatoriales et de la surface de la mer. La campagne américaine « Dynamics of the MJO » (DYNAMO), conduite par l'Earth Observing Laboratory (EOL) du National Center for Atmospheric Research (NCAR), s'est jointe à CINDY2011 pour créer la collaboration CINDY-DYNAMO et se focaliser sur les dynamiques de la MJO, et en améliorer la surveillance et la représentation dans les modèles numériques.

La campagne CINDY-DYNAMO a été soutenue par le World Climate Research Programme (WCRP) et plus particulièrement par le projet « Climate Variability & Predictability » (CLIVAR). Elle a reposé principalement sur des mesures par un réseau de radars équipant des navires et avions de recherche ou implantés sur des îles de l'océan Indien et autour (les Maldives, Diego Garcia, le Sri Lanka, la Papouasie Nouvelle Guinée ou encore l'île Manus), agrémenté par un réseau de bouées et de radiosondes. Les données récoltées pendant la campagne sont encore traitées et utilisées en modélisation numérique aujourd'hui par DYNAMO.

La France a participé à cette campagne avec l'avion Falcon 20 du Service des Avions Français Instrumentés pour la Recherche en Environnement (SAFIRE). Les objectifs français portent essentiellement sur les caractéristiques microphysiques des nuages convectifs tropicaux.

Les phases actives de la MJO pendant la campagne

La campagne de mesures a été subdivisée en trois périodes (Gottschalck et al. 2013): (1) du 17 septembre au 8 décembre 2011, accueillant deux événements intenses de la MJO avec une période de moins de 45 jours, (2) du 9 décembre 2011 au 31 janvier 2012, qui contient moins d'activité cohérente, et (3) du 1er février au 12 avril 2012, pendant laquelle a lieu une phase très active de la MJO.

Une description approfondie du phénomène MJO est donnée dans la partie 3.1.2. La figure 3.7, un diagramme de phase (RMM1, RMM2) de Wheeler et Hendon (2004), donne des informations supplémentaires sur le cycle de la MJO pendant la saison 2011-2012 autour du globe. En comparant ces informations avec les différentes périodes de la campagne CINDY-DYNAMO, on remarque un signal modéré dans l'océan Indien début décembre et on suppose qu'il s'agit de la fin de la seconde phase active observée pendant la période 1. Puis, le signal est moins cohérent pendant les prochains mois et devient plus fort en traversant le Pacifique (période 2). Ce n'est que de mi-février à mi-mars qu'on retrouve sur l'océan Indien une phase très active de la MJO (période 3).

4.1.2 Le cyclone tropical Alenga

Le cyclone tropical Alenga se développe sur l'Indien Sud lors de la période 1 de CINDY-DYNAMO dans une phase active de la MJO entre fin novembre et début décembre. On a choisi d'étudier ce cyclone car il existait déjà un cadre initial de modélisation grande échelle avec Meso-NH en solution à l'exploitation des données expérimentales de la campagne.

Alenga dans les observations des centres météorologiques

D'après les bulletins météorologiques, une dépression est signalée pour la première fois le 3 décembre 2011 à l'ouest de l'île de Java en Indonésie vers {6°S, 97°E} par les centres de surveillance de cyclones tropicaux (Tropical Cyclone Warning Centres – TCWC) de Perth (Australie) et de Jakarta (Indonésie). Cette dépression s'oriente alors vers le sud-ouest jusqu'à ce qu'elle dépasse la longitude 90°E le 4 décembre et entre dans la zone de responsabilité du CMRS La Réunion. Elle atteint le stade de tempête tropicale dans la soirée du 4 décembre, avec des vents dépassant 17 m s^{-1}, et est nommée Alenga par le Mauritius Meteorological Service le 5 décembre 2011 à 22 UTC.

Elle change ensuite lentement de direction et entame une trajectoire sud-est en direction de la côte australienne en s'intensifiant. Alenga traverse à nouveau la longitude 90°E le 7 décembre à 16 UTC, suite à quoi elle atteint la catégorie 2 sur l'échelle de Saffir-Simpson et connaît son pic d'intensité le 8 décembre à 19 UTC. Dans son mouvement rapide vers le sud-est, Alenga s'affaiblit rapidement au cours de la nuit du 8 au 9 décembre en rencontrant des zones de SST faible et de cisaillement fort. La surveillance d'Alenga s'arrête le 12 décembre.

Alenga d'après les best tracks

Au moment de l'émission des bulletins sur Alenga, on a la position, l'intensité des vents et la pression approximatives du système. Ces données sont recalculées par la suite pour composer les « best tracks ». Plusieurs best tracks sont disponibles pour Alenga. Celle qu'on utilise généralement dans cette thèse est IBTrACS (décrite dans la partie 1.4.1). Sur la figure 4.1, on compare les positions du CMRS La Réunion via IBTrACS avec la best track du Joint Typhoon Warning Center (JTWC), un centre de prévision des cyclones tropicaux entre la US Navy et la US Air Force. Il se trouve que le CMRS La Réunion ne répertorie les positions d'Alenga qu'à l'ouest de 90°E, c'est-à-dire dans sa zone de responsabilité uniquement.

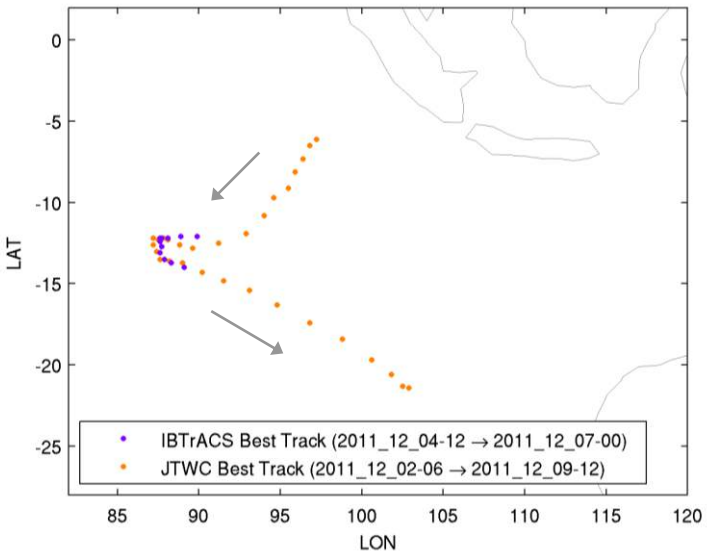


Figure 4.1 : Trajectoire d'Alenga selon la NRL sur fond de carte de la NASA, avec des symboles et couleurs liées à l'intensité du système.

Les positions selon le JTWC sont disponibles du 2 décembre à 06 UTC au 9 décembre à 12 UTC. La partie commune aux trajectoires est similaire, le système effectuant son virage vers le sud puis vers le sud-est de la même manière.

Alenga selon la méthode ERA-Interim

La méthode que l'on a développée basée sur ERA-Interim (voir partie 2.2), ci-après appelée « méthode ERA », permet de détecter les débuts d'Alenga dès le 29 novembre à 00 UTC, soit environ 4 jours avant la première observation réelle par les TCWC Perth et Jakarta. La figure 4.2 montre la trajectoire selon la méthode ERA, en comparaison avec celle contenue dans la base de données IBTrACS.

La trajectoire selon la méthode ERA dure 13 jours, jusqu'au 12 décembre 00 UTC. Au début, le système tourbillonnaire est proche de la côte Indonésienne et est probablement influencé par la convection qui s'y développe quotidiennement. La trajectoire du centre dépressionnaire est alors quelque peu chaotique jusqu'à ce que celui-ci devienne plus distinct vers le 2 décembre avec une trajectoire vers le sud-ouest. Le 4 décembre à 12 UTC apparaît la trajectoire selon IBTrACS jusqu'au 7 décembre 00 UTC, soit pour une durée de deux jours et demi, et plus de 5 jours après la première position par la méthode ERA. Cette trajectoire correspond à celle de la méthode ERA, montrant bien le virage effectué par le système vers le sud-est. Les vitesses données par IBTrACS montrent que c'est le 4 décembre à 18 UTC que le système devient une tempête, mais on ne peut être sûr que les vents maximum liés à Alenga ne dépassent pas déjà 17 m s^{-1} avant le premier enregistrement dans IBTrACS.

Le 9 décembre, la méthode ERA montre que le système fait un nouveau virage vers le nord-ouest, dont le réalisme n'est pas assuré. Cette phase correspondant à la dissipation d'Alenga ne nous intéresse pas ici.

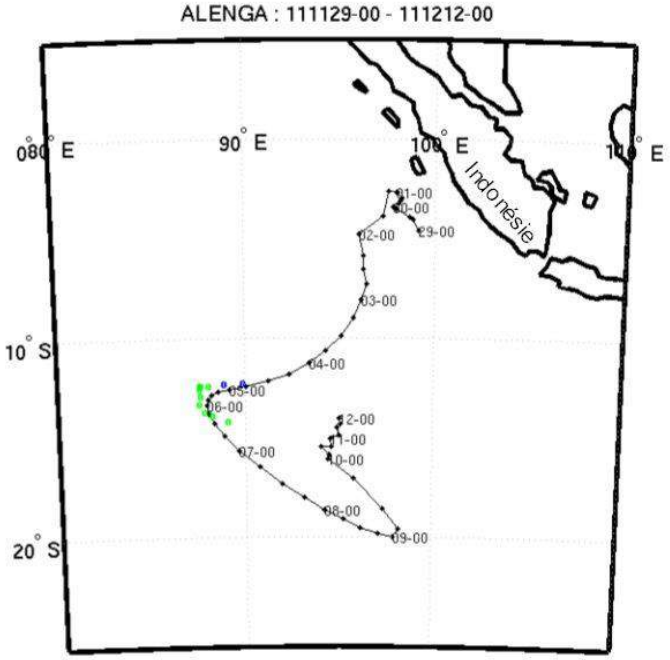


Figure 4.2 : Trajectoires d'Alenga selon la méthode de détection de tourbillons basée sur ERA-Interim (points noirs reliés) en comparaison avec IBTrACS (points colorés en bleu si les vents répertoriés sont inférieurs à 17 m s^{-1} et en vert si les vents sont inférieurs à 33 m s^{-1}).

Alenga par la fonction de cyclogénèse γ

Dans la partie 2.2, on a aussi défini une fonction de cyclogénèse γ permettant de repérer les tourbillons pré-cycloniques potentiels, basée sur les réanalyses ERA-Interim et les images satellites METEOSAT. On cherche à voir si cette fonction définie sur les 12 saisons 1999-2000 à 2010-2011 fonctionne ici sur la saison 2011-2012. On calcule γ sur deux mois : du 1er novembre au 31 décembre 2011. La figure 4.3 montre un diagramme Hovmöller des valeurs maximales de γ sur les latitudes sur un domaine contenant Alenga, entre 70° et 110° E, et entre 0° et 25°S, pendant les deux mois.

On constate qu'une zone persistante de conditions environnementales favorables, avec des valeurs maximales de γ qui dépassent le seuil de 1.8, est bien visible dès le 22 novembre 2011. Autour du 25 novembre, cette zone semble se diviser en deux parties : une partie qui se propage vers l'ouest (non étudiée) et une partie qui se propage vers l'est et qui semble, à terme, devenir le cyclone tropical Alenga. La zone persistante est détectée 11 jours avant les premières observations d'Alenga par les TCWC, 10 jours avant la best track du JTWC, 12 jours avant la best track IBTrACS, et 7 jours avant la méthode ERA. La trace d'Alenga est visible jusqu'au 8 décembre environ, date à laquelle il se dissipe en sortant du domaine. Le tracé de la fonction γ montre donc que la phase de cyclogénèse d'Alenga est relativement complexe et que plusieurs processus semblent y contribuer.

Une autre zone persistante est détectée à partir du 20 décembre. Elle correspond aux conditions dans lesquelles se développe le cyclone tropical Benilde. La zone favorable de début novembre, elle, n'a pu être associée à aucun système répertorié.

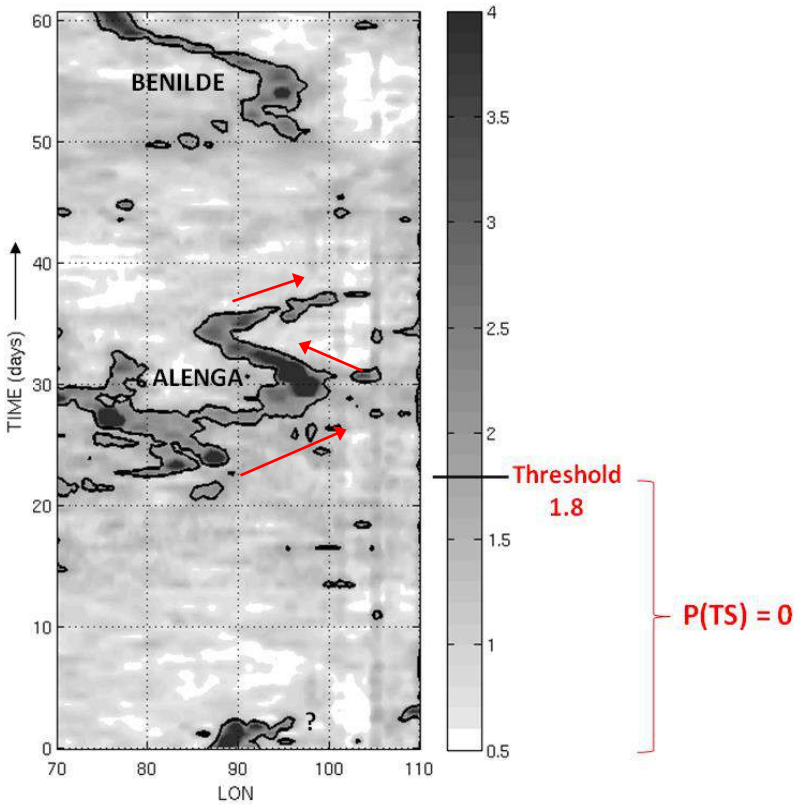


Figure 4.3 : Diagramme de Hovmöller des valeurs maximales de γ sur les latitudes (0-25°S), en fonction de la longitude (70-110°E) et du temps (du 1er novembre au 31 décembre 2011). Le contour épais correspond au seuil fixé dans le chapitre 2 à 1.8, en dessous duquel la probabilité de développement d'une tempête est nulle.

Les simulations Meso-NH permettront d'obtenir plus d'informations sur les différentes phases d'intensification et de comblement d'Alenga pendant sa cyclogénèse, puisque le modèle explicitera les processus à petite échelle non résolus par les réanalyses ERA-Interim.

4.1.3 Généralités sur les modèles atmosphériques

L'atmosphère comme un fluide thermodynamique

On considère l'atmosphère comme un fluide qui évolue dans le temps et l'espace tridimensionnel. Pour les besoins d'une simulation numérique, il est nécessaire de discrétiser l'espace en une grille de points à une résolution spatiale donnée et de discrétiser le temps avec un pas de temps suffisamment petit. Les résolutions spatiale et temporelle influencent directement le coût de la simulation en matière de temps de calcul. Il est donc indispensable de les choisir en faisant en sorte de correctement représenter les processus physiques qui nous intéressent tout en minimisant le temps de calcul.

La modélisation numérique consiste à résoudre les équations de la mécanique des fluides et de la thermodynamique sur cette grille de points à différents temps. Un modèle numérique, ici météorologique, calcule des variables pronostiques par les équations pronostiques qui déterminent leur tendance. Selon la discrétisation spatiale choisie, on retrouve des processus physiques « résolus explicitement » sur les points de grille et des processus physiques « non résolus ». Ces derniers, bien qu'ils existent dans la réalité et influencent le comportement atmosphérique, ne sont pas pris en compte explicitement dans la simulation mais sont paramétrés avec les variables résolues par le modèle. Il est donc nécessaire de connaître la nature physique des interactions entre les processus résolus et les processus non résolus avant de pouvoir paramétrer correctement une simulation.

Les modèles atmosphériques en France

Les modèles météorologiques sont aujourd'hui utilisés dans deux cas : pour la prévision numérique du temps (PNT) et dans le cadre de la Recherche.

Pour la PNT en France métropolitaine, Météo-France utilise trois modèles opérationnels dépendant du domaine spatial étudié du global jusqu'au régional. L'IFS (Integrated Forecasting System) de l'ECMWF est un modèle global avec une résolution spatiale de 25 km. Le modèle ARPEGE (Action de Recherche Petite Echelle / Grande Echelle) de Météo-France récupère les résultats de l'IFS et zoome sur l'Europe de l'ouest au détriment des zones plus lointaines. Les prévisions ARPEGE servent de conditions limites latérales au modèle de prévision aire-limitée à plus fine résolution de Météo-France : AROME (Application de la Recherche à l'Opérationnel à Méso-Echelle) à 2,5 km de résolution horizontale.

Les modèles opérationnels peuvent aussi être utilisés pour la Recherche, mais il existe aussi des modèles dédiés. En France, on retrouve souvent le modèle Meso-NH.

Meso-NH

Meso-NH[10] est un projet mené conjointement par le Laboratoire d'Aérologie (UMR 5560 UPS/CNRS) et le Centre National de Recherches Météorologiques (URA 1357 CNRS/Météo-France) depuis 1993. En 1998, le projet a atteint son objectif final : la création d'un modèle performant permettant la représentation, dans des contextes de cas idéalisés ou de cas réels, des phénomènes de l'échelle turbulente à l'échelle synoptique (Lafore et al., 1998). Le projet comprend le modèle numérique Meso-NH ainsi qu'un ensemble de données de surface, un ensemble de procédures UNIX permettant la préparation de la simulation et son exécution, et des outils de post-traitement et graphiques. Il est utilisé aujourd'hui par une large communauté de recherche scientifique (plus de cent chercheurs rattachés à 29 équipes dans 8 pays).

Meso-NH est un modèle numérique atmosphérique anélastique et non-hydrostatique (NH) de méso-échelle. Son code intègre un système d'équations de dynamique non-hydrostatique basées sur l'approximation anélastique de Durran (1989). En effet, afin de représenter correctement les processus de petite échelle, et en particulier les nuages convectifs, il est absolument nécessaire de conserver l'équation complète du mouvement vertical. De plus, le fait qu'on ait un modèle anélastique permet la filtration des ondes acoustiques. En contrepartie, la perturbation de pression devient une variable diagnostique et doit être calculée à chaque pas de temps. Elle est obtenue par la résolution d'une équation elliptique par itérations successives. Meso-NH est doté d'une multitude de paramétrisations (microphysique, turbulence, rayonnement, interaction surface-atmosphère, etc.) pour les diverses échelles considérées et selon les applications voulues.

La version 4-9-3 de Meso-NH est la plus stable au moment de la réalisation des simulations sur le cas Alenga.

Le déroulement habituel d'une simulation Meso-NH

La toute première étape consiste à évaluer le nombre de domaines à utiliser sur les principes de « grid-nesting » (imbrication de modèles, Stein et al. 2000), selon la résolution spatiale souhaitée et la période de l'étude.

Une fois que l'on sait quel type de simulation on doit lancer, il faut préparer les fichiers physiographiques (PGD), incluant la définition du domaine horizontal de simulation, de la surface, et des éventuels grid-nestings et zooms sur sous-domaines. Vient ensuite la préparation de la simulation : la définition de la résolution verticale, des conditions initiales et la création des fichiers de couplage pour les conditions aux bords à des temps choisis. Ces conditions initiales et aux bords se font à partir de sorties d'autres simulations, d'analyses de modèles opérationnels ou de réanalyses.

On peut alors paramétrer le modèle Meso-NH, i.e. on choisit les divers pas de temps, la fréquence des sorties, les paramétrisations physiques (convectives, radiatives, turbulentes, chimiques/aérosols, microphysiques et électriques), et également le nombre de processeurs sur lesquels la simulation va tourner.

[10] http://mesonh.aero.obs-mip.fr/

Une fois que tout est correctement paramétré, la simulation Meso-NH est lancée sur un cluster de calcul. Il existe deux types de clusters sur lesquelles Meso-NH a été conçue pour tourner : les scalaires ou les vectoriels, i.e. avec ou sans parallélisation massive (Jabouille et al. 1999).

Aux instants de sorties prédéfinis, des fichiers synchrones compressés sont créés et stockés. Dès que l'on a l'ensemble des sorties, on peut décompresser les fichiers et les convertir en fichiers diachroniques. Ensuite, on peut suivre la structure tridimensionnelle et l'évolution de la perturbation étudiée, et calculer des diagnostiques plus élaborés à partir des variables simulées.

4.2 Les simulations effectuées

4.2.1 Généralités sur nos simulations

Modéliser la cyclogénèse nécessite de représenter à la fois l'environnement d'échelle synoptique (quelques milliers de km) et, de façon explicite, la région de forte activité convective.

Les paramétrisations

La résolution des modèles joue un rôle très important pour la convection profonde, puisqu'à des résolutions horizontales plus grossières que du 4 km, cette convection ne peut être résolue explicitement ; dans ce cas, on doit activer une convection paramétrée calculée via le schéma de Kain-Fritsch-Bechtold (KFR ; Bechtold et al. 2001). Pour la convection peu profonde, c'est le schéma Eddy-Diffusivity-Kain-Fritsch (EDKF ; Pergaud et al. 2009) qui est utilisé. KFR et EDKF sont les seuls schémas convectifs disponibles dans Meso-NH actuellement.

Quant à la microphysique, le schéma ICE3 (Pinty et al. 1999 et Caniaux et al. 1994), qui est à phase mixte (6 classes d'hydrométéores : neige, glace primaire, graupel, eau nuageuse, pluie et vapeur d'eau), est activé. En effet, Fovell et Su (2007), par exemple, ont montré que les simulations sur les cyclones tropicaux dépendaient considérablement des hydrométéores choisis. En revanche, il n'a pas été nécessaire d'activer les paramétrisations liées à la chimie ou à l'électricité, entre autres.

Les conditions initiales et aux bords

Les analyses de l'ECMWF ont été privilégiées dans cette étude pour l'initialisation du modèle, et aussi pour les conditions aux bords toutes les six heures. Les analyses de Météo-France, elles, ne peuvent être utilisées car ARPEGE zoomé sur l'Europe a une résolution très médiocre sur l'océan Indien, tandis qu'AROME et ALADIN couvrent un domaine trop limité à l'est du bassin océan Indien.

Les machines

Pour nos simulations, on a principalement utilisé les clusters TORI, une machine vectorielle de Météo-France de 16 nœuds disposant chacun de 8 processeurs, et JADE, une machine scalaire du CINES (Centre Informatique National de l'Enseignement Supérieur) composée de 23040 cœurs répartis sur 2880 nœuds disposant chacun de 2 processeurs.

4.2.2 Résumé des simulations réalisées

Le but de cette étude est de réaliser une simulation à haute résolution spatiale (2 km) pendant 5 à 8 jours (sur la phase de cyclogénèse d'Alenga) avec activation de la convection explicite pour une représentation plus réaliste de la cyclogénèse. Avant de lancer cette simulation très coûteuse, il est préférable de vérifier si, avec une résolution dégradée et avec une convection paramétrée, le modèle Meso-NH reproduit correctement le développement cyclonique et la trajectoire d'Alenga. On se basera alors sur cette trajectoire simulée pour définir les positions successives de plus petits domaines et ainsi segmenter la simulation à haute résolution et réduire le temps de calcul.

Vérification des intensités et positions

Dans un premier temps, on souhaite faire quelques tests pour voir si l'on identifie correctement le tourbillon considéré. On fait donc plusieurs simulations à 32 km de résolution avec des configurations différentes. On peut jouer sur la date de départ des calculs : on fait commencer une première simulation le 20 novembre à 00 UTC et une deuxième simulation le 28 novembre à 00 UTC, toutes deux se terminant le 10 décembre à 00 UTC, sur un grand domaine couvrant le sud-est du bassin océan Indien entre environ 45° et 115°E, et 5°N et 25°S. On trace la trajectoire d'Alenga par l'identification des minimums de pression dans les deux cas et on constate que la première simulation représente très mal le tourbillon Alenga. Celui-ci est bien visible pendant les premiers jours du 28 novembre au 1er décembre, mais il se désagrège très rapidement. Cela serait dû à la date de départ de la simulation qui précède trop le développement d'Alenga. Pour la deuxième simulation, à partir du 28 novembre, on constate une trajectoire qui se rapproche de la trajectoire réelle d'après les bases de données existantes selon IBTrACS et le JTWC.

On teste également plusieurs domaines. On note, par exemple, que si l'on déplace le domaine vers l'est pour se centrer davantage sur Alenga, en excluant l'ouest du bassin océan Indien, on exclut l'essentiel du forçage de la cyclogénèse par la phase active de la MJO. La trajectoire obtenue pour Alenga est alors correcte pendant les premiers jours de la simulation et diverge ensuite de la trajectoire réelle. C'est donc la trajectoire de la simulation débutant le 28 novembre à 00 UTC lancée sur le grand domaine (nommé D_1) sur tout le sud de l'océan Indien (figure 4.4) qui est la plus proche de la trajectoire réelle, reproduisant correctement le virage vers le sud-est du 5 au 6 décembre.

Principe de la simulation avec convection explicite

Ce n'est qu'une fois que les vérifications sur l'intensification et les positions ont été faites que l'on peut concevoir la simulation à réaliser pour activer la convection explicite au lieu de la convection paramétrée pour la cyclogénèse d'Alenga.

Pour rendre cette simulation réalisable en termes de temps de calcul, on utilise des domaines imbriqués, résumés sur la figure 4.5.

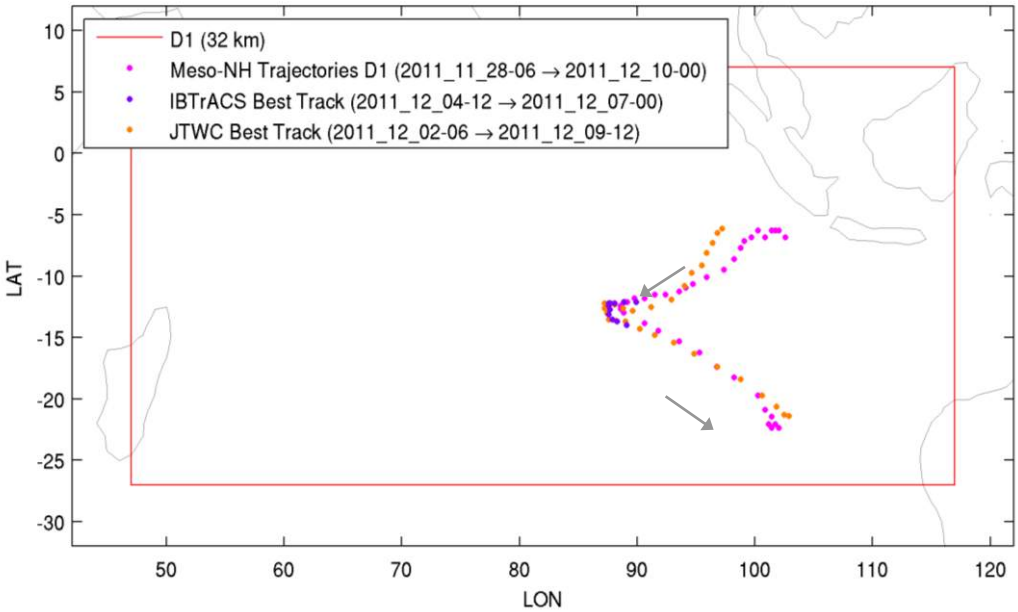


Figure 4.4 : Représentation de trajectoire d'Alenga toutes les 6 heures sur le grand domaine D_1 (rectangle rouge) du 28 novembre 00 UTC (position en haut à droite) au 10 décembre 00 UTC (position en bas à droite) d'après la simulation à 32 km (points roses), IBTrACS (points violets) et le JTWC (points oranges), toutes les six heures.

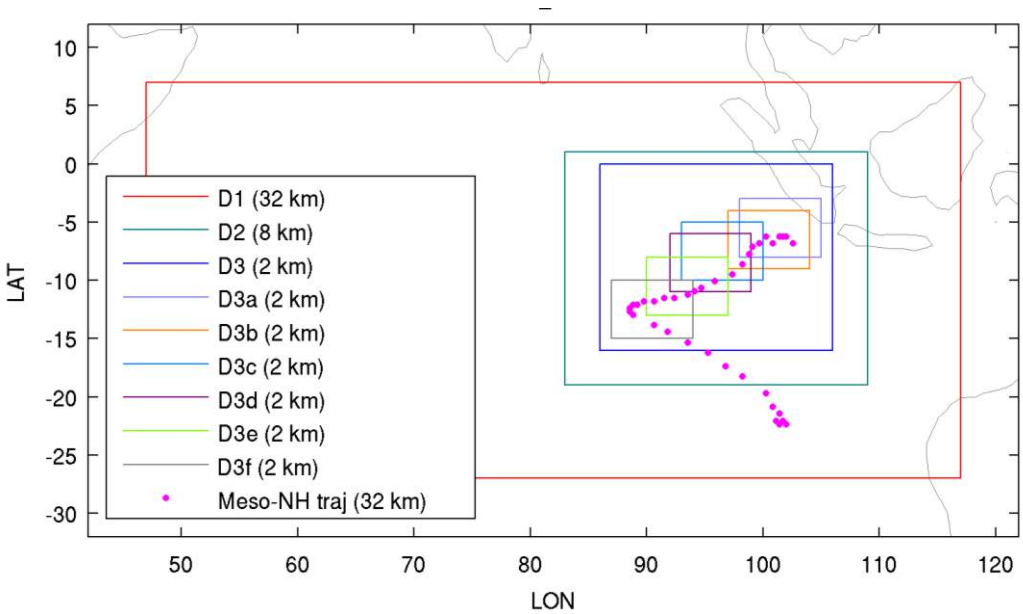


Figure 4.5 : Représentation des différents domaines définis pour la simulation avec convection explicite, et des positions retenues de la simulation à 32 km.

On a six petits domaines successifs à 2 km, notés D_{3a}, D_{3b}, D_{3c}, D_{3d}, D_{3e} et D_{3f}, zoomés sur différentes parties de la trajectoire d'Alenga (donnée par la simulation précédente) en prenant en compte la vitesse du système ainsi que son étendue spatiale. Etant donné que l'on souhaite étudier la période de cyclogénèse allant du 28 novembre au 6 décembre, seule la trajectoire du nord-est vers le sud-ouest, avant le virage vers le sud-est, nous intéresse. Les domaines D_{3i} couvriront donc cette partie de la trajectoire. La taille de chaque domaine D_{3i}, i allant de a à f, sera choisie de façon à couvrir au maximum le

système tourbillonnaire. Les six domaines doivent être joints deux à deux pour maintenir une certaine continuité. Pendant l'étape de préparation, il est nécessaire de créer un fichier physiographique sur un large domaine à 2 km (le domaine D_3) qui englobe la totalité des petits domaines à 2 km. Il servira uniquement pour faire des zooms sur les domaines D_{3i}.

Ainsi, les domaines D_{3i} (résolution 2 km) tourneront de façon imbriquée dans un domaine intermédiaire D_2 (résolution 8 km) et un domaine D_1 (résolution 32 km), celui qui a été utilisé précédemment pour la recherche des positions successives d'Alenga. Le tableau 4.1 donne les différentes caractéristiques physiques de tous ces domaines, ainsi que les périodes et pas de temps de simulation sur chaque domaine sauf D_3 sur lequel on ne fait pas tourner de modèle.

	Résolution horizontale	**Nombre de points de grille**	**Période de simulation**	**Pas de temps**
D_1	32 km	240 x 120	1128-00 → 1206-00	45 s
D_2	8 km	360 x 240	1128-00 → 1206-00	10 s
D_3	2 km	1040 x 800	-	-
D_{3a}	2 km	360 x 240	1128-00 → 1130-12	2,2 s
D_{3b}	2 km	360 x 240	1130-15 → 1202-00	2,2 s
D_{3c}	2 km	360 x 240	1202-03 → 1203-00	2,2 s
D_{3d}	2 km	360 x 240	1203-03 → 1204-00	2,2 s
D_{3e}	2 km	360 x 240	1204-03 → 1205-00	2,2 s
D_{3f}	2 km	360 x 240	1205-03 → 1206-00	2,2 s

Tableau 4.1 : Caractéristiques des domaines définis pour la simulation.

Dans un premier temps, il convient de définir les trois domaines généraux qu'on utilisera dans la simulation : D_1, D_2 et D_3. On doit ensuite imbriquer ces trois domaines ensemble pour mettre en conformité leurs orographies respectives. Le modèle D_1 est ensuite couplé toutes les 6 heures avec les analyses ECMWF. Puis, on fait une interpolation horizontale entre D_1 et D_2 et on interpole les champs initiaux de D_1 sur la grille de D_2 pour définir les conditions initiales de D_2.

Puis, pour chacune des six segmentations de la période de simulation, on définit le domaine D_{3i} zoomé à partir de D_3 et on fait une interpolation horizontale entre D_2 et D_{3i} et entre $D_{3(i-1)}$ et D_{3i} le cas échéant. On initialise D_{3i} à partir de $D_{3(i-1)}$ sur la partie commune entre les deux domaines et à partir de D_2 ailleurs, et on lance la simulation Meso-NH sur D_1, D_2 et D_{3i}. Les trois modèles D_1, D_2 et D_{3i} communiquent en « two-way » (communication du modèle père vers le modèle fils, et du modèle fils vers le modèle père) à leurs pas de temps respectifs. La convection explicite est activée sur les domaines D_{3i} uniquement.

4.3 Résultats

En explicitant la convection lors de la simulation du cyclone tropical Alenga, on parvient à faire une étude à petite échelle du système tourbillonnaire. On travaille sur les sorties de l'ensemble des modèles D_{3i} à 2 km, ainsi que les sorties du modèle intermédiaire D_2 à 8 km, disponibles du 28 novembre à 03 UTC au 6 décembre à 00 UTC.

4.3.1 La représentation de la cyclogénèse d'Alenga par Meso-NH

Dans un premier temps, on cherche à voir si le modèle Meso-NH simule correctement la trajectoire et l'intensité du tourbillon naissant Alenga. La figure 4.6 illustre la pression moyenne au niveau de la mer (MSLP) donnée par le modèle du 28 novembre à 12 UTC au 5 décembre à 12 UTC, toutes les 12 heures.

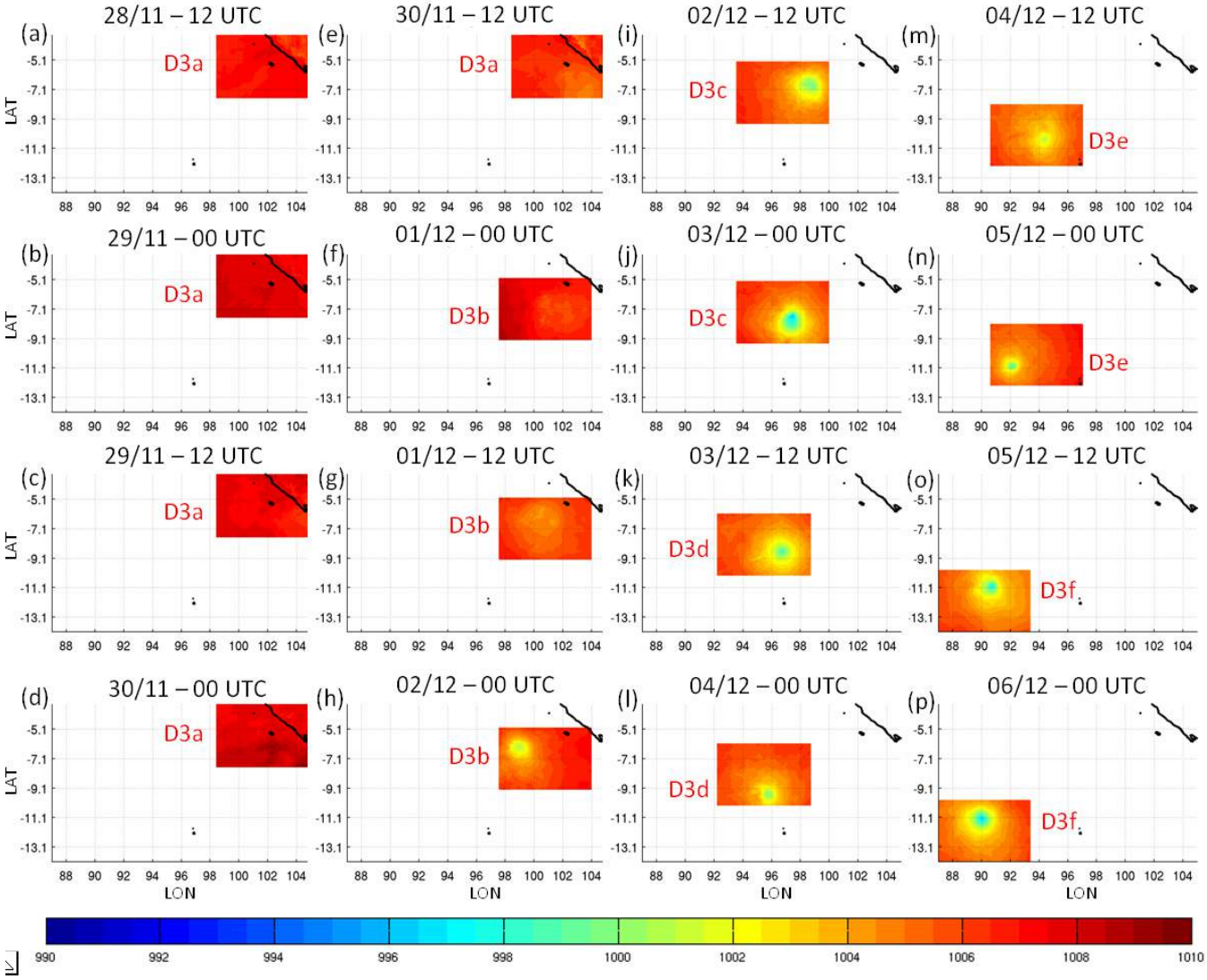


Figure 4.6 : Cartes instantanées de la pression moyenne au niveau de la mer (MSLP en hPa) donnée par les sorties Meso-NH des simulations à 2 km de résolution spatiale (sur petits domaines annotés) toutes les 12 heures du 28 novembre 12 UTC **(a)** au 6 décembre 00 UTC 2011 **(p)**. Lecture des vignettes de haut en bas, de gauche à droite.

Pendant les premiers jours de la simulation, la pression au niveau de la mer varie entre 1008 et 1010 hPa. Ce n'est pas avant le 30 novembre 12 UTC qu'un centre dépressionnaire peut être aperçu. A partir du 2 décembre 00 UTC, une structure circulaire est clairement visible. Celle-ci se dirige vers l'ouest / sud-ouest et semble s'intensifier jusqu'au 3 décembre 00 UTC, s'affaiblir jusqu'au 4 décembre 12 UTC, et s'intensifier à nouveau jusqu'à la fin de la simulation.

Ces trois phases (intensification, affaiblissement et intensification) sont plus explicitées sur la figure 4.7, où l'on trace le module maximal du vent à 10 m et la MSLP minimale à partir du 30 novembre, date à laquelle la dépression devient discernable sur la figure 4.6. Ces minima sont calculés dans une boîte de 200 km de côté environ qui suit le centre dépressionnaire. On les compare avec les valeurs de vent maximal et de pression minimale d'après IBTrACS et la best track du JTWC.

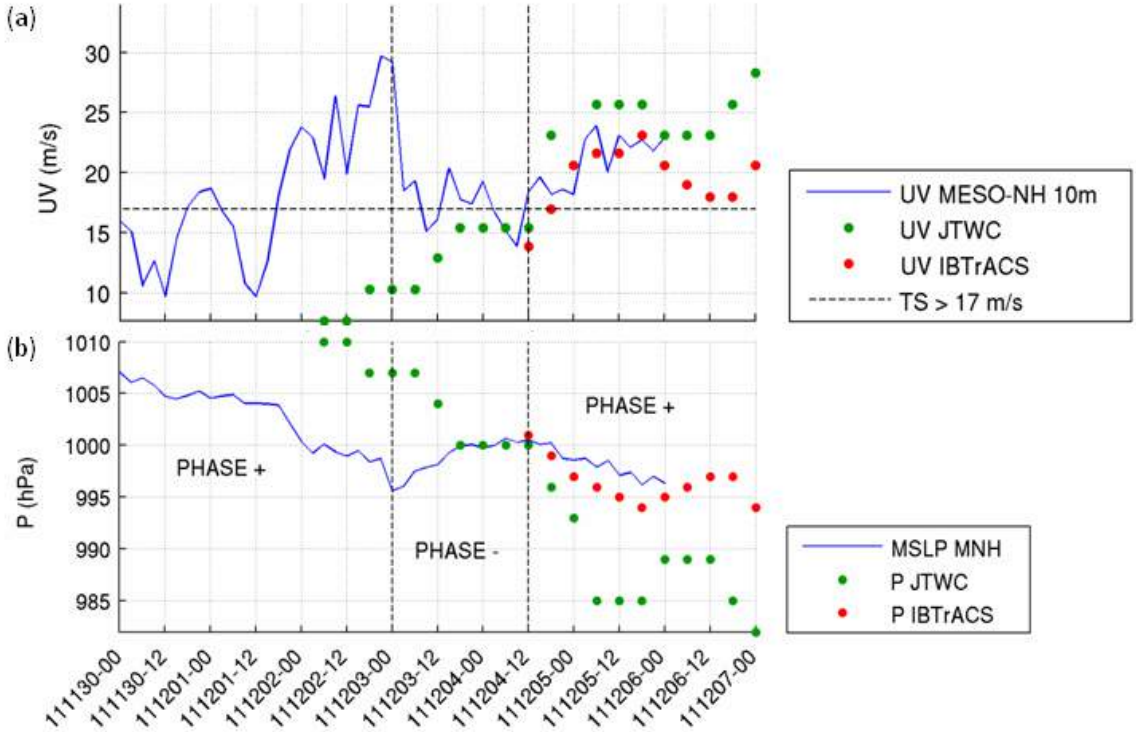


Figure 4.7 : Comparaison des vents en m s^{-1} **(a)** et des pressions en hPa **(b)** du modèle Meso-NH (courbes bleues) du 30 novembre 00 UTC au 6 décembre 00 UTC avec les données JTWC (points verts) du 2 au 7 décembre et IBTrACS (points rouges) du 4 au 7 décembre.

Comparaisons entre Meso-NH et les best tracks

A partir du 4 décembre 12 UTC, date à laquelle les données IBTrACS sont disponibles, la figure 4.7 montre des vents et pressions tirés de Meso-NH qui sont bien corrélés à ceux qui sont donnés par IBTrACS. On constate bien une intensification jusqu'aux alentours du 6 décembre 00 UTC. D'après IBTrACS, le système s'affaiblit ensuite pendant les heures qui suivent, pour s'intensifier encore à partir de 18 UTC. Notre simulation se terminant le 6 décembre 00 UTC, il nous est impossible d'étudier ces dernières fluctuations.

En ce qui concerne la best track du JTWC, l'intensité du système est supérieure à celle donnée par IBTrACS. En effet, sur la période commune aux deux best tracks, on constate

des valeurs plus fortes de vents et des valeurs plus faibles de pressions pour le JTWC. En revanche, les fluctuations sont les mêmes. A partir du 2 décembre 06 UTC, selon la best track JTWC, il y a une longue phase d'intensification continue, contrairement à ce que l'on retrouve dans les sorties Meso-NH. On remarque également que la première phase d'intensification simulée par Meso-NH entre le 30 novembre et le 3 décembre ressemble à la première phase du JTWC entre le 2 à 12 UTC et le 5 UTC.

Les deux best tracks classifient le système comme une tempête tropicale à partir du 4 décembre 18 UTC, avec des vents maximaux excédant le seuil de 17 m s^{-1}, ce qui est plutôt en accord avec les observations en temps réel. Cependant, il semble que les vents des sorties Meso-NH atteignent déjà les 30 m s^{-1} le 2 décembre 18 UTC, ce plusieurs jours avant que la tempête soit nommée. Les vents dépasseraient même le seuil de 17 m s^{-1} dès le 30 novembre 18 UTC, pour ensuite diminuer avant de franchir une nouvelle fois le seuil le 1er décembre 18 UTC. Cela va à l'encontre de la best track JTWC qui relève des vents inférieurs à 10 m s^{-1} alors que les sorties Meso-NH montrent les vents de 30 m s^{-1}. Lorsque l'on compare les trajectoires selon le JTWC et Meso-NH (figure 4.4), on constate que les positions ne sont pas confondues pendant les premiers jours communs, tandis que les deux trajectoires se rejoignent ensuite. Le JTWC ne suivrait donc pas le même système que nous pendant les premiers jours. On peut donc se demander s'il y a effectivement une réunion du tourbillon que l'on étudie avec un autre tourbillon qui vient du nord qui est répertorié par le JTWC comme les débuts d'Alenga.

Sur toute la durée de la simulation, la cyclogénèse simulée par Meso-NH semble plus complexe que selon le JTWC qui n'identifie qu'une seule phase d'intensification.

Trois phases : intensification, affaiblissement et intensification

On constate sur la figure 4.7 que l'augmentation (la diminution) des vents est en phase avec la diminution (l'augmentation) de la pression. Les trois phases évoquées précédemment se retrouvent sur l'allure des courbes de vent et de pression de Meso-NH. En effet, les vents augmentent et la pression diminue du début de la simulation jusqu'au 3 décembre 00 UTC (phase 1^+ : intensification), puis les vents diminuent et la pression augmente à nouveau jusqu'au 4 décembre 12 UTC sans toutefois retrouver les valeurs atmosphériques habituelles (phase 2^- : affaiblissement) et, enfin, les vents augmentent à nouveau et la pression diminue jusqu'à la fin de la simulation (phase 3^+ : intensification).

Afin de déterminer les processus mis en jeu dans ces différentes phases, on étudie des coupes temps-pression de variables thermodynamiques (figures 4.8 : l'humidité relative et l'anomalie de température) et dynamiques (figure 4.9 : le module du vent, le tourbillon relatif et la convergence) moyennées sur la boîte de 200 km de côté qui suit le centre dépressionnaire pour les résultats Meso-NH à 2 km de résolution.

On constate une phase 1^+ bien visible sur les 5 coupes verticales : une phase de réchauffement de la troposphère sur toute sa hauteur s'accompagne d'humidification en basse troposphère et d'une intensification de la convergence en basse troposphère et des vents horizontaux en basse et moyenne troposphère pour la création d'un tourbillon cyclonique intense. Cela résulte probablement de développements convectifs successifs.

Les vents forts en altitude du 30 novembre au 2 décembre ne correspondent pas à du tourbillon ; ils sont donc linéaires, associés à un courant d'altitude. L'écart entre les vents

de hautes et de basses couches est caractéristique d'un fort cisaillement de vent, qui n'affecte cependant pas le développement cyclogénétique dans cette phase initiale.

La deuxième phase 2^- est visible par l'affaiblissement des vents, du tourbillon et de la convection en basse troposphère. Elle semble être due à l'arrivée en moyenne troposphère d'une zone sèche qui s'enroule autour du tourbillon cyclonique (zone sèche visible sur la figure 4.11). Le réchauffement de la troposphère est alors limité aux basses couches entre 900 et 500 hPa, sans s'étendre au-dessus.

On retrouve, pour la phase 3^+ de réintensification, les mêmes caractéristiques que pour la phase 1^+, mais à moindre mesure. La phase de réintensification est plus lente et plus graduelle.

Compte tenu de l'atmosphère très humide lors des premiers instants de la vie d'Alenga, l'intensification de la phase 1^+ pourrait être liée à la phase active de la MJO décrite dans la partie 4.1.1, tandis que l'intensification de la phase 3+ serait propre au système cyclonique.

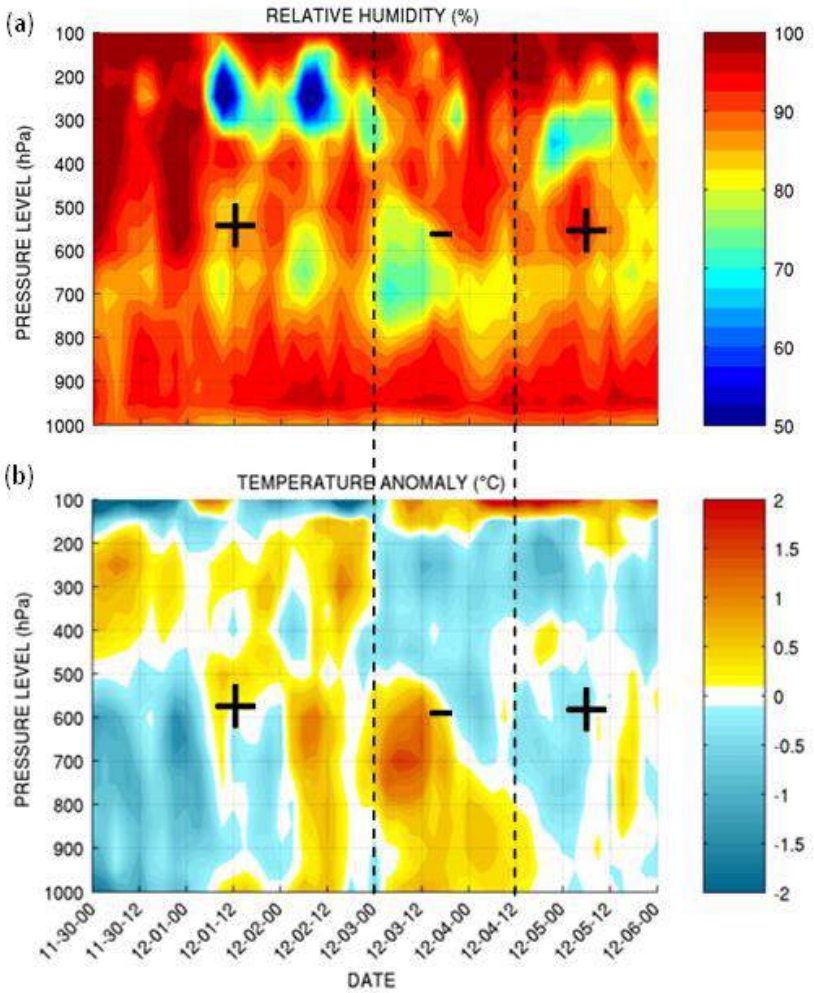


Figure 4.8 : Coupes en fonction du temps et du niveau de pression de l'humidité relative en % **(a)** et de l'anomalie de température en °C **(b)** du 30 novembre 00 UTC au 6 décembre 00 UTC. Les trois phases successives sont annotées par les symboles '+' (intensification) et '-' (affaiblissement).

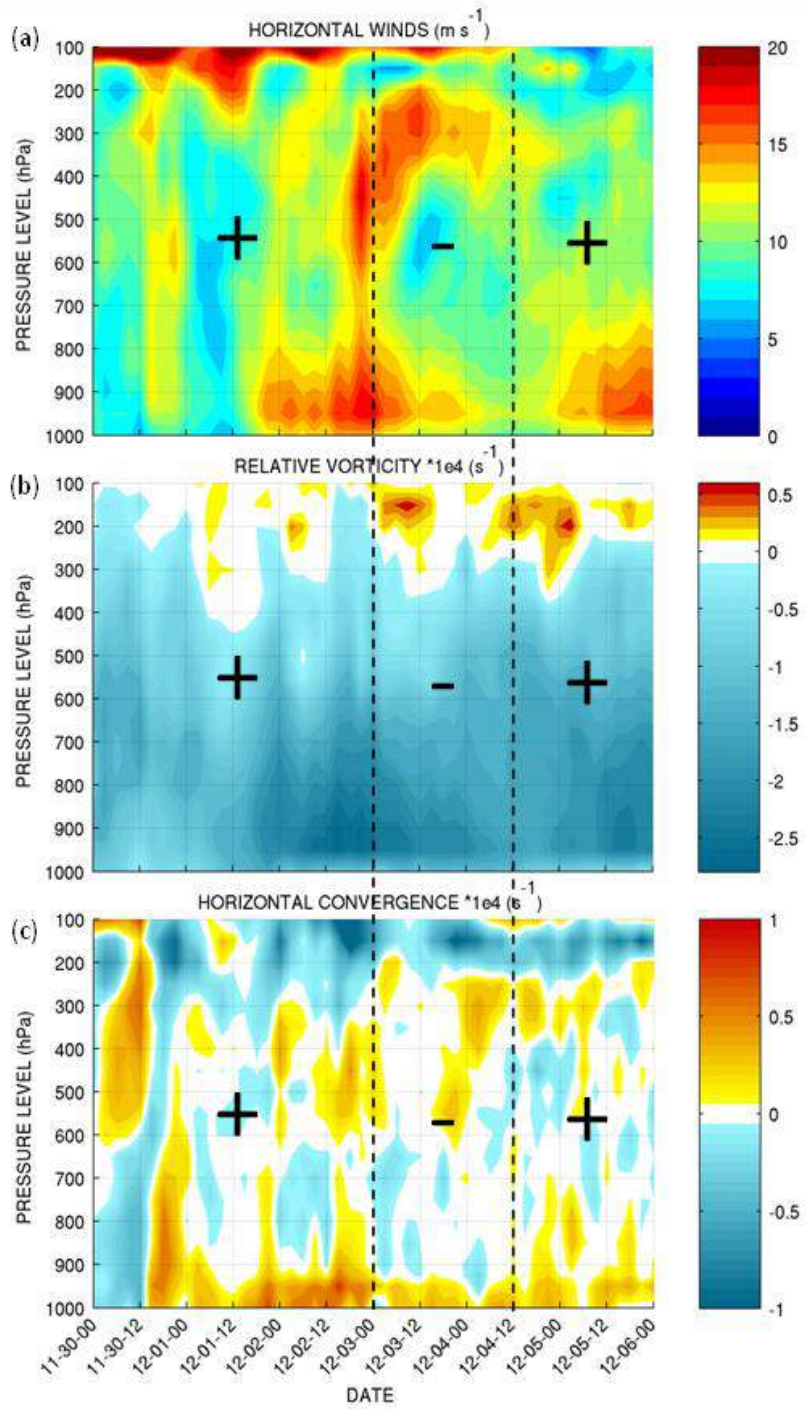


Figure 4.9 : Idem figure 4.8, mais pour le module du vent en m s^{-1} **(a)**, le tourbillon relatif en s^{-1} **(b)** et la convergence en s^{-1} **(c)**, du 30 novembre 00 UTC au 6 décembre 00 UTC. Les trois phases y sont annotées par les symboles '+' (intensification) et '-' (affaiblissement).

4.3.2 Les débuts d'Alenga et la MJO

Un aperçu de la MJO avec ERA-Interim

Les réanalyses ERA-Interim permettent d'avoir un aperçu de la situation en amont des dates de simulation et sur un plus grand domaine, de part et d'autre de l'équateur. La

figure 4.10 illustrant l'humidité relative à 600 hPa et les vents à 850 hPa, donne des indications sur la phase active de la MJO qui influencerait les débuts d'Alenga.

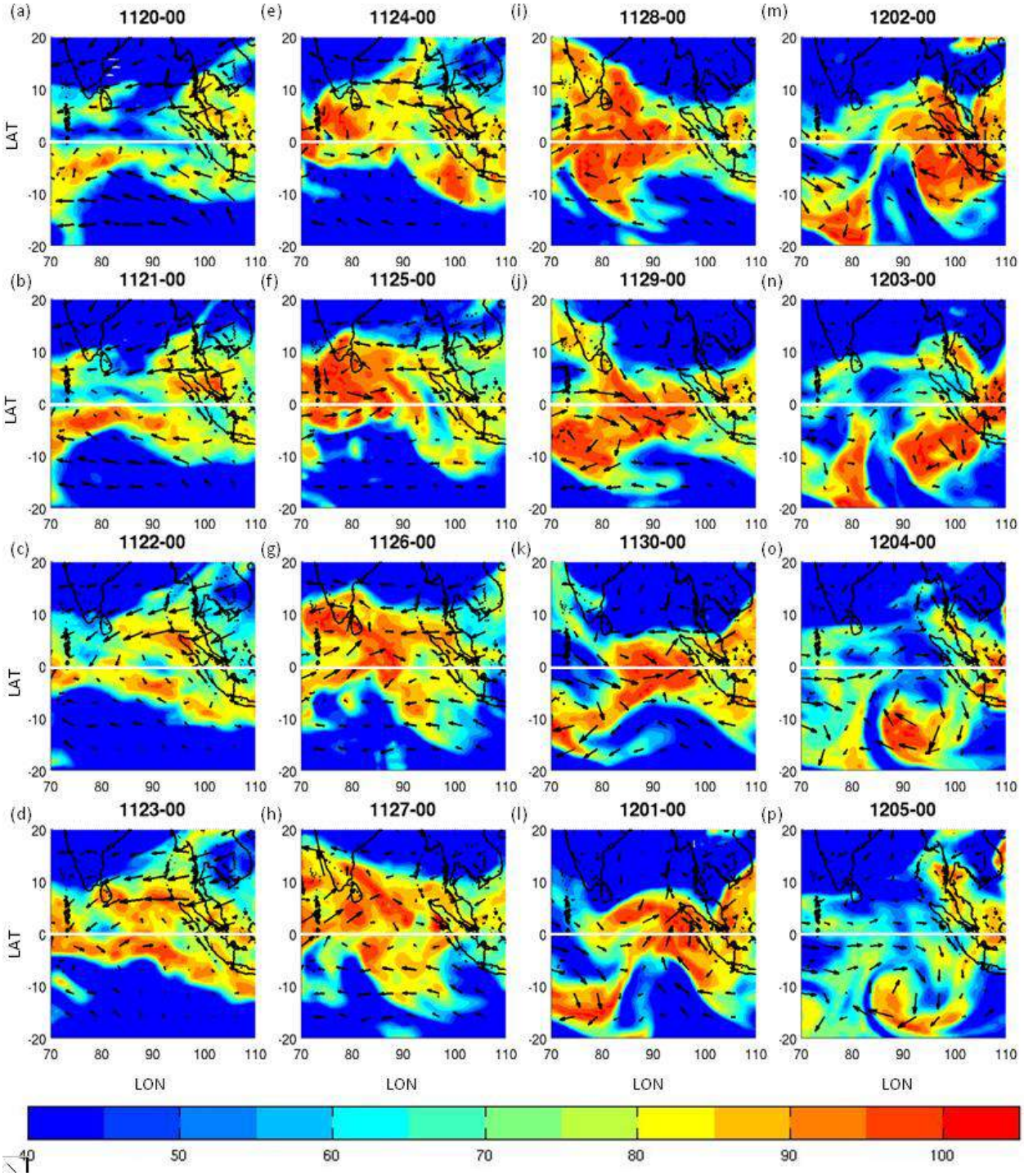


Figure 4.10 : Superposition de l'humidité relative à 600 hPa en % (en couleurs) et des vents à 850 hPa (flèches) dans une zone associée à l'évolution de la MJO tous les jours du 20 novembre 00 UTC **(a)** au 5 décembre 00 UTC **(p)**. La ligne de l'équateur est représentée en blanc. Lecture des vignettes de haut en bas, de gauche à droite.

Du 20 au 23 novembre, on constate une zone humide au niveau de l'équateur qui correspond à la zone de convergence intertropicale. Au nord et au sud de celle-ci, les vents d'est, i.e. les alizés, sont marqués. Dès le 24 novembre, on constate l'arrivée par l'ouest

d'une zone étendue particulièrement humide avec des vents d'ouest forts, caractéristiques de la MJO. En une journée, elle influence toute la zone équatoriale, plus au nord qu'au sud. A partir du 27-28 novembre, elle s'étend également au sud.

A la limite entre ces vents et les alizés d'est forts, on observe une zone de convergence. Le développement tourbillonnaire y est favorisé, avec une première formation cyclonique bien visible à {5°S, 73°E} le 28 novembre qui se détache de la grande zone convective 4 jours plus tard. Au même moment, le 2 décembre, au large de Jakarta, une autre zone de convergence marquée est visible à {5°S, 97°E}. Il s'agirait d'une zone humide associée à Alenga. Celle-ci se détache et se dirige aussi vers le sud-ouest. Parallèlement, la MJO continue sa trajectoire vers l'est et sort du domaine vers le 4 décembre. Ces phénomènes sont visibles sur la figure 4.3 ; la MJO est la grande zone qui se propage vers l'est et les deux détachements se propageant vers l'ouest sont bien discernables.

Ce serait donc bien la MJO qui déclenche, par l'humidité apportée et la zone de convergence à la limite entre les vents d'ouest et les alizés, le développement du vortex qui deviendra Alenga. On souhaite maintenant zoomer un peu plus sur la phase initiale d'Alenga à l'aide des sorties de la simulation Meso-NH.

Les processus mis en jeu dans la phase initiale d'Alenga

On souhaite comprendre comment se déroulent les premiers jours de la formation d'Alenga dans la phase 1^+ et quels sont les processus mis en jeu. On définit une boîte horizontale de dimension 7,5° x 7,5° entre 98,5° et 106°E et entre 1,5° et 9°S, dans laquelle a lieu le début de la cyclogénèse entre le 28 novembre et le 2 décembre. On utilise ici les sorties à 8 km de résolution compte tenu du domaine et des dates.

En traçant l'humidité relative à 600 hPa et la pression au niveau de la mer dans cette boîte sur cette période à six heures d'intervalle (figure 4.11) ainsi que le tourbillon à 850 hPa et le vent moyen à 850 hPa (figure 4.12), on peut tirer plusieurs conclusions quant au déroulement de la cyclogénèse.

Pendant les premiers instants de la simulation, on constate un environnement avec peu d'humidité (65%) à 600 hPa. Puis, une zone d'air humide étendue entre dans le domaine dans sa partie nord-ouest à partir du 29 novembre 00 UTC ; elle correspond à la MJO, repérée sur la figure 4.10, qui se propage vers l'est. Au même moment, une autre zone humide, probablement une zone d'activité convective (avec minimum de pression), entre au sud-est en se propageant vers l'ouest. Ces deux zones se rencontrent au centre du domaine autour du 29 novembre 12 UTC et l'air atteint une humidité de 100% sur tout le domaine. Elles continuent ensuite leurs propagations respectives, la seconde s'étant retrouvée plus chargée en humidité. La zone au sud, qui donnera Alenga, subit ensuite l'arrivée d'un air sec le 1er décembre 00 UTC qui s'enroule autour d'elle, ce qui freinera probablement son développement.

Tandis qu'aucun creusement significatif n'est noté avant le 30 novembre 00 UTC, on commence à distinguer à cette date un système dépressionnaire faible au centre du domaine au niveau de la jonction des deux zones humides, jusqu'à ce qu'il atteigne une pression minimale de 1000 hPa le 2 décembre 00 UTC (p) tout en se propageant vers l'ouest.

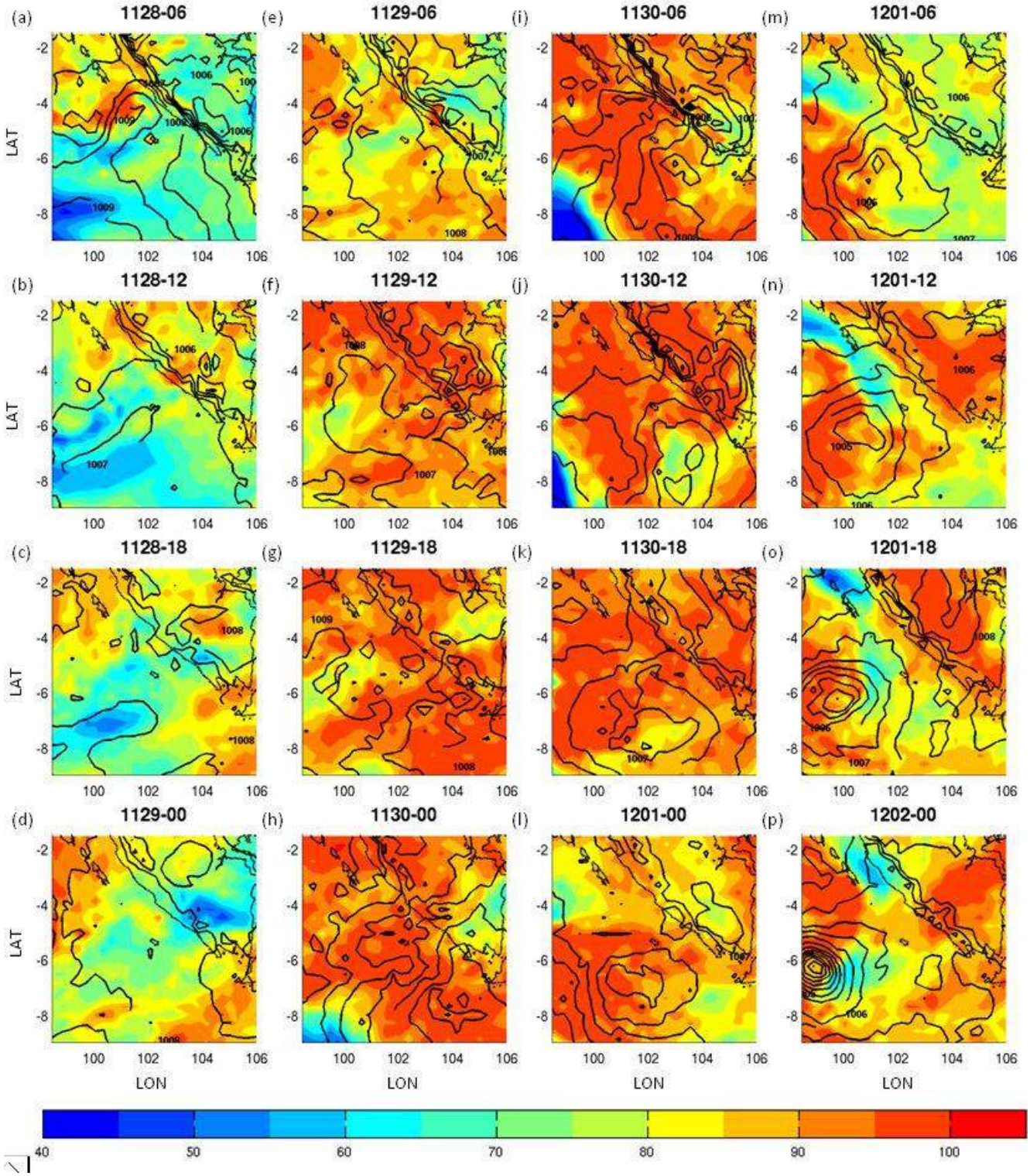


Figure 4.11 : Superposition de l'humidité relative à 600 hPa en % (en couleurs) et de la pression au niveau de la mer en hPa (contours noirs pointillés) dans la boîte centrée sur les débuts d'Alenga au large de Jakarta du 28 novembre 06 UTC au 2 décembre 00 UTC, toutes les six heures.

Le tourbillon relatif et les vents à 850 hPa montrent, dès le 28 novembre 18 UTC, des vents d'ouest dans la partie nord-ouest du domaine. Au sud, on retrouve les alizés d'est. Entre les deux vents de direction opposée, existe une zone de cisaillement horizontal cyclonique. Tandis que les vents d'ouest se renforcent sur le nord du bassin, la zone de fort

tourbillon se dirige vers le sud-est pour aller rencontrer un tourbillon intense entrant dans le domaine au sud-est. La réunion de ces deux tourbillons autour du 30 novembre engendre une zone tourbillonnaire de grande envergure (4° environ) qui se déplace vers l'ouest en s'intensifiant avec un mouvement cyclonique bien marqué.

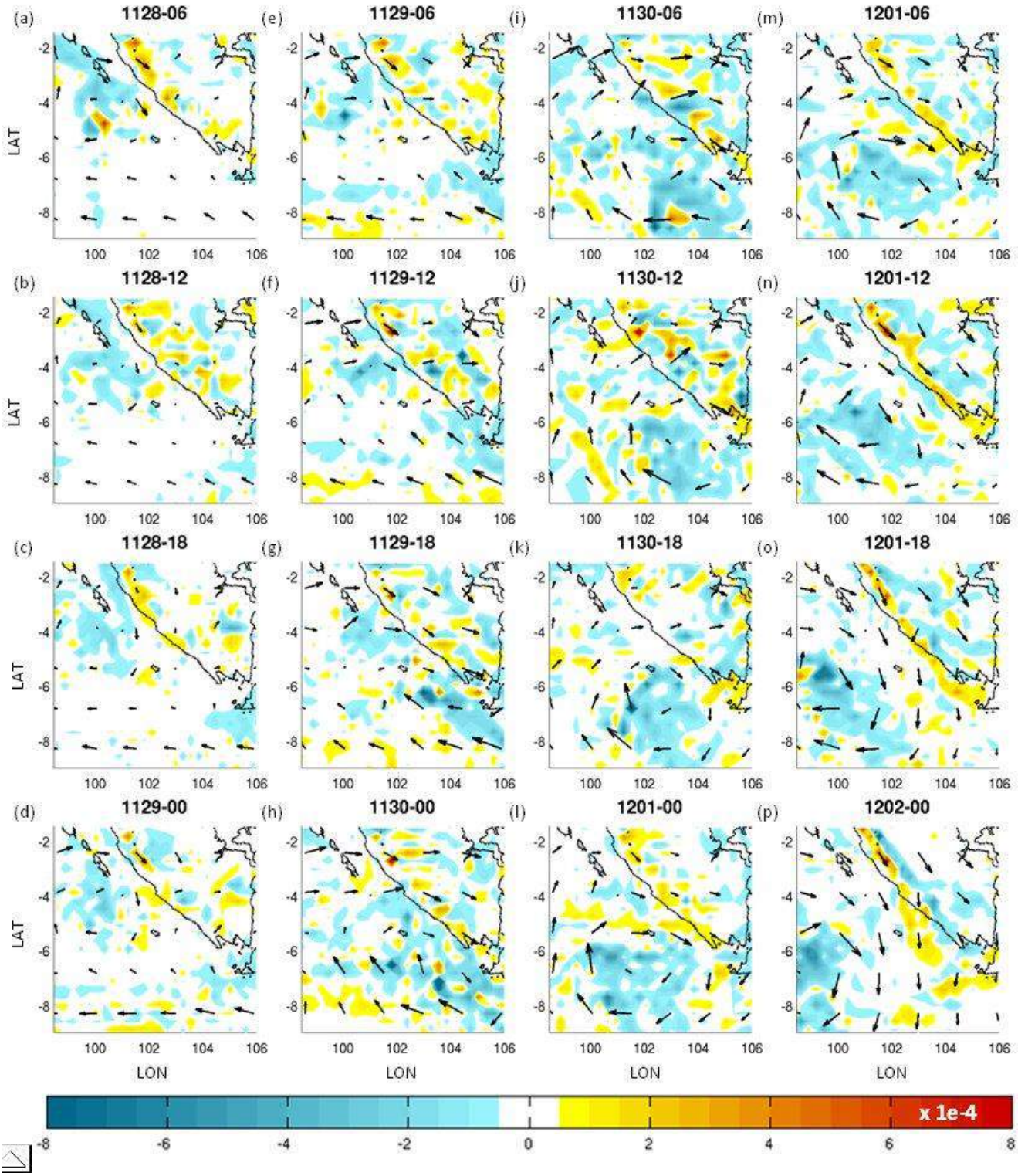


Figure 4.12 : Idem 4.11, mais pour le tourbillon relatif à 850 hPa en s^{-1} (en couleurs) et les vents à 850 hPa (flèches).

Il semblerait donc qu'aux origines d'Alenga, on trouve un petit tourbillon qui entre dans le domaine par le sud-est et qui s'intensifie au cours de son parcours vers l'ouest grâce à une phase active de la MJO qui apporte humidification et convergence dans l'environnement de développement. Cette phase de la MJO a bien été détectée à cet endroit et à cette date (voir 4.1.1). Le petit tourbillon qui se propage vers l'ouest pourrait être associé à une onde Equatorial Rossby (partie 3.1.1).

Les valeurs moyennes de l'humidité et du tourbillon sur la boîte sur toute la troposphère (figure 4.13) montrent bien le processus d'humidification de l'air au cours du temps que ce soit en basse, en moyenne et en haut troposphère, couplée à une intensification graduelle du tourbillon en basse et en moyenne troposphère. L'arrivée du bras d'air sec autour du 1er décembre correspond à une atténuation relative au cours de la phase 1+ d'intensification.

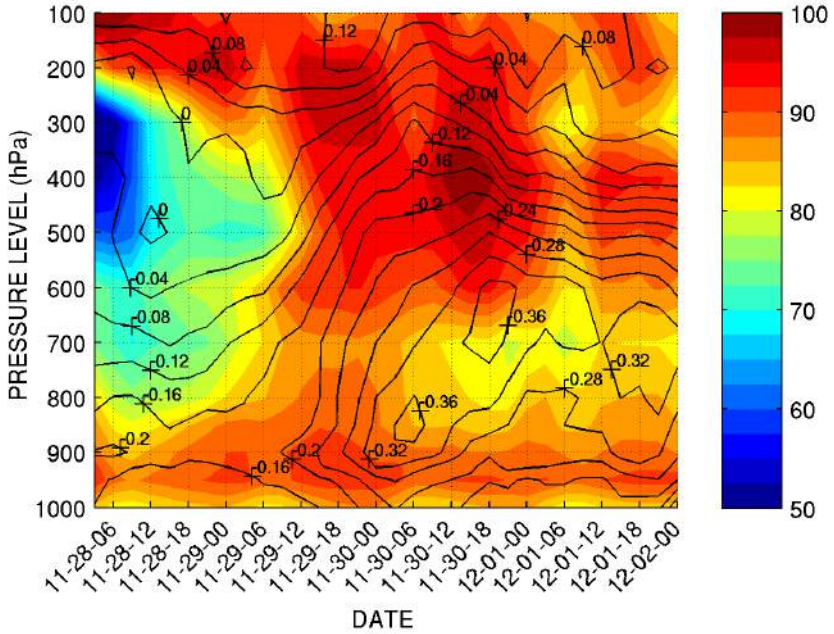


Figure 4.13 : Superposition de l'humidité relative en % (couleurs) et du tourbillon relatif x 10^4 en s^{-1} (contours noirs) moyennés dans la boîte centrée sur les débuts d'Alenga du 28 novembre 06 UTC au 2 décembre 00 UTC et sur les différents niveaux de pression de la troposphère.

4.4 Conclusions et discussions

L'étude du cas du cyclone tropical Alenga, qui a affecté le sud de l'océan Indien pendant la campagne de mesures CINDY-DYNAMO, a permis d'observer les processus spécifiques liés à un développement cyclonique complexe, avec plusieurs phases d'intensification et de comblement. La première phase d'intensification s'est faite au sein d'une phase active de l'Oscillation de Madden-Julian (MJO).

On a montré que, pour ce cas particulier, il pré-existait une zone tourbillonnaire de petite échelle qui se déplaçait vers l'ouest au large de Jakarta. Elle a été positivement influencée par l'arrivée d'un air humide et de convergence liée à la MJO. Cette zone a donc pu s'intensifier rapidement. En comparant ce cas de cyclogénèse avec ceux qui ont eu lieu pendant la saison 2000-2001 (figures 3.19 à 3.27 ; cyclones Ando, Bindu et Charly), on peut dire que la MJO apporte des conditions favorables à la convection (par sa modulation de l'humidité de moyenne troposphère et de la divergence de haute troposphère), auxquelles

s'ajoutent des conditions favorables à la circulation cyclonique apportées par une zone tourbillonnaire qui serait peut-être associée à une onde Equatorial Rossby.

La phase de comblement qui s'ensuit serait liée à un assèchement de l'air, tandis que la deuxième phase d'intensification serait plutôt associée à l'intensification propre du tourbillon en parcourant une zone de conditions favorables.

Cette étude reste très descriptive. Il serait judicieux de la compléter par l'analyse de l'équation d'évolution du tourbillon (convergence, inclinaison, advection) et de l'établissement de l'équilibre du vent thermique, et par un bilan de la température potentielle équivalente qui permettrait d'analyser la libération de chaleur latente aux premiers instants.

Conclusion générale

L'objectif principal de cette thèse a été l'étude de la cyclogénèse tropicale sur le sud-ouest de l'océan Indien, un bassin tropical peu étudié où se produit environ 10% de l'activité cyclonique globale et dont les caractéristiques océan-atmosphère sont complexes.

Les trois grandes parties de cette thèse (chapitres 2, 3 et 4) nous dirigent vers une meilleure compréhension des conditions environnementales dans lesquelles les perturbations tropicales se développent en dépression tropicale, puis en tempête tropicale, i.e. lorsque les vents soutenus atteignent 17 m s^{-1}, avant le stade de cyclone tropical. Ces conditions environnementales sont liées aux phénomènes de grande échelle actifs dans le bassin (le cycle El Niño Southern Oscillation et le dipôle de l'océan Indien), aux conditions de moyenne échelle et d'échelle synoptique (l'Oscillation de Madden-Julian et les diverses ondes équatoriales telles que Equatorial Rossby, Mixed Rossby-Gravity ou Kelvin) et les processus de plus petite échelle que l'on ne peut étudier qu'à travers des simulations à haute résolution sur des cas réels ou idéalisés.

Après un chapitre 1 permettant de poser les bases de la thèse par la définition des cyclones tropicaux et de la cyclogénèse tropicale sur le sud-ouest de l'océan Indien, on s'est focalisé sur l'étude des conditions environnementales et des tourbillons à fort potentiel cyclogénétique sur 12 saisons cycloniques de décembre à mars de 1999-2000 à 2010-2011 sur une zone se limitant à 55°-100°E et 5-20°S, excluant le voisinage de Madagascar, du Canal du Mozambique et des côtes indonésienne et australienne.

Dans le chapitre 2, cette étude a mené à la création de plusieurs méthodes statistiques objectives, décrites dans l'article initialement soumis Meetoo et Roux 2014 au *Monthly Weather Review*. La première méthode repose sur l'identification objective de tourbillons pré-cycloniques dans les réanalyses ERA-Interim (ECMWF). On en a conclu que ces réanalyses reproduisaient correctement les cas de cyclogénèse. La deuxième méthode, qui utilise la première, consiste en la construction d'une fonction « tracker » de conditions environnementales favorables à la cyclogénèse tropicale, spécifique à la zone étudiée dans le sud-ouest de l'océan Indien. Ce tracker quantifie les tourbillons pré-cycloniques et renseigne sur leurs caractéristiques. Sa distribution a permis de comprendre un peu plus les processus cyclogénétiques intrasaisonniers en identifiant correctement des périodes alternées de conditions plus ou moins favorables à la cyclogénèse tropicale, variant en fonction des phases positives du cycle El Niño.

Dans le chapitre 3, on a souhaité appliquer une méthode de décomposition spectrale au tracker créé dans le chapitre 2 et aux 8 variables qui composent sa formule, afin de faire le lien entre les périodes alternées de conditions favorables et l'Oscillation de Madden-Julian (MJO) et les ondes équatoriales pendant les 12 saisons étudiées. La méthode a mis en évidence une composante bilinéaire associée aux variations interannuelles, un mode stationnaire et différents modes d'ouest et d'est, lents et rapides, assimilés à la MJO et aux ondes équatoriales à travers leurs caractéristiques temporelles, i.e. leur période. On a ainsi montré que la cyclogénèse était grandement influencée par tous les modes propagatifs, mais surtout les modes lents : la MJO contrôlerait les champs atmosphériques liés à la convection (la température de brillance, la convergence, etc.), et l'onde Equatorial Rossby

contrôlerait l'humidité et le tourbillon. Cette étude pourrait être complétée par une confirmation des liens entre les modes identifiés par leur période et les ondes physiques observées dans l'atmosphère et solutions théoriques des équations de Saint-Venant.

On a terminé, dans le chapitre 4, par une simulation du modèle Meso-NH à haute résolution avec activation de la convection explicite sur un cas réel : le développement cyclogénétique du cyclone tropical Alenga dans le sud-est du bassin Indien entre fin novembre et début décembre 2011, pendant la campagne de mesures CINDY-DYNAMO. On a montré qu'aux origines d'Alenga, on avait un tourbillon se déplaçant vers l'ouest (qui pourrait être assimilé à une onde Equatorial Rossby), auquel une phase active de la MJO a apporté humidité et convection. Cela a permis l'intensification du tourbillon et son détachement de la zone de convergence intertropicale. Il serait judicieux de compléter cette étude descriptive par une analyse précise de l'évolution du tourbillon, de l'établissement de l'équilibre thermique et de la libération de la chaleur latente, qui permettrait de comprendre, pour ce cas cyclogénétique précis, la phase de construction du vortex d'après ERA-Interim et d'après les sorties du modèle Meso-NH. En outre, on a étudié Alenga car ses effets avaient été observés pendant la campagne CINDY-DYNAMO et sur des simulations à grande échelle déjà réalisées dans le cadre de la campagne. Il serait intéressant de diversifier cette étude en simulant d'autres cas différents de cyclogénèse pour comprendre un peu plus la construction d'un vortex cyclonique.

Dans son ensemble, la thèse a permis de donner quelques éléments de réponse à la problématique qu'est la compréhension de la cyclogénèse tropicale sur le sud-ouest de l'océan Indien en relation avec divers phénomènes d'échelles différentes, sur un échantillon de 12 saisons cycloniques. On est parvenu à montrer l'influence importante de la MJO et de l'onde Equatorial Rossby sur le développement de dépressions tropicales, à travers la modulation de champs atmosphériques différents : la MJO contrôlerait la convection, tandis que l'onde Equatorial Rossby contrôlerait plutôt l'humidité et le tourbillon. Les résultats de la simulation ont permis de décrire les processus de formation cyclonique au sein d'une phase active de la MJO en lien avec ce qui pourrait être une onde Equatorial Rossby.

Plusieurs méthodes ont été utilisées ou créées pour identifier les tourbillons naissants à haut potentiel cyclogénétique, pour regrouper les conditions environnementales favorables au développement cyclonique et pour établir le lien entre la cyclogénèse et les propagations atmosphériques. Les réanalyses ERA-Interim ont permis de correctement identifier les tourbillons naissants, l'environnement cyclogénétique ainsi que les relations avec les phénomènes ondulatoires. Il serait intéressant de voir si d'autres réanalyses (par exemple, celles générées par le NCEP–NCAR) seraient à la hauteur d'ERA-Interim.

Il serait aussi intéressant de réaliser cette étude sur un plus grand nombre de saisons et de cyclones, les données ERA étant disponibles depuis 1979. De même, une étude avec des sorties de modèles de climat pourrait mettre en évidence les changements des conditions de cyclogénèse et des zones et durées d'activité cyclogénétique.

La fonction tracker créée pourrait être utilisée dans les modèles de prévision pour le déclenchement d'une alerte de cyclogénèse. Elle serait ainsi utile sur des analyses en temps réel pour la prévision des cyclones tropicaux pendant leur phase cyclogénétique, en complément de la méthode de Dvorak qui, elle, ne peut être appliquée qu'une fois qu'un système nuageux à caractère cyclonique a été identifié. En parallèle, la décomposition

spectrale de la formule de la fonction tracker permettrait de connaître les processus synoptiques mis en jeu dans les divers cas de cyclogénèse.

Les méthodes objectives non empiriques, appliquées dans cette thèse au bassin sud-ouest de l'océan Indien, peuvent aussi être utilisées pour étudier la cyclogénèse tropicale dans d'autres bassins tropicaux et aussi d'autres systèmes tourbillonnaires similaires aux cyclones ailleurs que dans les tropiques. La cyclogénèse tropicale dans l'Atlantique Nord a fait l'objet d'un stage de Master 1 que j'ai co-encadré, mais cette étude devrait être approndie. Un autre stage de Master 1, que j'ai également co-encadré, a porté sur les « Medicanes » dans la Méditerranée.

Bibliographie

Chapitre 1

Anthes, R. A., S. L. Rosenthal, and J. W. Trout, 1971: Preliminary results from an asymmetric model of the tropical cyclone. Mon. Wea. Rev., 99, 744–758.

Bender, M. A., I. Ginis, R. Tuleya, B. Thomas, and T. Marchok, 2007: The operational GFDL coupled hurricane-ocean prediction system and summary of its performance. Mon. Wea. Rev., 135, 3965–3989.

Beucher, F., 2010: *Météorologie tropicale: des alizés au cyclone.* Cours et manuels n° 19, Ecole Nationale de la Métérologie, Météo-France.

Bister, M., and K. A. Emanuel, 1997: The genesis of Hurricane Guillermo: TEXMEX analyses and a modeling study. *Mon. Wea. Rev.*, **125**, 2662–2682.

Briegel, L. M., and W. M. Frank, 1997: Large-scale influences on tropical cyclogenesis in the western North Pacific. *Mon. Wea. Rev.*, **125**, 1397–1413.

Burton M. L., and M. J. Hicks, 2005: Hurrican Katrina: Preliminary estimates of commercial and public sector damages. Huntinton, WV, Center for Business and Economic Research, Marshall University, pp. 12.

Charney, J. G., and A. Eliassen, 1964: On the growth of the hurricane depression. *J. Atmos. Sci.*, **21**, 68–75.

Dee, D. P., and 35 co-authors, 2011: The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **137**, 553–597.

Dunkerton, T. J., M. T. Montgomery, and Z. Wang, 2008: Tropical cyclogenesis in a tropical wave critical layer: Easterly waves. *Atmos. Chem. Phys. Disc.*, **8**, 11149–11292.

Dunn, G. E., 1940: Cyclogenesis in the tropical Atlantic. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **21**, 215–229.

Dvorak, V., 1975: Tropical cyclone intensity analysis and forecasting from satellite imagery. *Mon. Wea. Rev.*, **103**, 420–430.

Emanuel, K. A., 1986: An air-sea interaction theory for tropical cyclones. Part I: Steady-state maintenance. *J. Atmos. Sci.*, **43**, 585–604.

Emanuel, K. A., 1993: The physics of tropical cyclogenesis over the eastern Pacific. Tropical cyclone disasters. *Proceedings of ICSU/WMO International Symposium on Tropical Cyclone Disasters*, J. Lighthill, Z. Zhemin, G. Holland and K. Emanuel, Eds., Peking University Press, 136–142.

Emanuel, K. A., and D. S. Nolan, 2004: Tropical cyclone activity and the global climate system. *Proceedings of the 26th Conference on Hurricanes and Tropical Meteorology*, Miami, FL, American Meteorological Society, 240–241.

Enagonio, J., and M. T., Montgomery, 2001: Tropical cyclogenesis via convectively forced vortex Rossby waves in a shallow water primitive equation model. *J. Atmos. Sci.*, **58**, 685–706.

Ferreira, R. N., and W. H. Schubert, 1997: Barotropic aspects of ITCZ breakdown. *J. Atmos. Sci.*, **54**, 261–285.

Frank, N. L, and S. A. Husain, 1971: The deadliest tropical cyclone in history? *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **52-6**, 438–444.

Frank W. M., 1987: Tropical cyclone formation. *A Global View of Tropical Cyclones*, Elsberry, R. L., Ed., Office of Naval Research, 53–90.

Frank, W. M., and P. E. Roundy, 2006: The role of tropical waves in tropical cyclogenesis. *Mon. Wea. Rev.*, **113**, 647–658.

Fujiwhara, S., 1921: The natural tendency towards symmetry of motion and its application as a principle in meteorology. *Q. J. R. Met. S.*, **47 (200)**, 287–293.

Gray, W. M., 1968: Global view of the origin of tropical disturbances and storms. *Mon. Wea. Rev.*, **96**, 669–700.

Gray, W. M., 1975: Tropical cyclone genesis. Dept. of Atmos. Sci., Paper No. 232, Colorado State University, Ft. Collins, CO, 121.

Gray, W. M., 1979: Hurricanes: Their formation, structure and likely role in the tropical circulation. *Meteorology over the Tropical Oceans*, Shaw, D., Ed., RMS, James Glaisher House, 155–218.

Gray, W. M., 1985: Tropical cyclone global climatology. WMO Technical Document WMO/TD-No. 72, Vol. I, WMO, Geneva, Switzerland, 3–19.

Holmes, A. L. A., 2014: The dynamics of disaster economics: The Philippines' recovery and response to Typhoon Haiyan (Yolanda). *Paper presented at the 2014 Asia-Pacific System Dynamics Conference*, Tokyo, Japan.

Hovermale, J. B., 1976: The movable fine mesh (MFM) – a new operational forecast model. *Tech. Proc. Bull.*, **160**, Techn. Serv. Br., Meteor. Serv. Div., Nat. Wea. Serv., 5 pp.

Jelesnianski, C. P., 1972: SPLASH (Special Program to List Amplitudes of Surges from Hurricanes), Part One: Landfall storms. *NOAA Tech. Memo.* NWS TDL-46, 52 pp.

Jones, S. C., 2003: The extratropical transition of tropical cyclones: forecast challenges, current understanding, and future direction. *Wea. Forecasting*, **18**, 1052–1092.

Jury, M. R., and B. Pathak, 1991: A study of climate and weather variability over the tropical Southwest Indian Ocean. *Meteor. Atmos. Phys.*, **47**, 37–48.

Knapp, K. R., M. C. Kruk, D. H. Levinson, H. J. Diamond, and C. J. Neumann, 2010: The International Best Track Archive for Climate Stewardship (IBTrACS): Unifying tropical cyclone data. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **91**, 363–376.

Kurihara, Y., and R. E. Tuleya, 1981: A numerical simulation study on the genesis of a tropical storm. *Mon. Wea. Rev.*, **109**, 1629–1653.

McBride, J. L., 1995: Tropical cyclone formation. *Global Perspectives on Tropical Cyclones*, Elsberry, R. L., Ed., World Meteorological Organization, 63–105.

McBride, J. L., and R. Zehr, 1981: Observational analysis of tropical cyclone formation. Part II: Comparison of non-developing versus developing systems. *J. Atmos. Sci.*, **38**, 1132–1151.

McTaggart-Cowan, R., G. D. Deane, L. F. Bosart, C. A. Davis, and T. J. Galarneau, 2008: Climatology of tropical cyclogenesis in the North Atlantic (1948–2004). *Mon. Wea. Rev.*, **136**, 1284–1304.

Menkes, C. E., M. Lengaigne, P. Marchesiello, N. C. Jourdain, E. M. Vincent. J. Lefèvre, F. Chauvin, and J.-F. Royer, 2012 : Comparison of tropical cyclogenesis indices on seasonal to interannual timescales. *Clim. Dyn.*, **38**, 301–321.

Montgomery, M. T., and J. Enagonio, 1998: Tropical cyclogenesis via convectively forced vortex Rossby waves in a three-dimensional quasi-geostrophic model. *J. Atmos. Sci.*, **55**, 3176–3207.

Neumann, C. J., 1972: An alternative to the HURRAN tropical cyclone model system. *NOAA Tech. Memo.* NWS SR-62, 22 pp.

Ooyama, K., 1969: Numerical Simulation of the Life Cycle of Tropical Cyclones. *J. Atmos. Sci.*, **26**, 3–40.

Palmén, E. H., 1948: On the formation and structure of tropical cyclones. *Geophysica*, **3**, 26–38.

Ritchie, E. A., and G. J. Holland, 1997: Scale interactions during the formation of Typhoon Irving. *Mon. Wea. Rev.*, **125**, 1377–1396.

Rotunno, R., and K. A. Emanuel, 1987: An air-sea interaction theory for tropical cyclones. Part II: Evolutionary study using a nonhydrostatic axisymmetric numerical model. *J. Atmos. Sci.*, **44**, 542–561.

Royer, J.F., F. Chauvin, B. Timbal, P. Araspin, D. Grimal, 1998 : A GCM study of the impact of the impact of greenhouse gas increase on the frequency occurrence of tropical cyclones. *Clim. Change*, **38**, 307–343.

Simpson, R. H., 1974: The hurricane disaster potential scale. *Weatherwise*, **27**, 169–186.

Simpson J., E. A. Ritchie, G. J. Holland, J. Halverson, and S. Stewart, 1997: Mesoscale interactions in tropical cyclone genesis. *Mon. Wea. Rev.*, **125**, 2643–2661.

Tallapragada, V., L. Bernardet, S. Gopalakrishnan, Y. Kwon, Q. L. Liu, T. Marchok, M. Tong, R. Tuleya, R. Yablonsky, and X. Zhang, 2013: Hurricane Weather Research and Forecasting (HWRF) Model: 2013 Scientific Documentation. NCAR Development Tested Bed Center Report.

Tippett, M. K., S. J. Camargo, and A. Sobel, 2011: A Poisson regression index for tropical cyclone genesis and the role of large-scale vorticity in genesis. *J. Clim*., **24**, 2335–2357.

Tjemkes, S. A., M. König, H.-J. Lutz, L. van de Berg, 2001: Calibration of Meteosat water vapor channel observations with independent satellite observations. *J. Geophys. Res.*, **106**, 5199–5209.

Tory, K. J., and W. M. Frank, 2010: Tropical cyclone formation. *Global Perspectives on Tropical Cyclones: From Science to Mitigation*. J. C. L. Chan and J. D. Kepert, Eds., World Scientific, 55–91.

Trenberth, K. E., 2007: Warmer oceans, stronger hurricanes. *Sci. Am.*, **297**, 44–51.

Velden, C., and 16 co-authors, 2006: The Dvorak tropical cyclone intensity estimation technique: A satellite-based method that has endured for over 30 years. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **87**, 1195–1214.

Wang, C.-C., and G. Magnusdottir, 2005: ITCZ breakdown in three-dimensional flows. *J. Atmos. Sci.*, **62**, 1497–1512.

Wang, C.-C., and G. Magnusdottir, 2006: The ITCZ in the central and eastern Pacific on synoptic time scales. *Mon. Wea. Rev.*, **134**, 1405–1421.

Wang, H., and W. M. Frank, 1999: Two modes of tropical cyclogenesis. An idealized simulation. *Proceedings of the AMS 23rd Conference on Hurricanes and Tropical Meteorology*, American Meteorological Society, Dallas, TX, 923–924.

Zehr, R., 1992: Tropical cyclogenesis in the western North Pacific. NOAA Tech. Rep. NESDIS 61.

Chapitre 2

Akaike, H., 1981: Likelihood of a model and information criteria. *Journal of Econometrics*, **16**, 3–14.

Camargo, S. J., K. A. Emanuel, and A. H. Sobel, 2007: Use of genesis potential index to diagnose ENSO effects on tropical cyclone genesis. *J. Climate*, **20**, 4819–4834.

Hart, R. E., 2003: A cyclone phase space derived from thermal wind and thermal asymmetry. *Mon. Wea. Rev.*, **131**, 585–616.

Ho, C.-H., J.-H. Kim, J.-H. Jeong, H.-S. Kim, and D. Chen, 2006: Variation of tropical cyclone activity in the South Indian Ocean: El Niño Southern Oscillation and Madden-Julian oscillation effects. *J. Geophys. Res.*, **111**, D22101.

Kuleshov, Y., L. Qi, R. Fawcett, and D. Jones, 2008: On tropical cyclone activity in the Southern Hermispher: Trends and the ENSO connection. *Geophys. Res. Lett.*, **35**, L14S08.

Kuleshov Y., F. Chane Ming, L. Qi, C. Hoareau, and F. Roux, 2009: Tropical cyclone genesis in the Southern Hemisphere and its relationship with the ENSO. *Ann. Geophys.*, **27**, 2523–2538.

McTaggart-Cowan, R., G. D. Dean, L. F. Bosart, C. A. Davis, and T. J. Galarneau Jr., 2008: Climatology of tropical cyclogenesis in the North Atlantic (1948-2004). *Mon. Wea. Rev.*, **136**, 1284– 1304.

McTaggart-Cowan, R., T. J. Galarneau, Jr., L. F. Bosart, R. W. Moore and O. Martius, 2013: A global climatology of baroclinically influenced tropical cyclogenesis. *Mon. Wea. Rev.*, **141**, 1963–1989.

Meyers, G., P. McIntosh, L. Pigot, and M. Pook, 2007: The years of El Niño, La Niña and interactions with the tropical Indian Ocean. *J. Clim.*, **20**, 2872–2880.

Rasmusson, E. M., and T. H. Carpenter, 1982: Variations in tropical sea surface temperature and surface wind fields associated with the Southern Oscillation/El Niño. *Mon. Wea. Rev.*, **110**, 354–384.

Rasmusson, E. M., and J. M. Wallace, 1983: Meteorological aspects of the El Niño / Southern Oscillation. *Science*, **222**, 1195–1202.

Saji N. H., Goswami B. N., Vinayachandran P.N., Yamagata T., 1999: A dipole mode in the tropical Indian Ocean, Nature, 401, 360-363.

Wolter K., and Timlin M. S., 2011: El Niño/Southern Oscillation behaviour since 1871 as diagnosed in an extended multivariate ENSO index (MEI.ext). *Int. J. Climatol.*, **31**, 1074–1087.

Yamagata, T., S. K. Behera, J. J. Luo, S. Masson, M. R. Jury, and S. A. Rao, 2004: Coupled ocean-atmosphere variability in the tropical Indian Ocean. *Ocean-Atmosphere*

Interaction and Climate Variability, Geophys. Monogr., **147**, Amer. Geophys. Union, 189–212.

Yoo S.-H., S. Yang, and C.-H. Ho, 2006: Variability of the Indian Ocean sea surface temperature and its impacts on Asian-Australian monsoon climate. *J. Geophys. Res.*, **111**, 17 pp.

Chapitre 3

Aiyyer, A., A. Mekonnen and C. J. Schreck, 2012: Projection of tropical cyclones on wavenumber-frequency filtered equatorial waves. *J. Climate*, **25**, 3653–3658.

Arnault, J., and F. Roux, 2011: Characteristics of African easterly waves associated with tropical cyclogenesis in the Cape Verde Islands region in July-August-September of 2004-2008. *Atmos. Res.*, **100**, 61–82.

Bessafi, M., and M. C. Wheeler, 2006: Modulation of South Indian Ocean tropical cyclones by the Madden-Julian Oscillation and convectively coupled equatorial waves. *Mon. Wea. Rev*., **134**, 638–656.

Chelton D. B. and M. G. Schlax, 1996: Global observations of oceanic Rossby waves, *Science*, **272**, 234–238.

Chen, G., and C. Chou, 2014: Joint contribution of multiple equatorial waves to tropical cyclogenesis over the western North Pacific. *Mon. Wea. Rev.*, **142**, 79–93.

Dickinson, M., and J. Molinari, 2002: Mixed Rossby-Gravity waves and Western Pacific tropical cyclogenesis. Part I: Synoptic evolution. *J. Atmos. Sci.*, **59**, 2183–2196.

Dunkerton, T. J., M. T. Montgomery, and Z. Wang, 2009: Tropical cyclogenesis in a tropical wave critical layer: Easterly waves. *Atmos. Chem. Phys.*, **9**, 5587–5646

Frank, W. M., and P. E. Roundy, 2006: The role of tropical waves in tropical cyclogenesis. *Mon. Wea. Rev.*, **113**, 647–658.

Fukutomi, Y., and T. Ysunari, 2013: Structure and characteristics of submonthly-scale waves along the Indian Ocean ITCZ. *Clim. Dyn.*, **40**, 1819–1839.

Gall, J. S., W. M. Frank and M. C. Wheeler, 2010: The role of equatorial Rossby waves in tropical cyclogenesis. Part I: Idealized numerical simulations in an intially quiescent background environment. *Mon. Wea. Rev.*, **138**, 1368–1382.

Hall, J. D., A. J. Matthews and D. J. Karoly, 2001: The modulation of tropical cyclone activity in the Australian region by the Madden–Julian Oscillation. *Mon. Wea. Rev.*, **129**, 2970–2982.

Hayashi, Y., 1982: Space-time spectral analysis and its applications to atmospheric waves. *J. Meteor. Soc. Jpn.*, **60**, 156–171.

Ho, C.-H., J.-H. Kim, J.-H. Jeong, H.-S. Kim and D. Chen, 2006: Variation of tropical cyclone activity in the South Indian Ocean: El Niño–Southern Oscillation and Madden-Julian Oscillation effects. *J. Geophys. Res*., **111**, D22101.

Holton, J. R., 1970: A note on forced equatorial waves. *Mon. Wea. Rev.*, **98**, 614–615.

Holton, J. R., 1971: A diagnostic model for equatorial wave disturbances: The role of vertical shear of the mean zonal wind. *J. Atmos. Sci.*, **28**, 55–64.

Kiladis, G. N., M. C. Wheeler, P. T. Haertel, K. H. Straub, and P. E. Roundy, 2009: Convectively coupled equatorial waves. *Rev. Geophys.*, **47**, RG2003.

Madden, P., and P. Julian, 1994: Observations of the 40–50-day tropical oscillation – A review. *Mon. Wea. Rev.*, **122**, 814–837.

Maloney, E. D., and D. L. Hartmann, 2000a: Modulation of hurricane activity in the Gulf of Mexico by the Madden-Julian oscillation. *Science*, **287**, 2002–2004.

Maloney, E. D., and D. L. Hartmann, 2000b: Modulation of eastern north Pacific hurricanes by the Madden-Julian oscillation. *J. Climate*, **13**, 1451–1460.

Maruyama, T., 1967: Large-scale disturbances in the equatorial lower stratosphere. J. *Meteorol. Soc. Jpn.*, **45**, 196–199.

Matsuno, T., 1966: Quasi-geostrophic motions in the equatorial area. *J. Meteorol. Soc. Jpn.*, **44**, 25–43.

Riehl, H., 1945: Waves in the easterlies and the polar front in the tropics. *Misc. Rep.*, **17**, 79 pp., Dep. of Meterol., Univ. of Chicago, Ill.

Roundy, P. E., and W. M. Frank, 2004: A climatology of waves in the equatorial regions. *J. Atmos. Sci.*, **61**, 2105–2132.

Roundy, P. E., 2012: Observed structure of convectively coupled waves as a function of equivalent depth: Kelvin waves and the Madden-Julian Oscillation. *J. Atmos. Sci.*, **69**, 2097-2106.

Rui, H., and B. Wang, 1990: Development characteristics and dynamic structure of tropical intraseasonal convection anomalies. *J. Atmos. Sci.*, **47**, 357–379.

Saint-Venant, B., 1871: Mémoire sur l'établissement des équations différentielles des mouvements intérieurs opérés dans les corps solides ductiles au-delà des limites où l'élasticité pourrait les ramener á leur premier état. *Liouville J. d. Math. Pures et Appl. Ser. II*, **16**, 308–316.

Schreck, C. J., and J. Molinari, 2011a: Tropical cyclogenesis associated with Kelvin waves and the Madden–Julian oscillation. *Mon. Wea. Rev.*, **139**, 2723–2734.

Schreck, C. J., J. Molinari and K. I. Mohr, 2011b: Attributing tropical cyclogenesis to equatorial waves in the western North Pacific. *J. Atmos. Sci.*, **68**, 195–209.

Schreck, C. J., J. Molinari and A. Aiyyer, 2012: A global view of equatorial waves and tropical cyclogenesis. *Mon. Wea. Rev.*, **140**, 774–788.

Sobel, A. H., and D. Kim, 2012: The MJO-Kelvin wave transition. *Geophys. Res. Lett.*, **39**, L20808, doi:10.1029/2012GL053380.

Takayabu, Y. N., 1994: Large-scale cloud disturbances associated with equatorial waves, Part I: Spectral features of the cloud disturbances. *J. Meteorol. Soc. Jpn.*, **72**, 433–448.

Ventrice, M. J., C. D. Thorncroft, and C. J. Schreck III, 2012: Impact of convectively coupled Kelvin waves in environmental conditions for Atlantic tropical cyclogenesis. *Mon. Wea. Rev.*, **140**, 2198–2214.

Wallace, J. M., and L. A. Chang, 1972: On the application of satellite data on the cloud brightnesss to the study of tropical wave disturbances. *J. Atmos. Sci.*, **29**, 1400–1403.

Wallace, J. M, and V. E. Kousky, 1968: Observational evidence of the Kelvin waves in the tropical stratosphere. *J. Atmos. Sci*, **25**, 900–907.

Wheeler M. C., and G. N. Kiladis, 1999: Convectively coupled equatorial waves: Analysis of clouds and temperature in the wavenumber-frequency domain. *J. Atmos. Sci.*, **56**, 374–399.

Wheeler, M., G. N. Kiladis, and P. J. Webster, 2000: Large-scale dynamical fields associated with convectively coupled equatorial waves. *J. Atmos. Sci.*, **57**, 613–640

Wheeler M. C., and H. H. Hendon, 2004: An all-season real-time multivariate MJO index: Development of an index for monitoring and prediction. *Mon. Wea. Rev.*, **132:8**, 1917–1932.

Xu, Y., T. Li and M. Peng, 2013: Tropical cyclogenesis in the western North Pacific as revealed by the 2008-09 YOTC data. *Wea. Forecasting*, **28**, 1038–1056.

Yanai, M., and T. Maruyama, 1966: Stratospheric wave disturbances propagating over the equatorial Pacific. *J. Meteorol. Soc. Jpn.*, **44**, 291–294.

Yang, G. Y., B. Hoskins, and J. Slingo, 2007a: Convectively coupled equatorial waves. Part I: Horizontal and vertical structure. *J. Atmos. Sci.*, **64**, 3406–3423.

Yang, G. Y., B. Hoskins, and J. Slingo, 2007b: Convectively coupled equatorial waves. Part II: Propagation characteristics. *J. Atmos. Sci.*, **64**, 3424–3437.

Yang, G. Y., B. Hoskins, and J. Slingo, 2007c : Convectively coupled equatorial waves. Part III: Synthesis structure and their forcing and evolution. *J. Atmos. Sci.*, **64**, 3438–3451.

Yoshida, K., 1959: A theory of the Cromwell Current (the equatorial undercurrent) and of the equatorial upwelling – An interpretation in a similarity to a coastal circulation. *J. Oceanogr. Soc. Jpn.*, **15**, 159–170.

Zhang, C., 2013: Madden-Julian Oscillation: Bridging weather and climate. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **94**, 1849–1870.

Chapitre 4

Bechtold, P., E. Bazile, F. Guichard, P. Mascart and E. Richard, 2001: A mass flux convection scheme for regional and global models. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **127**, 869–886.

Caniaux, G., J.-L. Redelsperger and J.-P. Lafore, 1994: A numerical study of the stratiform region of a fast-moving squall line. Part I. General description, and water and heat budgets. *J. Atmos. Sci.*, **51**, 2046–2074.

Durran, D. R., 1989: Improving the anelastic approximation. *J. Atmos. Sci.*, **46**, 1453–1461.

Gottschalck, J., P. E. Roundy, C. J. Schreck III, A. Vintzileos, and C. Zhang, 2013: Large-scale atmospheric and oceanic conditions during the 2011-12 DYNAMO field campaign. *Mon. Wea. Rev.*, **141**, 4173–4176.

Fovell, R. G., and H. Su, 2007: Impact of cloud microphyscs on hurricane track forecasts. *Geophys. Res. Lett.*, **34**, L24810, doi:10.1029/2007GL031723.

Jabouille, P., R. Guivarch, P. Kloos, D. Gazen, N. Gicquel, L. Giraud, N. Asencio, V. Ducrocq, J. Escobar, J.-L. Redelsperger, J. Stein, and J.-P. Pinty, 1999: Parallelization of the French meteorological mesoscale model Meso-NH. In P. Amestoy, Ph. Berger, M. Daydé, V. Frayssé, L. Giraud, and D. Ruiz, editors, EUROPAR'99 Parallel Processing, **1685**, 1417–1422. Lecture Notes in Computer Science, Springer-Verlag.

Lafore, J. P., J. Stein, N. Asencio, P. Bougeault, V. Ducrocq, J. Duron, C. Fischer, P. Hereil, P. Mascart, J. P. Pinty, J. L. Redelsperger, E. Richard, and J. Vila-Guerau de Arellano, 1998: The Meso-NH Atmospheric Simulation System. Part I: Adiabatic formulation and control simulations. *Annales Geophysicae*, **16**, 90–109.

Madden, P., and P. Julian, 1994: Observations of the 40–50-day tropical oscillation – A review. *Mon. Wea. Rev.*, **122**, 814–837.

Pergaud, J., V. Masson, S. Malardel, and F. Couvreux, 2009: A parameterization of dry thermals and shallow cumuli for mesoscale numerical weather prediction, *Bound.-Layer Meteor.*, **132**, 83–106.

Pinty, J.-P. and P. Jabouille, 1998: A mixed-phase cloud parameterization for use in mesoscale non-hydrostatic model: simulations of a squall line and of orographic precipitations. Proc. Conf. of Cloud Physics, Everett, WA, USA, Amer. Meteor. soc., Aug. 1999, 217–220.

Stein J., E. Richard, J.P. Lafore, J.P. Pinty, N. Asencio and S. Cosma, 2000: High - resolution non-hydrostatic simulations of flash-flood episodes with grid-nesting and ice-phase parametrization. *Meteorol. Atmos. Phys.*, **72**, 101–110.

Wheeler M. C., and H. H. Hendon, 2004: An all-season real-time multivariate MJO index: Development of an index for monitoring and prediction. *Mon. Wea. Rev.*, **132:8**, 1917–1932.

Liste des abréviations

Institutions et programmes

Notation	Description
CINDY2011	Cooperative Indian Ocean experiment on Intraseasonal Variability Year 2011
CINDY-DYNAMO	Campagne de measures sur la MJO dans l'océan Indien (CINDY2011 + DYNAMO)
CINES	Centre Informatique National de l'Enseignement Supérieur (FR)
CLIVAR	Climate Variability and Predictability Project
CMRS	Centre Météorologique Régional Spécialisé
CMS	Centre de Météorologie Spatiale (FR)
CNES	Centre National d'Etudes Spatiales (FR)
CNRM	Centre de Recherches Météorologiques (FR)
CNRS	Centre National de Recherche Scientifique (FR)
DOTSTAR	Dropwindsonde Observations for Typhoon Surveillance near the TAiwan Region (TW)
DYNAMO	Dynamics of the MJO (USA)
ECMWF	Centre européen de prévision météorologique à moyen terme (EU)
EOL	Earth Observing Laboratory (USA)
ESA	European Space Agency (EU)
EUMETSAT	Organisation européenne pour l'exploitation des satellites météorologiques (EU)
GFDL	Geophysical Fluid Dynamics Laboratory (USA)
GIEC	Groupe Intergouvernemental sur l'Evolution du Climat
JAMSTEC	Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology (JP)
JTWC	Joint Typhoon Warning Center (USA)
LA	Laboratoire d'Aérologie (FR)
LACy	Laboratoire de l'Atmosphère et des Cyclones (FR)
NASA	National Aeronautics and Space Administration (USA)
NCAR	National Center for Atmospheric Research (USA)
NCDC	National Climatic Data Center (USA)
NCEP	National Centers for Environmental Prediction (USA)
NHC	National Hurricane Center (USA)
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration (USA)
NRL	Naval Research Laboratory (USA)
OMM	Organisation Mondiale de la Météorologie
OSTIA	Operational Sea Surface Temperature and Sea Ice Analysis (UK)

SAFIRE	Service des Avions Français Instrumentés pour la Recherche en Environnement (FR)
SDU2E	Ecole Doctorale « Sciences de l'Univers, de l'Environnement et de l'Espace »
TCWC	Tropical Cyclone Warning Center
TRMM	Tropical Rainfall Measuring Mission
WCRP	World Climate Research Programme

Modèles, méthodes et données

Notation	Description
ACP	Analyse en Composantes Principales
ALADIN	Aire Limitée Adaptation dynamique Développement InterNational
AROME	Application de la Recherche à l'Opérationnel à Méso-Echelle
ARPEGE	Action de Recherche Petite Echelle / Grande Echelle
CLIPER	Technique CLImatologie et PERsistence
ERA-40	Avant-dernière version des réanalyses de l'ECMWF (T159 L60)
ERA-Interim	Dernière version des réanalyses de l'ECMWF (T255 L60)
HWRF	Hurricane Weather Research and Forecasting
IBTrACS	International Best Track Archive for Climate Stewardship
IFS	Integrated Forecasting System
IODC	Indian Ocean Data Coverage
MATLAB	Matrix Laboratoire, langage de programmation et environnement de développement
MERRA	Modern Era-Retrospective Analysis for Research and Applications
Meso-NH	Modèle météorologique de méso-échelle non-hydrostatique
METEOSAT	Famille de satellites météorologiques géostationnaires
MFM	Movable Fine-Mesh
SPLASH	Special Program to List the Amplitude of Surges from Hurricanes
WRF	Weather Research and Forecasting

Phénomènes et notions météorologiques

Notation	Description
CISK	Conditional Instability of the Second Kind
ENSO	El Niño Southern Oscillation
ER	Ondes Equatorial Rossby
IOD	Dipôle tropical de l'océan Indien
MCS	Mesoscale Convective System
MCV	Mesoscale Convective Vortex
MDR	Main Development Region (Atlantique Nord)
MDZ	Main Development Zone (Sud-ouest de l'océan Indien)
MJO	Oscillation de Madden-Julian
MRG	Ondes Mixed Rossby-Gravity
PNT	Prévision numérique du temps
SSHS	Saffir-Simpson Hurricane Scale
TC	Cyclone tropical
TD	Dépression tropicale
TD-type	Ondes d'est Africaines
TS	Tempête tropicale
WISHE	Wind-Induced Surface Heat Exchange
ZCIT	Zone de Convergence InterTropicale

Variables et indices

Notation	Description	Unité	Normalisation sans unité
γ	Fonction tracker de tourbillons naissants et de conditions favorables		
DMI	Dipole Mode Index (IOD)		
DIV	Divergence horizontale	Par seconde (s^{-1})	DIV*
GPI	Genesis Potential Index		
KO-Index	Indice de convection ; stabilité de la stratification atmosphérique	Kelvin (K)	
MEI	Multivariate ENSO Index		
MSLP	Pression au niveau de la mer	Hectopascal (hPa)	
OLR	Outgoing Longwave Radiation (Ermittance infrarouge)		
PI	Intensité potentielle	Mètre par	

		seconde (m s^{-1})	
PV	Tourbillon potentiel		
RIH	Humidité relative intégrée	Pour cent (%)	RIH*
RMM	Real-time Multivariate MJO Index		
RVOR	Tourbillon relatif intégré	Par seconde (s^{-1})	RVOR*
SGP	Seasonal Genesis Parameter		
SOI	Southern Oscillation Index		
SST	Température de surface de la mer	Kelvin (K) ; degré Celsius (°C)	SST*
TB	Température de Brillance des nuages	Kelvin (K)	TB*
UV 10 m	Vents horizontaux à 10 mètres	Mètre par seconde (m s^{-1})	
WSHR	Cisaillement troposphérique (850–200 hPa) des vents horizontaux	Mètre par seconde (m s^{-1})	WSHR*
YGP	Yearly Genesis Parameter		
YCGP	Convective Yearly Genesis Potential Index		

Annexes

A.1 Analyse spectrale de la saison 2006-2007

La saison cyclonique 2006-2007 sur le sud-ouest de l'océan Indien est connue pour sa forte activité cyclonique avec 7 tempêtes nommées, corrélée à une phase positive de l'El Niño Southern Oscillation (ENSO) et du Dipôle de l'océan Indien (IOD), phénomènes explicités dans la partie 2.1.3 de la thèse. Toutes ces 7 tempêtes se sont intensifiées pour devenir des cyclones tropicaux : 4 cyclones de catégorie 4 (Bondo, Dora, Favio et Indlala), 2 cyclones de catégorie 3 (Gamède et Jaya) et un cyclone de catégorie 1 (Humba).

Il est intéressant de voir les résultats de l'analyse spectrale (chapitre 3) pour cette saison (figures A.1 à A.9) pour en identifier ses spécificités.

Les modes propagatifs expliquent 60% de la variance de la cyclogénèse tropicale pour la saison 2006-2007. Les modes dominants sont :

le mode est lent associé à la MJO (25%) qui influence principalement les variables liées à la convection (TB 27%, RIH) et la convergence (DIV).

le mode ouest lent associé à l'onde ER (22%) qui influence surtout le tourbillon de la basse (41%) et de la moyenne (41%) troposphère, et à moindre mesure la convergence en basse troposphère (28%) et la divergence en haute troposphère (24%). Contrairement à la saison 2000-2001, son effet se ressent également sur les variables de convection (TB 27% ; RIH basse troposphère 30%).

Les modes rapides ont peu d'impact sur la cyclogénèse en général (MRG 9% et Kelvin 4%). Cependant les ondes MRG expliquent 20% de la variance du tourbillon de basse et moyenne troposphère. Les ondes de Kelvin, elles, semblent avoir un effet plus marqué sur la divergence de haute troposphère (15%).

En dehors des modes dominants, les phénomènes de plus grande échelle (type ENSO, IOD) ont un impact important sur la cyclogénèse de 2006-2007 (22%), en influençant la SST avec un PVE de 60%, et les processus sporadiques locaux ne sont pas négligeable (28%).

Ce serait donc l'association positive des phénomènes de toutes les échelles (phénomènes de grande échelle, modes propagatifs lents et rapides de moyenne échelle, processus sporadiques de petite échelle) qui sont à l'origine de la forte activité cyclonique cette saison-là.

La fonction γ

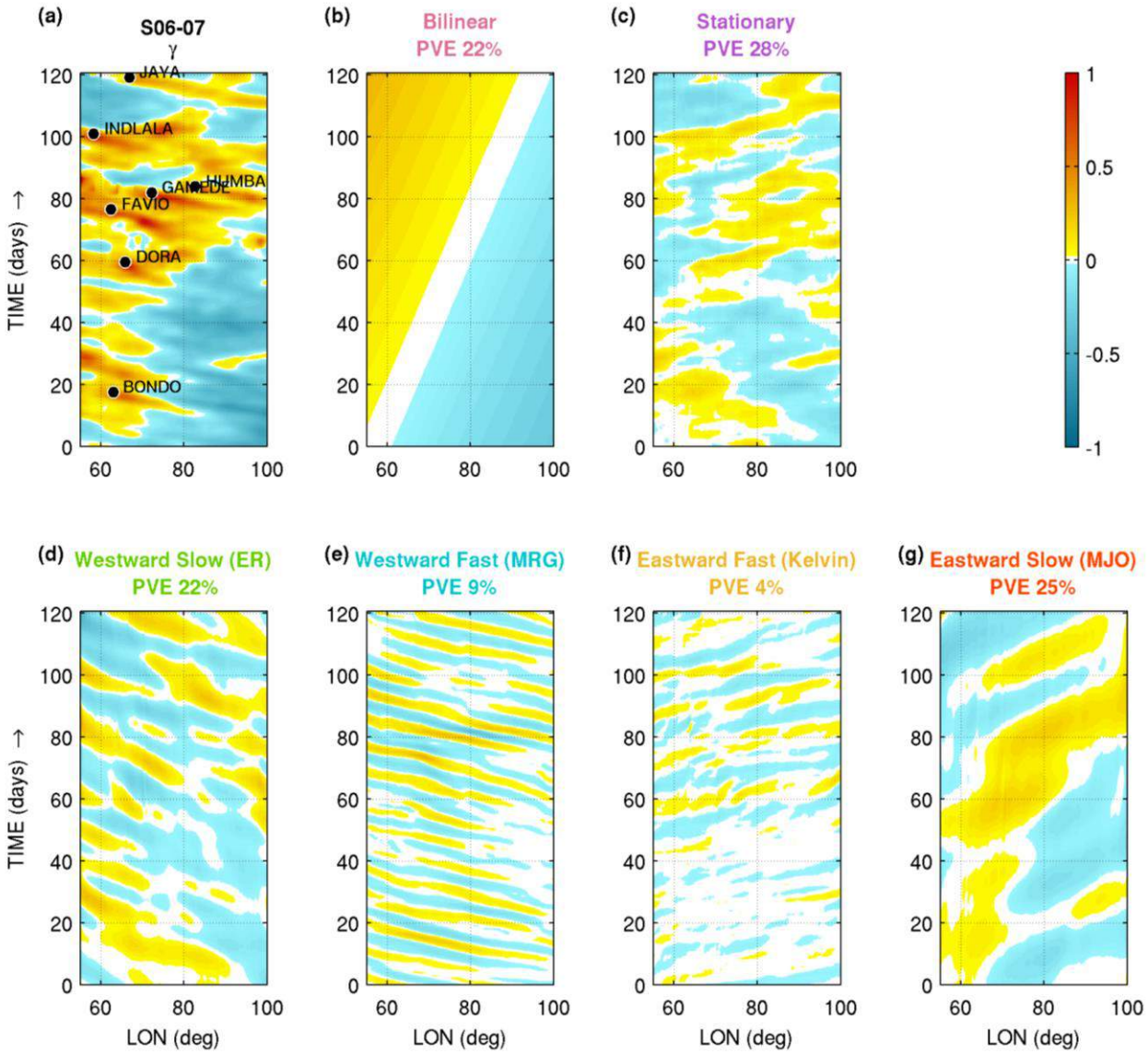


Figure A.1 : Diagrammes Hovmöller de l'indice de cyclogénèse γ fonction linéaire de 8 variables normalisées **(a)** et des six modes donnés par la décomposition spectrale pour la saison 2006-2007 : **(b)** la tendance bilinéaire, **(c)** l'onde stationnaire, **(d)** l'onde d'est lente, **(e)** l'onde d'est rapide, **(f)** l'onde d'ouest rapide et **(g)** l'onde d'ouest lente. Les signaux sont moyennés sur les latitudes et tracés en fonction de la longitude et du temps. Les points de cyclogénèse (moment où les vents associés aux systèmes tourbillonnaires dépassent 17 m s^{-1}) sont représentés sur (a) par un point et le nom de chaque système nommé. Pour chacun des six modes, un PVE est donné.

TB*

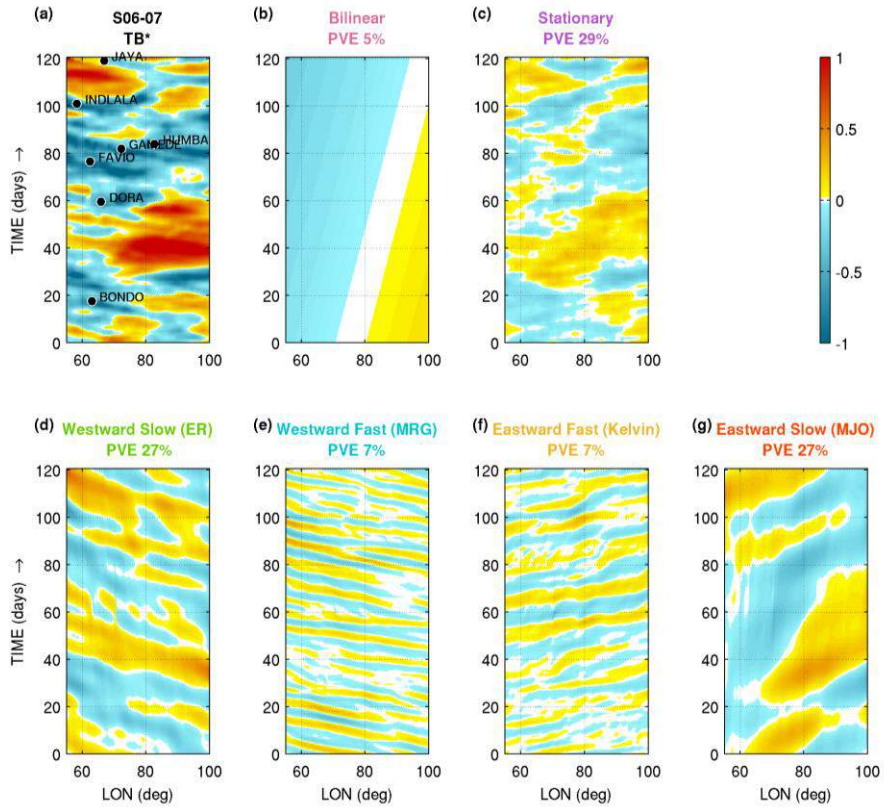


Figure A.2 : Idem A.1, mais pour la température de brillance normalisée.

SST*

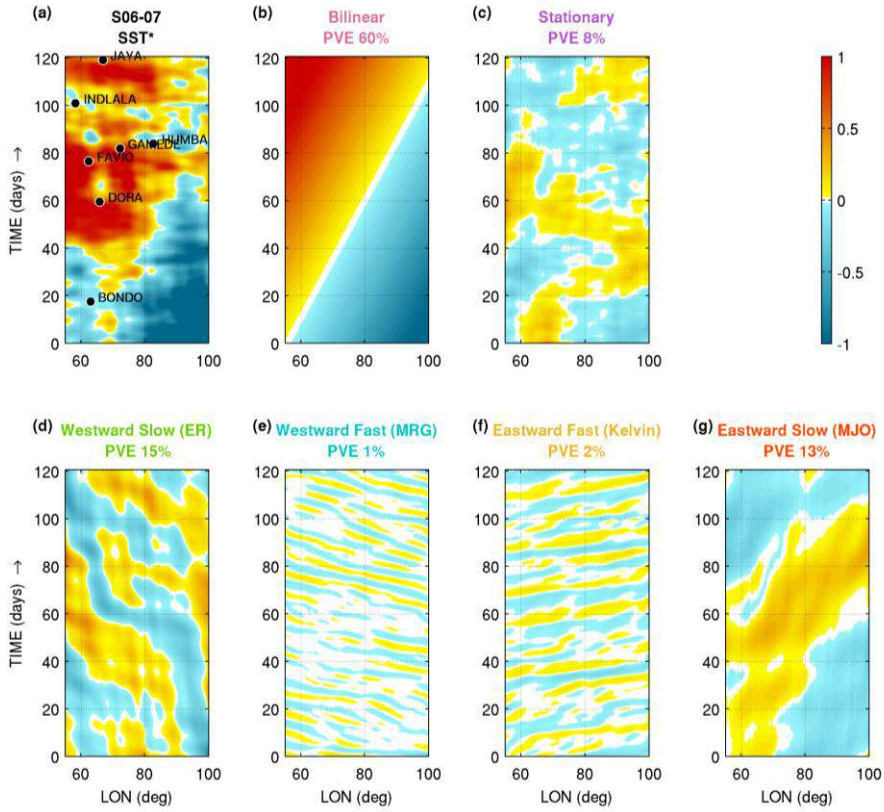


Figure A.3 : Idem A.1, mais pour la température de surface de la mer normalisée.

*RVOR*1000-800*

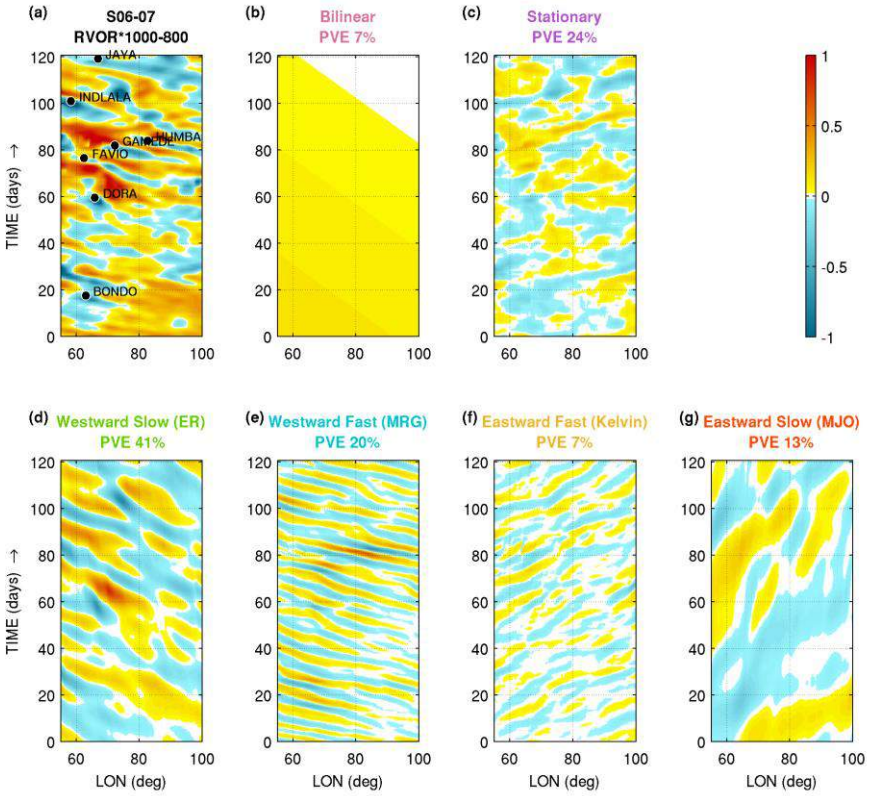


Figure A.4 : Idem A.1, mais pour le tourbillon relatif normalisé de basses couches (1000-800 hPa).

*DIV*1000-800*

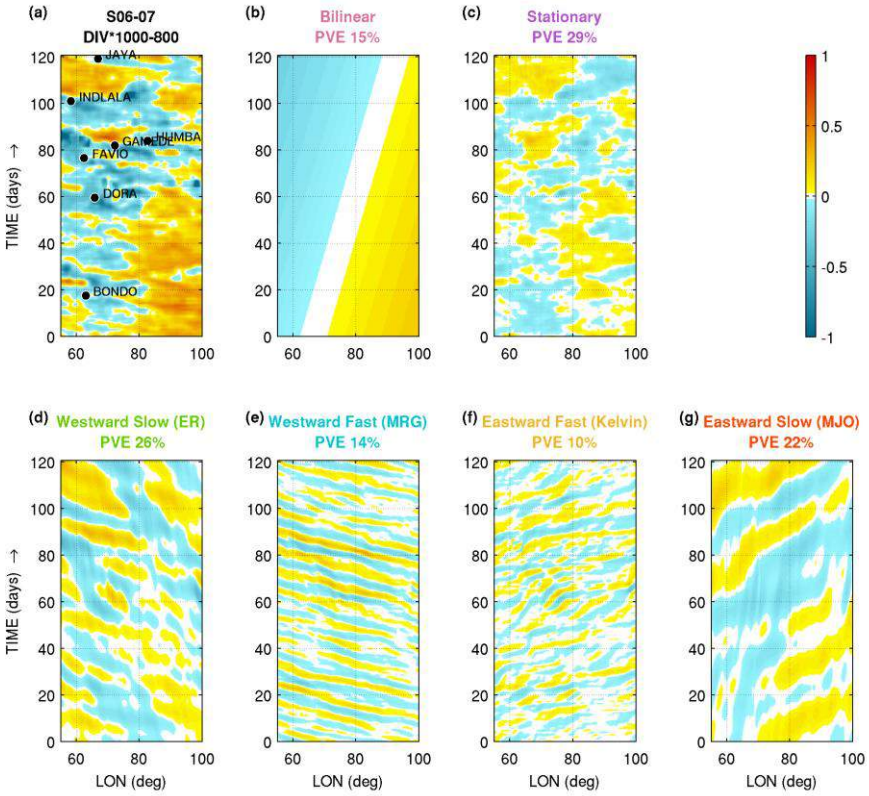


Figure A.5 : Idem A.1, mais pour la divergence normalisée de basses couches (1000-800 hPa).

*RIH*1000-800*

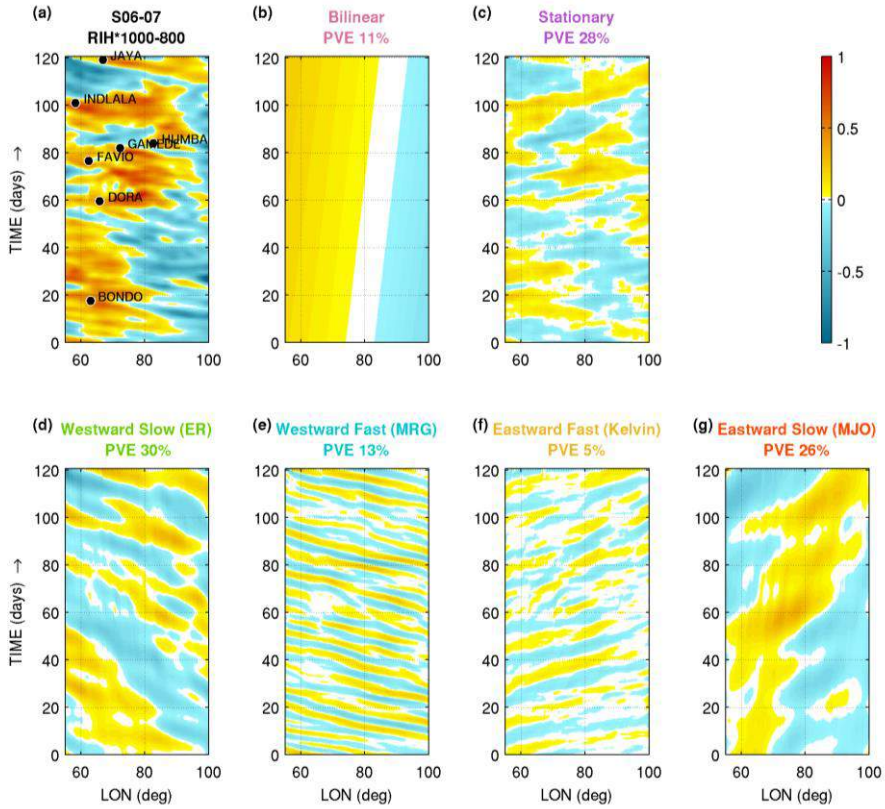


Figure A.6 : Idem A.1, mais pour l'humidité relative normalisée de basses couches (1000-800 hPa).

*RVOR*700-500*

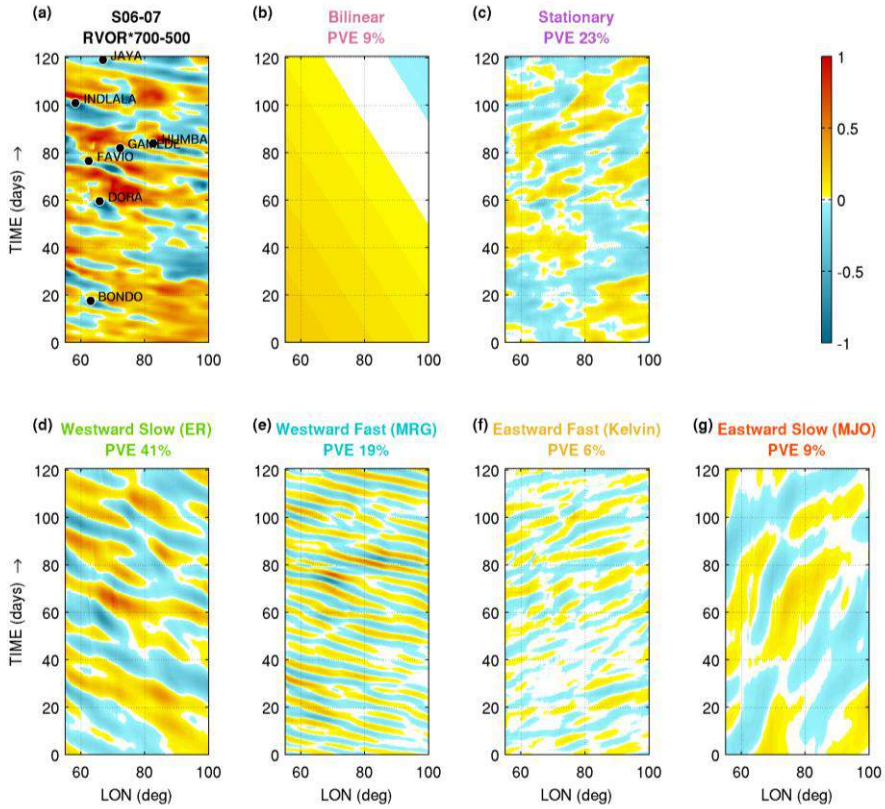


Figure A.7 : Idem A.1, mais pour le tourbillon relatif normalisé de moyenne troposphère (700-500 hPa).

*RIH*700-500*

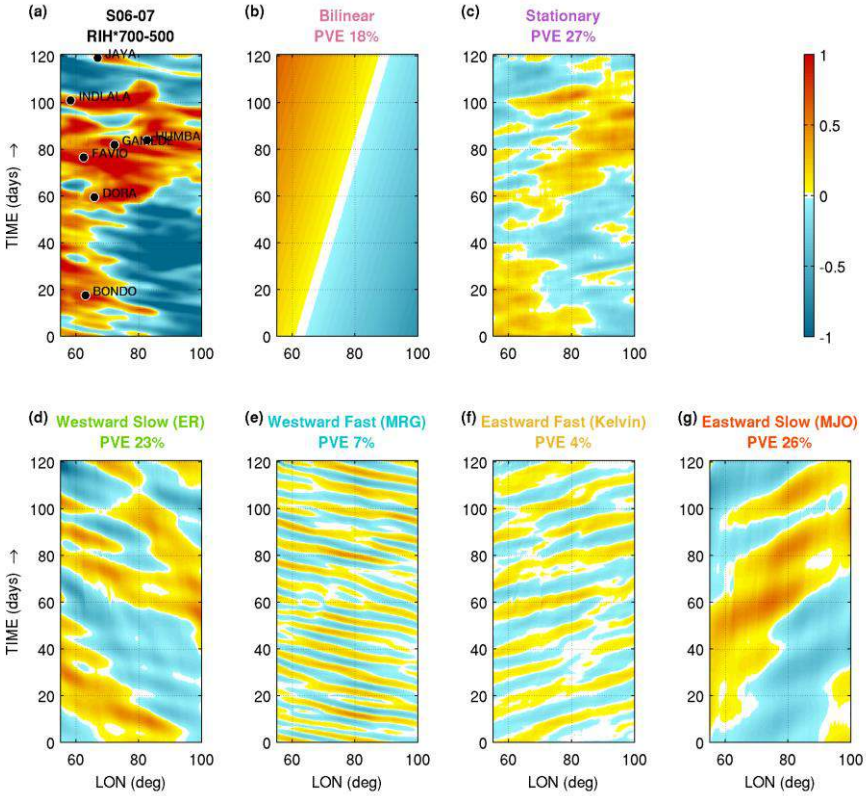


Figure A.8 : Idem A.1, mais pour l'humidité relative normalisée de moyenne troposphère (700-500 hPa).

*DIV*400-200*

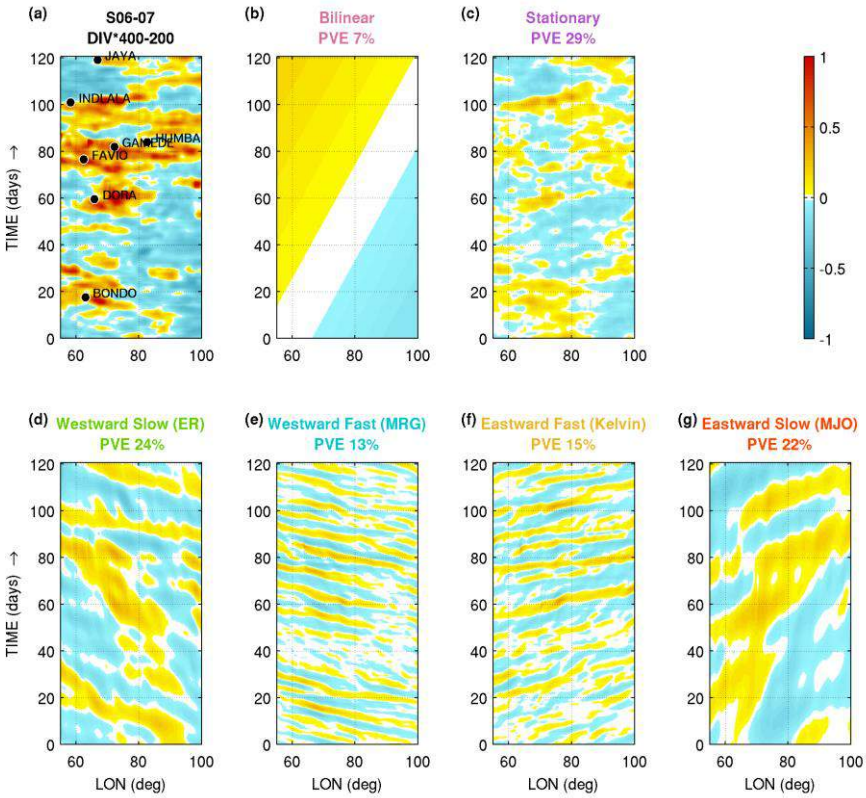


Figure A.9 : Idem A.1, mais pour la divergence normalisée de haute troposphère (400-200 hPa).

A.2 Analyse spectrale de la saison 2010-2011

Contrairement à la saison 2006-2007, la saison 2010-2011 a généré seulement 1 tempête tropicale (Cherono) et 2 cyclones tropicaux de faible intensité (Abele et Bingiza). Au début de cette saison, on est dans une phase très négative du cycle ENSO, correspondant à un fort épisode de La Niña, maximum à la fin 2011 et s'atténuant ensuite. Les figures A.10 à A.18 donnent les résultats correspondants par la décomposition spectrale de la fonction γ et des 8 variables environnementales.

Par rapport à la saison 2006-2007, on remarque tout d'abord sur la figure A.10 les valeurs relativement faibles de l'indice γ avec un contrôle marqué (PVE = 39%) par les ondes ER. L'évolution bilinéaire joue un rôle moins important (PVE = 11%), en relation avec le réchauffement tardif de la SST sur l'Indien Sud-ouest (figure A.12 a et b) associé au retrait des conditions La Niña.

La TB associée est cependant anormalement chaude (convection moins fréquente) à l'ouest du bassin (figure A.11 a et b). La formation de Bingiza et Cherono en deuxième moitié de saison semble être liée au passage de deux ondes ER avec une signature très nette sur le tourbillon (figures A.13 d et A.16 d) et sur l'humidité (figures A.15 d et A.17 d) en basse et moyenne troposphère.

Les modulations plus faibles en début de saison, avec des SST plus froides et une convection moins active, donnent néanmoins lieu au développement d'Abele dans des conditions très particulières (divergence en basses couches, moyenne troposphère plutôt sèche).

La fonction γ

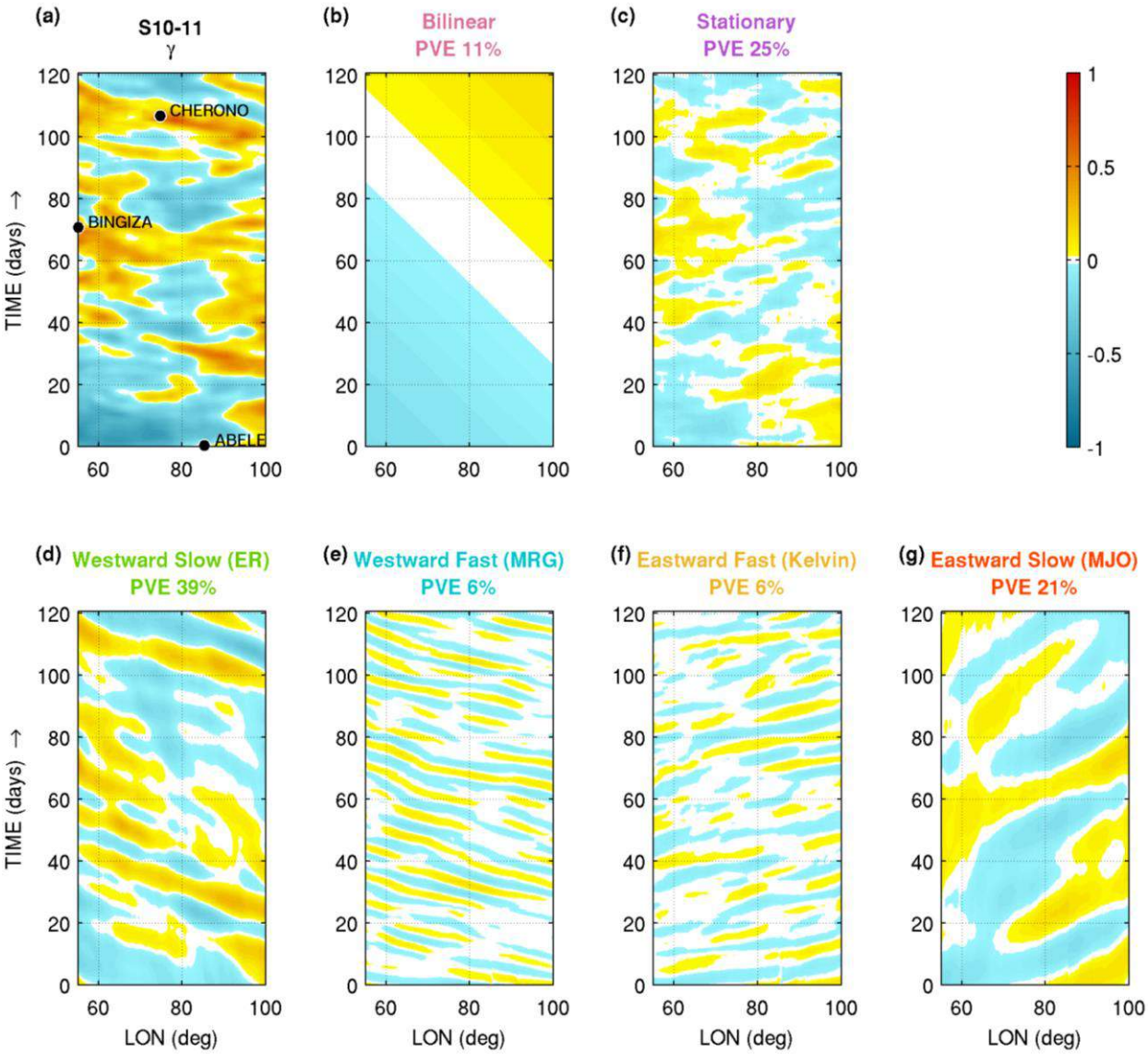


Figure A.10 : Diagrammes Hovmöller de l'indice de cyclogénèse γ fonction linéaire de 8 variables normalisées **(a)** et des six modes donnés par la décomposition spectrale pour la saison 2010-2011 : **(b)** la tendance bilinéaire, **(c)** l'onde stationnaire, **(d)** l'onde d'est lente, **(e)** l'onde d'est rapide, **(f)** l'onde d'ouest rapide et **(g)** l'onde d'ouest lente. Les signaux sont moyennés sur les latitudes et tracés en fonction de la longitude et du temps. Les points de cyclogénèse (moment où les vents associés aux systèmes tourbillonnaires dépassent 17 m s^{-1}) sont représentés sur (a) par un point et le nom de chaque système nommé. Pour chacun des six modes, un PVE est donné.

TB*

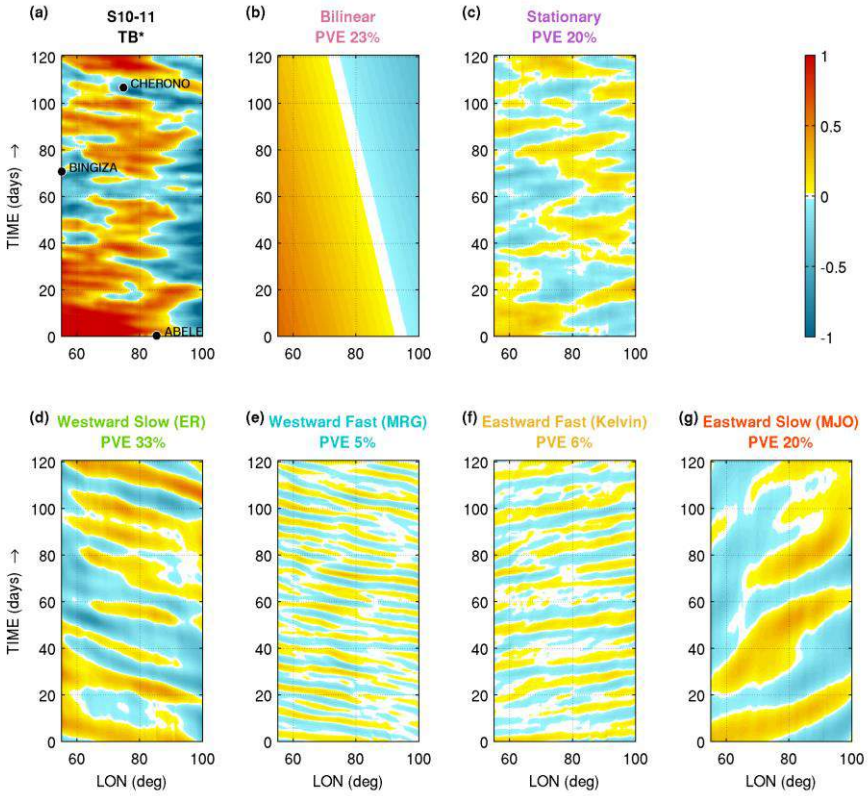


Figure A.11 : Idem A.10, mais pour la température de brillance normalisée.

SST*

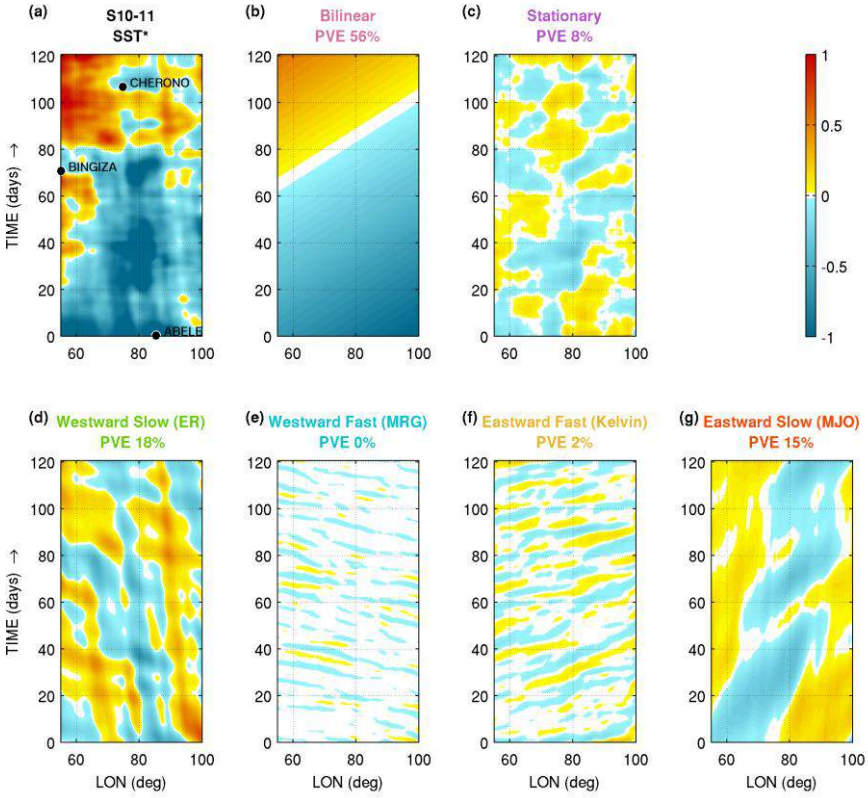


Figure A.12 : Idem A.10, mais pour la température de surface de la mer normalisée.

*RVOR*1000-800*

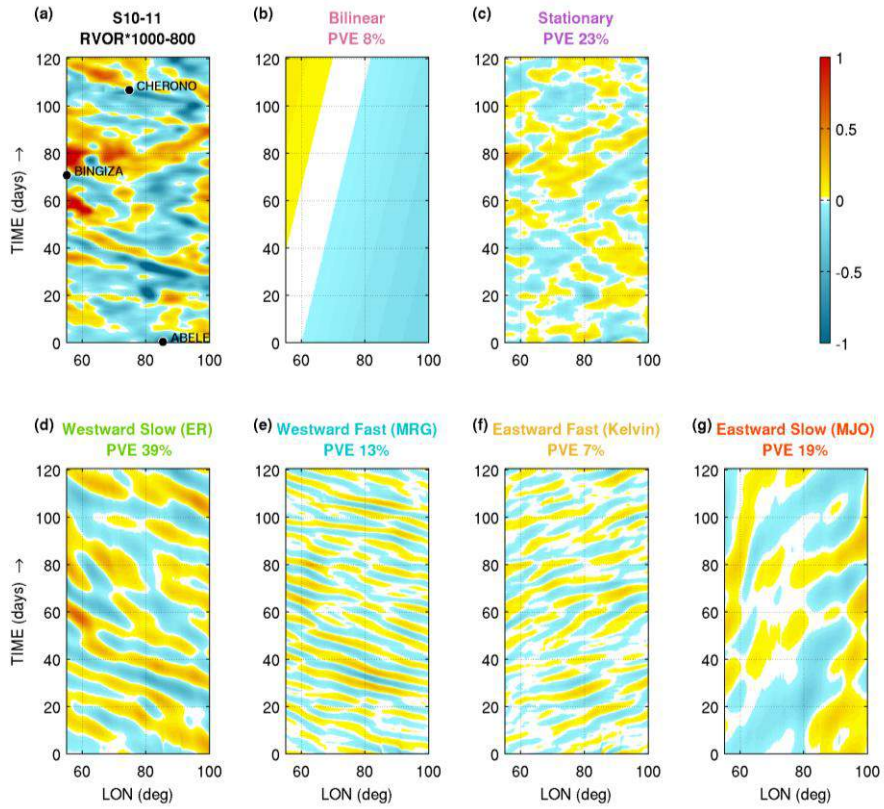


Figure A.13 : Idem A.10, mais pour le tourbillon relatif normalisé de basses couches (1000-800 hPa).

*DIV*1000-800*

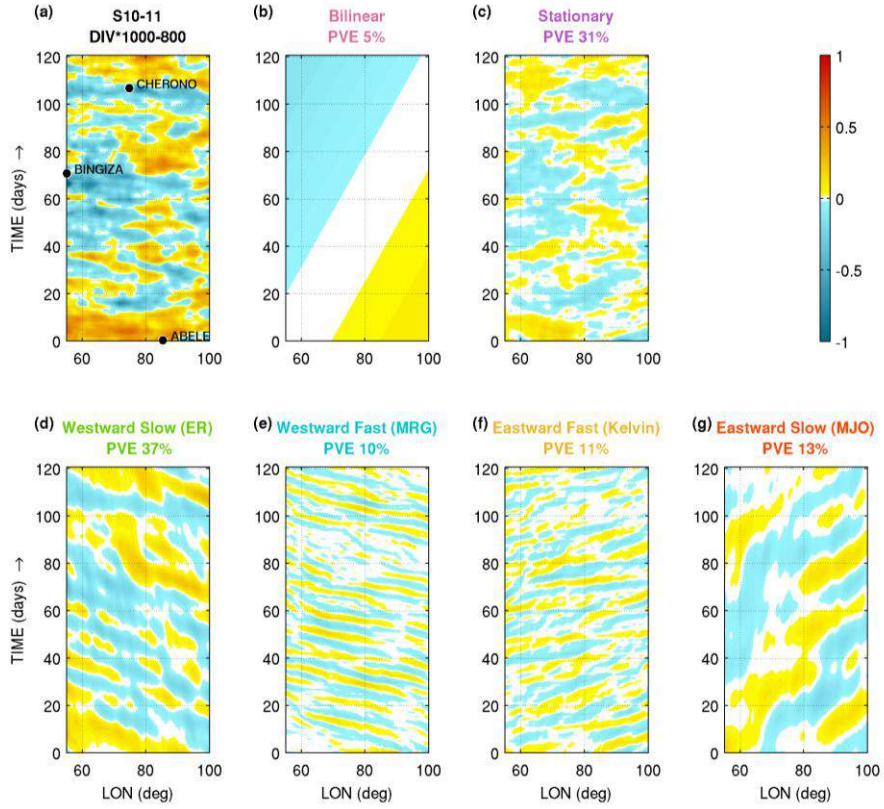


Figure A.14 : Idem A.10, mais pour la divergence normalisée de basses couches (1000-800 hPa).

*RIH*1000-800*

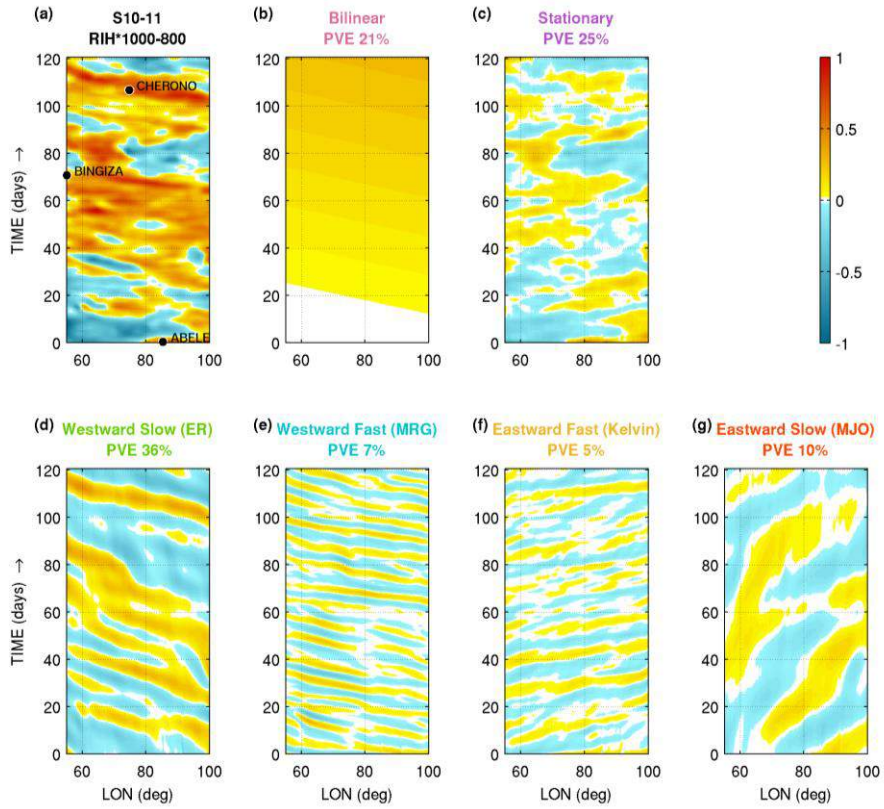


Figure A.15 : Idem A.10, mais pour l'humidité relative normalisée de basses couches (1000-800 hPa).

*RVOR*700-500*

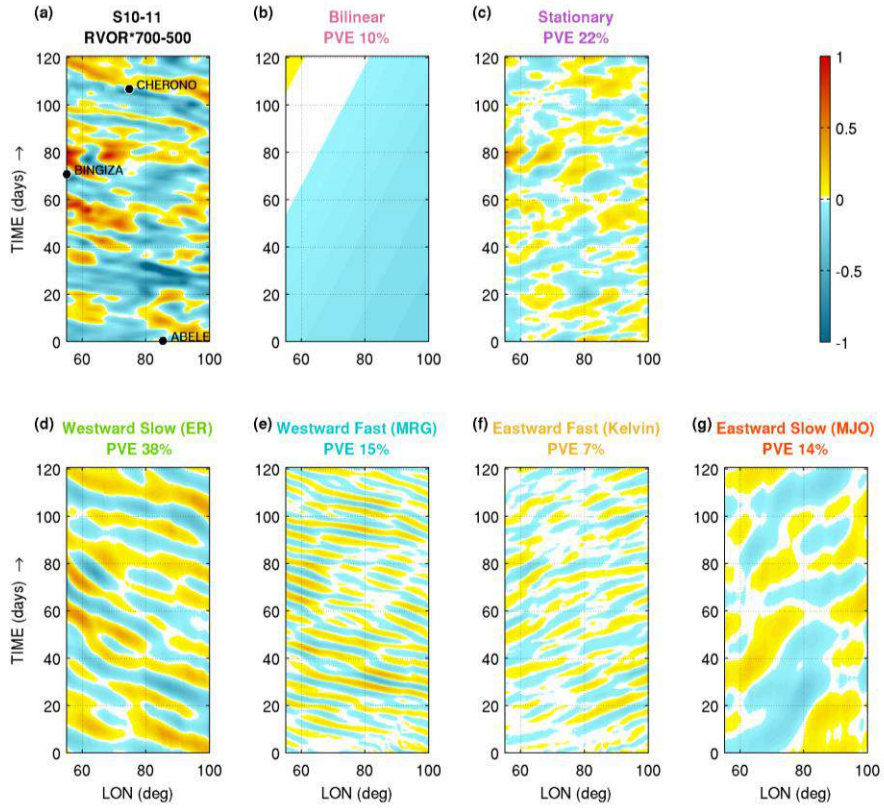


Figure A.16 : Idem A.10, mais pour le tourbillon relatif normalisé de moyenne troposphère (700-500 hPa).

*RIH*700-500*

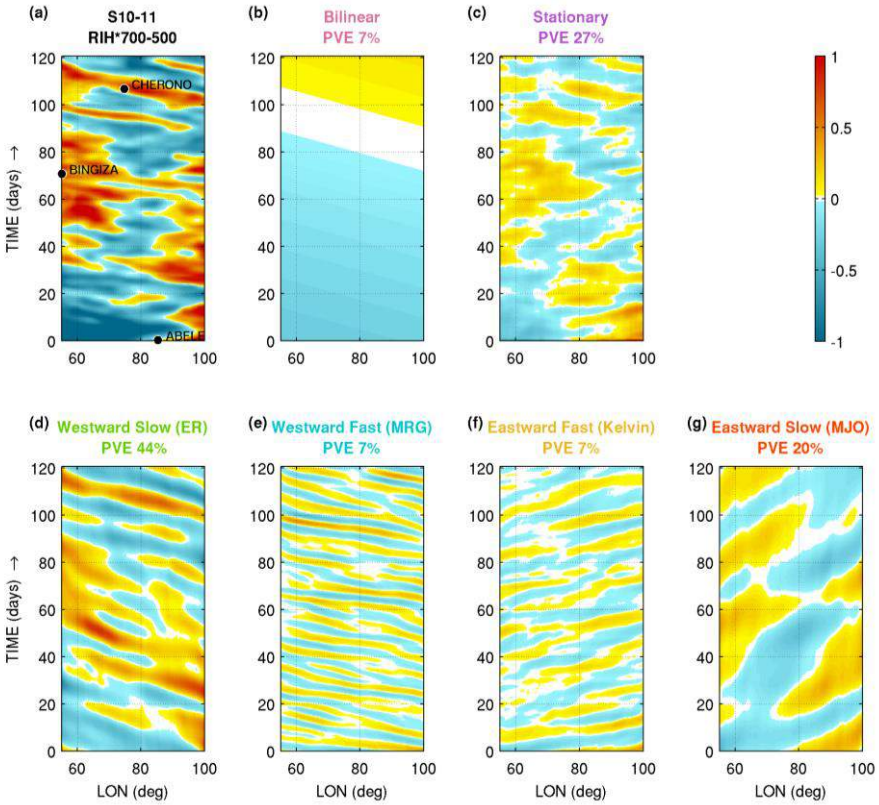


Figure A.17 : Idem A.10, mais pour l'humidité relative normalisée de moyenne troposphère (700-500 hPa).

*DIV*400-200*

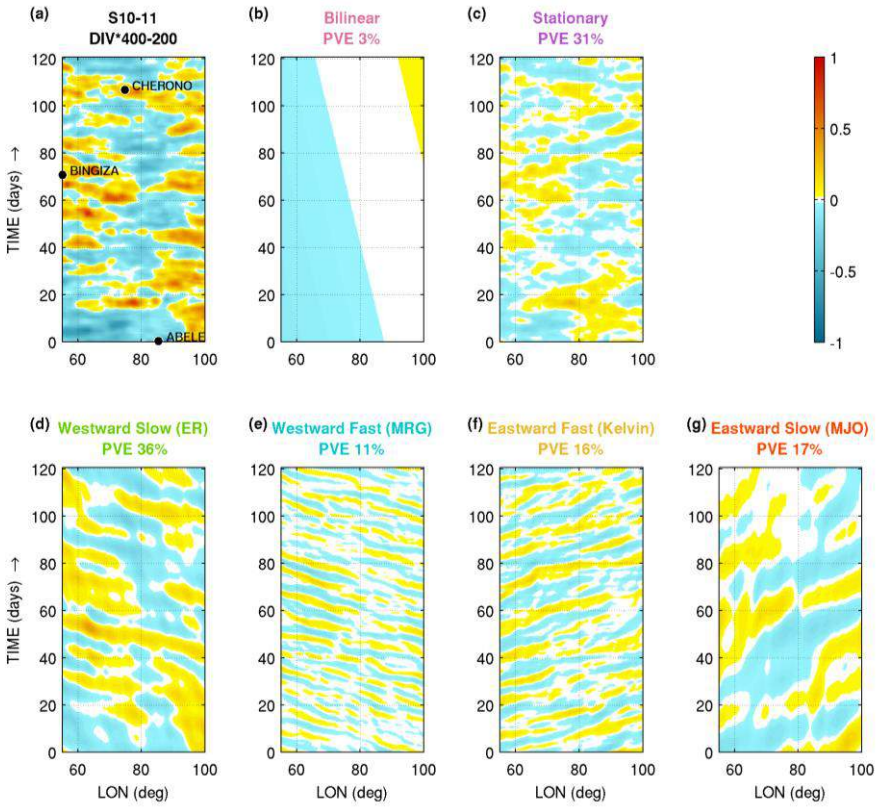


Figure A.18 : Idem A.10, mais pour la divergence normalisée de haute troposphère (400-200 hPa).

PhD, University of Toulouse

Tropical cyclogenesis conditions over the Southwestern Indian Ocean

Cherina MEETOO

Mature tropical cyclones around the world form through similar atmospheric and oceanic processes. Whereas the necessary conditions for tropical cyclogenesis to occur are identical over all tropical basins, the specific environments within which pre-existing disturbances evolve into warm-core cyclonic circulations can be fairly different. This is partly due to the influence of large-scale climatic cycles (e.g., ENSO, IOD, etc.) and synoptic-scale propagating modes (e.g., equatorial waves, MJO, etc.). While many studies have examined the specific situations of the tropical basins in the northern hemisphere, storm formation is much less known in the southern hemisphere.

This thesis presents an analysis of the cyclogenetic evolution of named storms (tropical storms and cyclones) in the Southwestern Indian Ocean (10% of global cyclone activity) during 12 cyclonic seasons from December to March, from 1999-2000 to 2010-2011, based on ECMWF ERA-Interim reanalyses, METEOSAT satellite images and IBTrACS cyclone data, in connection with ENSO, MJO and equatorial waves (Equatorial Rossby, Mixed Rossby-Gravity and Kelvin waves).

First, an objective method is used to detect tropical storms (also identified in the IBTrACS database) in the ERA-Interim reanalyses. The overall characteristics of cyclonic perturbations (warm/cold cores, baroclinicity and upper-level forcing) that evolve into tropical storms and cyclones in the SWIO are also discussed. Then, an objective determination of relevant predictors and their associated weight is presented, followed by the determination of their combination in a linear form to derive an environmental cyclogenesis tracker adapted to the SWIO cyclonic season. The various dynamical and thermodynamical environmental parameters that compose the tracker's formula are analyzed spectrally in space and time. The influence of the different wave modes on cyclogenesis is discussed through their impact on the environmental values that play a significant role in cyclogenesis. Finally, numerical simulations of tropical cyclone Alenga (Nov/Dec 2011) are carried out to study the small-scale processes involved in the storm's formation and development within an MJO active phase.

Keywords: *Tropical cyclones, tropical storms, Southwestern Indian Ocean, tropical cyclogenesis, precursors, favorable conditions tracker, spectral analysis, equatorial waves, Equatorial Rossby, Mixed Rossby-Gravity, Kelvin, Madden-Julian Oscillation, ENSO, IOD, numerical simulations, Meso-NH, Alenga.*

Doctorat de l'Université de Toulouse

Étude des conditions de cyclogénèse tropicale sur le sud-ouest de l'océan Indien

Cherina MEETOO

Comprendre les conditions de formation des cyclones tropicaux est un enjeu opérationnel et sociétal majeur. On connaît bien les conditions nécessaires pour la cyclogénèse tropicale, identiques sur tous les bassins tropicaux. En revanche, l'environnement spécifique dans lequel une perturbation tropicale évolue en une tempête tropicale nommée, et ensuite en un cyclone tropical, diffère d'un bassin à l'autre. Cette différence est due en partie aux phénomènes de grande échelle (ENSO, IOD, etc.) et d'échelle synoptique (MJO et ondes équatoriales). Alors qu'il existe aujourd'hui plusieurs travaux sur l'hémisphère nord, on connaît moins bien la cyclogénèse dans l'hémisphère sud.

Cette thèse vise à préciser les conditions de formation des tempêtes tropicales dans le sud-ouest de l'océan Indien (10% de l'activité cyclonique globale) et d'en étudier les variations intrasaisonnières. On se focalise sur 12 saisons cycloniques de décembre à mars de 1999-2000 à 2010-2011, pour lesquelles les réanalyses ERA-Interim (ECMWF), les images satellitaires de METEOSAT (EUMETSAT) et les données cycloniques (IBTrACS) sont disponibles.

La thèse repose sur l'implémentation de trois méthodes objectives consistant à : (1) identifier les perturbations tropicales dans les données ERA-Interim, les relier aux tempêtes nommées dans IBTrACS, ce qui permet d'étudier une période plus longue de cyclogénèse pour chaque tempête répertoriée, et expliciter les caractéristiques des tourbillons (cœurs chauds/froids, baroclinicité, forçage de haute altitude), (2) créer un traceur de tourbillons pré-cycloniques en fonction de paramètres environnementaux thermodynamiques et dynamiques qui rend possible l'identification des précurseurs de la cyclogénèse tropicale, et (3) analyser les liens entre cette cyclogénèse et les ondes équatoriales (Equatorial Rossby, Mixed Rossby-Gravity et Kelvin) et la MJO, par une décomposition spectrale spatio-temporelle du traceur créé et des variables qui le composent. Des simulations du modèle Meso-NH (LA/CNRM-GAME) sont ensuite effectuées sur le cas réel du cyclone tropical Alenga (nov/déc 2011) afin d'étudier son développement à petite échelle (non résolu par ERA-Interim) au sein d'une phase active de la MJO.

Mots-clés : *Cyclones tropicaux, tempêtes tropicales, sud-ouest océan Indien, cyclogénèse tropicale, formation, précurseurs, traceur de conditions favorables, analyse spectrale, ondes équatoriales, Equatorial Rossby, Mixed Rossby-Gravity, Kelvin, Oscillation de Madden-Julian, simulations numériques, Meso-NH, Alenga.*

Directeur de thèse : Professeur Frank ROUX

Lieu et date de soutenance : Toulouse, le 8 octobre 2014

Discipline administrative : Physique de l'atmosphère – météorologie tropicale

Laboratoire de rattachement :
Laboratoire d'Aérologie, Observatoire Midi-Pyrénées,
14, Avenue Edouard Belin, 31400 Toulouse, France