



HAL
open science

Modélisation mésoéchelle des cyclones tropicaux dans le Sud-Ouest de l'Océan Indien avec Méso-NH. Cas d'étude DINA

Samuel Jolivet

► **To cite this version:**

Samuel Jolivet. Modélisation mésoéchelle des cyclones tropicaux dans le Sud-Ouest de l'Océan Indien avec Méso-NH. Cas d'étude DINA. Océan, Atmosphère. Université de la Réunion, 2008. Français. NNT: . tel-00462517

HAL Id: tel-00462517

<https://theses.hal.science/tel-00462517>

Submitted on 10 Mar 2010

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.

UNIVERSITE DE LA REUNION

Laboratoire de l'Atmosphère et des Cyclones – UMR 8105

**Modélisation mésoéchelle des
cyclones tropicaux dans le
Sud-Ouest de l'Océan Indien
avec Méso-NH.**

Cas d'étude DINA.

par Samuel Jolivet

*en vue de l'obtention du grade de Docteur de l'Université de La Réunion (spécialité
Physique de l'Atmosphère)*

Soutenue le 15 juillet 2008

Directeur de Thèse : M. Fabrice Chane-Ming (MCF HDR, Université de La
Réunion)

Composition du jury :

Rapporteurs :

M. Jean-Philippe Duvel (Directeur de recherche CNRS)

M. Frank Roux (Professeur, Université Toulouse III)

Examineurs :

M. Robert Delmas (Directeur de recherche CNRS)

M. Matthieu Plu (Ingénieurs des Ponts et Chaussées, LACy, Météo-France)

Remerciements

Avant tout je tiens à remercier mon directeur de thèse Fabrice Chane-Ming pour m'avoir permis de mener ce projet à terme sous sa direction. La route fut longue mais terriblement intéressante à ses côtés. Merci de m'avoir donné la chance de réaliser ce rêve, rien n'aurait été possible autrement.

Je remercie aussi les membres du jury d'avoir accepté de juger mon travail et d'avoir accepté d'assister à ma soutenance en cette période de vacances ! Plus particulièrement je suis très reconnaissant à Frank Roux d'avoir traversé l'équateur spécialement pour ma soutenance !

Je tiens à remercier Serge Baldy et Robert Delmas de m'avoir accueilli au sein du Laboratoire de l'Atmosphère et des Cyclones de l'Université de La Réunion anciennement Laboratoire de Physique de l'Atmosphère.

De même je remercie Gérard Therry de m'avoir accueilli dans les locaux de Météo-France alors même que la Cellule de Recherche Cyclone ne faisait pas partie du LACy.

Merci également à Samuel Westrelin pour m'avoir véritablement considéré comme un membre à part entière de la CRC.

Je remercie La Région Réunion pour avoir financé ma thèse, et plus généralement de soutenir et de croire en la jeunesse Réunionnaise !

Je tiens à remercier spécialement Frank Roux pour tout ce qu'il aura pu représenter pendant cette thèse : un co-auteur, un collaborateur, un mentor et plus encore ! Merci de m'avoir accompagné dans cette aventure scientifique cyclonique.

Un ENORME merci à David Barbary pour m'avoir formé à cette fabuleuse machine qu'est Méso-NH. Sans lui je serais encore en train d'essayer de faire tourner des cas tests ...

Merci pour sa disponibilité et sa continuelle bonne humeur.

Je n'oublie pas toutes les personnes du LACy et de l'Université qui m'ont permis de travailler dans de très bonnes conditions et surtout dans une constante bonne humeur : Jean Marc, Françoise, Joyce, Monique, Céline, Lolita, France-Anne, Béa, Gaëlle, Pétronille, le M2 Géosphère, Rémy, Ghislain et tous les autres. Une spéciale dédicace à mes colocataires du 3^{ème} Dr Denis, Guillaume, Dr Vidya, et Dorothée.

« Un esprit sain dans un corps sain. » Une petite pensée pour le Sainte-Marie Volley Ball club et à mes coéquipiers. Merci pour tous ces moments sportifs de transpiration !

Un énorme bisou doux à tous les Moniteurs 2004, tous les Doctorants de la promo « Dos d'Ane » et les autres, les membres de la DJST, et tous ceux qui de près ou de loin ont contribué à la mise en place d'un environnement favorable à l'aboutissement de cette thèse : Safia, Audrey, Fred, Aline, Lo, Ruth, Seb, Julie MC, Hanna, Jennifer, Delphine, Dan, Eve, Alex, Gé, Nini, Aurélie, Lilian, Tony, Teddy, Gio, Gilles, Cédric, Pinchok, Nahouda, Chou, Nours, Chinois, Olivier, Fred Mad, Sygrid et j'en oublie sûrement ...

Une petite pensée pour toutes les personnes avec qui j'ai partagé mon repas favori, le Steak-Haricots Verts !

Merci à Tonton Serge et Tatie Marie Claude pour m'avoir procuré un havre de paix et de tranquillité pour ma rédaction.

Je remercie aussi mon frère qui a toujours été là pour moi, malgré la distance, et qui m'a accompagné dans cette longue et grande aventure.

Enfin j'aimerais dédicacer ce travail à mes parents, car ce sont eux qui m'ont inculqué le goût du travail! Ils m'ont donné l'envie et la force de réussir. Je les remercie aussi pour m'avoir soutenu et pour avoir cru en moi pendant toutes ces longues années d'étude !

MERCI !

Résumé

Les cyclones tropicaux sont des phénomènes météorologiques hors normes qui participent efficacement à l'équilibre énergétique du système Terre. Ils redistribuent en effet l'excédent énergétique des océans tropicaux vers les régions du globe les plus froides. Ils peuvent malheureusement causer des dégâts considérables et entraîner de véritables tragédies quand ils approchent des pays des régions tropicales, comme celle du Myanmar avec le passage de NARGIS en Mai 2008. L'interaction de ces systèmes avec le relief environnant est reconnue pour influencer la trajectoire mais aussi l'intensité comme par exemple l'île de Taiwan qui interagit fortement avec les typhons passant à proximité du fait d'un relief important. Des cas de modifications de trajectoires, comme des déviations soudaines à l'approche de l'île ou encore des boucles se créant à proximité de l'île en l'absence de flux directeur, ont été observés aux abords de La Réunion. Ce travail de thèse porte sur l'étude de l'interaction entre l'île et le cyclone DINA qui avait bénéficié pour la première fois d'une couverture radar Doppler lors de son passage en Janvier 2002. Des simulations hautes résolutions ont été menées avec le modèle Més0-NH. Il a été montré que la présence de l'île induit une tendance générale à la stabilisation de la circulation cyclonique naturelle en relation avec un affaiblissement du système. Il a aussi été montré que la circulation des vents et la localisation des précipitations sur l'île en cas cyclonique sont entièrement définies par la topographie. De plus une étude approfondie a montré que l'évolution de la structure du mur de l'oeil en interaction avec le relief découlait de perturbations de l'anneau cyclonique de PV par des bandes de PV anticyclonique générées par l'île. L'étude d'autres types de cyclone (intensité, passage direct) pourrait permettre de valider et d'approfondir les résultats obtenus sur le forçage orographique de l'île.

Mots clés : **cyclone tropical, simulation haute résolution, forçage orographique, relief, précipitations.**

Abstract

Tropical cyclones are amazing meteorological phenomena which contribute to equilibrate the energy budget of the Earth. Indeed they play an important role in exporting ocean energy from tropical regions to polar ones. Sometimes they can be unfortunately very dangerous inducing very strong damages and killing hundred thousands of people such as the landfall of NARGIS in May 2008 in Myanmar. Track and intensity of these systems are known to be influenced by the topography such as the case of Taiwan. Tracks modifications such as deviations and circular tracks occurring without any steering current have been already observed near Réunion island. This thesis work focuses on the interaction between the island and TC DINA (2002) which was also analysed by a Doppler radar. High resolution modeling have been run using Méso-NH model. The presence of the island is observed to stabilize the cyclonic circulation by damping the natural cyclonic circulation and so the intensity of the vortex. It was also shown that the local circulation of wind and the rainfall distribution are strongly controlled by the topography. Moreover an analysis of eyewall structure evolution has shown that the interaction with the island produced anticyclonic PV bands generated over the island which disturb the annular PV pattern. The study of different cyclones in term of intensity or with a closer track could help in defining better the orographic forcing of the island.

Keywords: **tropical cyclone, high resolution simulation, orographic forcing, precipitation.**

Remarques Préliminaires

Cette thèse est publiée en format PDF. Des signets vous permettent de naviguer et de revenir au début, à la table des matières et aux listes de figures et tableaux. Ces trois derniers éléments étant eux même dynamiques.

Table des matières

Introduction	1
Première partie : Les cyclones tropicaux	5
Chapitre 1 : Généralités	7
1.1 Les cyclones tropicaux	8
1.1.1 Définitions et climatologie	8
1.1.2 Les mécanismes de la cyclogénèse et de l'intensification	14
1.1.3 Structure d'un cyclone à maturité	20
1.2 Cas du Bassin Sud Ouest de l'Océan Indien	31
1.2.1 Climatologie	33
1.2.2 Les cyclones historiques et la saison cyclonique 2001/2002	33
Chapitre 2 : Le cyclone tropical intense DINA	39
2.1 Un cyclone mémorable à La Réunion	40

2.1.1 Récit d'un phénomène marquant	40
2.1.2 Bilan météorologique	43
2.1.3 Bilan non météorologique	48
2.2 Un cyclone sous surveillance	51
2.2.1 Les différents types de données	51
2.2.2 Analyse des données Doppler par la méthode GB-EVTD	52
Deuxième partie : Modélisation du cyclone DINA : Principes et méthodologies	57
Chapitre 3 : La modélisation	59
3.1 La modélisation des cyclones	60
3.1.1 Les modèles statistiques	60
3.1.2 Les modèles globaux	61
3.1.3 Les modèles à aire limitée	62
3.1.4 Les contraintes	63
3.2 La modélisation méso-échelle	66
3.2.1 L'histoire	66
3.2.2 L'influence du relief	69

3.2.3 La modélisation haute résolution	72
Chapitre 4 : La modélisation de DINA	77
4.1 Le modèle numérique Més0-NH	78
4.1.1 Présentation	78
4.1.2 Caractéristiques du modèle	78
4.2 Notre approche	83
4.2.1 L'initialisation	83
4.2.2 La configuration technique de l'étude	87
Troisième partie : Résultats de la modélisation	95
Chapitre 5 : The effect of La Réunion island on the tropical cyclone DINA: A comparative numerical study	97
5.1 Résumé	98
5.2 Article	100
5.3 Conclusions et perspectives	149
Chapitre 6 : Description à haute résolution (1 km)	151
6.1 Trajectoire et intensité	152
6.2 Impact de DINA sur l'île en terme de vent et précipitations	154

Table des matières

6.2.1 Vent	154
6.2.2 Précipitations	161
6.3 Dynamique interne de l'œil	169
6.3.1 Analyse théorique de la structure de l'œil	169
6.3.2 Structure de l'œil observée	170
Conclusions et perspectives	175
Bibliographie	181

Liste des figures

1.1	Stades des cyclones tropicaux	9
1.2	Climatologie des cyclones	12
1.3	Climatologie des cyclones	13
1.4	Modèle de cyclogénèse	19
1.5	Cycle de Carnot	20
1.6	Abaque de pression minimale absolue pouvant être atteinte par un cyclone	22
1.7	Pression centrale minimal théorique que peut atteindre un cyclone sous les conditions climatologiques d'un mois d'Aout	24
1.8	Structure nuageuse d'un cyclone	27
1.9	Emmagramme de l'ouragan HUGO	28
1.10	Profil du vent tangential azimuthal moyen dans un cyclone mature	28
1.11	Circulation secondaire	39
1.12	Climatologie du Bassin Sud Ouest de l'Océan Indien	32
1.13	Saison cyclonique 2001/2002	35
2.1	Trajectoire de DINA	40
2.2	Vents de DINA	45
2.3	Précipitations de DINA	45
2.4	Précipitations par secteur	47
2.5	Evolution piézométrique pluriannuelle	49
2.6	Forêt de Bras Sec	50

3.1	Œil polygonal d’ISABEL	74
4.1	Grille verticale de Méso-NH	83
4.2	Filtrage	84
4.3	Vortex analytique	88
4.4	Bogus initial	89
4.5	Domaines de simulation	89
4.6	Echelle verticale	91
5.1	Trajectoire de DINA	135
5.2	Pluie et vent de DINA	136
5.3	Domaines de simulation	137
5.4	Trajectoires simulées	138
5.5	Série temporelle du vent et de la pression au centre	139
5.6	Validation Doppler	140
5.7	Précipitations cumulées en 24 heures	141
5.8	Vent horizontal et vertical pendant la première période de « Ocean »	42
5.9	Vent horizontal et vertical pendant la deuxième période de « Ocean »	143
5.10	Coupe verticale du vent et des réflectivités radar pour « Ocean »	144
5.11	Vent horizontal et vertical pendant la première période de « Island »	145
5.12	Vent horizontal et vertical pendant la première période de « Island »	146
5.13	Coupe verticale du vent et des réflectivités radar pour « Island »	147
5.14	Coupe horizontale de PV pour « Island »	148
6.1	Trajectoire de DINA	153
6.2	Série temporelle du minimum de pression	153
6.3	Série temporelle du maximum de vent	153
6.4	Relief de La Réunion	155

6.5	Vent à 10 mètres	156
6.6	Vitesses verticales à 10 mètres	159
6.7	Forçage orographique	159
6.8	Carte des pentes de La Réunion	161
6.9	Coupe verticale du vent	162
6.10	Cumul simulé de précipitations	165
6.11	Cumul observé de précipitations	165
6.12	Série temporelle du taux de précipitations horaire	166
6.13	Coupe verticale du réflectivité radar	167
6.14	Coupe verticale d'humidité et de température potentielle	168
6.15	Coupe horizontale de PV	172

Liste des tableaux

1.1	Echelle cyclonique de Saffir-Simpson	10
1.2	Classification dans le Sud Ouest de l’Océan Indien	10
1.3	Activité cyclonique mondiale	11
2.1	Durée des rafales pendant DINA	44
3.1	Historique de la modélisation méso-échelle	69
4.1	Configuration des différents domaines	91

Introduction

Le terme cyclone, appliqué aujourd'hui aux cyclones tropicaux, aurait été forgé par le capitaine de marine anglais Henry Piddington (1797–1858) à la suite de ses études sur ces terribles phénomènes dans l'Océan Indien. En 1848, dans son livre *The Sailor's Horn-book for the Law of Storms*, ce pionnier de la météorologie compara le phénomène météorologique à un serpent s'enroulant en cercle, « kyklos » en grec, d'où ce terme de cyclone.

Ces cyclones tropicaux, tout comme les tremblements de terre, les tsunamis ou encore les éruptions volcaniques font partie des cataclysmes engendrés par le complexe « système Terre ». Ils évoluent spécifiquement dans les régions tropicales et jouent leur rôle principal de soupape de sécurité des océans en contribuant à redistribuer efficacement l'énergie des zones surchauffées du globe (les tropiques) vers les régions les plus froides (régions des hautes latitudes). Ils sont extrêmement conditionnés par les interactions entre l'atmosphère et l'océan et mettent en jeu des énergies considérables de l'ordre de plusieurs centaines de centrales nucléaires. Aujourd'hui encore ces monstres de puissance peuvent être très meurtriers et entraîner des tragédies comme celle du Myanmar dans l'Océan Indien en mai 2008 avec le passage du cyclone NARGIS ayant entraîné la mort ou la disparition de plus de 133600 personnes et ayant sinistré 2,4 millions de personnes. Plus que jamais l'observation, la compréhension, la prévision ainsi que l'alerte sont les seuls remparts contre les effets dévastateurs de ces phénomènes.

Revenir aux « sources » et étudier les cyclones dans le Bassin Sud Ouest de l'Océan Indien, là où les premières études cycloniques y furent menées, revêt un intérêt certain. D'autant plus que l'étude des cyclones dans ce bassin de l'hémisphère sud est très rare, comparativement à l'Atlantique et au Pacifique, même s'il représente plus de 10 % de l'activité cyclonique globale annuelle. Heureusement le projet international d'expérience SWICE à l'horizon 2011 pourrait rétablir l'équilibre. Cette expérience inclurait un important réseau d'observation par radiosondages, l'utilisation du Falcon 20 français pour des missions de surveillance synoptique et peut être des missions de reconnaissance à l'intérieur du vortex,

l'appui du futur satellite indo-français MEGHA-TROPIQUES ainsi que du satellite ADM-AEOLUS, un possible couplage avec l'expérience CIRENE 2 donnant accès aux données des nouveaux instruments que sont les Aeroclippers [la pénétration de ces nouveaux moyens de mesures au cœur même des cyclones ouvrent la voie à une meilleure connaissance des processus internes qui les gouvernent] de la modélisation numérique opérationnelle via ALADIN-Réunion ou encore AROME-Réunion et de la modélisation numérique de recherche via le modèle Méso-NH en haute résolution. Plus localement l'implantation d'un deuxième radar météorologique au sud de l'île de La Réunion permettra une meilleure couverture et donc une meilleure surveillance de l'île et de ses alentours.

Il a été observé au niveau de La Réunion que les cyclones aux trajectoires atypiques effectuant diverses boucles évoluaient en l'absence de flux directeur environnant. Ce type de cyclones, dont la trajectoire est très certainement liée à l'interaction avec le relief environnant, est très important à appréhender. En effet ils apportent sur l'île des précipitations hors normes comme par exemples les cas de HYACYNTHÉ en 1980 et plus récemment de GAMEDE [qui a apporté autant de pluie en 9 jours qu'il n'en tombe en 9 ans sur la région parisienne] en 2007 qui ont conféré à La Réunion 11 de ses 13 records mondiaux de précipitations. L'étude de l'interaction d'un cyclone avec son environnement orographique apparaît alors comme essentielle dans le but principal de préservation de vies humaines et à un degré moindre de préservation des biens matériels.

Au commencement de ce travail de thèse en Octobre 2004, DINA était le dernier cyclone très intense ayant affecté l'île qui présentait une trajectoire déviée vraisemblablement par l'influence du relief. En effet poursuivant un cap sud-ouest et menaçant La Réunion d'un passage très proche, le cyclone changea soudainement de trajectoire pour dévier vers l'ouest momentanément lors de l'approche terminale de l'île. De plus lors de son passage une campagne de mesure, utilisant pour la première fois le mode Doppler du radar du Colorado, avait été mise en place permettant de scanner les vents et les hydrométéores associés au cyclone du 22/01/02 à 1022 UTC au 22/01/02 à 1422 UTC, heure à laquelle le radar avait été détruit. De cette disponibilité des données Doppler avait découlé une étude de la structure cinématique et de l'évolution du cyclone lors de son passage proche de La Réunion (Roux et al 2004). Les résultats avaient aussi montré une légère déviation de la trajectoire suggérant l'implication d'un effet orographique. Ainsi pour les différentes raisons évoquées précédemment, mais aussi peut être, clin d'œil du destin, parce que DINA était le nom

autrefois porté par La Réunion, le choix a été arrêté de travailler sur DINA comme cas d'étude.

La modélisation numérique à haute résolution, couplée aux moyens d'observations tels que les radars Doppler pouvant servir à l'initialisation, constitue aujourd'hui un formidable outil de compréhension des mécanismes liés aux cyclones. La finalité étant toujours d'améliorer les prévisions de trajectoire et d'intensité (vent et précipitations) pour sauver des vies. Ainsi les travaux présentés dans ce travail de thèse s'inscrivent véritablement dans cette démarche en s'attachant à mieux comprendre l'interaction pouvant exister entre le cyclone DINA et l'île de La Réunion en s'appuyant sur le modèle numérique français Méso-NH et sur les données radar Doppler, dans la continuité de l'étude structurelle et cinématique déjà réalisée issue aussi des données radar Doppler.

Ce manuscrit est structuré en trois parties, chacune étant subdivisée en deux chapitres, traitant des cyclones en général puis des principes et de la méthodologie avant d'aborder les résultats. Plus particulièrement, le *chapitre 1* décrit les phénomènes cycloniques depuis leur cyclogénèse à leur comblement en passant par les mécanismes de leur évolution et présente aussi une climatologie du bassin Sud Ouest de l'Océan Indien. Le cyclone DINA est ensuite présenté au *chapitre 2* ainsi que les moyens d'investigation mis en œuvre dans son étude. Le *chapitre 3* présente la modélisation des cyclones et plus particulièrement la modélisation méso-échelle. L'approche numérique utilisée dans notre étude est présentée au *chapitre 4* avec une présentation du modèle utilisé, c'est-à-dire Méso-NH, puis une présentation de la méthodologie employée. Les résultats à 4 km sur l'étude de l'effet orographique de La Réunion sur DINA sont présentés au *chapitre 5* sous la forme d'un article soumis à publication à *Meteorology and Atmospheric Physics*. Le chapitre 6 se focalise sur les résultats abordant la description à haute résolution (1 km). Enfin quelques perspectives de recherche sont évoquées après avoir abordé les conclusions.

Première partie

Les cyclones tropicaux

Chapitre 1

Généralités

1.1 Les cyclones tropicaux	8
1.1.1 Définitions et climatologie	8
1.1.2 Les mécanismes de la cyclogénèse et de l'intensification	14
1.1.3 Structure d'un cyclone à maturité	20
1.2 Cas du Bassin Sud Ouest de l'Océan Indien	31
1.2.1 Climatologie	31
1.2.2 Les cyclones historiques et la saison cyclonique 2001/2002	33

1.1 Les cyclones tropicaux

1.1.1 Définitions et climatologie

Définis officiellement par l'Organisation Météorologique Mondiale comme des « *perturbations dépressionnaires d'échelle synoptique non accompagnées d'un système frontal, prenant naissance au-dessus des eaux tropicales ou subtropicales et présentant une activité convective organisée et une circulation cyclonique, plus intense en surface qu'en altitude* » (OMM 1992), les cyclones tropicaux sévissent sur tous les bassins océaniques où ils arborent des noms différents. Ainsi le phénomène cyclonique portera sur l'Atlantique le nom d'ouragan, ou encore typhon dans le Pacifique, ou plus simplement cyclone tropical dans l'Océan Indien. La localisation des vents maximums au niveau de la surface procure au cyclone son caractère dangereux. Couplés à de fortes précipitations, à la houle cyclonique et à la marée de tempête, les cyclones tropicaux sont les phénomènes atmosphériques les plus dévastateurs et causent chaque année des dommages considérables ainsi que la perte de vies humaines dans les pays de la ceinture tropicale (Roux et Viltard 1997).

Les perturbations atmosphériques tropicales sont caractérisées par l'intensité des vents en surface moyennés sur une durée de 1 minute, 3 minutes ou 10 minutes. Ainsi, lorsqu'à l'intérieur d'une masse nuageuse convective, des indices de circulation cyclonique sont décelés, le système est désigné comme une **perturbation tropicale (Fig. 1.1a)**. Si la circulation se ferme en basse couche mais que les vents restent inférieurs à 17 m/s, le système devient alors **dépression tropicale (Fig. 1.1b)**. On parle de **tempête tropicale** pour des vitesses de vents comprises entre 17 m/s et 32 m/s (**Fig. 1.1c**). Le terme de **forte tempête tropicale**, parfois utilisé, désigne les tempêtes où les vents soufflent à plus de 24 m/s. Quand les vents atteignent le seuil fatidique des 34 m/s, nous sommes en présence d'un **cyclone, ouragan** ou encore **typhon (Fig. 1.1d)**. L'intensité du vent pouvant continuer d'augmenter, on utilise dès lors pour caractériser le cyclone une échelle empirique dite de Saffir-Simpson (Simpson 1974, Saffir 1977) établie spécifiquement pour les ouragans de l'Atlantique nord, de la mer des Caraïbes et du golfe du Mexique (**Tableau 1.1**). Cette classification en 5 niveaux, basée sur le creusement de la pression centrale et sur la vitesse des vents, permet d'appréhender un ouragan en fonction des dégâts à en attendre. L'échelle de Dvorak (1984), déduite des observations satellitaires, est utilisée sur tous les bassins océaniques et

caractérise sur 9 niveaux les phénomènes cycloniques dès le premier stade de leur existence. Sur le bassin sud ouest de l'Océan Indien, on utilise cette classification spécifique (**Tableau 1.2**) dont les seuils de vents sont adaptés à ce bassin.

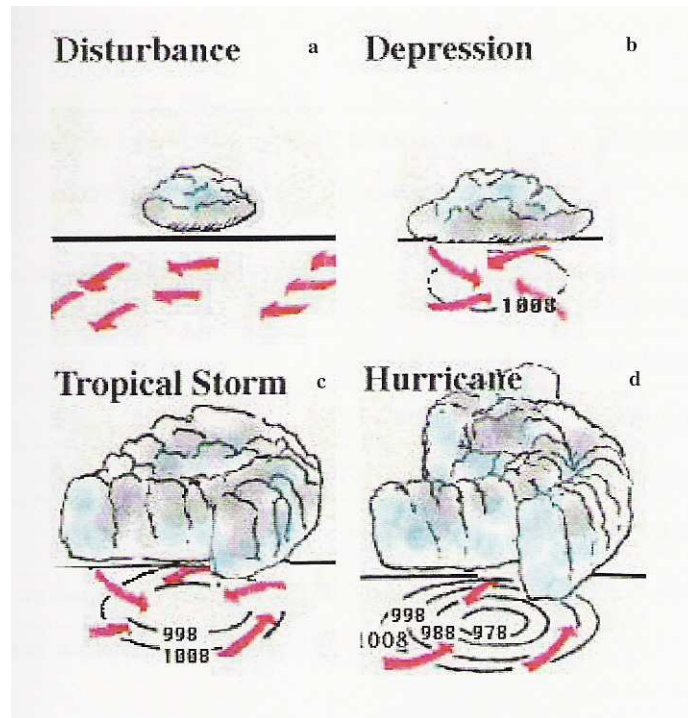


Figure 1.1 : Différents stades d'une perturbation tropicale

Les études statistiques disponibles depuis une vingtaine d'années révèlent que 80 à 85 phénomènes cycloniques se produisent en moyenne chaque année sur le globe (Gray 1979, Frank 1987, Neumann 1993, McBride 1995) (**Tableau 1.3**). Ils sont tous localisés à des latitudes supérieures à $2,5^\circ$ (sauf quelques cas récents) et évoluent majoritairement pour 87 % d'entre eux dans la zone tropicale soit à des latitudes inférieures à 20° nord ou sud (**Fig. 1.2**). L'hémisphère nord reste largement majoritaire, en raison de l'absence de cyclogénèse sur l'Atlantique sud (sauf cas du 26/03/04) et le Pacifique sud-est (nous en expliquerons les causes au §1.1.2). Le nombre de cyclones fluctue d'une année à l'autre avec un écart type d'environ 10 % pour le nombre total. Néanmoins si l'on considère chaque bassin océanique de manière individuelle, il existe de fortes variabilités interannuelles (15 % à 70 %). Ces fluctuations sont plus marquées sur le nord et le sud-est de l'Océan Indien, sur le sud-ouest du Pacifique et sur l'Atlantique que sur le sud-ouest de l'Océan Indien, le nord-est ou le nord-ouest du Pacifique. Des phénomènes pluriannuels d'échelle planétaire, comme l'ENSO

Première partie – Les cyclones tropicaux

(*El Niño – Southern Oscillation*) pour l’océan et la troposphère tropicale et la QBO (*Quasi Biennial Oscillation*) pour la basse stratosphère, influent aussi sur l’occurrence des cyclones.

Catégorie	Pression centrale (hPa)	Vent maximum		Dégâts
		soutenu	(m/s)	
1	≥980	34-42		Minimes
2	965-979	43-51		Modérés
3	945-964	52-60		Intenses
4	920-944	61-69		Extrêmes
5	<920	>70		Catastrophiques

Tableau 1.1 : Echelle cyclonique de Saffir-Simpson (Simpson 1974, Saffir 1977)

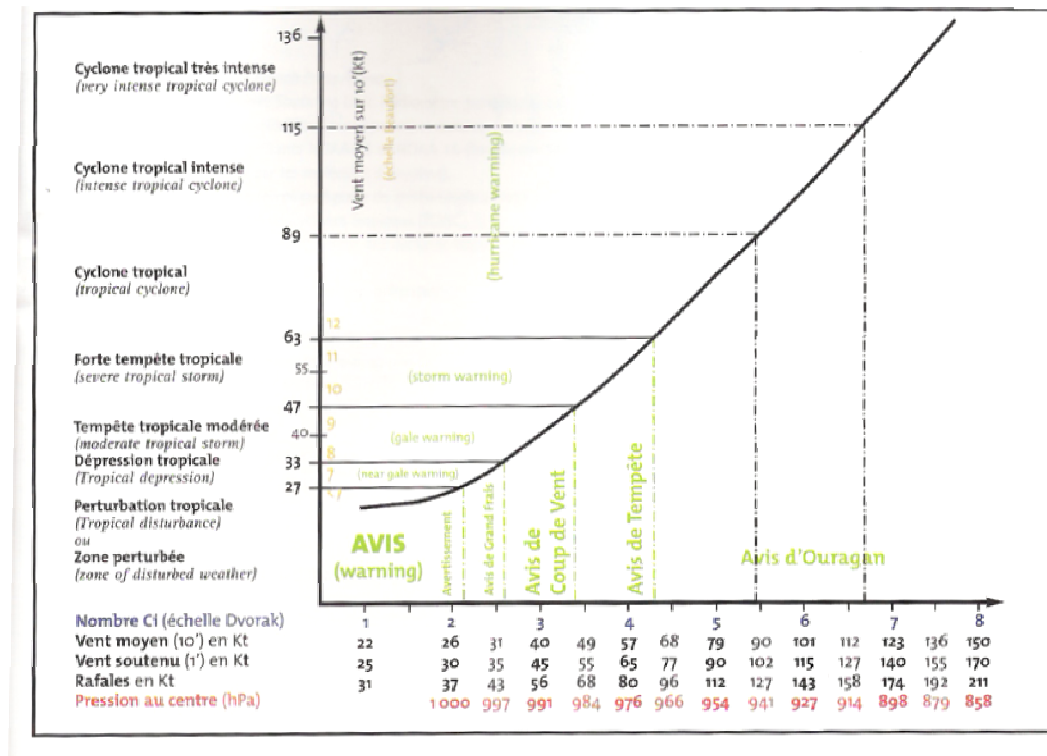


Tableau 1.2 : Classification des perturbations tropicales dans le bassin sud ouest de l’Océan Indien

(source Météo-France)

Chapitre 1 - Généralités

BASSIN	REGION	PERIODE	MAXIMUM	NBRE DE TEMPETES	NBRE DE CYCLONES	%
Atlantique	Océan Atlantique nord, Golfe du Mexique, Mer des Caraïbes	Déb Juin à fin Octobre	Août-Oct	10	5	12
Pacifique nord est	De Mexico à la ligne de changement de date	Fin Mars à déb Novembre	Août	17	9	20
Pacifique nord ouest	De la ligne de changement de date à l'Asie sud de la Mer de Chine	Toute l'année	Juil-Nov	26	16	31
Nord Indien	Baie de Bengale et Mer d'Arabie	Avril à Décembre	Mai et Nov	5	3	6
Indien sud ouest	De l'Afrique à 100 E	Fin Octobre à Mai	Mi Jan-déb Mars	10	4	12
Australien sud Indien	100 E à 142 E	Fin Octobre à Mai	Mi Jan-déb Mars	7	3	8
Pacifique sud ouest Australien	142 E à 120 W	Fin Octobre à déb Mars	variable	9	4	11
TOTAL				84	44	100

Tableau 1.3 : *Activité cyclonique sur les différents bassins océaniques (Crutcher et Quayle 1974)*

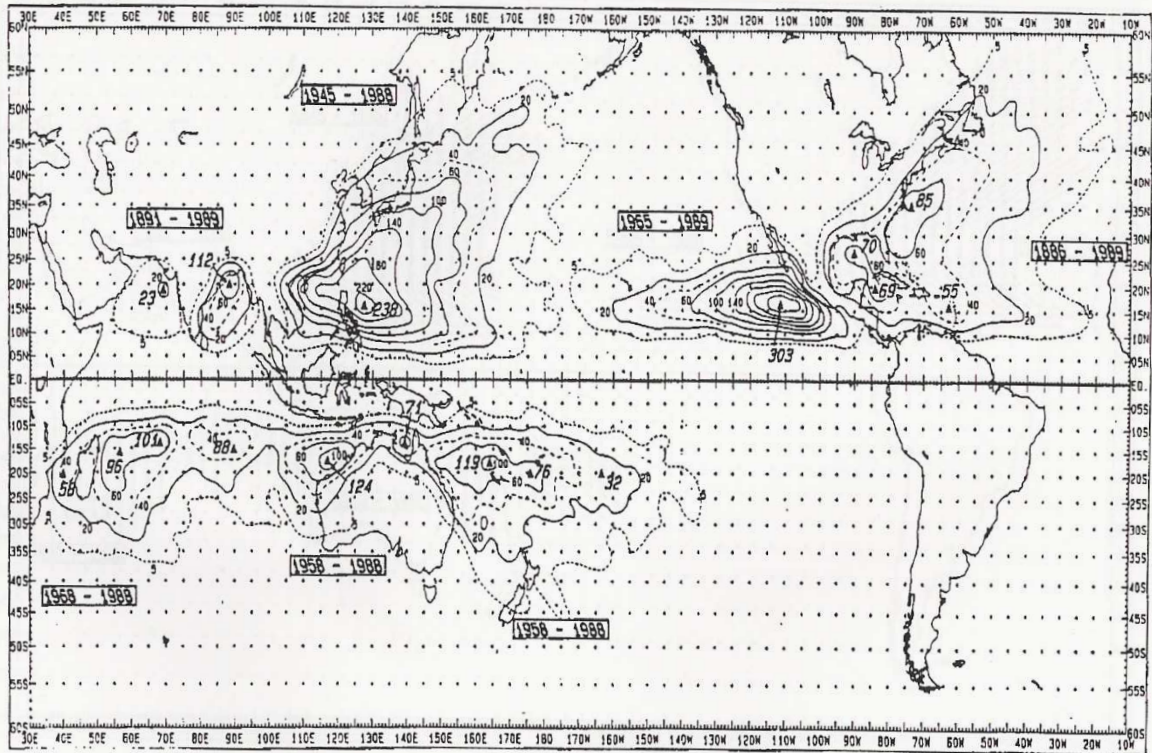


Figure 1.2 : Nombres de cyclones se produisant à moins de 140 km de chaque point, normalisés pour une période de 100 ans (Neumann 1993)

Pendant leur cycle de vie les perturbations cycloniques peuvent parcourir plusieurs milliers de kilomètres. Le courant atmosphérique de grande échelle, lié aux positions des anticyclones et des couloirs dépressionnaires, est un facteur prédominant dans la trajectoire qu'empruntent les cyclones, expliquant de 30 % à 80 % la variance de leur déplacement. Cependant, cet effet directeur de l'environnement est moins important pour des perturbations intenses et de grande taille que pour un petit cyclone. Vient s'ajouter l'influence du gradient méridien du tourbillon terrestre, qui se traduit par une tendance des cyclones à se déplacer en direction de l'ouest : c'est l'effet Beta. La dérive de Rossby qui est un effet secondaire de l'influence du gradient méridien du tourbillon terrestre, s'exprime par une dérive des cyclones vers les pôles de l'hémisphère considéré. Après leur formation sous les tropiques, les cyclones se déplacent donc majoritairement vers l'ouest et adoptent ensuite deux types de trajectoires. Soit ils pénètrent directement sur les continents par le bord ouest des océans tropicaux ; soit ils incurvent leur trajectoire vers le pôle de l'hémisphère considéré puis vers l'est, avec un

point d'inflexion qui se situe en moyenne vers 23° de latitude nord ou sud. Ils se dissipent ensuite sur les continents ou les océans des latitudes tempérées, qui offrent des eaux de surface beaucoup plus froides (**Fig. 1.3**). Toutefois cette trajectoire « moyenne » varie selon la période de l'année, les bassins et les conditions environnantes. Ainsi, les cyclones du nord-ouest de l'Australie, du Pacifique nord-est et ceux du nord de l'Océan Indien n'observent que très rarement une inflexion de trajectoire vers l'est. L'interaction avec des chaînes montagneuses, plus précisément lors du passage de cyclones sur des îles suffisamment vastes au relief marqué, comme Hispaniola dans les Caraïbes, Luzon ou encore Taiwan peut aussi provoquer des changements dans la trajectoire. De plus certains cyclones peuvent suivre des trajectoires véritablement atypiques avec des extrêmes tels que la boucle, qui est particulièrement complexe à prévoir (HYACINTHE, GAMEDE, OPHELIA).

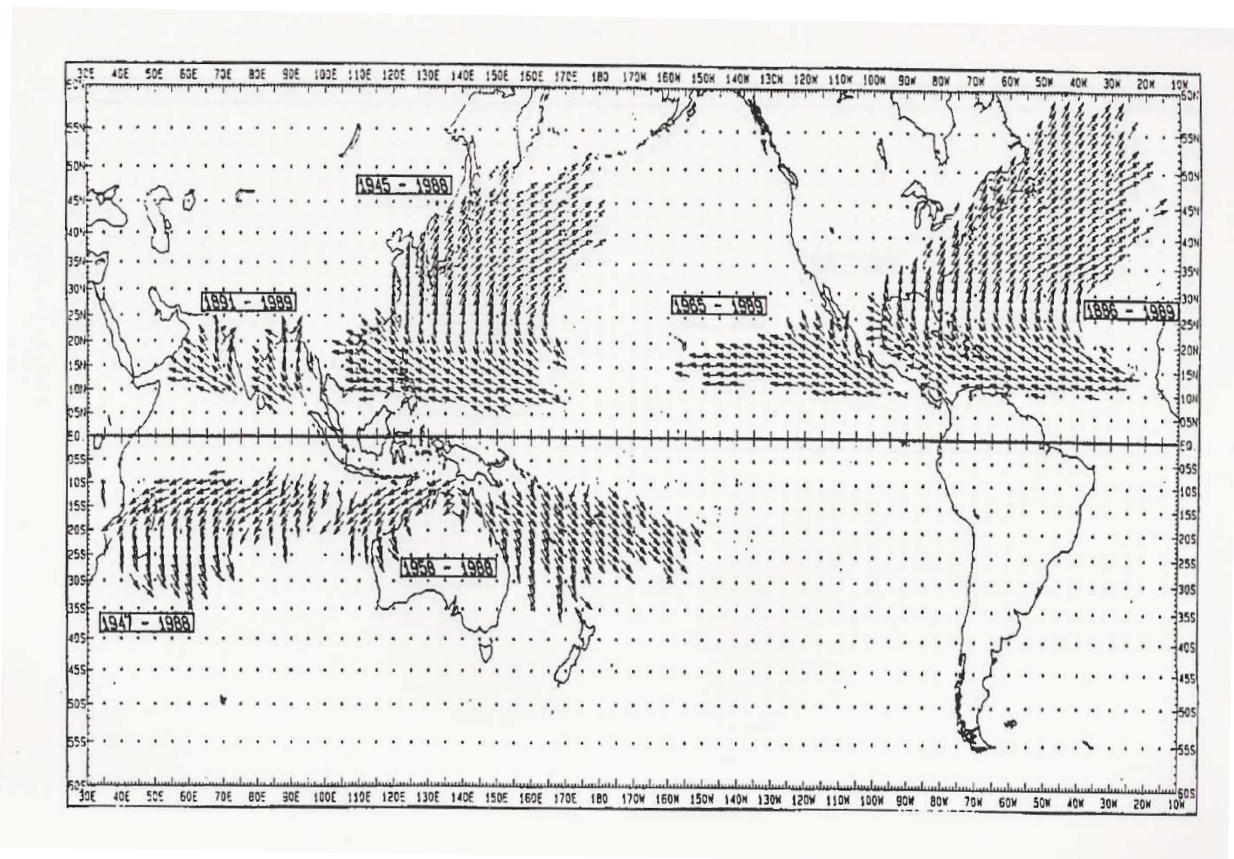


Figure 1.3 : Direction moyenne du déplacement des cyclones affectant les différents bassins océaniques (Neumann 1993)

Réchauffement climatique et cyclone

Cette climatologie des cyclones serait-elle modifiée par le réchauffement climatique ? Les évènements KATRINA, RITA et WILMA, ouragans de catégorie 5 sur l'échelle de Saffir-Simpson, ont posé la question de l'existence d'un lien entre l'occurrence et l'intensité des cyclones tropicaux et le réchauffement climatique. D'après Webster et Holland (2005) le nombre et la durée des cyclones est globalement stable depuis 35 ans à l'échelle planétaire. Cependant, le nombre et la proportion d'ouragans de catégories 4 et 5, ont presque doublé depuis 1970. Ce phénomène a été notamment constaté dans le Pacifique nord, le Pacifique sud-ouest et l'Océan Indien. Dans l'Atlantique nord le nombre de cyclones a quant à lui nettement augmenté depuis 1995 selon le National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) avec paradoxalement un nombre et une proportion de cyclones de niveau supérieur à 4 ayant moins augmenté que dans les autres régions cycloniques du globe. La relation maintenant reconnue entre l'activité cyclonique et la température de surface des océans, et le fait que justement l'élévation de cette dernière soit directement liée à l'activité humaine, tend à faire penser qu'il existe bien un lien entre le réchauffement climatique et le renforcement de l'activité cyclonique. Toutefois, selon Emanuel (2005), comme la série de données est bien trop courte pour pouvoir généraliser, on ne peut pas lier le réchauffement de la planète à la tendance observée des cyclones à frapper l'Atlantique et le Pacifique de manière aggravée, à la fois en durée et en intensité, d'environ 50 % depuis les années 1970. Webster et al. (2005) concluent d'ailleurs leur étude en disant qu'attribuer l'intensification de la violence des cyclones au cours des trente dernières années au réchauffement atmosphérique nécessiterait de disposer de données globales sur une période plus longue et d'avoir aussi une meilleure compréhension du rôle des cyclones dans la circulation atmosphérique et océanique, même dans les conditions climatiques actuelles.

1.1.2 Les mécanismes de la cyclogénèse et de l'intensification

Les cyclones tropicaux se forment tous à partir de perturbations pluvio-orageuses dont la taille peut varier de quelques dizaines à plusieurs centaines de kilomètres. Ces amas appelés aussi « clusters » se forment puis se dissipent au cours d'une période de temps pouvant aller de quelques heures à une journée environ (Gray 1975, Frank 1987, Chan et Kwok 1999).

Certains de ces évènements sont capables de maintenir leur activité convective de manière persistante et d'évoluer ainsi en perturbations cycloniques. Nous passerons en revue dans cette section les conditions favorables au développement des cyclones ainsi que les théories sur les mécanismes mis en jeu lors de la cyclogénèse.

Seulement certaines régions et certaines périodes sont favorables à la formation de phénomènes cycloniques car elles possèdent les caractéristiques essentielles pour la mise en place d'une cyclogénèse. Des analyses composites de certains paramètres météorologiques et océanographiques (Gray 1968, 1975, 1979) ont permis de mettre en évidence 7 critères d'ordre énergétiques (ou climatologiques) et dynamiques.

Les contraintes énergétiques :

- La température de l'eau de la surface sur au moins 60 mètres de profondeur doit être supérieure à **26,5 °C**, sur une très large étendue maritime. Ces eaux chaudes vont en fait servir de carburant au système. Cette condition énergétique est indispensable et explique l'absence de cyclogénèse dans l'Atlantique sud et le Pacifique sud-est du fait de la remontée d'eaux froides ou *upwellings* dans ces bassins. On parle alors du contenu thermique de l'océan superficiel (Tropical Cyclone Heat Potential) pour traduire le potentiel d'énergie disponible dans la couche de mélange océanique pouvant être absorbé par le cyclone via les flux air-mer qui sont d'autant plus efficaces que la température de surface de la mer (SST) est élevée.
- Entre la surface et les couches moyennes de l'atmosphère, l'atmosphère doit posséder une **instabilité convective potentielle** suffisamment élevée pour permettre aux particules de monter facilement vers les hautes couches de l'atmosphère.
- L'humidité relative en moyenne troposphère doit être suffisamment élevée : on considère comme valeur minimale nécessaire une humidité de **70 %** de 700 hPa à 400 hPa. La saturation de la moyenne troposphère est l'une des phases « clef » dans la transformation d'une perturbation tropicale en phénomène cyclonique.

Ces conditions énergétiques sont présentes en quasi-permanence pendant la saison cyclonique et pourtant l'activité cyclonique ne se fait pas en continu. En effet les

perturbations cycloniques tropicales interviennent fréquemment lors de périodes actives de 2 à 3 semaines, entrecoupées de phases plus calmes de durées similaires. Ces variations résultent vraisemblablement d'une modulation des conditions d'environnement, plus ou moins favorables à la cyclogénèse. Des contraintes de type dynamique doivent donc être prises en compte.

Les contraintes dynamiques :

- Le mouvement tourbillonnaire ne peut s'amorcer que pour des latitudes supérieures à 5° ou 6° . Ce tourbillon étant proportionnel au paramètre de Coriolis, il s'annule à l'équateur. Toutefois des cas de cyclogénèse ont déjà été observés proches de l'équateur.
- Le **cisaillement vertical** du vent horizontal doit rester **faible à modéré** entre la surface et les couches élevées. Une valeur inférieure à 10 m/s de la surface au niveau 100 hPa est admise (Zehr 1992, DeMaria et al. 1993). En effet de trop forts contrastes en direction ainsi qu'en intensité conduiraient à répartir sur une vaste région l'énergie apportée en altitude par les courants ascendants, ce qui irrémédiablement nuirait à la formation ou au renforcement du phénomène cyclonique. D'ailleurs il a été montré que le cisaillement de vent est un précurseur dynamique majeur permettant de distinguer les systèmes convectifs évoluant en cyclones tropicaux et ceux ne se développant pas (McBride et Zehr 1981).
- Une **divergence** ou une évacuation généralisée au niveau des couches supérieures de la troposphère, permettant ainsi au flux vertical de s'échapper ce qui est nécessaire à l'entretien du système.
- L'existence au préalable d'une perturbation (lignes de grains, **ondes d'est**, MCSs) présentant un **tourbillon relatif** des basses couches **positif** (potentialité de cyclogénèse). C'est cette perturbation initiale qui en se creusant devient dépression tropicale, tempête tropicale et enfin cyclone.

Rappelons que les fluctuations environnementales saisonnières d'échelle planétaire, comme l'oscillation australe (ENSO) et l'oscillation quasi-biennale (QBO), modulent l'activité cyclonique (Gray 1984). A cela se rajoutent les modulations intrasaisonnières telles que l'oscillation de Madden-Julian qui modifie les vents troposphériques dans la ceinture intertropicale, notamment sur l'Océan Indien. Il apparaît alors difficile de prévoir avec exactitude le moment de formation d'un cyclone malgré la présence de conditions énergétiques et dynamiques favorables. Toutefois des études ont permis de faire apparaître les conditions synoptiques favorables ou non à l'apparition de cyclogénèse (McBride et Zehr 1981, Lee et al. 1989, Challa et Pfeffer 1990, Emanuel et al. 1993, Bister et Emanuel 1997), mais les détails à l'échelle convective et à moyenne échelle restent mal appréhendés.

Cyclogénèse et intensification :

La formation et l'évolution de structures connues sous le nom de vortex de méso-échelle (MCVs) à l'intérieur des parties stratiformes des systèmes convectifs de méso-échelle (MCSs) ont été bien documentées au cours de ces dernières années (Leary et Rappaport 1987, Brandes 1990, Bartels et Maddox 1991, Chong et Bousquet 1999, Rogers et Fritsch 2001). Ces MCSs sont des perturbations à anomalies positives de températures concentrées en moyenne et haute troposphère associées à des tourbillons cycloniques en moyenne troposphère ; et à anomalies négatives dans les basses couches de la troposphère associées à des tourbillons anticycloniques près de la surface. Les observations satellites ont montré que ces tourbillons peuvent subsister pendant plusieurs dizaines d'heures en dépit de la dissipation du système convectif initial. Le mouvement cyclonique de moyenne troposphère dans les régions stratiformes des MCSs est essentiellement dû à la convergence associée à l'ascendance de haute troposphère et à la subsidence de basse troposphère, s'expliquant par la force de Coriolis. Certaines études ont montré que ces MCSs sont des précurseurs de cyclogénèse tropicale (Velasco et Fritsch 1987, Laing et Fritsch 1993). La persistance de son activité pluvio-orageuse est déterminante dans la transformation d'un MCS en cyclone tropical. Ainsi le critère énergétique relatif à la saturation en humidité des couches moyennes de la troposphère au sein de la zone étendue de précipitations stratiformes est essentiel. Par des mécanismes encore imparfaitement compris, cette saturation entraîne l'intensification du MCV comme réponse de l'atmosphère au chauffage convectif accumulé puis à sa descente de la moyenne vers la basse troposphère (Chen et Frank 1993). La figure 1.4 schématise les

différentes étapes de la formation d'une cyclogénèse à partir de l'intensification d'un MCS (Chen et Frank 1993, Bister et Emanuel 1997), montrant ainsi comment un système initialement à cœur froid se renforce et acquiert des caractéristiques similaires à celles d'une structure à cœur chaud représentative des cyclones tropicaux. Le refroidissement dû à l'évaporation (et au réchauffement stratiforme) engendre un vortex au niveau moyen avec un cœur chaud dans la troposphère supérieure et un cœur froid dans la troposphère inférieure. Initialement, ce cœur froid de la basse troposphère s'étend au-dessus d'une couche d'air chaud et sec, résultant de subsidences forcées (**Fig. 1.4a**). Lors de l'évolution du système, le vortex et l'anomalie froide s'étendent aux basses altitudes pour occuper toute la troposphère inférieure (**Fig. 1.4b**). Cette extension du vortex à cœur froid dans la couche limite favorise de nouveau le développement de la convection, mais cette fois-ci la moyenne troposphère fortement humide induit une diminution de l'évaporation de la pluie et va ainsi inhiber les subsidences. N'étant plus compensé par les courants froids descendants, le flux de chaleur ascendant va générer des anomalies chaudes en altitude qui se renforcent avec le temps. La dépression hydrostatique créée en surface va à son tour augmenter les flux de chaleur à la surface, amenant les bandes convectives qui commencent à s'enrouler puis à se fermer autour de ce centre dépressionnaire créant ainsi un œil (**Fig. 1.4c**). En fait, cette dernière étape ne se passe pas de manière continue mais plutôt cyclique. La convection va connaître des périodes actives entrecoupées de périodes plus calmes. Rogers et Fritsch (2001) ont montré que le renforcement d'un MCS se produit en fait lors de chaque « bouffée » ou événement convectif, à travers une augmentation et une advection de vorticité cyclonique près de la surface et donc une accélération du vent tourbillonnant à ce niveau.

L'Instabilité Convective du Second Ordre (**CISK**) a été proposée dans les années 60 par Charney et Eliassen (1964) et Ooyama (1969) pour expliquer la génèse et le renforcement d'un cyclone tropical. Elle repose sur l'hypothèse que le développement initial et l'évolution d'un cyclone résultent d'une libération organisée (théorie linéaire) de l'instabilité conditionnelle préexistante. Suite à un chauffage important de l'atmosphère, une convergence de masses d'air conditionnellement instables va se mettre en place grâce à la friction en surface et va alimenter l'activité convective déjà en cours. La convection ainsi organisée agit comme une source de chaleur au centre du vortex et donc l'intensifie. Cela va induire une augmentation des vents de surface, puis de l'advection d'humidité et finalement une possible rétroaction interviendrait alors. Cette théorie requiert implicitement le stockage et la

disponibilité d'une quantité d'énergie convective importante dans l'atmosphère. Cependant, des études effectuées par Betts (1982) et Xu et Emanuel (1989) ont révélé que les profils thermodynamiques moyens au-dessus des océans tropicaux sont associés à un faible stockage d'énergie convective. De plus aux rares endroits où le stockage est important, il n'y a pas de développements cycloniques.

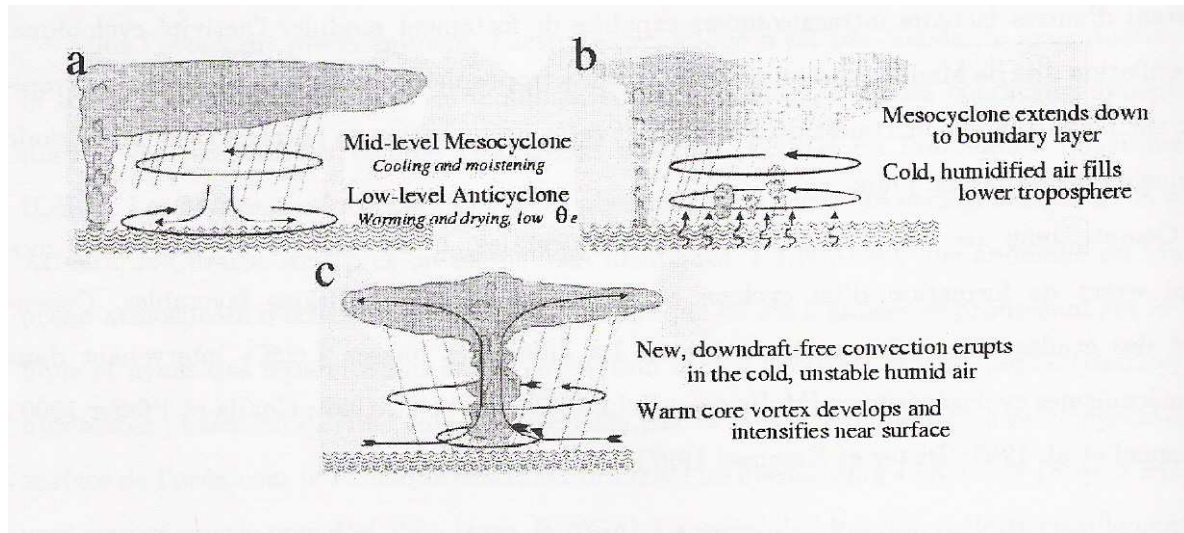


Figure 1.4 : Modèle conceptuel de cyclogénèse à partir d'un MCS (Bister et Emanuel 1997)

Dans les années 80 un autre mécanisme alternatif d'intensification a été proposé par Emanuel (1986) et Emanuel et al. (1994) sous le nom de mécanisme **WISHE** (Wind-Induced Surface Heat Exchange) intervenant après l'initialisation d'un vortex cyclonique via un MCS décrit précédemment. Il repose sur l'idée que la température potentielle équivalente (ou l'énergie totale) des particules d'air dans la couche limite atmosphérique est amplifiée par les flux de chaleur et d'humidité, qui eux-mêmes dépendent de l'intensité du vent en surface. Un mécanisme de rétroaction intervient dans lequel l'augmentation des flux de surface intensifie le vortex qui en retour augmente les flux de surface. Dans cette théorie on se focalise sur l'interaction du vortex en développement et les échanges à la surface de l'océan, la convection se limitant seulement à la redistribution de l'énergie acquise à la surface. Les mécanismes d'interaction océan-atmosphère apparaissent donc primordiaux dans les processus d'intensification des cyclones tropicaux à travers ce transfert de vapeur d'eau (chaleur latente) depuis la surface océanique vers l'atmosphère, vapeur d'eau représentant véritablement le carburant de cette machine thermique que constitue le cyclone.

1.1.3 Structure d'un cyclone à maturité

Approche thermodynamique :

En première approximation un cyclone peut être considéré comme une gigantesque machine thermique. Pour donner un ordre de grandeur de l'ampleur de cette machine et de l'énergie mise en jeu, voici quelques chiffres moyens pour la région située dans un rayon de 200 km autour de l'œil du cyclone.

- Le taux de chauffage moyen de l'atmosphère dû à la condensation de vapeur d'eau entre la surface et le niveau 100 hPa est de l'ordre de **25 °C/jr.**
- Le taux de précipitation associé est de **10 cm de pluie** par jour.
- Le flux de chaleur latente de l'océan vers l'atmosphère atteint des valeurs de **1000 W/m² à 2000 W/m²** au cœur du cyclone (là où les vents de surface sont les plus forts).
- Le flux de chaleur sensible est environ 10 fois plus petit. En effet, la différence de température entre la surface de l'océan et l'atmosphère dans les régions tropicales dépasse rarement 1 °C à 2 °C.

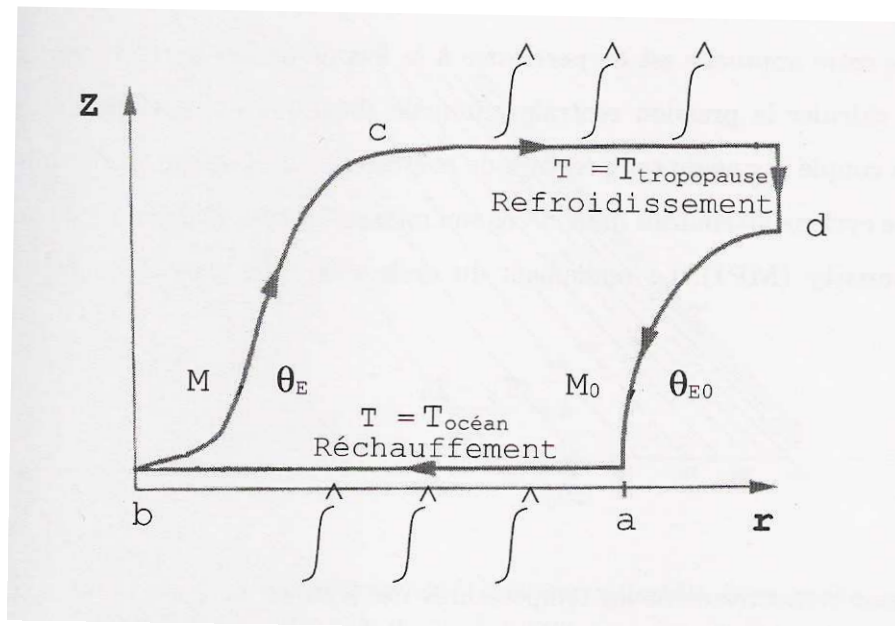


Figure 1.5 : Fonctionnement d'un cyclone tropical via le cycle de Carnot (Emanuel 1986)

Une approche originale a été proposée par Emanuel (1986) pour décrire le fonctionnement d'un cyclone tropical : le *cycle de Carnot*. Le cyclone transforme en effet l'énergie thermique extraite de l'océan en énergie cinétique, l'océan et la tropopause jouant respectivement le rôle de source chaude et de source froide. La figure 1.5 illustre cette machine ditherme que représente le cyclone. Ce cycle de Carnot comprend 2 transformations isothermes (**a** → **b** et **c** → **d**) reliées entre elles par des évolutions adiabatiques (**b** → **c** et **d** → **a**). Chacune de ces transformations isothermes correspond à des échanges d'énergie avec l'extérieur sous forme de chaleur et/ou de travail. Le système « pompe » de la chaleur à la source chaude, c'est-à-dire l'océan, et la restitue à la source froide, c'est-à-dire la tropopause. Suivant le schéma de la figure 1.5, les basses couches de l'atmosphère gagnent de l'énergie par décompression et surtout suite à une forte humidification au cours du chemin **a** → **b**. L'énergie totale mesurée par la température potentielle équivalente augmente alors de θ_{E0} , valeur de l'environnement, à θ_E . Simultanément, le moment angulaire diminue du fait des frottements de l'air à la surface de l'océan en passant de M_0 , valeur de l'environnement, à la valeur M à proximité du centre de circulation. Pendant le trajet **b** → **c**, la particule subit un mouvement vertical dans le mur de l'œil s'accompagnant seulement d'une détente adiabatique où une partie de la chaleur latente se transforme en chaleur sensible, en énergie cinétique et potentielle et la valeur de θ_E demeure quasiment constante. Arrivées au niveau de la tropopause, les particules d'air s'éloignent du centre du cyclone (**c** → **d**), en perdant progressivement de l'énergie par rayonnement vers l'espace (θ_E diminue vers la valeur de l'environnement θ_{E0}) et en regagnant du moment angulaire par interaction avec la circulation atmosphérique de plus grande échelle. La dernière branche du cycle (**d** → **a**) est une compression adiabatique « virtuelle » le long d'une ligne iso-moment angulaire. En effet un cyclone est un système ouvert qui échange continuellement de la masse avec son environnement : dans le cycle on ne suit pas réellement une particule.

L'intérêt de cette approche est de permettre, à partir du rendement théorique du cycle \mathcal{C} , de calculer la pression centrale minimale théorique susceptible d'être atteinte en considérant un couple donné de température de source chaude (l'océan) et de source froide (la tropopause). Le cyclone atteindrait dans ce cas son intensité potentielle maximale ou **Maximum Potential Intensity (MPI)**. Le rendement du cycle s'exprime classiquement de la façon suivante :

$$\epsilon = \frac{T_S - T_0}{T_S} \quad (1.1)$$

T_S et T_0 sont respectivement les températures des sources chaude et froide. Pour une atmosphère standard tropicale, ϵ est de l'ordre de 1/3. Partant du premier principe de la thermodynamique qui stipule que l'énergie interne est constante au cours du cycle (donc que $W_{cycle} = -Q_{cycle}$), on obtient la relation suivante :

$$\underbrace{\epsilon \Delta_S T_S}_{(1)} = \underbrace{RT_S \ln \frac{p_a}{p_b}}_{(2)} + \underbrace{\frac{1}{4} f^2 r_a^2}_{(3)} \quad (1.2)$$

où p_a est la pression au point a , r_a le rayon au point a , f le paramètre de Coriolis, R la constante des gaz parfaits et Δ_S la variation d'entropie au cours de la transformation $\mathbf{a} \rightarrow \mathbf{b}$ (fonction de q_a , l'humidité au point a). Dans cette équation le membre de gauche (1) représente la chaleur totale échangée au cours du cycle. Dans le membre de droite, le premier terme (2) représente le travail des forces de pression entre \mathbf{a} et \mathbf{b} , et le second terme (3) la perte d'énergie cinétique (moment angulaire) entre \mathbf{c} et \mathbf{d} . Les contributions globales des autres branches peuvent être négligées, qu'il y ait effectivement compensation ou qu'elles soient faibles.

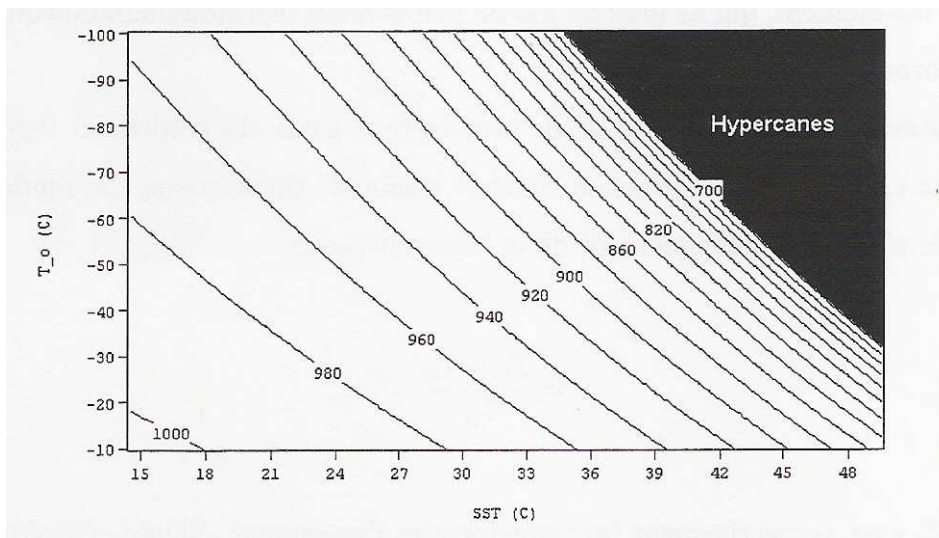


Figure 1.6 : Pression centrale minimale théorique que peut atteindre un cyclone en fonction de la température de surface de la mer SST et de la température de la tropopause T_0 pour $p_a=1015$ hPa et une humidité relative de 75 % (Emanuel 1991)

Par cette méthode, si l'on fixe r_a , p_a , q_a , T_s , T_0 et Δ_s on peut estimer le minimum de pression au centre du cyclone p_b . On peut ensuite tracer les courbes de pression minimale en fonction de T_s et T_0 (**Fig. 1.6**) en fixant p_a à la valeur standard 1015 hPa et l'humidité relative à 75 %. Le résultat final n'est pas très sensible à r_a . La variation d'entropie maximale est estimée grâce au second principe de la thermodynamique le long du parcours **a** \rightarrow **b** en utilisant les valeurs de l'air à saturation. A partir de la figure **1.6**, on constate qu'il existe des régimes pour lesquels le cycle devient instable (hypercanes) : le système se creuse alors sans limite. Ce n'est pas forcément réaliste car les forces de frottements et la turbulence limitent probablement la vitesse du vent (dans les tornades les vitesses les plus fortes observées sont de l'ordre de 500 km/h). A partir des données climatologiques des régions tropicales, on peut tracer la carte (**Fig. 1.7**) qui représente les pressions minimales possibles dans les principaux bassins cycloniques. Les croix représentent la position de quelques pressions centrales mesurées, avec leur valeur en italique. Il est intéressant de constater un assez bon accord entre ces valeurs mesurées et les valeurs théoriques. Une autre remarque intéressante concerne le petit nombre de cyclones tropicaux se formant effectivement dans les régions tropicales si l'on considère les possibilités théoriques précédentes. Ainsi malgré des conditions océaniques et atmosphériques qui procurent des températures de surface de l'océan et de tropopause favorables, les dépressions tropicales ne se creusent pas systématiquement en intenses cyclones. Rappelons que des facteurs comme le cisaillement vertical de vent horizontal qui peut enrayer la mise en place de la structure verticale du cyclone peuvent expliquer en partie ce phénomène.

Cette approche thermodynamique permet aussi de comprendre que c'est au cours du passage des particules d'air au-dessus de l'océan (transformation **a** \rightarrow **b** du cycle de Carnot) que le cyclone se procure l'essentiel de son énergie. C'est un mécanisme spécifique aux cyclones tropicaux qui les distingue des autres systèmes convectifs de type ligne de grain. En effet la différence fondamentale entre ces 2 systèmes provient du fait que le cœur du cyclone tire son énergie du réchauffement et de l'humidification des basses couches de l'atmosphère provoqués par les frottements de l'air à la surface de l'océan créant ainsi une déstabilisation de toute la troposphère. Les lignes de grain, elles, sont plutôt alimentées par de l'air instable convectivement préexistant dans la couche limite.

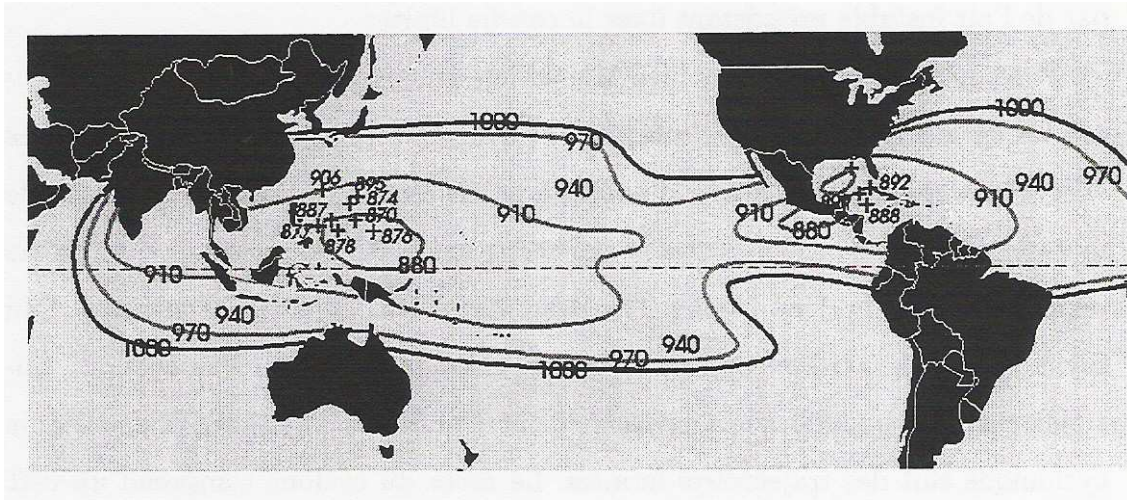


Figure 1.7 : Pression centrale minimale théorique que peut atteindre un cyclone en fonction des conditions climatiques optimales du mois d'août (Emanuel 1991). Les croix représentent la position de quelques pressions centrales mesurées, avec leur valeur en italique

Si ce cycle représente assez bien le fonctionnement global d'un cyclone tropical, les détails de sa structure interne sont beaucoup plus complexes. Des facteurs tels que le degré de maturité des cyclones ou encore l'interaction avec le contexte synoptique peuvent également influencer sur leur structure et leur intensité. La théorie du cycle de Carnot apparaît alors comme un optimum énergétique des cyclones qui serait en fait modulé par les différents forçages dynamiques, et mécaniques liés aux variations des conditions d'environnement.

Description de la structure :

Les études menées depuis une vingtaine d'années à partir d'observations satellites, de mesures par avions instrumentés et par radar ont permis de mettre en évidence l'existence de plusieurs régions dans un cyclone tropical (**Fig. 1.8**).

Un cyclone tropical est composé d'une région centrale d'un rayon de 100 km à 200 km, appelée *cœur*. C'est la région la plus active où la circulation cyclonique suit des trajectoires fermées. Ce cœur comprend un *œil*, zone la plus chaude ($R \sim 5-50$ km), partie centrale du cœur plutôt claire et sèche en moyenne et haute troposphère, mais souvent tapissée de nuages dans les basses couches où l'air est presque saturé en humidité (Willoughby 1995).

La figure 1.9 illustre les caractéristiques thermodynamiques qui sont rencontrées dans la région de l'œil à l'intérieur d'un cyclone tropical mature. L'air humide présent en basse altitude résulte du flux radial convergent, qui se retrouve humidifié par la forte évaporation au-dessus de l'océan. L'air sec d'altitude au niveau de l'œil est le résultat des mouvements de subsidence compensant les fortes ascendances localisées dans les nuages convectifs tout autour de l'œil. La discontinuité entre ces 2 masses d'air résulte en la présence d'une forte inversion de température dont l'altitude oscille en fonction de l'intensité du cyclone. Lors de convection prononcée, les mouvements ascendants sont intenses (intensification du cyclone), les mouvements subsidents compensatoires sont aussi forts, abaissant ainsi le niveau de l'inversion. Inversement quand l'activité convective est faible, une part importante du flux humide de basses couches arrive jusqu'à l'œil, l'humidifie et le refroidit. En conséquence l'altitude du niveau d'inversion augmente et la dépression centrale se comble.

Cet œil est entouré par un **mur** de 10 km à 100 km de large composé de cumulonimbus pouvant atteindre 15 km d'altitude. C'est dans cette zone que se trouvent les mouvements convectifs les plus intenses, les précipitations les plus fortes et les vents les plus violents pouvant atteindre 80 m/s à 90 m/s pour les cyclones les plus intenses. Autour du mur de l'œil, des **bandes spiralées** sont des zones privilégiées de développements convectifs plus ou moins intenses et de précipitations. Ces bandes ont une largeur comprise entre 5 km et 50 km et une longueur de 100 km à 300 km. Elles sont formées principalement de précipitations stratiformes mais contiennent aussi une activité convective plus cellulaire prenant la forme de noyaux convectifs très intenses qui se renouvellent constamment (Maynard 1945, Wexler 1947, Barnes et al. 1983, Gall et al. 1998). La bande principale nuageuse en forme de spirale logarithmique peut se connecter à la partie centrale créant ainsi un mur de l'œil externe. Cette configuration du mur en anneaux convectifs multiples est caractéristique des phases cruciales de changement d'intensité, avec l'atténuation du mur interne et l'intensification du mur externe.

On peut décomposer la circulation des vents autour du centre du cyclone en deux composantes : une **circulation primaire** ou **tangentielle**, et une **circulation secondaire (radiale et verticale)**. La circulation secondaire qui est représentée par le cycle de Carnot, est moins intense d'un ordre de grandeur environ que la circulation tangentielle, qui elle constitue la partie la plus intense. Le flux tangential cyclonique atteint son maximum d'intensité proche

de la surface, juste au-dessus de la couche limite de friction. A partir de 500 *hPa* le vent décroît lentement avec l'altitude. Ainsi au niveau de la tropopause et au-delà de 200 *km* de rayon, les vents décroissent de manière significative jusqu'à devenir anticycloniques au sommet du système, vers 15 *km* d'altitude (**Fig. 1.10a**). La forme du flux correspond à une structure à cœur chaud avec des perturbations de température maximales d'environ 10 °K, concentrées dans la moyenne et haute troposphère, au centre du vortex (**Fig. 1.10b**). Les maxima de gradient de température à toutes les altitudes sont en général relevés au niveau du « mur de l'œil », les perturbations étant confinées à la haute troposphère à l'extérieur de celui-ci. Soulignons encore une fois la différence avec les systèmes type ligne de grain : dans ces derniers les maxima de perturbation de température sont situés dans les ascendances et l'anomalie résulte directement de la convection ; alors que dans les cyclones la perturbation provient avant tout de la subsidence thermique indirecte (Willoughby 1998). Le rayon pour lequel le vent tangential est maximum (**RMW**) varie entre 10 *km* et 100 *km* près de la surface et croît généralement avec l'altitude. A l'intérieur du rayon de vent maximum, le cœur du cyclone est pratiquement en rotation solide, c'est-à-dire que V_T est proportionnel au rayon, alors qu'à l'extérieur, le vent tangential diminue avec le rayon en suivant approximativement une loi en $r^{-1/2}$.

La figure **1.11** illustre la circulation secondaire (radiale et verticale) à l'intérieur d'un cyclone mature. Elle est à la fois une réponse à la perte de moment angulaire par friction avec la surface de l'océan, une réponse au phénomène de libération de chaleur latente dans l'atmosphère par condensation dans le « mur de l'œil » et aussi, à un ordre de grandeur plus petit, une réponse au refroidissement faible mais étendu causé par la fonte de la glace précipitante (caractérisé par une bande brillante observée par radar) et une réponse au chauffage faible mais étendu dû à la condensation et à la congélation dans l'enclume au-dessus de la bande brillante. Elle permet une convergence des vents et donc des masses d'air dans le système dans les basses couches de la troposphère c'est-à-dire entre la surface et les 5 premiers kilomètres. Ces masses d'air sont par la suite entraînées en altitude dans le « mur de l'œil » pour enfin diverger en haute altitude au niveau de la tropopause. Ainsi, la circulation secondaire apporte au système l'énergie dont il a besoin pour se développer, sous forme de moment angulaire et d'énergie thermique. Elle permet le maintien de la circulation primaire grâce à la compensation des pertes d'énergie associées à la friction et au refroidissement radiatif au sommet de l'atmosphère.

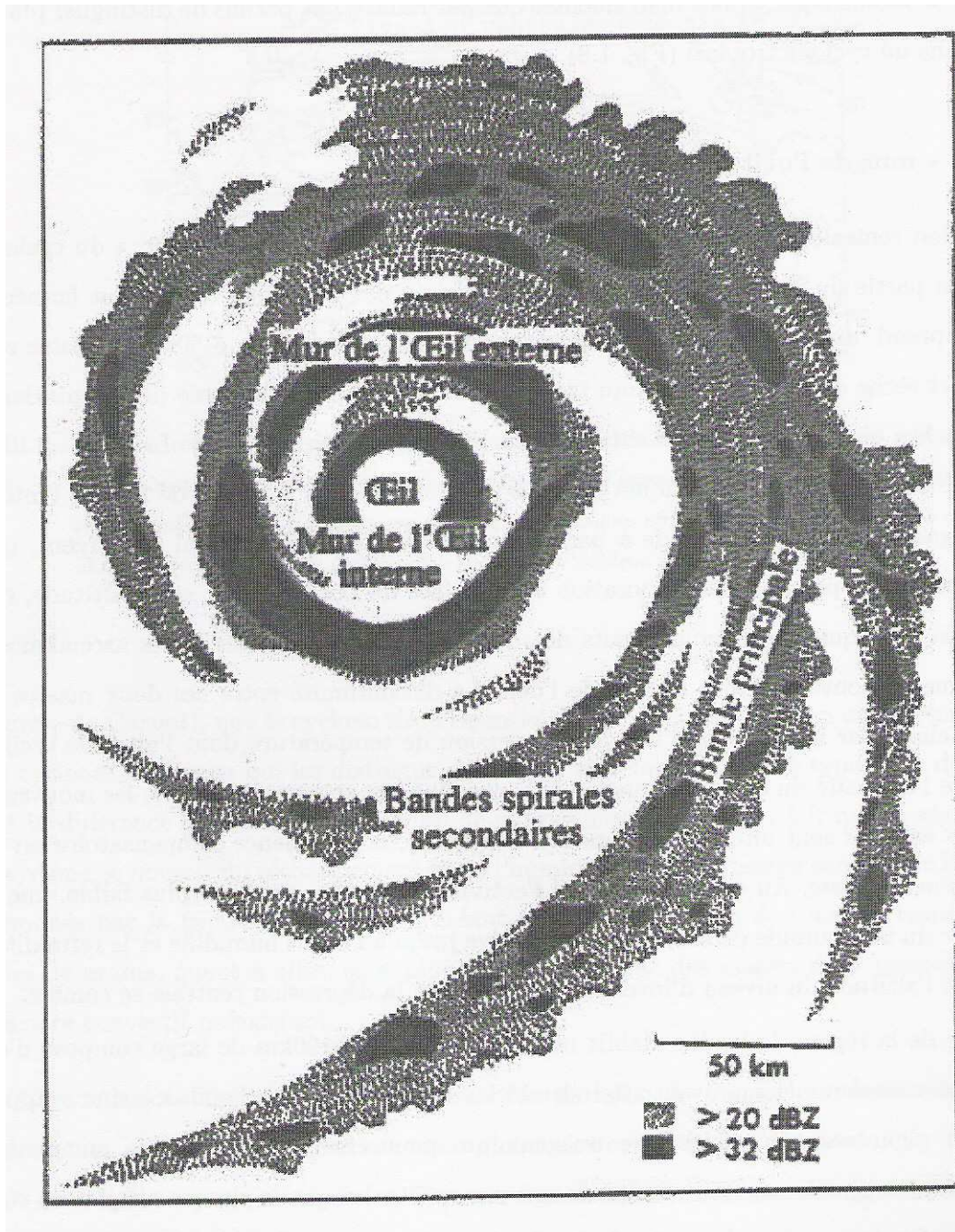


Figure 1.8 : Représentation schématique des principales bandes nuageuses et pluvieuses associées à un cyclone tropical à maturité (Willoughby 1988)

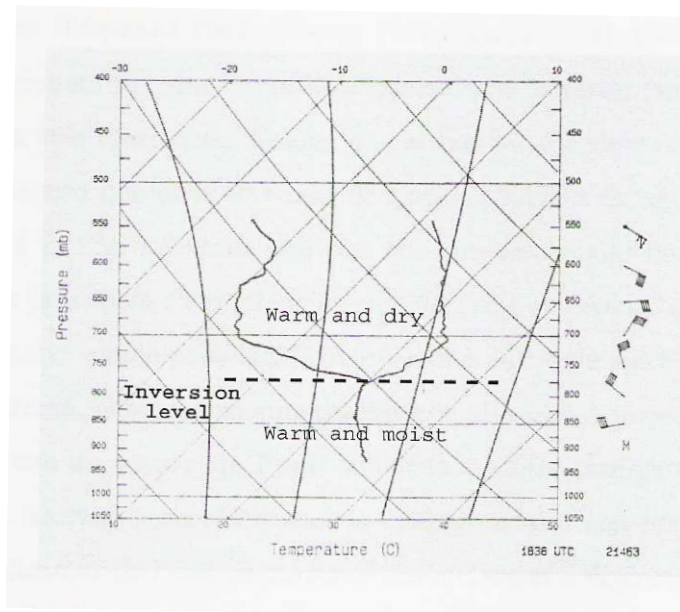


Figure 1.9 : Emagramme obtenu à partir d'observations par dropsonde larguée dans l'œil de l'ouragan HUGO juste avant son arrivée sur la Guadeloupe le 16 septembre 1989 (Willoughby 1998)

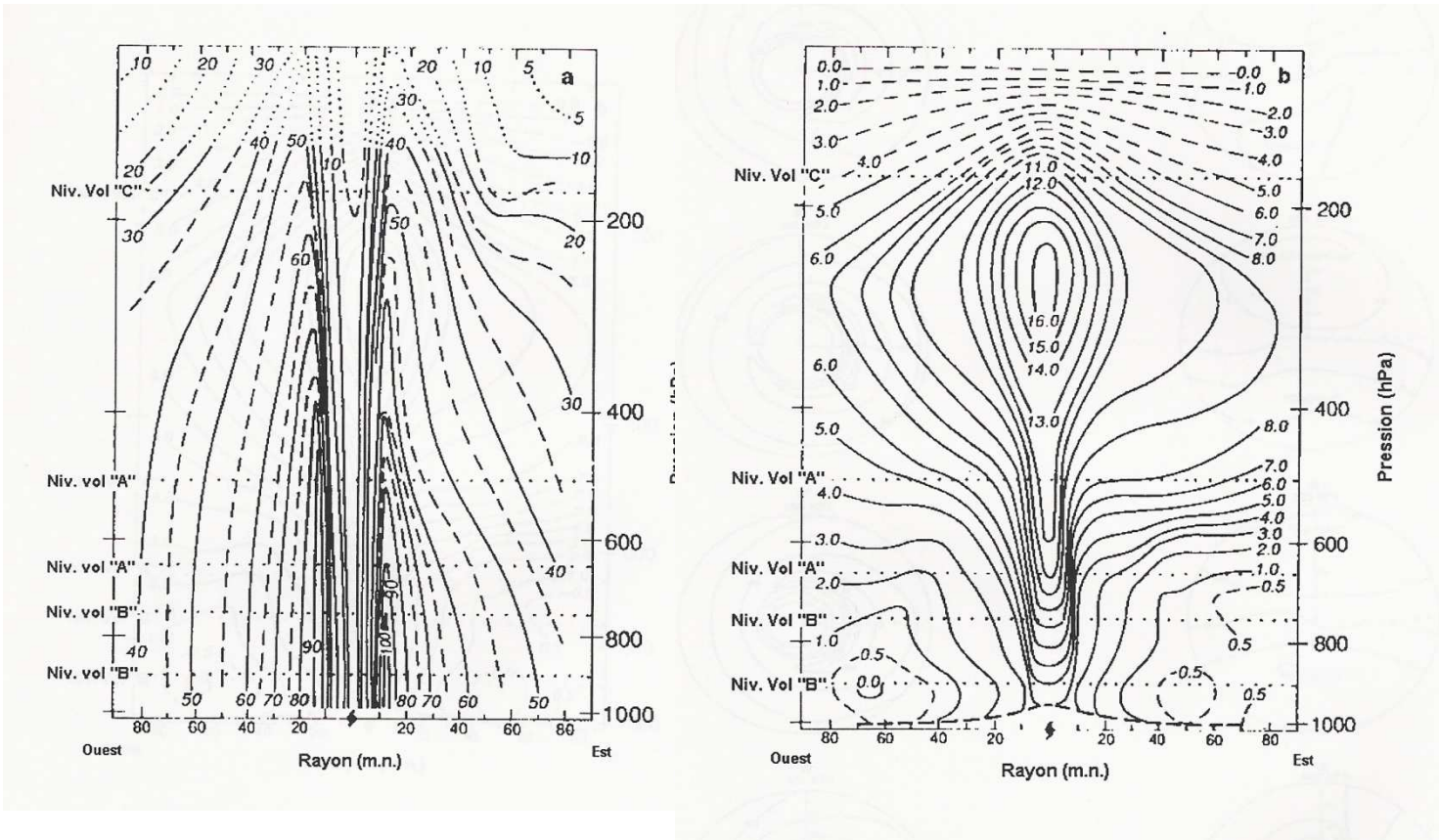


Figure 1.10 : Coupe verticale du (a) vent azimuthal (Kt) et de (b) l'anomalie de température (°K) observés dans l'ouragan HILDA (1964) (Hawkins et Rubsam 1968)

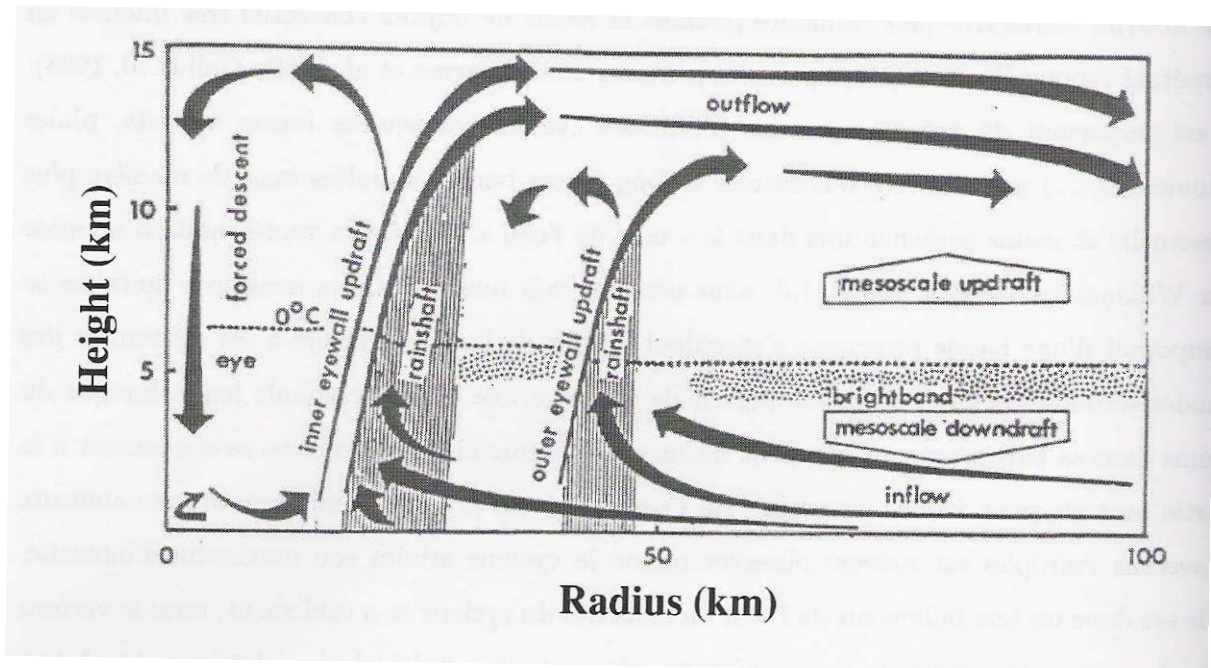


Figure 1.11 : Représentation de la circulation secondaire (radiale et verticale) dans le cœur d'un cyclone tropical (Willoughby 1988)

Une autre approche complémentaire des circulations primaire et secondaire consiste à décomposer ces circulations en 2 parties dites **symétrique** et **asymétrique**. Cependant dans les cyclones tropicaux très intenses il est possible de considérer la circulation tangentielle (primaire) comme fortement symétrique ou axisymétrique mais pouvant comporter des maxima localisés. C'est pour cette raison que la description du cyclone est complétée par l'introduction d'une composante asymétrique qui, en revanche, est d'un ordre de grandeur inférieur à la circulation symétrique.

Un formalisme, reposant sur l'hypothèse de l'équilibre du « vent thermique » (la combinaison de l'équilibre hydrostatique et de l'équilibre du vent du gradient) entre le champ de température et le vent tangentiel symétrique, permet d'idéaliser le cœur d'un cyclone tropical à maturité. Dans un cyclone, l'équilibre cyclostrophique (entre le gradient de pression et la force centrifuge) est valable près du centre du vortex où $V_{Ts}/r \gg f$. De la même façon, l'approximation géostrophique (équilibre entre la force de Coriolis et le gradient de pression) est valable très loin du centre où $V_{Ts}/r \ll f$. Entre les deux, la meilleure approximation est celle du vent du gradient, équilibre entre le gradient de pression, la force de Coriolis et la force centrifuge, qui s'exprime de la façon suivante :

$$V_{Ts} \left(f + \frac{V_{Ts}}{r} \right) = C_p (\theta_{v0} + \theta_{cs}) \frac{\partial \pi_s}{\partial r} = \frac{\partial h_s}{\partial r} \quad (1.3)$$

L'équilibre hydrostatique s'écrit :

$$g \frac{\theta_{cs}}{\theta_{v0}} = C_p (\theta_{v0} + \theta_{cs}) \frac{\partial \pi_s}{\partial z} = \frac{\partial h_s}{\partial z} \quad (1.4)$$

Avec V_T le vent tangentiel, h la hauteur géopotentielle, f la force de Coriolis, r la distance depuis le centre, θ_{v0} la température potentielle de l'environnement, θ_{cs} la perturbation de température potentielle, π_s la perturbation de pression réduite. L'indice (s) représente les composantes symétriques, c'est-à-dire moyennées suivant l'azimuth, l'indice (a) la partie asymétrique, et l'indice (0) les valeurs de l'environnement. On peut alors décomposer toute variable vent X et température ou pression Y en coordonnées cylindriques de la manière suivante :

$$X(r, \phi, z, t) = X_s(r, z, t) + X_a(r, \phi, z, t) \quad (1.5)$$

$$Y(r, \phi, z, t) = Y_0(z) + Y_s(r, z, t) + Y_a(r, \phi, z, t) \quad (1.6)$$

En combinant les 2 équations (1.3) et (1.4) on obtient l'équation du vent thermique :

$$\left(f + \frac{2V_{Ts}}{r} \right) \left(\frac{\partial V_{Ts}}{\partial z} \right) = \left(\frac{g}{\theta_{v0}} \right) \left(\frac{\partial \theta_{cs}}{\partial r} \right) \quad (1.7)$$

D'après Eliassen (1951), il est également possible d'utiliser des relations d'équilibre pour déduire la circulation secondaire à partir de la distribution des sources de chaleur et de moment angulaire. Comme le flux de la circulation secondaire est non divergent dans le plan r - z , il peut être représenté par une fonction de courant. Connaissant la structure du vortex et les distributions de sources de chaleur et de moment angulaire, la solution de l'équation d'Eliassen conduit à la circulation secondaire. Cette équation permet aussi de relier la circulation primaire à la circulation secondaire : à partir de la fonction de courant solution de l'équation, on peut calculer l'évolution de la vitesse tangentielle. Shapiro et Willoughby (1982) ont montré que si l'on place une source de chaleur ou de moment angulaire au niveau du rayon de vent maximum, cela entraîne un renforcement de la vitesse tangentielle à l'intérieur du rayon de vent maximum, et donc un resserrement du mur de l'œil associé à une intensification du cyclone.

1.2 Cas du Bassin Sud Ouest de l’Océan Indien

1.2.1 Climatologie

Le bassin sud-ouest de l’Océan Indien (BSOOI) représente en moyenne 12 % de l’activité cyclonique annuelle globale avec une dizaine de tempêtes tropicales dont 4 aboutissent au stade de cyclone tropical. Les triangles de la figure 1.2 indiquent l’emplacement du maximum sur chaque bassin, les dates encadrées la période considérée pour la climatologie. On peut remarquer assez aisément que l’île de La Réunion se trouve être une région très exposée au danger cyclonique. Il paraît alors pertinent de s’intéresser à l’activité cyclonique dans cette région. Remarquons une étude complémentaire menée exclusivement sur le BSOOI par le CMRS de la Réunion (Météo-France) sur une période de 30 ans (1967-1968 à 1996-1997) qui présente des statistiques légèrement différentes de celle de Neumann (1993), dont les résultats sont sujet à discussion sur le BSOOI à cause de la base de données utilisée. En effet dans l’étude de Météo-France, la moyenne annuelle est de 9,1 tempêtes tropicales dont plus de la moitié (4,85) atteint le stade de cyclone tropical (Caroff 2004).

Du point de vue de la responsabilité du CMRS (Centre Météorologique Régional Spécialisé) de La Réunion, le BSOOI s’étend depuis les côtes africaines vers 30°E jusqu’à 90°E en longitude et de l’équateur à 40°S en latitude. Il comprend le canal du Mozambique entre Madagascar et le continent africain ainsi que la région des Mascareignes dont fait partie La Réunion. La limite Est de ce bassin est fixée actuellement au méridien 90°E, mais il n’en demeure pas moins que cette limite est arbitraire. En effet, il arrive que des perturbations tropicales se formant plus à l’est dans le bassin Australien sud Indien traversent cette limite fictive pour menacer les Mascareignes et Madagascar.

15 % des perturbations du bassin se forment sur le Canal du Mozambique, entre Madagascar et les côtes est de l’Afrique. Les 85 % restants se développent dans 2 zones de cyclogénèse privilégiées : le sud-ouest de l’archipel des Chagos et la zone s’étendant du nord-est de Saint-Brandon au nord de Madagascar. La très grande majorité de ces perturbations tropicales prennent naissance dans la ZCIT (Zone de Convergence Intertropicale), entre 10°S et 15°S sur l’Océan Indien et entre 15°S et 20°S sur le Canal du Mozambique, en raison de la

position très méridionale occupée par la ZCIT, en pleine saison cyclonique sur ce secteur (Météo-France).

La saison cyclonique est étroitement liée à la saison chaude australe (Novembre-Avril). Ainsi, 90 % des perturbations se forment entre le 15 novembre et le 30 avril (**Fig. 1.12**). Les mois les plus actifs sont janvier et février qui regroupent presque la moitié de l'activité cyclonique. Deux maxima secondaires regroupant environ 15 % de l'activité cyclonique chacun, apparaissent en décembre et mars, avec en moyenne des systèmes plus intenses en mars. Cependant, il existe une forte variabilité interannuelle de l'activité cyclonique en ce qui concerne le nombre de cyclones et tempêtes dans le bassin et le nombre de jours d'activité des systèmes. Il arrive également que des tempêtes tropicales se forment au cours de la saison fraîche (GRITELLE en juin 1991, AVIONA en septembre-octobre 1992) montrant que la saison cyclonique peut parfois être très précoce et inversement finir très tardivement.

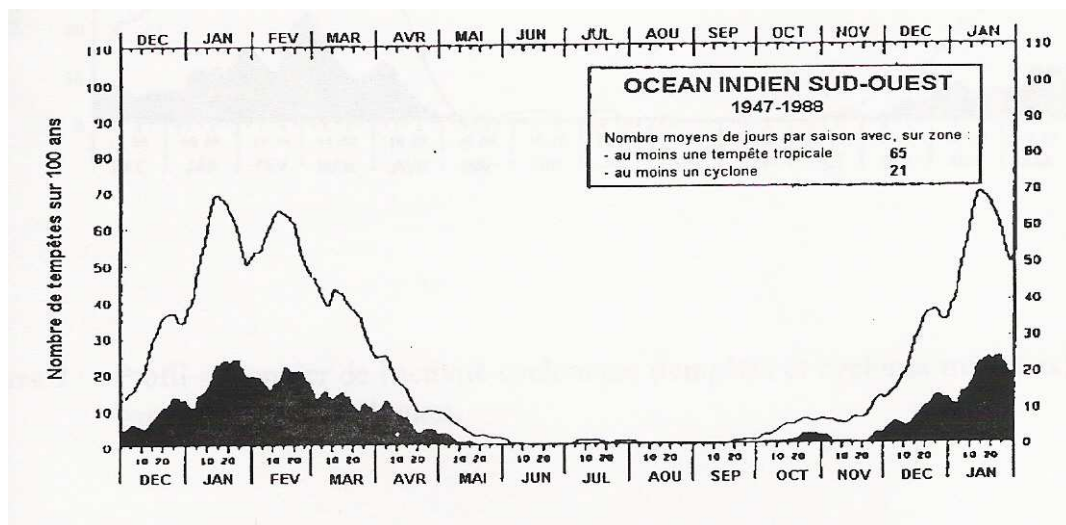


Figure 1.12 : Profils saisonniers de l'activité cyclonique (tempêtes et cyclones tropicaux) dans le bassin sud ouest de l'Océan Indien (Neumann 1993)

Climatologiquement, la vitesse de déplacement des perturbations sur l'Océan Indien est assez lente, de l'ordre de 15 km/h à 25 km/h. Généralement, elles suivent une trajectoire parabolique décomposable en 3 mouvements successifs : mouvement en direction de l'ouest-sudouest, puis incurvation vers le sud à la faveur d'un couloir dépressionnaire et enfin, évacuation vers l'est-sudest aux latitudes extratropicales par le courant d'ouest. Il arrive que des systèmes traversent zonalement l'Océan Indien d'est en ouest pour venir s'échouer sur les

côtes de Madagascar et parfois franchir le canal du Mozambique en direction des côtes africaines. Il existe cependant des exceptions de trajectoires quasi méridiennes ou remontantes vers le Nord sous l'influence de la poussée d'un anticyclone ou d'autres effectuant diverses boucles en l'absence de flux directeur environnant (HYACINTHE 1980, GAMEDE 2007). On peut aussi observer que les trajectoires de début de saison sont plutôt zonales d'est en ouest (menaçant ainsi Madagascar et les côtes africaines), les perturbations évoluant sur la face nord des anticyclones subtropicaux encore bien établis. En pleine saison prédominent plutôt les trajectoires à recourbement de type parabolique ce qui menace alors les terres habitées Madagascar et l'archipel des Mascareignes. Un peu plus tard dans la saison on observe encore une proportion importante de trajectoires à recourbement de type parabolique, mais la présence grandissante de couloirs dépressionnaires d'origine polaire offre statistiquement davantage de chance aux perturbations de plonger vers le sud avant d'atteindre les îles habitées. En ce qui concerne la fin de saison, surtout pour celles qui se terminent tardivement, les trajectoires reprennent un caractère zonal. En effet à cause de cyclogénèses tardives se produisant à des latitudes plus basses, les perturbations restent généralement prises dans le flux d'est bien établi au sud de la ZCIT.

Au niveau des extrema, le minimum de pression jamais enregistré sur le BSSOI est de 932 *hPa* au centre du cyclone LYDIE sur l'île de Tromelin le 8 mars 1973. Toutefois, on peut raisonnablement penser que ce minimum « relativement élevé » ne tient qu'à la rareté des stations d'observation dans la zone. Ainsi pendant la saison 1993/1994 le CMRS de la Réunion a estimé par la méthode de Dvorak la pression de 2 cyclones tropicaux intenses GERALDA et LITANNIE respectivement de 905 *hPa* et 910 *hPa* les 31 janvier et 14 mars 1994. La saison cyclonique la plus active, avant l'ère satellitaire, est celle de 1964/1965 avec pas moins de 17 systèmes baptisés. Depuis, l'utilisation de la méthode de Dvorak a hissé la saison 1993/1994 au rang de saison cyclonique la plus active, avec 27 jours de présence d'un cyclone mature sur zone c'est-à-dire avec une intensité de Dvorak $CI \geq 5$.

1.2.2 Les cyclones historiques et la saison cyclonique 2001/2002

Plusieurs cyclones hantent la mémoire des Réunionnais, et ce, depuis les premiers occupants de l'île qui essuyèrent en 1657 un cyclone qui les dépouilla de tous leurs biens.

Ensuite les archives font état de bons nombres de cyclones plus ou moins intenses jusqu'à 1948. En effet, le « cyclone 48 » considéré par les anciens comme le cyclone du siècle, sûrement à cause de son caractère meurtrier (165 victimes), a vraisemblablement soufflé à plus de 250 *km/h* ; la destruction d'un pylône de radio prévu pour résister à des vents de 300 *km/h* faisant gage de preuve. Combinées à ces vents intenses, de fortes pluies ont engendré des dégâts colossaux. Plus tard en 1962 le cyclone JENNY arrive si vite que la population n'a pas le temps de se mettre à l'abri. Un avion reste même bloqué sur le tarmac de la piste de l'aéroport Roland Garros avec des passagers à son bord. On dénombre 36 morts avec des dégâts importants dus essentiellement au vent. GISELLE en 1964, DENISE en 1966, FLORINE en 1981, CLOTILDA en 1987, COLINA en 1993 ou encore HOLLANDA en 1994, sont autant de noms de tempêtes ou cyclones qui ont marqué les mémoires des habitants de La Réunion. Cependant deux noms résonnent de manière plus cinglante dans la mémoire collective : HYACINTHE et FIRINGA. Le cyclone tropical HYACINTHE touche La Réunion en janvier 1980. Pendant près de deux semaines, ce météore va déverser sur l'île des quantités exceptionnelles de pluie hissant La Réunion au rang des records mondiaux de précipitation (records mondiaux de pluie cumulée sur une période de 12 h, 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 9, 10, 11, 12 et 15 jours). En effet malgré une intensité « classique » et à cause d'une trajectoire atypique (3 passages près des côtes avec une intensité crescendo ; 2 boucles) l'île reste sous l'emprise des masses pluvieuses très actives associées au système pendant 12 jours. Les dégâts sont considérables et on dénombre 25 victimes, triste record jamais plus atteint depuis JENNY en 1962. Quand FIRINGA touche l'île le 29 janvier 1989, c'est un cyclone tropical en pleine maturité. C'est le sud de l'île qui sera le plus touché avec des pointes de vent enregistrées à 216 *km/h* et une pression relevée au Port de 962 *hPa*. Les dégâts sont énormes et on dénombre 4 victimes.

La saison cyclonique 2001/2002 a été particulièrement active (**Fig. 1.13**) en se classant au deuxième rang parmi les saisons les plus actives de ces 30 dernières années (26 jours de présence d'un cyclone tropical mature sur zone). L'élément le plus remarquable et le plus caractéristique de cette saison aura été l'intensité moyenne anormalement élevée atteinte par l'ensemble des différentes perturbations, avec une proportion exceptionnelle de systèmes dépressionnaires s'étant développés en cyclones tropicaux.

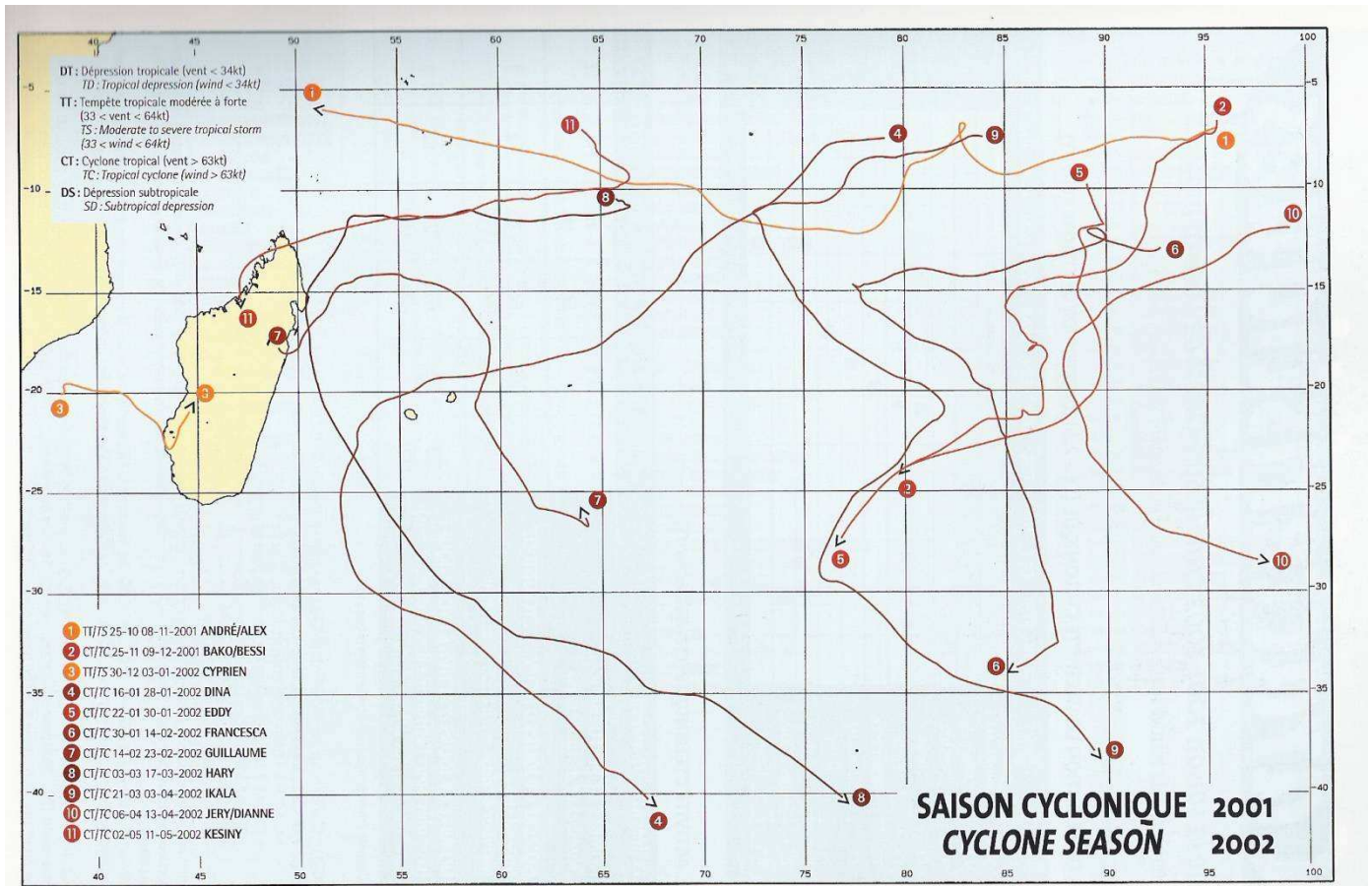


Figure 1.13 : Saison cyclonique 2001/2002 dans le BSOI (source Météo-France)

En effet sur les 11 systèmes baptisés (donc ayant atteint le stade de tempête tropicale), 9 ont évolué vers le stade de cyclone tropical ce qui représente une proportion considérable par rapport à la moyenne de 4,85/9. Cette caractéristique de la saison 2001/2002, à avoir des systèmes ayant tendance à s'intensifier, est confortée par le nombre de cyclones (5) qui ont pu s'intensifier jusqu'au stade de cyclone tropical intense dont même un, HARRY, a atteint le stade très redouté de cyclone tropical très intense. Cette saison aura aussi marqué une rupture par rapport aux précédentes, en terme de longévité. En effet elle a été précoce (ANDRE, premier système baptisé en fin octobre) et à la fois tardive (KESINY, dernier système baptisé en début mai) aboutissant à une saison de six mois et demi. Les cyclogénèses se sont régulièrement réparties tout au long de la saison avec une relative concentration en fin janvier. La zone de cyclogénèse habituellement privilégiée des Chagos est demeurée improductive alors que sur le Canal du Mozambique un seul système dépressionnaire s'est formé. Une grande majorité des cyclogénèses s'est formée sur l'est du BSOOI ou en dehors : 6 se sont

formés à l'est de 80°E dont 4 à l'est de 90°E en zone de responsabilité australienne. Le caractère plutôt méridien des trajectoires (**Fig. 1.13**) associé à une concentration des cyclogénèses à l'est du bassin, ont épargnés les zones habitées concentrées principalement dans l'ouest du bassin. En effet compte tenu du potentiel destructeur représenté par un tel nombre de cyclones et de phénomènes particulièrement intenses, cette saison cyclonique aura été relativement clémente. Ainsi les 5 systèmes dépressionnaires à s'être formés à l'ouest de 80°E ont tous influencé plus ou moins directement Madagascar et les Mascareignes, mais épargnés l'Afrique Australe. De plus Madagascar, malgré sa taille, a même échappé à un impact direct du cyclone tropical très intense HARRY. Par contre les Mascareignes, la région la moins chanceuse de cette saison cyclonique 2001/2002, ont subi de plein fouet l'impact du cyclone tropical intense DINA, qui a fait sur son passage des victimes sur l'île Maurice et engendré des dégâts colossaux sur La Réunion. Ce météore a douloureusement rappelé à la population les dangers extrêmes et les effets dévastateurs de ces phénomènes climatiques que sont les cyclones. Ainsi l'étude de DINA, premier phénomène cyclonique majeur depuis FIRINGA, apparaît comme essentielle !

Nous venons d'examiner dans une première partie les différents éléments nécessaires à la formation d'un cyclone tropical, ainsi que les processus majeurs responsables de son maintien et de son intensification. Nous avons ensuite présenté les caractéristiques du bassin sud ouest de l'Océan Indien où le cyclone tropical intense DINA a vu le jour. Dans le *chapitre 2*, nous analyserons en profondeur ce météore.

Chapitre 2

Le cyclone tropical intense **DINA**

2.1 Un cyclone mémorable à La Réunion	40
2.1.1 Récit d'un phénomène marquant	40
2.1.2 Bilan météorologique	43
2.1.3 Bilan non météorologique	48
2.2 Un cyclone sous surveillance	51
2.2.1 Les différents types de données	51
2.2.2 Analyse des données Doppler par la méthode GB-EVTD	52

2.1. Un cyclone mémorable à La Réunion

2.1.1. Récit d'un phénomène marquant

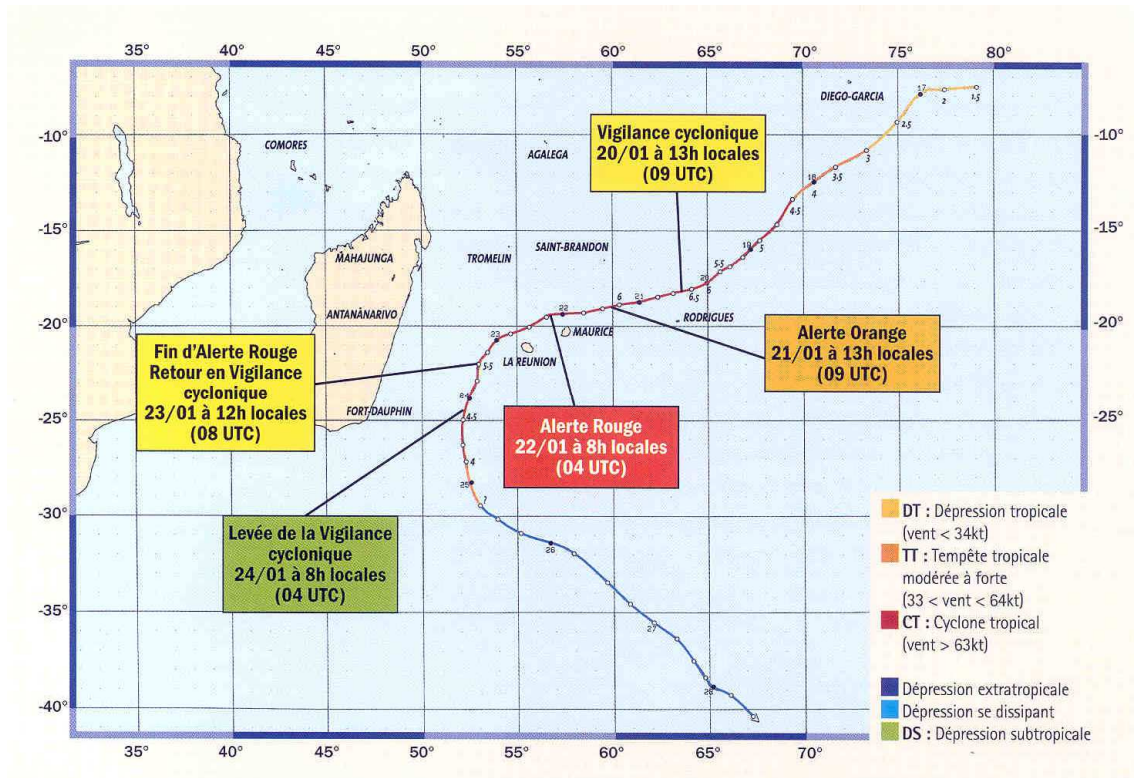


Figure 2.1 : Trajectoire et chronologie des différentes intensités de DINA (Source Météo-France)

Les prémices de la future perturbation DINA apparaissent dès le 15 janvier sur le centre de l’Océan Indien, dans le secteur est de l’archipel des Chagos sous la forme d’un début d’ondulation au sein de la ZCIT (Caroff et Quetelard 2002). Pris dans un flux de mousson associé à une forte activité nuageuse et convective, et grâce à des conditions favorables comme un cisaillement vertical faible et la présence d’un flux d’est à nord-est diffluent en haute troposphère, DINA se structure en perturbation tropicale (1004 hPa) le 16 janvier 2002 sur le Centre de l’Océan Indien, dans le secteur est de l’île de Diego Garcia (**Fig. 2.1**). Après une cyclogenèse explosive, DINA devient cyclone tropical (33 m/s en vents maximaux moyennés sur 10 minutes avec 47 m/s en rafale) seulement 48 heures plus tard (un développement normal demandant en moyenne 5 jours pour arriver à ce stade), en milieu de journée du 18. Après s’être déplacé très rapidement durant cette phase initiale de creusement (temporairement à plus de 40 km/h), DINA ralentit ensuite sensiblement, tout en gardant un déplacement en direction du sud-ouest, en bordure nord-ouest d’une cellule

anticyclonique de moyenne et haute troposphère, le dirigeant alors droit en direction de l'île Rodrigues. Dans le même temps son intensité se stabilise en cours de journée du 19.

Mais, la nuit suivante, le système s'intensifie à nouveau et se creuse alors fortement, jusqu'à atteindre son maximum d'intensité au matin de 20 janvier : phénomène compact et extrêmement concentré (300 km de diamètre couplé à un œil large d'une vingtaine de kilomètres), comme il est souvent de mise dans le bassin, DINA est alors un cyclone tropical intense de niveau supérieur, avec des vents maximaux moyennés sur 10 minutes approchant les 58 m/s avec des rafales à 83 m/s.

Un début d'affaiblissement se manifeste la nuit suivante, mais l'intensité se stabilise rapidement le 21, et DINA demeure classé cyclone tropical intense, conservant ensuite peu ou prou une intensité stationnaire jusqu'à son passage au plus près de la Réunion. En fin de nuit du 19 au 20, DINA amorce un changement de trajectoire, redressant progressivement en direction de l'ouest sud-ouest. Parallèlement, la vitesse de déplacement, qui avait diminué jusqu'à 10 km/h, remonte au-dessus des 15 km/h. A la faveur de ce changement de cap, l'île Rodrigues « échappe » à un impact direct du centre du cyclone, alors au maximum de son intensité. Seulement effleuré par la masse active du phénomène, le centre passant à 150 km au nord en fin d'après midi du 20, la possession mauricienne ne subit qu'un impact limité du météore, plus particulièrement au niveau des précipitations. Toutefois l'île est endeuillée par la disparition de 5 pêcheurs ayant été confrontés aux conditions de mer démontées générées par DINA.

Pour les autres îles de l'archipel des Mascareignes, la modification de trajectoire est une nouvelle nettement moins bonne. En effet, la menace de DINA devient tangible pour Maurice et La Réunion, cette dernière étant placée en vigilance cyclonique à compter de 13 h locales (0900 UTC) le dimanche 20 janvier. Dès ce moment, les prévisions mentionnent une menace potentielle importante et un premier communiqué de Météo-France précise les choses : « *Un passage au plus près de La Réunion est envisagé à une échéance d'environ 48 heures, soit mardi 22. Ce passage pourrait intervenir à une distance encore à préciser, mais qui pourrait être suffisamment proche pour que l'influence du météore soit ressentie très sensiblement* ». Une petite bonne nouvelle intervient cependant au niveau de l'intensité du phénomène cyclonique. En effet suite à un cycle de l'œil (remplacement du mur initial par un mur en périphérie) amorcé en fin de nuit du 20 et qui perdure jusqu'au début de nuit du 21, le météore s'affaiblit un peu. A la fin du cycle, l'œil se retrouve élargi (75 km) par rapport à la situation antérieure, et de forme elliptique.

L'alerte orange est déclenchée 24 heures plus tard par la préfecture, le lundi 21 à 13 h locales (0900 UTC). Entre temps, DINA, après son passage au plus près de Rodrigues, se dirige vers l'ouest sud-ouest. Cette trajectoire plus régulière, à la fois en direction et en vitesse, amène finalement le centre de DINA au plus près de l'île Maurice, à un peu moins de 65 km au large du Cap Malheureux, en deuxième partie de nuit du 21 au 22 vers 03h30 locales (2330 UTC). L'« île sœur » subit les conséquences du passage du météore, avec fortes pluies (350 mm en moyenne sur la totalité de l'épisode ; maximum de 745 mm relevé dans l'ouest de l'île) et vents violents (rafales maximales de 206 km/h au nord de la capitale Port Louis et de 228 km/h à la pointe sud-ouest de l'île), mais évitait les conditions extrêmes associées à la partie centrale du système. Malheureusement, là encore, l'île est endeuillée de 4 victimes en relation direct avec le passage du cyclone.

Après s'être redressée vers l'ouest durant quelques heures, la trajectoire change à nouveau de cap au matin du 22 janvier. Un début d'incurvation s'opère alors avec une trajectoire devenant potentiellement très dangereuse. Il aurait pu en effet en résulter un impact direct sur La Réunion. Fort heureusement, le cap se stabilise au 240° lors de la phase d'approche finale vers l'île Bourbon, où l'alerte rouge est entrée en vigueur à 8h locales (0400 UTC) le mardi 22 janvier, alors que les conditions commencent à se dégrader sensiblement, le sud-est de l'île étant le premier concerné.

Les choses vont bien sûr empirer au fil des heures. Le plus dur, encore à venir, est annoncé pour la soirée et le début de nuit, avec un passage au plus près prévu vers 22 h locales (1800 UTC). Celui-ci intervient finalement plus tôt, non pas en raison d'une accélération du déplacement, mais à la suite d'un écart de trajectoire lors de l'approche terminale des côtes réunionnaises. Comme lors du passage au plus près de Maurice, la trajectoire se redresse durant quelques heures vers l'ouest, cette déviation salutaire faisant passer le centre du cyclone vers 18h locales (1400 UTC) à 65 km de la route du littoral (façade nord-ouest de l'île), soit à 15 km plus au large que prévu, c'est-à-dire des conditions de vents maximum (mur de l'œil) à 27 km de la route du littoral. Sans cette déviation, des rafales, dont on peut estimer qu'elles auraient été supérieures de 50 km/h voire davantage à celles effectivement observées, se seraient produites en cas de passage direct du mur de l'œil sur la côte nord-ouest et les dégâts auraient alors été beaucoup plus importants. DINA passe à une distance de La Réunion légèrement supérieure à celle de Maurice. Mais la différence d'orographie entre les deux îles, le relief de La Réunion étant beaucoup plus accentué, explique le renforcement

des rafales de vent et surtout des précipitations, amenant des conditions cycloniques extrêmes encore plus dégradées que celles subies par Maurice quelques heures plus tôt.

DINA contourne l'île très lentement par le nord-ouest, le centre du cyclone étant situé à moins de 100 *km* des côtes pendant 10 *h* et à moins de 150 *km* pendant 19 *h*, ce qui maintient des vents d'intensité cyclonique pendant une bonne partie de la nuit du 22 au 23 sur les secteurs exposés de l'île. Quelques heures plus tard, *DINA* retrouve son cap initial vers le sud-ouest. Après avoir entamé un cap sud sud-ouest au matin du 23, le système incurve ensuite franchement vers le sud le 24 janvier, en commençant de s'affaiblir. Sur l'île de la Réunion, l'alerte rouge est levée le mercredi 23 janvier à 12 *h* locales (0800 UTC) avec un retour en situation de vigilance cyclonique (ou post cyclonique), celle-ci prenant fin le 24 à 8 *h* locales (0400 UTC). Plongeant désormais vers les latitudes sud à une vitesse de 20 *km/h*, inexorablement attiré par un affaissement du champ de pression dû au décalage vers le sud-est de la cellule anticyclonique subtropicale de basse et moyenne troposphère qui gouverne le flux directeur de la perturbation, *DINA* entame quelques heures plus tard sa phase de transition vers le domaine extratropical. Parallèlement, le cisaillement de vent devenant de plus en plus défavorable à mesure de la descente vers les hautes latitudes, la déstructuration nuageuse et convective aboutit à une dissipation de l'œil et à un comblement lent de la dépression, finalement absorbée par un talweg polaire dans la journée du 29.

Ainsi, bien que non exceptionnel, le cyclone *DINA* restera inscrit dans les mémoires des Réunionnais, au même titre que les cyclones mémorables de ces dernières décennies (*HYACINYHE*, *FIRINGA*) et son impact sur l'île le classe parmi les épisodes cycloniques majeurs ayant frappé la Réunion.

2.1.2. Bilan météorologique

Si l'île a échappé « de justesse » aux vents les plus dévastateurs présents dans le mur de l'œil, elle a ressenti très sensiblement l'influence du passage du cyclone intense à proximité immédiate des côtes nord-ouest, subissant vents cycloniques et très fortes précipitations. La majeure partie de l'île a été touchée, mais ce sont les régions nord à ouest, ainsi que les Hauts de l'île qui ont été les plus durement affectés par les conditions cycloniques.

Un cyclone de vent

Les vents ont soufflé violemment et surtout durablement. Les rafales maximales observées ont atteint ou excédé fréquemment les 180 *km/h* sur le littoral et localement les 200 *km/h* dans les Hauts. Un seul point de mesure situé au Maïdo à 2000 *m* d'altitude dans la partie ouest de l'île a mesuré des rafales supérieures à 250 *km/h* avec un maximum de 277 *km/h*. Mais on peut affirmer avec confiance, que de telles rafales ont également sévi, de manière localisée, dans les Hauts les plus exposés du nord et du nord-ouest. Ces secteurs ont en effet subi les plus gros dommages liés au vent. La figure 2.2 représente les différents maximums de vent observés ainsi que leur direction et horaire.

Dans l'ouest de l'île, les vents ont soufflé du sud à l'avant de DINA, suivi d'un calme relatif, puis une rotation au nord à nord-est s'est opérée dans la nuit. Cette rotation quasiment de 180° a eu un effet destructeur sur les plantations à cause de la prise à « rebours » ainsi que sur les ouvrages fragilisés par le premier coup de vent sud. On note ainsi sur la côte ouest à la Pointe des Trois-Bassins, par exemple, un maximum de vent de sud de 133 *km/h* à 1200 UTC et de nord-est de 130 *km/h* à 2330 UTC.

Outre les valeurs mesurées, c'est la durée pendant laquelle les vents violents ont perduré qui a été remarquable et qui confère à DINA sa vraie spécificité. Ainsi à la Plaine des Cafres (région située dans les Hauts du sud à 1450 *m* d'altitude), les rafales ont dépassé les 150 *km/h* durant 15 heures. Le tableau 2.1 récapitule les différentes rafales observées, leur localisation, altitude et surtout leur durée.

	Rafales > 100 <i>km/h</i>	Rafales > 150 <i>km/h</i>
Plaines des Cafres	28 heures	15 heures
Petite-France	24 heures	9 heures
Aéroport nord	20 heures	5 heures
Le Port	18 heures	7 heures

Tableau 2.1 : *Durée des rafales supérieures à 100 km/h et 150 km/h, observées durant l'épisode DINA sur l'île*

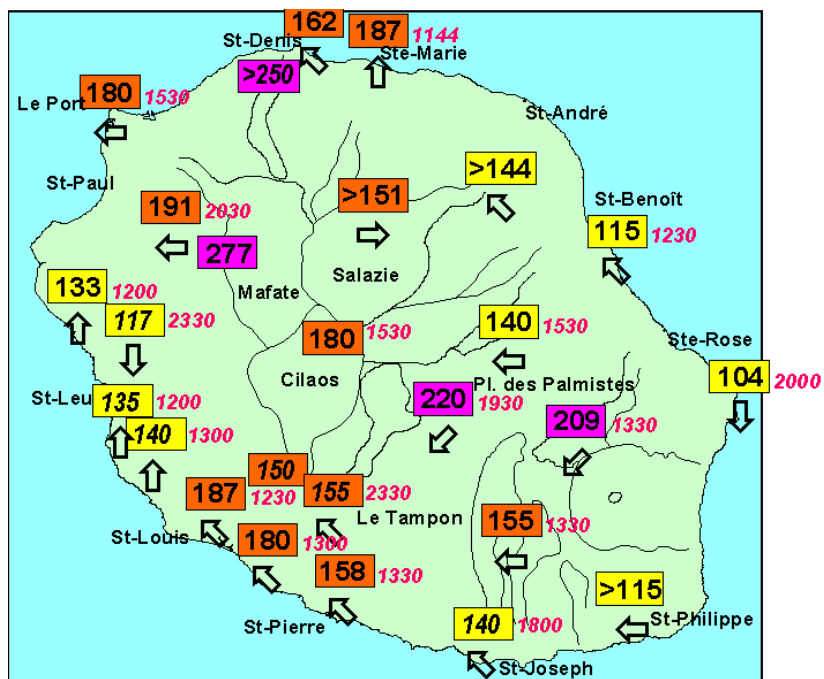


Figure 2.2 : Direction (flèche) et valeur (encadrée, en km/h) des rafales maximales observées pendant la journée du 22/01/02. Les heures UTC sont indiquées en rose (Source Météo-France)

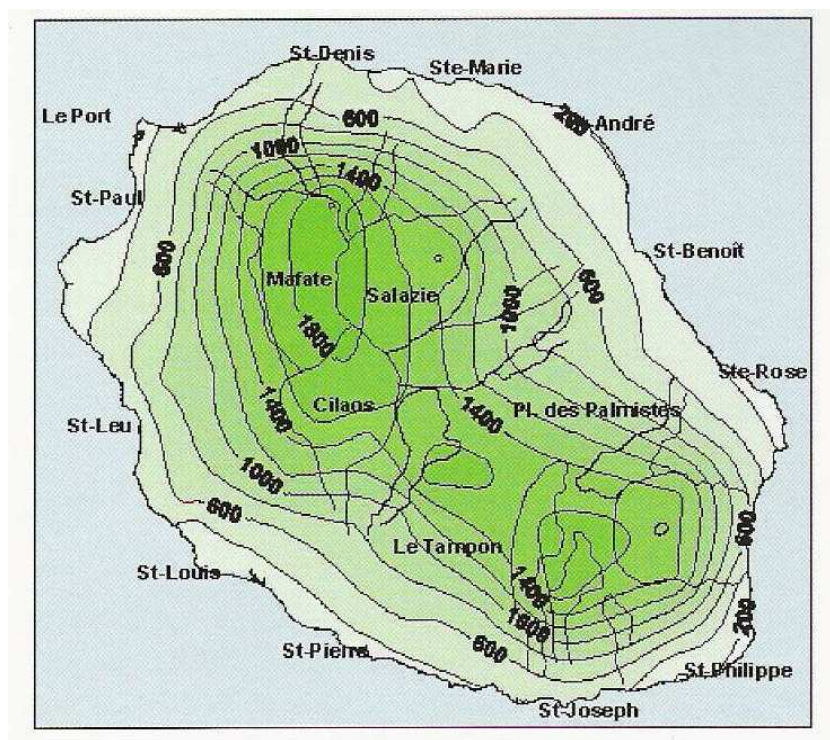


Figure 2.3 : Carte d'isohyètes (mm) sur La Réunion sur 72 h, du 21/01/02 à 0300 UTC au 23/01/02 à 0300 UTC (Source Météo-France)

Un cyclone de pluie

Les précipitations ont été très abondantes, exceptionnelles dans l'ouest et le sud-ouest du département. Conformément sur une bonne partie de l'île à ce que l'on observe habituellement lors d'un épisode cyclonique à La Réunion, les lames d'eau recueillies ont été supérieures aux normes habituelles sur une large partie ouest du département (environ un tiers). Des valeurs record y ont d'ailleurs été enregistrées, notamment sur les zones côtières.

Sans avoir atteint des valeurs extrêmes, les pluies se sont maintenues durant plus de 24 h à un niveau d'intensité très soutenu et ont abouti par accumulation à des lames d'eau très conséquentes. Il est ainsi tombé en 72 h de 300 mm à 600 mm sur le littoral, tandis que dans les Hauts on a atteint les 900 mm à plus de 1500 mm (maximum de 2018 mm relevé à la Plaine des Chicots dans les Hauts du nord, dont 1367 mm en 24 h). La figure **2.3** représente les cumuls de précipitations sur l'île en 72 h (du 21/01/02 à 0300 UTC au 23/01/02 à 0300 UTC). Les cumuls quotidiens durant l'épisode DINA, comparativement aux archives, constituent des records absolus dans quelques régions du nord-ouest et de l'ouest. Par ailleurs, dans d'autres régions notamment le sud, les cumuls sont très proches des valeurs relevées le 29 janvier 1989 lors du passage du cyclone FIRINGA, qui reste une « référence » dans cette région.

Au niveau des intensités de précipitation, celles-ci n'ont pas été exceptionnelles pour les périodes courtes, c'est à dire inférieures à 6 h. Par contre pour les durées supérieures, les pluies de DINA sont devenues nettement plus remarquables : ainsi certaines régions du nord et du nord-ouest ont subi des intensités inégalées depuis 10 ans. La figure **2.4** illustre les évolutions comparées des intensités de précipitation sur des régions type : Saint-Denis pour les bas du nord, Plaine des Chicots pour les Hauts du nord, Ravine des Cabris pour les Hauts du sud, la Saline les Hauts pour les Hauts de l'ouest, et Saint-Benoît pour les bas de l'est. On remarque premièrement que les précipitations les plus intenses se produisent à des instants différents selon les secteurs de l'île. Ces différences résultent du positionnement relatif du centre du cyclone et de la rotation des vents. Mais on peut surtout noter l'influence primordiale du relief. En effet, on constate des écarts considérables existants entre les Bas et les Hauts de l'île, avec des pluies 2 à 3 fois plus intenses en altitude.

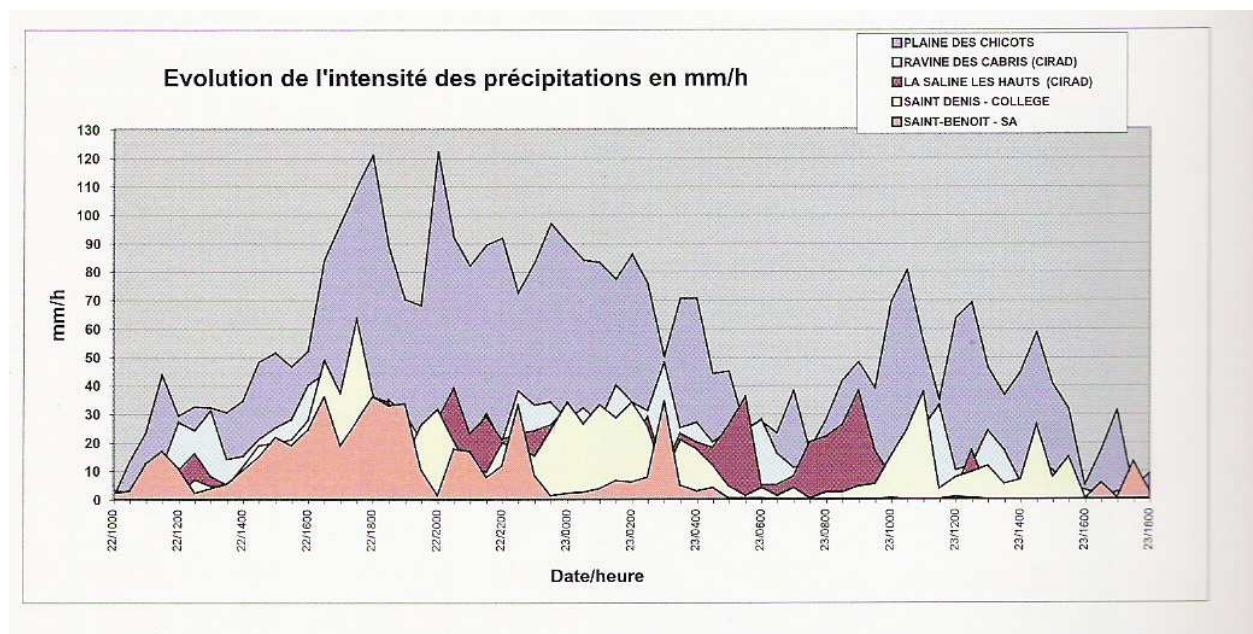


Figure 2.4 : Evolution de l'intensité des précipitations ($\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$), de 1000 UTC à 1800 UTC le 22/01/02 sur 5 sites représentatifs de chaque secteur : nord (Saint-Denis et Plaine des Chicots), est (Saint-Benoît), sud (Ravine des Cabris) et ouest (Saline les Hauts) (Source Météo-France)

La mer

Une forte houle cyclonique a déferlé sur les côtes du département, en commençant par les côtes sud à sud-est, puis elle s'est propagée vers l'est, le nord et enfin l'ouest.

Dans le sud, un maximum absolu de 8,9 m a été mesuré à Saint-Pierre en tout début de journée du 22 janvier (7,4 m pour la houle significative H1/3 maximale). Mais ce secteur n'a pas été le plus exposé, car n'étant concerné que par la houle relativement modérée de sud-est générée à l'avant et assez loin du centre de DINA. On peut donc supposer que des vagues d'amplitude nettement supérieure ont dû déferler sur les côtes est et nord à nord-ouest, directement exposées aux conditions de houle maximale lors de l'approche de DINA. Malheureusement, aucune mesure validée n'est disponible dans ces secteurs du fait d'un problème technique, survenu de manière précoce (à 14 h locales le 22 janvier), avec les houlographes en place dans ces régions. Toutefois, les dernières données dont on dispose dans ces régions, qui datent du début d'après-midi du 22 janvier, soit plusieurs heures avant les conditions les plus extrêmes, faisaient état de 9,1 m de hauteur maximale dans l'est à Sainte-Rose (6,3 m pour la hauteur significative H1/3), et de 6,3 m à la Pointe du Gouffre sur la route du littoral dans le nord (4,2 m pour la hauteur significative H1/3).

On peut donc avancer avec quasi certitude que la hauteur maximale des vagues ayant déferlé sur le littoral de la façade nord de l'île, de la Pointe des Cascades jusqu'à la Pointe des Galets, a pu atteindre les 14 mètres à 15 mètres ce 22 janvier (pour une houle significative H1/3 de l'ordre de 9 mètres à 10 mètres). Les simulations numériques effectuées avec le modèle de houle cyclonique de Météo-France confirment d'ailleurs cette hypothèse.

2.1.3. Bilan non météorologique

Qu'ils aient été générés par les pluies, le vent ou la houle cyclonique, les dégâts associés au passage du cyclone ont été très importants, se chiffrant en plusieurs centaines de millions d'euros : plus de 120 million d'euros pour l'indemnisation des particuliers et des entreprises dont 95 millions au titre des assurances et 32,5 millions versés par l'Etat au titre de la solidarité nationale, 43 millions d'euros pour le coût de remise en état du réseau routier, ou encore 14 millions d'euros pour la réparation des divers bâtiments publics du patrimoine des collectivités... Si le réseau routier a été mis à rude épreuve, le réseau électrique a également beaucoup souffert (plus de 70 % des abonnés privés d'électricité au plus fort du cyclone). Les réseaux téléphoniques et de distribution d'eau ont été moins affectés, mais sérieusement perturbés tout de même (un quart de la population temporairement privée d'eau potable). L'information hertzienne, radio- ou télé-diffusée, a été quasiment entièrement interrompue durant près de 12 h. Toutes les régions de l'île ont été touchées, mais ce sont les secteurs des Hauts du nord et l'ouest qui ont été les plus affectés.

Les pluies temporairement diluviennes qui ont affecté la façade ouest ont provoqué des crues exceptionnelles des ravines de ce secteur, habituellement le plus sec de l'île, et des inondations dommageables, l'état de la mer ayant en effet freiné l'évacuation des eaux pluviales. Au Port, région située au nord-ouest, la mer a ravagé une partie du port commercial. Sur la côte est, des déferlantes ont inondé des habitations côtières. Ces pluies généreusement versées par DINA ont quand même eu une conséquence positive pour La Réunion. En effet elles ont réapprovisionné les nappes phréatiques de l'île qui avaient été fortement réduites en raison de deux ans de sécheresse sur la majeure partie de l'île. Par exemple à Saint-Paul on remarque que les épisodes cycloniques de ces dernières années n'avaient pas suffi à enrayer une baisse inquiétante des eaux souterraines jusqu'à l'épisode cyclonique DINA (**Fig. 2.5**).

L'agriculture a payé également un lourd tribut. Les cultures maraîchères ont été quasiment anéanties, les arbres fruitiers, pour beaucoup encore en production, ont subi des très lourdes pertes. Même la canne à sucre a souffert par endroits. L'élevage, réparti sur toutes les hauteurs de l'île, n'a pas été épargné non plus avec de nombreux élevages avicoles sinistrés notamment.

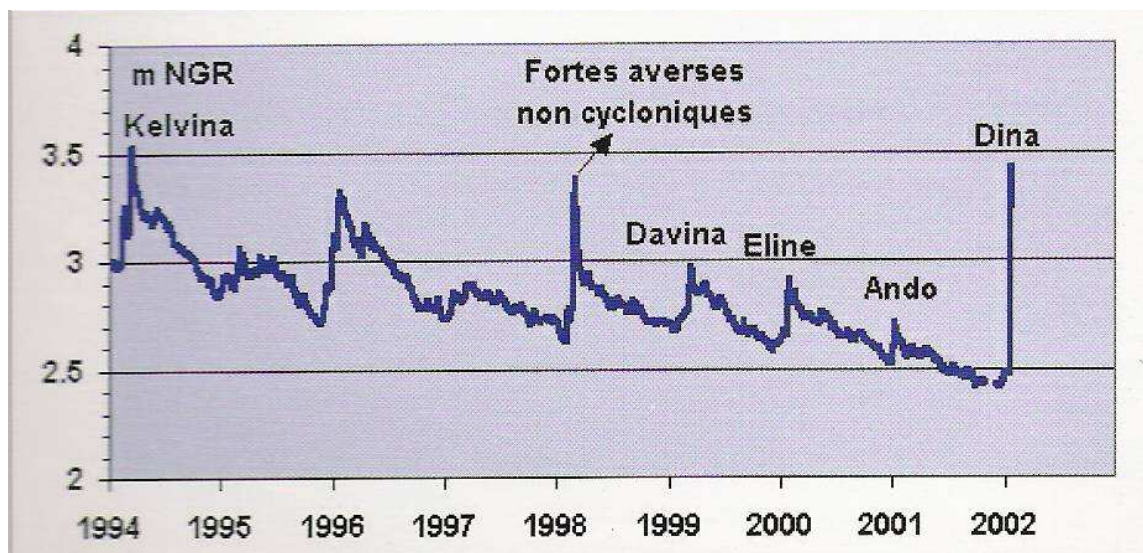


Figure 2.5 : Evolution piézométrique pluriannuelle à Cambaie (Saint-Paul, ouest de l'île)
(Source Observatoire Réunionnais de l'Eau)

Les forêts ont également souffert du passage de DINA avec de très nombreux arbres couchés par les bourrasques de vent avec environ un tamarin sur quatre dans les Hauts de l'est et la totalité dans les Hauts de l'ouest. Pour les autres plantations, moins robustes, comme celle des cryptomerias, le bilan a aussi été très lourd avec par exemple la destruction de la forêt de Bras Sec dans le cirque de Cilaos au sud (**Fig. 2.6**). Sur la photo on peut se rendre compte de la complexité des effets « micro-locaux » dus au relief tourmenté de l'île. Sans raison apparente une partie des arbres a été décapitée, alors que d'autres arbres situés à quelques mètres sont sortis intact de la tourmente DINA. Ainsi pendant les conditions cycloniques, la circulation du vent se trouve modifiée avec création de zones de très petite échelle totalement protégées et d'autres devenant de véritables couloirs d'accélération. De plus, la répartition des zones surexposées et protégées change suivant l'orientation du vent.



Figure 2.6 : Photo de la forêt de Bras Sec à Cilaos (Hauts du sud). Photo : Serge Gélabert

Un des effets dévastateurs du vent, le plus spectaculaire, a été la destruction du radar Doppler de Météo-France, situé sur le site du Colorado dans les Hauts du nord à 743 m d'altitude. Le radôme prévu pour résister à des vents de 300 km/h a littéralement été déchiqueté. La question s'est alors posée d'elle-même : « 300 km/h ou pas ? ». Situé en bord de falaise de la rivière Saint-Denis, qui constitue un véritable canal d'accélération, l'enquête a montré que la coque de protection a en fait d'abord été percée vers 18h locales (1400 UTC) par un projectile volant. La force du vent a ensuite fait le reste, déchirant progressivement le radôme jusqu'à son démantèlement total, puis arrachant l'antenne même du radar pour l'emporter une cinquantaine de mètres en contrebas. L'état du site (grillages dévastés, bâtiment inondé et toit arraché) témoigne aussi de la violence des conditions cycloniques de vent que le site a enduré.

Si les désordres ont été multiples et le bilan des dégâts matériels très lourd, le bilan humain a fort heureusement été sans comparaison, puisque aucune victime n'a été à déplorer lors de cet épisode DINA, le système d'alerte ayant une fois de plus démontré son efficacité dans la sauvegarde des personnes. Suite à DINA une amélioration a été apportée au Plan de Secours Spécialisé « Cyclone », rajoutant une « phase de prudence » pouvant faire suite à l'alerte rouge et assortie de mesures et consignes de sécurité spécifiques. Six personnes ont toutefois trouvé la mort

sur l'île lors des semaines et mois suivants, suite aux conséquences géologiques de la pluviométrie abondante de cette saison cyclonique, avec trois éboulements rocheux directement ou indirectement à l'origine d'accidents mortels.

2.2. Un cyclone sous surveillance

2.2.1. Les différents types de données

A la Réunion, Météo-France, en charge de la menace cyclonique pour tout le bassin Océan Indien Sud-Ouest, dispose depuis 1993 d'un radar météorologique (bande S, longueur d'onde 10 cm) basé sur le site du Colorado, au nord de l'île à 743 m d'altitude. Ce radar permet d'observer des réflectivités qui correspondent aux précipitations dans un rayon de 400 km, ce qui constitue une portée assez limitée pour des phénomènes cycloniques avoisinant en général plusieurs centaines de kilomètres de diamètre. De plus seules les parties nord de l'île et de l'océan proche sont accessibles aux observations radar en raison de l'orographie. En effet, l'imposant massif du Piton des Neiges, situé au sud du radar et qui culmine au plus de 3000 m d'altitude, empêche toute investigation de cette partie.

Ce radar est aussi doté d'une capacité Doppler qui permet d'obtenir des informations sur le vent horizontal dans un rayon de 130 km en cas de cyclone. Ainsi lors du passage du cyclone DINA à proximité de la Réunion, ce module a pu acquérir des données toutes les 30 minutes le 22 janvier entre 1022 UTC et 1452 UTC. Malheureusement les données se sont arrêtées à ce moment, à cause de la destruction du radar vers 19 h locales (1500 UTC) un peu après le passage de DINA au plus près de l'île. Ces observations sur les vents ont été recueillies en parallèle des observations sur les précipitations dans le cadre d'une campagne originale. En effet c'était la première fois qu'on utilisait le mode Doppler en situation cyclonique et donc en opérationnel.

On dispose également d'imagerie satellitale dans de multiples canaux avec Météosat 5 satellite géostationnaire dans le visible et l'infrarouge (thermique et vapeur d'eau), et les différents satellites défilants imageurs : NOAA 12 et 16 (visible et l'infrarouge), DMSP / SSM-I (micro-ondes) TRMM (micro-ondes et radar), TERRA (imageur MODIS à haute résolution).

La bouée dérivante n° 14531 s'est retrouvée par chance sur la course de DINA, enregistrant un minimum de pression le 19 janvier. Pourtant ce minimum n'était que de 978,4 *hPa*, alors que la pression estimée de DINA à ce moment là était de 955 *hPa*. En fait le centre du cyclone était localisé au moment de la mesure, à 33 *km* de la bouée. On sait de plus que la pression varie très rapidement au voisinage du mur de l'œil : des variations de plus de 2 *hPa/km* dans les systèmes les plus intenses ont été observées. Ainsi la pression mesurée par la bouée ne permet pas de valider avec précision la valeur estimée de la pression centrale de DINA.

2.2.2. Analyse des données Doppler par la méthode GB-EVTD

A partir des données radar acquises toutes les 30 minutes en mode Doppler entre 1022 UTC et 1452 UTC le 22 janvier, on peut restituer le champ de vent horizontal moyennant l'utilisation d'un algorithme d'analyse des vitesses Doppler adapté aux vents cycloniques. Roux *et al.* (2004) ont ainsi analysé ces données et ont pu accéder aux harmoniques de rang 0 et 1 des composantes radiale et tangentielle du vent. Les principaux résultats de leur étude traitent du centre dynamique et de la rotation de l'œil, ainsi que de la structure et de l'évolution des vents dérivés de la méthode Ground Based-Extended Vortex Track Display ou GB-EVTD (Roux et Marks 1996).

Ils ont premièrement mis en évidence, dans le cas de DINA, l'existence d'une distinction entre le centre géométrique et le centre dynamique. Si le centre géométrique peut être défini simplement comme le centre du contour de l'œil, le centre dynamique peut à l'inverse arborer différentes définitions : minimum de pression de surface, vent égal à 0 *m/s*, maximum de vorticité, centroïde de vorticité (potentielle), ou encore centre maximisant le vent tangentiel moyen dans un anneau proche du RMW. C'est cette dernière définition qui a été retenue dans l'étude de DINA et la détermination du centre dynamique a été faite à l'aide de l'algorithme du Simplex (Nelder et Mead 1965). Ainsi ils ont montré qu'il y avait une différence de position entre les deux centres, inférieure à 10 *km* et variant avec le temps. Ainsi à 1222 UTC et 1352 UTC il existait une distance de moins de 2 *km* et à 1022 UTC et 1152 UTC cette distance était de 7 *km*.

Ensuite, à partir des champs de réflectivité à 1 *km* d'altitude, ils ont analysé la forme elliptique de l'œil dont les dimensions des axes sont 65 *km* et 80 *km*. Ils ont aussi mis en évidence la rotation de cet œil dans le sens cyclonique (sens horaire dans l'hémisphère sud) avec une période de

150 *min*, ce qui correspond à deux fois le temps nécessaire à une particule d'air pour faire le tour du mur de l'œil (considérant un mur de 40 *km* de rayon et une vitesse de 55 *m/s*). Ces résultats sont en bonne corrélation avec d'autres cas de typhons comme HERB en 1996 où Kuo *et al.* (1999) avaient aussi observé une forme elliptique de l'œil avec un petit et grand axe, de 40 *km* et 60 *km*, respectivement, et une période de rotation de 144 *min*. Cette rotation serait en fait due à la propagation d'une onde de tourbillon potentiel (généralisation des ondes de Rossby) à une vitesse plus lente que le flux moyen. Cependant à cause de la faible résolution temporelle (30 *min*) il ne leur a pas été possible de décrire de manière plus précise la course complexe du centre dynamique avec la rotation de l'œil elliptique.

Ils ont aussi remarqué la présence de précipitations dans la partie inférieure de l'œil, caractérisées par des réflectivités supérieures à 16 *dBZ*. Ces précipitations pourraient être de simples artéfacts du radar, mais plusieurs études corroborent la présence de précipitations dans les basses couches de l'œil. Ainsi Liu *et al.* (1999), dans leur étude de l'ouragan ANDREW en 1992, ont trouvé que sous la couche d'inversion de l'œil entre 2 et 4 *km* d'altitude, une circulation verticale forcée par les frottements peut induire une remontée d'air humide dans le centre de l'œil. Dans leur simulation numérique de l'ouragan BRET en 1999, Nuissier *et al.* (2005) ont trouvé que les mésovortex qui se développent dans la région du mur de l'œil sont associés au transport de précipitation à l'intérieur de l'œil dans les basses couches. Les caractéristiques affichées par les champs de réflectivité radar de DINA dans la région interne du mur de l'œil, sont très similaires à celles obtenues dans la simulation numérique de BRET.

L'analyse des vents dérivés de la méthode GB-EVTD montre que le flux relatif moyen tourne de façon anticyclonique avec l'altitude. Mais cette caractéristique diffère des résultats obtenus dans la majorité des autres études de cyclones, sachant cependant que, dans le cas de DINA, l'intensité du vent relatif (<5 *m/s*) et du cisaillement ($<10^{-3}$ *s⁻¹*) sont faibles. Le seul autre cas présentant cette caractéristique est celui de l'ouragan OLIVIA (1994) étudié par Reasor *et al.* (2000). L'évolution observée des profils de vents déduits pour les 3 analyses successives est probablement liée à un effet orographique sur le flux moyen.

Cette analyse montre que des vents supérieurs à 60 *m/s* sont présents en-dessous de 3000 *m* d'altitude à une distance de 40 *km* à 60 *km* du centre de l'œil. À l'exception de la région de l'œil, le vent tangentiel moyen est partout supérieur à 35 *m/s*. Le vent radial moyen, lui, est plutôt sortant, ce

qui est en désaccord avec l'idée d'un flux entrant qui nourrirait la région interne du cœur. D'une part, ce flux entrant n'existe vraisemblablement que dans les très basses couches, à des altitudes inférieures à 1-2 km (Tabata *et al.* 1992). Du fait de la première élévation du radar à 0,5°, l'analyse de cette zone est impossible. D'autre part, l'incertitude sur le vent radial déduit par la méthode GB-EVTD est relativement plus importante que celle sur la composante tangentielle. Une remarque intéressante est le fait que la zone de vents supérieurs à 55 m/s a tendance à s'élargir sensiblement à l'approche de La Réunion, atteignant la côte nord de l'île au moment du passage au plus près, le maximum de vent à ce moment là étant estimé à 62 m/s. Des vents de force équivalente ont dû souffler au voisinage du radar (existence de zones de saturation à proximité) ce qui signifie des rafales de l'ordre de 280 km/h, voire plus compte tenu de la turbulence importante générée par le relief.

Pour les précipitations, la structure radiale et verticale d'un cyclone tropical intense est mise en évidence : avec des valeurs faibles (<20 dBZ) dans l'œil à un rayon de moins de 30 km, des valeurs fortes (>40 dBZ) jusqu'en altitude (le contour des 15 dBZ étant situé à 10-11 km) dans la région du mur de l'œil entre 30 km et 80 km, et des valeurs légèrement plus faibles et plus stratiformes au-delà de 80 km. Avec le temps cette structure se modifie légèrement, le maximum de réflectivité diminuant au niveau de 40 km de rayon et les valeurs de réflectivité augmentant au-delà de 70 km. De plus, ils relèvent, de 1222 UTC à 1352 UTC, à la fois une baisse du niveau du contour 5 dBZ de 8 km à 6,5 km d'altitude à 20 km de rayon, et une élévation du contour 10 dBZ de 1-2 km à 4-5 km d'altitude à moins de 10 km de rayon, ce qui semblent être l'indication de mouvements respectivement descendant et ascendant.

L'étude montre qu'à 2 km d'altitude les plus fortes valeurs de réflectivité (>40 dBZ) et du vent tangentiel (>60 m/s) se situent dans le mur de l'œil, pour des distances comprises entre 40 km et 60 km du centre du cyclone. Un fait remarquable est le changement de localisation et d'intensité du maximum de vent, passant de 68 m/s à l'est à 1052 UTC à 62 m/s au sud à 1352 UTC. Ce changement est de plus corrélé avec la présence de maximum de réflectivité au sud de l'œil à 1052 UTC et à l'ouest à 1352 UTC, maxima situés dans les régions de convergence due à la décélération du vent tangentiel et au flux entrant. De plus avec le temps l'asymétrie de vent a diminué de 20 m/s à 1052 UTC à 5 m/s à 1352 UTC. A 6 km d'altitude on observe les mêmes caractéristiques du vent tangentiel et des réflectivités, mais avec une intensité moindre : délocalisation du maximum de vent tangentiel du sud-est au sud sud-ouest avec un affaiblissement

et un champ de vent devenant plus symétrique ; les valeurs de réflectivité diminuent dans la partie sud-est du mur de l'œil et s'intensifient au sud-ouest ; le flux radial passant du sud-ouest à l'ouest. Un effet de blocage orographique du flux cyclonique des basses couches est évoqué pour expliquer cette évolution.

Une autre caractéristique typique de DINA est l'absence totale de décalage azimutal des champs de vent et de réflectivité avec l'altitude. Cette caractéristique a aussi été observée dans les ouragans HUGO en 1989 (Roux and Marks 1996) et CLAUDETTE en 1991 (Roux and Viltard 1995).

Nous venons d'examiner en détail les caractéristiques générales de DINA. Les données disponibles ont permis une étude approfondie concernant l'évolution des structures cinématiques. Un élément intéressant sur les champs de vent de grande et de méso échelle est leur probable modification, à cause du passage du cyclone près de La Réunion. Dans un souci de meilleure compréhension de l'influence du relief sur le cyclone en termes de propagation et de structure, celle-ci doit donc être complétée par une approche numérique à haute résolution. Ainsi dans le *chapitre 3*, nous analyserons les différents volets de la modélisation numérique, afin de s'en servir plus tard dans notre étude.

Deuxième partie

**Modélisation du cyclone DINA :
Principes et méthodologie**

Chapitre 3

La modélisation

3.1 La modélisation des cyclones	60
3.1.1 Les modèles statistiques	60
3.1.2 Les modèles globaux	61
3.1.3 Les modèles à aire limitée	62
3.1.4 Les contraintes	63
3.2 La modélisation méso-échelle	66
3.2.1 L’historique	66
3.2.2 L’influence du relief	69
3.2.3 La modélisation haute résolution	72

3.1 La modélisation des cyclones

Il existe deux types de modèles utilisés pour la modélisation des cyclones. Le premier type de modèle est le modèle statistique basé sur des régressions statistiques. L'autre type est constitué des modèles de prévision numérique basés sur les systèmes d'équations de physique de l'atmosphère qui sont capables de prévoir l'évolution des paramètres atmosphériques. L'atmosphère y est représentée de manière simplifiée, sous forme d'un maillage de points de grille ou par une décomposition en séries de fonctions, à différents niveaux d'altitude. On utilise des observations météorologiques à un instant donné pour initialiser ces modèles. Les simulations numériques de cyclones tropicaux ont commencé à la fin des années 50, avec des modèles uniquement à symétrie axiale, dans lesquels les variables dans la direction azimutale étaient négligées (Masuda 1957, Kasahar 1961, Ooyama 1969, Sunqvist 1970). Depuis les années 70, des modèles plus sophistiqués ont été développés pour la prévision de trajectoire des cyclones, que l'on peut classer en plusieurs groupes: les modèles globaux et les modèles à aire limitée ou modèles de nuage.

3.1.1 Les modèles statistiques

Le premier modèle utilisé était historiquement de type statistique. HURRAN (HURRricane ANalogs), reposait sur le principe qu'il existe un nombre de trajectoires types qui tendent à se reproduire pour des conditions synoptiques similaires (Hope et Neumann 1970). La recherche d'analogue (cyclone d'intensité équivalente s'étant produit à la même période et affichant une trajectoire initiale voisine) constitue donc le moteur de ce type de modèle.

CLIPER (CLImatology and PERsistence) modèle conçu initialement pour l'Atlantique nord et étendu aux autres bassins cycloniques par la suite, repose sur l'hypothèse de l'inertie de la circulation cyclonique. A cause de cette dernière, les cyclones ont tendance à suivre un mouvement persistant, semblable à celui observé précédemment. Ainsi au-delà de 24 heures d'échéance, les trajectoires climatologiques deviennent plus fiables. CLIPER effectue en fait, pour les cyclones existants depuis au moins 24 heures, un ajustement sur une base de données climatologiques en fonction de l'intensité et des positions récentes (Neumann 1972). Par rapport à HURRAN il permet de pallier le problème d'absence d'analogue.

D'autres modèles couplant à la fois les méthodes statistiques à partir de données climatologiques et de paramètres dynamiques issus de l'analyse de champs synoptiques existent comme la série de modèles élaborés au NHC/TPC : NHC67 en 1967 et NHC72 en 1972 (Miller et al. 1968, Neumann 1972). Là aussi il s'agit de modèles à équations de régression comme HURRAN et CLIPER, mais aux prédicteurs de ce dernier ont été ajoutés d'autres prédicteurs, dérivés de l'analyse des champs synoptiques (les géopotentiels à 1000 *hPa*, 700 *hPa*, 500 *hPa* 24 heures auparavant) qui permettent de prendre en compte l'influence prépondérante du flux synoptique.

3.1.2 Les modèles globaux

Les modèles plus fréquemment utilisés sont les modèles barotropes, car sous les tropiques, le cisaillement de vent est relativement « faible » par rapport aux autres latitudes. Ils permettent aussi de travailler avec une bonne résolution spatiale. Le modèle VICBAR du NOAA/AOML/HRD utilise jusqu'à 7 domaines imbriqués (« gridnesting ») avec des résolutions allant de 400 *km* à 10 *km* (DeMaria et al. 1992). On représente le cyclone de façon simplifiée à partir de mesures in situ. En raison de l'hypothèse unicouche qui est inhérente à l'utilisation des modèles barotropes, l'évolution du cyclone n'est considérée que comme la réponse aux contraintes imposées dans le flux dans lequel il évolue. C'est l'hypothèse du flux directeur (ou « steering current ») où c'est le champ synoptique qui advecte le cyclone. Cependant, bien que VICBAR utilise des moyens de calcul limités et présente des performances supérieures à CLIPER, une grande incertitude pèse sur les limites verticales de la couche atmosphérique à prendre en compte.

La modélisation opérationnelle doit nécessairement tenir des temps de calcul courts pour la prévision. Ainsi les modèles globaux utilisent une résolution horizontale comprise entre 20 *km* et 100 *km* ; ils permettent d'examiner les propriétés du vortex à l'échelle du système (quelques centaines à quelques milliers de kilomètres).

Les modèles globaux de type barocline, dont la caractéristique principale est leur résolution horizontale relativement faible, combinée à une physique assez élaborée et des procédures sophistiquées d'initialisation (assimilation variationnelle 3D-VAR ou 4D-VAR), sont utilisés pour la prévision opérationnelle du temps par les différents services météorologiques. De plus l'assimilation de données d'observation est utilisée par ces modèles afin de définir le meilleur état initial possible (position, intensité, taille du cyclone) pour des prévisions pouvant aller jusqu'à

5 jours d'échéance. On peut citer, comme exemples le modèle du Geophysical Fluids Dynamics Laboratory (GFDL) qui utilise le schéma d'ajustement humide de Kurihara (1973) avec une résolution allant de 5 km à 100 km (Tuleya et al. 1984, Kurihara 1985, Kurihara et al. 1995), et le modèle du Navy Operational Global Atmospheric Prediction System (NOGAPS), aux Etats-Unis ; le modèle de Météo-France (ARPEGE) en France, adapté aux tropiques ; le modèle du United Kingdom Meteorological Office (UKMO) (Radford et al. 1995), et le modèle du Centre Européen pour les Prévisions Météorologiques à Moyen Terme (CEPMMT), en Grande Bretagne qui permet une bonne représentation des cyclones grâce à sa résolution spatiale de 25 km (Ritchie et al. 1995). On peut aussi remarquer l'efficacité du modèle de recherche du Florida State University aux Etats-Unis (Krishnamurti *et al.* 1993) dans le suivi des cyclones, grâce à une technique sophistiquée basée sur l'assimilation des observations de précipitations par satellite avec une résolution de 20-50 km.

Enfin les modèles globaux de circulation atmosphérique (AGCM), de basse résolution, sont aussi utilisés pour effectuer des prévisions dynamiques de l'activité cyclonique saisonnière : distribution spatiale et temporelle de la fréquence des cyclones tropicaux, de l'ACE (Accumulated Cyclone Energy, Bell et al. 2000), variabilité interannuelle de la fréquence des cyclones, de l'ACE, nombre de jours d'activité cyclonique, climatologie des trajectoires. On peut citer comme exemple la série de modèles ECHAM développés par l'Institut Max Planck pour la Météorologie (Roeckner et al. 1996, Bengtsson et al. 2006) ou encore le modèle NSIPP-1 développé par la NASA (Suarez et Takacs 1995).

De récentes études utilisant des GCM à haute résolution dans le cadre de reproduction de cyclone mais aussi de prévision (Ohfuchi et al. 2004, Shen et al. 2006a, b), et de simulation climatique de cyclone (Chauvin et al. 2006, Oouchi et al. 2006), ont montré comme pour les modèles à aire limitée à haute résolution, qu'étant donné une résolution horizontale suffisamment fine, les modèles sont capables de reproduire la structure détaillée de la circulation ainsi que l'intensité des cyclones tropicaux.

3.1.3 Les modèles à aire limitée

Les modèles à aire limitée sont plus complexes que les modèles globaux, certains sont utilisés de façon opérationnelle (par ex. le modèle ALADIN de Météo-France), d'autres plus élaborés sont essentiellement des outils de recherche. Ils ont l'avantage de pouvoir prendre en

compte explicitement le cycle de l'eau et les précipitations, au prix cependant d'un temps de calcul important, rendu nécessaire par une résolution généralement inférieure à 20 km. Néanmoins avec l'amélioration des moyens de calcul qui permettent aujourd'hui de monter en résolution aussi bien temporelle que spatiale mais aussi l'augmentation de la taille des domaines et des temps de simulation, on travaille avec une meilleure prise en compte des forçages de grande échelle, des processus internes comme la convection profonde ou la représentation de l'œil, du mur de l'œil et de la structure interne du cœur du cyclone, et des échanges énergétiques entre l'océan et l'atmosphère. On peut ainsi maintenant véritablement étudier les caractéristiques méso-échelles : la dynamique interne de l'œil (ondes de gravité, variabilité naturelle) apparaît comme un nouveau champ d'investigation.

Un des buts de la modélisation en recherche est d'améliorer les modèles opérationnels, les résultats en terme de trajectoire, d'intensité de pluie et de vent car il reste encore beaucoup à faire. Par exemple depuis vingt ans, les progrès sont lents mais les prévisions de trajectoires sont de plus en plus fiables avec une diminution de l'erreur statistique moyenne d'environ 1 % par an. L'incertitude sur la position initiale du centre dynamique d'un cyclone déduite d'observations satellites par la méthode de Dvorak (1984) est aujourd'hui d'environ 50 km. En ce qui concerne les prévisions de trajectoire, l'incertitude croît d'environ 100 km par 24 heures d'échéance. Bien entendu il s'agit là de valeurs moyennes et la fiabilité des prévisions varie considérablement suivant chaque cas de cyclone et de son environnement. Par contre la prévision d'intensité (pluie, vent), qui nécessite une résolution explicite des processus internes, a moins bien progressé que la prévision de trajectoire, cette dernière étant essentiellement contrôlée par l'écoulement synoptique.

Cette progression passe par une meilleure compréhension des phénomènes physiques liés au complexe système qu'est un cyclone. Parmi les quelques outils numériques très utilisés en recherche pour la modélisation numérique méso-échelle des cyclones, on peut citer :

- MM5, un modèle non-hydrostatique de 5^e génération de l'Université d'Etat de Pennsylvanie-National Center for Atmospheric Research (PSU-NCAR) (Dudhia 1993, Grell et al. 1994). Il s'agit d'un modèle aux équations primitives en coordonnées sigma.
- Méso-NH, un modèle français non-hydrostatique développé conjointement par le Laboratoire d'Aérodynamique (LA) et le Centre National de Recherche Météorologique (CNRM) (que nous verrons en détails dans le *chapitre 4*).

3.1.4 Les contraintes

L'initialisation

Des différentes études traitant de la modélisation de cas réels de cyclones tropicaux, on relève un point commun négatif : le vortex initial produit par les analyses de grande échelle (via les modèles globaux), utilisé pour initialiser les modèles 3D de nuage, est généralement mal localisé, de trop faible intensité, d'extension horizontale trop importante, de développement vertical limité ce qui conduit à des erreurs dans la simulation au niveau de la trajectoire, de l'intensité et de la structure du vortex simulé. En fait, est en cause la résolution horizontale des analyses de grande échelle, supérieure à quelques dizaines de kilomètres. En effet suffisante pour la description du contexte synoptique dans lequel évolue le cyclone, elle ne permet pas une bonne représentation de la partie la plus active du cyclone (cœur, œil, mur) dans les modèles de nuage.

Pour pallier ce défaut, la méthode du Bogus Data Assimilation (BDA) a été initialement proposée par Kurihara et al. (1990). Cette procédure repose sur la génération de conditions initiales dynamiques et physiques consistantes qui décrivent la structure dynamique et thermodynamique du vortex à partir de la prescription initiale d'une variable, généralement la pression de surface dans un disque de 300 km de rayon (nous verrons en détails cette procédure dans le *chapitre 4*). Bien que produisant des résultats intéressants avec le modèle MM5 dans l'arrivée de FRAN (1996) sur terre (erreurs de trajectoire réduites de moitié), Xiao et al. (2000) ont montré que la trajectoire simulée était sensible à la taille du bogus initial mais surtout qu'il persistait un problème d'ajustement initial du modèle (ou « *spin up* ») qui transparaît au travers de la diminution des vents de basses couches durant les 12 premières heures de simulation.

Dans leur étude initiale de l'ouragan ANDREW (1992), Liu et al. (1997) utilisent le modèle MM5 pour simuler le creusement, l'évolution et l'atterrissage du cyclone. A partir des analyses du National Center for Environmental Prediction (NCEP) qui fournissent un vortex faible, ils ont intégré ce dernier pendant 48 heures jusqu'à obtenir des caractéristiques similaires aux observations, puis l'ont réimplanté dans les analyses initiales en utilisant la BestTrack. De plus pour pallier la présence d'un environnement trop sec autour de l'ouragan, ils ont corrigé l'humidité initiale en imposant dans un cylindre de 200 km de rayon (représentant le cœur du cyclone) une humidité supérieure à 80 % depuis les basses couches jusqu'au sommet de la troposphère. Cette procédure permet une bonne représentation de l'évolution du cyclone, de sa trajectoire, de son creusement rapide, de son

intensité en terme de pression centrale, de la partie la plus active (œil, mur de l'œil) et des bandes spiralées de précipitations.

Pu et Braun (2001) dans leur étude de BONNIE et GEORGES (1998) ont ajouté à la seule assimilation du bogus de pression de surface (BDA), celle du champ de vent en surface. Cette double description, qui limite la composante convergente du vent tangentiel évitant ainsi une trop forte convergence, conduit le modèle à améliorer significativement la prédiction de trajectoire et d'intensité, en travaillant avec des structures initiales des vortex plus réalistes.

Zhu et al. (2002) utilisent les données AMSU (Advanced Microwave Sounding Unit) pour dériver un champ de vent et de température cyclonique, grâce aux balances non-linéaires oméga, et produisent, en intégrant ces données sur l'étude de BONNIE, une amélioration générale de la simulation.

Pu et al. (2002) incorporent des données de pluie de surface issues de TRMM (Tropical Rain Measuring Mission Microwave Imager) et montrent le bénéfice apporté par ces données, dans la description de la structure asymétrique du cyclone.

Nuissier et al. (2005) utilisent dans le cas de BRET, la méthode Radar and Dropwindsonde Vortex Conditioning (RDVC) qui consiste à injecter des données de vents issues d'un radar Doppler embarqué traitées par l'algorithme EVTD (Roux et Marks 1996), couplées à un champ d'humidité rectifié issu d'un radiosondage. Grâce à cette méthode appliquée au modèle Més0-NH, ils améliorent de manière significative la prévision du cyclone. Cependant persiste toujours une période d'ajustement du vortex qui correspond à la période nécessaire au cyclone simulé pour parvenir à un état d'équilibre, après un affaiblissement (« *spin up* » du modèle).

La résolution

Les résultats obtenus par Liu et al. (1997) qui simulent avec une résolution de 6 km sont très intéressants quant à la reproduction de l'évolution générale de l'ouragan ANDREW. Toutefois les auteurs constatent que le modèle MM5 ne représente pas correctement l'extension horizontale du « mur de l'œil » et de l'œil dont le diamètre dans la simulation est le double de ce qui a été observé. Ces différences majeures proviennent du fait que la résolution utilisée était trop faible pour pouvoir résoudre complètement les processus convectifs dans la région du « mur de l'œil ». De plus d'après

des études de Barnes et Powell (1995), Holland (1997) et Willoughby (1998), cette mauvaise représentation peut affecter l'intensité potentielle du cyclone ainsi que son intensification. Braun (2002) préconise, pour pallier ces défauts, d'avoir des résolutions horizontales adéquates pour la modélisation des cyclones de l'ordre de 1 *km* à 2 *km*.

Associé à cette résolution horizontale, la résolution verticale doit aussi être adaptée pour satisfaire une cohérence résolution horizontale/verticale comme le montre Lindzen et Fox-Rabinovitz (1989), à défaut des outils numériques comme la diffusion numérique doivent être activés pour gommer ces incohérences. Ainsi bien que Hayes et Williams (1977) ont montré que les résultats de la modélisation d'un cyclone sont insensibles à la résolution verticale tant que la résolution horizontale est bonne, les études récentes sur le cas de simulation de cyclones et d'intensification de tempêtes tropicales montrent le contraire (Zhang et al. 2003, Kimball 2006). Il faut donc aussi choisir judicieusement la résolution horizontale que verticale, et notamment une répartition des niveaux verticaux permettant de représenter correctement les phénomènes physiques gouvernant l'évolution d'intensité d'un cyclone (forte densité de niveaux en basse couche et haute troposphère).

3.2 La modélisation méso-échelle

3.2.1 L'historique

Les simulations numériques de cyclones tropicaux ont commencé à la fin des années 50, avec des modèles uniquement à symétrie axiale, dans lesquels les variables dans la direction azimutale étaient négligées (Masuda 1957, Kasahar 1961, Ooyama 1969, Sunqvist 1970). Anthes (1972) fut le premier à utiliser un modèle tridimensionnel hydrostatique avec une résolution spatiale de 30 *km*, couplé à des paramétrisations sophistiquées de la microphysique, de la turbulence et des flux de surface, pour étudier les structures asymétriques dans le cyclone.

En travaillant avec une résolution horizontale inférieure à 10 *km*, on commence à simuler explicitement la convection profonde, l'œil, le mur de l'œil et la structure interne du cœur du cyclone (*zone grise* entre résolution explicite et paramétrisation jusqu'à 4-5 *km*). La modélisation méso-échelle apparaît ainsi à partir des années 70 où de nombreuses simulations de cyclones tropicaux à méso-échelle ont été menées avec historiquement des modèles numériques

axisymétriques de nuage. Bien que de tels modèles ne permettent pas de simuler les mécanismes cyclogénétiques, ni le caractère asymétrique de la circulation cyclonique ou encore l'interaction du cyclone avec son environnement, d'importants résultats ont été obtenus. On peut citer par exemple le modèle axisymétrique de Yamasaki (1977) couvrant un domaine de 60 km de rayon avec une résolution de 400 m près de l'axe central, qui a simulé en 2D (radiale et verticale), un cyclone très intense d'une pression centrale d'environ 100 hPa inférieure à la pression d'environnement, avec un œil très petit (3-4 km). La technique d'imbrication de modèles (« gridnesting ») a ensuite débuté avec Jones (1977), qui a développé un modèle 3D à 3 mailles imbriquées pour examiner à la fois la structure du cyclone, son interaction avec l'environnement et les processus multi-échelle liés aux perturbations cycloniques. Rosenthal (1978) en utilisant un modèle hydrostatique axisymétrique avec une maille horizontale de 20 km simule un cyclone d'égale intensité mais avec un œil plus grand (~ 20 km). Kurihara et Bender (1982) ont utilisé un modèle hydrostatique 3D à 4 mailles imbriquées, avec une résolution beaucoup plus fine de 5 km. Leur cyclone simulé est moins intense, mais a des caractéristiques de taille et de structure de l'œil plus réalistes. Willoughby et al. (1984) et Lord et al. (1984) ont effectué des simulations plus réalistes avec un modèle axisymétrique non hydrostatique et ont montré l'importance d'avoir un schéma microphysique sophistiqué (phase liquide + phase glace de l'eau). Les tests de sensibilité ont révélé que lorsque la phase glace est représentée explicitement, le vortex s'intensifie plus lentement conduisant à des vitesses d'intensification plus réalistes, et les caractéristiques de moyenne échelle du cyclone s'étendent sur une plus grande zone. Rotunno et Emmanuel (1987) ont développé un modèle similaire pour étudier les effets de l'interaction air-mer sur le développement du cyclone. Ils ont montré qu'un cyclone pouvait se développer dans une atmosphère faiblement convective voire neutre (CAPE ~ 0), grâce aux frottements à la surface de la mer qui génèrent un flux de chaleur (essentiellement latente). Tripoli (1992) a été le premier à obtenir avec un modèle 3D non hydrostatique à 4 domaines imbriqués une description réaliste du cœur interne et des bandes spiralées précipitantes d'un cyclone. Bender et al. (1993) et Hodur (1997) ont utilisé dans leurs études respectives un modèle 3D de nuage seul et un modèle couplé océan-atmosphère, et ont montré en particulier que dans le modèle couplé, le refroidissement en surface induit par les vents affecte de manière significative l'intensité finale du cyclone. Dès lors de nombreuses études ont été menées améliorant considérablement la prédiction de trajectoire de cyclone tropicaux avec les modèles numériques (Kurihara et al. 1995, 1998). Les premiers résultats relatifs à un cas de cyclone réel apparaissent avec l'étude de l'ouragan ANDREW (1992) par Liu et al. (1997). Ils simulent les structures internes

du cyclone avec un modèle 3D non hydrostatique à 3 domaines imbriqués de 54 km, 18 km et 6 km. En comparant les simulations aux observations, ils montrent que le modèle reproduit bien l'évolution du cyclone, en particulier sa trajectoire, le creusement rapide et le minimum de pression centrale, l'œil, le mur de l'œil ainsi que les bandes spiralées de précipitations. Cette étude de Liu et al. (1997) constitue en fait la première partie d'une série de six publications : Liu et al. (1999), Zang et al. (2000), Zang et al. (2001), Zang et al. (2002) et Yau et al. (2004). L'étude globale traite du développement initial à l'atterrissage sur la Floride du cyclone. Ils ont réussi dans un premier temps à démontrer l'aptitude des modèles non hydrostatiques à haute résolution à simuler de manière réaliste les structures détaillées méso-échelles des cyclones. Par la suite, ils se sont intéressés à la nature et la structure de l'œil, du mur de l'œil à travers une étude de la cinématique et de la thermodynamique, des forçages dynamiques des mouvements verticaux, des flux non équilibrés, des bilans radiaux de moment angulaire, de température, d'humidité et de température potentielle équivalente. Enfin Yau et al. (2004) ont augmenté la résolution jusqu'à 2 km et montré des structures intéressantes sur la dynamique de l'œil à très fine échelle telle que la présence d'un anneau de maximum de température potentielle équivalente en surface et en altitude dans l'œil qui favorise le mélange de vorticités entre l'œil et le mur de l'œil. Ils ont aussi produit des tests de sensibilité qui montrent que les flux de moments générés par friction ont plus d'impact que les flux de chaleur latente et sensible, sur la structure, la taille et l'intensité des cyclones simulés. De même Farfan et Zehnder (2001) ont réussi à simuler avec le modèle MM5 la trajectoire et la structure du cyclone NORA (1997) en interaction avec la péninsule californienne de Baja ; Wang (2001) a démontré que les modèles 3D de haute résolution sont capables de simuler plusieurs aspects des cyclones tropicaux dont notamment la partie du cœur interne, les bandes précipitantes intérieures et extérieures ainsi que les vortex d'ondes de Rossby dans le mur de l'œil en rotation ; Braun (2002) a utilisé le modèle MM5 avec 4 domaines imbriqués et une résolution maximum de 1,33 km pour étudier l'ouragan BOB ; Rogers et al. (2003) ont utilisé le modèle MM5 en haute résolution avec déplacement automatique de domaine sur l'étude de BONNIE. Récemment Nuissier et al. (2005) ont utilisé le modèle 3D Méso-NH pour simuler le cyclone BRET en utilisant une méthode d'initialisation par radar Doppler aéroporté. Le tableau 3.1 récapitule l'évolution de la modélisation méso-échelle des cyclones tropicaux.

Chercheur	Année	Modèle/Résolution	Type
Yamasaki	1977	400 m	Axisymétrique
Jones	1977		3D
Rosenthal	1978	20 km	Axisymétrique
Kurihara et Bender	1982	5 km	3D
Willoughby et al.	1984		Axisymétrique
Lord	1984		Axisymétrique
Rotunno et Emmanuel	1987		Axisymétrique
Tripoli	1992		3D
Bender et al.	1993		3D
Hodur	1997		3D
Liu et al.	1997,1999	MM5/6 km	3D
Zang et al.	2000,2001,2002	MM5/6 km	3D
Farfan et Zehnder	2001	MM5	3D
Wang	2001		3D
Braun	2002	MM5/1,33 km	3D
Rogers et al.	2003	MM5	3D
Yau et al.	2004	MM5/2 km	3D
Nuissier et al.	2005	Méso-NH/1,67 km	3D

Tableau 3.1 : *Historique de la modélisation méso-échelle*

3.2.2 L'influence du relief

L'influence du relief est un axe de recherche qui s'est développé grâce à la modélisation méso-échelle. L'interaction d'un cyclone avec la topographie d'un terrain est un sujet intéressant quand on considère l'évolution des cyclones lors de l'atterrissage ou encore lors du passage à proximité d'une île montagneuse comme par exemple le cas de Taiwan (Wang 1980, Chang 1982,

Wu et al. 2003, Lin et al. 2006). De plus l'énorme impact social et économique des cyclones, en relation avec les populations et les biens concentrés sur les littoraux des zones continentales d'atterrissage ou encore des îles concernées par la menace cyclonique, constitue une raison primordiale pour l'étude de l'influence du relief. On se souvient tous des conséquences dramatiques de l'atterrissage de l'ouragan KATRINA en 2005 sur les côtes américaines. Pour ces nombreuses raisons, l'influence du relief est un sujet appelé à se développer dans le domaine de la modélisation méso-échelle des cyclones.

De nombreuses simulations numériques de cyclone se sont ainsi focalisées sur l'influence de l'orographie des îles se trouvant sur la course des cyclones. Ainsi Brand et Bleloch (1973) ont montré que l'intensité moyenne des cyclones tropicaux traversant les Philippines diminuait de 33 %, que leur trajectoire était déviée vers le nord et que la taille de la circulation des faibles cyclones diminuait de manière significative. Hebert (1980) a étudié les déflexions de trajectoire de l'ouragan DAVID et de la tempête tropicale FREDERIC (1979) lors de leur approche au sud de l'île d'Hispaniola. Bender et al. (1987) se sont focalisés sur l'influence d'îles montagneuses qui affectent le flux directeur, qui causent des changements dans la trajectoire et la vitesse de translation, et induisent des modifications dans la structure de cyclones tropicaux idéaux passant près de leurs côtes.

En ce qui concerne le BSOOI, Payda (1975) et Hoarau (2001) ont discuté de la large variabilité de la distribution des valeurs de vents cycloniques enregistrés par les stations de surface des îles Maurice et Rodrigues, induite par l'orographie de ces dernières.

Cependant de très nombreuses études se focalisent sur l'influence de Taiwan sur la trajectoire des cyclones, à cause du Central Mountain Range (CMR) qui constitue en fait une véritable barrière orographique de 3000 m d'altitude, longue de 400 km et large de 100 km, orientée nord sud, à la course des cyclones du bassin Pacifique ouest. Wang (1980) fut le premier à faire une compilation de tous les cyclones étant passés sur Taiwan et les divisa en deux catégories : les forts cyclones qui ont tendance à passer par-dessus l'île avec une trajectoire continue et plutôt incurvée dans le sens cyclonique, alors que les faibles cyclones ont une trajectoire discontinue caractérisée par la dissipation de l'œil sur le côté au vent situé à l'est de l'île, en parallèle de la création d'un deuxième centre dépressionnaire du côté sous le vent situé à l'ouest de l'île.

Dans une étude numérique idéalisée à 60 km de résolution, Chang (1982) a représenté le CMR de Taiwan par une montagne linéaire culminant à 2000 m d'altitude. Avec cette configuration il a montré que le flux cyclonique idéalisé passe de préférence autour de l'île, que le flux de basses couches est bloqué par le CMR ce qui induit une incurvation dans le sens cyclonique de la trajectoire, et que dans ces conditions la propagation des cyclones tropicaux affichant une circulation relativement faible, est fortement contrôlée par la perturbation des flux de bas niveaux.

De plus Yeh et Elsberry (1993) ont montré que la déflexion de trajectoire est plus importante pour les faibles cyclones se déplaçant lentement alors qu'au contraire les cyclones intenses à déplacement rapide passent au travers de l'île avec une trajectoire continue.

Comme Wang (1980), Wu et Kuo (1999) ont recensé de manière détaillée tous les cyclones ayant affecté Taiwan en les discriminant suivant l'occurrence de déflexion dans la trajectoire, de changements dans l'intensité, de développement d'un deuxième centre dépressionnaire ou encore de l'apparition de différents régimes de flux.

Récemment, Wu et al. (2003) ont montré que lors de l'atterrissage du typhon ZEB (1998) sur Luzon (Philippines), son mur de l'œil s'est contracté, avant de s'atténuer et de se casser, pour ensuite se reformer dès que le météore est retourné sur l'océan. L'affaiblissement du vortex était vraisemblablement dû à la dissipation causé par le terrain et à l'arrêt momentané du réapprovisionnement en vapeur d'eau, alors que la circulation externe était moins affectée.

Lin et al. (2005) ont déterminé six paramètres adimensionnels (V_{max}/Nh , U/Nh , R/L_y , U/fL_x , V_{max}/fR et h/L_x où V_{max} représente le vent tangentiel maximum, N la fréquence de Brunt-Väisälä, h la hauteur de la montagne, U la vitesse du flux directeur, R le rayon de V_{max} , f le paramètre de Coriolis, et L_x et L_y les grandeurs horizontales caractéristiques de la montagne dans les directions x et y), qui contrôlent le degré d'importance de la déviation de la trajectoire du cyclone, induite par les forçages orographiques. Avec des simulations idéalisées jouant sur les différents paramètres, ils ont montré qu'un blocage orographique fort (respectivement faible) affectant un faible cyclone (respectivement intense) induit une trajectoire discontinue (respectivement continue). Récemment Lin et al. (2006) ont appliqué ce modèle conceptuel sur les cas des cyclones TORAJI (2001) et BILIS (2000), le premier étant un typhon d'intensité modérée avec une trajectoire discontinue et le deuxième un super typhon avec une trajectoire continue. Le calcul des différents nombres adimensionnels dans le cas des deux cyclones conforte la théorie : un cyclone intense aura une trajectoire continue du fait

d'un faible blocage orographique du CMR (cas de BILIS) alors qu'un faible cyclone sera totalement bloqué par le CMR (cas de TORAJI).

Chen et Lin (2005) ont montré que les caractéristiques d'un flux humide, typiquement celui d'un flux cyclonique saturé, au-dessus d'une barrière orographique dépendait d'un nombre de Froude « humide » défini comme $F_w = U / (N_w h)$ où U représente la vitesse horizontale du flux, N_w la fréquence de Brunt-Väisälä « humide » ($= g / \theta_{vm} d\theta_v / dz$, où g représente l'accélération de la gravité, θ_v la température potentielle virtuelle, θ_{vm} la température potentielle virtuelle moyenne dans la couche considérée, z la coordonnée verticale) et h la hauteur de la montagne. Quand F_w est faible (< 1 , régime « subcritique »), le flux est partiellement bloqué ou passe autour de l'obstacle et les précipitations se produisent au-dessus de la partie vallonnée du terrain. Quand F_w est modéré (≈ 1), un système convectif persistant apparaît aux alentours du pic de montagne. Quand F_w est grand (> 1 , régime « supercritique »), un système se propageant se développe du côté sous le vent de la barrière orographique. Quand la vitesse du flux directeur (et F_w) augmente à N_w fixé, le flux tend à passer d'un régime à un autre c'est-à-dire de « flux autour » à « flux au-dessus ».

3.2.3 La modélisation haute résolution

Le développement de la modélisation méso-échelle à haute résolution ($< 2 \text{ km}$) a permis d'investiguer les caractéristiques de très fine échelle des cyclones tropicaux et notamment la dynamique interne de l'œil où une bonne résolution horizontale est nécessaire pour bien simuler les processus de convection profonde au niveau du mur, les mésovortex ou encore les ondes de Rossby se propageant à l'intérieur de l'œil (Yau et al. (2004). D'autre part ce gain en résolution dans le cadre de l'étude de l'influence du relief permet de quantifier l'impact en intensité (précipitation, vent) d'un cyclone sur une île se trouvant sur son passage ou encore une terre ayant subi son atterrissage.

Dynamique interne de l'œil

Schubert et al. (1999) ont discuté de l'observation de forme polygonale (triangles évoluant jusqu'à des hexagones) que peut arborer quelques fois l'œil des cyclones (Lewis et Hawkins 1982, Muramatsu 1986). Ils discutent aussi d'observation faisant état de la présence d'intenses

mésovortex dans la région de l'œil. Ils montrent en utilisant un modèle numérique pseudo-spectral de haute résolution que la forme polygonale de l'œil résulte d'une instabilité barotropique associée à l'instabilité des vortex d'onde de Rossby près du rayon de maximum de vent. Les circulations associées à l'accumulation de vorticité potentielle (PV) dans des zones bien précises de l'œil lui donnant son apparence polygonale, suggèrent une connexion avec les mésovortex. Plus tard Kossin et Schubert (2001) toujours avec le même modèle pseudo-spectral, montrent que les anneaux instables de vorticité associés au stade d'intensification des cyclones, se divisent en plusieurs mésovortex. Ces mésovortex évoluent ensuite soit en monopole soit en un état quasi stable asymétrique. La circulation associée à ce dernier état fait apparaître la forme polygonale de l'œil. A ces mésovortex, sont associées des perturbations basses de pression dont la magnitude dépend de la magnitude initiale de l'anneau de vorticité. D'autre part, dans le cas de la formation d'un monopole, la pression du cyclone peut baisser de manière significative l'intensifiant de manière dramatique. Les auteurs illustrent leurs résultats sur la forme polygonale et les mésovortex avec les observations de l'ouragan BRET, aussi discutés dans Nuissier et al. (2005). Kossin et Schubert (2003) présentent une photographie du cyclone ISABEL (**Fig. 3.1**) qui présente une forme pentagonale avec cinq mésovortex présents à chaque sommet du polygone, conformément à l'étude de Kossin et Schubert (2001).

Yau et al. (2004) dans leur étude de l'ouragan ANDREW avec le modèle MM5 avec une résolution de 2 km simulent les caractéristiques de très fine échelle du cyclone : partie interne du cœur, bandes spiralées, organisation de la convection profonde. Un élément intéressant est la localisation dans les régions de maximum de vitesse verticale dans l'œil, d'une zone (anneau) de maximum de PV, qui interagit fortement avec la convection dans le mur de l'œil. Les auteurs remarquent aussi que les noyaux convectifs situés dans le mur de l'œil sont associés à des zones de vent extrême de petite taille.

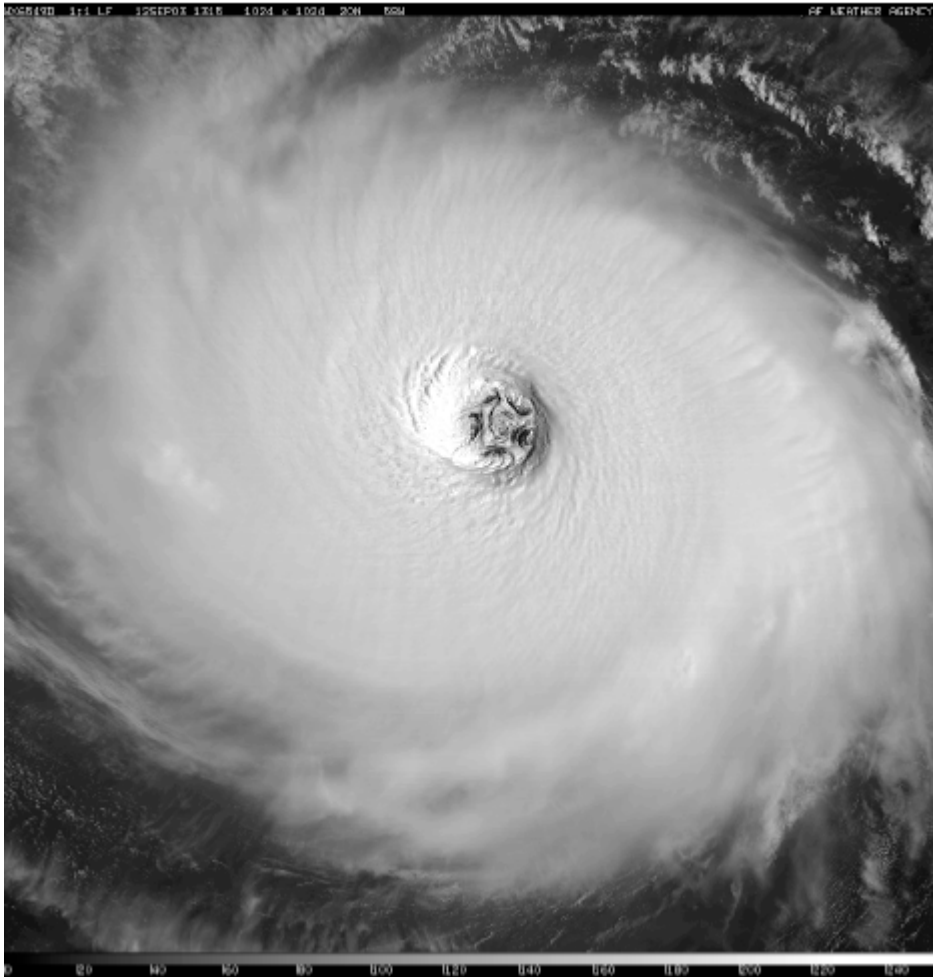


Figure 3.1 : *ISABEL et ses 5 mésovortex (Kossin et Schubert 2003)*

Précipitations

Wu et al. (2002) ont montré, sur l'étude du typhon HERB (1996) en réalisant une série de simulations, la capacité du modèle MM5 avec une résolution de 2,2 km à reproduire la trajectoire, le changement d'intensité mais surtout la distribution détaillée à méso-échelle des précipitations. Ils ont d'ailleurs réussi à reproduire le maximum de précipitation à 70 % de la valeur observée. Ils montrent qu'avec une simulation de trajectoire précise, la capacité du modèle à reproduire les précipitations sur Taiwan dépend de deux facteurs : la résolution horizontale du modèle et sa

capacité à décrire l'orographie de Taiwan, ces deux facteurs jouant un rôle équivalent dans la simulation des précipitations. Dans le cas de HERB, la présence du CMR a eu un impact mineur sur la trajectoire du cyclone mais le CMR a joué un rôle essentiel dans l'augmentation du total de précipitation sur l'île.

Nous venons d'examiner les différents aspects de la modélisation numérique. Les différentes études montrent qu'il n'est pas possible de prévoir raisonnablement les caractéristiques du cyclone tropical si on n'introduit pas dans le modèle une résolution assez fine, une physique complète, et un vortex initial correct (taille, intensité, localisation) en relation avec les conditions de grande échelle (humidité, cisaillement de vent). Ainsi dans le *chapitre 4*, nous analyserons la méthode utilisée pour la modélisation spécifique du cyclone DINA à l'aide du modèle Méso-NH.

Chapitre 4

La modélisation de DINA

4.1 Le modèle numérique Méso-NH	78
4.1.1 Présentation	78
4.1.2 Caractéristiques du modèle	78
4.2 Notre approche	83
4.2.1 L'initialisation	83
4.2.2 La configuration technique de l'étude	87

4.1 Le modèle numérique MésO-NH

4.1.1 Présentation

MésO-Nh est un modèle atmosphérique français non-hydrostatique à méso-échelle développé conjointement depuis 1992 par le Laboratoire d'Aérodynamique de Toulouse (Centre National de Recherche Scientifique – Université Paul Sabatier) et le Centre National de Recherches Météorologiques (Météo-France, CNRS) (Lafore et al. 1998). Il est destiné à simuler les mouvements atmosphériques depuis l'échelle méso-alpha (échelle des perturbations synoptiques, millier de kilomètres) jusqu'à la petite échelle (échelle de la convection, mètre). Le modèle est doté de multiples paramétrisations de phénomènes physiques tels que les interactions avec la surface, la turbulence, la microphysique, la convection, le rayonnement. Les variables pronostiques du modèle (vent, température potentielle, différents contenus en eau et scalaires passifs) peuvent être initialisés à partir de champs idéalisés ou issus d'analyse de grande échelle de modèles opérationnels (CEPMMT, Arpège). La résolution verticale et horizontale peut-être variable et l'imbrication de modèles (« grid nesting ») permet de simuler des phénomènes d'échelles variées avec la possibilité d'interaction entre les modèles emboîtés (« two way grid nesting »).

4.1.2 Caractéristiques du modèle

Hypothèse non hydrostatique

Pour des échelles atmosphériques horizontales inférieures à une dizaine de kilomètres, le terme d'accélération verticale peut devenir du même ordre de grandeur que le terme de flottabilité, ce qui est particulièrement vrai dans les processus convectifs où les échelles verticales caractéristiques sont plus grandes que les échelles horizontales associées. Il est donc très important de garder l'équation complète du mouvement vertical :

$$\frac{Dw}{Dt} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} - g \quad (4.1)$$

Les variables dynamiques et thermodynamiques des équations non hydrostatiques sont décomposées comme la somme d'un état de référence au repos (hydrostatique) et d'un écart par rapport à cet état de référence :

$$\mathbf{u} = \mathbf{0} + \tilde{\mathbf{u}}, \quad \mathbf{v} = \mathbf{0} + \tilde{\mathbf{v}}, \quad w = \mathbf{0} + \tilde{w}, \quad T = T_{ref} + \tilde{T}, \quad p = p_{ref} + \tilde{p}, \quad \rho = \rho_{ref} + \tilde{\rho} \quad (4.2)$$

Les variables d'état pronostiques du modèle sont le vent (u, v, w), la température potentielle (θ), les rapports de mélange des hydrométéores (vapeur, eau nuageuse, pluie cristaux de glace, neige, graupel) et des scalaires passifs.

On obtient ainsi au premier ordre l'équation du mouvement vertical suivante :

$$\frac{Dw}{Dt} = \underbrace{-\frac{1}{\rho_{ref}} \frac{\partial \tilde{p}}{\partial z}}_{\text{terme de pression}} - \underbrace{\frac{g}{\rho_{ref}} \tilde{\rho}}_{\text{terme de flottabilité}} \quad (4.3)$$

A petite échelle, le terme de pression peut même devenir négligeable par rapport au terme de flottabilité que l'on peut écrire sous la forme :

$$B = -\frac{g}{\rho_{ref}} \tilde{\rho} \approx g \left(\frac{\tilde{\theta}_v}{\theta_{vref}} - q_l - q_s \right) \quad (4.4)$$

Avec θ_v : température virtuelle

q_l : concentration en espèces liquides

q_s : concentration en espèces solides

Ainsi, une particule sera accélérée vers le haut si elle est plus légère (air chaud et humide par exemple) que son environnement et inversement. Cependant, ce déplacement génère un gradient de pression de part et d'autre de la particule qui agit comme un frein à son mouvement. L'importance du terme de pression est donc liée à la taille des particules et des mouvements de masses d'air étudiés.

Hypothèse anélastique

Cette approximation permet de réaliser un filtrage des ondes acoustiques en remplaçant la réponse élastique en terme de masse volumique de l'air par une compression locale ($\bar{\rho}$ négligeable). L'équation de continuité complète devient alors :

$$\frac{D\rho}{Dt} \approx w \frac{\partial \rho_{ref}}{\partial z} = -\rho_{ref} \nabla \cdot \vec{u} \quad (4.5)$$

Cette relation traduit le fait qu'un déplacement vers le haut est associé à une augmentation anélastique du volume de la particule d'air et inversement (les effets liés à l'évolution locale de la masse volumique et aux déplacements horizontaux sont négligés). On peut déduire de l'équation précédente la forme classique et diagnostique de l'équation de continuité :

$$\nabla \cdot (\rho_{ref} \vec{u}) = 0 \quad (4.6)$$

On néglige ainsi les processus internes au gaz qui le font réagir de manière élastique à une variation de pression. L'air reste donc compressible mais anélastique. Un avantage important aussi bien physique que numérique de l'approximation anélastique est que le bilan du flux de masse horizontal et le bilan de flux de masse vertical se compense.

Ainsi, la vitesse verticale w sera une variable pronostique et la perturbation de pression une variable diagnostique dans Méso-NH.

Système de coordonnées verticales :

Le modèle Méso-NH utilise un système de coordonnées curvilignes (**Fig. 4.1**), dont la coordonnée verticale est du type Gal-Chen et Sommerville (1975). Elle s'écrit sous la forme :

$$\hat{z} = H \frac{z - z_s}{H - z_s} \quad (4.7)$$

Avec H : la hauteur du modèle

z_s : la topographie locale

Elle permet de prendre en compte la sphéricité de la Terre ainsi que l'orographie locale.

Paramétrisations :

Les paramétrisations des nombreux processus physiques (processus non résolus à l'échelle de la maille, changements d'état de l'eau, interactions avec la surface) constituent un caractère fondamental de la physique du modèle Méso-NH.

- **Turbulence**

La turbulence permet de calculer l'évolution des champs associés aux mouvements turbulents d'échelle inférieure à la maille du modèle qui contribuent au mélange vertical et horizontal. La paramétrisation de la turbulence (Cuxart et al. 1998) résout l'équation pronostique de l'énergie cinétique turbulente avec un schéma de fermeture à l'ordre 1,5 (dénommée TKEL dans Méso-NH). Les flux turbulents peuvent être tridimensionnels pour des mailles inférieures à quelques kilomètres (Redespelger et Sommeria 1981), ou unidirectionnels (selon z) (Bougeault et Lacarrère 1989) (dénommée BL89 dans Méso-NH), comme dans la plupart des modèles hydrostatiques de méso-échelle.

- **Interaction avec le sol**

Le schéma ISBA - Interactions Soil-Biosphere-Atmosphere - (Noihlan J. et S. Planton 1989) est un schéma complet traitant de l'interaction avec le sol. Il permet prendre en compte l'évolution temporelle des paramètres et des flux de surface.

- **Rayonnement**

La paramétrisation du rayonnement développée par le CEPMMT permet de prendre en compte les interactions entre les gaz atmosphériques, les aérosols, les nuages, la surface et le rayonnement électromagnétique via un modèle de transfert radiatif simplifié (Morcrette 1989) (dénommée ECMWF dans Méso-NH).

- **Microphysique**

La paramétrisation de la microphysique repose sur la représentation des processus d'évolution des hydrométéores et de la vapeur d'eau via une paramétrisation de type Kessler

(1969) pour la microphysique chaude et la paramétrisation développée par Caniaux et al. (1995) pour la microphysique froide. Dans notre cas c'est la microphysique froide ICE3 qui est activée pour tous les modèles. Elle régit les équations de cinq espèces : l'eau liquide nuageuse, l'eau liquide précipitante, la glace primaire, les agrégats (ou neige) et le grésil. L'eau liquide nuageuse et la glace primaire sont des espèces non précipitantes, alors que les trois autres espèces précipitent avec des vitesses de chute différentes. Il existe de multiples interactions entre les différentes catégories: 35 processus microphysiques sont paramétrés tels que l'évaporation, la condensation, la nucléation hétérogène, la nucléation homogène ou encore la fusion, l'accrétion, la sublimation, la congélation, le givrage. Ces processus sont séparés en processus à seuil, lents et rapides. La possibilité d'ajustement à la saturation sous-maille permet également d'obtenir des nuages dans une maille sous-saturée.

- **Convection**

Le modèle dispose de la paramétrisation de la convection profonde et celle de la convection peu profonde, suivant Kain et Fritsch (1990) (dénommée KAFR dans Méso-NH). La paramétrisation est activée pour des mailles horizontales supérieures à 4-5 km, ne permettant pas de résolution explicite des mouvements convectifs de plus fine échelle (Bechtold et al. 2001). En effet en dessous, la convection profonde est explicitement résolue par le modèle Méso-Nh (Nuissier et al. 2005). Toutefois la paramétrisation de la convection profonde dans les modèles est aussi complexe que les mécanismes qui gouvernent la formation et le développement des nuages cumuliformes auxquels elle est associée. La difficulté est encore plus importante dans les cas de modèles à méso-échelle où une partie des processus convectifs peuvent être résolue explicitement par le modèle (problème de double prise en compte). On utilise généralement le schéma de la convection de Kain et Fritsch (1990) qui a été adapté au modèle Méso-NH, permettant d'activer la paramétrisation de la convection en tout point « convectivement » instable et de détraîner une partie du nuage et de ses particules de pluie produites par le schéma de convection dans les équations explicites de ceux-ci. Pour la convection précipitante il s'agit d'un schéma de convection profonde en flux de masse. Pour les processus de convection non précipitants qui se situent entre des processus turbulents et des processus de convection profonde, ils doivent être paramétrés jusqu'à des échelles inférieures au kilomètre. C'est alors un schéma de convection peu profonde en flux de masse qui est utilisé. Ces schémas basés sur Kain et Fritsch (1990) comprennent :

- un calcul réaliste de l'entraînement,
- une paramétrisation des courants subsidents,
- le déentraînement des hydrométéores,
- une hypothèse de fermeture basée sur la libération de l'énergie potentielle convective utilisable (CAPE) durant une période comprise entre 30 minutes et 60 minutes.

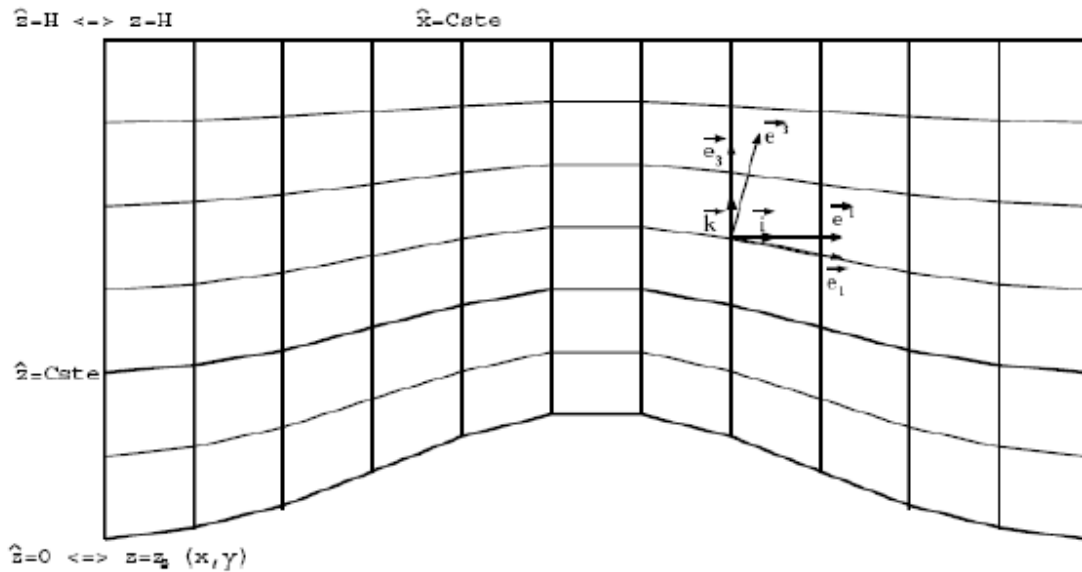


Figure 4.1 : Grille verticale dans le modèle Més0-NH (Més0-Nh Scientific Book)

4.2 Notre approche

4.2.1 L'initialisation

Pour notre étude du cyclone DINA, une méthode d'initialisation spécifique a été utilisée : la méthode RDVC (*Radar and Dropwindsonde Vortex Conditioning*) (Nuissier et al. 2005). Cette méthode consiste à extraire des champs d'analyse de grande échelle le vortex cyclonique mal défini et mal positionné afin de le remplacer par un vortex analytique équilibré plus réaliste et bien positionné déduit d'observations radar. Les différentes étapes de la méthode RDVC sont présentées succinctement ci-dessous.

Filtrage de l'analyse de grande échelle

Le filtrage s'effectue suivant le schéma de Kurihara et al. (1993, 1995) (**Fig. 4.2**) consistant à utiliser des filtres fréquentiels permettant d'isoler les caractéristiques du vortex analysé. Un premier filtrage de l'analyse de grande échelle (1) sépare le champ de base (2) et la perturbation totale (3) pour les variables vent, température et pression en effectuant un lissage de ces variables (filtre de Barnes 1983). On peut influencer sur le filtrage en modifiant la valeur de la fréquence de coupure du filtre (en fonction de l'extension du cyclone à extraire) qui donne plus ou moins d'importance à la perturbation ou à l'environnement. Au sein de la perturbation totale (3) subsistent des résidus non cycloniques (5) que l'on désire conserver. Un deuxième filtrage dissocie au sein de la perturbation totale (3), la perturbation cyclonique (la circulation primaire correspondant au tourbillon cyclonique moyen, à l'anomalie de température et à la dépression centrale) (4) de la perturbation non cyclonique (résidus) (5). Le centre du cyclone à filtrer est déterminé par le minimum de pression, le centre de vorticité et le centre dynamique (minimum de vent). Ceci étant fait pour toutes les altitudes, on obtient un profil de centres. On détermine ensuite l'extension du cyclone par un test sur le vent tangentiel ($V_T < 6 \text{ m/s}$). Dans la zone ainsi déterminée, on extrait la circulation primaire. Le champ obtenu par addition du champ de base (2) et des résidus non cycloniques (5) constitue un nouveau champ d'environnement hors vortex (6).

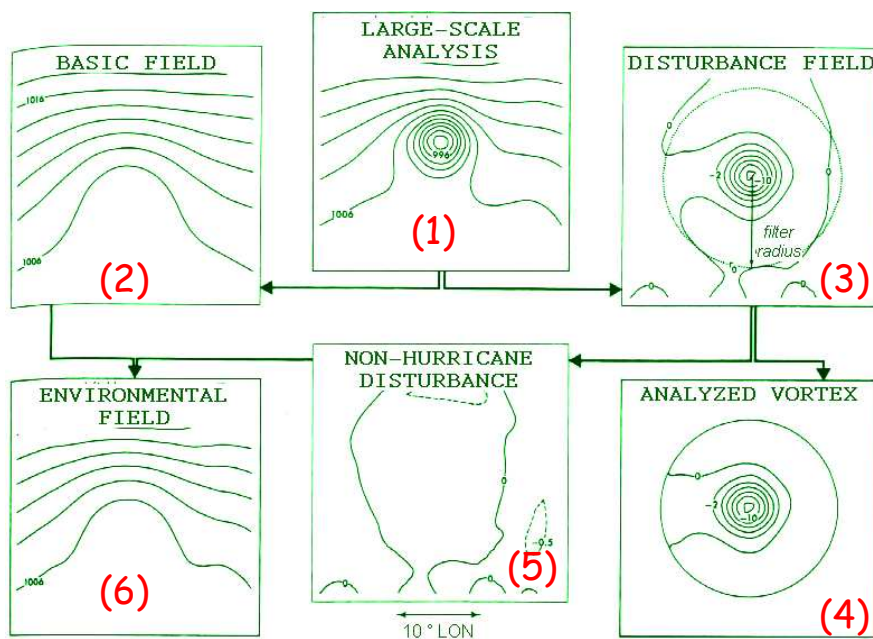


Figure 4.2 : Schéma de filtrage de l'analyse de grande échelle (Kurihara 1993)

Inclusion d'un vortex radar

L'opération d'inclusion d'un vortex radar (ou bogus) dans le champ d'environnement issu du filtrage a été initiée par Nuissier et al. (2005) dans leur étude de l'ouragan BRET ayant sévi sur le Mexique en Août 1999. Les avions P3 de la NOAA et les mesures radar Doppler aéroportées ont rendu possible la restitution de la partie active du cyclone à une résolution de 2 km. L'algorithme de traitement EVTD (*Extended Vortex Track Display*, Roux et Marks 1996) a été utilisé pour permettre l'utilisation de ces données dans l'initialisation du modèle Méso-NH. Pour notre étude du cyclone DINA, on utilise l'algorithme GB-EVTD (*Ground Based Extended Vortex Track Display*, Roux et al. 2004) étant donné que les mesures proviennent d'un radar Doppler situé au sol. Ces observations radar Doppler du cyclone DINA, de résolution horizontale de 3 km et de résolution verticale de 500 m, ont été acquises lors de son passage à proximité de la Réunion pour les dates allant du 22/01/02 à 1022 UTC au 22/01/02 à 1422 UTC, toutes les 30 minutes (les données radar s'arrêtent le 22/01/02 à 1422 UTC du fait de la destruction du radar déjà évoquée précédemment). A partir de ces données, on peut restituer le champ de vent horizontal (vent tangential et radial) pour les périodes 1022-1122 UTC, 1152-1252 UTC, 1322-1422 UTC. Pour notre étude, la date d'initialisation choisies du 22/01/02 à 0000 UTC nous amènent à utiliser le vortex radar issu des données de la période la plus proche c'est-à-dire 1022-1122 UTC. Cette approximation nous semble valide car l'intensité observée de DINA entre Maurice et la Réunion, c'est-à-dire du 21/01/02 au soir au 22/01/02 dans la journée, était stationnaire.

En raison de la faible extension des observations radar (130 km en mode Doppler), le champ de vent tangential (**Fig. 4.3a**) est ensuite ajusté par une loi analytique (équation (4.8), Holland 1980), décrivant l'évolution du profil de vent tangential en fonction de la distance radiale et de l'altitude (**Fig. 4.3b**).

$$V_T^*(r, z) = V_{Tmax}(z) \sqrt{\frac{\left\{ 1 - \frac{1}{\left[\frac{r}{RMW(z)} \right]^{B(z)}} \right\}}{\left[\frac{r}{RMW(z)} \right]^{B(z)}}} \quad (4.8)$$

$V_{Tmax}(z)$: vent tangentiel maximum.

$RMW(z)$: rayon de vent maximum.

$B(z)$: paramètre de variation radiale du vent.

r : distance au centre du cyclone.

Ceci permet d'étendre la circulation cyclonique sur des distances de plusieurs centaines de kilomètres, conformes à l'observation. L'équilibre du vent thermique (équation (4.9)), permet enfin de déduire le champ de température (champ de masse) et d'obtenir un vortex équilibré (**Fig. 4.3b**) :

$$\frac{\partial}{\partial r} \theta_{cs}(r, z) = \frac{\theta_0(z)}{g} \left[2 \frac{V_T^*(r, z)}{r} + \frac{\partial}{\partial \zeta} V_T^*(r, z) + f \right] \quad (4.9)$$

Dans le cas de DINA, la méthode GB-EVTD permet d'obtenir un vortex de 1200 km de diamètre avec un vent tangentiel maximum de 65 m/s situé à environ 50 km du centre du cyclone (**Fig. 4.4**). L'anomalie de température associée est concentrée vers 15 km d'altitude et a pour valeur 15 °K. On inclut ensuite ce vortex analytique dans les différents domaines à des résolutions différentes, à l'instant initial 0000 UTC le 22/02/02. Plus on affine la résolution plus la représentation du vortex devient similaire à la loi analytique, l'interpolation des perturbations de vent et de température dégradant la représentation du vortex dans les domaines de plus basses résolutions. Cependant, la technique du « two-way gridnesting » permet de fournir à tous les modèles les caractéristiques de petite échelle présentes dans le domaine de plus haute résolution durant l'intégration.

Il faut noter que la circulation secondaire (radiale et verticale), ainsi que les perturbations de pression ne sont pas encore présentes dans l'état initial, mais sont générées au cours de la simulation par le modèle Més0-NH.

Les champs de grande échelle utilisés pour l'initialisation des simulations sont ceux du CEPMMT le 22/01/02 à 0000 UTC. Une étude préalable (Barbary 2004) visant à déterminer d'une part la date d'analyse et d'autre part le modèle coupleur les plus appropriés pour l'étude de DINA a permis de choisir parmi un certain nombre de modèles associés à Més0-NH (ERA40, CEPMMT, UKMO et Arpège Tropic). D'après cette étude le choix final du CEPMMT comme modèle coupleur à la date d'initialisation du 22/01/02 à 0000 UTC satisfait

au mieux la qualité de prévision en trajectoire et de représentation du cyclone, quand il est associé à la méthode RDVC (filtrage + bogus) pour l’initialisation du modèle Méso-NH.

4.2.2 La configuration technique pour l’étude

A partir des simulations du cyclone DINA, deux études distinctes ont pu être menées grâce au modèle Méso-NH dans sa version M4.3B1 incluant les modules de filtrage et de bogus.

Une première étude a pour but d’étudier, de caractériser et de quantifier l’influence du relief de l’île de La Réunion sur le cyclone DINA. Elle consiste à réaliser deux simulations de DINA jusqu’à 4 km de résolution en utilisant 3 domaines imbriqués (A, B et C) (**Fig. 4.5**), initialisées le 22/01/02 à 0000 UTC par la méthode RDVC (inclusion d’un bogus dans les champs du CEPMMT) et forcées toutes les 12 heures par les champs du CEPMMT, pour une période totale de simulation de 33 heures. La première expérience nommée “*Island*” utilise toutes les données physiographiques (altitude, type de sol, type de végétation) sur les domaines utilisés (Madagascar, Maurice et Réunion). Alors que la deuxième nommée “*Ocean*”, utilise un champ physiographique modifié où l’île de La Réunion est remplacée par de l’eau dont la température de surface est interpolée à partir des valeurs contigües, alors que le reste du champ reste inchangé.

La deuxième étude concerne l’étude des caractéristiques à haute résolution du cyclone (impact du cyclone en termes de vent et précipitations sur l’île, et dynamique interne de l’œil). Elle consiste à réaliser une simulation de DINA à 1 km de résolution avec 1 unique domaine (D) (**Fig. 4.5c**), initialisée le 22/01/02 à 1600 UTC et forcée toutes les 10 minutes, par les sorties du modèle C de “*Island*”, pour une période totale de simulation de 11 heures.

A chaque domaine de simulation correspond un modèle pouvant avoir ses propres paramétrisations. Le modèle A (modèle père) possède un domaine de simulation recouvrant la zone du BSOOI, soit une région de 7800*3600 km² avec une résolution horizontale de 36 km (200*100 points). Le modèle B englobe la zone Madagascar-Réunion-Maurice, de dimensions 1944*1944 km² pour une résolution horizontale de 12 km (162*162 points). Le modèle C est centré sur la Réunion et Maurice, il recouvre une zone de 720*720 km² à la résolution horizontale de 4 km (180*180 points). Enfin le domaine du modèle D recouvre une zone de 240*240 km² à la résolution horizontale de 1 km (240*240 points).

20020122 at 1022-1122 / OLAT,OLON:-20.08, 55.84 / C : -4.4, -4.0

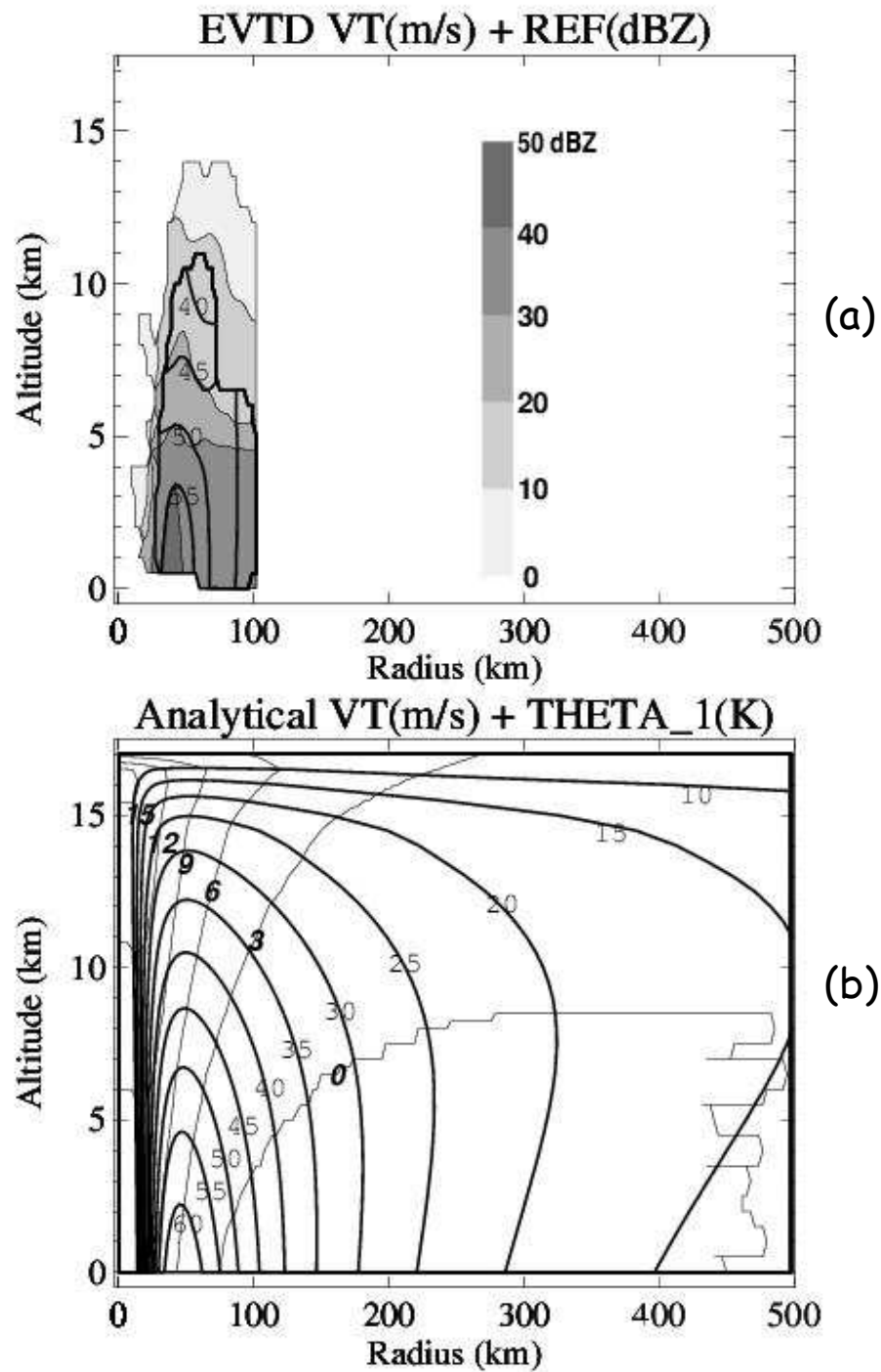


Figure 4.3 : Vortex radar issu de GB-EVTD en fonction de l'altitude et de la distance au centre :
(a) Vent tangential (m/s) et réflectivité correspondante (dBZ), (b) Vent tangential analytique (m/s) et anomalie de température associée (K)

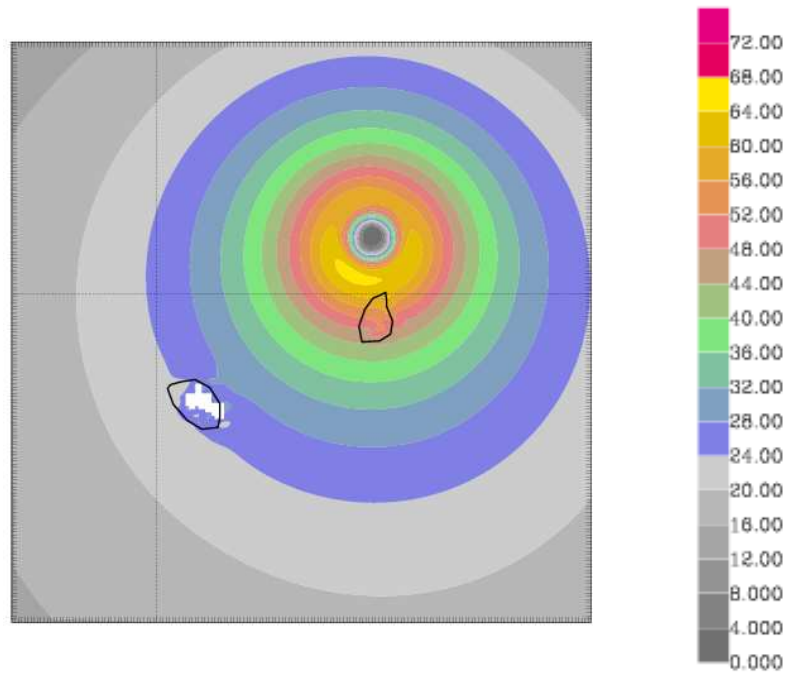


Figure 4.4 : *Bogus initial (0000 UTC le 22/01/02) en vent à 850 hPa sur le domaine C*

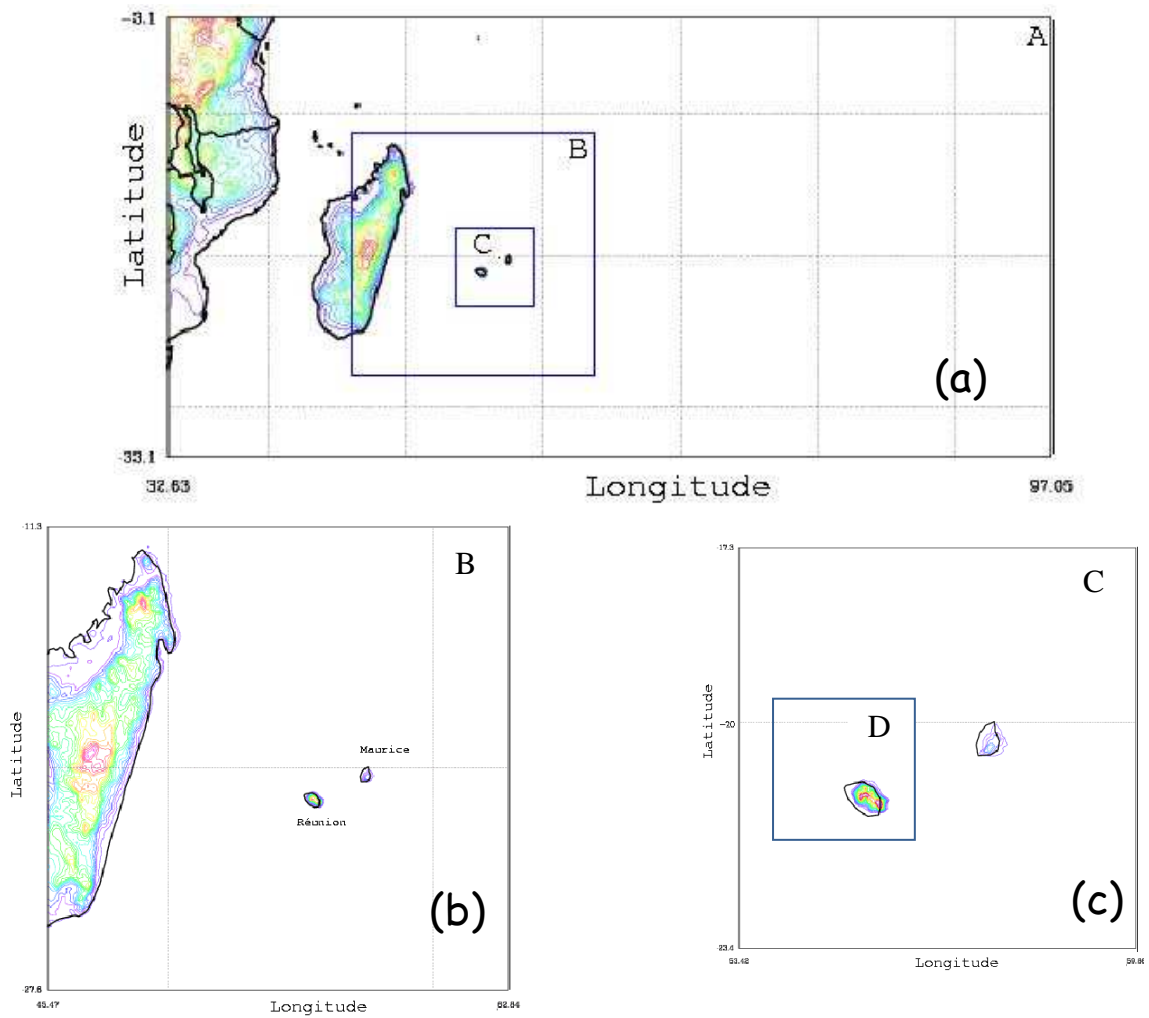


Figure 4.5 : *Domaines de simulation : (a) domaines A, B et C, (b) domaine B, (c) domaines C et D*

On utilise pour tous les modèles la même échelle verticale dénommée DI60 qui compte 60 niveaux répartis différemment en altitude (**Fig. 4.6**). DI60 possède une densité de niveaux verticaux importante dans les basses couches. Le pas vertical varie avec l'altitude, de 50 m près de la surface à 1 km près du sommet fixé à 21 km d'altitude. Il faut signaler l'existence d'une couche tampon constituée de 5 niveaux et située en haut du modèle entre 19 km et 21 km d'altitude. Une récente étude menée sur l'influence de la résolution verticale sur la représentation des processus physiques responsables de l'intensification d'un système dépressionnaire tropical avec le modèle Méso-NH (Samson 2006) confirme le choix d'un tel type d'échelle verticale. En effet une échelle à forte densité dans les basses couches de l'atmosphère permet de diminuer le temps d'ajustement du modèle au vortex (« spin up ») mais aussi de représenter correctement les processus de mélange et de transport turbulent présents dans la couche limite indispensables au cyclone pour bien s'intensifier. Toutefois cette étude a aussi montré qu'une forte densité de niveaux suffisante (de l'ordre de 500 m entre deux niveaux consécutifs) en moyenne et haute troposphère (12-13 km d'altitude) est nécessaire pour représenter correctement la phase d'intensification du cyclone, en générant une circulation divergente assez puissante et structurée pour évacuer correctement l'air apporté par les mouvements convectifs. Ce n'est pas le cas de DI60, mais nous ne simulons pas ici la phase d'intensification du cyclone DINA mais bien sa phase mûre, dont l'échelle verticale utilisée permet une bonne représentation.

Toutes les expériences disposent du schéma radiatif CEPMMT déclenché toutes les heures ; du schéma de flux de sol ISBA ; du schéma de microphysique des nuages ICE3 ; du schéma de turbulence TKEL (flux verticaux uniquement BL89) ; et d'un schéma d'advection du second ordre en temps et espace. Les flux d'échange océan-atmosphère utilisent la paramétrisation dite « directe », à savoir la formulation de Charnock (1955) et une représentation linéaire des coefficients de transfert (stress, chaleurs latente et sensible) avec la vitesse du vent. Les conditions aux limites des domaines sont ouvertes sachant et le « two-way gridnesting » est activé. Enfin les données physiographiques utilisées, dont le relief qui possède une résolution horizontale de 900 m, sont issues du fichier GTOPO30.

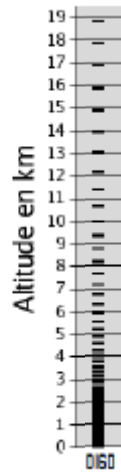


Figure 4.6 : Répartition des niveaux verticaux de l'échelle DI60

	Domaine A	Domaine B	Domaine C	Domaine D
Résolution horizontale	36 km	12 km	4 km	1 km
Pas de temps	30 s	10 s	3,5 s	1 s
Dimension	200*100 pts	162*162 pts	180*180 pts	240*240 pts
	7800*3600 km ²	1944*1944 km ²	720*720 km ²	240*240 km ²
Convection	implicite	implicite	implicite+explicite	explicite
Surface	Mer + GTOPO30			
Microphysique	Toutes les espèces sauf la grêle			
Paramétrisation	Turb : TKEL ; Rad : ECMWF ; Nuage: ICE3 ; Flux_sol : ISBA ; Flux_mer : Direct			

Tableau 4.1 : Configuration des différents domaines

La convection (profonde, peu profonde et downdraft) est entièrement paramétrée pour les domaines A et B de résolution respective 36 km et 12 km (KAFR). Pour le domaine C de résolution 4 km, le problème de la double prise en compte apparaît. Typiquement on se situe à la frontière où les processus convectifs peuvent être résolus explicitement par le modèle, mais aussi peuvent être toujours paramétrés (Bechtold et al. 2001, Nuissier et al. 2005). Pour résoudre ce problème, nous avons donc opté pour une résolution explicite des processus issus de la convection profonde, alors que les processus issus de la convection peu profonde restent paramétrés. Pour le domaine D de résolution 1 km la convection est entièrement résolue explicitement. Nous utilisons pour le schéma dynamique un pas temporel adapté à la résolution du domaine pour rester dans les critères de stabilité numérique: plus la résolution est accrue plus le pas est petit. Le tableau 4.1 récapitule les caractéristiques des différents domaines.

Nous venons de présenter succinctement dans une première partie le modèle Méso-NH et ses principales caractéristiques. Nous avons ensuite examiné en détail la méthodologie et les configurations du modèle utilisées, pour mener d'une part l'étude visant à étudier, caractériser et quantifier l'influence du relief de l'île de La Réunion sur le cyclone DINA, et d'autre part l'étude des caractéristiques à haute résolution du cyclone (impact du cyclone en termes de vent et précipitation sur l'île, et dynamique interne de l'œil). Ainsi dans le *chapitre 5* et le *chapitre 6*, nous aborderons l'étude de l'influence du relief et l'étude à haute résolution, respectivement.

Troisième partie

Résultats de la modélisation

Chapitre 5

The effect of La Réunion island on tropical cyclone DINA (2002): A comparative numerical study

5.1 Résumé	98
5.2 Article	100
5.3 Conclusions et perspectives	149

5.1 Résumé

Contexte

Pour l'étude de l'influence du relief, le modèle Méso-NH est utilisé pour simuler le cyclone tropical DINA. Cette étude est basée sur la comparaison des deux simulations de 33 h chacune à 4 km de résolution horizontale maximum initialisées par la méthode RDVC le 22 janvier à 0000 UTC avec un vortex issu de données radar Doppler (méthode GB-EVTD). L'expérience "Island" correspond à la simulation en cas réel et l'expérience "Ocean" correspond à l'expérience sans l'île de la Réunion (effacée et remplacée par l'océan). Le comportement « libre » du vortex simulé dans "Ocean" comparé à celui « forcé » dans "Island" permet d'identifier l'influence du forçage orographique de l'île, sur la trajectoire et surtout sur la structure et l'évolution du cyclone.

Trajectoire et intensité

Les deux trajectoires simulées sont très proches l'une de l'autre avec une distance les séparant inférieure à 10 km pendant les 33 h de simulation. Les cyclones simulés passent plus au sud de 50 km par rapport à la BestTrack et donc plus près de La Réunion. Ils accusent à cause du « spin-up » un retard de quelques heures comparés à la trajectoire observée. Pour la simulation "Island" la trajectoire s'infléchit légèrement vers l'ouest à l'approche de l'île entre 15 h et 24 h, quittant sa trajectoire sud-ouest, reproduisant ainsi à une échelle moindre ce qui se passe avec la BestTrack. On considère ainsi cette période de 15 h à 24 h comme étant la période d'interaction orographique. La simulation "Ocean" affiche, elle, une trajectoire plutôt linéaire de sud-ouest pendant les 33 h de simulation. Cette dernière produit un cyclone plus intense que la simulation "Island" en terme de vent maximum : 81 m/s contre 75 m/s pour "Island" ; et de minimum de pression au niveau de la mer : 934 hPa contre 940 hPa pour "Island". Le calcul de nombres adimensionnels suivant l'étude de Lin et al. (2006), donne des indices pour expliquer la trajectoire simulée en présence de l'île.

Précipitation

En terme de précipitation les deux simulations produisent le maximum de précipitation à 50 km de part et d'autre du centre du cyclone, tout le long de la trajectoire. Cette zone de forte précipitation correspond en fait au mur de l'œil. On remarque toutefois un plus fort taux de

précipitation sur la face sud du mur, du fait d'une convergence induite par la présence d'un anticyclone au sud du système cyclonique. Les schémas principaux de précipitation sont ainsi les mêmes pour les deux simulations sauf au-dessus de La Réunion mais aussi en aval. En effet sur la Réunion l'expérience "Island" produit un maximum de précipitation cumulée de 1546 mm de 0 h à 24 h de simulation, en accord avec les observations qui affichent un maximum de précipitation cumulée supérieur à 1200 mm de 0000 UTC le 22 à 0000 UTC le 23, contre seulement 388 mm pour "Ocean". Cette différence attendue s'explique aisément par l'amplification orographique des précipitations induite par la topographie de l'île. En aval de l'île dans "Island" apparaît une région extrêmement sèche par comparaison à "Ocean" qui affiche une zone de précipitation continue avec ce qui se passe en amont. Toute l'eau disponible précipite en fait sur le relief de La Réunion induisant un déficit du côté sous le vent. Cependant la moyenne sur les 33 h de simulation des précipitations cumulées sur le domaine C ($5,2 \cdot 10^5 \text{ km}^2$) est presque identique pour les simulations avec 64,71 mm pour "Ocean" et 64,59 mm pour "Island". Ceci nous permet de déduire que l'île modifie la distribution spatiale des précipitations mais n'influence pas la quantité totale d'eau précipitée.

Période d'interaction

En se concentrant sur la période pendant laquelle le cyclone se trouve à moins de 100 km des côtes de l'île, ce qui correspond à la période d'interaction orographique définie précédemment, on peut obtenir des informations concernant l'évolution du cyclone lors du forçage orographique de l'île. L'étude de cette période pour "Ocean" et "Island" fait apparaître deux périodes distinctes avec des caractéristiques très différentes. La comparaison de "Ocean" et "Island" indique que la présence de l'île se traduit de manière générale par une stabilisation de la circulation cyclonique : de 17 h à 20 h de simulation par une atténuation de la rotation naturelle de l'œil elliptique ; et de 20 h à 24 h de simulation par un forçage très marqué du flux de circulation. Initialement le flux cyclonique est bloqué en amont de l'île induisant une convergence associée à des vitesses verticales positives et des maximums de vent horizontaux le long des pentes amont du relief. Quand les vents les plus forts atteignent l'île, en relation avec le passage au plus proche du vortex, le flux principal change passant dorénavant au-dessus plutôt qu'autour de l'île comme c'était le cas précédemment. En même temps une onde orographique se développe sur les hauteurs de l'île, qui est associée à de la subsidence plus loin sur le flanc du relief situé sous le vent, et qui modère l'intensité des champs de vent et de précipitation. L'île génère aussi des filaments de PV anticyclonique qui interagissent avec l'anneau de maximum de vorticité potentielle cyclonique qui constitue le mur de l'œil, modifiant ainsi sa structure propre.

5.2 Article

Cet article a été soumis au journal *Meteorology and Atmospheric Physics*.

The effect of La Réunion island on tropical cyclone Dina (2002): A comparative numerical study

Samuel JOLIVET^{(1)*}, David BARBARY⁽¹⁾, Fabrice CHANE-MING⁽¹⁾,
Frank ROUX⁽²⁾ and Samuel WESTRELIN⁽¹⁾

⁽¹⁾ : *Laboratoire de l'Atmosphère et des Cyclones* (Université de La Réunion, Météo-
France and CNRS), Saint Denis de La Réunion, France

⁽²⁾ : *Laboratoire d'Aérodynamique* (Université de Toulouse and CNRS), Toulouse, France

Submitted to "*Meteorology and Atmospheric Physics*"

(April 2008)

* Corresponding author address : Laboratoire de l'Atmosphère et des Cyclones, 15 avenue René Cassin, BP
7151, 97715 Saint Denis Messageries Cedex 09, Ile de la Réunion, France ;
E-mail : bohux@yahoo.fr

Abstract

In this study, the French non-hydrostatic mesoscale numerical model Méso-NH is used to simulate intense tropical cyclone Dina (2002) in the south west Indian Ocean to investigate the forcing caused by the steep orography of La Réunion island (20.8°S, 55.5°E). A bogus derived from Doppler radar data is used to build a realistic vortex which leads the model to reproduce quite well the observed track. Two simulations are conducted : the first one with La Réunion island, referred to as "*Island*", and the second one without it, referred to as "*Ocean*".

Comparisons between both cases provide information on the orographic influence on cyclone structure and evolution. The presence of the island is observed to stabilize the cyclonic circulation by damping the natural elliptical eyewall rotation and forcing the flow circulation. Initially, the cyclonic flow is blocked upwind of the orography which induces a convergence associated with upward vertical velocities, intense precipitation and maximum horizontal winds along the upwind slopes of the island. An orographic wave, generated over the highest terrains, is associated with downward motions on the lee side. The island also generates potential vorticity banners which interact with the large cyclonic vorticity of the eyewall. When the strongest winds reach the island, the flow changes from passing around to over it. Non-dimensional flow parameters in agreement with recent theories are calculated for Dina and give some clues to explain the simulated track.

1. Introduction

Tropical cyclones (TCs) are highly dangerous meteorological phenomena, especially for islands and coastal regions which are the most exposed regions and so can endure strong winds, heavy rains causing flooding, storm surge ... La Réunion island (20.8°S, 55.5°E), in the south-western Indian ocean is an ideal place to study the influence of orography on TCs. Indeed La Réunion has a relatively simple topography with a nearly elliptical form (70 km north-west - south-east, 50 km north-east - south-west) and a conical shape with its highest point, Pîton des Neiges, at 3071 m above sea level in its central part. Located in an active cyclonic basin, it is frequently exposed to the passage of TCs. La Réunion island is also famous for holding several rainfall world records (accumulated during 12h to 15 days), all established during the passage of a cyclone near the island, especially Hyacinthe (1980) and Gamede (2007).

Previous numerical modelling studies have focused on the orographic influence of islands on TCs. Brand and Blelloch (1973) showed that the average intensity of TCs crossing the Philippines islands decreases by 33%, their propagation deviates northward and the circulation size of weak typhoons decreases substantially. Hebert (1980) discussed the deflection in the path of Hurricane David (1979) and Tropical Storm Frederic (1979) as they approached the mountainous island of Hispaniola from the south. Bender *et al.* (1987) focused on the influence of mountainous islands affecting the basic flow field, causing changes in track and translation speed, and inducing modifications in the structure of idealized TCs when they pass nearby. Concerning the south-western Indian Ocean, Padya (1975) and Hoarau (2001) discussed the large variability induced by topography on cyclonic winds recorded by surface stations in Mauritius and Rodrigues islands.

Many studies have dealt with the influence of Taiwan whose Central Mountain Range (CMR), a north-south oriented 400 km x 120 km barrier of more than 3000 m elevation, is a major obstacle to cyclone track. Wang (1980) made a compilation of all the cyclones on Taiwan and divided them in two categories: the strongest ones tend to pass over the island with a continuous and cyclonically curved track, the weakest ones rather have a discontinuous trajectory and dissipate on the eastern upwind side while secondary lows may form on the lee side. In an idealized numerical study at 60 km resolution, Chang (1982) represented the CMR of Taiwan as a linear mountain range with a maximum altitude of 2000 m. He showed that the flow passes preferentially around the Island, that low level circulation is blocked by the CMR which induces a cyclonic curvature of the track, and that, in these conditions, the propagation of TCs without sustained circulations, strongly depends on the perturbation of the low level flow. In addition, Yeh and Elsberry (1993) showed that deflection is larger for weak and slow cyclones whereas intense and fast cyclones pass across the island with a more continuous track, in agreement with Wang (1980). Wu and Kuo (1999) gave an updated detailed overview of cyclones passing over Taiwan, with track deflection, intensity changes, development of secondary lows, different flow regimes.

Recently, Wu *et al.* (2003) showed that, when Typhoon Zeb (1998) made landfall at Luzon (Philippines), its eyewall contracted, then weakened and dissipated, before it reformed when the storm returned to the ocean. The weakening of the storm was likely due to surface friction and water vapour cut-off, while the outer circulation was less affected. Lin *et al.* (2005) determined six non-dimensional parameters controlling the importance of orographically induced deviation of the cyclone track : V_{max}/Nh , U/Nh , R/L_y , U/fL_x , V_{max}/fR and h/L_x (where V_{max} is the maximum tangential wind, N the Brunt-Väisälä frequency, h the mountain height, U the basic wind speed, R the radius of V_{max} , f

the Coriolis parameter, L_x and L_y the horizontal scales of the mountain in x and y directions). With idealized simulations, they showed that a strong (weak) orographic blockage occurring with weak (strong) TC induces a discontinuous (continuous) track. Recently, this conceptual model was applied by Lin *et al.* (2006) to the case of Toraji (2001), a typhoon of moderate intensity with a discontinuous track, and to Bilis (2000), a super-typhoon with a continuous track. Results from the non-dimensional control parameters calculated for both cyclones are consistent with the theory: an intense storm has a continuous track because of weak blocking effect of the CMR, whereas a weak storm is totally blocked by the CMR.

TC Dina occurred in the south west Indian Ocean (SWIO) and directly affected Mauritius and La Réunion islands on 22 January 2002, causing important material damages estimated to hundred millions of Euros. Roux *et al.* (2004) used the Ground Based - Extended Velocity Track Display (GB-EVTD) method to analyze the kinematic structure and evolution of the storm when it was close to the island, using the data from the Météo-France Doppler radar installed in the northern coast of La Réunion. These observations have shown a slight deviation of the storm track when it was approaching the island, which could be related to the orographic effect.

The present study completes these previous results with a numerical modelling approach. As shown by Nuissier *et al.* (2005), it is possible to initialize the non-hydrostatic nested model Méso-NH with a combination of operational large-scale analysis and a bogus vortex derived from Doppler radar observations. This technique is applied to the case of Dina to characterize the influence of La Réunion orography on its structure and evolution. A comparison between the interaction of Dina with La Réunion island and the above mentioned Taiwanese case studies is interesting because of the topographical

differences. Taiwan can be considered as a large linear barrier (400 km x 120 km, highest altitude 3997 m) whereas La Réunion can be considered as a cone of a smaller size (70 km x 50 km, highest altitude 3071 m). These differences of shape and size probably induce different behaviours of cyclones passing near these islands.

We focus here on a comparison between two numerical experiments with and without the orography of La Réunion island. This paper is organized as follows: Section 2 gives a short description of TC Dina, Section 3 concerns the modelling framework, Section 4 presents general results of the simulated storm with comparisons to observations, the results of both numerical experiments are compared in Section 5, a discussion of these results and a conclusion are given in Section 6.

2. Intense tropical cyclone Dina (2002)

Dina was born on 16 January 2002 from a large region of deep convection near Diego Garcia island (8° S, 76° E) in the SWIO (Fig. 1). Following a very fast cyclogenesis phase, it became a tropical depression on the 17th while moving rapidly (>10 m/s) southwestward (Caroff and Quetelard 2002). The storm was upgraded to tropical cyclone on the 18th by the Regional Specialized Meteorological Centre (RSMC) of La Réunion (Météo-France). From the 19th to the morning of the 20th, it intensified to an estimated maximum (10-min averaged) surface wind of 70 m/s and a minimum surface pressure of 910 hPa at its acme. Then, from the 20th to the 22nd, the maximum surface wind and mean sea level pressure weakened to 60 m/s and 920 hPa, respectively. Dina passed near Mauritius Island at 2315 UTC on the 21st, with a minimum distance of 65 km between the storm center and the northern tip of the island. At this time, the diameter

of the eye was about 85 km.

Fortunately, its track deviated slightly to westward thereafter, and Dina passed at the closest from La Réunion between 1000 and 1800 UTC on the 22nd with a minimum distance of 65 km between the storm center and the north-western coast. At this time, the eyewall was relatively symmetric and the diameter of the eye was about 65 km. The strongest winds and highest reflectivity values derived from the Doppler radar data (Roux *et al.* 2004) were found at 40 to 60 km from the storm center, at some distance from the coast, which spared the island from more dramatic damage. Nevertheless, strong winds were observed: gusts >50 m/s on the coastal regions and >55 m/s over the elevated zones (Fig. 2). The duration of these strong winds was also long : 24 hours of wind gusts over 25 m/s. Heavy rains were also observed: rain rates >50 mm/h during more than 12 h and 500-2000 mm accumulated in 72 h (Fig. 2), especially in the inner part of the island where the terrain is high. The steep orography of La Réunion certainly played an important role in the location and intensity of strong winds and heavy rain. Flooding due to run-off and high storm surge of 6 to 9 m height also caused major damages, mostly in the northern coastal regions. A consequence of the very strong winds was the destruction of the Meteo France Doppler weather radar at 1422 UTC on 22 January.

Dina was one of the strongest cyclones reaching La Réunion over the last 40 years and the extent of damages can be explained by its relatively slow motion. A nearly constant propagation speed of 6.0 to 6.3 m/s was deduced from the radar observations, while its direction, which was from north - north-east initially, shifted to east with time. Similar deviations have already been observed for some TCs passing at a relatively close distance from the island, such as Florine (1981). On the 23rd Dina's track changed to

southward and its intensity decreased rapidly : 55 m/s and 925 hPa on the 23rd at 0000, 45 m/s and 955 hPa on the 24th, 25 m/s and 985 hPa on the 25th. It then became very asymmetric and was carried along the westerly mid-latitude circulation as an extra-tropical depression.

3. Numerical simulation framework

In order to quantify the influence of the island on the cyclone, two numerical experiments were conducted: the first one – referred to as “*Island*” – used the real orography of the island, whereas in the second one – referred to as “*Ocean*” – La Réunion island was replaced by ocean. Both simulations lasted 33 hours and they were initialized at 0000 UTC 22 January 2002, with 12-hourly lateral boundary conditions (including the Sea Surface Temperature, SST) from the operational analyses of the European Centre for Medium-range Weather Forecast (ECMWF).

For the present study, we have used Méso-NH, the French non-hydrostatic mesoscale numerical model, developed by Centre National de Recherches Météorologiques (Météo-France and Centre National de la Recherche Scientifique) and Laboratoire d’Aérodynamique (Université de Toulouse and Centre National de la Recherche Scientifique) (Lafore *et al.* 1998). The code is available at <http://mesonh.aero.obs-mip.fr/mesonh/>. The simulations were run using the M4.3B1 version with a “bogus vortex” package, and three nested domains A, B, C at 36, 12 and 4-km horizontal resolution, with 200 x 100, 162 x 162 and 180 x 180- grid points, respectively (Fig. 3a). Fig. 3b represents the orography of La Réunion island in the 4-km domain. Sixty levels with the Gal-Chen and Sommerville (1975) terrain-following coordinate are set with a

vertical spacing varying from 50 m for the first level above the surface to 1 km at the top of the domain, at 21 km altitude. The upper boundary condition (last five levels) is made of a numerical “damping layer” preventing spurious reflection of gravity waves. In addition to a parameterization of shallow convection, domains A and B use parameterized convection (Kain and Fritsch, 1990, 1993), C explicitly resolves deep convection. ECMWF radiative fluxes (Morcrette 1989), Interactions Soil-Biosphere-Atmosphere (ISBA, Noihlan and Planton 1989) surface fluxes with the Charnock (1955) formulation, microphysics with 5 classes of hydrometeors (cloud, rain, ice crystals, snow, graupel) (Caniaux et al. 1995), one-dimensional turbulence scheme (Bougeault and Lacarrère 1989, Cuxart *et al.* 2000) are used for all domains. The SST is not a prognostic variable of the model, it evolves only as a boundary condition every 12 h. The two-way grid-nesting technique allows the three domains to exchange information: domain A (respectively B) imposes boundary conditions to domain B (respectively C). In the overlapping zone, the fields from the higher resolution domain are provided to the lower resolution one.

The RDVC (*Radar and Dropwindsonde Vortex Conditionning*) technique is used to initialize Méso-NH (Nuissier *et al.*, 2005). It consists in extracting the ill-defined and ill-located cyclonic vortex in the large-scale ECMWF analysis to replace it, at a location given by the best track, by a more realistic balanced (i.e. wind and temperature fields in thermal wind equilibrium) vortex derived from the radar observations. First, the Kurihara *et al.* (1993, 1995) filtering technique is applied to the large scale ECMWF field at 0000 UTC on 22 January 2002. This large scale analysis is composed of a “basic field” and a “disturbance field” which are separated using a Barnes (1964) filter. The disturbance field is composed of a “non-vortex” part and a “vortex” part. Separating these two parts, then adding the “basic field” to the “non-vortex” part provides the

“environmental field” filtered from any spurious vortex influence. The cyclone center is determined by the minimum of wind and the filtering is made inside the region where the tangential wind is larger than 6 m/s. Then, an analytic symmetric “bogus vortex”, deduced from the GB-EVTD analysis on the Doppler radar data from 1022 to 1122 UTC on 22 January 2002 (Roux *et al.* 2004), is added to the “environmental field” at 0000 UTC on 22 January 2002. The observations show that from 0000 to 1200 UTC the cyclone is quasi steady, so we can suppose that the radar observations are representative of the earlier cyclone structure. The bogus vortex has a maximum tangential wind of 65 m/s at 50 km from its center. It extends to a radius of 600 km, which corresponds to the mean radius of the “vortex disturbance” in the ECMWF analysis. This vortex is initially equilibrated by the thermal wind equation and the moisture field is taken from the ECMWF analysis.

As outlined by Nuissier *et al.* (2005), in such a numerical experiment, there is an initial “spin-up” period during which the model adapts to the included bogus vortex. In our case, its duration is 9 h and the data from this period will not be considered here. The period during which the simulated storm interacts with the island orography, when the center of the vortex is less than 100 km off the island coast, is between 15 and 24 h of simulated time. This is late enough to avoid any spurious effect due to the changes in the storm structure during spin-up.

4. Characteristics of the simulated storm

Fig. 4 shows Dina’s best track and the simulated trajectories from the initial point at 0000 UTC on 22 January 2002, when the cyclone was located about 50 km north of

Mauritius. The simulated storms from the “*Ocean*” and “*Island*” experiments move westward during the next 6 hours, then they turn toward south-west. The center is located about 100 km north of La Réunion at 12 h. After 0000 UTC on the 23rd, Dina’s track deviated toward south - south-west. Both simulated tracks are closer than 50 km from the best track, but south of it, i.e. closer to La Réunion. During the 33 h of simulation, the difference between the “*Ocean*” and “*Island*” tracks is less than 10 km. The tracks change when the storm approaches La Réunion island, but with different timing. For “*Ocean*”, the track direction is almost constant toward south-west during 33 h with a quasi-linear track and no change in the propagation speed. For “*Island*”, the track direction shows a slight westward deflection between 15 and 24 h, and a southward one thereafter. The best track shows similar though larger changes: westward at 1200 UTC on 22 January, then southward at 0000 UTC on 23 January. Due to the initial “spin-up” time, the simulated storms are relatively late compared to the observed one. For this reason the period during which they interact with the island is delayed by a few hours.

Evolution of the maximum wind at 1 km altitude is quite similar in both experiments before the simulated storm begins to interact with the island (Fig. 5a). After initialization with the balanced vortex through the RDVC technique, the simulated storm weakens during the first 6 hours then re-intensifies (spin-up period). The simulated wind reaches a maximum of 74 m/s after 15 h in “*Island*”, 81 m/s after 18 h in “*Ocean*”. The maximum winds in “*Ocean*” are constantly stronger than in “*Island*”. Fig. 5b also shows that the minimum sea level pressure in “*Ocean*” is lower than in “*Island*”. It is important to note that, for both cases, the intensification stage occurs well before the storm arrives at close distance from the island.

Fig. 5c presents the ratio between the major and minor axes of the elliptical eye from 17 to 24 h of simulated time. These axes are defined at 1 km altitude by analysing the contour of 45 m/s wind intensity in the eyewall. In “*Ocean*” the ratio is much larger than 1 corresponding to a well-defined elliptical shape during this period. In “*Island*” the mean ratio is closer to 1 (~1.2) during the whole period, which corresponds to a more circular shape. From 20 to 24 h, both simulations show quasi-oscillatory variations of ellipticity, but the axes ratio is constantly larger for “*Ocean*”.

The reliability of the results from the “*Island*” simulation at closest approach can be evaluated through a comparison with the radar observations up to 120 km north of the island. Fig. 6 shows the observed Doppler velocities at 1422 UTC on 22 January and the simulated ones in “*Island*” at 17h30 of simulated time. Except for the time difference, observed and simulated fields are almost identical. The intensity values rise up to more than ± 60 m/s in the part of the eyewall region where the radar beam and the wind direction are colinear. It can also be noted that the simulated and the observed Doppler velocities display similar asymmetry with slightly stronger negative than positive values in the left part of the domain.

In both simulations, the 24-hour accumulated precipitation pattern is parallel to the track (Fig. 7). More precisely, relatively low precipitation values are located along the path of the cyclone center. On each side of it, at a distance of about 50 km, large amounts of accumulated rain are observed in relation with the eyewall, more widespread in the southern side, due to the convergence between the cyclonic circulation and the anticyclonic flow south of it (Caroff, 2002). The main precipitation patterns are similar for both experiments, except over and downstream of La Réunion. Over La Réunion, the maximum rain amount is much larger in “*Island*” (1546 mm) than

in “*Ocean*” (388 mm), as expected in relation with the orographic amplification of precipitation. This is in relatively good agreement with the observations which show a maximum of 24-h accumulated rain larger than 1200 mm in the northern part of the island (Fig. 2). It has to be noted that the simulated vortex was intense near the location of La Réunion island in both experiments, inducing so in “*Ocean*” a relatively large amount of accumulated rain on this region. South-west of La Réunion, “*Island*” is much drier than “*Ocean*”, with a deficit of rainfall on the leeward side of the island, whereas the rainfall amount is more continuous in “*Ocean*”. Although “*Island*” has a larger maximum (Fig.7), the average amount of rainfall accumulated during 33 h in domain C ($5.2 \cdot 10^5 \text{ km}^2$) is quasi identical in both experiments (64.71 mm for “*Ocean*” and 64.59 mm for “*Island*”). More precisely, during the period before (0 to 15 h) and after interaction with the island (24 to 33 h), “*Island*” produces more rainfall than “*Ocean*” in domain C whereas the opposite is observed during the period of interaction (15 to 24 h). Hence, the island modifies the spatial distribution of rainfall, but it does not influence the total amount.

In summary, Méso-NH is capable of simulating a realistic TC, in agreement with the observations in terms of track, rainfall and wind intensity and structure. Although both experiments “*Island*” and “*Ocean*” show relative similar storm tracks, they display significant differences in terms of wind and rainfall distribution.

5. Analysis of the “*Ocean*” and “*Island*” experiments

We now focus on the period when the center of the simulated storm is at less than 100 km from the island coast, between 17 and 24 h of simulated time. From the

end of the initial spin-up time to the beginning of the interaction period, both simulations display very similar wind and precipitation fields (not shown). After 17 h, there are significant differences between the results from “*Ocean*” and “*Island*”, reflecting different characteristics of the inner core dynamics. Analysis of these differences provides information on some aspects of the orographically forced evolution of TCs.

a. “Unperturbed” evolution of the simulated storm

In “*Ocean*” experiment, two periods can be identified (Fig. 5c). The first one (period O1) is from 17 to 20 h, when all structures from the different fields are changing in relation with the rotation of the elliptical eyewall. The second one (period O2) is from 20 to 24 h, when they are in a more steady state. During O1, “*Ocean*” produces a cyclonically rotating elliptical eye with major and minor axes of about 95 and 55 km, respectively. At this time the strongest winds are larger than 80 m/s in the eyewall, at 50 to 70 km away from the center (Fig. 8). The major axis of the eye turns cyclonically (clockwise in the southern hemisphere) from south-east - north-west at 18 h 20 to south-west - north-east at 19 h, with a rotation period of about 200 min. The strongest winds at 1000 m altitude from 18 h 20 to 19 h are in the south-western half of the eyewall. The area of strong winds progressively extends to north-west and south-east with time. Also noteworthy is the intensification of the winds stronger than 40 m/s (up to 54 m/s) in the north-eastern quadrant, in relation with the cyclonic expansion of the strong wind zones at a speed slightly faster than that of the eye rotation. The radar observations (Roux *et al.* 2004) show a similar evolution: at 2 km altitude, the location of the maximum wind changed from east at 1052 UTC to south at 1352 UTC. As a consequence

of this axisymmetrisation process, the wind field in the eyewall becomes more homogeneous, though its south-eastern part remains more intense.

The reflectivity field at 1 km altitude shows a good correlation between the maximum values and the strongest horizontal winds (Fig. 8). The precipitation structure of the eye is elliptical, but its shape is more complex than that associated with the wind field. It can be seen that the eyewall is not a continuous ring of intense precipitation around the eye, but rather a spiral band which converges clockwise from south-east to east. The location of the highest reflectivity values is well correlated with the maximum winds, but the region of most intense precipitation more clearly shows a south-east to south-west motion than the strong wind zone. Likewise, the clockwise extension of the high reflectivity zone in the eyewall (from north at 18 h 20 to south-east at 19 h) is similar to that of winds stronger than 40 m/s.

Regions of upward velocities (up to 5-6 m/s, which is rather intense for an horizontal resolution of 4 km) at 5 km altitude are in agreement with areas of maximum reflectivity at 1 km, while the high precipitation zones are extending clockwise in relation with the large cyclonic motion during the hydrometeor fall in the eyewall (Fig. 8). Vertical velocity fields give a sharper picture of the active zones in the eyewall, making the time sequence of a rotating maximum more evident (south-east at 18 h 20, south at 18 h 40, south-west at 19 h). The discrete nature of the external spiral rainbands also appears with spots of high vertical velocities along them.

During the second period of “*Ocean*” (period O2), from 22 h 20 to 23 h, the eye has an elliptical shape of similar size (Fig. 9). Its major axis is oriented from south - south-west to north - north-west at 22 h 20 and it rotates cyclonically to west-east at 23

h, which corresponds also to a rotation period of about 200 min. The maximum reflectivity values are also found in the southern part of the eyewall but, as observed for the strongest winds, this field is fairly steady (Fig. 9). The eyewall still has the form of a spiral band converging cyclonically from north-east to north-west. Maximum upward velocities are located in the south-west part of the eyewall (Fig. 9), in agreement with the high reflectivity zone, and its location is almost stationary during the considered period. A secondary maximum, located in the spiral rainband in the north-eastern part of the domain propagates downwind and progressively merges with the main maximum to the south of the eyewall.

The passage of the strongest winds over the location of La Réunion island in “*Ocean*” is illustrated with a series of vertical south-west - north-east cross sections from 18 to 24 h (Fig. 10). In relation with the previously discussed evolution of the eyewall, different maxima are observed. The strongest winds (>64 m/s) are located between 500 and 2500 m altitude and they are associated with convective precipitation characterized by relatively large vertical development. Precipitation then becomes more stratiform, as revealed by the presence of a “bright band” of strong reflectivity values near the level of the 0°C isotherm at 4.5 km altitude, when they are advected toward south-west by the cyclonic winds. The weaker maximum at 24 h, which is not directly associated with a region of strong horizontal wind, is related to the passage of an external spiral rainband.

b. Orographic interaction between the simulated storm and the island

In “*Island*”, three periods can be considered, showing different kinds of

interaction with the orography. From 17 to 20 h (period I1), rotation of the elliptical eyewall is still apparent but weaker than in “*Ocean*”, probably in relation with the orographic constraint on the horizontal flow. From 20 to 23 h (period I2), the horizontal circulation, vertical velocity and radar reflectivity fields are steadier. From 23 to 24 h (period I3), when the distance between the storm center and the island increases, wind and precipitation fields become again relatively similar to those during the first period (I1).

During the first period (I1), from 18 h 20 to 19 h, the horizontal wind at 1 km altitude displays noteworthy characteristics (Fig. 11). Five striking features distinguish the results from the “*Island*” experiment from the “*Ocean*” ones :

- (i) The eye is slightly larger and more circular in “*Island*”, with major and minor axes of 85 and 75 km, respectively (compared to 95 and 60 km in Fig. 8). It is also rotating cyclonically, but with a slightly faster period of about 180 min which is closer to the observed value of 150 min (Roux *et al.*, 2004);
- (ii) The area of strong winds (>64 m/s) is much smaller and it stays at a fixed location between the cyclone center and the north of La Réunion island. This results from the channelling effect of the high terrains in the central part of the island;
- (iii) The wind velocity is minimum on the leeward (south-western) side of La Réunion;
- (iv) The horizontal extension of the cyclone-force winds (>32 m/s) is slightly smaller than in “*Ocean*”;
- (v) The circulation in the eyewall is more symmetric and the region of strong winds (>48 m/s) forms a closed annulus throughout the considered period, whereas it was closed only after 18 h 40 in “*Ocean*”.

The strongest winds in the northern part of the island are associated with high

reflectivity values (Fig. 11). The simulated precipitation is weaker on the downwind side of the island. Vertical velocity field shows a good correlation with the wind and reflectivity fields (Fig. 11). The strongest upward motions are also located to the north of the island, on the upwind side where the cyclonic flow hits the terrain. Another remarkable feature is the presence of downward vertical velocities in the downwind part of the island, interrupting the zone of intense upward motions in the southern and eastern part of the eyewall.

From 22 to 23 h (I2), the horizontal winds at 1 km altitude also display stationary features in relation with the strong orographic forcing due to the presence of the island in the inner core circulation (Fig. 12). The eye still shows an almost circular shape, and rotates cyclonically with a longer period of 220 min. Two areas of strong winds (>50 m/s) are present. The narrow one still located in the north-western part of La Réunion, results from the above mentioned channelling effect. The area of strong winds which progressively extends in the south-western quadrant of the eyewall results from downstream convergence of the part of the cyclonic flow passing around the island. The two elongated, east-northeast - west-southwest oriented, regions with low winds are observed in the immediate downwind side of the highest terrains, in the wake of the island.

A low reflectivity region is located downstream of the low-wind region whereas the maximum values are found over the island (Fig. 12). The secondary maxima at 50 to 100 km west of the island are also related to the horizontal convergence of wind passing around the island. The vertical velocity field displays a maximum in the western part of the island, in the leeside (Fig. 12). This is a different situation from that displayed at an earlier time (Fig. 11), when only downward motions were observed there.

The steep topography of La Réunion island has a strong influence on the wind field (Fig. 13). At 17 and 18 h when the vortex is relatively far from the island, the strongest winds (>64 m/s) are located below an altitude of 2000 m on the upwind side of the island. At 20 h, when the eyewall is at the closest distance from La Réunion, the maximum winds move over the island above the highest peaks, up to 5000 m altitude. Until 24 h, the strongest winds stay over the central part of the island, while moving slightly downwind. This maximum is correlated with an orographic wave, characterized by weaker winds and downward vertical velocities above 8000 m altitude over the summit, then upward motions over the lee side. Indeed, the destruction of the Bras Sec forest (0.65 km²) in Cilaos, over the southern high terrains of La Réunion, was probably caused by orographically enforced winds, amplified by sporadic gusts, blowing over the downwind slope. Compared to “*Ocean*”, the distribution of winds is more stationary and has slightly more intense maxima, which certainly amplifies the local impact of the storm.

The highest radar reflectivity values are located along the upwind side of the island and hardly reach the downwind side (Fig. 13). The orographic wave strongly modulates the radar reflectivity field with a substantial decrease after the top of the mountain in relation with downward motions aloft, then an increase at some distance downwind where upward motions exist in altitude. This is significantly different from the “*Ocean*” experiment which had relatively more intense and more variable convective and stratiform precipitation. The presence of orographically induced stationary precipitation maxima over the upwind side of the island represents a potentially dangerous situation in terms of accumulated rain and associated runoff.

The orographic effect can also be seen on the potential vorticity – PV – field (defined as the full three-dimensional scalar product of the vorticity vector by the gradient of potential temperature, divided by air density) at 1000 m altitude (Fig. 14). Apart from the strong negative (cyclonic) values associated with the eyewall, the most interesting characteristic is the presence of alternately positive and negative PV bands. These “PV streamers” are similar, though on a smaller scale, to those observed in the lee side of an orographic barrier with individual peaks and passes, such as the Alps, when the synoptic wind flows in a direction perpendicular to the obstacle (Aebischer and Schär 1998). Individual pairs of banners with positive and negative values of PV are related to flow splitting either on the scale of the whole massif (primary banners) or on that of individual peaks (secondary banners). As seen in Fig. 3b, the orography of La Réunion used for the numerical simulation at 4-km horizontal resolution is relatively simple with two regions above 2000 m altitude : Pîton des Neiges at north-west and Pîton de la Fournaise at south-east. In agreement with the direction of the cyclonic wind intercepting La Réunion, these PV banners extend north-west of the island at 17 and 18 h, west of it from 19 till 21 h, and toward south-west from 22 till 24 h. In relation with the relatively simple orography, a unique couple of negative and positive PV banners can be seen to the north-west at 17 and 18 h, when the two peaks are approximately aligned with the wind direction, whereas four of them are identified afterwards to the west and south-west when the wind blows more perpendicularly.

From 18 to 20 h, the decreasing intensity of cyclonic PV in the southern part of the eyewall probably results from an interaction with the orographically induced band of anticyclonic PV which extends to the north-west of the island, over a distance decreasing from about 100 to 50 km. At 20 h, the cyclonic PV streamer extends toward north-west over greatest length and begins to interact with the weakened south-western

part of the eyewall. Accordingly, as the storm propagates toward south-west after 20 h, this region builds up and intensifies again. After 21 h, the orography of La Réunion, being exposed to northerly winds to the east of the storm, still generates cyclonic and anticyclonic PV streamers of 20 to 50 km length south of the island, but they no can be compared to that observed in Taiwan where the strongest typhoons are perturbed by, but pass around the island with a continuous track (e.g. Lin *et al.* 2006), and in Luzon where Typhoon Zeb (1998) reformed and reintensified after a weakening phase when it passed over the terrain (Wu *et al.* 2003).

6. Discussion and conclusions

As discussed in, e.g., Chen and Lin (2005), the characteristics of a moist flow over an orographic barrier depend on a moist Froude number defined as $F_w = U / (N_w h)$ where U is the basic horizontal wind speed, N_w is the moist Brunt-Väisälä frequency ($= g / \theta_{vm} d\theta_v / dz$, where g is the acceleration of gravity, θ_v the virtual potential temperature, θ_{vm} the mean virtual potential temperature in the considered layer, z the vertical coordinate) and h is the mountain height. When F_w is low (< 1 , “subcritical” regime), the flow is partially blocked or passes around the obstacle and rainfall is produced over the upslope side of the terrain. When F_w is moderate (≈ 1 , “critical” regime), a long lasting convective system is located in the vicinity of the mountain peak. When F_w is large (> 1 , “supercritical” regime), a propagating system develops on the downwind side of the barrier. When the basic wind speed (and F_w) increases and N_w is fixed, the flow tends to shift from one regime to another, i.e. from “flow around” to “flow over”. This is what happens from 18 to 20 h (Fig. 13) when the most intense winds reach the island and move from the upwind side to the peak of the mountain. This is corroborated by the

analysis of streamlines (not shown) which reveals that, before 18 h, air parcels in the lowest levels (below 500 m) pass around the elevated terrains whereas, from 18 to 20 h, they predominantly pass over. The presence of strong winds on the downwind side at 22 to 24 h is probably caused by the flow losing potential energy and accumulating kinetic energy as it thins after the crest (Houze 1993, p. 517).

Vertical and horizontal Fourier transforms have been applied to the wind fields from 18 to 24 h, providing a spatial characterization of the orographic wave over the top of the island. The derived horizontal and vertical wavelengths are 63 and 5 km, respectively. The natural horizontal wavelength of the flow ($= 2 \pi U/N_w$) is 19 km, much smaller than the observed value of 63 km. When the natural wavelength of the flow is smaller than the observed one, the wave energy propagates upward and is absorbed in the upper levels (Gill, 1982). This is consistent with the propagation of the simulated wave to the top of the domain (note however that a numerical “damping layer” is imposed in the uppermost kilometers, well above the tropopause level).

Although Dina did not cross La Réunion, the conceptual model of Lin *et al.* (2006) can be used to quantify the orographic effect on track. In our case, the non-dimensional flow parameters (V_{max}/Nh , U/Nh , R/L_y , U/fL_x , V_{max}/fR , $h/L_x = 2.279$, 0.195 , 0.357 , -2.264 , -52.830 , 0.061) would favour a continuous track, as observed in reality and in the “*Island*” experiment. Parameter V_{max}/Nh ($= 2.279$) mainly controls this continuity, while parameter R/L_y ($= 0.357$) mainly controls the direction of deviation. This deviation is larger in a case of weak cyclones, i.e. for small V_{max}/Nh parameters. In the case of Dina, it is necessary to change the north - south direction of Taiwan in Lin *et al.* (2006) to the north-west - south-east direction of La Réunion island with a track perpendicular to the orography. In this configuration, even if V_{max}/Nh is large, which would theoretically

induce a small southward deviation (in the Southern Hemisphere), R/L_y is small, which would theoretically induce a large northward deviation (in the Southern Hemisphere). This agrees with the weak northward deviation of Dina's track observed in reality and in the “*Island*” experiment.

The period during which interaction between the cyclone dynamics and the island orography can be identified, lasts from 15 to 24 h. Before and after, the storm is too far (>100 km) from the island to be significantly influenced by it. During this period, the simulated storms display different characteristics. Two periods are identified in “*Ocean*”:

- (O1) from 17 to 20 h, when the eyewall structures are rotating cyclonically ;
- (O2) from 20 to 24 h, when these structures are steadier ;

Three periods are considered in “*Island*”:

- (I1) from 17 to 20 h, when the eyewall structures rotate, but at a speed slightly slower than for (O1) ;
- (I2) from 20 to 23 h, corresponding to a more stationary state when the horizontal circulation appears to be largely controlled by orographic forcing ;
- (I3) from 23 to 24 h, similar to (I1).

By comparing (O1) and (I2), it appears that the orography of La Réunion island damps the natural eyewall rotation. A comparison between (O2) and (I2) shows that the orographic forcing at the closest distance between the storm and the island controls the horizontal circulation and dampens its evolution. Then, during phase (I3), the distance is large enough so that the orographic influence decreases substantially, and the horizontal circulation shows again some evolution. It can also be noticed that the orography of La Réunion is not as detrimental to the cyclonic circulation as observed for some typhoons

interacting with Taiwan (e.g. Lin *et al.* 2006). This probably results from the fact that Dina was an intense TC and that La Réunion is a island smaller than Taiwan. It is also interesting to note that, although the orography has a substantial impact on the storm dynamics, no vertical tilt of its center (defined as the wind and pressure minimum) is observed in the “*Island*” experiment.

The evolution of the vertical structure of the cyclone during the interaction periods (O2) and (I2) reveals the main forcing mechanisms associated with the presence of the island :

- along the upwind side, the cyclonic flow slows down which induces horizontal convergence and upward vertical velocities;
- a strong orographic wave develops over the island peak, which modulates the wind components and reflectivity;
- there is subsidence at some distance on the downwind side, and horizontal winds and reflectivity values are weaker.

This study is being completed using a fourth domain centered on the island, with a higher horizontal resolution of 1 km. The goal is to further investigate the structure and evolution of the meso- γ scale structures of the eyewall in relation with the orographic forcing. The local impact of the cyclone, in terms of rainfall and wind intensity will also be analyzed in relation with the complex small-scale topography of the island.

Acknowledgements

This work has been supported by the “*Conseil Régional de La Réunion*” and by the French national program “*Les Enveloppes Fluides et l’Environnement (LEFE) / Interactions et Dynamique de l’Atmosphère et de l’Océan (IDAO)*” of “*Institut National des Sciences de l’Univers*”. Dr. Olivier Nuissier and Dr. Isabelle Mallet are thanked for their valuable help in the use of Méso-NH for the numerical simulation of a tropical cyclone.

References

- Aebischer, U. and C. Schär, 1998: Low-level potential vorticity and cyclogenesis to the lee of the Alps. *J. Atmos. Sci.*, **55**, 186-207.
- Anthes, R. A., 1972: The development of asymmetries in a three-dimensional numerical model of tropical cyclone. *Mon. Wea. Rev.*, **100**, 461-476.
- Barnes, S. L., 1964: A technique for maximizing details in numerical weather map analysis. *J. Appl. Meteor.*, **3**, 396-409.
- Bender, M. A., R. E. Tuleya, and Y. Kurihara, 1987: A numerical study of the effect of island terrain on tropical cyclones. *Mon. Wea. Rev.*, **115**, 130-155.
- Bougeault, P., and P. Lacarrère, 1989: Parameterization of orography induced turbulence in a meso-beta scale model. *Mon. Wea. Rev.*, **117**, 1870-1888.
- Brand, S., and J. W. Blesloch, 1973: Changes in the characteristics of typhoons crossing the Philippines. *J. Appl. Meteor.*, **12**, 104-109.
- Braun, S. A., 2002: A cloud-resolving simulation of hurricane Bob (1991): storm structure and eyewall buoyancy. *Mon. Wea. Rev.*, **130**, 1573-1592.
- Caniaux, G., J. L. Redelsperger, and J. P. Lafore, 1995: A numerical study on the stratiform region of a fast moving squall line. Part II: Relationship between mass, pressure, and momentum fields. *J. Atmos. Sci.*, **52**, 331-352.
- Caroff, P., and H. Quetelard, 2002: Dina: Cyclone tropical intense "Dina" à la Réunion. Sainte Clotilde, La Réunion, France : Météo-France - Direction interrégionale de la Réunion, 64 pp.
- Caroff, P., 2002: Saison cyclonique 2001/2002. Sainte Clotilde, La Réunion, France : Météo-France - Direction interrégionale de la Réunion, 96 pp.

- Chan, J. C.-L., K. S. Liu, S.-E. Ching, and E. S. T. Lai, 2004: Asymmetric Distribution of Convection Associated with Tropical Cyclones Making Landfall along the South China Coast. *Mon. Wea. Rev.*, **132**, 2410-2420.
- Chang, S. W.-J., 1982: The orographic effects induced by an island mountain range on propagating tropical cyclones. *Mon. Wea. Rev.*, **110**, 1255-1270.
- Charnock, H., 1955: Wind stress on a water surface, *Qua. J. Roy. Meteor. Soc.*, **81**, 639-640.
- Chen, S.-H., and Y.-L. Lin, 2005: Effects of moist Froude number and CAPE on a conditionally unstable flow over a mesoscale mountain ridge. *J. Atmos. Sci.*, **62**, 331-350.
- Cuxart, J., P. Bougeault, and J.-L. Redelsperger, 2000: A turbulence scheme for mesoscale and large eddy simulation. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **126**, 1-30.
- Gal-Chen, T., and R. C. Sommerville, 1975: On the use of a Coordinate Transformation for the solution of the Navier-Stokes Equations. *J. Comput. Phys.* **17**, 209-228.
- Gill, A. E., 1982: *Atmosphere-Ocean dynamics*. Academic Press, 662 pp.
- Hebert, P., 1980: Atlantic hurricane season of 1979. *Mon. Wea. Rev.*, **108**, 973-990.
- Hoarau, K., 2001: L'influence du relief sur les vents d'un cyclone tropical. Le cas du cyclone Monique. *La Météorologie*, **34**, 53-59.
- Houze, R. A., Jr., 1993: *Cloud dynamics*. Academic Press, 573 pp.
- Jolivet, S., D. Barbary, F. Chane-Ming, F. Roux, and S. Westrelin, 2005: Numerical modeling of intense tropical cyclone Dina (2002) in the south-west Indian ocean using Méso-NH model. Proceedings, *11th Conference on Mesoscale Processes-32nd Conference Radar Meteorology*, Albuquerque, NM, Amer. Meteor. Soc., JP2J.9.
- Jones, R. W., 1977: A nested grid for three-dimensional model of tropical cyclone. *J. Atmos. Sci.*, **34**, 1528-1533.

- Kain, J. S., and J. M. Fritsch, 1990: A one-dimensional entraining/detraining plume model and application in convective parameterization. *J. Atmos. Sci.*, **47**, 2784-2802.
- , and -----, 1993: Convective parameterization for mesoscale models: The Kain-Fritsch scheme. The Representation of Cumulus in numerical models. *Meteor. Monogr.*, **46**, 165-177.
- Kurihara, Y., and M. A. Bender, 1982: Structure and analysis of the eye of a numerically simulated tropical cyclone. *J. Meteor. Soc. Japan*, **60**, 381-395.
- , -----, and R. J. Ross, 1993: An initialization scheme of hurricane models by vortex specification. *Monthly Weather Review*, **121**, 2030-2045.
- , -----, R. E. Tuleya, and R. J. Ross, 1995: Improvements in the GFDL hurricane prediction system. *Mon. Wea. Rev.*, **123**, 2791-2801.
- Lafore, J.-P., J. Stein, N. Asencio, P. Bougeault, V. Ducrocq, J. Duron, C. Fischer, P. Héreil, P. Mascart, V. Masson, J.-P. Pinty, J.-L. Redelsperger, E. Richard, and J. Vilà-Guerau de Arellano, The Meso-NH Atmospheric Simulation System. Part I: adiabatic formulation and control simulations. Scientific objectives and experimental design, 1998: *Ann. Geophys.*, **16**, 90-109.
- Lin, Y.-L., S.-Y. Chen, C. M. Hill, and C.-Y. Huang, 2005: Control parameters for the influence of a mesoscale mountain range on cyclone track continuity and deflection. *J. Atmos. Sci.*, **62**, 1849-1866.
- , and L. C. Savage III, 2006: Effects of landfall location and the approach angle of a cyclone encountering a mesoscale mountain range. Proceedings, 27th Conference on Hurricanes and Tropical Meteorology, Monterey, CA, Amer. Meteor. Soc., P4.22.
- , N. C. Witcraft, and Y.-H. Kuo, 2006: Dynamics of track deflection associated with the passage of tropical cyclones over a mesoscale mountain. *Mon. Wea. Rev.*,

134, 3509-3538.

- Liu, Y., D.-L. Zhang, and M. K. Yau, 1997: A multiscale numerical study of Hurricane Andrew (1992). Part I: Explicit simulation and verification. *Mon. Wea. Rev.*, **125**, 3073-3093.
- , -----, and -----, 1999: A multiscale numerical study of Hurricane Andrew (1992). Part II: Kinematics and inner-core structures. *Mon. Wea. Rev.*, **127**, 2597-2616.
- Morcrette, J.-J., 1989: Description of the radiation scheme in the ECMWF model. ECMWF Tech. Memo. 165, Research Department ECMWF, Reading, United Kingdom, 26 pp. [Available from European Centre for Medium-Range Weather Forecasts, Shinfield Park, Reading, Berkshire RG2 9AX, United Kingdom.].
- Noihlan J., and S. Planton, 1989: A simple parametrization of land surface process for meteorological models, *Mon. Wea. Rev.*, **117**, 536-549.
- Nuissier, O., 2003: Simulations numériques de cyclones tropicaux à l'aide du modèle Méso-NH. Thèse de l'Université Paul Sabatier, Toulouse, France (available upon request to *Laboratoire d'Aérodynamique, 14 avenue Edouard Belin, 31400 Toulouse, France*).
- , R. F. Rogers, and F. Roux, 2005: A numerical simulation of Hurricane Bret on 22-23 August 1999 initialized with airborne Doppler radar and dropsonde data. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **131**, 155-194.
- Oda, M., M. Nakanishi, and G. Naito, 2006: Interaction of an asymmetric double vortex and trochoidal motion of a tropical cyclone with the concentric eyewall structure. *J. Atmos. Sci.*, **63**, 1069-1081.
- Padya, B. M., 1975: Spatial variability and gustiness of cyclone winds : Gervaise, Mauritius, February 1975. *Austr. Meteor. Mag.*, **23**, 61-69.

- Roux, F., F. Chane-Ming, A. Lasserre-Bigorry, and O. Nuissier, 2004: Structure and evolution of intense Tropical Cyclone Dina near La Réunion on 22 January 2002 : GB-EVTD analysis of single Doppler radar observations. *J. Atmos. Oceanic Tech.*, **21**, 1501-1518.
- Tripoli, G. J., 1992: An explicit three-dimensional nonhydrostatic numerical simulation of a tropical cyclone. *Meteor. Atmos. Phys.*, **47**, 117-126.
- Wang, S.-T., 1980: Prediction of the movement and strength of typhoons in Taiwan and its vicinity. Research Rep. 108, National Science Council, Taipei, Taiwan, 100 pp.
- Wang, W., 2001: An explicit simulation of tropical cyclones with a triply-nested movable mesh primitive equation model: TNM3. Part I: Model description and control experiment, *Mon. Wea. Rev.*, **129**, 1370-1394.
- Wu, C.-C., and Y.-H. Kuo, 1999: Typhoons affecting Taiwan: Current understanding and future challenges. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **80**, 67-80.
- , K.-H. Chou, and H.-J. Cheng, 2003: Eyewall contraction, breakdown and reformation in a landfalling typhoon. *Geophys. Res. Lett.*, **30**, n° 17, 1017653.
- Yau, M. K., Y. Liu, D.-L. Zhang, and Y. Chen, 2004: A multiscale numerical study of Hurricane Andrew (1992). Part VI: Small-scale inner-core structures and wind streaks. *Mon. Wea. Rev.*, **132**, 1410-1433.
- Yeh, T.-C., and R. L. Elsberry, 1993: Interactions of typhoons with the Taiwan orography. Part I: Upstream track deflections. *Mon. Wea. Rev.*, **121**, 3193-3212.
- Zhang, D.-L., Y. Liu, and M.K. Yau, 2000: A multiscale numerical study of Hurricane Andrew (1992). Part III: Dynamically induced vertical motions. *Mon. Wea. Rev.*, **128**, 3772-3788.
- , -----, and -----, 2001: A multiscale numerical study of Hurricane Andrew (1992).

Part IV: Unbalanced flows. *Mon. Wea. Rev.*, **129**, 92-107.

-----, -----, and M. K. Yau, 2002: A multiscale numerical study of Hurricane Andrew (1992). Part V: Inner-core thermodynamics. *Mon. Wea. Rev.*, **130**, 2745-2763.

Figures captions

Figure 1 : Track of intense tropical cyclone Dina from 17 till 26 January 2002; symbols TD, TS, TC, and ETS denote tropical depression, tropical storm, tropical cyclone, and extratropical storm stages (adapted with permission from RSMC La Réunion/Météo-France).

Figure 2 : Accumulated rainfall (shaded contours, mm) and wind direction (arrows) for wind maxima (km/h) observed in La Réunion island from 0000 UTC on 22 January 2002 to 0000 UTC on 23 January 2002.

Figure 3 : (a) Configuration of the three nested domains and sea surface temperature (shaded, °C) on 22 January 2002. Domain A has 200*100 grid points with 36-km grid resolution, domain B has 162*162 grid points with 12-km grid spacing, and domain C has 180*180 grid points with 4-km grid spacing ; (b) Orography of La Réunion island in domain C.

Figure 4 : Best track of tropical cyclone Dina (circles) and simulated tracks from the two numerical experiments (“*Island*” experiment : triangles, “*Ocean*” experiment : squares) from 0000 UTC on 22 January 2002.

Figure 5 : (a) Time series of the maximum wind velocity (m/s) at 1000 m altitude for the “*Ocean*” and “*Island*” from 3 to 33 h (at 3-h interval) ; (b) as in (a), except for minimum sea level pressure (MSLP) (hPa) ; (c) as in (a), except for the ratio between major and minor axes of the eye from 17 to 24 h (1-h interval).

Figure 6 : (a) Observed Doppler velocity values (m/s) at 0.5° elevation at 1422 UTC on 22 January 2002 ; (b) Doppler velocity values (m/s) deduced from the “*Island*” experiment at 17 h 30 at 1000 m altitude. Symbol “R” indicates the location of the Doppler radar, the dashed line contour indicates the location of La Réunion Island, negative values (away from the radar) are shaded.

Figure 7 : (a) 24-h accumulated rainfall from 0 to 24 h (shaded, mm) for “*Ocean*”. The dashed line contour indicates the location of La Réunion island in “*Ocean*” ; (b) as in (a), except for “*Island*”.

Figure 8 : **Left panels :** horizontal wind speed (shaded, m/s) and radar reflectivity (20 and 40 dBZ contours, hatched zones denote values >40 dBZ) from the 4-km model of experiment “*Ocean*” at 1000 m altitude, every 20 minutes from 18 h 20 to 19 h ; **right panels :** as left panels, except for vertical velocity values (shaded, m/s). The dashed line contour indicates the location of La Réunion island.

Figure 9 : As in Fig. 8, except for 22 h 20 to 23 h. Line AB in the lower right panel shows the location of the southwest-northeast vertical cross section in Fig. 10.

Figure 10 : **Left panels :** vertical cross-sections of horizontal wind speed (shaded, m/s) and wind vectors along line AB (see Fig. 9) in the 4-km model of experiment “*Ocean*”, every 2-h from 18 to 24 h ; **right panels :** as left panels, except for radar reflectivity (shaded, dBZ) and potential temperature (contours, K).

Figure 11 : Left panels : horizontal wind speed (shaded, m/s) and radar reflectivity (contours, dBZ) from the 4-km model of the “*Island*” experiment at 1000 m altitude, every 20 minutes from 18 h 20 to 19 h ; right panels : as left panels, except for vertical velocity (shaded, m/s).

Figure 12 : As in Fig. 11, except for 22 h 20 to 23 h. Line AB in the lower right panel shows the location of the southwest-northeast vertical cross section in Fig. 13.

Figure 13 : Left panels : vertical cross-sections of horizontal wind speed (shaded, m/s) and wind vectors along line AB (see Fig. 12) in the 4-km model of experiment “*Ocean*”, every 2-h from 18 to 24 h ; right panels : as left panels, except for radar reflectivity (shaded, dBZ) and potential temperature (contours, K).

Figure 14. Potential vorticity values (shaded, $\text{PVU} = 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1} \text{ K kg}^{-1}$) from the 4-km model of the “*Island*” experiment at 1000 m altitude, every hour from 17 to 24 h.

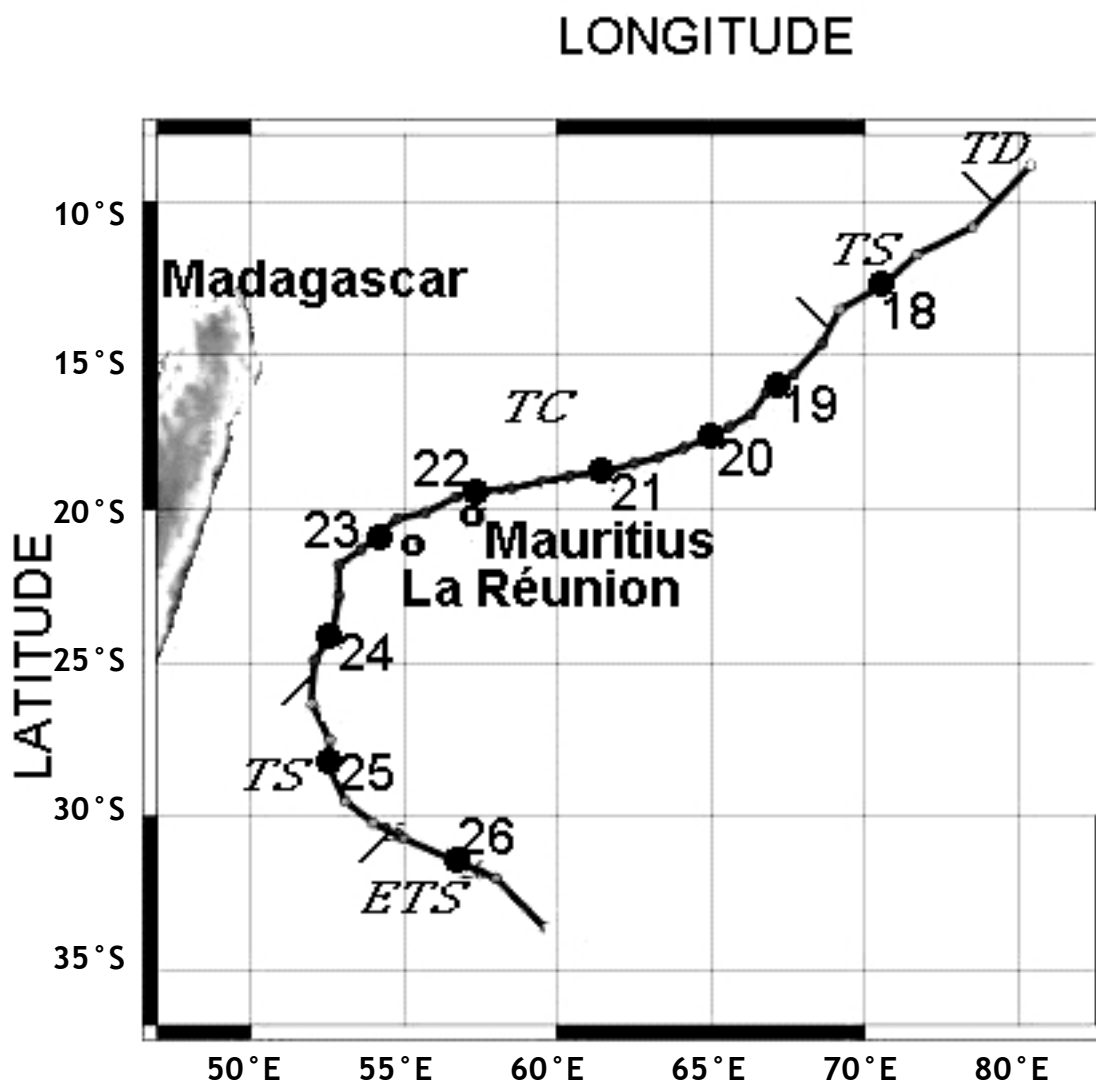


Figure 1 : Track of intense tropical cyclone Dina from 17 till 26 January 2002; symbols TD, TS, TC, and ETS denote tropical depression, tropical storm, tropical cyclone, and extratropical storm stages (adapted with permission from RSMC La Réunion/Météo-France).

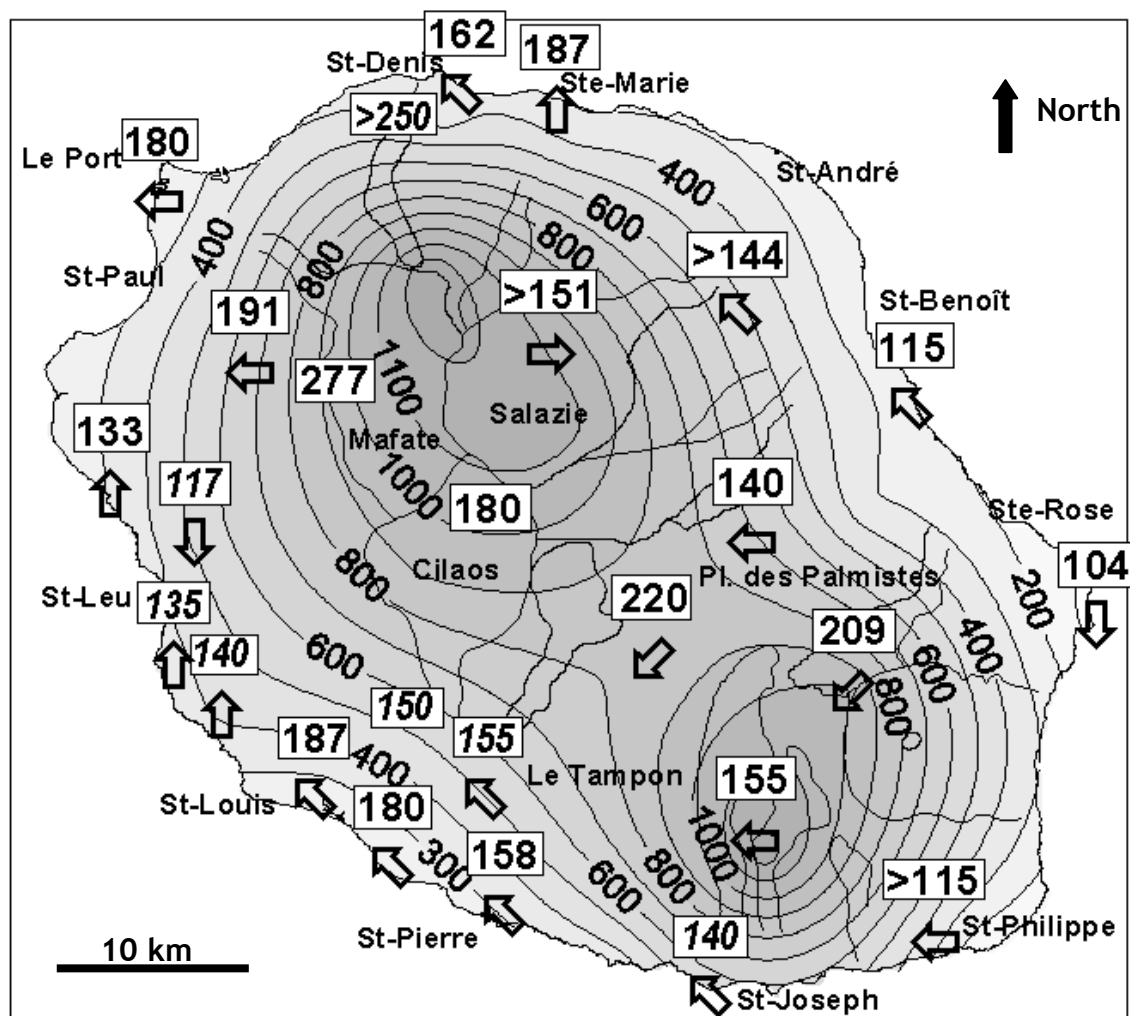


Figure 2 : Accumulated rainfall (shaded contours, mm) and wind direction (arrows) for wind maxima (km/h) observed in La Réunion island from 0000 UTC on 22 January 2002 to 0000 UTC on 23 January 2002.

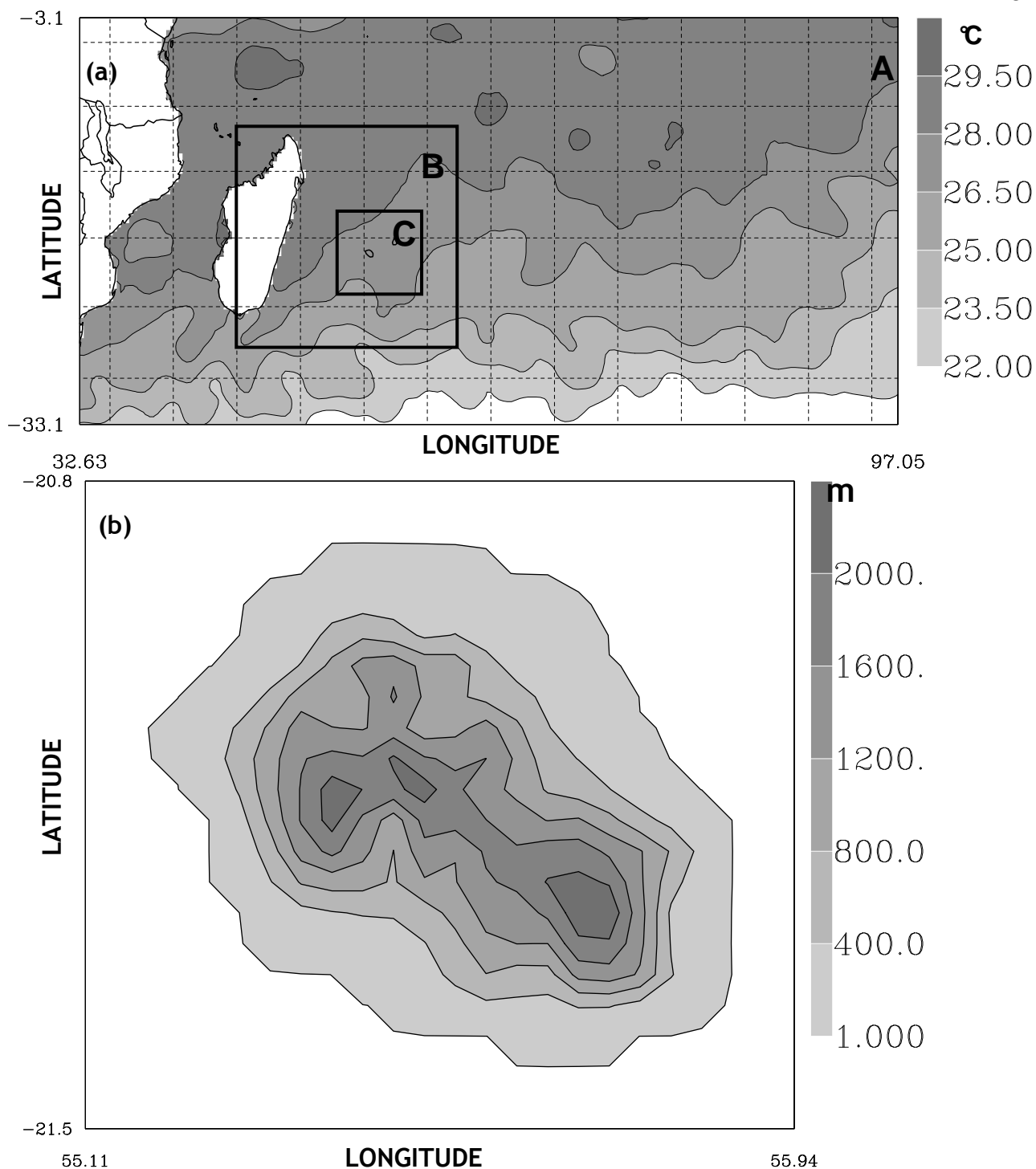


Figure 3 : (a) Configuration of the three nested domains and sea surface temperature (shaded, °C) on 22 January 2002. Domain A has 200*100 grid points with 36-km grid resolution, domain B has 162*162 grid points with 12-km grid spacing, and domain C has 180*180 grid points with 4-km grid spacing ; (b) Orography of La Réunion island in domain C.

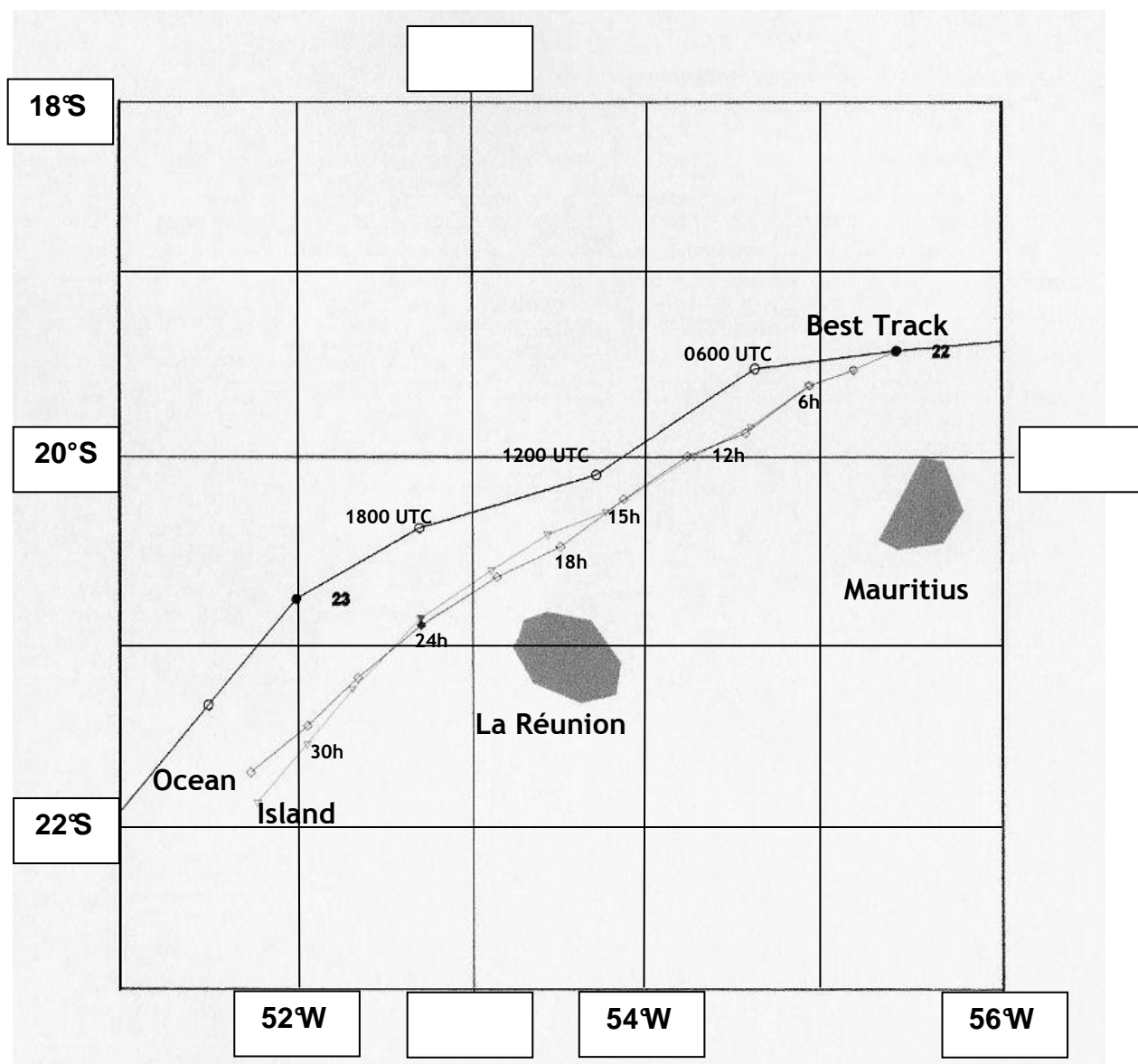


Figure 4 : Best track of tropical cyclone Dina (circles) and simulated tracks from the two numerical experiments (“*Island*” experiment : triangles, “*Ocean*” experiment : squares) from 0000 UTC on 22 January 2002.

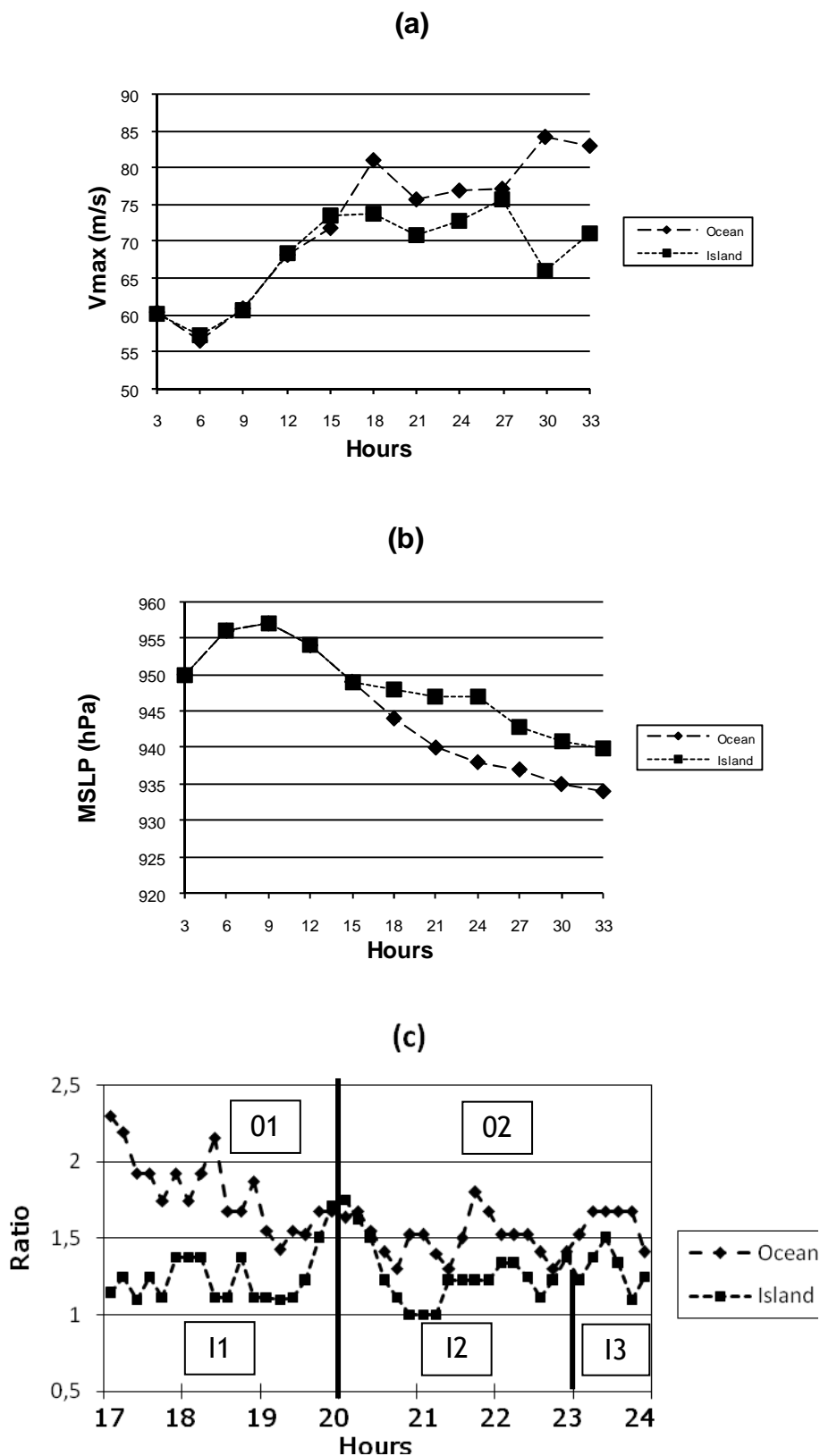


Figure 5 : (a) Time series of the maximum wind velocity (m/s) at 1000 m altitude for the “Ocean” and “Island” from 3 to 33 h (at 3-h interval) ; (b) as in (a), except for minimum sea level pressure (MSLP) (hPa) ; (c) as in (a), except for the ratio between major and minor axes of the eye from 17 to 24 h (1-h interval).

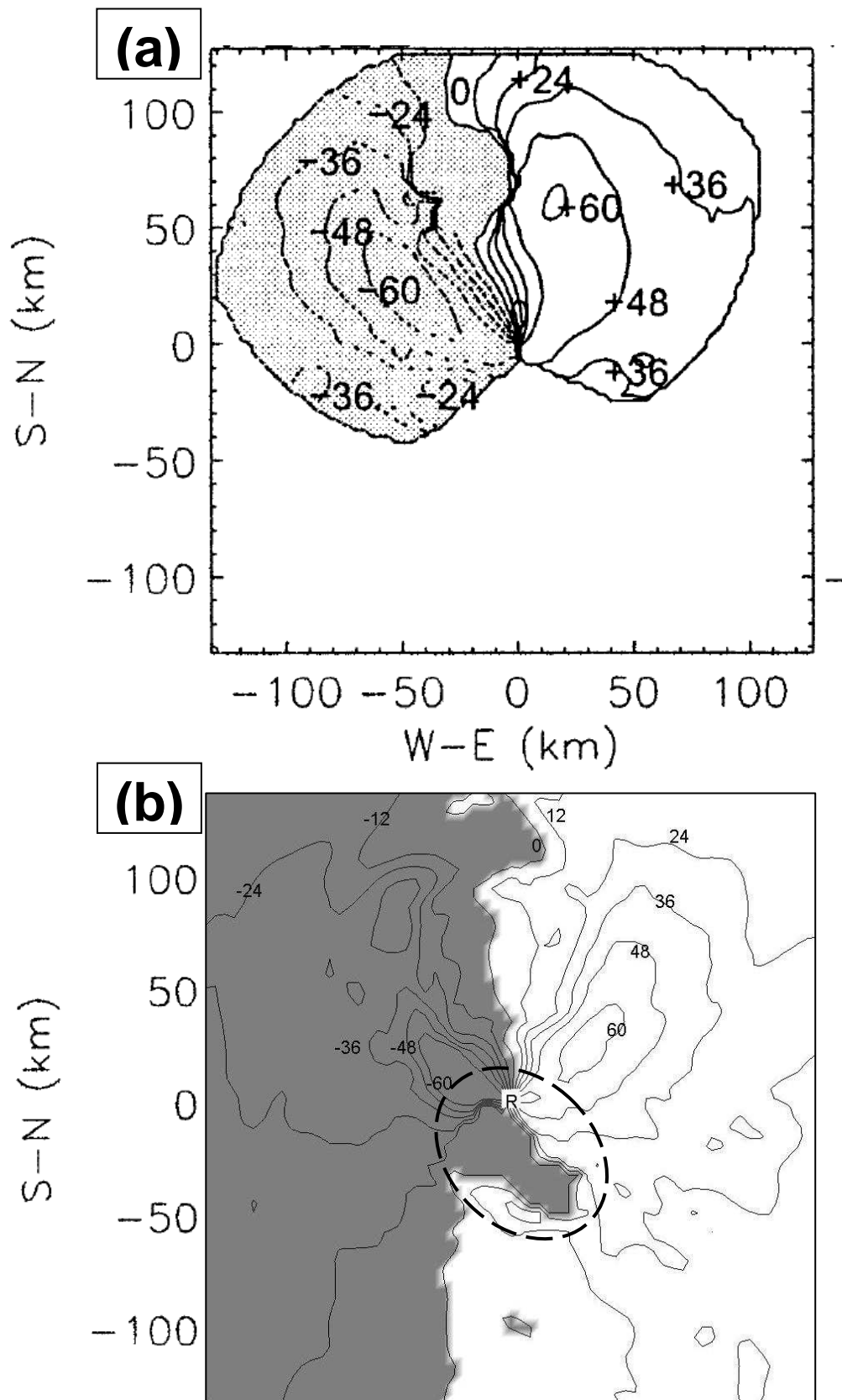


Figure 6 : (a) Observed Doppler velocity values (m/s) at 0.5° elevation at 1422 UTC on 22 January 2002 ; (b) Doppler velocity values (m/s) deduced from the "Island" experiment at 17 h 30 at 1000 m altitude. Symbol "R" indicates the location of the Doppler radar, the dashed line contour indicates the location of La Réunion Island, negative values (away from the radar) are shaded.

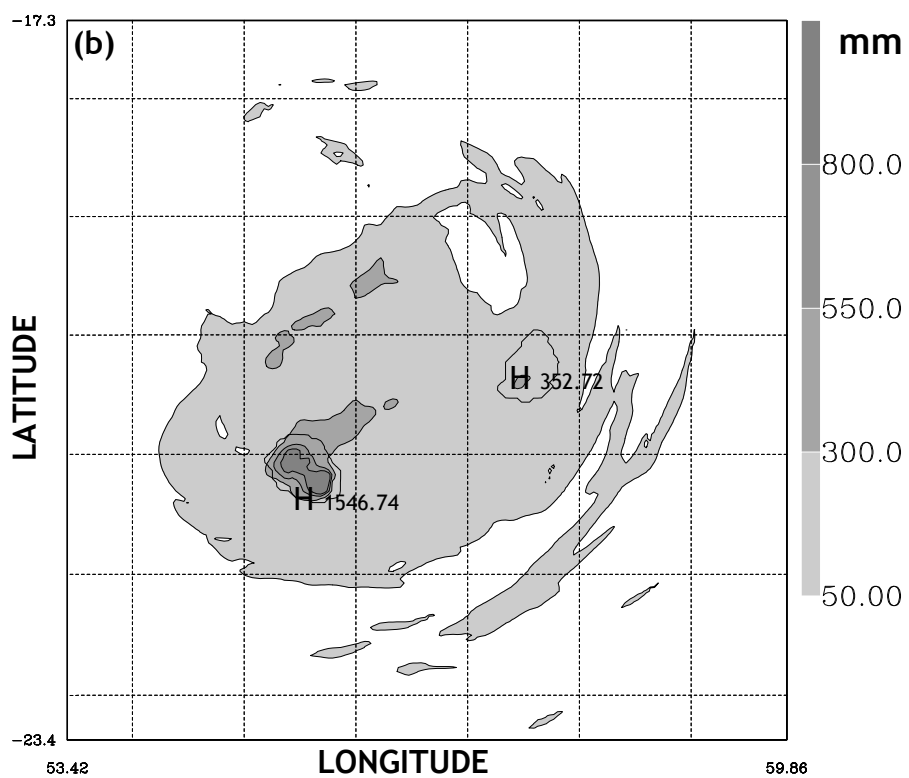
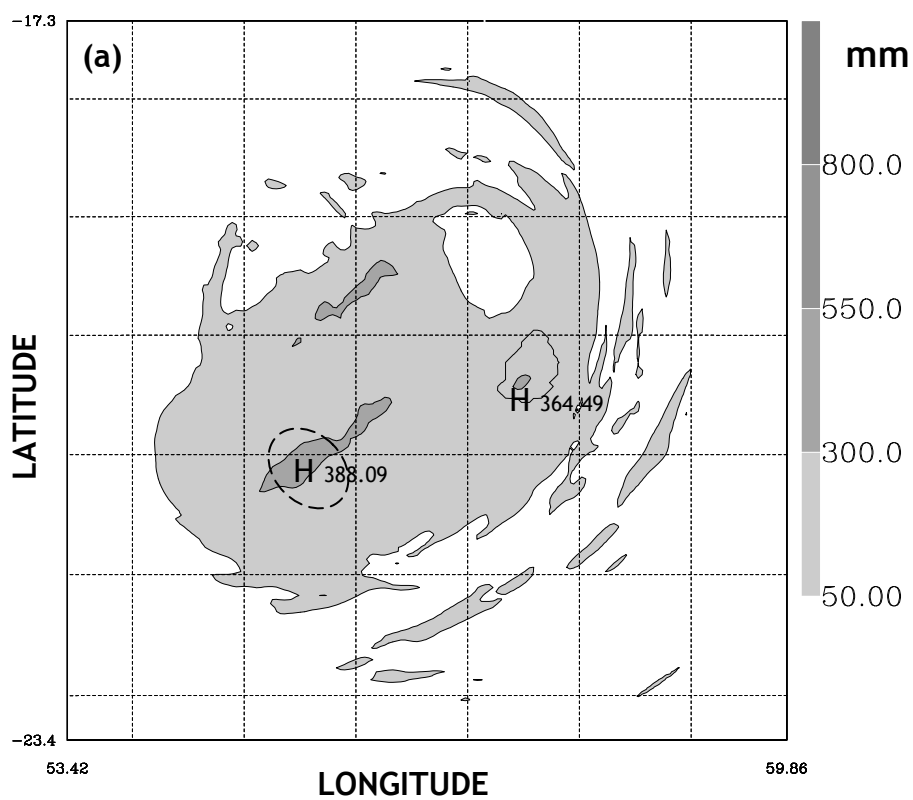


Figure 7 : (a) 24-h accumulated rainfall from 0 to 24 h (shaded, mm) for "Ocean". The dashed line contour indicates the location of La Réunion island in "Ocean" ; (b) as in (a), except for "Island".

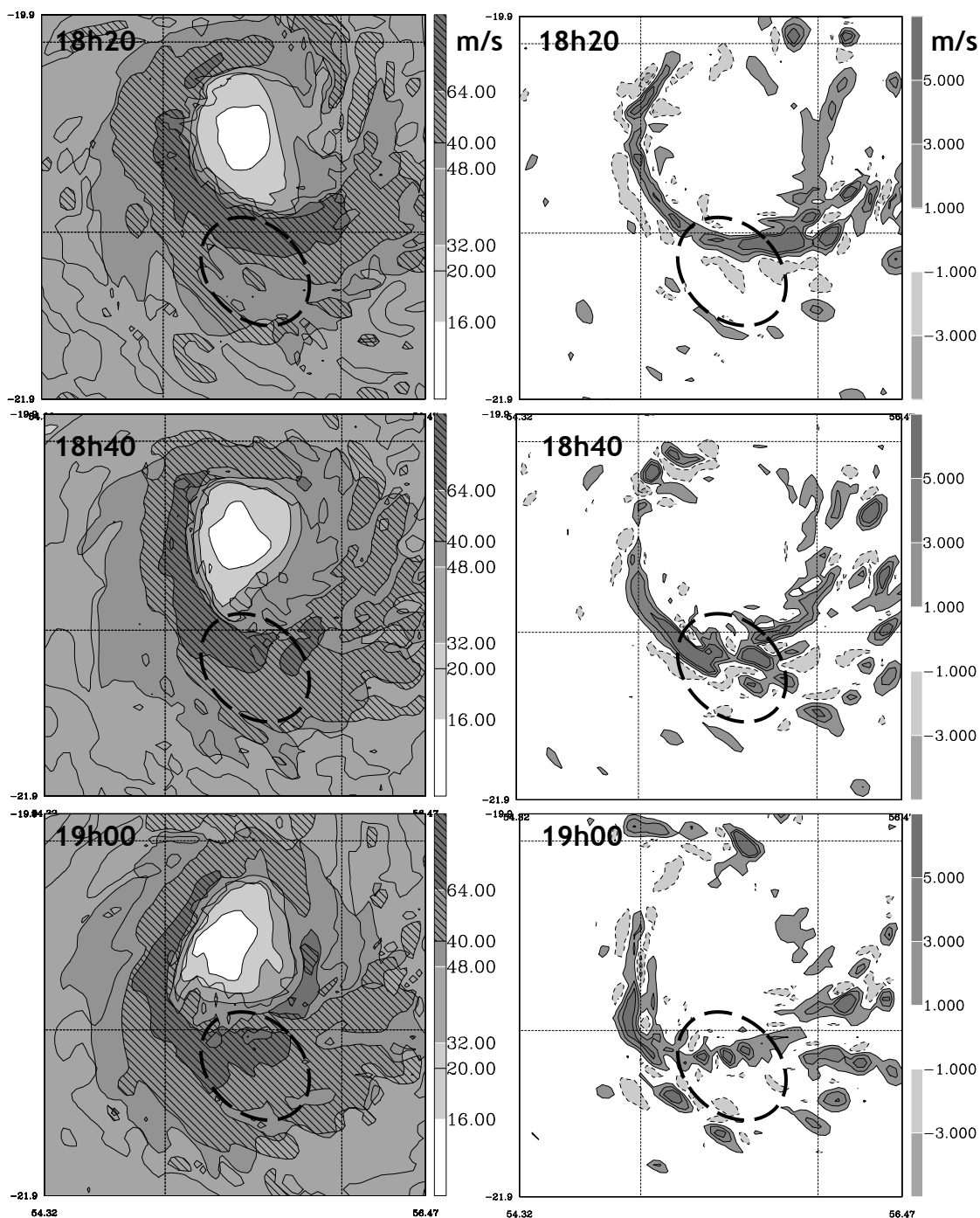


Figure 8 : Left panels : horizontal wind speed (shaded, m/s) and radar reflectivity (20 and 40 dBZ contours, hatched zones denote values >40 dBZ) from the 4-km model of experiment “Ocean” at 1000 m altitude, every 20 minutes from 18 h 20 to 19 h ; right panels : as left panels, except for vertical velocity values (shaded, m/s). The dashed line contour indicates the location of La Réunion island.

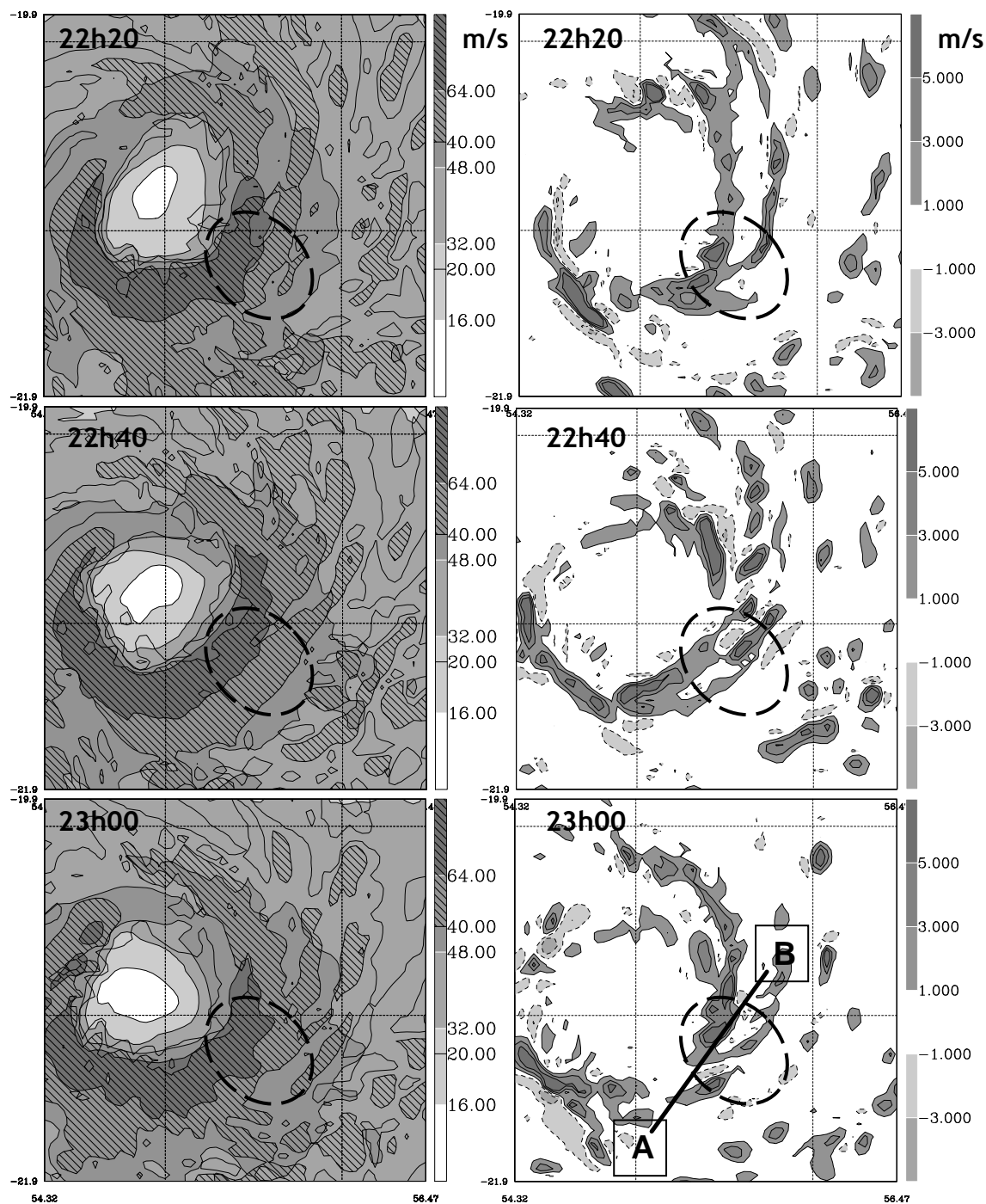


Figure 9 : As in Fig. 8, except for 22 h 20 to 23 h. Line AB in the lower right panel shows the location of the southwest-northeast vertical cross section in Fig. 10.

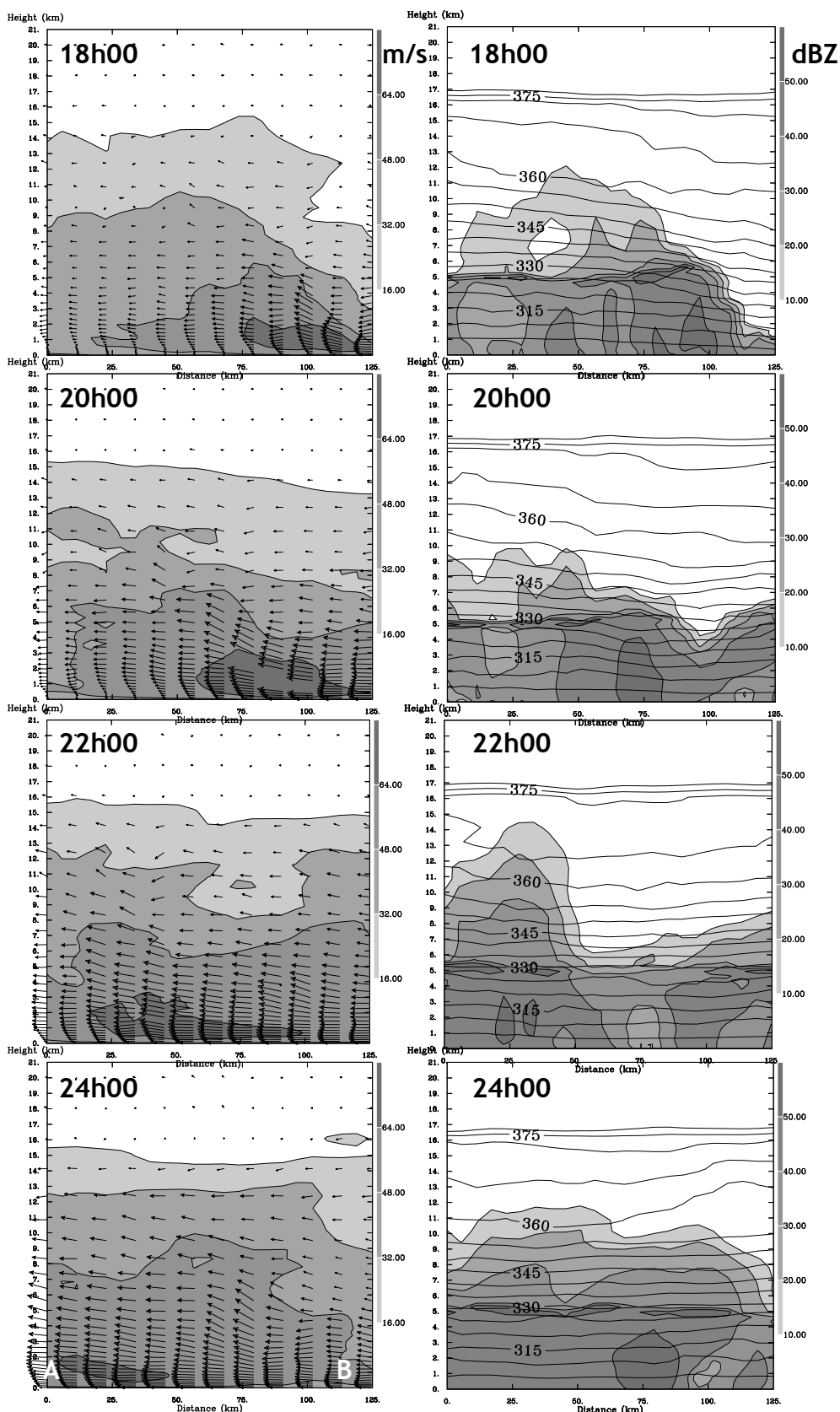


Figure 10 : Left panels : vertical cross-sections of horizontal wind speed (shaded, m/s) and wind vectors along line AB (see Fig. 9) in the 4-km model of experiment “Ocean”, every 2-h from 18 to 24 h ; right panels : as left panels, except for radar reflectivity (shaded, dBZ) and potential temperature (contours, K).

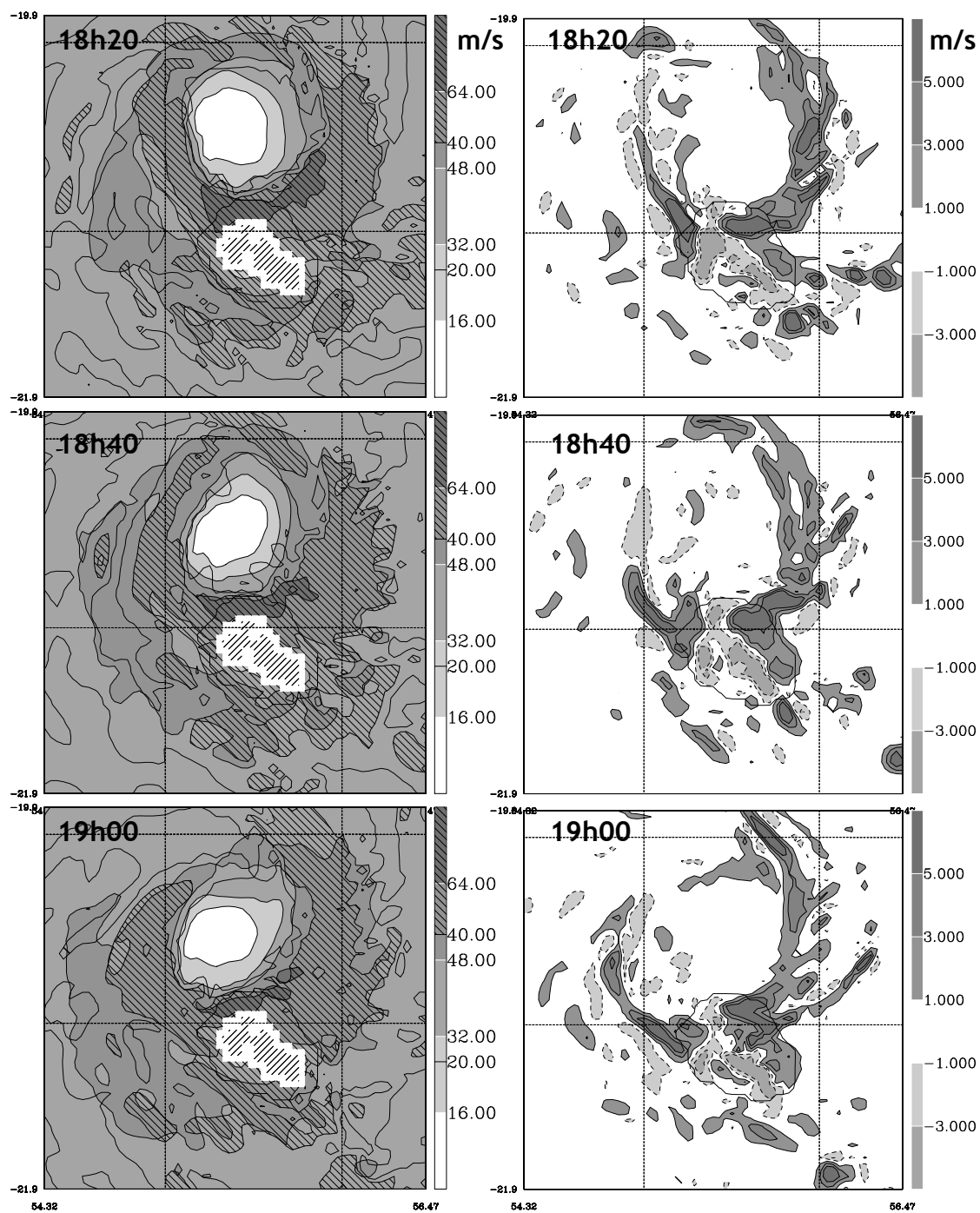


Figure 11 : Left panels : horizontal wind speed (shaded, m/s) and radar reflectivity (contours, dBZ) from the 4-km model of the "Island" experiment at 1000 m altitude, every 20 minutes from 18 h 20 to 19 h ; right panels : as left panels, except for vertical velocity (shaded, m/s).

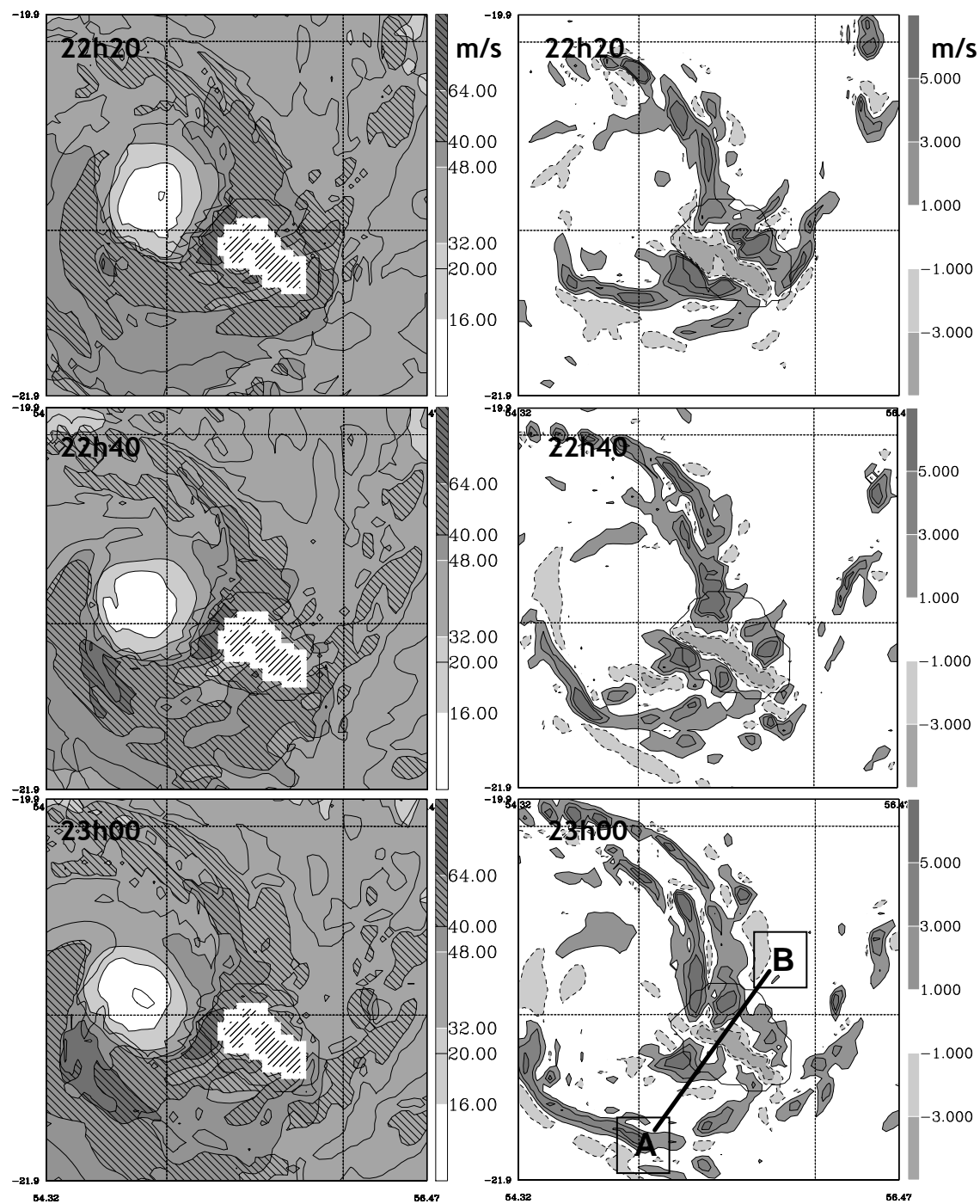


Figure 12 : As in Fig. 11, except for 22 h 20 to 23 h. Line AB in the lower right panel shows the location of the southwest-northeast vertical cross section in Fig. 13.

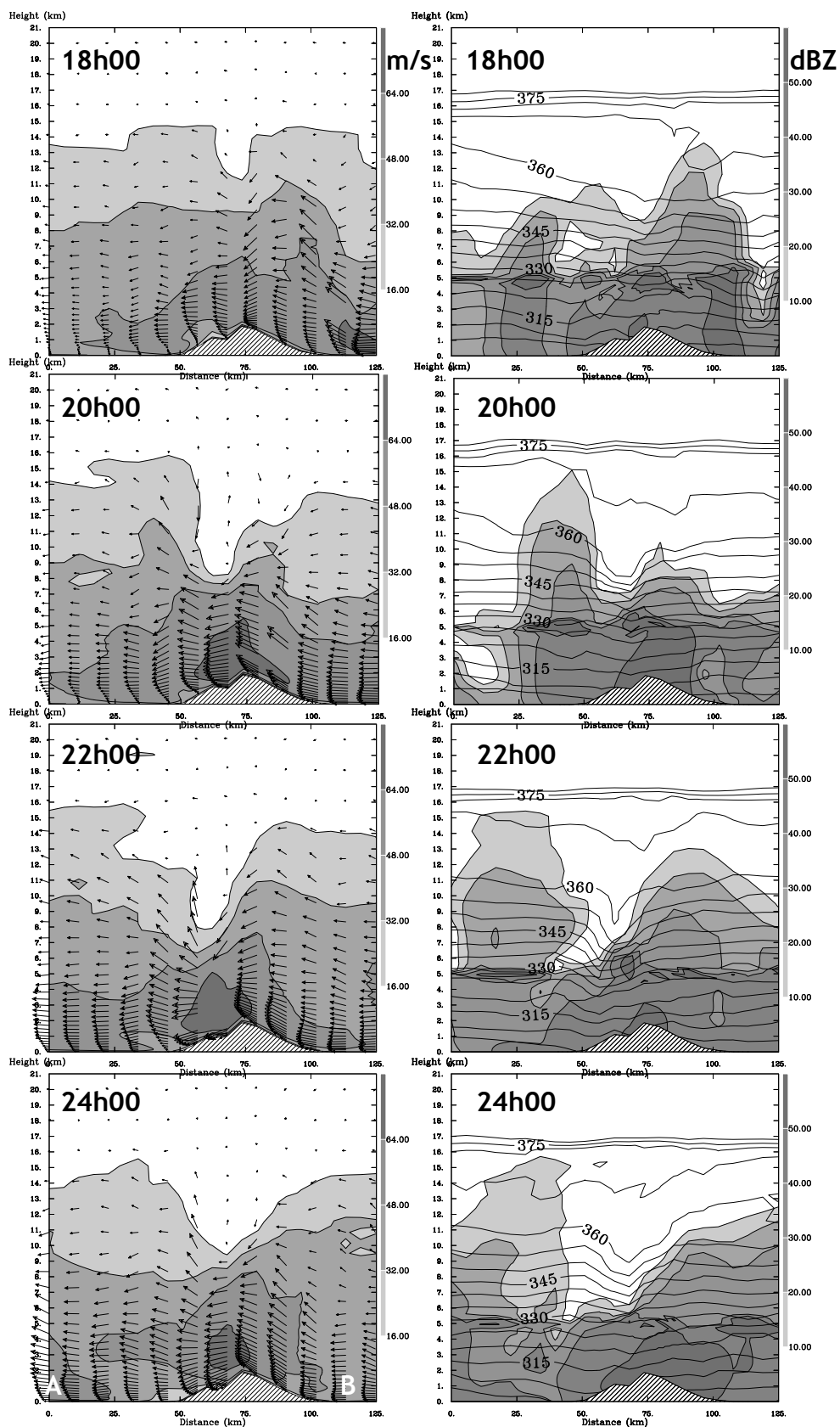


Figure 13 : Left panels : vertical cross-sections of horizontal wind speed (shaded, m/s) and wind vectors along line AB (see Fig. 12) in the 4-km model of experiment “Ocean”, every 2-h from 18 to 24 h ; right panels : as left panels, except for radar reflectivity (shaded, dBZ) and potential temperature (contours, K).

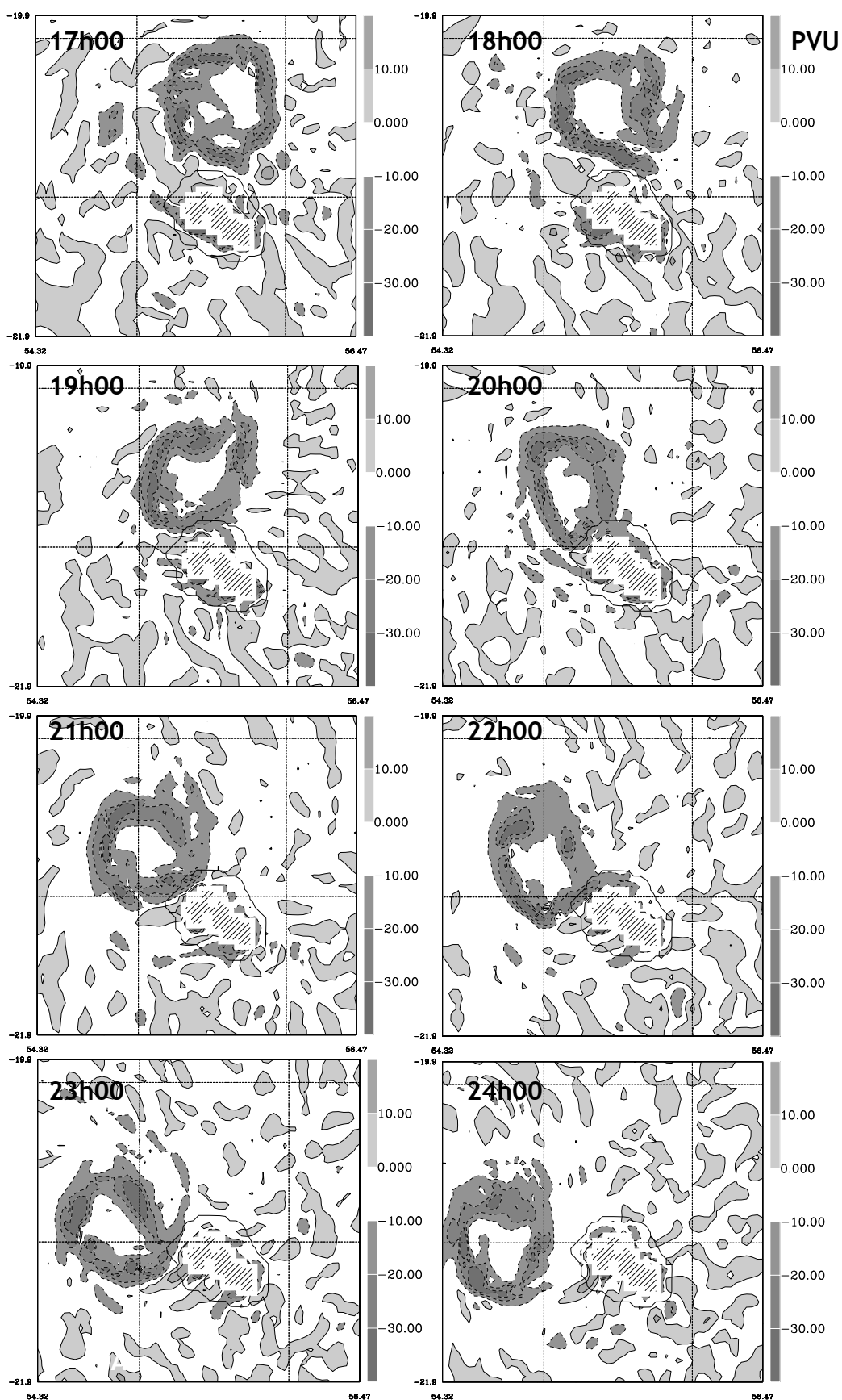


Figure 14. Potential vorticity values (shaded, $\text{PVU} = 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1} \text{ K kg}^{-1}$) from the 4-km model of the “Island” experiment at 1000 m altitude, every hour from 17 to 24 h.

5.3 Conclusions et perspectives

Cette étude numérique comparative a permis de mettre en évidence l'existence d'une interaction entre l'île de La Réunion et le cyclone DINA. Ainsi il a été montré qu'une île de superficie relativement modeste (2500 km^2) mais avec une topographie très accidentée associée à une dimension caractéristique verticale extrême (3071 m), pouvait influencer un cyclone tropical très intense passant à proximité. L'impact de l'île au travers de son relief très complexe a pu être clairement identifié en termes de modification de champ de vent, de précipitation et d'intensité. Il faut toutefois remarquer que l'impact sur la trajectoire n'a pas été clairement établi. En effet une simulation sur un unique cas réel ne permet pas statistiquement de mettre en évidence de manière significative l'existence ou non de l'influence de l'île sur la trajectoire. L'analyse de l'évolution de la structure du cyclone sous la contrainte du forçage orographique du relief de La Réunion indique une stabilisation de la circulation cyclonique naturelle en relation avec un affaiblissement du système. Un indice d'explication de cette stabilisation peut être la perturbation par les bandes de PV anticyclonique générées par l'île de l'édifice « anneau cyclonique de PV » constituant le mur de l'œil.

De plus cette étude a permis de valider la simulation cas réel "*Island*" par rapport à la nature. L'utilisation d'une résolution de 4 km a certes permis une bonne représentation des processus synoptiques et de méso échelle, mais les caractéristiques de très fine échelle n'ont pas pu être observées. Le cas réel "*Island*" étant validé, une étude basée sur une simulation de plus haute résolution à 1 km , a pu être envisagée pour mieux caractériser l'interaction de PV au niveau du mur ainsi que la circulation locale sur l'île en terme de vent et de précipitation. Le *chapitre 6* présentera les résultats de cette étude haute résolution.

Chapitre 6

Description à haute résolution (1 *km*)

6.1 Trajectoire et intensité	152
6.2 Impact de DINA sur l'île en terme de vent et précipitations	154
6.2.1 Vent	154
6.2.2 Précipitations	161
6.3 Dynamique interne de l'œil	169
6.3.1 Analyse théorique de la structure de l'œil	169
6.3.2 Structure de l'œil observée	170

Grâce à la haute résolution (1 *km*), les simulations permettent d'avoir accès à des détails de très fine échelle concernant des aspects plutôt « opérationnels » comme la circulation du vent localement sur l'île ou encore la localisation des précipitations les plus intenses, ou des aspects plus fondamentaux comme l'évolution de la dynamique interne de l'œil. L'étude est basée sur la simulation de DINA à 1 *km* de résolution, initialisée le 22/01/02 à 1600 UTC et forcée toutes les 10 minutes, par les sorties du modèle C de “*Island*”, pour une période totale de 11 heures de simulation.

6.1 Trajectoire et intensité

L'utilisation d'une résolution de 1 *km* modifie légèrement la trajectoire sur les onze heures simulées par rapport à la version 4 *km* (**Fig. 6.1**). Cette différence reste en effet inférieure à 10 *km* pendant les onze heures de simulation. Le cyclone passe toujours à une distance plus rapprochée par rapport à la réalité. Encore une fois cette simulation ne permet pas d'affirmer ou d'infirmer la possible influence de l'île sur la trajectoire du cyclone.

Par contre cette version 1 *km* produit un cyclone plus intense ce qui est plus en accord avec la réalité. Les figures **6.2** et **6.3** permettent d'observer cette intensification sur le paramètre minimum de pression au niveau de la mer ainsi que sur le paramètre vent maximum à 1000 *m* d'altitude, respectivement. C'est pendant la période d'interaction (définie dans le *chapitre 5*), c'est-à-dire de 17 *h* à 24 *h* de simulation, que cette différence d'intensité par rapport à la version 4 *km*, est plus importante : 7 *hPa* de creusement maximum (5 en moyenne sur toute la période d'interaction) et jusqu'à 9 *m/s* de surplus (5 en moyenne sur toute la période d'interaction). Ces différences en intensité se traduisent par des distributions de vent et de précipitation remodelées, en plus du gain des structures de fine échelle inhérent à l'utilisation de la haute résolution de 1 *km*.

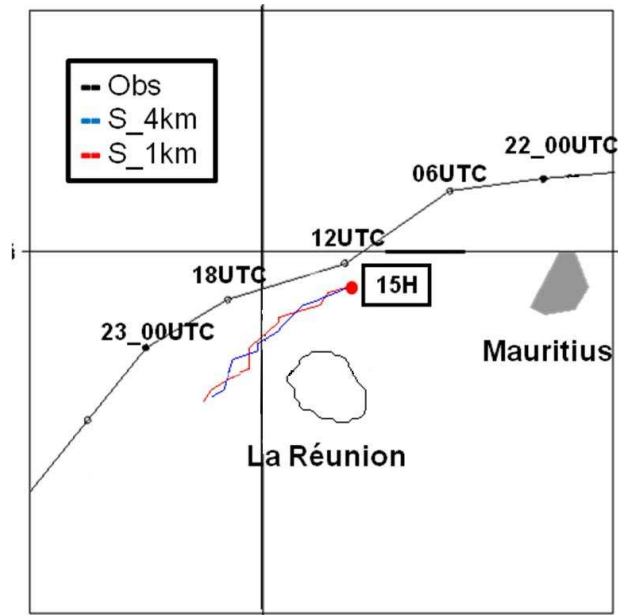


Figure 6.1 : BestTrack de DINA (noir) et trajectoires simulées à 4 km (bleu) et à 1 km (rouge) à partir de 15h00 de temps de simulation

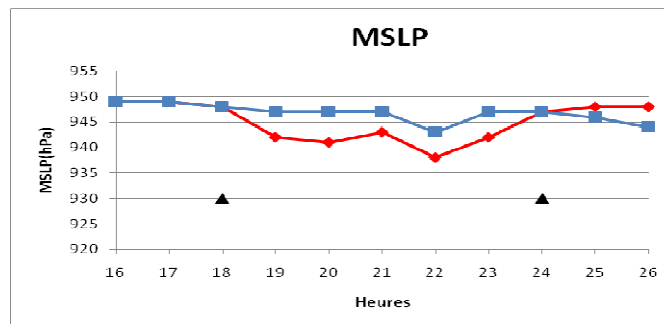


Figure 6.2 : Série temporelle du minimum de pression au niveau de la mer (hPa) de 16h à 26h pour la simulation à 4 km (bleu) et à 1 km (rouge)

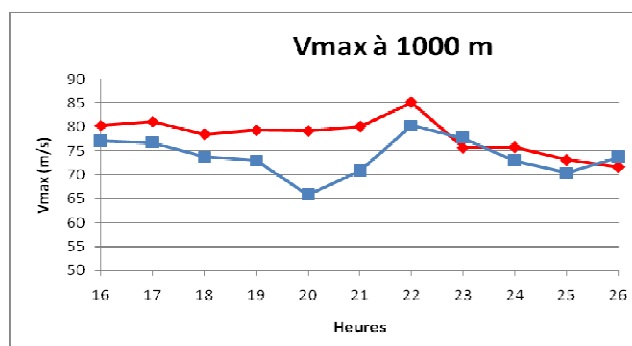


Figure 6.3 : Série temporelle du maximum de vent (m/s) à 1000 m d'altitude de 16h à 26h pour la simulation à 4 km (bleu) et à 1 km (rouge)

6.2 Impact de DINA sur l'île en terme de vent et précipitations

Le relief est un facteur géographique connu pour rompre le caractère zonal de l'écoulement atmosphérique et pour introduire des variations dans la distribution des températures et des précipitations (Hoarau, 2001). A l'échelle locale la topographie peut exercer une influence sur le vent en favorisant des décélérations (zone de déventement) ou au contraire des accélérations (zone de « surexposition ») ; et intensifier les précipitations par le phénomène de précipitations orographiques.

6.2.1 Vent

Tout d'abord analysons la différence entre les cartes du relief à la résolution 1 *km* et celle à 4 *km* (**Fig. 6.4**). De nombreux détails de fine échelle apparaissent. Les côtes de l'île sont mieux définies. Les différents massifs montagneux sont mieux représentés avec une meilleure extension horizontale couplée à des gradients d'altitude plus réalistes. De même les vallées sont mieux creusées à l'intérieur des montagnes. On reconnaît d'ailleurs les différentes régions que l'on peut géographiquement identifier.

L'influence de ces facteurs géographiques locaux, maintenant bien représentés, sur les vents lors du passage du cyclone DINA peut être mise en évidence par l'étude de l'écoulement atmosphérique aussi bien horizontal que vertical. L'île modifie l'écoulement atmosphérique du fait d'une topographie tourmentée, ce qui peut provoquer des différences marquées dans la vitesse du vent entre deux endroits distants de quelques mètres, comme le cas de la destruction très localisée de la forêt de Bras Sec (**Fig. 2.6**). Selon l'exposition des sites, le relief peut ralentir ou accélérer l'écoulement au point même d'atteindre des vitesses de vent extrêmes comparables à celles atteintes dans le mur de l'œil.

Ainsi, en comparant la carte des maxima de vent de surface horizontal simulés de 15h00 à 26h00 de simulation (**Fig. 6.5**), avec la carte des maxima de vent horizontal observés entre le 22/01/02 0000 UTC et le 23/01/02 0000 UTC (**Fig. 2.2**), on se rend compte que la simulation à 1 *km* reproduit bien la spatialisations des vents maxima. L'effet de canalisation dans les nombreuses vallées qui recouvrent La Réunion, les effets de blocage orographique ainsi que l'altitude ont joué un rôle majeur dans cette bonne représentation spatiale et dans la

justesse de l'intensité atteinte. Il faut remarquer qu'en l'absence de relief de telles vitesses interviennent seulement dans un rayon de 20 kilomètres à 25 kilomètres autour de la bordure extérieure de l'œil c'est-à-dire dans le mur de l'œil. Le maximum simulé 74,9 m/s (22h40 en temps de simulation) correspond bien à la réalité 76,9 m/s (2030 UTC le 22/01/02) et est bien localisé dans le secteur nord-ouest de l'île, sur les crêtes du Maïdo, région à laquelle correspond une des situations topographiques les plus favorables aux accélérations (**Fig. 6.4**).

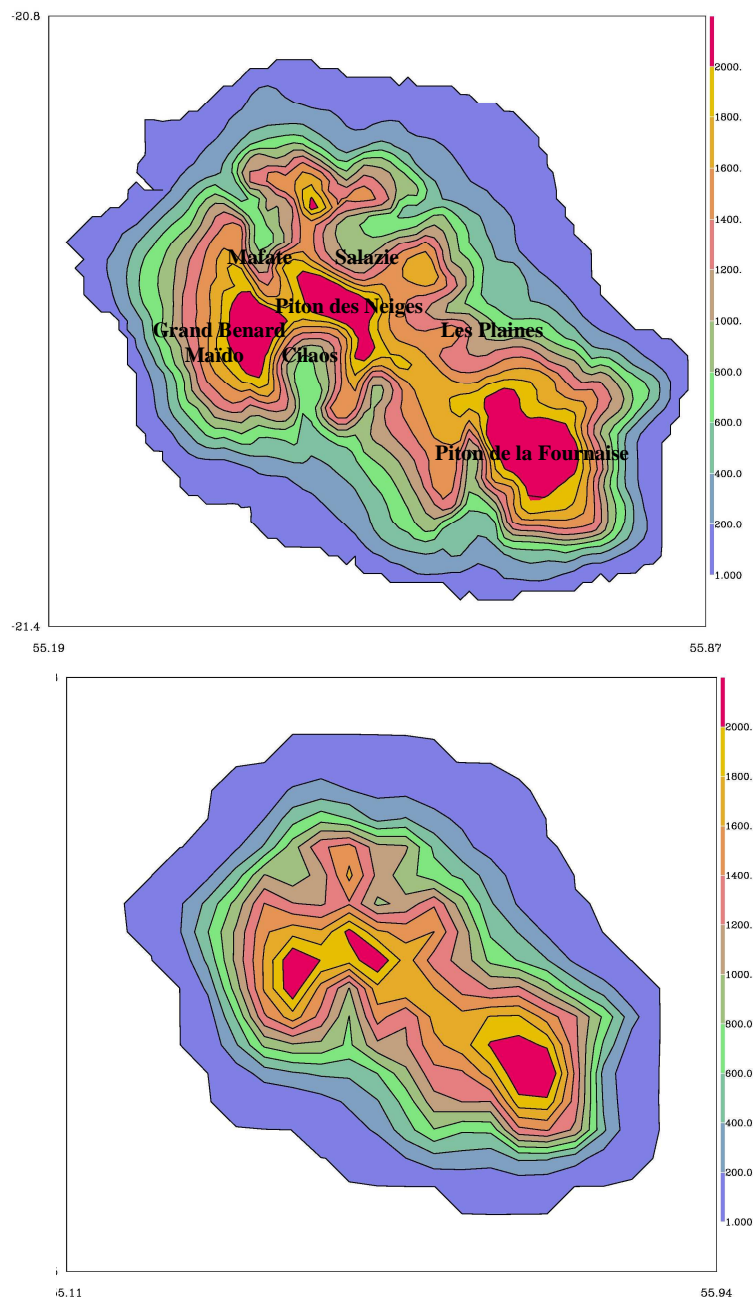


Figure 6.4 : Carte du relief (m) de La Réunion à 1 km (haut) et à 4 km (bas) de résolution

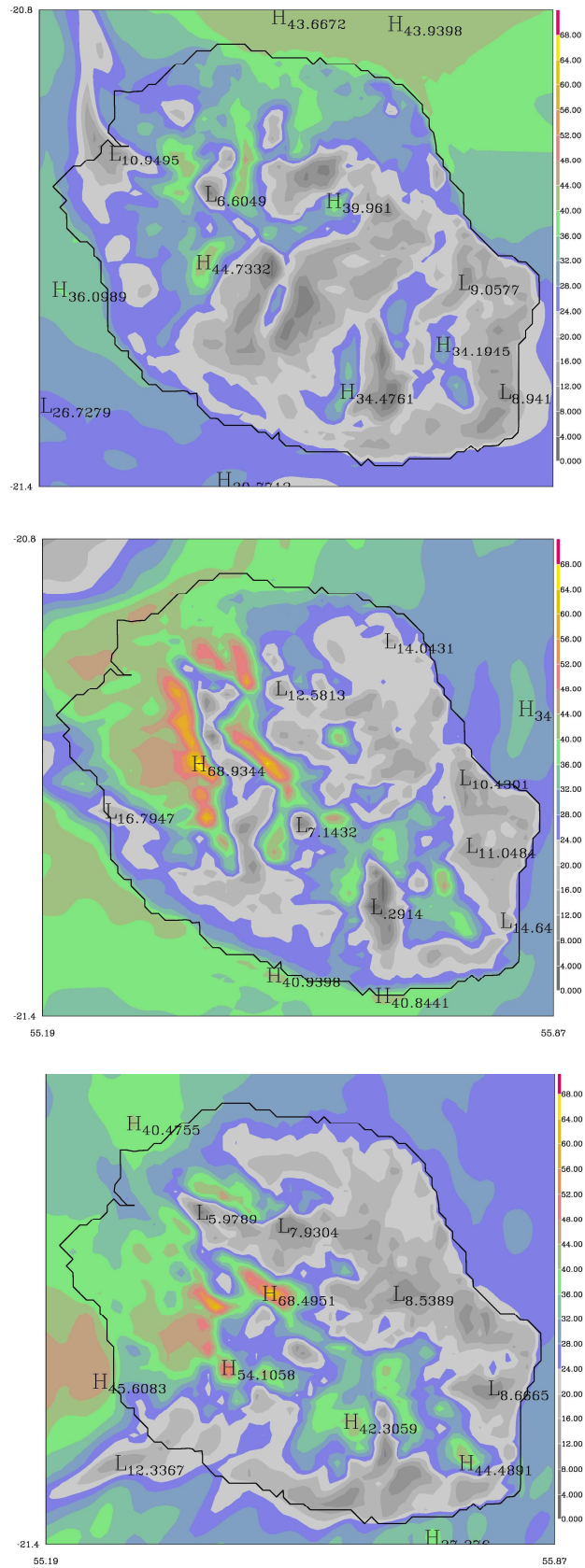


Figure 6.5 : Carte des intensités des vents horizontaux (m/s) sur l'île à 10 m de hauteur à 16h00, 20h00 et 24h00

Seul diffère le timing, qui s'explique par le retard dû au « spin-up » de la simulation qui se retrouve aussi dans la version 1 km, cette dernière étant forcée par la version 4 km ; mais aussi par le fait que le cyclone simulé passe plus proche de l'île que dans la réalité, modifiant ainsi la chronologie de l'exposition au vent des différentes zones de l'île. Sur le site du Colorado, là où le radar a été détruit, on simule bien des vitesses de vents très intenses (51,9 m/s à 18h40 en temps de simulation), cependant sous estimées par rapport à la réalité (69,4 m/s). Cette différence peut être en partie expliquée par une mauvaise représentation de la vallée de Saint-Denis, située en contrebas du site du radar, induisant une mauvaise résolution du phénomène de canalisation des vents dans cette dernière.

Au début de la simulation à 16h00, des zones de déventement et des zones de vent relativement intense (30 m/s) concernent toute l'île. Au fur et à mesure que le vortex se rapproche de la côte nord nord-ouest de l'île, le vent commence à s'intensifier sur la région nord nord-ouest. Les vents s'accroissent en rentrant dans la Rivière des Galets jusqu'à l'intérieur des Cirques, pour finalement atteindre la région sud-ouest, formant un couloir de vents intenses dans le centre de l'île à 17h00. A ce moment persistent des zones de déventement très marquées dans le sud-est dans la Rivière des Remparts ainsi qu'en amont et aval du Piton des Neiges, par rapport au flux d'accélération qui suit les crêtes des Cirques de Mafate et de Cilaos. A partir de 18h00, quand le vortex est situé au nord-ouest de l'île, une nouvelle zone de vents intenses (64 m/s) commence à migrer du nord à l'ouest, avec toujours une persistance de ce type de vent dans la région des Cirques. Des zones très localisées de vent intense se développent également dans le sud-est, sur le Piton de la Fournaise notamment. Avec le déplacement du vortex vers l'ouest les zones de déventement changent, ainsi à 23h00 la zone de déventement au sud-ouest du Piton des Neiges a disparu. Cependant on remarque que la Rivière des Remparts reste protégée pendant toute la période où le vortex se trouve à proximité de l'île. De plus, des zones de vent intense se développent dans des régions jusque là protégées comme dans la région des Plaines tandis que les régions des Cirques, du nord, de l'ouest et du Piton de la Fournaise continuent d'être balayées par des vents intenses. A la dernière échéance (26h00) quand le vortex est éloigné de la côte sud-ouest de l'île, seuls persistent deux régions de vents très intenses (64 m/s) correspondant aux deux plus hauts sommets de l'île : le Piton des Neiges au centre et le massif du Grand Bénard à l'ouest.

Cette analyse de l'évolution des vents de surface en cas cyclonique, montre que le relief joue un rôle déterminant dans les régimes de vent subis par l'île. Ainsi, comme en cas non cyclonique, il apparaît que l'influence du relief est tout aussi fondamentale que les effets de l'insularité sur les régimes de vent prédominants. En effet en régime « normal » l'île est séparée en deux zones aux conditions météorologiques bien distinctes : la zone au vent constituée par la côte est où les Alizés de sud-est apportent des précipitations toute l'année ; et la zone sous le vent constituée par la côte ouest qui bénéficie d'un climat beaucoup plus clément et sec étant abritée par la haute barrière montagneuse.

On peut définir le forçage orographique par $W_f = U \cdot \nabla h$ (6.1) où U est le vent horizontal à la surface et h l'altitude. Une analyse du champ de vitesse verticale (**Fig. 6.6**) ainsi que du forçage orographique W_f (**Fig. 6.7**) montre une excellente corrélation entre ces deux paramètres. Il est clair que les vitesses verticales sur l'île sont en partie dues au forçage orographique. Dans leur étude du typhon HERB, Wu et al. (2002) ont montré que la présence d'un maximum de vitesse verticale en basse troposphère, juste au-dessus du CMR de Taiwan, caractérise de manière significative le forçage orographique. De plus dans cette étude, ils ont montré que W_f compte pour 60 % du mouvement vertical pendant la période des précipitations intenses. Dans notre cas W_f compte pour 30 % du mouvement vertical sur toute la période d'interaction. Cette différence de 30 points avec les résultats de Wu et al. (2002) provient peut être de la prise du vent à 10 m de hauteur et non pas rigoureusement du vent de surface pour calculer le forçage orographique.

Par sa définition, en analysant la carte des pentes de relief de l'île (**Fig. 6.8**), on comprend clairement deux éléments. Premièrement on comprend la localisation des maxima de forçage orographique et donc de vitesse verticale, c'est-à-dire dans la région du centre intérieur de l'île et la région du sud-est c'est-à-dire du volcan. En effet ce sont à ces endroits que se situent les remparts des Cirques de Mafate, Cilaos, Salazie, ceux de la Rivière des Remparts et ceux de l'enclos du Piton de la Fournaise, qui sont les zones de maximum de pente (>100 %). Deuxièmement vue la distribution très dispersée de fort gradient d'orographie sur l'île, on comprend aisément la génération de mouvement verticaux importants sur la totalité de l'île en cas cyclonique. En effet avec des vents de direction tournante avec le temps, c'est toute l'île qui est concernée par la génération de vents verticaux intenses en plus des vents horizontaux déjà évoqués précédemment.

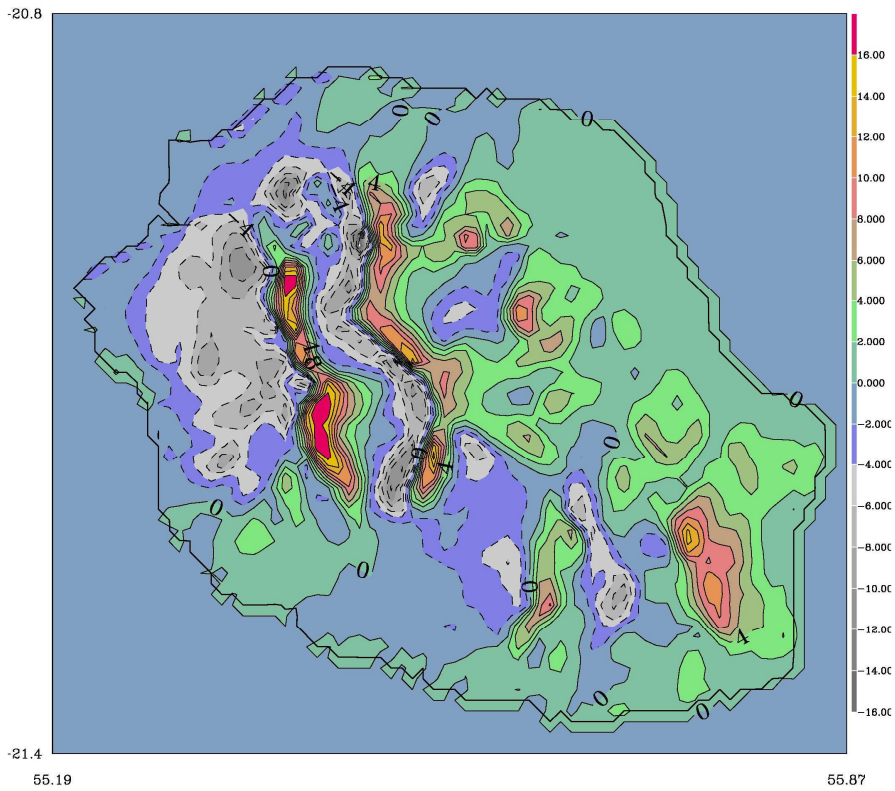


Figure 6.6 : Carte des vitesses verticales (m/s) sur l'île à 10 m de hauteur à 19h00

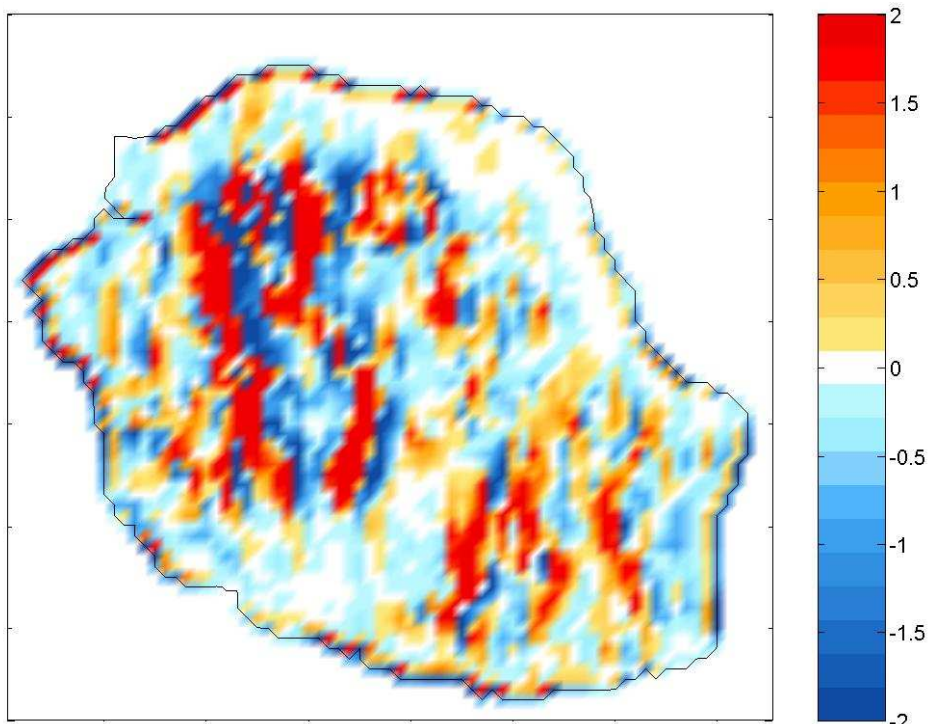


Figure 6.7 : Carte du forçage orographique W_f (m/s) sur l'île à 19h00

En étudiant l'écoulement du flux cyclonique au travers d'une coupe verticale traversant l'île sur un axe sud-ouest/nord-est, qui passe par le Grand Bénard et le Piton des Neiges (**Fig. 6.9**), on retrouve ces mouvements verticaux intenses à la surface. Ces vitesses verticales sont toutefois modulées par une onde orographique typique, générée par le passage du flux cyclonique au-dessus de l'île. Cette onde était déjà simulée dans la version 4 km (**Fig. 13** du *chapitre 5*), mais présentait moins de détails intéressants. Ainsi cette onde induit des vitesses verticales négatives de 16h00 à 17h00 en amont du Piton des Neiges et à partir de 18h00 dans la région comprise entre les deux sommets visibles sur la coupe. Cette onde se propage aussi en altitude avec une signature très marquée à partir de 19h00 vers 7-8 km d'altitude avec une modulation du champ de vent et la génération d'un mouvement de subsidence de la haute troposphère. On remarque aussi que la couche de friction est beaucoup plus fine que dans la simulation à 4 km (**Fig. 13** du *chapitre 5*). Cette amélioration s'explique par l'utilisation d'une meilleure résolution. Les maxima de vent éprouvent une meilleure spatialisation et sont dorénavant collés directement aux deux sommets des massifs montagneux, comparativement à la version 4 km, où une seule région de maximum de vent est définie (**Fig. 13** du *chapitre 5*). De plus les effets de Foehn sont mieux représentés : en aval sur les versants à des altitudes plus basses que les deux sommets, ces derniers ralentissent les vents, créant des zones très localisées de déventement.

La Réunion, par son relief très tourmenté voit ainsi la distribution des vents cycloniques complètement dépendante du relief. Qu'en est-il des précipitations ?

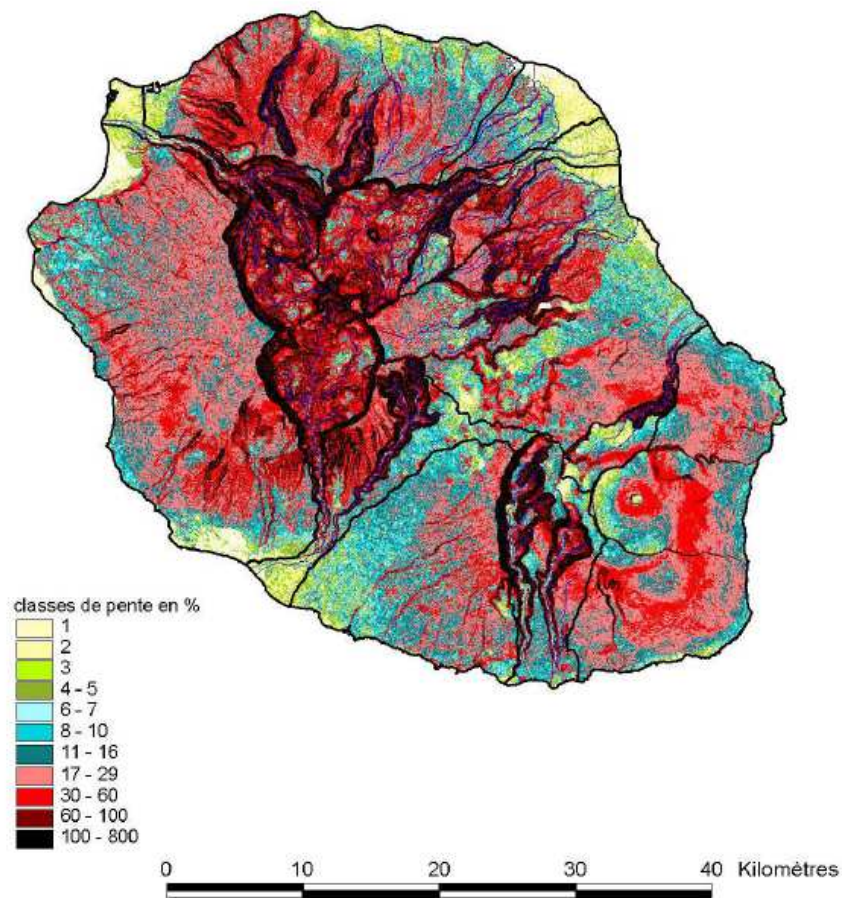


Figure 6.8 : Carte des pentes de La Réunion (Source BD Topo IGN, carte mise à disposition par la DIREN Réunion)

6.2.2 Précipitations

La prévision des précipitations est un enjeu majeur dans l'étude des cyclones. Dans leur étude de HERB, Wu et al. (2002) ont soulevé une question importante aussi bien scientifique qu'opérationnelle: étant donné une bonne prévision de trajectoire, est-ce qu'un modèle numérique peut raisonnablement produire une bonne prévision des précipitations associées à l'atterrissage? Cette question fait d'ailleurs partie du US Weather Research Program (Emmanuel et al. 1995, Marks et al. 1998) car elle traite d'une part de l'atterrissage des ouragans et d'autre part des prévisions de quantités de précipitations.

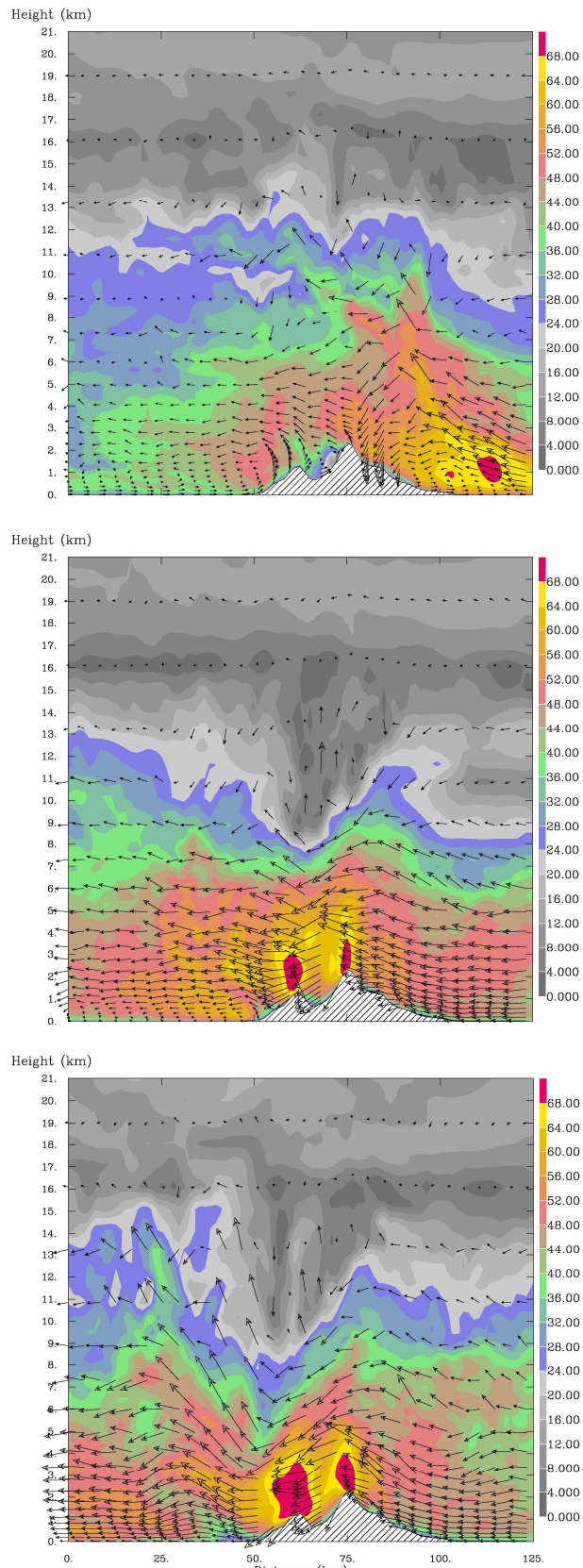


Figure 6.9 : Coupe verticale sud-ouest/nord-est de l'intensité du vent horizontal et du vent dans la coupe (m/s) à 16h00, 20h00 et 24h00

Ces prévisions sont d'autant plus difficiles à produire, lorsque le lieu d'atterrissage possède des caractéristiques topographiques accentuées. De plus en présence d'un terrain de petite taille horizontale mais avec une extension verticale forte, comme c'est le cas de plusieurs îles dont La Réunion, un passage seulement à proximité sans atterrissage direct, peut aussi provoquer des précipitations intenses, qu'il faut arriver à prévoir. Ainsi il a été montré (Wang 1980, 1989) que la distribution des précipitations méso-échelle associée aux typhons à proximité de Taiwan est très modulée justement par l'orographie de cette dernière. Il a aussi été montré par Lin et al. (2001) que les mouvements verticaux induits par la topographie jouent un rôle important dans la formation des précipitations orographiques. De même Wu et al. (2002) ont montré que le forçage orographique W_f compte pour 60% du mouvement vertical généré sur l'île dans l'étude du passage de HERB, pendant la période des précipitations intenses. Les auteurs ont montré que le CMR joue un rôle clé en augmentant de manière significative le total des précipitations associées au typhon HERB, par le mécanisme de précipitation orographique.

Les bases thermodynamiques de ce mécanisme sont bien établies (Smith, 2006). Une masse d'air humide s'élevant par forçage orographique au-dessus d'une montagne, refroidit en se dilatant. Comme la température de l'air chute, l'humidité relative augmente provoquant éventuellement la condensation de la vapeur d'eau. Cette condensation se produit généralement au contact de petites particules d'aérosols et génère de petites gouttelettes de nuage. Par agrégation ces petites gouttelettes se transforment en hydrométéores plus gros, qui tombent à cause de la gravité en formant des précipitations. Les clés de ce processus sont d'une part la nature de la masse d'air humide et son élévation au-dessus du massif, et d'autre part la qualité des petites gouttelettes créées et leur temps de résidence au-dessus de la montagne. Les cyclones tout comme les fronts, jouent un rôle essentiel dans la formation des précipitations orographiques, en établissant des conditions propices à leur formation: flux intense de vapeur d'eau, humidité relative forte, situation de précipitations régionales, et surtout les masses d'air humide sont capables de s'élever au-dessus de l'obstacle plutôt que de le contourner.

L'étude des précipitations dans le cas du passage de DINA, peut se faire en comparant la carte des précipitations cumulées en 24 heures de simulation (**Fig. 6.10**), à celle des précipitations cumulées observées du 22/01/02 0000 UTC au 23/01/02 0000 UTC (**Fig. 6.11**).

On reproduit bien la spatialisation ainsi que l'intensité des précipitations. En effet deux régions de maximum de précipitation apparaissent au centre et au sud-est de l'île conformément aux observations. Le resserrement de la zone globale de précipitation au niveau de l'axe sud-ouest/nord-est est aussi bien appréhendé par le modèle. Toutefois il existe une sous-estimation au centre avec un maximum simulé de 1067,28 *mm* contre un maximum observé supérieur à 1200 *mm* et une surestimation au sud-est avec un maximum simulé de 1519,18 *mm* contre un maximum observé supérieur à 1200 *mm*. Ces deux zones de maximum correspondent aux deux massifs les plus hauts de l'île avec au centre le Piton des Neiges et le Grand Bénard, et au sud-est le massif du Piton de la Fournaise (**Fig. 6.4**).

Si on compare les taux de précipitations horaires produits avec la version 4 *km* (**Fig. 6.12**), on se rend compte que la version 1 *km* produit moins de précipitation pendant la période d'interaction. Ainsi en augmentant la résolution, la production de précipitations diminue et se rapproche plus de la réalité. Cette caractéristique atypique, en effet le gain en résolution allant généralement de pair avec une intensification de production de précipitations, peut s'expliquer ici par un champ de vents différent concernant l'île du fait de la différence de trajectoire, induisant un forçage orographique et donc des précipitations orographiques différentes.

Etant donnée une bonne prévision de trajectoire, deux facteurs aussi important l'un que l'autre rentrent en jeu dans une prévision réaliste des précipitations: la résolution horizontale du modèle et la capacité à bien décrire le relief de l'île (Wu et al., 2002). Dans leur étude de distribution spatiale de précipitations en lien avec les caractéristiques méso-échelles du terrain dans les Cévennes, avec le modèle Méso-NH, Cosma et al. (2002) ont montré l'intérêt d'utiliser une résolution horizontale suffisante. En effet les bandes précipitantes commencent à être représentées à partir de 2 *km*. Mais c'est à partir de 1 *km* de résolution, celle que nous utilisons pour notre étude, que les résultats sont correctement représentés et en accord avec les observations. Ils ont montré que le relief de fine échelle joue un rôle décisif en forçant les précipitations sous la forme de bande précipitante, tandis que le flux amont d'humidité affecte principalement l'intensité des précipitations. Il s'agit typiquement du phénomène de précipitations orographiques: les bandes sont générées en amont des sommets par soulèvement et renforcées sur le côté sous le vent par la convergence créée par la déflexion du flux autour de l'obstacle et la pénétration du flux dans les vallées.

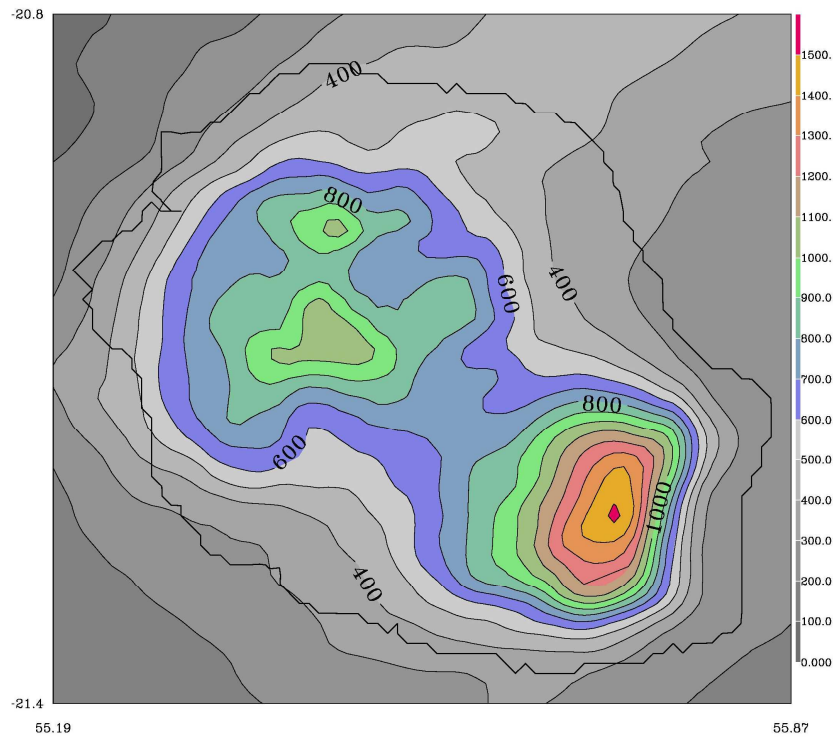


Figure 6.10 : Cumul des précipitations (mm) en 24 heures de temps de simulation

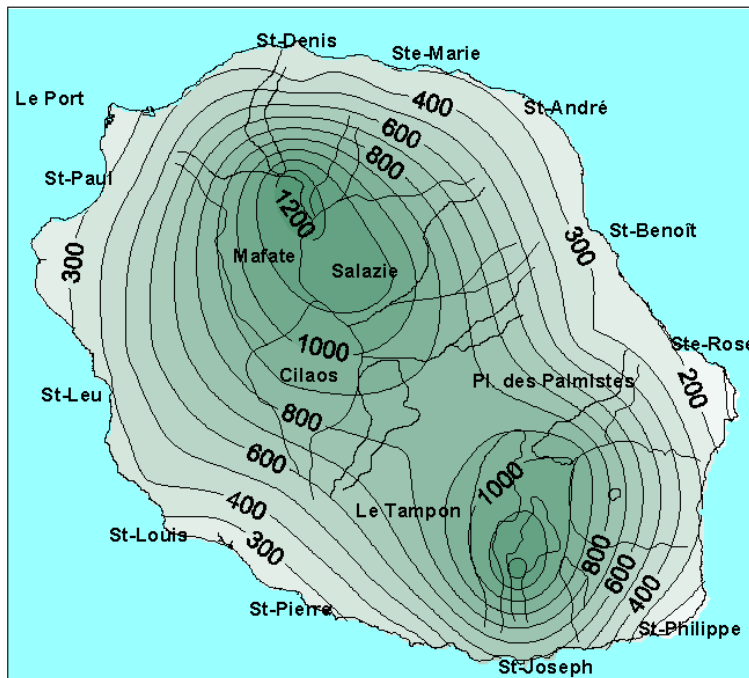


Figure 6.11 : Cumul des précipitations en 24 heures (mm) du 22/01/02 0000 UTC au 23/01/02 0000 UTC
(Source Météo-France)

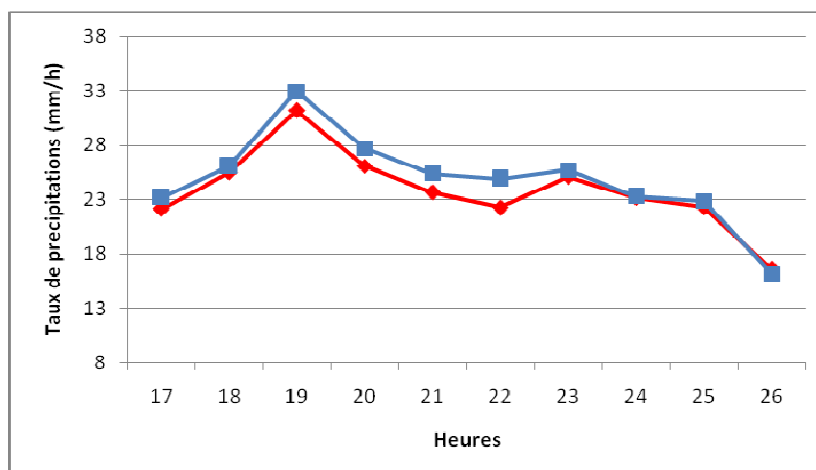


Figure 6.12 : Série temporelle du taux de précipitation horaire (mm/h) de 17 h à 26 h pour la simulation à 4 km (bleu) et à 1 km (rouge)

L'analyse du champ de réflectivité radar au travers d'une coupe verticale traversant l'île sur un axe sud-ouest/nord-est (**Fig. 6.13**), montre une localisation des zones de maximum (50-54 dBZ) uniquement du côté au vent (amont) de l'île de 16h00 à 19h00. Entre 19h00 et 20h00 cette zone se propage vers l'intérieur de l'île, en s'atténuant à partir de 20h00, et se ré-intensifie entre 24h00 et 25h00. On remarque aussi la persistance d'une bande de très forte réflectivité (>54 dBZ) vers 5 km d'altitude correspondant à l'isotherme 0 °C formé de glace. A partir de 20h00 jusqu'à la dernière échéance une zone dépourvue de réflectivité reste stationnaire en altitude au-dessus de l'île légèrement en aval du flux. Il s'agit de la signature de l'onde orographique aussi visible dans le champ de vent. Sur les coupes verticales de température potentielle et d'humidité relative (**Fig. 6.14**), on observe aussi l'onde orographique dans le champ de température potentielle, associée à des variations du champ d'humidité au-dessus du relief. Une zone relativement sèche apparaît aussi, légèrement en aval de la « manifestation » de l'onde en altitude. Cet assèchement relatif est la conséquence de la subsidence de haute troposphère. A cette zone d'assèchement correspond aussi une zone de chauffage lié au forçage orographique : c'est l'effet de Foehn. En effet Wu et al. (2002), ont montré qu'un taux de chauffage par condensation en basse troposphère, juste au-dessus du CMR de Taiwan, caractérise de manière significative le forçage orographique, entre circulation cyclonique et relief. Quand le vent d'est rencontre le relief, la couche entière d'air presque entièrement saturée (~100 % d'humidité relative) s'élève au-dessus du massif de l'île. Cette couche redescend ensuite du côté sous le vent, en générant un chauffage diabatique par condensation et un assèchement dans la basse troposphère.

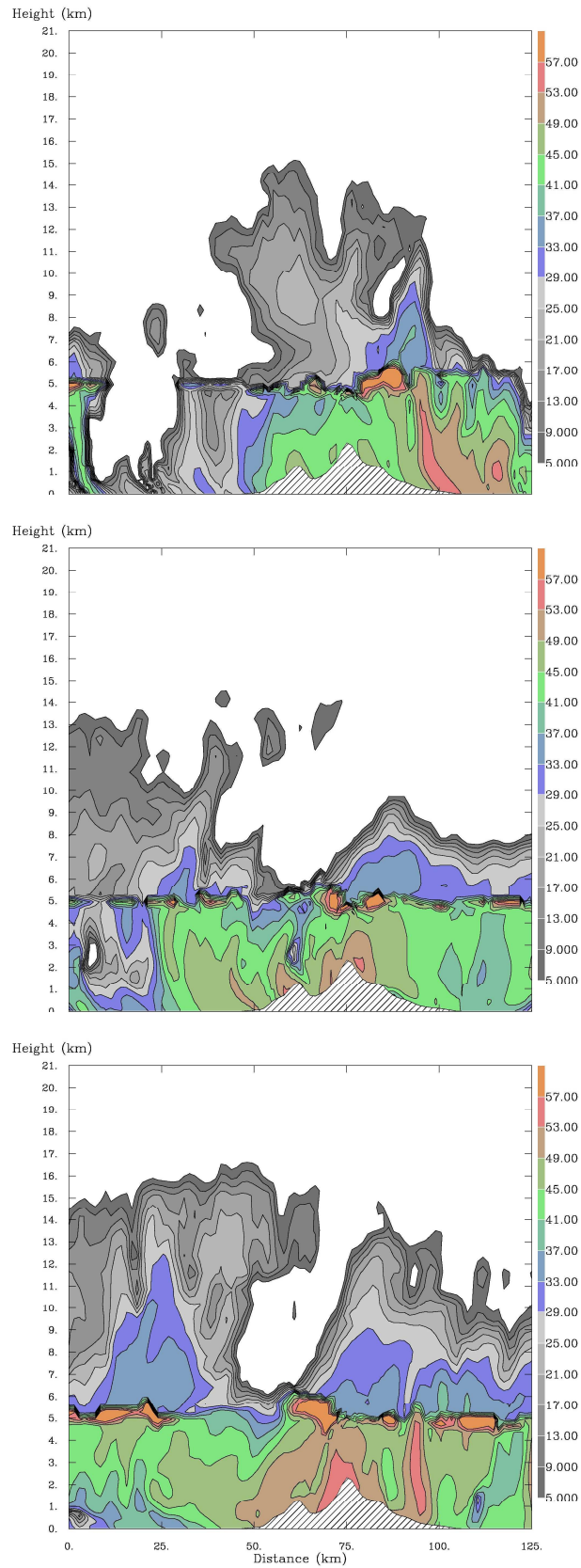


Figure 6.13 : Coupe verticale sud-ouest/nord-est de réflectivité radar (dBZ) à 16h00, 20h00 et 24h00

Troisième partie – Résultats de la modélisation

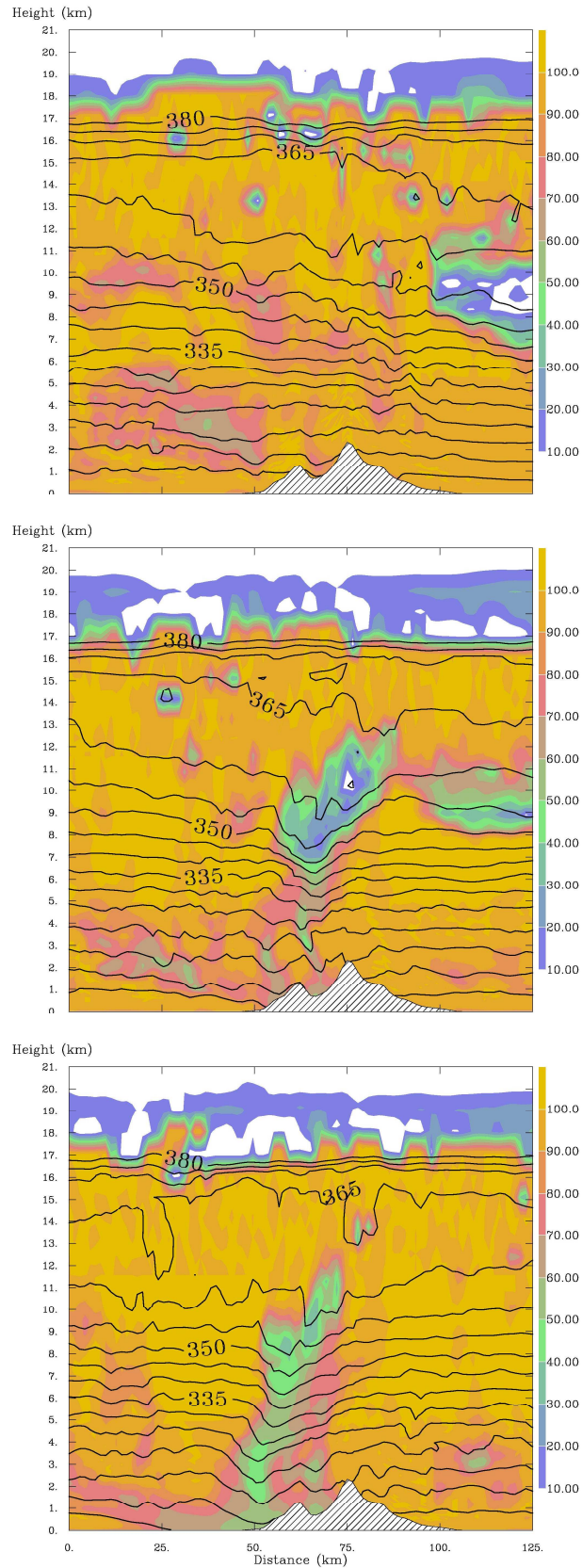


Figure 6.14 : Coupe verticale sud-ouest/nord-est de température potentielle (K, isolignes) et d'humidité relative (% , surfaces colorées) à 16h00, 20h00 et 24h00

Le modèle Méso-NH apparaît comme être un bon outil de prévision de la distribution détaillée des précipitations à fine échelle. Le relief y joue un rôle essentiel et sa représentation est primordiale dans ce challenge. Pourtant l'incertitude qui pèse sur le lieu exact d'atterrissage, complexifie encore plus cette tâche. Il faut donc améliorer les prévisions de trajectoire mais aussi les modifications d'intensité. Mieux comprendre la dynamique interne de l'œil apparaît dès lors comme un enjeu majeur.

6.3 Dynamique interne de l'œil

6.3.1 Analyse théorique de la structure de l'œil

Dans l'étude du cyclone DINA à partir des observations radar, Roux et al. (2004), ont observé un œil elliptique qui tourne dans le sens cyclonique. Ils ont aussi observé l'existence de méso-tourbillons ou mésovortex se développant dans le mur de l'œil et associés au transport de précipitation dans l'œil dans les basses couches. Ces phénomènes sont comparables à ceux observés dans les simulations de BRET (Nuissier et al., 2005).

Les cyclones affichent un anneau de maximum de vorticité dans le mur. Plus l'anneau de maximum de PV est fin, plus le vortex est intense, mais aussi plus le nombre d'onde d'instabilité correspondant est grand (Schubert et al., 1999 ; Nolan et Montgomery, 2002). On peut alors prendre comme précurseur d'intensification la présence justement d'un anneau fin de maximum de vorticité dans le mur. Comparativement, un anneau de même taille mais avec une intensité de vorticité moindre conduit à une intensification moindre et plus lente.

Résultat d'une instabilité barotrope se développant dans le mur à proximité du rayon de vent maximum, les mésovortex se forment par les flux asymétriques dans l'anneau de maximum de vorticité du mur (Schubert et al., 1999 ; Kossin et Schubert, 2001). Ces mésovortex, instables, évoluent ensuite en deux types de configuration plus stable : soit en monopole ; soit vers un état asymétrique quasi stable ou configuration « vortex crystals », s'ils résistent aux processus de mélange par le biais des ondes de Rossby. Ces mésovortex sont aussi associés à des perturbations locales de pression et à des régions très localisées de forte convection.

C'est dans la configuration « vortex crystals », que se dessine la forme elliptique voire polygonale de l'œil. Ce type d'œil en rotation cyclonique de forme polygonale a déjà été observé dans les cyclones intenses affichant des pressions centrales inférieures à 950 *hPa* par Lewis et Hawkins (1982), Muramatsu (1986), Kuo et al., (1999), Reasor et al., (2000), Kossin et Schubert (2001), Braun (2002), Kossin et Schubert (2004). Dans ces cyclones, les mésovortex orbitent dans le sens cyclonique autour du centroïde. Aberson et al. (2006) suggèrent que ce centre de circulation « mesovorticale » ou centroïde dans l'œil, n'est pas forcément le centre de circulation de grande échelle. Dans cette configuration les mésovortex sont toujours soumis au mélange de PV par des ondes qui exportent le maximum de PV en dehors de l'anneau. Ce transport de part et d'autre du mur de maximum de PV (situation instable) a pour conséquence l'élargissement de l'anneau, soit un affaiblissement du vortex. En fait pour compenser et maintenir la structure en anneau, la chaleur latente relâchée dans le mur produit en continu des anomalies positives de PV (Chen et Yau, 2001).

La configuration en monopole résulte de la migration des mésovortex périphériques vers le centre. Ce mélange s'effectue toujours par des ondes qui exportent du maximum de PV vers l'intérieur. Il s'accompagne de l'intensification du vortex. Généralement, la paramétrisation de la diffusion dans les modèles numériques est trop faible pour rendre compte réellement de ce mélange effectué par les mésovortex. Ces derniers arrivent en effet à protéger leur intérieur et peuvent alors transporter des moments angulaires forts du mur vers l'œil, où le moment angulaire est faible (Kossin et Schubert, 2004). Associé à ce transport de vorticité vers le centre du vortex, il y a un renforcement des vents tangentiels vers l'intérieur, ce qui induit une contraction du rayon de vent maximum.

6.3.2 Structure de l'œil observée

Les caractéristiques décrites dans la section précédente ne tiennent pas compte d'un quelconque forçage extérieur au cyclone, comme par exemple la présence d'un relief. Dans notre étude, nous nous focaliserons justement sur cette interaction entre évolution naturelle de la dynamique du cyclone DINA en réponse à la présence du relief. Ainsi en analysant les coupes horizontales de PV à 1 *km* d'altitude (**Fig. 6.15**), on retrouve les caractéristiques typiques d'un cyclone. Le mur de l'œil est en effet constitué d'un anneau de maximum de PV

cyclonique (négatif dans l'hémisphère sud) de forme relativement circulaire à 16h00 de temps de simulation, mais qui laisse entrevoir un nombre d'onde important (>10). En effet l'analyse en anomalie de PV n'arrive pas à différencier les différents modes présents. Ce nombre paraît réaliste si l'on considère le nombre maximum d'instabilité dans l'étude numérique de Kossin et Schubert (2001) validée par l'observation des 6 mésovortex d'ISABEL (Kossin et Schubert, 2003). Le demi-disque intérieur est affiché des valeurs de PV relativement élevées (semblables à celles de l'anneau) avec deux zones distinctes de maximum de PV au nord et au sud.

A 16h00, cet anneau existe dans un milieu relativement neutre mis à part les régions très localisées de fort PV correspondant aux bandes précipitantes et la région de l'île. On peut observer des filaments de PV anticyclonique juste autour de l'anneau du mur ainsi que des bandes de PV cyclonique sur le côté sous le vent et anticyclonique sur le côté au vent de l'île. A 17h00 les filaments de PV cyclonique du mur commencent à interagir avec les bandes de PV anticyclonique générées par l'île. Cette interaction se passe comme si « des doigts de PV cyclonique et anticyclonique s'entremêlaient ». Le maximum de PV au sud du disque intérieur de l'anneau a disparu, seul subsiste celui au nord. A 18h00 apparaît une forme polygonale de type trapèze dont le côté droit est affaibli, alors que le mélange de PV se produit toujours sur la face sud du cyclone, en vis-à-vis direct avec l'île. Il n'y a plus de zone de maximum de PV à l'intérieur de l'anneau, ce qui pourrait indiquer un arrêt de transport de maximum de PV vers le centre, ce qui est cohérent avec l'émergence d'une forme polygonale du mur, comme dans le cas des « vortex crystals ». A 19h00 le mélange a abouti à une région de PV cyclonique moins continue que précédemment, où l'œil reste polygonal. Cette situation perdure jusqu'à 22h00. A partir de 23h00 le mur commence à se déstructurer: évolution de la forme polygonale vers une forme elliptique, face du cyclone en vis-à-vis avec l'île complètement discontinue et affaiblie. En dernière échéance, le mur est complètement déstructuré jusqu'à ne plus se fermer. C'est à ce moment que les bandes de PV anticyclonique générées par l'île redeviennent intenses dans leur configuration initiale.

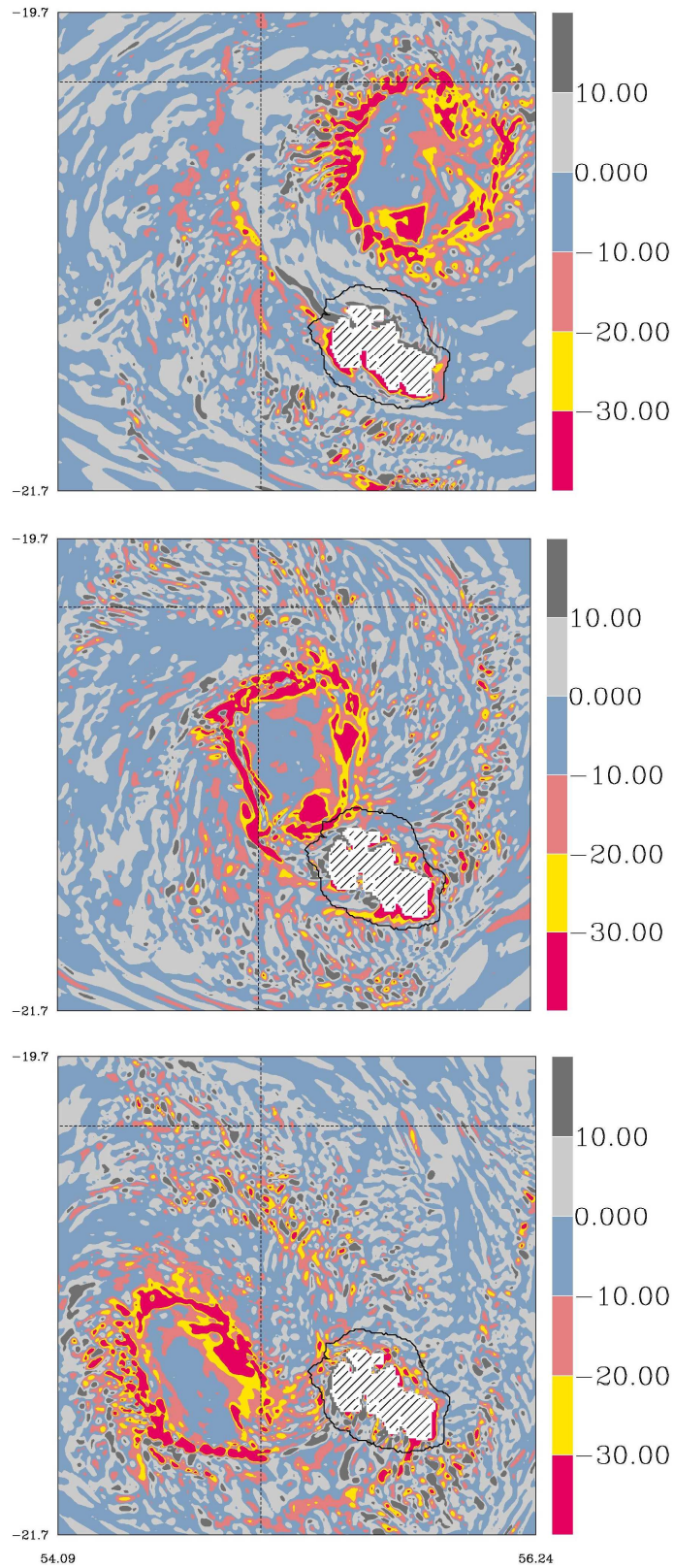


Figure 6.15 : Coupe horizontale de PV (PVU) à 1000 m d'altitude à 16h00, 20h00 et 24h00

Le relief de La Réunion aurait donc influençait le vortex pendant son approche (de 15h00 à 22h00) à adopter une configuration plutôt « vortex crystals », ou du moins ses caractéristiques: forme polygonale, transport faible de maximum de PV vers le centre. En effet, la présence de mésovortex a été difficile à mettre en évidence. Ensuite, pendant son éloignement (de 23h00 à 26h00) le mélange ayant affaibli un côté du mur, le vortex alors déséquilibré se serait affaibli et déstructuré. Les bandes de PV positif et négatif générées par l'île, semblent être la clé de ce processus.

Nous venons d'examiner avec soin la circulation locale sur l'île en cas cyclonique. La circulation des vents y est entièrement définie par la topographie. Il en va de même pour les précipitations où le relief joue un rôle primordial. Le modèle Mésos-NH apparaît comme être un bon outil opérationnel de prévision aussi bien pour les vents que pour les précipitations. L'étude de la dynamique de l'œil par analyse des champs de PV montre un forçage du comportement de l'œil à cause du relief. La clé de ce forçage semble être la génération de bandes de PV anticyclonique par l'île. Le modèle Mésos-NH revêt alors sa première fonction de bon modèle de recherche, grâce à sa bonne représentation des processus physiques mis en jeu.

Conclusions et perspectives

L'étude de l'interaction entre l'île de La Réunion et le cyclone DINA, cyclone majeur ayant affecté l'île 2002, a constitué l'objectif principal de cette thèse. L'utilisation du modèle non-hydrostatique Méso-NH pour cette étude en cas cyclonique a aussi permis de valider le modèle ainsi qu'une méthode d'initialisation. La stratégie pour atteindre cet objectif a été de comparer une simulation contrôle ("*Ocean*") où l'île de La Réunion était effacée, supprimant ainsi toute influence de l'île, à une simulation en conditions réelles ("*Island*"). Une fois cette interaction identifiée et caractérisée complètement, une partie de la simulation en conditions réelles a ensuite été améliorée grâce à l'utilisation d'une haute résolution afin de mieux comprendre les mécanismes mis en jeu.

Grâce à la disponibilité de données radar Doppler, donnant accès à des caractéristiques du vortex à proximité de l'île, couplée à un besoin en ressource informatique conséquent du modèle Méso-NH, le choix a été fait de ne pas simuler la vie entière du vortex de sa naissance à son extra tropicalisation mais plutôt de se concentrer sur la période la plus pertinente pour notre étude. Dans un premier temps, il a donc fallu déterminer une date d'initialisation pour ces simulations. Ainsi, une étude détaillée du phénomène DINA au niveau de sa structure, de son intensité et aussi de sa trajectoire à partir des différentes observations disponibles, a permis de dégager une date d'initialisation appropriée pour caractériser au mieux la vie du cyclone en interaction avec l'île. Les deux simulations débutent le 22/01/02 à 0000 UTC pour une période de 33 heures.

Il a fallu ensuite déterminer la bonne méthode d'initialisation couplée aux bons champs de grande échelle. Nous avons opté pour la méthode RDVC, méthode d'initialisation d'un vortex cyclonique développée par Nuissier et al. (2005) pour l'étude du cyclone BRET à l'aide du modèle Méso-NH. Elle a consisté à appliquer un filtrage spécifique du champ de grande échelle (CEPMMT) pour en retirer un état de base duquel a été éliminée la partie cyclonique. Un nouveau vortex équilibré (au sens du vent thermique), issu des observations du radar Doppler du Colorado et étendu radialement par l'expression du vent analytique de

Holland (1980), a ensuite été introduit dans ce champ de base fournissant ainsi un état initial pour notre modèle.

L'article présenté au *chapitre 4* a abordé premièrement la validation de la simulation en conditions réelles "*Island*" par rapport à la nature avant de présenter la comparaison des résultats obtenus avec les simulations "*Ocean*" et "*Island*". Il s'est focalisé sur l'évolution des structures internes et de l'intensité du cyclone pour véritablement identifier et caractériser son interaction avec l'île à l'échelle synoptique et à la méso-échelle.

Ainsi, cette étude numérique comparative a permis de mettre bien en évidence l'existence d'une interaction entre l'île de La Réunion et le cyclone DINA lors de son passage. Il a été montré qu'une île de superficie relativement modeste (2500 km^2) mais avec une topographie très accidentée associée à une dimension caractéristique verticale extrême supérieure à 3000 m pouvait influencer un cyclone tropical très intense passant à proximité. L'impact de l'île au travers de son relief très complexe a pu être clairement identifié en termes de modification de champ de vent, de précipitations et d'intensité. Il faut toutefois remarquer que l'impact sur la trajectoire n'a pas été clairement établi. Une période dite d'interaction a été identifiée entre 15 h et 24 h où le forçage de l'île affectait directement le cyclone, cette période correspondant aussi à la période pendant laquelle le cyclone se trouvait à une distance de l'île inférieure à 100 km . L'analyse de l'évolution de la structure du cyclone pendant cette période c'est-à-dire sous la contrainte du forçage orographique du relief de La Réunion a montré une tendance générale à la stabilisation de la circulation cyclonique naturelle en relation avec un affaiblissement du système. Plus exactement dans une première sous période entre 17 h et 20 h , l'orographie a diminué l'oscillation naturelle du mur de l'œil lieu d'occurrence des phénomènes les plus intenses associés au cyclone. On a montré dans une deuxième sous période entre 20 h et 24 h , que l'orographie contrôlait entièrement la circulation et en diminuait l'intensité. Ces phénomènes de contrôle ont ensuite disparu quand la distance séparant le vortex de l'île a augmenté. D'autre part les mécanismes associés à la modification de la circulation cyclonique par le forçage orographique ont bien été identifiés. Le flux cyclonique est ralenti en amont du relief créant de la convergence et générant des mouvements verticaux entraînant des masses d'air qui en passant au dessus du relief se structurent en onde orographique avant de redescendre (subsidence) en aval. De plus une analyse des structures de PV à cette résolution de 4 km suggérait déjà l'implication des bandes de PV anticyclonique générées par l'île dans la stabilisation de la circulation cyclonique.

Le cas réel “*Island*” ayant été validé, une étude de la période 15-26 h à plus haute résolution à 1 km permettant d’avoir accès à des détails de très fine échelle a pu être envisagée pour d’une part mieux étudier des aspects fondamentaux comme l’évolution de la dynamique interne de l’œil et d’autre part étudier des aspects plutôt « opérationnels » comme la circulation du vent localement sur l’île ou encore la localisation des précipitations les plus intenses.

Il a été montré que la circulation des vents sur l’île en cas cyclonique est entièrement définie par la topographie. Les zones de surexposition ou les zones de déventement s’organisent en fonction du flux cyclonique interagissant avec le relief. De même on a montré pour les précipitations que le relief jouait un rôle primordial en induisant un phénomène prépondérant, celui des précipitations orographiques qui explique la localisation des maxima de précipitations. De plus l’utilisation de la haute résolution a considérablement augmenté la validité des résultats en terme de précipitations par rapport aux observations. De plus de cette étude opérationnelle sont ressorties les qualités du modèle Méso-NH comme outil de prévision aussi bien pour les vents que pour les précipitations.

Enfin l’étude de la dynamique de l’œil par analyse des champs de PV a montré un forçage du comportement de l’œil à cause du relief. En effet l’édifice du mur « anneau cyclonique de PV » est perturbé par des bandes de PV anticyclonique générées par l’île. Dans un premier temps ces bandes s’entremêlent avec le fort PV négatif du mur et le font évoluer vers une forme polygonale et affaiblirait au fur et à mesure le transport radial de PV négatif de la périphérie vers le centre. Cette situation renforce la configuration « vortex crystals » qui s’exprime par la forme polygonale même si les mésovortex, sommets du polygone n’ont pas pu être mis en évidence. Dans un deuxième temps, les bandes de PV positif continuent de se mixer avec l’anneau négatif affaiblissant un côté du polygone créée. Même après que ces bandes n’interagissent plus avec le mur et retrouvent leur configuration initiale, l’affaiblissement de celui-ci perdure jusqu’à désorganisation totale de l’œil accompagnée d’un affaiblissement du vortex. Il semblerait donc que ces bandes de PV anti cyclonique qui perturbent le mur soient un élément clé du processus de forçage orographique.

Bien que notre étude n’ait pas pu mettre en évidence l’impact direct du forçage orographique de l’île de La Réunion sur la trajectoire du cyclone DINA, elle a permis d’explicitement clairement les différents mécanismes d’interaction agissant sur le vent, les

précipitations et l'intensité via l'évolution de la structure interne du vortex. L'étude numérique, basée sur un jeu d'observations conséquent (radar, couverture satellite, mesures in situ) d'autres cas de cyclone passant à proximité de La Réunion et affichant des caractéristiques différentes de celles de DINA comme une intensité plus faible et/ou un passage direct sur l'île pourrait permettre de valider et d'approfondir les résultats obtenus sur le forçage orographique de l'île. D'autre part une campagne de mesure de cyclones dans le bassin Sud Ouest de l'Océan Indien mettant en œuvre de nombreux moyens d'observation divers et variés, associée à la modélisation numérique via Méso-NH pourrait apporter une connaissance certaine du bassin. Le projet d'expérience SWICE offre ce genre de possibilités. Prévu à l'horizon 2011 pendant la saison chaude sur le bassin Sud Ouest de l'Océan Indien, cette expérience inclurait un important réseau d'observation par radiosondages, moyens aéroportés, satellites (MEGHA-TROPIQUES, ADM-AEOLUS), nouveaux instruments tels que les Aeroclippers, et modélisation numérique opérationnelle et de recherche via le modèle Méso-NH en haute résolution. Son possible couplage à l'expérience CIRENE2, à but océanique, pourrait ainsi apporter une description complète et détaillée du bassin aussi bien au niveau de l'atmosphère que de l'océan en condition cyclonique.

Bibliographie

- Aberson, S. D., J. P. Dunnon, and F. D. Jr. Marks, 2006: A photograph of a wavenumber-2 asymmetry in the eye of hurricane Erin. *J. Atmos. Sci.*, **63**, 387–391.
- Anthes, R. A., 1972: The development of asymmetries in a three-dimensional numerical model of tropical cyclone. *Mon. Wea. Rev.*, **100**, 461-476.
- Barbary, D., 2005: Comparaison de simulations de cyclone Dina à partir des modèles opérationnels de grande échelle et de Méso-NH à 36 km de résolution. Rapport interne. Sainte Clotilde, La Réunion, France: Météo-France – Direction interrégionale de la Réunion.
- Barnes, G. M., D. Jorgensen, and F. M. Jr, 1983: Mesoscale and convective structure of a hurricane rainband, *J. Atmos. Sci.*, **40**, 2125–2137.
- Barnes, G. M., and M. D. Powell, 1995: Evolution of the inflow boundary layer of Hurricane Gilbert (1988). *Mon. Wea. Rev.*, **123**, 2348–2368.
- Bartels, D. L., and R. A., Maddox, 1991: Midlevel cyclonic vortices generated by mesoscale convective systems. *Mon. Wea. Rev.*, **119**, 104-118.
- 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.
- Bell, G. D., and co-authors, 2000: Climate assessment for 1999. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **81**, 1328.
- Bender, M. A., I. Ginis, and Y. Kurihara, 1993: Numerical simulation of tropical cyclone-ocean interaction with a high resolution coupled model, *J. Geoph. Res.*, **98**, 23245-23263.
- Bender, M. A., R. E. Tuleya, and Y. Kurihara, 1987: A numerical study of the effect of island terrain on tropical cyclones. *Mon. Wea. Rev.*, **115**, 130-155.

- Bengtsson, L., K. I. Hodges, and M. Esch, 2007: Tropical cyclones in a T159 resolution global climate model: comparison with observations and re-analyses. *Tellus*, **59**, 396-416.
- Betts, A. K., 1982: Saturation point analysis of moist convective overturning, *J. Atmos. Sci.*, **39**, 1484–1505.
- Bielli, S., 1998: *Initialisation du modèle Méso-NH à partir de données de radars météorologiques Doppler*. Thèse de doctorat, Université Paul Sabatier, Toulouse III, 201pp.
- Bister, M., and K. Emanuel, 1997: The genesis of hurricane Guillermo: Texmex analyses and a modeling study, *Mon. Wea. Rev.*, **125**, 2662-2682.
- Bougeault, P., and P. Lacarrère, 1989: Parameterization of orography induced turbulence in a meso-beta scale model. *Mon. Wea. Rev.*, **117**, 1870-1888.
- Bougeault, P, P. Mascart, and co-authors, 2001: The Méso-NH Atmospheric simulation system: Scientific Documentation. Météo-France and CNRS, 337pp.
- Brand, S., and J. W. Blelloch, 1973: Changes in the characteristics of typhoons crossing the Philippines. *J. Appl. Meteor.*, **12**, 104-109.
- Brandes, E. A., 1990: Evolution and structure of the 6-7 may 1985 mesoscale convective system and associated vortex, *Mon. Wea. Rev.*, **118**, 109-127.
- Braun, S. A., 2002: A cloud-resolving simulation of hurricane Bob (1991): storm structure and eyewall buoyancy. *Mon. Wea. Rev.*, **130**, 1573-1592.
- Braun, S. A., M. T. Montgomery, and Z. Pu, 2006: High-resolution simulation of hurricane Bonnie (1998). Part I: The organization of eyewall vertical motion. *J. Atmos. Sci.*, **63**, 19–42.
- Burlaud, C., 2003: *Restitution des profils de dégagement de chaleur latente par radiométrie hyperfréquence. Application aux cyclones tropicaux*. Thèse de doctorat, Université de Versailles, 188pp.
- Caniaux, G., J. L. Redelsperger, and J. P. Lafore, 1995: A numerical study on the stratiform region of a fast moving squall line. Part II: Relationship between mass, pressure, and momentum fields. *J. Atmos. Sci.*, **52**, 331–352.

-
- Caroff, P., 2004: Saison cyclonique 2001/2002. Sainte Clotilde, La Réunion, France: Météo-France – Direction interrégionale de la Réunion, 96pp.
- Caroff, P., and H. Quetelard, 2002: Dina: Cyclone tropical intense “Dina” à la Réunion. Sainte Clotilde, La Réunion, France : Météo-France – Direction interrégionale de la Réunion, 64pp.
- Challa M., and R. L. Pfeffer, 1990: Formation of atlantic hurricanes from cloud clusters and depression. *J. Atmos. Sci.*, **47**, 909–927.
- Chan, J. C. L., and R. H. F. Kwok, 1999: Tropical cyclone genesis in a global numerical weather prediction model. *Mon. Wea. Rev.*, **127**, 611-624.
- Chan, J. C. L., K. S. Liu, S. E. Ching, and E. S. T. Lai, 2004: Asymmetric distribution of convection associated with tropical cyclones making landfall along the south China coast. *Mon. Wea. Rev.*, **132**, 2410–2420.
- Chane-Ming, F., 2002: Études relatives aux cyclones tropicaux et utilisation d'un radar Doppler, Rapport de la Direction Recherche des Affaires Scientifiques et Techniques (DRAST), rapport d'activité R&D 2002 de Météo-France, 80pp.
- Chane-Ming, F., G. Roff, L. Robert, and J. Leveau, 2002: Gravity wave characteristics over Tromelin island during the passage of cyclone Hudah. *Geophys. Res. Lett.*, **29**, 1029.
- Chang, S. W.-J., 1982: The orographic effects induced by an island mountain range on propagating tropical cyclones. *Mon. Wea. Rev.*, **110**, 1255-1270.
- Charney, J., and A. Eliassen, 1964: On the growth of hurricane depression, *J. Atmos. Sci.*, **21**, 68-75.
- Charnock, H., 1955: Wind stress on a water surface. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **81**, 639.
- Chauvin, F., J.-F. Royer, and M. Déqué, 2006: Response of hurricane-type vortices to global warming as simulated by ARPEGE-Climat at high resolution. *Clim. Dyn.*, **27**, 377-399.
- Chen, F., and W. M. Frank, 1993: A numerical study of the genesis of extratropical convective mesovortices. Part I: Evolution and dynamics. *J. Atmos. Sci.*, **50**, 2401-2425.
- Chen, S.-H., and Y.-L. Lin, 2005: Effects of Froude number and CAPE on a conditionally

- unstable flow over a mesoscale mountain ridge. *J. Atmos. Sci.*, **62**, 331-350.
- Chong, M., and O. Bousquet, 1999: Anticyclonic mesovortex in anear-equatorial mesosclae convective system during toga core. *Mon. Wea. Rev.*, **127**, 1147-1156.
- Cosma, S., E. Richard, and F. Miniscloux, 2002: The role of small-scale orographic features in the spatial distribution of precipitation. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **128**, 75-92.
- Crutcher, H. L., and R. G. Quayle, 1974: Mariners worldwide climatic guide to tropical storms at sea. *National Climatic Center and Naval Weaher Service Environmental Detachment, Ashville (Caroline du Nord, Etats Unis)*, 114pp.
- Cuxart, J., P. Bougeault, and J. L. Redelsperger, 2000: A turbulence scheme allowing for mesoscale and large-eddt simulations.modeling. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **126**, 1-30.
- DeMaria, M., S. D. Aberson, K. V. Ooyama, and S. J. Lord, 1992:A nested spectral model for hurricane track forecasting. *Mon. Wea. Rev.*, **120**, 1628-1643.
- DeMaria, M., J. J. Baik, and J. Kaplan, 1993: Upper level angular momentum fluxes and tropical cyclone intensity. *J. Atmos. Sci.*, **50**, 1133-1147.
- Dudhia, J., 1993: A nonhydrostatic version of the Penn state- NCAR mesoscale model: validation tests and simulation of an atlantic cyclone and cold front. *Mon. Wea. Rev.*, **121**, 1493-1513.
- Dvorak, V. F., 1984: tropical cyclone intensity analysis using satellite data. *NOAA Technical Report, NESDIS*, **11**, 47pp.
- Eliassen, A., 1951: Slow thermally or frictionally controlled meridional circulation in a circular vortex. *Astrophys. Norv.*, **5**, 19-60.
- Emanuel, K., 1986: An air-sea interaction theory for tropical cyclone. Part I: Steady-state maintenance. *J. Atmos. Sci.*, **43**, 585-604.
- Emanuel, K., 1991: The theory of hurricanes. *Annu. Rev. Fluid. Mech.*, **23**, 179-196.
- Emanuel, K, 2005: Increasing destructiveness of tropical cyclones over the past 30 years. *Nature*, **436**, 686-688.
- Emanuel, K., J. D. Neelin, and C. S. Bretherton, 1994: On large-scale circulations in convecting atmospheres. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **120**, 1111-1144.

-
- Emanuel, K., A. N. Renno, L. R. Schade, M. Bister, M. Mogan, D. J. Raymond, and R. Rotunno, 1993: Tropical cyclogenesis over the eastern north pacific: Some results from Texmex. *20th Conf. on Hurricanes and Tropical Meteorology, AMS, San Antonio, (Texas, Etas Unis)*, 110-113.
- Farfan, L. M., and J. A. Zehnder, 2001: An analysis of the landfall of hurricane Nora. *Mon. Wea. Rev.*, **129**, 2073–2088.
- Ferry, F., 2004 : *Modélisation du passage du cyclone Dina près de l'île de La Réunion à l'aide du modèle Méso-NH*. Rapport de DEA, Université Paul Sabatier, Toulouse III, 55pp.
- Frank, W. M., 1987: Tropical cyclone development, in a global view of tropical cyclones (ed. R. L. Elsberry). *ONR Marine Meteorology Program, Arlington (Virginie, Etas Unis)*, 53-90.
- Gal-Chen, T., and R. C. Somerville, 1975: On the use of a Coordinate Transformation for the solution of the Navier-Stokes Equations. *J. Comput. Phys.* **17**, 209-228.
- Geerts, B., G. M. Heymsfield, L. Tian, J. B. Halverson, A. Guillory, and M. I. Mejia, 2000: Hurricane Georges's Landfall in the Dominican Republic: Detailed Airborne Doppler Radar Imagery. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **81**, 999-1018.
- Gall, R., J. Tuttle, and P. Hildebrand, 1998: Small-scale spiral bands observed in hurricane Andrew, Hugo, and Erin. *Mon. Wea. Rev.*, **126**, 1749–1766.
- 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., Colorado State University, Fort Collins (Colorado, Etas Unis)*, **Paper n°232**, 121pp.
- Gray, W. M., 1979: Hurricanes: their formation, structure and likely role in tropical circulation, in meteorology over the tropical ocean. *Roy. Meteor. Soc.*, 155-218.
- Gray, W. M., 1984: Atlantic seasonal hurricane frequency: Part I: El nino and 30 mb quasi-bienal oscillation influences. *Mon. Wea. Rev.*, **112**, 1649–1668.

- Grell, G. A., J. Dudhia, and R. Stauffer, 1994: A description of the fifth-generation Penn state-NCAR mesoscale model (MM5). NCAR Tech. Note NCAR/TN-398+STR, 138pp.
- Hawkins, H. F. and D. T. Rubsam, 1968: Hurricane Hilda, 1964. II. Structure and budgets of the hurricane on October 1 1964. *Mon. Wea. Rev.*, **96**, 617–636.
- Hebert, P., 1980: Atlantic hurricane season of 1979. *Mon. Wea. Rev.*, **108**, 973-990.
- Hoarau, K., 2001: L'influence du relief sur les vents d'un cyclone tropical. Le cas du cyclone Monique. *La Météorologie*, **34**, 53-59.
- Hodur, R., 1997: The naval research laboratory's coupled ocean/atmosphere mesoscale prediction system (coamps). *Mon. Wea. Rev.*, **125**, 1414–1430.
- Holland, G. J., 1980: An analytic model of the wind and pressure profile in hurricanes. *Mon. Wea. Rev.*, **108**, 1212–1218.
- Holland, G. J., 1997: The maximum potential intensity of tropical cyclones. *J. Atmos. Sci.*, **54**, 2519–2541.
- Houze, R. A. Jr., Cloud dynamics. Chap 10: Clouds in Hurricanes. *Academic Press*, 405-437.
- Jolivet, S., D. Barbary, F. Chane-Ming, F. Roux, and S. Westrelin, 2005: Numerical Modeling of Intense Tropical Cyclone Dina (2002) in the South West Indian Ocean using Meso-Nh model. Proceedings of AMS 11th Conference on Mesoscale Processes-32nd Conference Radar Meteorology, JP2J.9.
- Jolivet, S., D. Barbary, F. Chane-Ming, F. Roux, and S. Westrelin, 2008: The effect of La Réunion island on tropical cyclone Dina (2002): a comparative numerical study. *Meteor. Atmos. Phys.*, submitted for publication (April 2008).
- Jones, R. W., 1977: A nested grid for three-dimensional model of tropical cyclone. *J. Atmos. Sci.*, **34**, 1528-1533.
- Kain, J. S., and J. M. Fritsch, 1990: A one-dimensional entraining/detraining plume model and application in convective parameterization. *J. Atmos. Sci.*, **47**, 2784-2802.
- Kasahara, A., 1961: A numerical experiment on the development of tropical cyclone. *J. Meteor.*, **18**, 259-282.

-
- Kepert, J. D., 2006: Tropical Cyclone Inner Core Dynamics Influences, Topic 1.2, IWTC-VI.
- Kessler, E., 1969: On the distribution and continuity of water substance in atmospheric circulation. *Meteorol. Monogr.*, **10**, 32.
- Knaff, J. A., S. A. Seseske, M. Demarie, and J. L. Demuth, 2004: On the influences of vertical wind shear on symmetric tropical cyclone structure derived from AMSU. *Mon. Wea. Rev.*, **132**, 2503–2510.
- Kossin, J. P., and W. H. Schubert, 2001: Mesovortices, polygonal flow patterns, and rapid pressure falls in hurricane-like vortices. *J. Atmos. Sci.*, **58**, 2196–2209.
- Kossin, J. P., and W. H. Schubert, 2004: Mesovortices in hurricane Isabel. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **85**, 151–153.
- Kossin, J. P., W. H. Schubert, and M. T. Montgomery, 2000: Unstable interactions between the hurricane's primary eyewall and a secondary ring of enhanced vorticity. *J. Atmos. Sci.*, **57**, 3893–3917.
- Krishnamurti, T. N., H. S. Bedi, K. S. Yap, and D. Oosterhof, 1993: Hurricane forecast in the fsu model. *Adv. Atmos. Sci.*, **10**, 121–131.
- Kuo, W.-H., R. t. Williams, and J. H. Chen, 1999: A possible mechanism for the eye rotation of typhoon herb. *J. Atmos. Sci.*, **56**, 1659–1673.
- Kurihara, Y., 1973: A scheme of moist convective adjustment. *Mon. Wea. Rev.*, **101**, 547–553.
- Kurihara, Y., 1985: Numerical modeling of tropical cyclones. *Advances in Geophysics*, **28B**, 255–280.
- Kurihara, Y., and M. A. Bender, 1982: Structure and analysis of the eye of a numerically simulated tropical cyclone. *J. Meteor. Soc. Japan*, **60**, 381–395.
- Kurihara, Y., M. A. Bender, and R. J. Ross, 1993: An initialization scheme of hurricane models by vortex specification. *Monthly Weather Review*, **121**, 2030–2045.
- Kurihara, Y. M., A. Bender, R. E. Tuleya, and R. J. Ross, 1990: Predictions experiments of hurricane Gloria (1985) using a multiply nested movable mesh model. *Mon. Wea. Rev.*, **118**, 2185–2198.

- Kurihara, Y., M. A. Bender, R. E. Tuleya, and R. J. Ross, 1995: Improvements in the GFDL hurricane prediction system. *Mon. Wea. Rev.*, **123**, 2791–2801.
- Kurihara, Y., M. A. Bender, R. E. Tuleya, and R. J. Ross, 1998: The GFDL prediction system and its performance in the 1995 hurricane season. *Mon. Wea. Rev.*, **126**, 1306–1322.
- Kwon, Y. C., and W. M. Frank, 2005: Dynamic instabilities hurricane-like vortices and their impact on the core structure of hurricanes. Part I: Dry experiments. *J. Atmos. Sci.*, **62**, 3955–3973.
- Lafore, J.-P., J. Stein, N. Asencio, P. Bougeault, V. Ducrocq, J. Duron, C. Fischer, P. Hérelil, P. Mascart, V. Masson, J.-P. Pinty, J.-L. Redelsperger, E. Richard, and J. Vilà-Guerau de Arellano, The Meso-NH Atmospheric Simulation System. Part I: adiabatic formulation and control simulations. Scientific objectives and experimental design, 1998: *Ann. Geophys.*, **16**, 90-109.
- Laing, A. G., and J. M. Fritsch, 1993: Mesoscale convective complexes in Africa. *Mon. Wea. Rev.*, **121**, 2254–2263.
- Lassere-Bigorry, A., 2002: Les cyclones, soupapes de sûreté des océans. *Atmosphériques*, 18-29.
- Leary, C. A. and E. N. Rappaport, 1987: The life cycle and internal structure of mesoscale convective complex. *Mon. Wea. Rev.*, **115**, 1503–1527.
- Lee, C. S., R. Edson, and W. M. Gray, 1989: Some large-scale characteristics associated with tropical cyclone development in the north Indian ocean during ffge. *Mon. Wea. Rev.*, **117**, 407–426.
- Lemee, P. Y., 1998: Les cyclones tropicaux. Cours de météorologie tropicale. Toulouse, France : Météo-France – Ecole Nationale de Météorologie, 180pp.
- Lewis, B. M., and H. F. Hawkins, 1982: Polygonal eyewalls and rainbands in hurricanes. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **63**, 1294-1300.
- Lin, Y.-L., S.-Y. Chen, C. M. Hill, and C.-Y. Huang, 2005: Control parameters for the influence of a mesoscale mountain range on cyclone track continuity and deflection. *J. Atmos. Sci.*, **62**, 1849-1866.

-
- Lin, Y.-L., N. C. Witcraft, and Y.-H. Kuo, 2006: Dynamics of track deflection associated with the passage of tropical cyclones over a mesoscale mountain. *Mon. Wea. Rev.*, **134**, 3509-3538.
- Lin, Y.-L., L. C. Savage III, and C. M. Hill, 2006: Effects of Landfall Location and the Approach Angle of a Cyclone Encountering a Mesoscale Mountain Range. Proceedings of AMS 27th Conference on Hurricanes and Tropical Meteorology, P4.22.
- Lindzen, R. S., and M. S. Fox-Rabinovitz, 1989: Consistent vertical and horizontal resolution. *Mon. Wea. Rev.*, **117**, 2575–2583.
- Liu, Y., D.-L. Zhang, and M. K. Yau, 1997: A multiscale numerical study of Hurricane Andrew (1992). Part I: Explicit simulation and verification. *Mon. Wea. Rev.*, **125**, 3073–3093.
- Liu, Y., D.-L. Zhang, and M. K. Yau, 1999: A multiscale numerical study of Hurricane Andrew (1992). Part II: Kinematics and inner-core structures. *Mon. Wea. Rev.*, **127**, 2597–2616.
- Lord, S. J., 1991 :A bogussing system for vortex circulations in the national meteorological center global forecast model. *21st Conf. on Hurricane and Tropical Meteorology*, AMS, Miami (Florida, Etats Unis), 328-330.
- Lord, S. J., H. E. Willoughby, and J. M. Piotrowicz, 1984: Role of a parametrized ice-phase microphysics in an axisymmetric, nonhydrostatic tropical cyclone model. *J. Atmos. Sci.*, **41**, 2836-2848.
- Maynard, R. H., 1945: Radar and weather. *J. Meteor.*, **2**, 214-226.
- Mayoka, M., 1998: Les cyclones à La Réunion. Sainte Clotilde, La Réunion, France : Météo-France – Direction interrégionale de la Réunion, 48pp.
- McBride, J., 1995: Global perspectives on tropical cyclone. Chap. 3: Tropical cyclone formation. **TD 693 - TCP 38**, OMM, Genève, Suisse, 63-105.
- McBride, J. 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.

- Miller, B. I., E. C. Hill, and P. P. Chase, 1968: A revised technique for forecasting hurricane movement by statistical methods. *Mon. Wea. Rev.*, **96**, 540–548.
- Möller, J. D., and L. J. Shapiro, 2005: Influences of asymmetric heating on hurricane evolution in the MM5. *J. Atmos. Sci.*, **62**, 3974–3992.
- Morcrette, J.-J., 1989: Description of the radiation scheme in the ECMWF model. ECMWF Tech. Memo. 165, Research Department ECMWF, Reading, United Kingdom, 26 pp. [Available from European Centre for Medium-Range Weather Forecasts, Shinfield Park, Reading, Berkshire RG2 9AX, United Kingdom.].
- Muramatsu, T., 1986: The structure of polygonal eye of a typhoon. *J. Meteor. Soc. Japan*, **64**, 913–921.
- Neumann, C. J., 1972: An alternate to the hurran (hurricane analog) tropical cyclone forecast system. *NOAA Tech. Memo*, **NWS SR-62**, 24pp.
- Neumann, C. J., 1993: Global guide to tropical cyclone forecasting. Chap 1: Global overview. **TD 560 - TCP 31**, OMM, Genève, Suisse, 1.1–1.37.
- Noihlan J., and S. Planton, 1989: A simple parametrization of land surface process for meteorological models, *Mon. Wea. Rev.*, **117**, 536–549.
- Nuissier, O., 2003: *Simulations numériques de cyclones tropicaux à l'aide du modèle Méso-NH*. Thèse de doctorat, Université Paul Sabatier, Toulouse III. 232pp.
- Nuissier, O., R. F. Rogers, and F. Roux, 2005: A numerical simulation of Hurricane Bret on 22–23 August 1999 initialized with airborne Doppler radar and dropsonde data. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **131**, 155–194.
- Oda, M., M. Nakanishi, and G. Naito, 2006: Interaction of an asymmetric double vortex and trochoidal motion of a tropical cyclone with the concentric eyewall structure. *J. Atmos. Sci.*, **63**, 1069–1081.
- Ohfuchi, W., H. Nkamura, M. Yoshioka, T. Enomoto, K. Takaya, and co-authors, 2004: 10-km mesh meso-scale resolving global simulations of the atmosphere on the Earth Simulator — Preliminary outcomes of AFES (AGCM for the Earth Simulator). *J. Earth Sim.*, **1**, 8–34.

-
- OMM, 1992 : Vocabulaire météorologique international. OMM, Genève, Suisse, n° **182**, 784pp.
- Oouchi, K., J. Yoshimura, H. Ypshimura, R. Mizuta, and co-authors, 2006: Tropical cyclone climatology in a global-warming climate as simulated in a 20 km-mesh global atmospheric model: frequency and wind intensity analysis. *J. Meteor. Soc. Japan*, **84**, 259-276.
- Ooyama, K. V., 1969: Numerical simulation of the life cycle of tropical cyclones. *J. Atmos. Sci.*, **26**, 3-40.
- Payda, B. M., 1975: Spatial variability and gustiness of cyclone winds, Gervaise, Mauritius, February 1975. *Aust. Meteor. Mag.*, **23**, 64–67.
- Pu, Z.-X., and S. A. Braun, 2001: Evaluation of bogus vortex techniques with four-dimensional variational data assimilation. *Mon. Wea. Rev.*, **129**, 2023-2039.
- Pu, Z.-X., and co-authors. 2002: The Impact of TRMM Data on Mesoscale Numerical Simulation of Supertyphoon Paka. *Mon. Wea. Rev.*, **130**, 2448-2458.
- Radford, A. M., J. T. Henning, and J. C. L. Chan, 1995: Anew TC bogus scheme at the UK Met Office. *21st Conf. on Hurricane and Tropical Meteorology, AMS, Miami (Floride, Etats Unis)*, 243-245.
- Reasor, P. D., M. T. Montgomery, F. D. Jr. Marks, and J. F. Gamache, 2000: Low-wavenumber structure and evolution of the hurricane inner core observed by airborne dual-Doppler radar. *Mon. Wea. Rev.*, **128**, 1653-1680.
- Redespelger, J. L., and G. Sommeria, 1981: Méthode de représentation de la turbulence d'échelle inférieure à la maille pour un modèle tri-dimensionnel de convection nuageuse. *Bound. Lay. Met.*, **21**, 509-530.
- Ritchie, H., C. Temperton, A. Simmons, M. Hortal, T. Davies, D. Dent, and M. Hamrud, 1995: Implementation of the semi-lagrangian method in a high-resolution version of the ECMWF forecast model. *Mon. Wea. Rev.*, **123**, 489–514.
- Roeckner, E., K. Arpe, L. Bengtsson, M. Christoph, M. Claussen, L. Dümenil, M. Esch, M. Giorgetta, U. Schlese, and U. Schulzweida, 1996: The atmospheric general circulation model ECHAM-4: Model description and simulation of present-day

- climate. Technical Report 218, Max-Planck Institute for Meteorology, Hamburg, Germany, 90pp.
- Rogers, R. F., and J. M. Fritsch, 2001: Surface cyclogenesis from convectively driven amplification of midlevel mesoscale convective vortices. *Mon. Wea. Rev.*, **129**, 605–637.
- Rogers, R. F., S. Chen, J. Tenerelli, and H. Willoughby, 2003: A numerical study of the impact of vertical shear on the distribution of rainfall in hurricane Bonnie (1998). *Mon. Wea. Rev.*, **131**, 1577-1599.
- Rosenthal, S. L., 1978: Numerical simulation of tropical cyclone development with latent heat release by resolvable scales. Part I: Model description and preliminary results. *J. Atmos. Sci.*, **35**, 258-271.
- 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.
- Roux, F., F. Chane-Ming, A. Lasserre-Bigorry, and O. Nuissier, 2004: Structure and evolution of intense Tropical Cyclone Dina near La Réunion on 22 January 2002: GB-EVTD analysis of single Doppler radar observations. *J. Atmos. Oceanic Tech.*, **21**, 1501-1518.
- Roux, F., and F. D. Marks, 1996: Extended velocity track display (EVTD): an improved processing method for airborne Doppler radar data in tropical cyclone. *J. Atmos. Oceanic Tech.*, **13**, 875-899.
- Roux, F., and N. Viltard, 1995: Structure and evolution of hurricane claudette on 7 september 1991 from airborne Doppler radar observations. Part I: Kinematics. *Mon. Wea. Rev.*, **123**, 2611–2639.
- Roux, F., and N. Viltard, 1997: Les cyclones tropicaux. *La météorologie*, **18**, 9-33.
- Saffir, H. S., 1977: Design and construction requirements for hurricanes resistant construction. *J. Atmos. Sci.*, **2830**, 20pp.
- Samson, G. 2006 : *Simulations idéalisées d'intensification d'un système dépressionnaire tropical à l'aide de Méso-NH*. Rapport de DEA, Université Paul Sabatier,

Toulouse III, 66pp.

- Schubert, W. H., M. T. Montgomery, R. K. Taft, T. A. Guin, S. R. Fulton, J. P. Kossin, and J. P. Edwards, 1999: Polygonal eyewalls, asymmetric eye contraction and potential vorticity mixing in hurricanes. *J. Atmos. Sci.*, **56**, 1197-1223.
- Shapiro, L. J., and H. E. Willoughby, 1982: The response of balanced hurricanes to local sources of heat and momentum. *J. Atmos. Sci.*, **39**, 378-394.
- Shen, B.-W., R. Atlas, J.-D. Chern, O. Reale, S.-J. Lin, and co-authors, 2006a: The 0.125 degree finite-volume general circulation model on the NASA Columbia supercomputer: Preliminary simulations of mesoscale vortices. *Geophys. Res. Lett.*, **33**, doi: 10.1029/2005GL024594.
- Shen, B.-W., R. Atlas, O. Reale, S.-J. Lin, J.-D. Chern, and co-authors, 2006b: Hurricane forecasts with a global mesoscale-resolving model: Preliminary results with hurricane Katrina (2005). *Geophys. Res. Lett.*, **33**, doi: 10.1029/2006GL026143.
- Simpson, R. H., 1974: The hurricane disaster potential scale. *Weatherwise*, **27**, 169-186.
- Smith, R. B., 2006: Progress on the theory of orographic precipitation. *Geolog. Soc. Amer.*, **398**, 1-16.
- Soler, O., 1997: Atlas climatique de La Réunion. Sainte Clotilde, La Réunion, France : Météo-France – Direction interrégionale de la Réunion, 79pp.
- Suarez, M. J., and L. L. Takacs, 1995: Documentation of the Aries/GEOS dynamical core, version 2. NASA Tech. Memo. 104606, Vol 6., Goddard Space Flight Center, Greenbelt, MD, 58 pp.
- Sunqvist, H., 1970: Numerical simulation of the development of tropical cyclone with ten-level model. Part I. *Tellus*, **22**, 359-390.
- Trinh, V. T., and T. N. Krishnamurti, 1992: Vortex initialization for typhoon track prediction. *MAP*, **47**, 117-126.
- Tripoli, G. J., 1992: An explicit three-dimensional nonhydrostatic numerical simulation of a tropical cyclone. *Meteor. Atmos. Phys.*, **47**, 117-126.
- Tuleya, R. E., M. A. Bender, and Y. Kurihara, 1984: A simulation study of landfall of tropical cyclones using a movable nested-mesh model. *Mon. Wea. Rev.*, **112**, 124–136.

- Velasco, I., and J. M. Fritsch, 1987: Mesoscale convective complexes in the Americas. *J. Geoph. Res.*, **92**, 9591-9613.
- Viltard, N., and F. Roux, 1998: Structure and evolution of hurricane claudette on 7 september 1991 from airborne Doppler radar observations. Part II: Thermodynamics. *Mon. Wea. Rev.*, **126**, 281–302.
- Wang, S.-T., 1980: Prediction of the movement and strength of typhoons in Taiwan and its vicinity. Research Rep. 108, National Science Council, Taipei, Taiwan, 100 pp.
- Wang, W., 2001: An explicit simulation of tropical cyclones with a triply-nested movable mesh primitive equation model: TNM3. Part I: Model description and control experiment, *Mon. Wea. Rev.*, **129**, 1370–1394.
- Webster, P. J., G. J. Holland, J. A. Curry, and H. R. Chang, 2005: Changes in tropical cyclone number, duration and intensity in a warming environment. *Science*, **309**, 1844–1846.
- Wexler, H., 1947: Structures of hurricanes as determined by radar. *Ann. N. Y. Acad. Sci.*, **48**, 821-844.
- Willoughby, H. E., 1988: The dynamics of the tropical cyclone core. *Aus. Meteor. Mag.*, **36**, 183-191.
- Willoughby, H. E., 1995: Eye thermodynamics. *21st Conf. on Hurricane and Tropical Meteorology*, AMS, **Miami (Floride, Etats Unis)**, 357-358.
- Willoughby, H. E., 1995: Global perspectives on tropical cyclones. Chap 2: Mature structure and evolution. **TD 693 - TCP 38**, OMM, Genève, Suisse, 21-62.
- Willoughby, H. E., 1998: Tropical cyclones thermodynamics. *Mon. Wea. Rev.*, **126**, 3053–3067.
- Willoughby, H. E., S. J. L. H. L. S. Jin, and J. M. Pietrowicz, 1984: Hurricane structure and evolution as simulated by an axisymmetric, nonhydrostatic numerical model. *J. Atmos. Sci.*, **41**, 1169-1186.
- Wu, C.-C., K.-H. Chou, and H.-J. Cheng, 2003: Eyewall contraction, breakdown and reformation in a landfalling typhoon. *Geophys. Res. Let.*, **30**, n°17, 1017653.

-
- Wu, C.-C., and Y.-H. Kuo, 1999: Typhoons affecting Taiwan: Current understanding and future challenges. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **80**, 67-80.
- Wu, C.-C., T.-H. Yen, Y.-H. Kuo, and W. Wang, 2002: Rainfall associated with typhoon Herb (1996) near Taiwan. Part I: The topographic effect. *Wea. and For.*, **17**, 1001-1015.
- Xiao, Q., X. Zou, and B. Wang, 2000: Initialization and simulation of a landfalling hurricane using a variational bogus data assimilation scheme. *Mon. Wea. Rev.*, **128**, 2252–2269.
- Xu, K., and K. A. Emanuel, 1989: Is the tropical atmosphere conditionally unstable? *Mon. Wea. Rev.*, **117**, 1471–1479.
- Yamasaki, M., 1977: A preliminary experiment of the tropical cyclone without parametrizing the effects of cumulus convection. *J. Meteor. Soc. Japan*, **55**, 11-30.
- Yau, M. K., Y. Liu, D.-L. Zhang, and Y. Chen, 2004: A multiscale numerical study of Hurricane Andrew (1992). Part VI: Small-scale inner-core structures and wind streaks. *Mon. Wea. Rev.*, **132**, 1410-1433.
- Yeh, T.-C., and R. L. Elsberry, 1993: Interactions of typhoons with the Taiwan orography. Part I: Upstream track deflections. *Mon. Wea. Rev.*, **121**, 3193-3212.
- Zehr, R. M., 1992: Tropical cyclogenesis in the western north pacific. *NOAA Tech. Rep.*, **NESDIS 61**, 181pp.
- Zhang, D.-L., Y. Liu, and M.K. Yau, 2000: A multiscale numerical study of Hurricane Andrew (1992). Part III: Dynamically induced vertical motions. *Mon. Wea. Rev.*, **128**, 3772–3788.
- Zhang, D.-L., Y. Liu, and M.K. Yau, 2001: A multiscale numerical study of Hurricane Andrew (1992). Part IV: Unbalanced flows. *Mon. Wea. Rev.*, **129**, 92–107.
- Zhang, D.-L., Y. Liu, and M.K. Yau, 2002: A multiscale numerical study of Hurricane Andrew (1992). Part V: Inner-core thermodynamics. *Mon. Wea. Rev.*, **130**, 2745–2763.

Bibliographie

- Zhang, D.-L., and X. Wang, 2003: Dependence of hurricane intensity and structures on vertical resolution and time-step size. *Adv. Atmos. Sci.*, **20**, 711–725.
- Zhu, T., D.-L. Zhang, and F. Weng, 2004: Numerical simulation of hurricane Bonnie (1998). Part I: Eyewall evolution and intensity changes. *Mon. Wea. Rev.*, **132**, 225–241.
- Zhu, T., D.-L. Zhang, and F. Weng, 2002: Impact of the advanced microwave sounding unit measurements on hurricane prediction.. *Mon. Wea. Rev.*, **130**, 2416–2432.
- Zou, X., and Q. Xiao, 1980: Studies on the initialization and simulation of a mature hurricane using a variational bogus data assimilation scheme. *J. Atmos. Sci.*, **57**, 836-860.

Résumé

Les cyclones tropicaux sont des phénomènes météorologiques hors normes qui participent efficacement à l'équilibre énergétique du système Terre. Ils redistribuent en effet l'excédent énergétique des océans tropicaux vers les régions du globe les plus froides. Ils peuvent malheureusement causer des dégâts considérables et entraîner de véritables tragédies quand ils approchent des pays des régions tropicales, comme celle du Myanmar avec le passage de NARGIS en Mai 2008. L'interaction de ces systèmes avec le relief environnant est reconnue pour influencer la trajectoire mais aussi l'intensité comme par exemple l'île de Taiwan qui interagit fortement avec les typhons passant à proximité du fait d'un relief important. Des cas de modifications de trajectoires, comme des déviations soudaines à l'approche de l'île ou encore des boucles se créant à proximité de l'île en l'absence de flux directeur, ont été observés aux abords de La Réunion. Ce travail de thèse porte sur l'étude de l'interaction entre l'île et le cyclone DINA qui avait bénéficié pour la première fois d'une couverture radar Doppler lors de son passage en Janvier 2002. Des simulations hautes résolutions ont été menées avec le modèle Méso-NH. Il a été montré que la présence de l'île induit une tendance générale à la stabilisation de la circulation cyclonique naturelle en relation avec un affaiblissement du système. Il a aussi été montré que la circulation des vents et la localisation des précipitations sur l'île en cas cyclonique sont entièrement définies par la topographie. De plus une étude approfondie a montré que l'évolution de la structure du mur de l'œil en interaction avec le relief découlait de perturbations de l'anneau cyclonique de PV par des bandes de PV anticyclonique générées par l'île. L'étude d'autres types de cyclone (intensité, passage direct) pourrait permettre de valider et d'approfondir les résultats obtenus sur le forçage orographique de l'île.

Mots clés : cyclone tropical, simulation haute résolution, forçage orographique, relief, précipitations.