

“La genèse des cyclones”* par Marie-Dominique Leroux

Résumé

Différents organismes de recherche travaillent sur le globe en vue d'améliorer la prévisibilité de l'activité cyclonique. La tâche est double : optimiser d'une part la représentation des cyclones dans les modèles de prévision numérique et mieux comprendre d'autre part les processus à l'origine de leur formation (cyclogenèse).

Cet article synthétise les travaux réalisés par deux équipes de recherche auxquelles je me suis intégrée pendant respectivement 1 et 2 mois : la division de recherche sur les ouragans de la NOAA¹ à Miami et la Cellule de Recherche Cyclonique (CRC) de Météo-France, basée à St-Denis de La Réunion.

La première équipe améliore progressivement l'analyse des cyclones grâce à son logiciel Hwind. La deuxième, en collaboration avec d'autres organismes météorologiques, met en évidence les processus ondulatoires qui interagissent avec l'activité cyclonique.

Introduction

Près d'une centaine de cyclones tropicaux se forment chaque année. Ils représentent l'une des catastrophes naturelles les plus destructrices. La dernière saison cyclonique particulièrement intense de l'hémisphère Nord a pu le démontrer.

Nous nous plongerons dans les caractéristiques des cyclones avant d'aborder les travaux de recherche réalisés dans le but de mieux prévoir la naissance, l'intensité et la trajectoire de ces phénomènes dévastateurs.

1. Les cyclones

Conditions d'existence

- Les cyclones se forment au-dessus des mers chaudes dont la température de surface est supérieure à 26,5° C avec une couche océanique profonde d'au moins 60 mètres.

- Ils naissent d'une dépression orageuse caractérisée par une convergence des flux atmosphériques en basse altitude, une humidité relative supérieure à 40% en moyenne troposphère, et une divergence en haute altitude qui évacue les flux.

- Un tourbillon absolu cyclonique doit être présent dans la basse troposphère. Les cyclones ne peuvent donc exister en deçà de 4 ou 5° de l'équateur, où la force de Coriolis est trop faible pour générer un tel tourbillon.

- Un faible cisaillement vertical du vent horizontal doit régner dans la troposphère, ce qui exclut tout contraste vertical marqué dans la vitesse des vents. Ceci est permis si un anticyclone est présent en haute altitude, celui-ci favorisant la convection de l'air chaud. Sans cet anticyclone, les mouvements ascendants sont cisailés et la dépression initiale se comble.

Dimensions

Les vents les plus élevés sont situés dans une région appelée le “ mur de l'œil ”. Ils peuvent y atteindre 80 à 90 m/s. Cette zone est constituée de puissants cumu-

lonimbus dont les enclumes constituent la masse nuageuse visible sur les images des satellites. Cette zone très active entoure une région mesurant 15 à 30 km de rayon correspondant au centre du cyclone et baptisée “ œil ”. C'est une zone de calme où les vents sont faibles, la pression atmosphérique minimale (parfois inférieure à 900 hPa), et la température maximale.

Les dépressions tropicales sont appelées cyclones dès que les vents soutenus sur 1 minute (norme américaine) atteignent 64 nœuds soit 118 km/h (rafales à 150 km/h). L'échelle de Saffir-Simpson classe ensuite les ouragans en cinq catégories.

Comment se forme un cyclone

Au-dessus des mers chaudes, l'air s'échauffe et se dilate vers le haut. Cette élévation provoque en altitude une surpression entraînant une fuite (ou divergence) de l'air vers l'extérieur de la zone considérée. Cette fuite abaisse la pression au niveau de la surface, ce qui entraîne un afflux (ou convergence) de l'air environnant des basses couches vers la zone surchauffée telle une pompe. La force de Coriolis incite alors cette circulation ascendante à s'enrouler en spirale.

Bien que la pression en altitude soit plus élevée qu'en temps normal, elle reste très inférieure à celle régnant à la surface de l'eau. Dans le mur de l'œil, l'air subit donc une détente au cours de son ascension. Cette détente est adiabatique et va abaisser l'état de saturation de l'air devenu plus froid : il se produit alors une condensation aboutissant à la formation de nuages. Il y a ainsi transformation de la chaleur latente en chaleur sensible. Arrivées au niveau de la tropopause, les particules d'air s'éloignent du centre du cyclone dans un mouvement anticyclonique, puis perdent de l'énergie par rayonnement vers l'espace. Elles subissent enfin une compression adiabatique lorsqu'elles redescendent vers la surface à grande distance du centre du cyclone.

Dans l'œil même, on observe un mouvement descendant de l'air qui subit une compression provoquant son réchauffement (d'où les températures chaudes de l'œil).

Le cyclone est une formidable machine thermodynamique qui extrait à l'océan, par évaporation, de l'énergie thermique et la transforme en énergie cinétique du vent. Il développe ainsi une énergie équivalente à cinq fois par seconde celle de la bombe atomique d'Hiroshima. En réalité, cette machine ne consomme que 3 % seulement de l'énergie prélevée dans les eaux océaniques. Le reste est évacué dans la haute atmosphère lors de la condensation de la vapeur d'eau arrachée à la surface de l'océan.

Les cyclones ont ainsi un rôle non négligeable de répartition de l'énergie à la surface du globe. Ils complètent le rôle des anticyclones qui ne suffisent parfois pas à évacuer le surplus de chaleur des tropiques.

2. Modélisation

Modèles statistiques

La prévision du déplacement des cyclones est le plus souvent réalisée par des modèles statistiques, qui utilisent une base de données sur des cyclones d'intensité semblable qui se sont produits à la même saison et ont suivi des trajectoires initiales voisines. Certains modèles combinent les informations déduites de la climatologie, de la persistance et du flux environnant.

* Cyclones tropicaux

^{1/} National Oceanic and Atmospheric Administration

Pour des échéances inférieures à 24 heures, on peut correctement supposer qu'en raison de l'inertie de la circulation, les cyclones suivent un mouvement persistant, semblable à celui précédemment observé.

On fait moins appel aux modèles dynamiques pour différentes raisons dont l'importance des phénomènes convectifs imparfaitement représentés par les paramétrisations, et le manque d'une théorie consistante comme l'approche quasi géostrophique.

Modèles dynamiques

Le nord-est du continent américain est particulièrement concerné par les cyclones puisqu'ils ravagent sa côte chaque année. La NOAA, l'organisme météorologique des Etats-Unis, est le centre responsable de la surveillance cyclonique pour le bassin de l'Atlantique Nord.

Basée à Miami, la division de recherche sur les ouragans du laboratoire AOML² de la NOAA mène des travaux pour améliorer la représentation de ces perturbations atmosphériques dans les modèles de prévision numérique. Les chercheurs ont créé en 1993 un produit de recherche expérimental nommé Hwind (Hurricane surface wind analysis) sur lequel j'ai pu travailler en juillet 2000.

Ce logiciel a pour but de fournir à l'entrée des modèles de prévision des conditions initiales plus représentatives de l'état réel de l'atmosphère. Au centre de recherche sur les ouragans, le modèle utilisé est un modèle dynamique barotrope qui ne nécessite que des moyens de calcul limités. Nommé Vicbar, il utilise jusqu'à 7 domaines imbriqués avec des résolutions allant de 10 à 400 km. Le modèle est initialisé à l'aide d'une analyse des mesures in situ issue du logiciel d'analyse Hwind.

De nos jours, le réseau d'observations est de plus en plus complet et fournit des observations en temps réel. Les données sont issues non seulement de satellites météorologiques géostationnaires ou défilants, mais aussi de bouées météo-océanographiques dérivantes ou ancrées ou de stations météorologiques embarquées à bord de bateaux. Enfin, les avions instrumentés de la NOAA dits "de reconnaissance" pénètrent dans les cyclones pour réaliser des mesures in situ. Ils effectuent des trajectoires en forme de "4" pendant lesquelles ils lâchent des radiosondes équipées de systèmes GPS qui mesurent température, pression atmosphérique, humidité, vitesse et direction des vents à différentes altitudes (principalement entre 300 et 700 hPa). Ces mêmes paramètres sont mesurés à bord à l'aide de capteurs fixés sur l'avion. Des radars embarqués établissent une cartographie des précipitations et mesurent la vitesse des vents. Depuis 1990, le radar Doppler permet d'obtenir l'emplacement exact des vents les plus violents au sein de la dépression. L'ensemble de ces mesures in situ permet d'obtenir une coupe verticale de l'atmosphère avec une fiabilité accrue.

Hwind

Le logiciel Hwind permet de visualiser en temps réel la masse de données numériques provenant du réseau d'observation. Les données n'ayant pas toutes été mesurées à la même hauteur, elles sont préalablement ajustées afin de simuler une observation à 10 mètres de hauteur.

Hwind offre aux météorologues la possibilité d'éliminer les données erronées et de sélectionner les plus appropriées. A partir de ces données triées, le logiciel effectue une analyse du vent en surface à un instant t_0 donné. Le cyclone est représenté par des courbes d'égale vitesse du vent à 10 mètres (voir figure 1). Grâce aux couleurs, il est aisé de connaître l'intensité et l'étendue des vents destructeurs du cyclone. Si le cyclone est proche des terres, on peut ainsi prévoir objectivement l'étendue des dégâts que va subir la région côtière.

L'analyse des vents constitue non seulement une base expérimentale pour initialiser les modèles numériques comme Vicbar mais enrichit également la base de données sur laquelle s'appuient les modèles statistiques. De plus, elle permet de récolter les données nécessaires à des études théoriques visant à une meilleure compréhension physique des cyclones.

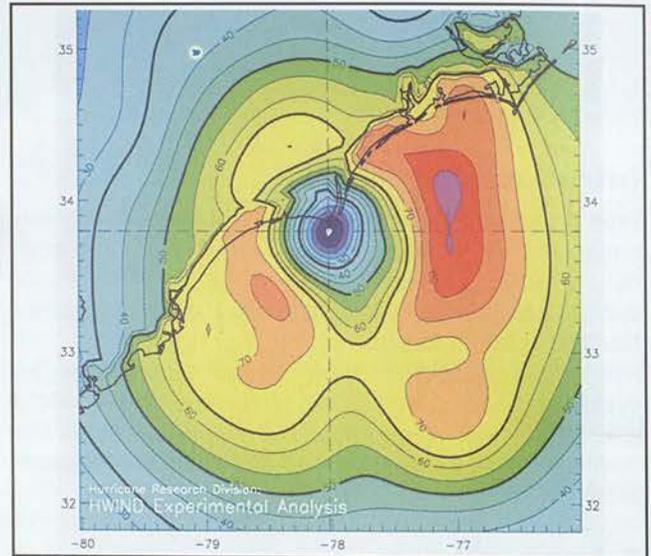


FIG. 1 : Analyse du cyclone Fran - 5 septembre 1996, côte américaine (Caroline du Nord et Virginie). Isotaches en nœuds, graduées de 10 en 10.

3. Modulation de la cyclogénèse

Dans le bassin sud de l'Océan Indien, la saison cyclonique s'étend de novembre à avril. Comme dans les six autres bassins cycloniques de la planète, la surveillance météorologique y est coordonnée par L'OMM qui a désigné depuis 1993 La Réunion comme le Centre Météorologique Spécialisé (CMRS) "cyclones" de la zone. Le bassin regroupe 12,5% de l'activité cyclonique annuelle globale, ce qui le place en troisième position dans les bassins les plus actifs.

La Cellule de Recherche Cyclonique (CRC) de Météo-France basée à St-Denis étudie les processus à l'origine de la cyclogénèse. Une équipe de chercheurs se penche actuellement sur deux phénomènes ondulatoires présents dans le bassin sud de l'Océan Indien : la MJO et les déferlements d'ondes de Rossby ou RWB. Des études récentes montrent que chacune de ces deux ondes module l'activité cyclonique du bassin durant l'été austral.

RWB

Les ondes de Rossby sont des perturbations extratropicales d'altitude. Ce sont des ondes planétaires horizontales et transversales. Elles sont créées par la stabilisation latérale du courant d'ouest par effet bêta (variation du paramètre de Coriolis avec la latitude). Au

² Atlantic Oceanographic and Meteorological Laboratory.

niveau des moyennes latitudes, une vaste dépression circumpolaire quasi-circulaire entoure le globe. Elle comporte des méandres au nombre de 2 à 5, plus ou moins profonds. Ces méandres sont appelés "ondes longues" ou "ondes de Rossby", du nom du météorologiste qui en a découvert l'existence en 1939. Elles ont une périodicité de l'ordre de 6 à 25 jours.

Les déferlements appelés RWB (Rossby Wave Breaking) se produisent le long de la tropopause subtropicale. Ils correspondent à la pénétration de l'onde depuis les moyennes latitudes vers les latitudes tropicales, provoquant une intrusion d'air stratosphérique dans la troposphère (voir figure 2).

En contribuant aux processus de mélange entre l'air troposphérique et l'air stratosphérique dans l'atmosphère, ces déferlements ont un impact non négligeable sur la convection profonde. On les trouve surtout au-dessus du Pacifique Nord et Sud, de l'Atlantique Nord, de l'Océan Indien et de l'Australie.

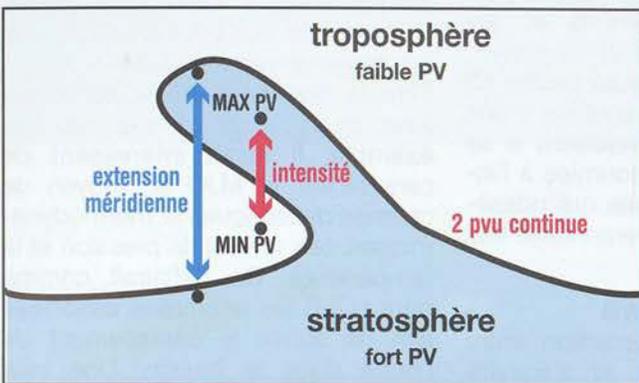


FIG. 2 : Représentation du champ de PV³ sur l'isentrope 350K lors d'un déferlement (la 350 K est approximativement horizontale).

Les RWB se déplacent globalement vers l'est, dans la même direction que le flux moyen (jet d'ouest subtropical). Dans l'Océan Indien, une RWB parcourt en moyenne 20° de longitude en 36h donc se déplace vers l'est à une vitesse moyenne de 60 km/h. Elle peut durer plusieurs jours et déferler plusieurs fois.

J'ai réalisé une climatologie des RWB sur le bassin sud de l'Océan Indien, soit entre 30°E (côte est africaine) et 110°E de longitude, dans l'hémisphère sud. L'étude porte sur 22 étés austraux (novembre-avril) de 1980 à 2001.

Cette climatologie montre qu'un déferlement a 34% de chance d'être observé dans le bassin un jour d'été. Il dure en moyenne 2 jours, possède une intensité de 3,9 pvu et une extension de 35° de longitude par 23° de latitude. Les ondes de Rossby déferlent préférentiellement au cœur de l'été (janvier et février). On observe alors en moyenne un nouveau déferlement tous les 6 jours. D'autre part, les RWB apparaissent préférentiellement au milieu du bassin, entre 60° et 70°E. Cette zone privilégiée s'appelle zone de déferlement ou "surf zone". Elle se situe en aval des anticyclones subtropicaux. Les déferlements sont les plus étendus et les plus intenses au cœur de l'été et dans la surf zone. Leur position en latitude suit l'oscillation de la ZCIT.

Enfin, le nombre de déferlements fluctue d'une année sur l'autre. Il pourrait être soumis à l'influence de phénomènes qui possèdent une variabilité interannuelle tels l'ENSO⁴.

3/ Unité de tourbillon potentiel (Potentiel Vorticity Unit): 1 pvu = 10⁻⁶ m² . s⁻¹ . K . kg⁻¹

MJO

La MJO ou Oscillation de Madden Julian est une onde atmosphérique tropicale d'échelle planétaire. Elle fut découverte en 1972 par Madden et Julian, grâce à leurs relevés de radiosondage quotidiens sur l'île Canton. Ils ont mis en évidence des variations quasi-périodiques des vents troposphériques et de la pression de surface sur 30 à 60 jours. Les anomalies positives de la pression sont accompagnées d'anomalies positives du vent zonal (vents d'ouest) à basse altitude et d'une température anormalement fraîche dans toute l'épaisseur de la troposphère.

L'onde MJO possède une période de 30-60 jours. Elle se déplace le long de l'équateur en se décalant légèrement vers le sud durant sa propagation vers l'est. Sa vitesse de phase a été estimée à environ 5 à 10ms⁻¹. Il est établi que la MJO module l'activité convective dans la partie tropicale de l'Océan Indien et l'Océan Pacifique. Cette oscillation a été largement étudiée dans la perspective de la mousson d'été asiatique (Yasunari, 1981). L'apparition, la progression et la fin des épisodes actifs de la mousson semblent être liées au passage de ces systèmes basses fréquences. Quant aux causes de la naissance de cette onde, elles sont encore sujettes à discussion dans la communauté scientifique.

D'après une étude menée par Langlade (2003) [1], la MJO est le mode ondulatoire dominant du bassin sud de l'Océan Indien. C'est l'onde la plus fortement corrélée avec la variabilité cyclonique intra-saisonnière du bassin.

On peut étudier le phénomène ondulatoire qu'est la MJO sous l'angle de sa signature convective. Pour cela, on utilise les données de flux radiatif sortant de grande longueur d'onde (OLR en W/m²) calculées à partir des observations de radiance dans les canaux infrarouge et vapeur d'eau des satellites défilants de la NOAA. Les données d'OLR sont ensuite filtrées dans la gamme de période 30-60 jours pour isoler le signal de l'onde MJO.

Ces données m'ont permis de réaliser une analyse en composante principale sur les 22 étés austraux. J'ai ainsi pu déterminer 7 configurations spatiales types du signal ondulatoire et mettre en évidence un cycle de la MJO (voir figure 3). Ce cycle, décrit en six catégories, permet de caractériser l'onde lors de son passage en terme de zone d'influence. Les teintes bleues représentent les zones de faibles valeurs d'OLR, siège d'une activité convective et pluvieuse importante. A l'inverse, les teintes rouges synonymes de fortes valeurs d'OLR sont associées aux zones où il n'y a pas de convection profonde.

En phase 0 dite "neutre", la MJO n'a aucune activité : le signal convectif est moyen dans l'océan.

De la catégorie 1 à la catégorie 6, on visualise bien un mouvement oscillatoire dans le bassin. L'onde se développe sur l'ouest de l'Océan Indien et se propage vers l'est en se décalant légèrement vers le sud et en s'intensifiant sensiblement : les plus fortes anomalies d'OLR se trouvent à l'est de 80°E et centrées vers 10°S. Les catégories 1 et 2 sont qualifiées "d'humides" car une anomalie négative d'OLR (associée à une convection intense) est présente dans le bassin. La phase 3 est une phase de transition : un pôle d'anomalie posi-

4/ El Niño Southern Oscillation

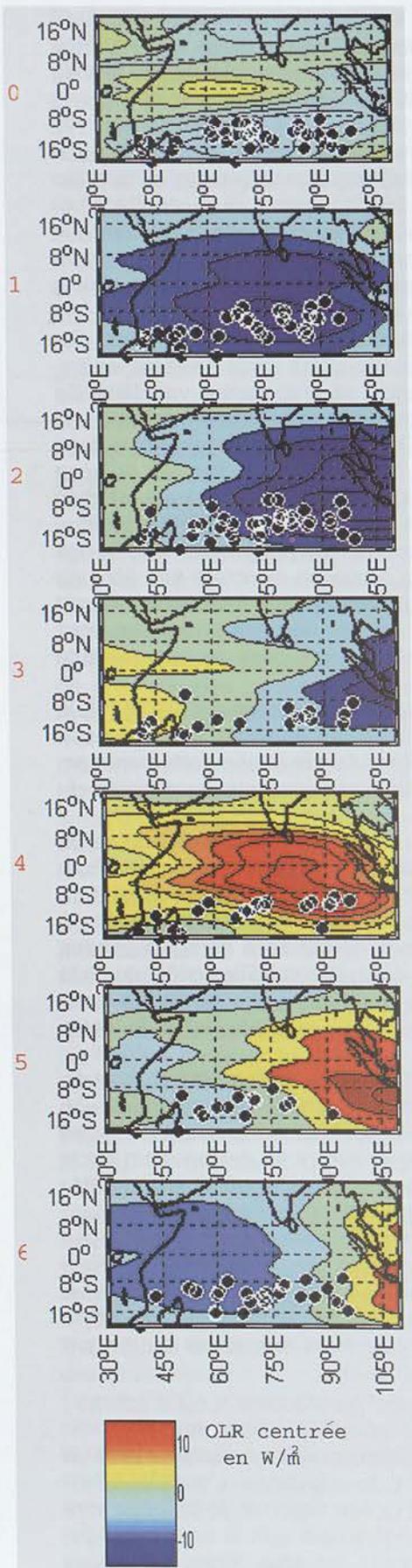


FIG. 3 : Cycle de la MJO. Configurations spatiales types des 7 catégories sur les 22 étés. On a superposé les cyclones nés dans chaque catégorie (ronds noirs).

tif arrive à l'ouest, tandis que le pôle négatif n'affecte plus que l'extrême est du bassin. Les phases 4 et 5 sont qualifiées de "sèches" car elles sont caractérisées par une absence de convection profonde (anomalie positive). La phase 6 est à nouveau une phase de transition où une anomalie négative arrive par l'ouest.

Statistiquement, il y a plus de cyclogénèses lorsque l'on est en phase "humide" de la MJO, et moins en phase "sèche". Par cyclogénèse on entend les systèmes ayant dépassé le stade de dépression tropicale : les vents moyens sur 10 minutes y sont supérieurs à 63 km/h.

L'étude sur 22 étés montre que l'activité de la MJO varie suivant le mois : les phases sèches (4 et 5) sont plus observées en décembre et les phases humides (1 et 2) en janvier. La présence de la phase neutre (0) de la MJO est très irrégulière d'une année sur l'autre, conduisant à se demander si elle est soumise à l'influence de phénomènes qui possèdent une variabilité interannuelle tels l'ENSO.

Interactions MJO-RWB

L'existence d'une interaction entre l'activité ondulatoire et l'activité cyclonique dans le bassin étant désormais établie, il est légitime de se demander s'il existe des interactions entre les deux types d'ondes qui modulent la convection. Une étude de corrélation entre MJO et RWB m'a permis de constater que la phase de l'oscillation de Madden Julian semble influencer sur le nombre et le lieu des déferlements d'ondes de Rossby. En phase 1 de la MJO, la convection est intense au centre du bassin et le taux d'intrusion des ondes extra-tropicales de Rossby est maximal. A l'inverse, lorsque la MJO est neutre (phase 0) ou associée à une sécheresse à l'est du bassin (phase 5), les déferlements ont moins de chance de se produire.

En ce qui concerne l'impact de la MJO sur le lieu de déferlement des ondes de Rossby, on isole deux "surf zones" ayant des comportements distincts. Les RWB de la zone 60°-70°E apparaissent préférentiellement durant les phases d'humidité et de sécheresse au centre du bassin (1 et 4) et se situent donc au cœur des fortes anomalies d'OLR. Sur la côte est du continent africain (30°-40°E), elles se forment le plus souvent en phases 2 et 5 (humidité et sécheresse à l'est du bassin) et se placent

ainsi à l'arrière des fortes anomalies. L'influence de la MJO sur le lieu de déferlement semble dépendre de l'environnement continental ou océanique dans lequel déferlent les ondes de Rossby, les processus mis en jeu étant différents.

Conclusion et perspectives

Sur l'ensemble du globe, la recherche cyclonique évolue à grands pas. Le travail que j'ai réalisé à la CRC constitue les prémisses d'une recherche sur les interactions entre ondes de Rossby et oscillation de Madden Julian, elles mêmes liées à la cyclogénèse. La MJO semble bien moduler l'activité des RWB dans le bassin sud de l'océan indien. De futurs travaux pourront s'appuyer sur ces premiers résultats.

Il reste d'autre part de nombreux axes de recherche à explorer. Par exemple, il serait intéressant de caractériser la MJO au moyen de champs dynamiques et thermodynamiques, tels le vent, la pression et la température. On définirait comme pour l'OLR les anomalies associées afin de suivre le déplacement de l'onde dans le bassin. Une telle approche permettrait de comprendre les mécanismes dynamiques qui entrent en jeu dans les interactions avec les déferlements. Lorsque l'échelle synoptique n'aura plus de secrets, il faudra aller vers une échelle plus fine en prenant en compte les "bulles", phénomènes de petite échelle engendrés par les RWB et déjà répertoriés dans des bases de données de Barlan et al. (2003)[2].

Ces recherches, lorsqu'elles auront abouti, seront d'importance capitale dans le milieu de la météorologie opérationnelle en terme de prévisibilité des cyclogénèses tropicales.

Bibliographie

[1] LANGLADE Sébastien. 2003. Les ondes tropicales du sud de l'Océan Indien. Stage de fin d'études IENM3. 62p.

[2] BARLAN Cécile, DUFOUR Bénédicte, CAILLAUD Eric. 2003. Climatologie du déferlement des ondes de Rossby le long de la tropopause subtropicale. Stage de climatologie IENM3 : Unité Formation Recherche à l'ENM. 52 p.