



HAL
open science

Simulations numériques méso- et micro-échelles des circulations locales générées par des îles tropicales : cas de l'archipel de la Guadeloupe avec une application à la dispersion de polluants (WRF-LES-FLEXPART)

Raphaël Cécé

► To cite this version:

Raphaël Cécé. Simulations numériques méso- et micro-échelles des circulations locales générées par des îles tropicales : cas de l'archipel de la Guadeloupe avec une application à la dispersion de polluants (WRF-LES-FLEXPART). *Météorologie*. Université des Antilles et de la Guyane, 2014. Français. NNT: . tel-01074600

HAL Id: tel-01074600

<https://hal.science/tel-01074600>

Submitted on 14 Oct 2014

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

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

UNIVERSITÉ DES ANTILLES ET DE LA GUYANE

THÈSE

En vue de l'obtention du grade de

**DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ DES ANTILLES
ET DE LA GUYANE**

École doctorale pluridisciplinaire

Spécialité : Physique de l'atmosphère

Présentée et soutenue par

Raphaël Cécé

le 10 juillet 2014

**Simulations numériques méso- et
micro-échelles des circulations locales
générées par des îles tropicales : cas de
l'archipel de la Guadeloupe avec une
application à la dispersion de polluants
(WRF-LES-FLEXPART)**

Composition du jury :

Hervé Delbarre (Pr, LPCA, Université du Littoral)	Président
Évelyne Richard (Directeur de recherche, LA, CNRS Toulouse)	Rapporteur
Blaise Nsom (Pr, LBMS, Université de Bretagne Occidentale)	Rapporteur
Narcisse Zahibo (Pr, LaRGE, Université des Antilles et de la Guyane)	Directeur
Didier Bernard (MCF, LaRGE, Université des Antilles et de la Guyane)	Co-encadrant
Jean-François Dorville (Dr, Lecturer, Université des West Indies, Jamaïque)	Co-encadrant
Philippe Palany (Ingénieur, Direction Interrégionale de Météo-France)	Invité

”Les philosophes n’ont fait qu’interpréter le monde de différentes manières, ce qui importe c’est de le transformer.”

Karl Marx, Thèses sur Feuerbach (1845)

UNIVERSITÉ DES ANTILLES ET DE LA GUYANE

Résumé

Faculté des Sciences Exactes et Naturelles
Département de Physique

Docteur de l'Université des Antilles et de la Guyane

**Simulations numériques méso- et micro-échelles des circulations locales
générées par des îles tropicales : cas de l'archipel de la Guadeloupe avec une
application à la dispersion de polluants (WRF-LES-FLEXPART)**

par Raphaël Cécé

Ce travail est l'expression d'une volonté de chercheurs, de la Caraïbe d'améliorer les connaissances scientifiques méso- et micro-météorologiques appliquées aux milieux insulaires sous influence des alizés et de développer la recherche dans ces domaines.

On sait que le phénomène météorologique le plus remarquable impactant les îles de la Caraïbe reste le cyclone tropical. Mais d'autres phénomènes, à des échelles inférieures, telles que les pluies intenses, les houles, la dégradation de la qualité de l'air ont une importance aigüe en termes de risques naturels ou de risques sur la santé. Ces exemples attestent la nécessité d'utiliser des méthodes de descente d'échelle pour exploiter l'information météorologique et/ou climatique de grande échelle et dériver des scénarios locaux et régionaux appliqués aux territoires insulaires. Ce défi est important car l'attente d'analyses scientifiques pertinentes dans ces domaines est grande.

Les travaux présentés dans ce mémoire ont pour principaux objectifs la simulation numérique puis l'analyse des mécanismes méso- et micro-échelles qui induisent des circulations locales diurnes et nocturnes sur l'archipel de la Guadeloupe à l'aide de codes numériques météorologiques éprouvés car largement utilisés en recherche et en prévision opérationnelle.

Ils constituent donc la première étude de modélisation numérique à haute résolution en basse atmosphère, par descente d'échelle dynamique, pour des intervalles d'espace compris entre 1 km et 111 m sur cet archipel.

Le modèle atmosphérique Weather Research and Forecasting ARW V3.4 (WRF ARW), non-hydrostatique, a été utilisé pour l'ensemble des simulations pour modéliser la troposphère depuis l'échelle globale à l'échelle de la turbulence.

Trois situations météorologiques classiques réelles d'une durée de 48 heures, correspondant à 80 % des situations météorologiques observées dans la zone, alizés soutenus (AS), alizés moyens (AM), alizés faibles (AF) ont été examinées. Ces situations sont caractérisées par les valeurs du nombre de Froude local suivantes : 0,82 (AS), 0,41 (AM) et 0,21 (AF). Six domaines de modélisation ont été sélectionnés pour effectuer les descentes d'échelle dynamiques : D01 (maille de 27 km), D02 (maille de 9 km), D03 (maille de 3 km), D04 (maille de 1 km), D05 (maille de 333 m) et D06 (maille de 111 m) avec soixante-dix niveaux verticaux. Les quatre premiers domaines (D01 à D04) couvrent l'archipel de la Guadeloupe et sont utilisés en mode méso-échelle à l'aide d'un schéma d'ensemble de couche limite planétaire YSU. Les domaines D05 (couvrant l'île de la Basse-Terre et le centre de l'archipel) et D06 (couvrant la zone littorale et rurale du Petit Cul-de-Sac Marin et la zone urbaine de l'agglomération pointoise) sont utilisés en mode Large Eddy Simulation avec une fermeture de la turbulence 1,5 TKE 3D. Le modèle WRF a été forcé toutes les six heures par l'assimilation des champs d'analyses globales du modèle NCEP FNL (1° de résolution). Les simulations effectuées ont permis d'obtenir des champs de variables météorologiques 10-minutes à très hautes résolutions spatiales.

Les résultats des simulations méso- et micro-échelles ont été confrontés aux valeurs expérimentales obtenues à l'aide de capteurs placés sur des mâts météorologiques (campagne Atmo-Mangrov et réseau de mesure Météo-France). Il s'agissait d'optimiser l'utilisation des couplages de codes numériques tout en conservant la possibilité de les confronter aux observations expérimentales.

Les résultats des simulations numériques micro-échelles, des différents cas (AS, AM, AF) sont utilisées pour forcer (c'est-à-dire définir les conditions limites) un modèle lagrangien de dispersion de particules : FLEXPART. Le système couplé FLEXPART-WRF a été employé dans le domaine D06 pour étudier la dispersion du panache d'oxydes d'azote émis par la principale usine de production d'électricité de l'île.

La concordance entre les séries spatio-temporelles simulation/expérimental a été qualifiée à l'aide d'outils statistiques de comparaison (MAE, MBE, IOA). Ces estimateurs montrent que pour les champs météorologiques classiques, il y a une bonne adéquation entre les mesures expérimentales et les simulations obtenues aux fines échelles. Les simulations retrouvent le comportement du vent et les principales circulations observées expérimentalement. L'étude des effets des conditions aux limites, particulièrement le changement de carte d'occupation des sols, améliore sensiblement les résultats.

En alizés faibles, les coupes verticales pointant l'énergie cinétique turbulente, la température virtuelle et la masse volumique témoignent de l'existence d'un écoulement catabatique. Il se caractérise par un front bien défini amenant des vents maximums situés dans

les premiers niveaux en arrière de la surface frontale et des tourbillons verticaux en aval de l'écoulement. Cette circulation d'ouest prend naissance, en fin d'après-midi, sur les reliefs de la Soufrière, descend les pentes au vent de l'île de la Basse-Terre et passe sur la zone littorale d'Arnouville 2 à 3 h après son initiation.

Pendant la nuit, ce front oscille horizontalement sur la surface maritime du Petit Cul-de-Sac Marin en s'accroissant verticalement. En effet, le front s'étant réchauffé en passant au-dessus de la surface maritime, sa propagation est freinée sur l'île de la Grande-Terre, au sol fortement refroidi par le rayonnement infra-rouge.

Les simulations micro-échelles ont été utiles pour caractériser l'aptitude de cet écoulement catabatique nocturne à se propager en aval, d'Arnouville vers la région pointoise, et préciser sa capacité à dégrader la qualité de l'air dans la zone urbaine. Les pics de concentration de NO_x simulées surviennent aux mêmes périodes que les observations expérimentales mais sont surestimées et décalés temporellement d'une heure.

Des surestimations des vitesses de vent ont été observées en condition nocturne. Ces imprécisions sont dues au manque de réalisme des conditions limites (occupation des sols, topographie, température de surface de la mer) et pourront être améliorées dans le futur. Les estimateurs statistiques ont montré une bonne adéquation entre les mesures expérimentales, les comparaisons graphiques (en séries temporelles et profils de concentration) ont quant à elles permis de mieux caractériser la dynamique des concentrations de polluants et leurs possibles interactions avec les circulations locales.

Ces résultats numériques laissent envisager de nombreuses applications dans les domaines de la prévention de risques environnementaux, dans l'aide à la caractérisation des ressources d'énergie renouvelables solaire, éolienne voire houlo-motrice. Ils peuvent être aisément transposables aux autres îles des petites Antilles.

Abstract

Meso-scale and micro-scale numerical simulations of local circulations induced by tropical islands : Case of the Guadeloupe archipelago with a pollutant dispersion case (WRF-LES-FLEXPART)

by Raphaël Cécé

The present work expresses the will of Caribbean researchers to improve the meso- and micro-meteorological scientific knowledge of the trade winds influenced island areas, and to develop research in these domains.

It is well known that tropical hurricanes remain the most remarkable meteorological phenomena that affect the Caribbean islands. But some other phenomena, of smaller scale, such as intense rainfall events, swells, or air quality degradation, are of extreme importance for natural or health hazards. These examples show the need to use downscaling methods to exploit large scale meteorological or climatic information, and to obtain local and regional scenarios for the island areas. This is an important challenge, as sound scientific studies in these matters are eagerly expected. The aim of the research works exposed in the present dissertation is numerical simulation and analysis of the meso- and micro-scale mechanisms that induce diurnal and nocturnal local circulations in the Guadeloupe archipelago, using numerical meteorological models that are widely used in research and in operational forecasting.

These works represent the first high-resolution (1 km to 111 m) numerical study of the lower atmosphere over the Guadeloupe archipelago.

The Weather Research and Forecasting ARW 3.4 (WRF-ARW) model is used to simulate the troposphere from global scale to turbulence scale. Real cases of three typical weather types (80% of cases during a year) are examined during 48 hours : strong trade winds (STW), medium trade winds (MTW) and weak trade winds (WTW). These weather types are characterized by values of the local Froude number : 0.82 (STW), 0.41 (MTW) and 0.21 (WTW). Six domains have been selected for the dynamical downscaling : D01 (grid spacing of 27 km), D02 (grid spacing of 9 km), D03 (grid spacing of 3 km), D04 (grid spacing of 1 km), D05 (grid spacing of 333 m) and D06 (grid spacing of 111 m), including 70 vertical levels. The first four domains (D01 to D04) cover the Guadeloupe archipelago and are used in the meso-scale simulations with the planetary boundary layer scheme YSU (ensemble mean). Domain D05 (covering the Basse-Terre island and the middle of the archipelago) and domain D06 (covering the coastal and rural area of Le Petit Cul-de-Sac Marin and the urban area of Pointe-à-Pitre), are employed in the micro-scale simulation

(LES) with the 3D TKE 1.5 order closure scheme. WRF has been 6 hourly reinitialized with the NCEP FNL global analyses (resolution of 1°). These simulations permitted to obtain 10-minutes meteorological variable fields with a very high resolution (111 m).

Meso-scale and micro-scale model results have been evaluated with observational data from meteorological stations (field campaign Atmo-Mangrov, French Met Office).

Once validated, the micro-scale model outputs have been used for the assimilation of the lagrangian particle dispersion model : FLEXPART. The coupling FLEXPART-WRF has been employed in domain D06, in order to analyze the dispersion of the nitrogen oxide plume emitted by the main power plant of the archipelago.

Agreements between model/observations time series have been evaluated with error statistical tools (MAE, MBE, IOA).

The error statistical tools show that simulated typical meteorological variables have a good agreement with observational data. The model simulates well wind patterns and local circulations observed at the stations. The use of accurate land cover data significantly improves the results.

During the weak trade winds, vertical cross sections of the turbulent kinetic energy, virtual temperature and density indicate the occurrence of a katabatic flow with a well defined front. This westerly circulation starts at the end of the afternoon in the area of the volcano of La Soufrière. The katabatic flow extends to the windward coast of the Basse-Terre island and reaches the coastal area of Arnouville 2 to 3 hours after its onset time. During the night, the katabatic front oscillates over the marine area of Le Petit Cul-de-Sac Marin. Due to its warming over the marine area, the front cannot extend on the Grande-Terre colder land surface.

The micro-scale simulations permitted to study the ability of this gravity flow to extend to the urban area of Pointe-à-Pitre, and its ability to induce pollution events in this area. The simulated and the observed NO_x concentration peaks occur nearly at the same time, but the model overestimates them, with a one hour lag.

Overestimations of the wind speeds have been observed at nighttime. These inaccuracies are linked with the lack of realism of the boundary conditions (land cover, topography, sea surface temperature). These biases will be corrected in the future.

The error statistical tools showed a good agreement with observational data. The graphical evaluations (time series, concentration vertical profiles) allowed a better understanding of the pollution dispersions under local circulations.

These numerical results can be useful in many fields : to prevent environmental risks, to help characterizing renewable energy sources such as solar, wind or wave energy. They can be easily transferred to other islands of the Lesser Antilles.

Remerciements

Je remercie le professeur Narcisse Zahibo, directeur du laboratoire LaRGE (Laboratoire de Recherche en Géosciences et Énergies), mon directeur de thèse, de m'avoir fait confiance pour ce projet.

Je remercie chaleureusement Didier Bernard, maître de conférences à l'Université des Antilles de la Guyane, mon encadrant, qui a suivi mon travail et qui m'a soutenu avec un grand dévouement et beaucoup d'efficacité, y compris lorsqu'il a dû traverser des moments difficiles.

Je remercie particulièrement Jean-François Dorville, *lecturer* à l'Université des *West Indies*, qui m'a fait découvrir le monde de la recherche lorsque j'étais en master, et qui malgré l'éloignement s'est toujours rendu disponible pour m'aider dans ces présents travaux.

J'exprime mes remerciements à Jacques Laminie, Raphaël Pasquier et Patrick Siarras, du Centre Commun de Calcul Intensif (C3I) de l'Université des Antilles et de la Guyane, qui m'ont aidé à installer le modèle numérique WRF sur les calculateurs Orca et Wahoo de l'Université.

De même, je remercie Richard Émilion, professeur à l'Université d'Orléans, qui m'a permis d'avoir accès au ordinateur Phoebus du Centre de Calcul Scientifique en région Centre (CCSC) de l'Université d'Orléans, ainsi que Laurent Catherine qui m'a aidé à utiliser efficacement ce ordinateur.

Philippe Palany, de Météo-France, m'a donné accès aux données météorologiques d'observation qui m'ont permis d'évaluer mes résultats. Qu'il en soit remercié.

Je tiens aussi à remercier les jeunes chercheurs de mon laboratoire, Maïna André, Stéphanie Monjoly, Christophe D'Alexis, Vanessa Clotaire, Christelle Dixit, Frédéric Dondin, Sandrine Samot et spécialement Thomas Plocoste, grâce à qui j'ai bénéficié d'une ambiance de travail stimulante et sympathique.

Mes remerciements s'adressent aussi à mes collègues de l'Université - et particulièrement André Roussas - qui m'ont aidé à affronter des conditions de travail parfois difficiles, ainsi

qu'à Danièle Frison pour son aide à la rédaction en anglais.

Je dois finalement remercier de nombreuses personnes qui ont contribué, même directement, à ce travail.

Tout d'abord mes parents, Pierre-Robert et Marie-Claude Cécé, qui m'ont aidé et encouragé à poursuivre mes études universitaires jusqu'au doctorat, ainsi que ma soeur, Mellissa Cécé qui m'a soutenu malgré la distance.

Ensuite mes camarades de Combat Ouvrier et du journal *Rebelle!* avec lesquels je milite pour construire un monde meilleur, et spécialement René Cuillierier qui m'a transmis son enthousiasme révolutionnaire.

Et enfin ma compagne, Delphine Prudhomme, pour son indéfectible soutien et son importante contribution à ces travaux.

Table des Matières

Citation	i
Résumé	ii
Abstract	v
Remerciements	vii
Table des Matières	ix
Liste des Figures	xiv
Liste des Tableaux	xx
Liste des Abréviations	xxi
Introduction	1
1 Circulations atmosphériques dans les basses couches et leurs effets : étude bibliographique	6
1.1 Échelles des circulations atmosphériques	6
1.2 Mésos-échelle et micro-échelle : circulations locales de couche limite at- mosphérique	8
1.2.1 Couche limite atmosphérique (CLA)	8
1.2.1.1 Définition	8
1.2.1.2 Structure de la CLA associée au cycle diurne	8
Couche de mélange	9
Couche résiduelle	9
Couche limite stable	10
1.2.1.3 Vent moyen, ondes et turbulence	10
1.2.2 Circulations locales générées par les conditions de terrain	11
1.2.2.1 Régions côtières : brises de mer-terre	11
Brises de mer	11
Brises de terre	11

1.2.2.2	Régions orographiques : vents anabatiques–catabatiques	12
	Vents anabatiques	12
	Vents catabatiques	12
1.3	Simulations numériques de la descente dynamique de la méso-échelle à la micro-échelle	12
1.3.1	Descente d'échelle	13
1.3.2	Spectre de la turbulence : " <i>terra incognita</i> " (Wyngaard, 2004)	13
1.3.3	Méso-échelle : principaux schémas de moyenne d'ensemble 1D (Shin and Hong, 2011)	14
1.3.3.1	Schéma YSU : fermeture au premier ordre avec un mélange non-local	14
1.3.3.2	Schéma MYJ : fermeture TKE à l'ordre 1,5 avec un mélange local	15
1.3.4	Micro-échelle : schémas Large Eddy Simulation (LES) 3D (Mirocha et al., 2010)	15
1.3.4.1	Fermeture SFS Smagorinsky	17
1.3.4.2	Fermeture SFS TKE d'ordre 1.5	17
1.3.5	Descente d'échelle : couplage d'un schéma d'ensemble et d'un schéma LES	18
1.4	Simulation numérique de la dispersion de polluants : applications du modèle FLEXPART-WRF	19
1.4.1	Généralités sur les modèles lagrangiens de dispersion de particules (Hegarty et al., 2013a,b)	20
1.4.2	Quelques applications du modèle FLEXPART-WRF	20
1.5	État de l'art sur les circulations locales générées par des îles tropicales	21
1.5.1	Circulations générées par les îles tropicales larges ($Fr \geq 1$ et une largeur > 50 km)	22
1.5.2	Circulations générées par les îles tropicales montagneuses ($Fr < 1$)	22
1.5.3	Circulations générées par les petites îles ($Fr \geq 1$ et une largeur ≤ 50 km)	23
1.6	État de l'art sur l'archipel de la Guadeloupe	23
1.6.1	Contexte météorologique synoptique	23
1.6.2	Contexte météorologique local	24
1.6.2.1	Quelques aspects des vents locaux d'après Brévignon (2003)	25
1.6.2.2	Campagne expérimentale dans la zone côtière d'Arnouville (ARN, D'Alexis et al. (2011))	26
1.6.2.3	Campagne expérimentale dans la zone urbaine de Pointe-à-Pitre (DCH, Plocoste (2013); Plocoste et al. (2014))	27
1.6.2.4	Variabilité diurne et spatiale des champs de surface	28
1.6.3	Impacts des circulations locales nocturnes sur la dispersion de polluants industriels	29
1.6.3.1	Centrale EDF diesel Jarry nord	29
1.6.3.2	Observations du panache de la centrale durant des retournements nocturnes du vent	30

2	Méthodologie et outils de simulation	32
2.1	Méthodologie générale	32
2.2	Sélection des trois situations météorologiques étudiées	36
2.2.1	Classification des types de temps	36
2.2.2	Circulations synoptiques de basses couches pour les dates simulées	37
2.3	Modèle numérique méso-échelle de prévision météorologique : WRF ARW V3.4.1	41
2.3.1	Description du modèle d'après les études de Skamarock et al. (2008) et Wang et al. (2010)	41
2.3.1.1	Architecture	41
2.3.1.2	Principales équations résolues	42
	Coordonnée verticale η et variables associées	42
	Équations d'Euler incluant l'humidité	43
	Maillage ARW décalé : Arakawa-C	44
2.3.1.3	Schémas de paramétrisation physique	45
2.3.2	Configurations utilisées	47
2.3.2.1	Preprocessing WPS	47
	Domaines de simulation	47
	Topographie	48
	Occupation des sols	49
	Données météorologiques globales pour l'assimilation du modèle WRF ARW	52
2.3.2.2	Paramétrisations WRF ARW	52
	Caractérisation des niveaux verticaux	52
	Périodes simulées et intervalles de temps des sorties modèles	53
	Paramétrisations physiques méso- et micro-échelles	54
	Pas de temps de calcul	55
	Conditions initiales	55
	Conditions aux limites	56
2.4	Modèle lagrangien de dispersion de particules : FLEXPART-WRF	57
2.4.1	Description	57
2.4.1.1	Intégration des données météorologiques WRF	57
2.4.1.2	Paramétrisation de la couche limite atmosphérique et de la turbulence	58
2.4.1.3	Calcul de la trajectoire des particules	59
2.4.2	Configurations de nos simulations	60
2.4.2.1	Périodes de simulation et intervalles de temps des sorties modèles	60
2.4.2.2	Caractérisation des niveaux verticaux	61
2.4.2.3	Paramétrisation du panache de NO _x de la centrale EDF	61
2.4.2.4	Paramétrisations physiques	62
2.5	Données météorologiques d'observation pour l'évaluation du modèle WRF ARW3	62
2.5.1	Radiosondages journaliers (Université du Wyoming)	62

2.5.2	Bouées météorologiques du National Data Buoy Center	63
2.5.3	Stations météorologiques de l'archipel de la Guadeloupe (Météo France et LaRGE)	64
2.6	Données d'observation de la qualité de l'air pour l'évaluation du modèle FLEXPART-WRF	66
2.7	Estimateurs d'erreur utilisés pour l'évaluation statistique des simulations	67
3	Résultats des simulations et discussion	69
3.1	Simulations numériques méso-échelles des circulations générées par l'archipel de la Guadeloupe (WRF)	69
3.1.1	Simulation Méso-A : résumé et article publié	69
3.1.2	Simulation Méso-A' : effets du changement de carte d'occupation des sols dans le domaine D04	89
3.1.2.1	Introduction	89
3.1.2.2	Nouvelles catégories d'occupation des sols à ARN, RZT, DES, MOU et GBD	89
3.1.2.3	Évaluation statistique des variables de surface simulées : comparaison Méso-A et Méso-A'	90
3.1.2.4	Évaluation graphique des cycles diurnes dans les simulations Méso-A et Meso-A'	93
	Station d'Arnouville (ARN) : effets du biais spatial	93
	Station du Moule (MOU) : améliorations de la simulation Méso-A' par rapport à Méso-A	94
3.1.2.5	Comparaison des cartes de circulations locales entre Méso-A' et Méso-A	95
3.1.2.6	Comparaison des cartes de flux de chaleur sensible HFX et de température du sol T_s entre Méso-A' et Méso-A	97
3.1.2.7	Conclusion sur les effets de la carte CLC24 dans le domaine D04	101
3.1.3	Conclusion sur les simulations numériques méso-échelles des circulations locales	101
3.2	Simulations numériques micro-échelles des circulations générées par l'archipel de la Guadeloupe (WRF-LES)	103
3.2.1	Introduction	103
3.2.2	Évaluation du modèle	104
3.2.2.1	Évaluation statistique avec les observations 10 min du mât instrumenté ARN	104
3.2.2.2	Évaluation graphique avec les observations du mât instrumenté ARN : cas des AF ($Fr = 0, 21$)	105
3.2.3	Écoulement catabatique nocturne sur la côte au vent de la Basse-Terre durant AF ($Fr = 0, 21$)	107
3.2.3.1	Évolution temporelle des variables de surface à VER, ARN, EDF et PAP	109
3.2.3.2	Structure horizontale du front de l'écoulement simulé (domaine D06)	111

3.2.3.3	Structure verticale du front de l'écoulement simulé (domaine D06)	112
3.2.4	Conclusion sur les simulations numériques micro-échelles des circulations locales	115
3.3	Application de la modélisation micro-échelle WRF-LES à la dispersion d'un panache de polluants industriels : couplage WRF-LES-FLEXPART	116
3.3.1	Introduction	116
3.3.2	Cas des alizés soutenus (AS, $Fr = 0,82$)	117
3.3.3	Cas des alizés moyens (AM, $Fr = 0,41$)	118
3.3.4	Cas des alizés faibles (AF, $Fr = 0,21$)	120
3.3.4.1	Comparaisons des séries temporelles simulées et observées à la station PAP	121
3.3.4.2	Étude des coupes verticales de concentration simulée aux points PAP et EDF	122
	Conclusion et perspectives	123
3.3.5	Conclusion	124
3.3.6	Perspectives	127
	A Article publié	129
	B Communications internationales	130
	C Communication nationale	135
	Bibliographie	137

Liste des Figures

1.1	Classification des phénomènes atmosphériques en fonction de leur échelle spatio-temporelle (Orlanski, 1975; Stull, 1988).	7
1.2	Évolution temporelle de la structure verticale de la couche limite atmosphérique terrestre dans des régions anticycloniques (Stull, 1988).	9
1.3	Schéma du spectre de l'énergie en fonction de la taille des structures turbulentes.	15
1.4	Carte topographique GeBCO_08 (General Bathymetric Chart of the Oceans IOC et al. (2003), 30 secondes d'arc de résolution) en m : (a) zone de la Caraïbe ; (b) l'Arc des Petites Antilles.	24
1.5	Carte topographique (IGN, 50 m de résolution), avec la zone la plus peuplée de l'archipel (rectangle noir), la décharge DCH (carré marron), la centrale EDF (croix rouge), le campus de Fouillole (carré jaune), le mât instrumenté du laboratoire LaRGE (ARN, triangle vert) et les 4 stations Météo-France, Raizet (RZT, disque rouge), Moule (MOU, étoile magenta), Désirade (DES, carré bleu), Grand-Bourg de Marie-Galante (GBD, losange noir).	25
1.6	Cartes de circulations côtières autour de la Guadeloupe durant des vents synoptiques d'est (d'après Brévignon (2003)).	26
1.7	Photo des cheminées de la centrale électrique EDF Jarry nord, [crédit photo : R. Cécé 2014].	29
1.8	Photo satellite Google earth (8/04/2013) : localisation de la centrale EDF et du campus UAG, les flèches rouges correspondant aux directions (a) et (b) du panache durant une circulation nocturne d'ouest (Fig. 1.9).	30
1.9	Photos du panache de la centrale EDF de Jarry (prise de vue depuis le campus de Fouillole UAG, Fig. 1.8) : (a) direction du vent nord-ouest, photo prise le 14/09/2010 à 7 h 21 LT ; (b) direction du vent sud-ouest, photo prise le 4/11/2009 à 7 h 11 LT [crédits photos : D. Bernard 2009-2010].	31
2.1	Schéma récapitulatif de la méthodologie adoptée.	35
2.2	Données d'observation du radar de Météo-France (250 m de résolution) à 16 h LT : (a) le 15 décembre 2007 (AS), (b) le 24 décembre 2007 (AM) et (c) le 3 décembre 2007 (AF).	37
2.3	Champs de surface FNL (NCEP (ment), 1° de résolution) durant AF le 3/12/2007 à 12h UTC : (a) Pmer en hPa ; (b) vitesse UU du vent horizontal à 10 m en $m.s^{-1}$	38
2.4	Champs de surface FNL (NCEP (ment), 1° de résolution) durant AS le 14/12/2007 à 12h UTC : (a) Pmer en hPa ; (b) vitesse UU du vent horizontal à 10 m en $m.s^{-1}$	39

2.5	Champs de surface FNL (NCEP (ment), 1° de résolution) durant AM le 24/12/2007 à 12h UTC : (a) Pmer en hPa; (b) vitesse UU du vent horizontal à 10 m en m.s ⁻¹	40
2.6	Architecture du modèle WRF ARW (d'après Wang et al. (2010)).	42
2.7	Niveaux verticaux η dans WRF ARW avec p_{ht} et p_{hs} , respectivement, les pressions hydrostatiques au sommet et à la surface (d'après Skamarock et al. (2008)).	43
2.8	Maille individuelle de la grille Arakawa-C avec les grandeurs vectorielles (U , V , W , Ω et ϕ) et les scalaires (μ , θ , q_v et q_l) (Skamarock and Dudhia, 2014).	45
2.9	Interactions entre les schémas de paramétrisation physique du modèle WRF ARW (Dudhia, 2014).	46
2.10	Cartes des domaines imbriqués : en blanc D01 (27 km de résolution), en cyan D02 (9 km de résolution), en gris D03 (3 km de résolution), en jaune D04 (1 km de résolution), en vert D05 (333 m de résolution) et en rouge D06 (111 m de résolution).	47
2.11	Cartes topographiques (m AMSL) interpolées à partir des données IGN (50 m de résolution) : (a) D04 (1 km de résolution), (b) D05 (333 m de résolution), (c) D06 (111 m de résolution); avec la station numérique VER (triangle jaune), le mât instrumenté ARN (triangle vert) et la centrale électrique EDF (croix rouge).	48
2.12	Carte d'occupation des sols de l'archipel de la Guadeloupe CLC24 (23 m de résolution) : Corine Land Cover 2006 dont les 50 catégories ont été converties en 24 catégories USGS, avec le rectangle noir représentant l'agglomération pointoise.	51
2.13	Comparaison des cartes d'occupation des sols de l'archipel de la Guadeloupe à 1 km de résolution (D04) avec la ligne de côte World Vector Shoreline (NOAA, 2014), (1) les zones urbaines, (2) les terres cultivées non irriguées, (6) les mélanges de terres cultivées et de forêts, (7) les pelouses, (8) les arbustes, (9) les mélanges d'arbustes et de pelouses, (10) les savanes, (11) les forêts de feuillus, (13) les forêts denses, (14) les forêts de conifères, (15) les forêts mélangées mangroves incluses, (16) les surfaces d'eau, (17) les végétations basses en zones inondées, (18) les surfaces boisées en zones inondées, (21) la toundra boisée : (a) USGS ULC24 (Més-A), (b) Corine CLC24 (Més-A').	51
2.14	Niveaux verticaux médians (WRF) pour les expériences Més-A (croix bleues) et Més-A' (cercles rouges) : (a) profils linéaires en fonction du niveau de pression (hPa) et (b) profils logarithmiques en fonction de l'altitude (km).	53
2.15	Profil vertical des 38 niveaux verticaux FLEXPART-WRF.	61
2.16	Géolocalisation des radiosondages (TRI, BAR, RZT, SXM, PTR, et SDM : carrés rouges), des bouées du réseau NDBC-NOAA (ATL, CAR, POR, et BAH : cercles bleus) au sein des quatre premiers domaines (D01, D02, D03, D04) employés dans les simulations WRF méso-échelles, de résolutions respectives de 27, 9, 3 et 1 km.	63

2.17	Carte topographique (IGN, 50 m de résolution), avec le mât instrumenté du laboratoire LaRGE (ARN, triangle vert) et les 4 stations Météo-France, Raizet (RZT, disque rouge), Moule (MOU, étoile magenta), Désirade (DES, carré bleu), Grand-Bourg de Marie-Galante (GBD, losange noir).	64
2.18	Description du mât instrumenté du laboratoire LaRGE à ARN (schéma extrait de D'Alexis (2011)), avec, (a) le capteur barométrique PTB101B, (b) la centrale d'acquisition Campbell CR3000, (c) le capteur HR capacitif (HMP45C) pour l'humidité et la température (2 m AGL), (d) l'anémomètre à coupelles (2 m AGL), (e) la girouette (2 m AGL), (f) l'anémomètre sonique 3D (CSAT3) pour le calcul des flux turbulents (5 m AGL) et (g) l'anémomètre sonique 2D (WindSonic) pour le vent horizontal (10 m AGL).	66
2.19	Carte de localisation de la station Gwad'air PAP (losange violet) et de la centrale électrique EDF (croix rouge) : (a) Topographie (en m AMSL) du domaine D05 (maille de 333 m) avec l'agglomération pointoise (contour violet), (b) image satellite Google earth de la zone d'étude (4/8/2013).	67
3.1	Carte d'occupation des sols de l'archipel de la Guadeloupe utilisée dans la simulation Méso-A', à 1 km de résolution avec les 5 stations (ARN, RZT, DES, MOU et GBD) : (1) zones urbaines, (2) terres cultivées non irriguées, (6) terres cultivées-forêts, (9) arbustes-pelouses, (11) forêts de feuillus, (15) forêts mélangées mangroves incluses, (16) surfaces d'eau et (17) végétations basses en zones inondées.	90
3.2	Comparaison des séries temporelles (48 h) à ARN, avec les observations (triangles verts), Méso-A (carrés bleus) et Méso-A' (cercles rouges) : (a1)–(a3) la température T2 (en °C), (b1)–(b3) la vitesse UU à 10 m AGL (en m.s ⁻¹), (c1)–(c3) la direction DD à 10 m AGL (en °N); (a1)–(c1) pour AS, (a2)–(c2) pour AM et (a3)–(c3) pour AF.	93
3.3	Comparaison des séries temporelles (48 h) à MOU, avec les observations (triangles verts), Méso-A (carrés bleus) et Méso-A' (cercles rouges) : (a1)–(a3) la température T2 (en °C), (b1)–(b3) la vitesse UU à 10 m AGL (en m.s ⁻¹), (c1)–(c3) la direction DD à 10 m AGL (en °N); (a1)–(c1) pour AS, (a2)–(c2) pour AM et (a3)–(c3) pour AF.	95
3.4	Comparaison du vent à 10 m AGL (Méso-A'–Méso-A), avec la direction du vent pour Méso-A' (flèches rouges), la direction du vent pour Méso-A (flèches noires), la différence de vitesse du vent, $UU_{A'} - UU_A$ en m.s ⁻¹ (contours de couleur), la ligne de côte pour Méso-A' (ligne noire), la ligne de côte pour Méso-A (ligne magenta) : (a) le 14/12/2007 à 14 h LT, (b) le 15/12/2007 à 04 h LT.	96
3.5	Comparaison du vent à 10 m AGL (Méso-A'–Méso-A), avec la direction du vent pour Méso-A' (flèches rouges), la direction du vent pour Méso-A (flèches noires), la différence de vitesse du vent, $UU_{A'} - UU_A$ en m.s ⁻¹ (contours de couleur), la ligne de côte pour Méso-A' (ligne noire), la ligne de côte pour Méso-A (ligne magenta) : (a) le 24/12/2007 à 14 h LT, (b) le 25/12/2007 à 04 h LT.	96

3.6	Comparaison du vent à 10 m AGL (Més-A'-Més-A), avec la direction du vent pour Més-A' (flèches rouges), la direction du vent pour Més-A (flèches noires), la différence de vitesse du vent, $UU_{A'} - UU_A$ en m.s^{-1} (contours de couleur), la ligne de côte pour Més-A' (ligne noire), la ligne de côte pour Més-A (ligne magenta) : (a) le 3/12/2007 à 14 h LT, (b) le 4/12/2007 à 04 h LT.	97
3.7	Comparaison Més-A'-Més-A pour le cas des AS, le 14/12/2007 à 14 h LT (a) et le 15/12/2007 à 04 h LT (b) : la différence de flux de chaleur sensible $HFX_{A'} - HFX_A$ en W.m^{-2} (a1, b1) et la différence de température de surface $T_{s_{A'}} - T_{s_A}$ en $^{\circ}\text{C}$ (a2, b2).	98
3.8	Comparaison Més-A'-Més-A pour le cas des AF, le 24/12/2007 à 14 h LT (a) et le 25/12/2007 à 04 h LT (b) : la différence de flux de chaleur sensible $HFX_{A'} - HFX_A$ en W.m^{-2} (a1, b1) et la différence de température de surface $T_{s_{A'}} - T_{s_A}$ en $^{\circ}\text{C}$ (a2, b2).	99
3.9	Comparaison Més-A'-Més-A pour le cas des AF, le 3/12/2007 à 14 h LT (a) et le 4/12/2007 à 04 h LT (b) : la différence de flux de chaleur sensible $HFX_{A'} - HFX_A$ en W.m^{-2} (a1, b1) et la différence de température de surface $T_{s_{A'}} - T_{s_A}$ en $^{\circ}\text{C}$ (a2, b2).	100
3.10	Séries temporelles 10 min à ARN durant les 48 h de la simulation des AF (3/12/2007-5/12/2007), avec les sorties du domaine D05 (333 m de résolution) en bleu, les sorties du domaines D06 (111 m de résolution) en rouge et les données observées en noir ; (a), (b), (c), (d) et (e) représentant respectivement les variables, température de l'air à 2 m AGL T2 ($^{\circ}\text{C}$), vitesse du vent horizontal UU à 10 m AGL (m.s^{-1}), direction du vent DD à 10 m AGL ($^{\circ}\text{N}$), flux de chaleur sensible HFX (W.m^{-2}) et énergie cinétique turbulente de surface TKE (en noir, l'énergie cinétique turbulente totale observée, e_t , en rouge et en bleu, l'énergie cinétique turbulente sous-maille simulée, e_s , $\text{m}^2.\text{s}^{-2}$).	107
3.11	Cartes des champs de vent (10 m AGL) du domaine D05, durant la nuit du 3 au 4 décembre 2007 : (a) 19 h LT, (b) 22 h LT, (c) 04 h LT et (d) 09 h LT ; avec la vitesse du vent horizontal en m.s^{-1} , VER (cercle magenta), ARN (triangle vert), EDF (carré blanc) et PAP (losange violet).	108
3.12	Séries temporelles WRF-LES (10 min) durant la période du 3/12/2007 12 h LT au 4/12/2007 12 h LT, avec VER (D05) en noir, ARN (D06) en vert, EDF (D06) en rouge et PAP (D06) en bleu ; (a), (b), (c) et (d) représentent respectivement les variables, flux de chaleur sensible HFX (W.m^{-2}), température de l'air à 2 m AGL T2 ($^{\circ}\text{C}$), vitesse du vent horizontal UU à 10 m AGL (m.s^{-1}) et direction du vent DD à 10 m AGL ($^{\circ}\text{N}$).	110
3.13	Cartes des variables de surface simulées le 3/12/2007 à 22 h LT : (a) vitesse du vent horizontal UU à 60 m AGL (m.s^{-1}), (b) vitesse du vent vertical à 60 m AGL (m.s^{-1}), (c) énergie cinétique turbulente sous-maille e_s à 60 m AGL ($\text{m}^2.\text{s}^{-2}$) et (d) flux de chaleur sensible HFX (W.m^{-2}) ; avec ARN, EDF et PAP, respectivement représentés par le triangle vert, le carré blanc et le losange violet.	111

3.14	Cartes des variables de surface simulées le 4/12/2007 à 04 h LT : (a) vitesse du vent horizontal UU à 60 m AGL (m.s^{-1}), (b) vitesse du vent vertical à 60 m AGL (m.s^{-1}), (c) énergie cinétique turbulente sous-maille e_s à 60 m AGL ($\text{m}^2.\text{s}^{-2}$) et (d) flux de chaleur sensible HFX (W.m^{-2}); avec ARN, EDF et PAP, respectivement représentés par le triangle vert, le carré blanc et le losange violet.	112
3.15	Coupe verticale suivant la latitude de la station ARN (16.223°N) le 3 décembre 2007 à 19 h LT : (a) la masse volumique ρ (kg.m^{-3}), (b) la température virtuelle T_v (K).	113
3.16	Coupe verticale suivant la latitude de la station ARN (16.223°N) le 3 décembre 2007 à 22 h LT : (a) la vitesse du vent suivant les composantes x et z (m.s^{-1}), (b) l'énergie cinétique turbulente sous-maille e_s ($\text{m}^2.\text{s}^{-2}$).	113
3.17	Coupe verticale suivant la latitude de la station ARN (16.223°N) le 4 décembre 2007 à 04 h LT : (a) la vitesse du vent suivant les composantes x et z (m.s^{-1}), (b) l'énergie cinétique turbulente sous-maille e_s ($\text{m}^2.\text{s}^{-2}$).	114
3.18	Profil vertical spatio-temporel logarithmique de l'énergie cinétique turbulente sous-maille e_s ($\text{m}^2.\text{s}^{-2}$) simulée à ARN : la valeur des contours d' e_s est limitée à $0.2 \text{ m}^2.\text{s}^{-2}$	114
3.19	Cartes du vent (m.s^{-1}) et des concentrations de NO_x ($\mu\text{g.m}^{-3}$) simulés à 10 m AGL durant les AS le 14 décembre à 16 h LT (a1),(a2) et le 15 décembre à 07 h LT (b1),(b2) à l'aide de FLEXPART; les points ARN, EDF et PAP sont respectivement représentés par un triangle blanc, un carré blanc et un losange blanc.	117
3.20	Comparaison du vent (m.s^{-1}) et des concentrations de NO_x ($\mu\text{g.m}^{-3}$) observées et simulées sur le site de la station PAP durant les AS entre le 14 et le 15 décembre 2007 : NO Obs. (ligne noire), NO_2 Obs. (ligne bleue), $\text{NO}+\text{NO}_2$ Obs. (ligne verte) et NO_x Flexpart à 10 m AGL (ligne rouge).	118
3.21	Cartes du vent (m.s^{-1}) et des concentrations de NO_x ($\mu\text{g.m}^{-3}$) simulés à 10 m AGL durant les AM le 24 décembre à 16 h LT (a1),(a2) et le 25 décembre à 07 h LT (b1),(b2) à l'aide de FLEXPART; les points ARN, EDF et PAP sont respectivement représentés par un triangle blanc, un carré blanc et un losange blanc.	119
3.22	Comparaison des concentrations de NO_x ($\mu\text{g.m}^{-3}$) observées et simulées sur le site de la station PAP durant les AM entre le 24 et le 25 décembre 2007 : NO Obs. (ligne noire), NO_2 Obs. (ligne bleue), $\text{NO}+\text{NO}_2$ Obs. (ligne verte) et NO_x Flexpart à 10 m AGL (ligne rouge).	119
3.23	Cartes du vent (m.s^{-1}) et des concentrations de NO_x ($\mu\text{g.m}^{-3}$) simulés à 10 m AGL durant les AF le 3 décembre à 16 h LT (a1),(a2) et le 4 décembre à 07 h LT (b1),(b2) à l'aide de FLEXPART; les points ARN, EDF et PAP sont respectivement représentés par un triangle blanc, un carré blanc et un losange blanc.	120
3.24	Comparaison des concentrations de NO_x ($\mu\text{g.m}^{-3}$) observées et simulées sur le site de la station PAP durant les AF entre le 3 et le 4 décembre 2007 : NO Obs. (ligne noire), NO_2 Obs. (ligne bleue), $\text{NO}+\text{NO}_2$ Obs. (ligne verte) et NO_x Flexpart à 10 m AGL (ligne rouge).	121

3.25 Profils spatio-temporels logarithmiques de la concentration de NO_x ($\mu\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$) simulée durant les AF entre le 3 et le 4 décembre 2007 : (a) site de la centrale EDF, (b) site de la station de la qualité de l'air PAP.	123
--	-----

Liste des Tableaux

2.1	Équivalences entre les 50 classes de la Corine Land Cover 2006 DOM et les 24 classes de l'USGS AVHRR 1992 (Pineda et al., 2004).	50
2.2	Configuration des six domaines de simulation.	52
2.3	Pas de temps de calcul pour les six domaines de simulation.	55
2.4	Conditions aux limites des simulations WRF pour les six domaines étudiés.	56
2.5	Variables des sorties WRF requises et optionnelles pour le forçage du modèle FLEXPART-WRF (Brioude et al., 2013).	58
3.1	Comparaison des occupations des sols utilisées dans les simulations Méso-A et Méso-A' pour les 5 stations (1 km de résolution).	90
3.2	Évaluation statistique des variables de surface simulées : comparaison Méso-A et Méso-A'.	91
3.3	Évaluation statistique des variables de surface simulées (10 min) par rapport aux observations ARN.	105

Liste des abréviations

Nombres sans dimension

- Fr Nombre de Froude local, défini par U/Nh_m , avec U la vitesse du vent [m.s^{-1}], N la flottabilité [s^{-2}] et h_m la hauteur de l'obstacle [m]
- Pr Nombre de Prandtl, défini par $\mu C_p/\lambda$, avec μ la viscosité dynamique [$\text{kg.m}^{-1}.\text{s}^{-1}$], C_p la capacité thermique massique [$\text{J.kg}^{-1}.\text{K}^{-1}$] et λ la conductivité thermique [$\text{W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$]
- Re Nombre de Reynolds, défini par VL/ν , avec V la vitesse caractéristique du fluide [m.s^{-1}], L la dimension caractéristique [m] et ν la viscosité cinématique du fluide [$\text{m}^2.\text{s}^{-1}$]

Variables

- DD Direction du vent horizontal [$^\circ\text{N}$]
- e_r Énergie cinétique turbulente résolue [$\text{m}^2.\text{s}^{-2}$]
- e_s Énergie cinétique turbulente sous-maille [$\text{m}^2.\text{s}^{-2}$]
- e_t Énergie cinétique turbulente totale, $e_t = e_r + e_s$ [$\text{m}^2.\text{s}^{-2}$]
- GFX Flux de chaleur du sol, de l'anglais : Ground Heat Flux [W.m^{-2}]
- HCLA Hauteur de la couche limite atmosphérique [m]
- HFX Flux de chaleur sensible, de l'anglais : Heat Flux [W.m^{-2}]
- LH Flux de chaleur latente, de l'anglais : Latent Heat [W.m^{-2}]
- LW Rayonnement des ondes longues reçu au sol, de l'anglais : Long Wave [W.m^{-2}]
- PMER Pression au niveau de la mer [hPa]
- QVAP Rapport de mélange de vapeur d'eau [g.kg^{-1}]
- SW Rayonnement des ondes courtes reçu au sol, de l'anglais : Short Wave [W.m^{-2}]

- T2 Température de l'air à 2 m AGL [$^{\circ}\text{C}$]
TKE Énergie cinétique turbulente, de l'anglais : Turbulent Kinetic Energy [$\text{m}^2.\text{s}^{-2}$]
Ts Température de la surface du sol ou de la mer [$^{\circ}\text{C}$]
UU Vitesse du vent horizontal [$\text{m}.\text{s}^{-1}$]

Stations d'observation

- ARN Mât météorologique LaRGE de la zone d'Arnouville, Petit-Bourg, Guadeloupe
ATL Bouée météorologique du National Data Buoy Center (ID 41040, 14,516°N, 53,024°W)
BAH Bouée météorologique du National Data Buoy Center (ID 41046, 23,838°N, 68,333°W)
BAR Station météorologique de la Barbade (ID 78954)
CAR Bouée météorologique du National Data Buoy Center (ID 42059, 14,058°N, 67,528°W)
DES Station météorologique Météo France de la Désirade, Guadeloupe
GBD Station météorologique Météo France de Grand-Bourg, Marie-Galante, Guadeloupe
MOU Station météorologique Météo France du Moule, Guadeloupe
PAP Station de qualité de l'air Gwad'air du centre-ville de Pointe-à-Pitre, Guadeloupe
POR Bouée météorologique du National Data Buoy Center (ID 41043, 21,061°N, 64,966°W)
PTR Station météorologique de Porto Rico (ID 78526)
RZT Station météorologique Météo France du Raizet, Guadeloupe (ID 78897)
SDM Station météorologique de la République Dominicaine (ID 78486)
SXM Station météorologique de Saint Martin (ID 78866)
TRI Station météorologique de Trinidad (ID 78970)

Stations numériques WRF

- EDF Station numérique WRF à la position de la centrale électrique EDF de Jarry, Guadeloupe
PCM Station numérique WRF de la zone du Petit Cul-de-Sac Marin, Guadeloupe
VER Station numérique WRF de la zone de Vernou, Petit-Bourg, Guadeloupe

Domaines de simulation

- D01 Domaine 1 de la descente d'échelle avec une résolution de 27 km (mésos-échelle)

- D02 Domaine 2 de la descente d'échelle avec une résolution de 9 km (mésos-échelle)
- D03 Domaine 3 de la descente d'échelle avec une résolution de 3 km (mésos-échelle)
- D04 Domaine 4 de la descente d'échelle avec une résolution d'1 km (mésos-échelle)
- D05 Domaine 5 de la descente d'échelle avec une résolution de 333 m (micro-échelle)
- D06 Domaine 6 de la descente d'échelle avec une résolution de 111 m (micro-échelle)

Divers

- 2D Étude en deux dimensions
- 3D Étude en trois dimensions
- AF Alizés Faibles (avec une vitesse de 3 m.s^{-1} et un nombre de Froude, $Fr_m = 0, 21$)
- AGL Au-dessus du sol, de l'anglais : Above Ground Level
- AM Alizés Moyens (avec une vitesse de 6 m.s^{-1} et un nombre de Froude, $Fr_m = 0, 41$)
- AMSL Au-dessus du niveau moyen de la mer, de l'anglais : Above Mean Sea Level
- ARW Coeur dynamique Advanced Research du modèle WRF
- AS Alizés Soutenus (avec une vitesse de 12 m.s^{-1} et un nombre de Froude, $Fr_m = 0, 82$)
- CLA Couche Limite Atmosphérique composée de la CLS et de la CLP (du bas vers le haut)
- CLC24 Carte d'occupation des sols Corine Land Cover (2006) convertie aux 24 catégories définies par l'USGS
- CLP Couche Limite Planétaire, partie haute de la CLA (\approx entre le sommet de la CLS et la HCLA)
- CLS Couche Limite de Surface, partie basse de la CLA (\approx entre 0 et 150 m AGL)
- e.g. Par exemple, du latin : *exempli gratia*
- Eq. Équation
- Fig. Figure
- FNL Modèle d'analyse météorologique globale, NCEP FNL (Final) Operational Global Analysis
- GFS Global Forecast System, modèle de prévision numérique du temps à l'échelle globale
- GRIB GRIdded Binary, format binaire utilisé pour le stockage des données météorologiques, format défini par la World Meteorological Organization

- i.e. C'est-à-dire, du latin : id est
- IGN Institut National de l'Information Géographique et Forestière
- IOA Indice d'adéquation du modèle qui varie avec l'erreur quadratique moyenne, de l'anglais : Index Of Agreement
- IOA2 Indice d'adéquation du modèle qui varie avec l'erreur moyenne absolue, de l'anglais : Index Of Agreement 2
- LaRGE Laboratoire de Recherche en Géosciences et Énergies, Université des Antilles et de la Guyane
- LES Simulation aux grandes échelles, de l'anglais : Large Eddy Simulation
- LT Temps local, de l'anglais : Local Time ; en Guadeloupe l'heure LT correspond à l'heure UTC−4
- MAE Erreur moyenne absolue, de l'anglais : Mean Absolute Error
- MBE Erreur du biais moyen, de l'anglais : Mean Bias Error
- MSL Mean Sea Level (niveau moyen de la mer)
- MYJ Schéma de turbulence 1D Mellor-Yamada-Janjić
- Méso-A Simulation méso-échelle utilisant la carte d'occupation des sols ULC24 dans le domaine D04
- Méso-A' Simulation méso-échelle utilisant la carte d'occupation des sols CLC24 dans le domaine D04
- NCAR National Center for Atmospheric Research (institut américain de recherche sur l'atmosphère)
- Obs. Données observées
- RMSE Erreur quadratique moyenne, de l'anglais : Root-Mean-Square Error
- Tab. Tableau
- ULC24 Carte d'occupation des sols USGS global land cover avec 24 catégories (1992)
- USGS Institut d'études géologiques des États-Unis, de l'anglais : United States Geological Survey
- UTC Temps universel coordonné, de l'anglais : Universal Time Coordinated ; en Guadeloupe l'heure UTC correspond à l'heure LT+4

WRF Modèle météorologique Weather Research and Forecasting

YSU Schéma de turbulence 1D Yonsei University

ZCIT Zone de Convergence Intertropicale

À la révolution mondiale du prolétariat

Introduction

Motivations et objectifs de la thèse

La littérature a montré qu'en fonction de leur taille et de leur relief, les îles tropicales sont capables de générer leurs propres circulations dans les basses couches atmosphériques (Brévignon, 2003; Carlis et al., 2010; Cécé et al., 2014; D'Alexis, 2011; D'Alexis et al., 2011; Feng and Chen, 1998; Jury et al., 2009; Lefèvre et al., 2010; Lesouéf et al., 2011; Mahrer and Pielke, 1976; Malkus, 1955; Matthews et al., 2007; Minder et al., 2013; Nguyen et al., 2010; Oliphant et al., 2001; Plocoste, 2013; Plocoste et al., 2014; Reischer and Smolarkiewicz, 1994; Savijärvi and Matthews, 2004; Smith et al., 1997; Smith and Grubiac, 1993; Smith et al., 2012; Souza, 1972; Whitehall et al., 2013; Yang and Chen, 2005). Le contexte tropical insulaire, avec une forte irradiation solaire et des îles montagneuses, est propice à de nombreux phénomènes météorologiques locaux tels que les vents catabatiques-anabatiques en zone montagneuse, les brises de mer-terre sur la côte, la convection thermique-orographique évoluant en orages, les effets du relief sur des vents cycloniques...

Ces phénomènes se produisent aux échelles sub-kilométriques, infra-journalières, voir infra-horaires. Ils engendrent des changements brusques qui peuvent générer des rafales de vent localisées, des précipitations extrêmes, des épisodes de pollution atmosphérique dans les basses couches, ou des perturbations de l'état de la mer.

Il est donc essentiel d'améliorer les connaissances à ces échelles fines, pour réduire les risques sur la santé, les biens et les personnes. L'application de la modélisation de l'atmosphère à la micro-échelle (inférieure au km, infra-horaire) bénéficierait aussi à la recherche sur la prédiction des énergies renouvelables fluctuantes, comme l'éolien ou le solaire.

La bibliographie traitant des circulations locales générées par l'archipel de la Guadeloupe est très peu documentée. Brévignon (2003) a décrit une cartographie grossière des régimes de vents locaux. D'après Brévignon (2003), il n'y aurait pas de retournement du

vent jour–nuit mais une simple variation dans la direction du vent. Il a estimé que les brises thermiques seraient principalement observées le long de la côte sous le vent de la Basse-Terre.

Pourtant, durant des alizés faibles à modérés, ces retournements nocturnes du vent des basses couches ont été observés : sur la côte au vent de la Grande-Terre (Brévignon, 2003), sur la côte au vent de la Basse-Terre (D’Alexis, 2011; D’Alexis et al., 2011) et sur la côte sous le vent de la Grande-Terre (Plocoste, 2013; Plocoste et al., 2014). Dans le premier cas, il s’agirait d’une brise de terre (Brévignon, 2003). L’environnement côtier et orographique du deuxième cas suggérerait un écoulement catabatique et/ou une brise de terre (D’Alexis, 2011; D’Alexis et al., 2011). Enfin Plocoste et al. (2014) ont défini la circulation nocturne d’ouest comme une brise urbaine induite par un îlot de chaleur urbain dans l’agglomération pointoise. D’après nous, l’origine purement urbaine de cet écoulement serait discutable. Les mesures expérimentales de D’Alexis et al. (2011) effectuées dans les mêmes conditions météorologiques sur la côte au vent de la Basse-Terre (station ARN), suggéreraient que l’écoulement d’ouest observé dans les travaux de Plocoste et al. (2014) soit généré, en amont, sur la côte au vent de la Basse-Terre avec une extension vers la Grande-Terre. Les observations du panache de la centrale EDF de Jarry (Fig. 1.7, 1.8, 1.9) confirmeraient cette extension de l’écoulement vers la côte ouest de la Grande-Terre.

Cet écoulement local nocturne d’ouest, soufflant en direction de la partie la plus peuplée de l’archipel en passant par la zone industrielle de Jarry (où l’on trouve de nombreuses sources d’émissions de polluants), nécessite une analyse 3D de sa structure et de ses mécanismes de formation.

Quels sont les effets prédominants à prendre en compte, selon les conditions météorologiques, pour comprendre ce cycle particulier du vent ? Quels sont les ordres de grandeur (extensions verticale et horizontale, direction et intensité) pour les variations observées ? Quelles sont les influences de l’occupation des sols et de la zone maritime ? Quel est le rôle du flux de chaleur sensible dans les cycles diurnes observés ?

Actuellement, le modèle numérique de prévision du temps, employé par Météo-France en Guadeloupe et en Martinique, a une résolution limitée à 8 km (modèle Aladin). Cette échelle ne correspond pas aux phénomènes météorologiques locaux qui apparaissent sur ces petites îles de l’Arc antillais.

Depuis une décennie, le développement des moyens de calcul a permis la mise en place de modèles numériques de prévision du temps à l’échelle régionale. D’autres modèles météorologiques, comme le modèle Weather Research and Forecasting WRF (Skamarock et al., 2008), ont montré leur efficacité à prédire les conditions atmosphériques méso-échelles à

partir des données synoptiques des modèles globaux (Carlis et al., 2010; Cécé et al., 2014; Jury et al., 2009; Lefèvre et al., 2010; Nguyen et al., 2010; Seaman et al., 2012; Yang and Chen, 2005). Ce modèle est capable d'effectuer la descente d'échelle depuis la méso-échelle (schéma d'ensemble de couche limite planétaire 1D) vers la micro-échelle (Large Eddy Simulation, LES 3D). C'est un axe de recherche récent qu'on se propose d'appliquer à notre sujet d'étude. Cette étude viendra compléter les validations de ce type de couplage entre ces deux schémas de modélisation de la turbulence.

Ce mémoire de thèse constitue donc la première étude de modélisation numérique à haute résolution de l'atmosphère dans les petites îles montagneuses de l'archipel de la Guadeloupe (avec des mailles méso-échelles de 3 km et 1 km et des mailles micro-échelles de 333 m et 111 m). Le modèle météorologique WRF ARW V3.4.1 (Skamarock et al., 2008) ainsi que son module WRF-LES (micro-échelle) ont été utilisés pour simuler trois situations météorologiques réelles de 48 heures, associées à des alizés faibles (AF), des alizés moyens (AM), et des alizés forts (AS). Ces situations correspondent respectivement aux valeurs du nombre de Froude local égales à 0,21, 0,41 et 0,82 (Fr est défini par U/Nh_m avec des vitesses de vent horizontal $U = 3, 6, 12 \text{ m.s}^{-1}$, une flottabilité N de $0,01 \text{ s}^{-1}$ et la hauteur de la Soufrière $h_m = 1460 \text{ m}$).

Les travaux présentés ont pour principal objectif la simulation numérique et l'analyse des mécanismes méso- et micro-échelles qui induisent des circulations locales diurnes et nocturnes sur les îles de la Guadeloupe et plus principalement dans la zone la plus peuplée de l'archipel (l'agglomération pointoise située au centre de l'archipel autour du Petit Cul-de-Sac Marin). À l'heure actuelle, où la modélisation de la descente d'échelle depuis les schémas de moyenne d'ensemble (méso-échelle) vers les schémas LES (micro-échelle) reste peu documentée, notre étude permettra d'améliorer les connaissances sur cette imbrication.

Les observations de circulations nocturnes, apparaissant dans l'agglomération pointoise et la zone industrielle de l'archipel, peuvent générer des pics de pollution, liés aux sources industrielles comme la production d'électricité. Pour tenter d'évaluer et de prévenir les risques de pollution associés au passage de cette circulation, une analyse plus fine en temps et en espace, est nécessaire. Cette analyse a pu être réalisée grâce au couplage du modèle lagrangien de dispersion de particules FLEXPART (Brioude et al., 2013) avec les sorties WRF-LES. Les simulations micro-échelles de la dispersion d'un panache de NO_x seront analysées.

Le forçage du modèle FLEXPART avec des sorties micro-échelles WRF-LES (avec des résolutions spatiales de 333 m et 111 m) toutes les 10 minutes permettra d'évaluer la

capacité de ce dernier à représenter la dispersion de polluants dans des écoulements turbulents. Ces premiers résultats de dispersion du panache de polluants issus de la zone industrielle de Jarry pourraient aider à l'élaboration de plans de prévention de la pollution atmosphérique. L'ensemble des champs simulés WRF, WRF-LES et WRF-LES-FLEXPART contribueront aussi à combler le manque de données d'observation et de modélisation (modèle Aladin de Météo-France avec une maille de 8 km) locales sur l'archipel de la Guadeloupe dans le domaine de la météorologie et de la pollution. Cette étude pourra être généralisée et appliquée à des environnements proches car l'Arc des Petites Antilles est composé d'un ensemble d'îles dont les tailles, les reliefs et les situations météorologiques synoptiques sont similaires à ceux retrouvés en Guadeloupe.

Organisation du rapport

Nous présenterons dans le chapitre 1, une synthèse bibliographique des connaissances dans le domaine de la modélisation des circulations atmosphériques, ainsi que l'état de l'art sur des études expérimentales traitant des circulations particulières déjà observées sur l'archipel de la Guadeloupe.

La section 2.1 est consacré à la description de la méthodologie et des principaux outils employés. Les configurations du modèle météorologique régional WRF ARW et du modèle lagrangien de dispersion de particules FLEXPART-WRF sont présentées respectivement dans les sections 2.3 et 2.4. Nous décrivons les données d'observation disponibles pour l'évaluation des champs météorologiques simulés et des sorties de concentration de polluants dans les sections respectives, 2.5 et 2.6. La section 2.7 présente les formulations des estimateurs d'erreur statistiques.

Les résultats des simulations numériques méso-échelles WRF (avec 4 domaines de résolutions respectives 27, 9, 3 et 1 km), micro-échelles WRF-LES (avec 2 domaines de résolutions respectives 333 et 111 m) et de la dispersion de polluants WRF-LES-FLEXPART (mêmes domaines que WRF-LES) sont décrits et discutés dans le chapitre 3. La publication traitant des sorties numériques de l'expérience Méso-A (avec la carte d'occupation des sols de la Guadeloupe USGS AVHRR 1992), est incluse dans la section 3.1.1. La section 3.1.2 présente les effets de la carte d'occupation des sols Corine Land Cover 2006 sur les circulations locales générées par l'archipel (expérience Méso-A'). Dans la section 3.2, nous analysons les circulations micro-échelles WRF-LES, simulées à partir du forçage des sorties Méso-A' (1 km de résolution). Les simulations micro-échelles de la dispersion du

panache de la centrale EDF de Jarry (WRF-LES-FLEXPART) sont examinées à la section 3.3.

Enfin dans la partie Conclusion et perspectives, nous résumons les principaux résultats et enseignements de ces travaux, et nous présentons leurs perspectives futures.

Chapitre 1

Circulations atmosphériques dans les basses couches et leurs effets : étude bibliographique

1.1 Échelles des circulations atmosphériques

Comme décrit par [Malardel \(2009\)](#) dans son livre de référence *Fondamentaux de Météorologie*, l'atmosphère subit plusieurs types d'excitations extérieures comme les variations cycliques du rayonnement solaire durant l'année, ou des excitations plus irrégulières et complexes comme les interactions avec la surface terrestre ou océanique. Il en résulte une forte variabilité spatio-temporelle de l'état du fluide atmosphérique. Dans l'atmosphère excitée, des circulations se mettent en place et permettent un retour à l'équilibre. Ces circulations présentent un large champ d'échelles spatiales et temporelles : du millimètre à la taille de la planète, et de la seconde à plusieurs années ([Malardel, 2009](#)). D'après [Stull \(2000\)](#), les échelles de temps de la plupart des phénomènes sont approximativement proportionnelles aux échelles horizontales avec un coefficient proche d' 1 s.m^{-1} . Par exemple, dans la couche limite atmosphérique, les vents thermiques d'1 km de diamètre ont une durée de circulation de 15 min. Les cellules orageuses qui ont une taille de 10 km peuvent durer une demi-journée tandis que les perturbations cycloniques de l'ordre de 1000 km ont des durées de vie allant de quelques jours à quelques semaines ([Stull, 2000](#)).

[Stull \(1988\)](#) a proposé une classification des phénomènes atmosphériques en fonction de leur échelle spatio-temporelle (Fig. 1.1). Les échelles (larges) planétaires et synoptiques ne sont pas décrites dans ce schéma. L'échelle planétaire est caractérisée par une dimension

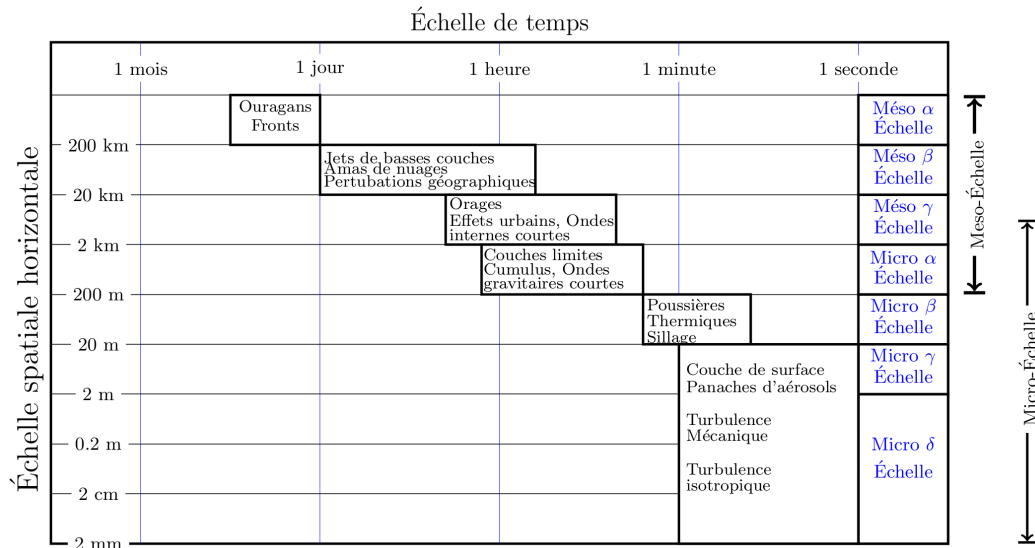


FIGURE 1.1: *Classification des phénomènes atmosphériques en fonction de leur échelle spatio-temporelle (Orlanski, 1975; Stull, 1988).*

spatiale de l'ordre de grandeur de 10.000 km (la circonférence de la Terre représentant 4 fois cette valeur) et une dimension temporelle allant de plusieurs semaines à plusieurs années. Les phénomènes d'échelle planétaire sont associés aux climats et incluent les circulations liées aux ondes de Rossby, à l'ENSO (" El Niño-Southern Oscillation "), ou les circulations d'Hadley.

L'échelle synoptique a une dimension spatiale d'un millier de kilomètres et une dimension temporelle de plusieurs jours. Elle correspond aux circulations générées par l'intensité et la position des centres anticycloniques et dépressionnaires (comme les alizés).

La méso-échelle s'étend sur un espace horizontal allant de 200 km à plusieurs centaines de mètres et un espace temporel allant de quelques jours à la demi-heure (Fig. 1.1). Plusieurs sous-échelles sont définies dans la méso-échelle : la méso- α (les cyclones et les fronts), la méso- γ (les jets de basses couches, les amas de nuages), la méso- δ (les orages, les effets urbains) et la micro- α (les couches limites atmosphériques, les nuages cumuliformes).

Les phénomènes comme la turbulence, avec des échelles spatiales inférieures à 3 km et des échelles de temps inférieures à l'heure, sont classés dans la micro-échelle. La méso-échelle et la micro-échelle semblent confondues dans les sous-échelles : méso- δ et micro- α (Fig. 1.1). Cette zone d'imbrication inclut les écoulements locaux de la couche limite atmosphérique (comme les brises de terre-mer et les écoulements catabatiques-anabatiques). Les études de pollution atmosphérique comme la dispersion de panaches de polluants s'appliquent aussi dans le domaine de la micro-échelle.

L'ensemble des phénomènes météorologiques sont bien classés dans des échelles d'espace et de temps, leur modélisation est donc simplifiée.

1.2 Méso-échelle et micro-échelle : circulations locales de couche limite atmosphérique

Dans cette partie, la description des phénomènes de couche limite atmosphérique, se produisant à la méso- et à la micro-échelle, est basée sur les définitions de [Stull \(1988\)](#).

1.2.1 Couche limite atmosphérique (CLA)

1.2.1.1 Définition

La troposphère est la région dense et habitable de l'atmosphère (elle regroupe 80% de sa masse totale). La troposphère s'étend du sol jusqu'à une altitude moyenne de 11 km, cependant seuls les premiers kilomètres sont en général modifiés par les phénomènes se produisant à la surface de la Terre. [Stull \(1988\)](#) a défini la couche limite atmosphérique (CLA) comme la partie de la troposphère qui est directement influencée par la présence de la surface de la Terre avec un temps de réponse inférieur ou égal à l'heure. Les forçages incluent la friction, l'évapo-transpiration, le bilan radiatif, la topographie. La hauteur de la CLA varie en fonction des variables spatio-temporelles, avec des valeurs comprises entre quelques centaines de mètres à quelques kilomètres. Les variations diurnes de la température de la CLA sont dues aux processus de transports, induits par le réchauffement et le refroidissement du sol (rayonnement solaire). La turbulence est un processus de transport majeur.

1.2.1.2 Structure de la CLA associée au cycle diurne

[Stull \(1988\)](#) a étudié l'évolution diurne de la structure de la CLA terrestre dans des régions anticycloniques (Fig. 1.2). La CLA passe par trois états principaux : la couche mélangée, la couche résiduelle et la couche limite stable. La couche mélangée peut être divisée en couche nuageuse et une couche sous-nuageuse. La partie basse de la CLA, la couche de surface, est définie comme une couche de flux¹ constants donc avec des flux turbulents relativement uniformes sur l'axe vertical. Une zone d'entraînement fortement stable, de turbulence intermittente, sépare la couche mélangée de l'atmosphère libre. Durant la nuit, cette zone d'entraînement laisse place à une couche d'inversion non turbulente (aussi appelée "capping", Fig. 1.2).

1. Transport de matière ou d'énergie à travers une surface

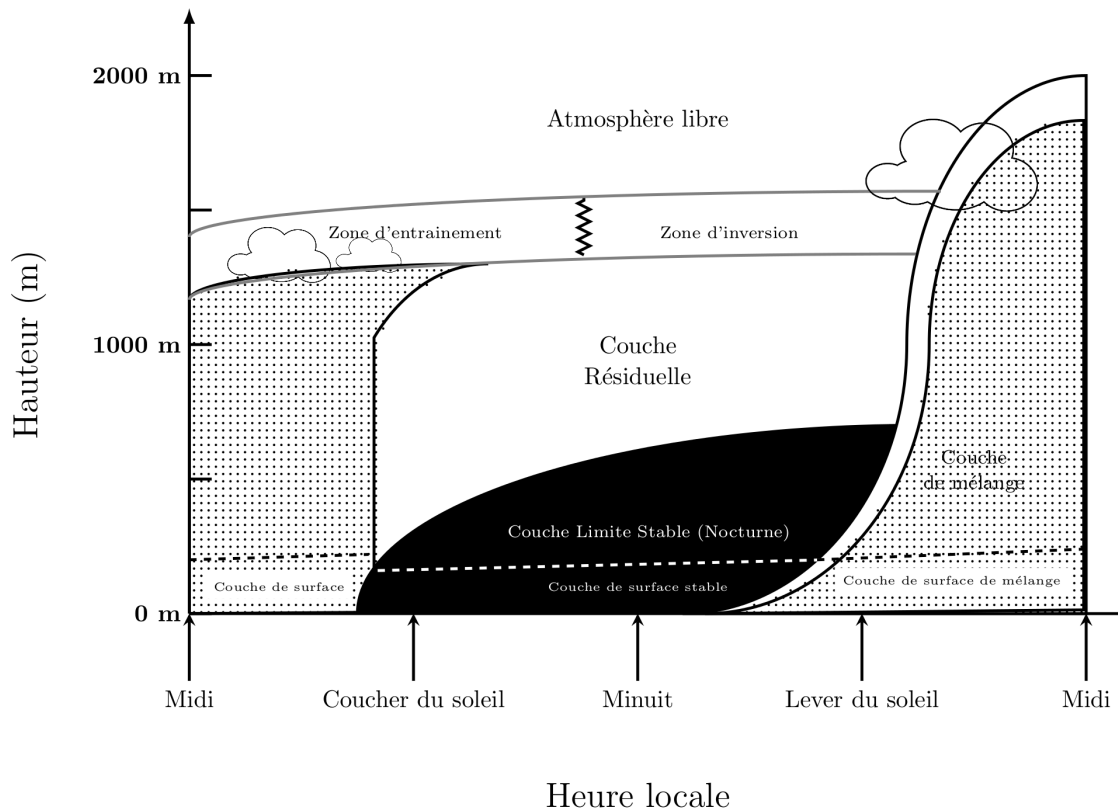


FIGURE 1.2: *Évolution temporelle de la structure verticale de la couche limite atmosphérique terrestre dans des régions anticycloniques (Stull, 1988).*

Couche de mélange

La couche de mélange se développe durant la journée avec une hauteur maximale atteinte avant midi (Fig. 1.2). Dans cette couche, la turbulence est généralement induite par la convection. Les sources de convection sont : le transfert de chaleur provenant du sol irradié par les rayons du soleil et le refroidissement radiatif (dans les fréquences de l'infra-rouge) au sommet des nuages.

Couche résiduelle

Environ une heure avant le coucher du soleil, en absence d'advection d'air froid, les thermiques de la couche de mélange ne se développent plus. À cet instant, la couche de mélange commence à se décomposer en une couche résiduelle et une couche dite nocturne (Fig. 1.2). La couche résultante est appelée couche résiduelle parce que ses conditions thermodynamiques initiales sont les mêmes que celles de la couche de mélange en train de disparaître.

Couche limite stable

Au cours de la nuit, la partie basse de la couche résiduelle se transforme en une couche limite stable (Fig. 1.2). Cette couche est caractérisée par une turbulence quasi-nulle et un vent calme au niveau du sol. En conséquence, les polluants émis dans la couche limite stable se dispersent peu sur l'axe vertical. Pour ces conditions de stabilité, des écoulements particuliers peuvent se produire comme des vents catabatiques dans des régions orographiques ou des brises de terre dans des régions côtières. Ces deux écoulements particuliers seront décrits dans la sous-section 1.2.2.

1.2.1.3 Vent moyen, ondes et turbulence

Les écoulements locaux (se produisant sur un site défini) peuvent être divisés en trois catégories : le vent moyen, les ondes et la turbulence. Chacune de ces catégories existe dans la CLA, où le transport des quantités comme la vapeur d'eau (humidité), la chaleur, les mouvements (tourbillons) et les polluants, est dominé par le vent moyen sur l'axe horizontal et par la turbulence sur l'axe vertical. Le vent moyen est responsable de l'advection assurant le transport horizontal rapide. Les ordres de grandeur classiques de vitesse du vent sont compris entre 2 et 10 m.s⁻¹. La friction induite près du sol, génère un profil de vitesse particulier (réduction continue de la vitesse en se rapprochant du sol), et donc une vitesse du vent moyen plus faible. Les vitesses verticales du vent moyen sont de l'ordre du millimètre au centimètre par seconde.

Les ondes transportent principalement la quantité de mouvement et l'énergie. Ces ondes peuvent être localement générées par le cisaillement du vent moyen et du vent orographique.

La CLA se distingue du reste de l'atmosphère par la forte fréquence de la turbulence au voisinage du sol. La turbulence modifie les conditions de la CLA en fonction des forçages de surface. Elle est superposée au vent moyen, et se manifeste par des mouvements tourbillonnaires (dits "eddies" en anglais) de différente taille imbriqués les uns dans les autres. Les tourbillons les plus grands ont une taille proche de la hauteur de la CLA et sont entretenus directement par les transferts de chaleur générés par le sol irradié (pour les vents thermiques de la CLA), par la friction du sol ou par le franchissement d'obstacle (pour les sillages turbulents). Ces grands tourbillons peuvent être observés avec les boucles formées par un panache de fumée. Les plus petits tourbillons, de l'ordre du millimètre, sont très faibles à cause des effets dissipatifs de la viscosité (friction inter-moléculaire qui transforme les mouvements en chaleur).

Dans la littérature, les études de la turbulence et des ondes de CLA séparent les variables (comme la température ou le vent) en une composante moyenne et une composante de perturbation en respectant les règles dites de Reynolds (Boussinesq, 1887; Reynolds, 1947). La partie moyenne représente les effets de la température moyenne ou du vent moyen, tandis que la partie de perturbation représente l'effet des ondes ou celui de la turbulence.

1.2.2 Circulations locales générées par les conditions de terrain

Stull (1988) a décrit les circulations locales dans des conditions de vents faibles et calmes.

1.2.2.1 Régions côtières : brises de mer–terre

L'importante capacité calorifique des océans inhibe les variations diurnes de la température de surface de l'eau tandis que la surface de la terre, caractérisée par une faible capacité calorifique et une faible conductivité moléculaire, se réchauffe et se refroidit considérablement durant le cycle diurne. Donc, durant la journée, la terre est plus chaude que la mer et durant la nuit, la terre est plus froide.

Brises de mer

Pendant la matinée, après la disparition de la couche limite stable, l'air commence à s'élever au-dessus du sol chaud et l'air provenant de la mer, plus froid, commence à le remplacer. La brise de mer se met en place. L'extension de la brise de mer à l'intérieur des terres est délimitée par un front. Ce front est marqué par une zone de convergence, une chute de la température de quelques degrés Celsius, une augmentation de l'humidité et des mouvements ascendants de l'ordre de 0,5 à 2,5 m.s⁻¹. Un écoulement de retour vers la mer peut apparaître au-dessus pour fermer la circulation de brise de mer. En absence de vent synoptique, le front de brise peut progresser à l'intérieur des terres (entre 20 km et 50 km de distance à la côte), avec une vitesse comprise entre 1 m.s⁻¹ et 5 m.s⁻¹.

Brises de terre

La nuit, la surface de la terre se refroidissant plus rapidement que celle de l'eau de la mer, le gradient horizontal de température est inversé. Une brise de terre se met en place : l'air froid terrestre souffle en direction de la mer plus chaude. Une circulation de retour

peut apparaître au-dessus : l'air chaud marin s'élève et souffle en direction de la terre. La circulation de brise de terre est moins intense que celle de la brise de mer.

1.2.2.2 Régions orographiques : vents anabatiques–catabatiques

Ces écoulements orographiques sont associés à une différence de température horizontale entre l'air à la surface des pentes de la montagne et l'air environnant à la même altitude.

Vents anabatiques

Pendant la journée, la surface des pentes de la montagne chauffées par le rayonnement solaire réchauffe à son tour l'air proche du sol, qui devient plus chaud que l'air environnant pour une même altitude. La flottabilité positive induit qu'un écoulement anabatique se développe : l'air chaud va longer les pentes jusqu'au sommet de la montagne. L'air chaud peut ensuite s'élever au-dessus de la crête de la montagne et former des cumulus dans certaines conditions d'humidité.

Vents catabatiques

La nuit, le refroidissement radiatif des pentes de la montagne refroidit l'air proche de la surface. Une masse d'air plus froide que l'air environnant s'accumule sur le relief. La flottabilité négative génère un écoulement de gravité descendant les pentes : le vent catabatique. Cet écoulement a, en général, une faible épaisseur de quelques dizaines de mètres et des vitesses de l'ordre de 1 à 5 m.s⁻¹ (Simpson, 1999).

1.3 Simulations numériques de la descente dynamique de la méso-échelle à la micro-échelle

Dans la section 1.1, nous avons montré que l'ensemble des phénomènes météorologiques sont classés dans des échelles d'espace et de temps. Par conséquent, leur modélisation numérique est simplifiée : chaque phénomène est simulé aux échelles d'espace et de temps lui correspondant. Pour des raisons de coût des calculs numériques, il est plus simple de simuler des phénomènes de large échelle, car ils sont associés à des espaces importants qui peuvent être représentés par un nombre plus faible de grandes mailles. À ces grandes

échelles, les fluctuations sur les circulations sont très faibles. Il en résulte des pas de temps de calcul plus importants.

Les phénomènes météorologiques associés à des échelles spatio-temporelles différentes, interagissent entre eux (e.g. les circulations méso-échelles dans un cyclone et les tourbillons turbulents qui l'animent à la micro-échelle). Pour étudier ces interactions d'échelles, il est nécessaire d'effectuer une modélisation avec une imbrication d'échelles. La notion de descente d'échelle est un terme générique pour définir le passage d'une simulation à l'échelle donnée à une autre simulation à l'échelle plus fine (Fig. 2.10).

1.3.1 Descente d'échelle

En simulation météorologique, il existe deux types de descentes d'échelle dynamique entre un domaine parent et son domaine imbriqué de résolution plus élevée. La descente d'échelle sans retour d'information du domaine imbriqué vers le domaine parent est appelée " one-way ". La descente d'échelle avec un retour d'information du domaine imbriqué vers le domaine parent est appelée " two-way ". Le transfert des conditions atmosphériques du domaine imbriqué vers le domaine parent permettrait d'améliorer les simulations météorologiques. Dans les modèles météorologiques méso-échelles comme le Weather Research and Forecasting WRF, le rapport de résolution entre le domaine imbriqué et le domaine parent, est préconisé à [3 :1] (Skamarock et al., 2008).

1.3.2 Spectre de la turbulence : " *terra incognita* " (Wyngaard, 2004)

Dans la modélisation méso-échelle, l'échelle l de la turbulence contenant l'énergie et les flux, est très petite devant l'échelle Δ du filtre spatial de résolution des équations du mouvement, donc la turbulence ne peut pas être résolue (Wyngaard, 2004). Dans ce cas la turbulence est entièrement modélisée par la fermeture des schémas de moyenne d'ensemble. Dans la modélisation micro-échelle Large Eddy Simulation (LES), c'est le cas contraire, l est grand devant Δ , la turbulence de grande échelle est résolue et celle de petite échelle (dissipation) est modélisée. Les modèles de fermeture de la turbulence ne sont pas conçus pour être utilisés quand l et Δ sont du même ordre de grandeur, Wyngaard (2004) a appelé cet intervalle numérique : la " *terra incognita* ".

1.3.3 Méso-échelle : principaux schémas de moyenne d'ensemble 1D (Shin and Hong, 2011)

La couche limite atmosphérique se compose de la couche limite de surface (CLS, comprise entre 0 et 150 m AGL²) et de la couche limite planétaire (CLP, comprise entre le sommet de la CLS et le sommet de la CLA). Dans les modèles météorologiques, les phénomènes de couche limite atmosphérique sont paramétrés par un schéma de couche limite de surface et un schéma de couche limite planétaire. Comme décrit par Shin and Hong (2011), dans les schémas de couche limite planétaire, les flux turbulents sous-mailles sont calculés en utilisant les variables moyennes pronostiquées (comme la température, le rapport de mélange, les vitesses horizontales), suivant les équations de diffusion verticale du type :

$$\frac{\partial C}{\partial t} = -\frac{\partial \overline{w'c'}}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} \left[K_c \left(\frac{\partial C}{\partial z} \right) \right] \quad (1.1)$$

où K_c est la diffusivité turbulente pour la variable moyenne C , t le temps, z la coordonnée verticale, et w' la fluctuation de la vitesse verticale.

1.3.3.1 Schéma YSU : fermeture au premier ordre avec un mélange non-local

Le schéma YSU (Hong et al., 2006) ne nécessite pas l'addition de nouvelles équations pronostiques pour exprimer les effets de la turbulence sur les variables moyennes (Shin and Hong, 2011). En couche limite convective, ce schéma est basé sur le profil K en déterminant la diffusivité turbulente K_c (fonction du cisaillement du vent local et du nombre de Richardson local dans l'atmosphère libre). En addition de la diffusion locale (Eq. 1.1), le schéma YSU considère le mélange non-local par des grands tourbillons convectifs (Shin and Hong, 2011). Pour exprimer ce mélange non-local, un terme d'ajustement de gradient non-local (γ_c) est ajouté :

$$\frac{\partial C}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[K_c \left(\frac{\partial C}{\partial z} - \gamma_c \right) - \overline{(w'c')}_h \left(\frac{z}{h} \right)^3 \right] \quad (1.2)$$

avec h la hauteur de la couche limite convective. Le schéma YSU traite explicitement les processus d'entraînement au sommet de la couche limite planétaire. En couche limite stable, la version du schéma YSU améliorée par Hong (2010) est basée sur le nombre de Richardson global entre la couche de surface et le sommet de la couche limite (Shin and Hong, 2011).

2. Au-dessus du sol, de l'anglais : Above Ground Level

1.3.3.2 Schéma MYJ : fermeture TKE à l'ordre 1,5 avec un mélange local

Le schéma MYJ (Janjić, 1990) nécessite l'addition d'une équation pronostique de l'énergie cinétique turbulente, exprimée par l'acronyme anglais TKE (Turbulent Kinetic Energy) :

$$K_c = l\sqrt{e}S_c \quad (1.3)$$

avec e la TKE, l la longueur de mélange (définie par Prandtl comme la distance sur laquelle une perturbation transporte des propriétés d'une parcelle d'air) et S_c le coefficient de proportionnalité (Shin and Hong, 2011). Le schéma MYJ applique le mélange local en tenant compte de la diffusivité turbulente locale existant entre le plus bas et le plus haut niveau vertical, en couche limite convective et stable. L'entraînement est paramétré par le calcul de K_c près du sommet de la couche limite planétaire.

1.3.4 Micro-échelle : schémas Large Eddy Simulation (LES) 3D (Mirocha et al., 2010)

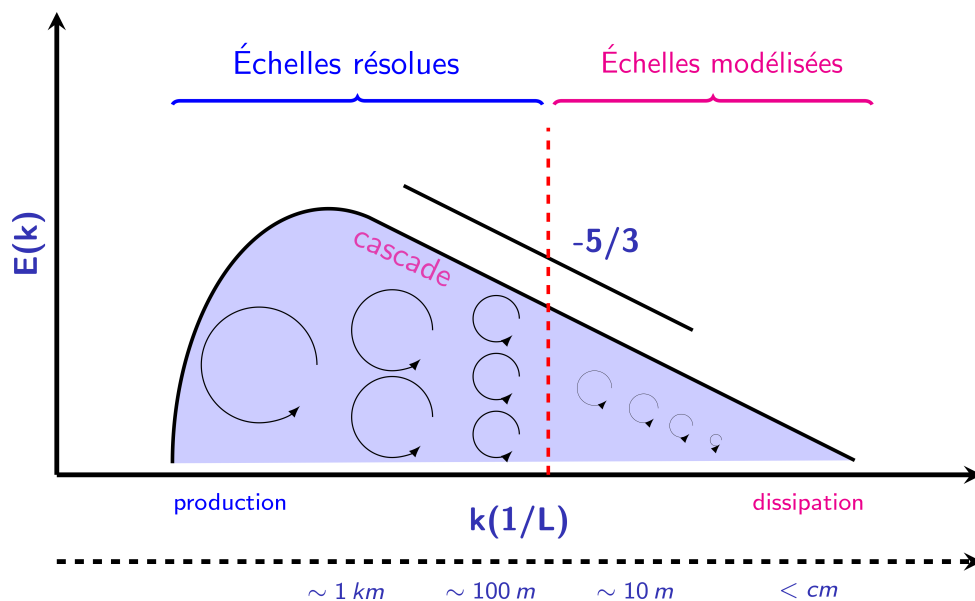


FIGURE 1.3: Schéma du spectre de l'énergie en fonction de la taille des structures turbulentes.

Les simulations aux grandes échelles (LES, de l'anglais : Large Eddy Simulation) ont pour principe de calculer par résolution numérique directe les structures turbulentes de grande taille et de modéliser celles de petite taille (Fig. 1.3). Dans la CLA, les grands tourbillons sont de l'ordre d'une centaine de mètres, mais leur structure varie selon l'écoulement,

tandis que les petits tourbillons ont un caractère universel.

Les méthodes LES ont pour avantages : la simulation des écoulements complexes de la micro-échelle et la réduction de la puissance de calcul requise par rapport à la simulation numérique directe (DNS, de l'anglais : Direct Numerical Simulation).

La modélisation LES repose sur la résolution explicite en 3D des échelles de production et de transport de l'énergie turbulente atmosphérique, tandis que la partie petite échelle du spectre de la turbulence, correspondant à la dissipation de l'énergie turbulente, est éliminée par l'intermédiaire d'un filtre spatial (Mirocha et al., 2010). Les effets du filtrage des structures de ces échelles, sur le composant résolu de l'écoulement, sont modélisés par un modèle de fermeture dit " sub-filter scale " (SFS).

Mirocha et al. (2010) ont décrit les équations LES de la manière suivante, les variables résolues des structures grandes échelles étant notées avec un tilde, nous avons :

$$\frac{\partial \tilde{u}_i}{\partial t} + \frac{\partial (\tilde{u}_i \tilde{u}_j)}{\partial x_j} = -\frac{1}{\tilde{\rho}} \frac{\partial \tilde{p}}{\partial x_i} - \frac{\partial \tau_{ij}}{\partial x_j}, \quad (1.4)$$

$$\text{avec } \tau_{ij} = (\widetilde{u_i u_j}) - (\tilde{u}_j \tilde{u}_i). \quad (1.5)$$

$\tilde{u}_{i,j}$ sont les vitesses résolues ($i, j = 1, 2, 3$, correspondant aux 3 composantes de la vitesse, respectivement, u, v et w) ; \tilde{p} est la pression résolue ; $\tilde{\rho}$ est la densité résolue ; x_i, x_j font référence aux coordonnées spatiales avec $i, j = 1, 2, 3$ indiquant respectivement les composants, x, y et z . τ_{ij} définit la contrainte de cisaillement à la sous-échelle du filtre (SFS) induit par les petites structures (petits tourbillons). Cette force de surface est paramétrée par un modèle de contrainte SFS.

Les deux modèles de contrainte SFS principalement utilisés dans la bibliographie sont : le modèle de Smagorinsky (Lilly, 1967; Smagorinsky, 1963) et le modèle basé sur la fermeture SFS TKE d'ordre 1,5 (Lilly, 1967). Chacun de ces modèles est de la forme de viscosité turbulente (les effets de la turbulence sont décrits par une analogie avec la viscosité moléculaire) :

$$\tau_{ij} = -2\nu_T \tilde{S}_{ij}, \quad (1.6)$$

avec ν_T le coefficient de viscosité turbulente et $\tilde{S}_{ij} = 1/2[(\partial \tilde{u}_i / \partial \tilde{x}_j) + (\partial \tilde{u}_j / \partial \tilde{x}_i)]$ le tenseur de déformation des grandes structures (Mirocha et al., 2010).

1.3.4.1 Fermeture SFS Smagorinsky

Le coefficient de viscosité d'eddy de Smagorinsky est calculé d'après la formule :

$$\nu_T = (C_S l)^2 \max[0, (\tilde{S}_{ij} \tilde{S}_{ij} - \text{Pr}^{-1} N^2)^{1/2}]. \quad (1.7)$$

C_S est le coefficient de Smagorinsky. L'échelle de longueur est donnée par $l = (\Delta x \Delta y \Delta z)^{1/3}$. Le nombre de Prandtl turbulent Pr est défini par $\mu C_p / \lambda$, avec μ la viscosité dynamique ($\text{kg.m}^{-1}.\text{s}^{-1}$), C_p la capacité thermique massique ($\text{J.kg}^{-1}.\text{K}^{-1}$) et λ la conductivité thermique ($\text{W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$). Le nombre de Prandtl représente le rapport entre la diffusivité de la quantité de mouvement et la diffusivité thermique. N^2 est la fréquence de Brunt-Väisälä. Elle représente la stabilité de la couche d'air : si la parcelle d'air déplacée verticalement oscille autour de sa position d'équilibre N^2 est positive, dans le cas contraire N^2 est inférieure ou égale à 0. L'équation 1.7 induit une réduction de la contrainte quand la stabilité augmente jusqu'à une limite de la disparition du mélange, quand N^2 est très important par rapport aux déformations. Ceci limiterait l'utilisation du modèle Smagorinsky dans des conditions de forte stabilité (Mirocha and Kirkil, 2010).

1.3.4.2 Fermeture SFS TKE d'ordre 1.5

Dans ce modèle le coefficient de viscosité d'eddy est défini par :

$$\nu_T = C l \sqrt{e_s}, \quad (1.8)$$

où e_s est l'énergie cinétique turbulente sous-maille, et $C = 0,15$. Quand cette fermeture est sélectionnée, le modèle WRF intègre l'équation pronostique suivante, de la TKE du SFS (Mirocha et al., 2010) :

$$\partial t(\mu_d e_s) + \text{Transport} = \mu_d (\text{Production cisaillement} + \text{Production thermique} + \text{Dissipation}) \quad (1.9)$$

avec μ_d , la masse de la colonne d'air sec et le terme de dissipation modélisé par l'expression $-C e_s^{3/2} / l$.

1.3.5 Descente d'échelle : couplage d'un schéma d'ensemble et d'un schéma LES

Les simulations numériques des circulations locales incluant une descente d'échelle (" one-way " et " two-way ") depuis les dimensions synoptiques jusqu'à celles de la méso-échelle sont largement répandues dans la littérature et ont montré leur efficacité (Carlis et al., 2010; Cécé et al., 2014; Jury et al., 2009; Lefèvre et al., 2010; Nguyen et al., 2010; Seaman et al., 2012; Yang and Chen, 2005). En revanche la descente d'échelle (" one-way " et " two-way ") depuis la méso-échelle (schéma de moyenne d'ensemble 1D) vers la micro-échelle (Large Eddy Simulation 3D) est très récente et peu documentée (Mirocha and Kirkil, 2010). Cette imbrication d'échelle nécessite d'importants moyens de calcul en comparaison avec les simulations méso-échelles. Ces besoins élevés de calcul sont principalement liés au maillage. La résolution minimale requise en LES est de l'ordre de la centaine de mètres, alors que les schémas de moyenne d'ensemble sont limités à la résolution du kilomètre. En général, le rapport de résolution d'imbrication entre deux domaines est de 3 :1. Dans le cas de l'imbrication méso-LES, il sera donc nécessaire d'utiliser des domaines intermédiaires situées dans la " *terra incognita* " (Wyngaard, 2004) du spectre de la turbulence. Enfin, la finesse du maillage LES induit des durées de calcul plus longues, associées à la diminution du pas de temps et à l'augmentation de la fréquence d'appel des schémas de modélisation de la physique.

La plupart des études traitant le sujet ont été réalisées à partir de l'utilisation du système couplé WRF-LES.

Dans le cas d'imbrication idéalisée (sans couplage avec la méso-échelle) de deux domaines LES en " two-way ", Moeng et al. (2007) ont montré un bon transfert des conditions turbulentes du domaine imbriqué vers le domaine parent. Moeng et al. (2007) ont énoncé les problèmes qui seraient rencontrés dans le cas du transfert de ces conditions turbulentes d'un domaine LES 3D vers un domaine de moyenne d'ensemble 1D méso-échelle : la différence de prédiction du transport turbulent entre les deux domaines (induisant des biais sur les champs de vent et de température) et le temps de latence aux conditions limites (passage des mouvements turbulents LES dans les écoulements laminaires méso-échelles).

Zhu (2008b) a analysé un cas réel de transport turbulent dans l'ouragan Ivan. Il a utilisé simultanément 6 domaines avec une résolution horizontale comprise entre 8100 m et 100 m. Dans les 3 premiers domaines (méso-échelle), les circulations de la couche limite cyclonique ont été résolues par le schéma YSU. Dans les 3 autres domaines (micro-échelle), le modèle LES de Smagorinsky a été sélectionné pour résoudre les grands tourbillons de

la turbulence. Les résultats WRF-LES du vent de surface (moyenné toutes les 10 min) ont montré une bonne adéquation avec les données d'observation. Par une étude similaire WRF-LES, [Zhu \(2008a\)](#) a montré que les vents dévastateurs de l'ouragan Katrina, lors de son arrivée sur les côtes américaines, avaient pour principale origine les grands tourbillons de la turbulence.

L'évaluation de la ressource éolienne, la prévision de la puissance électrique générée, la conception d'une ferme éolienne, nécessitent l'analyse, en conditions météorologiques réelles, des écoulements moyens et turbulents. L'imbrication méso-échelle – échelle large eddy (" one-way " et " two-way ") commence aussi à être appliquée dans le domaine de l'énergie éolienne ([Liu et al., 2010](#); [Lundquist et al., 2010](#); [Marjanovic et al., 2010](#)). [Liu et al. \(2010\)](#) ont montré la capacité du système WRF-LES, incluant l'assimilation de données d'observation non-maillées, à prédire les effets locaux du vent dans une ferme éolienne.

[Talbot et al. \(2012\)](#) ont mené les travaux les plus récents sur l'imbrication de domaines LES (dont la plus haute résolution est de 50 m) dans les domaines WRF méso-échelles. Ils ont analysé les performance du système WRF-LES pour des situations météorologiques réelles. [Talbot et al. \(2012\)](#) ont réalisé la descente d'échelle en deux étapes, à l'aide de trois domaines méso-échelles (de résolutions respectives, 12150 m, 4050 m et 1350 m) et de trois domaines micro-échelles (de résolutions respectives, 450 m, 150 m et 50 m). Le modèle de moyenne d'ensemble YSU a été utilisé pour la méso-échelle. Les sorties du domaine méso-échelle de plus haute résolution (1350 m) ont ensuite été interpolées linéairement en temps et en espace pour le forçage du domaine LES de plus faible résolution (450 m). Les modèles sous-maillages TKE ordre 1,5 et Smagorinsky ont été testés en LES. Dans le domaine de plus haute résolution (50 m), [Talbot et al. \(2012\)](#) ont constaté que les variations de température étaient bien simulées contrairement à celles de l'humidité spécifique. Les vitesses et les directions du vent simulé présentaient d'importantes erreurs particulièrement durant la nuit. [Talbot et al. \(2012\)](#) n'ont pas remarqué de différences significatives entre les simulations micro-échelles Smagorinsky et TKE ordre 1,5.

1.4 Simulation numérique de la dispersion de polluants : applications du modèle FLEXPART-WRF

L'analyse du transport de polluants dans l'air est essentiel dans la prévention des risques sur la santé, le suivi de la qualité de l'air (pic de pollution récent à Paris, poussières du Sahara dans l'arc des Petites Antilles), et la sécurité aérienne (éruptions en 2010 du

volcan Eyjafjöll en Islande et du volcan de la Soufrière de Montserrat). La connaissance des champs de vent aux différentes échelles, macroscopiques et microscopiques, permet de prédire les trajectoires des particules. Les deux méthodes principalement connues sont : la méthode eulérienne et la méthode lagrangienne. La méthode eulérienne consiste à suivre l'ensemble des concentrations de particule en chaque point du domaine. Cette approche est très gourmande en mémoire et en temps de calcul. La méthode lagrangienne consiste à suivre une particule ou un groupe de particule. Dans cette section, nous nous focaliserons sur les méthodes lagrangiennes et leurs couplages avec le modèle météorologique méso-échelle WRF.

1.4.1 Généralités sur les modèles lagrangiens de dispersion de particules (Hegarty et al., 2013a,b)

Les modèles lagrangiens de dispersion de particules suivent un ensemble de particules en sens direct (" forward ") depuis une région source et en sens indirect (" backward ") depuis un récepteur (lieu de mesures) (Hegarty et al., 2013a). Le transport de chacune des particules est basé sur les champs de vents moyens (provenant d'un modèle numérique de prévision météorologique) et la composante turbulente du vent obtenue par un modèle sous-maille (Hegarty et al., 2013a). L'évaluation des modèles lagrangiens les plus utilisés, HYSPLIT (Hybrid Single Particle Lagrangian Integrated Trajectory), STILT (Stochastic Time-Inverted Lagrangian Transport) et FLEXPART (FLEXible PARTicle), a montré que ces modèles ont les mêmes performances et que la précision des simulations dépend principalement des données météorologiques utilisées comme condition initiale et limite (Hegarty et al., 2013a,b).

1.4.2 Quelques applications du modèle FLEXPART-WRF

Le système FLEXPART-WRF (Brioude et al., 2013) représente le modèle lagrangien de dispersion de particules FLEXPART (Stohl et al., 2005) qui intègre les champs météorologiques méso-échelles du modèle WRF (Skamarock et al., 2008) avec le pas de temps souhaité. Nous décrivons le modèle FLEXPART-WRF dans la section 2.4 du rapport.

Landgren (2011) a utilisé le modèle FLEXPART-WRF (incluant 3 domaines imbriqués de résolutions respectives, 9, 3 et 1 km) pour examiner les émissions de gaz de trois volcans : Popocatépetl (Mexique), Tungurahua (Équateur) et Nyiragongo (République démocratique du Congo). Landgren (2011) a constaté que le modèle FLEXPART-WRF

simulait bien les émissions de gaz volcaniques même pour des petites échelles (1 km). Globalement, les mesures de concentration de SO₂ ont montré une bonne performance du modèle dans deux tiers des cas. Cependant les hauteurs et largeurs du panache étaient biaisées, le modèle présentait une importante propagation du panache. D'après Landgren (2011), l'amélioration des données météorologiques d'entrée pourrait réduire ces biais.

Dans une étude expérimentale et numérique, de Foy et al. (2011) ont examiné les panaches de polluants affectant le bassin du centre-ville de Mexico. Les mesures lidar ont été comparées aux sorties modèles FLEXPART-WRF pour plusieurs groupes d'émissions : les émissions urbaines, les feux de forêt et les poussières soulevées par le vent. Le modèle était suffisamment performant pour caractériser correctement les types d'aérosols et leur âge (de Foy et al., 2011).

À l'aide de FLEXPART-WRF, Angevine et al. (2013) ont aussi mené une étude du transport de polluants multi-sources. Ces travaux concernent plusieurs régions de la Californie et deux types de traceurs : les émissions automobiles (CO) et l'émission agricole d'ammoniac. Sur plusieurs sites de comparaison, les sorties modèles étaient qualitativement fidèles aux observations.

Sandeepan et al. (2013) ont montré la capacité du modèle FLEXPART-WRF à reproduire l'effet de serpentelement d'un panache bi-modal (périodicité de 30 min) durant un écoulement catabatique.

1.5 État de l'art sur les circulations locales générées par des îles tropicales

Les effets mécaniques des îles sur le flux d'alizés continu sont caractérisés par un nombre de Froude local Fr qui est défini par (U/Nh_m) , où U est la vitesse du vent, h_m est la hauteur de l'obstacle, et N est la fréquence de flottabilité.

De manière générale, la littérature et en particulier Beucher (2010) analyse les circulations locales pour chacun des trois types d'îles tropicales suivants : les îles larges (avec $Fr \geq 1$ et une largeur > 50 km), les îles montagneuses (avec $Fr < 1$), ou les îles petites (avec $Fr \geq 1$ et une largeur ≤ 50 km).

1.5.1 Circulations générées par les îles tropicales larges ($Fr \geq 1$ et une largeur > 50 km)

Les effets des îles larges sur les vents synoptiques ont été examinés pour les îles Tiwi (Oliphant et al., 2001) et Porto Rico (Jury et al., 2009; Malkus, 1955). Oliphant et al. (2001) ont montré qu'avec une topographie plate de 8000 km^2 , les îles Tiwi génèrent leur propre régime de circulations locales d'origine thermique, associé avec des brises de mer le jour, et des brises de terre la nuit. Les simulations de la météorologie méso-échelle de Porto Rico, à l'aide du modèle Weather Research and Forecast (WRF), ont indiqué comment le réchauffement diurne et l'orographie agissent sur la structure de la couche limite convective et le flux d'alizés (Jury et al., 2009).

1.5.2 Circulations générées par les îles tropicales montagneuses ($Fr < 1$)

En général, les îles montagneuses comme l'archipel d'Hawaii (Carlis et al., 2010; Feng and Chen, 1998; Nguyen et al., 2010; Reisner and Smolarkiewicz, 1994; Smith and Grubiac, 1993; Yang and Chen, 2005), la Nouvelle-Calédonie (Lefèvre et al., 2010), l'île de la Réunion (Lesouëf et al., 2011), ou les îles des Petites Antilles comme Saint-Vincent (Smith et al., 1997) et la Dominique (Minder et al., 2013; Smith et al., 2012) auraient principalement des effets mécaniques sur le flux incident (blocage sur la côte au vent et contournements, effets d'accélération de Venturi, panne de vent et tourbillons dans le sillage) avec dans certains cas des circulations thermiques apparaissant sur leurs côtes sous le vent.

Les résultats de l'étude numérique idéalisée de Lesouëf et al. (2011) ont montré que le régime des écoulements locaux au-dessus de l'île de la Réunion variait avec l'intensité des alizés. Dans le cas de vitesse de vent synoptique nulle, des circulations thermiques sont générées par les contrastes de température entre la terre et la mer, et entre l'air et les pentes des montagnes. Pour une vitesse de vent synoptique de 5 m.s^{-1} , le régime de vent local est caractérisé par une convergence diurne et une divergence nocturne. Des brises thermiques peuvent se produire sur la côte sous le vent. Pour une vitesse de vent synoptique de 10 m.s^{-1} , la convergence et la divergence de la circulation sont moins marquées. Les effets thermiques sont inhibés par les forts alizés, cependant il y a des occurrences de brises sur la côte sous le vent.

Durant la campagne de terrain Dominica Experiment (DOMEX), Minder et al. (2013);

Smith et al. (2012) ont observé que deux types de régimes de vent local apparaissaient sur la côte sous le vent de l'île montagneuse de la Dominique en fonction de l'intensité des alizés. Des vitesses de vent synoptique inférieures à 5 m.s^{-1} étaient associées à des écoulements anabatiques sur les pentes au vent et sous le vent tandis que celles supérieures à 8 m.s^{-1} étaient associées à des forts courants descendant les pentes sous le vent du relief.

1.5.3 Circulations générées par les petites îles ($Fr \geq 1$ et une largeur $\leq 50 \text{ km}$)

Les impacts thermiques des petites îles sur la couche limite atmosphérique marine ont été analysés par des observations et des simulations numériques au-dessus de l'île de la Barbade, dont le diamètre est de 40 km (Mahrer and Pielke, 1976; Souza, 1972; Whitehall et al., 2013) et au-dessus de l'île de Nauru, dans le Pacifique, dont le diamètre est de 5 km (Matthews et al., 2007; Savijärvi and Matthews, 2004). Ces études ont montré qu'avec un important réchauffement de la surface du sol, les petites îles tropicales peuvent générer leurs propres circulations d'origine convective.

Whitehall et al. (2013) ont mené des simulations WRF d'un phénomène d'inondations extrêmes sur l'île de la Barbade, durant les alizés faibles (vitesse de vent inférieure à 5 m.s^{-1}). Les résultats de la modélisation ont indiqué que le développement de nuages de convection profonde était conditionné par deux mécanismes de circulation locale. Premièrement, un système de brise de mer induisait une convergence de l'humidité dans les basses couches. Deuxièmement, la topographie de l'île (sommet à 366 m AMSL), entraînait une élévation mécanique de cette masse d'air humide.

1.6 État de l'art sur l'archipel de la Guadeloupe

1.6.1 Contexte météorologique synoptique

L'archipel de la Guadeloupe est un ensemble d'îles localisé à $61,5^\circ\text{W}$ et $16,3^\circ\text{N}$ dans la partie centrale de l'Arc des Petites Antilles (Fig. 1.4). Ces îles traversées par les alizés ont un climat tropical insulaire caractérisé par deux saisons prédominantes (Brévignon, 2003). La première est une saison relativement sèche avec des précipitations très peu intenses, appelée le carême. Elle s'étend de mi-janvier à mars. La seconde, appelée l'hivernage, s'étend de juillet à novembre. Elle se caractérise par des cumuls de pluie plus élevés. L'intensité des

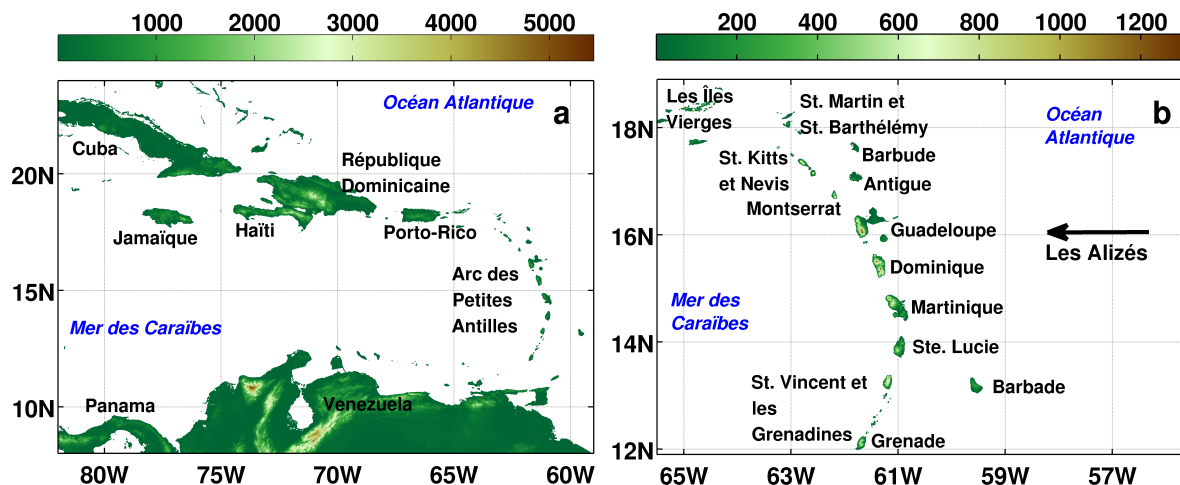


FIGURE 1.4: Carte topographique GeBCO_08 (General Bathymetric Chart of the Oceans IOC et al. (2003), 30 secondes d'arc de résolution) en m : (a) zone de la Caraïbe ; (b) l'Arc des Petites Antilles.

précipitations est le facteur marquant principalement la différence entre ces deux saisons. Les données d'observation de la station météorologique du Raizet (RZT, disque rouge, Fig. 1.5), localisée en zone convective, indiquent qu'en février le cumul moyen mensuel est de l'ordre de 60,6 mm tandis qu'en octobre il atteint 214,5 mm. Le cycle saisonnier est une conséquence de la variation annuelle de la latitude de la zone de convergence inter-tropicale (ZCIT). Le cycle annuel des précipitations observées à la station météorologique du Raizet indique que le carême correspond à la position la plus australe de la ZCIT, soit 5°S, et l'hivernage, à la position la plus nord soit 10°N. Brévignon (2003) a décrit le régime des alizés arrivant sur l'Arc antillais. Les alizés sont générés par l'anticyclone des Açores dans l'Atlantique nord et soufflent vers les basses pressions équatoriales en subissant une déviation vers la droite de leur mouvement, liée à la force de Coriolis. La direction et la force des alizés dépend principalement de la position et de l'intensité des centres anticycloniques et dépressionnaires sur l'Atlantique. Durant l'année, les alizés sont en général modérés (vitesse de l'ordre de 6 m.s⁻¹). Le passage de perturbations tropicales, subtropicales ou de fronts peut induire dans leur queue une panne d'alizés caractérisée par des vents très faibles (vitesse inférieure à 5 m.s⁻¹). Le passage des cyclones tropicaux peut générer de puissants vents tournants qui ont des vitesses comprises entre 20 et 70 m.s⁻¹.

1.6.2 Contexte météorologique local

L'archipel de la Guadeloupe comprend deux îles principales (Fig. 1.5) : la Basse-Terre, une île volcanique montagneuse avec une topographie complexe qui s'élève jusqu'à 1467 m (le sommet du volcan de la Soufrière) et la Grande-Terre, un plateau calcaire avec une faible

topographie qui s'élève jusqu'à 135 m. Ces deux îles sont séparées par un canal étroit, la Rivière salée. Ce dernier est bordé par deux zones d'eaux peu profondes : Le Petit Cul-de-sac Marin au sud et le Grand Cul-de-sac Marin au nord. Désirade, Marie-Galante et Les Saintes sont des petites îles de l'archipel. La particularité de la Guadeloupe est la combinaison de deux types de topographie (Fig. 1.5) : l'île montagneuse de la Basse-Terre ($Fr < 1$ et une largeur ≤ 50 km) et la petite île, relativement plate, de la Grande-Terre ($Fr > 1$ et une largeur ≤ 50 km).

Il y a très peu d'études traitant des circulations locales au-dessus de la Guadeloupe. Dans la bibliographie, les données météorologiques d'observation proviennent principalement de quatre stations Météo-France (Raizet, Désirade, Moule, et Grand-Bourg) et d'une station côtière du Laboratoire de Recherche en Géosciences et Énergie (LaRGE), située à Arnouville. Ces stations sont respectivement nommées RZT, DES, MOU, GBD, et ARN (Fig. 1.5).

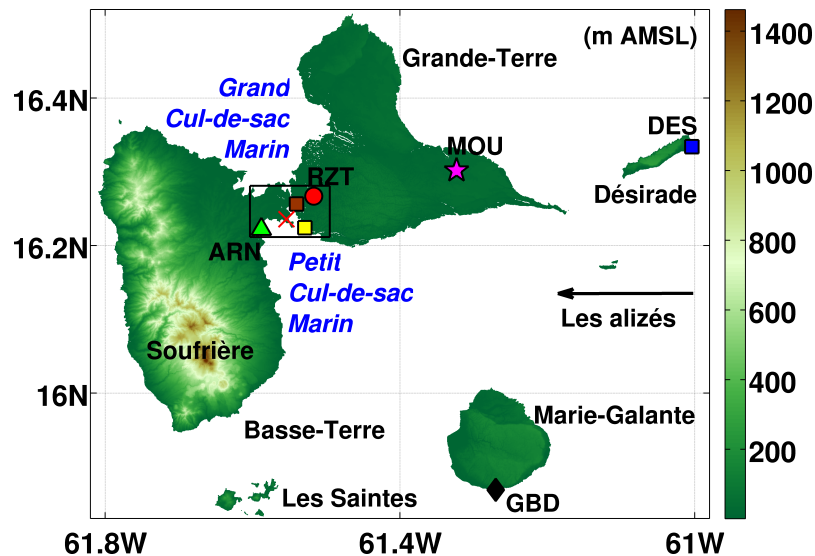


FIGURE 1.5: Carte topographique (IGN, 50 m de résolution), avec la zone la plus peuplée de l'archipel (rectangle noir), la décharge DCH (carré marron), la centrale EDF (croix rouge), le campus de Fouillole (carré jaune), le mât instrumenté du laboratoire LaRGE (ARN, triangle vert) et les 4 stations Météo-France, Raizet (RZT, disque rouge), Moule (MOU, étoile magenta), Désirade (DES, carré bleu), Grand-Bourg de Marie-Galante (GBD, losange noir).

1.6.2.1 Quelques aspects des vents locaux d'après Brévignon (2003)

En se basant sur des observations en mer et des données de stations terrestres, Brévignon (2003) a présenté quelques aspects du vent sur l'archipel. Ils ont défini trois régimes de circulation locale. Le régime au vent : les vents synoptiques continus soufflent sans panne

de vent nocturne (cas de DES et MOU, Fig. 1.5). Le régime continental insulaire au milieu de l'archipel, dans les zones terrestres autour du Grand Cul-de-Sac Marin et du Petit Cul-de-Sac Marin (cas de ARN, RZT, GBD, Fig. 1.5), avec la nuit, le refroidissement radiatif du sol qui induit une panne de vent dans les basses couches. Le régime sous le vent (incluant le régime orographique), qui est gouverné par des effets thermiques et dynamiques locaux. Le vent est en général faible et perturbé dans la zone sous le vent. Sous des vents synoptiques faibles, la nuit, des apparitions de faibles brises de terre sur la côte au vent de la Grande-Terre (MOU, Fig. 1.5) ont été observées. Brévignon (2003) a publié des cartes de circulations côtières (Fig. 1.6) en se basant sur les observations marines empiriques. Pour un vent d'est, les circulations diurnes et les circulations nocturnes semblent similaires (Fig. 1.6). On peut observer, de jour comme de nuit, des effets dynamiques de contournement et d'accélération du vent, ainsi que des retournements du vent qui apparaissent sur la côte sous le vent de la Basse-Terre. D'après Brévignon (2003), le phénomène de brise de mer-terre serait très discret en Guadeloupe à cause de la petitesse du territoire. Il a indiqué qu'il n'y aurait pas de retournement du vent jour-nuit mais une simple variation dans la direction du vent. Les brises thermiques seraient principalement observées le long de la côte sous le vent de la Basse-Terre (Brévignon, 2003).

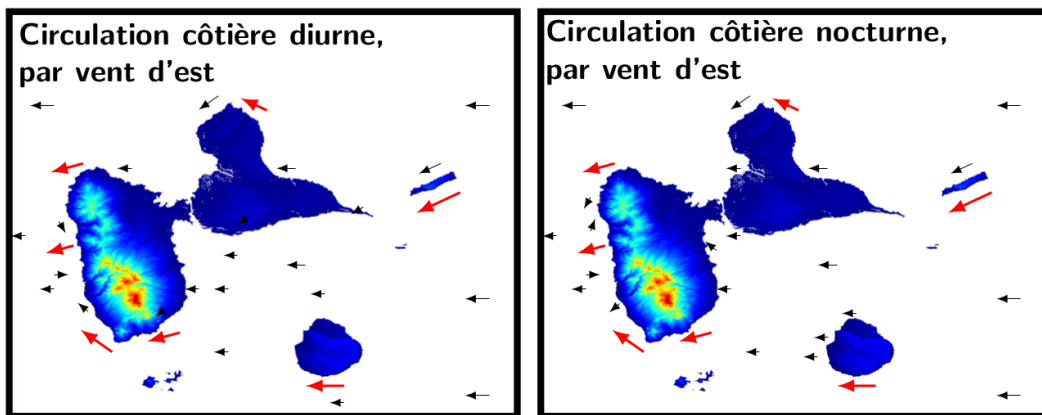


FIGURE 1.6: *Cartes de circulations côtières autour de la Guadeloupe durant des vents synoptiques d'est (d'après Brévignon (2003)).*

ment et d'accélération du vent, ainsi que des retournements du vent qui apparaissent sur la côte sous le vent de la Basse-Terre. D'après Brévignon (2003), le phénomène de brise de mer-terre serait très discret en Guadeloupe à cause de la petitesse du territoire. Il a indiqué qu'il n'y aurait pas de retournement du vent jour-nuit mais une simple variation dans la direction du vent. Les brises thermiques seraient principalement observées le long de la côte sous le vent de la Basse-Terre (Brévignon, 2003).

1.6.2.2 Campagne expérimentale dans la zone côtière d'Arnouville (ARN, D'Alexis et al. (2011))

D'Alexis (2011) a mené une campagne expérimentale de terrain pour analyser les phénomènes de micro-échelle dans la couche de surface de mangrove³. Entre avril 2007 et avril

3. Milieu naturel côtier avec une végétation semi-immersée dominée par les palétuviers.

2008, la station météorologique du Laboratoire de Recherche en Géosciences et Énergie (LaRGE) a enregistré des mesures à 1 Hz et à 20 Hz. Cette station était localisée dans la zone côtière d'Arnouville sur la côte au vent de la Basse-Terre (ARN, Fig. 1.5). Les données recueillies sur une année ont montré qu'en général, sous des alizés faibles à modérés, il y a des apparitions d'un renversement nocturne du vent dans les bas niveaux verticaux. Cet écoulement nocturne d'ouest est associé à une chute soudaine de la température de l'air à 2 m AGL. La localisation (une zone côtière en bas des pentes au vent de la chaîne de montagnes), pourrait suggérer un vent catabatique et/ou une brise de terre. Durant 261 jours de mesure (entre avril 2007 et avril 2008), D'Alexis et al. (2011) ont observé 121 jours d'occurrence de cet écoulement nocturne (i.e. une fréquence d'apparition d'un jour sur deux). Cette observation indiquerait que durant la campagne expérimentale, près de la moitié des nuits ont été marquées par cet écoulement. Sur l'année, décembre est le mois de fréquence maximale du phénomène, alors que juin est celui de fréquence minimale. D'Alexis et al. (2011) ont constaté que cet écoulement inverse du vent pouvait s'établir pendant toute la nuit, ou être intermittent avec le retour des écoulements classiques des alizés. Les circulations nocturnes particulières observées par Brévignon (2003); D'Alexis et al. (2011), ont une direction ouest, une vitesse de vent inférieure à 2 m.s^{-1} , et semblent repousser au large les alizés des basses couches.

1.6.2.3 Campagne expérimentale dans la zone urbaine de Pointe-à-Pitre (DCH, Plocoste (2013); Plocoste et al. (2014))

Plocoste (2013) a mené une campagne expérimentale sur la dispersion des composés organiques volatils de la décharge de la Gabarre (DCH, Fig. 1.5) située dans l'agglomération pointoise, sur la côte ouest de la Grande-Terre à 7 km de ARN. Durant des alizés faibles, Plocoste et al. (2014) ont observé la présence d'un renversement nocturne du vent qui adopte une direction ouest et une vitesse inférieure à 2 m.s^{-1} . Ce flux était associé à une baisse locale de la température de l'air. Les mesures de la station RZT (entre 2000 et 2012) ont montré que ce phénomène était plus fréquent durant le mois de décembre et bien moins fréquent au cours du mois de juin (Plocoste, 2013). Cette même variation annuelle avait été constatée par D'Alexis et al. (2011) à la station ARN. Plocoste et al. (2014) ont attribué l'origine de cet écoulement à la présence d'un îlot de chaleur urbain dans la zone et l'ont défini comme une brise urbaine. D'après nous, l'origine purement urbaine de cet écoulement serait discutable pour les raisons suivantes. Les mesures expérimentales de D'Alexis et al. (2011) effectuées dans les mêmes conditions météorologiques, suggéreraient que l'écoulement d'ouest observé par Plocoste (2013) est généré, en amont, sur la côte

au vent de la Basse-Terre avec une extension vers la Grande-Terre. Les observations du panache de la centrale EDF de Jarry (Fig. 1.7, 1.8, 1.9) confirmeraient cette extension de l'écoulement vers la côte ouest de la Grande-Terre (sous-section 1.6.3).

1.6.2.4 Variabilité diurne et spatiale des champs de surface

Au-dessus des îles de l'archipel de la Guadeloupe, la température de l'air à 2 m augmente en général de 5°C entre 6 h et 10 h LT⁴ et atteint sa valeur maximale à 13 h LT (Brévignon, 2003). Le refroidissement radiatif commence à la fin de l'après-midi (17 h LT) et la température minimale est atteinte le lendemain matin à 5 h LT.

Durant ses travaux de thèse, D'Alexis (2011) a examiné la relation entre le cycle diurne (moyenné sur les six mois de la saison sèche de l'année 2008) de la température de l'air à 2 m et celui de la vitesse du vent à 10 m. La station météorologique de la Désirade, DES, est caractérisée par des vents soutenus (7–8 m.s⁻¹) avec une absence de variations diurnes de la vitesse du vent à 10 m. Les données de vent de cette station peuvent être utilisées pour décrire de manière grossière le vent synoptique incident. Pour les stations du Raizet et d'Arnouville, respectivement, RZT et ARN, qui sont sous l'influence du régime continental insulaire, les températures et les vitesses de vent semblent avoir une évolution horaire quasiment synchronisée.

Les cycles diurnes de température et la moyenne annuelle de la température de l'air au-dessus de la mer ($27^{\circ} \pm 0,5^{\circ}\text{C}$) indiquent que le contraste thermique le plus important entre la terre et la mer apparaît durant la nuit (le contraste mer–RZT atteint 4,7°C à 5 h LT). De plus, les cycles diurnes de la vitesse du vent à 10 m montrent que les différences majeures entre le vent synoptique (station DES) et le vent local (stations continentales insulaires) se produisent à partir de l'heure du début de refroidissement radiatif. Ceci peut suggérer que durant la nuit, les circulations locales sont mieux marquées que durant le jour. Dans le cas de RZT, à partir de minuit, le plus souvent, il y a une absence totale de vent. À cause du refroidissement nocturne, une couche froide de surface se développe au-dessus de la Grande-Terre, et les alizés plus chauds sont obligés de passer au-dessus de cette couche (Brévignon, 2003).

4. Temps local, de l'anglais : Local Time ; en Guadeloupe l'heure LT correspond à l'heure UTC–4

1.6.3 Impacts des circulations locales nocturnes sur la dispersion de polluants industriels

1.6.3.1 Centrale EDF diesel Jarry nord

Malgré le développement des études sur la caractérisation de ressources énergétiques renouvelables dans l'Arc des Petites Antilles (comme l'énergie marine, l'éolien ou le solaire), l'électricité est presque exclusivement produite à partir de sources fossiles. En Guadeloupe, la principale usine de production d'électricité est la centrale EDF diesel Jarry nord (Fig. 1.7), située dans la zone industrielle de Jarry (Petit Cul-de-Sac Marin, Fig. 1.5 et Fig. 1.8). Cette centrale constitue la première source industrielle d'émissions de polluants.



FIGURE 1.7: *Photo des cheminées de la centrale électrique EDF Jarry nord, [crédit photo : R. Cécé 2014].*

D'après le [Registre français des Émissions polluantes](#), la centrale EDF Jarry nord émet en moyenne chaque année, 0,5 Mégatonnes de dioxyde de carbone (CO_2), 10 kilotonnes d'oxydes d'azote (NO_x) et 3 kilotonnes d'oxydes de soufre (SO_x). La dispersion de ces rejets importants doit être examinée pour prévenir les risques sanitaires.

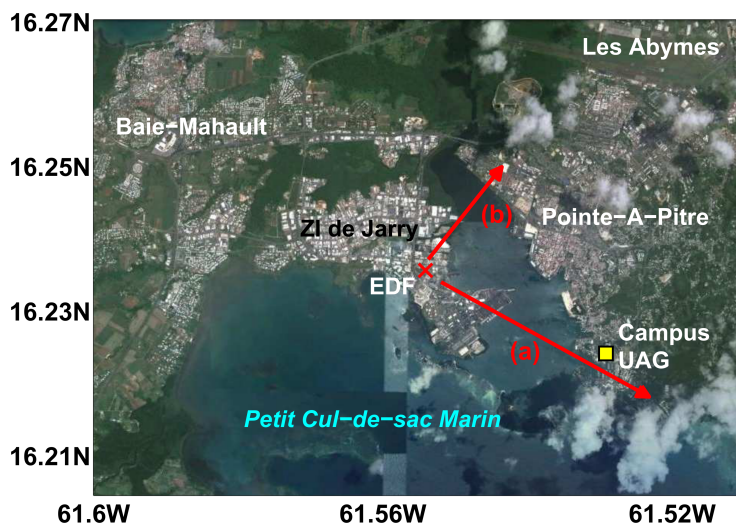


FIGURE 1.8: *Photo satellite Google earth (8/04/2013) : localisation de la centrale EDF et du campus UAG, les flèches rouges correspondant aux directions (a) et (b) du panache durant une circulation nocturne d'ouest (Fig. 1.9).*

1.6.3.2 Observations du panache de la centrale durant des retournements nocturnes du vent

Des observations du panache de la centrale EDF Jarry nord nous ont permis de détecter, en début de matinée, le renversement nocturne du vent dans la couche limite stable (Fig. 1.9). Dans le cas du 14 septembre 2010 à 7 h 21 LT, le vent dans les basses couches a une direction nord-ouest, le panache se dirige vers le campus universitaire de Fouillole (Fig. 1.9a, 1.8). Le radiosondage du jour (lancé à 7 h LT depuis la station RZT) indique une faible vitesse du vent dans les basse couches ($< 0,5 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$, à 125 m AGL) et une épaisseur de la couche limite stable de 400 m.

Dans le cas du 4 novembre 2009 à 7 h 11 LT, le vent de basses couches a une direction sud-ouest, le panache se dirige vers le pont de la Gabarre (Pointe-à-Pitre, Fig. 1.9b, 1.8). Comme pour la précédente situation, l'analyse du radiosondage correspondant montre de faibles vitesses du vent dans les basses couches ($\approx 3 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ à 325 m AGL) et une couche limite stable plus développée (550 m).

Ces observations confirment la présence d'une circulation d'ouest dans le Petit Cul-de-Sac Marin, en amont de la zone urbaine de Pointe-à-Pitre.

Cet écoulement local nocturne d'ouest, soufflant en direction de la partie la plus peuplée de l'archipel en passant par la zone industrielle de Jarry, dans laquelle plusieurs sources d'émissions de polluants sont présentes, nécessite une analyse 3D de sa structure et des mécanismes de sa formation dans les basses couches de l'atmosphère surplombant l'archipel.

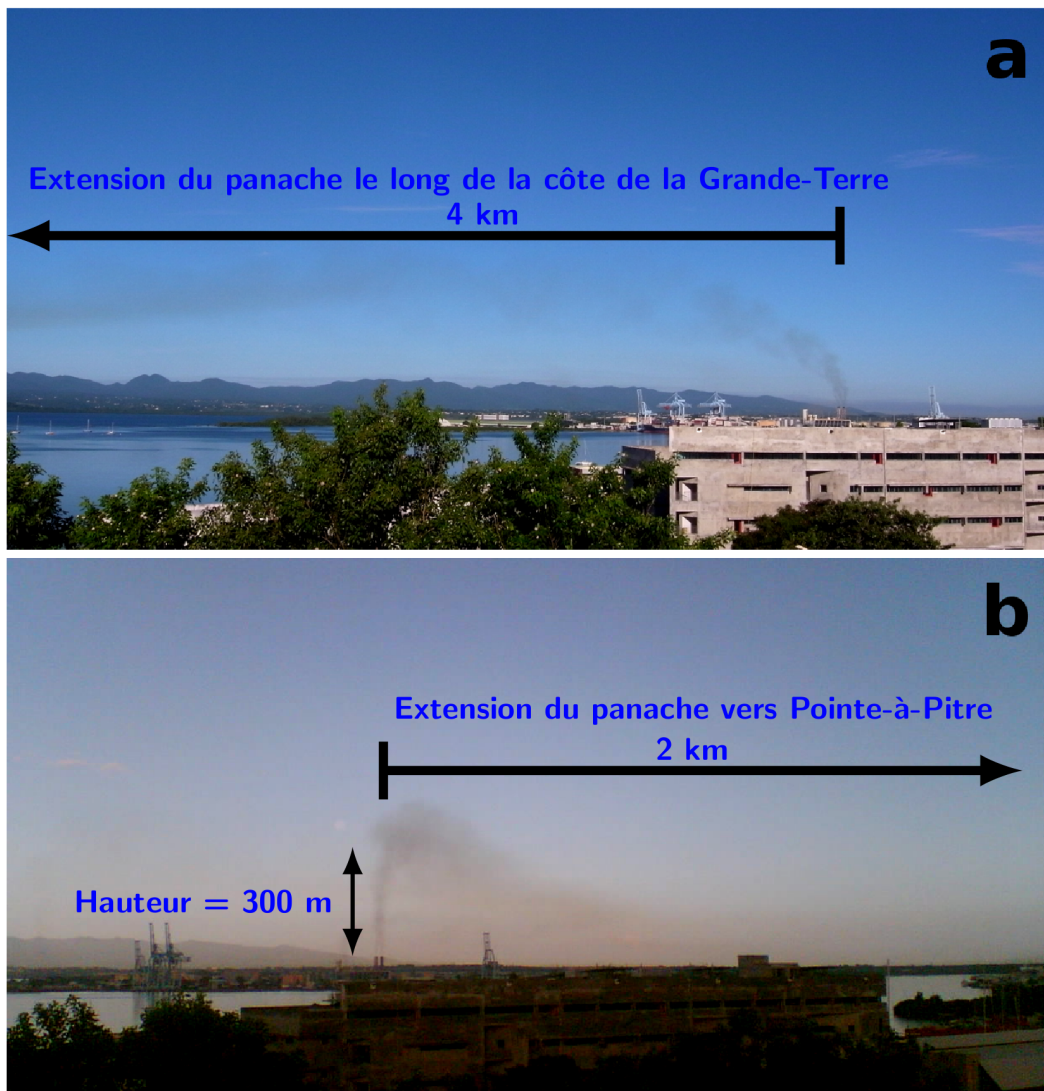


FIGURE 1.9: Photos du panache de la centrale EDF de Jarry (prise de vue depuis le campus de Fouillole UAG, Fig. 1.8) : (a) direction du vent nord-ouest, photo prise le 14/09/2010 à 7 h 21 LT; (b) direction du vent sud-ouest, photo prise le 4/11/2009 à 7 h 11 LT [crédits photos : D. Bernard 2009-2010].

Chapitre 2

Méthodologie et outils de simulation

2.1 Méthodologie générale

Les travaux de modélisations numériques présentés ont deux objectifs principaux. Premièrement, l'analyse des mécanismes méso- et micro-échelles qui induisent des circulations locales diurnes et nocturnes sur les îles de la Guadeloupe. Deuxièmement, l'étude des effets de ces circulations sur la dispersion du panache de la source industrielle la plus polluante de l'archipel. Pour atteindre ces objectifs, la méthodologie suivante a été adoptée (Fig. 2.1).

Nous avons choisi trois situations météorologiques réelles dépendant de la vitesse du flux incident des alizés et excluant les perturbations synoptiques pluvieuses : les alizés faibles (AF), les alizés soutenus (AS), et les alizés moyens (AM), correspondant aux périodes respectives, 3/12/2007 6 h UTC–5/12/2007 6 h UTC¹, 14/12/2007 6 h UTC–16/12/2007 6 h UTC, et 24/12/2007 6 h UTC–26/12/2007 6 h UTC.

Pour ces trois types de temps nous avons simulé, à l'aide du modèle WRF ARW V3.4.1, une descente d'échelle "two-way" jusqu'à 1 km de résolution (méso-échelle), avec l'assimilation des données d'analyse mondiale FNL NCEP (NCEP (ment), 110 km de résolution) aux conditions limites du domaine de plus basse résolution. Quatre domaines imbriqués, D01, D02, D03 et D04 (de résolutions respectives 27, 9, 3 et 1 km) ont été employés, le domaine D04 couvrant la totalité de l'archipel de la Guadeloupe (Fig. 2.10). L'intervalle de temps des sorties modèles est horaire. La turbulence de la CLP est modélisée par le schéma

1. Temps universel coordonné, de l'anglais : Universal Time Coordinated ; en Guadeloupe l'heure UTC correspond à l'heure LT+4

d'ensemble 1D YSU (Hong et al., 2006). Les échanges sol-atmosphère gouvernent le bilan énergétique de surface et sont susceptibles d'induire des circulations locales d'origine thermique et dynamique. Afin d'obtenir des simulations pertinentes, il est nécessaire de disposer de cartes d'occupation des sols réalistes, décrivant avec précision les différentes catégories susceptibles d'exister dans le territoire à étudier. Pour la descente d'échelle méso-échelle, deux expériences numériques ont été réalisées. La première, " Més-A ", inclut dans le domaine D04 la carte d'occupation des sols USGS Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR) d'1 km de résolution qui résulte d'analyses d'images satellites datant de 1992 (Anderson et al., 1976; Eidenshink and Faundeen, 1994). La seconde, " Més-A' ", inclut dans le domaine D04 la carte d'occupation des sols Coordination of Information on the Environment (Corine Land Cover, CLC2006), de 23 m de résolution qui a été produite à partir d'images satellites plus récentes, de 2006 (EEA, 2007). Les résultats de l'expérience Més-A ont été publiés par Cécé et al. (2014). L'article est présenté dans la section 3.1.1 du rapport. Les résultats de l'expérience Més-A' nous permettent d'évaluer l'impact de la carte d'occupation des sols Corine 2006 sur les circulations locales générées par la Guadeloupe. Les champs de surface simulés dans le domaine D04 sont évalués à l'aide des données d'observation de 5 stations météorologiques.

Les simulations micro-échelles WRF-LES sont réalisées à l'aide de deux nouveaux domaines (Fig. 2.10) : D05 (333 m de résolution) et D06 (111 m de résolution). Le domaine D05 inclut l'île de la Basse-Terre et la côte ouest de la Grande-Terre. Le domaine D06 couvre la zone du Petit Cul-de-Sac Marin incluant la zone d'Arnouville (ARN), la zone industrielle de Jarry et Pointe-à-Pitre. Les domaines D05 et D06 ont une imbrication " one-way ". Les conditions limites du domaine D05 sont définies par les sorties horaires du domaine méso-échelle D04 via une fonction d'interpolation WRF " NDOWN " (avec une méthode spline cubique). WRF-LES résoud explicitement en 3D les échelles de production et de transport de l'énergie cinétique turbulente tandis que sa dissipation est modélisée par le modèle de fermeture TKE d'ordre 1,5. L'intervalle de temps des sorties WRF-LES pour les deux domaines est de 10 minutes. Le choix de cet intervalle de temps repose sur deux contraintes, le volume des données de sortie (150 Mo par sortie) et la possibilité de comparer les données numériques avec des données d'observations de station. Ces champs simulés infra-horaires sont évalués à l'aide des données d'observation du mât instrumenté ARN (la direction DD et la vitesse UU du vent horizontal à 10 m AGL, la température de l'air à 2 m AGL T2, le flux de chaleur sensible HFX, l'énergie cinétique turbulente TKE, etc.).

Enfin, nous avons utilisé un couplage WRF-LES-FLEXPART pour étudier la pollution de la centrale diesel EDF de Jarry. La dispersion du panache de NO_x de la centrale est

simulée pour des périodes de 24 h pour chaque type de temps. Le modèle lagrangien FLEXPART-WRF est forcé toutes les 10 minutes avec les sorties WRF-LES. Les simulations WRF-LES-FLEXPART sont réalisées dans le domaine LES D06. Les concentrations de NO_x simulées par le système WRF-LES-FLEXPART sont moyennées et sauvées toutes les 10 minutes. Ces sorties sont comparées, graphiquement, avec les données d'observation de l'unique station de mesure de la qualité de l'air dans la zone (station de Pointe-à-Pitre de l'association agréée de surveillance de la qualité de l'air en Guadeloupe, Gwad'air).

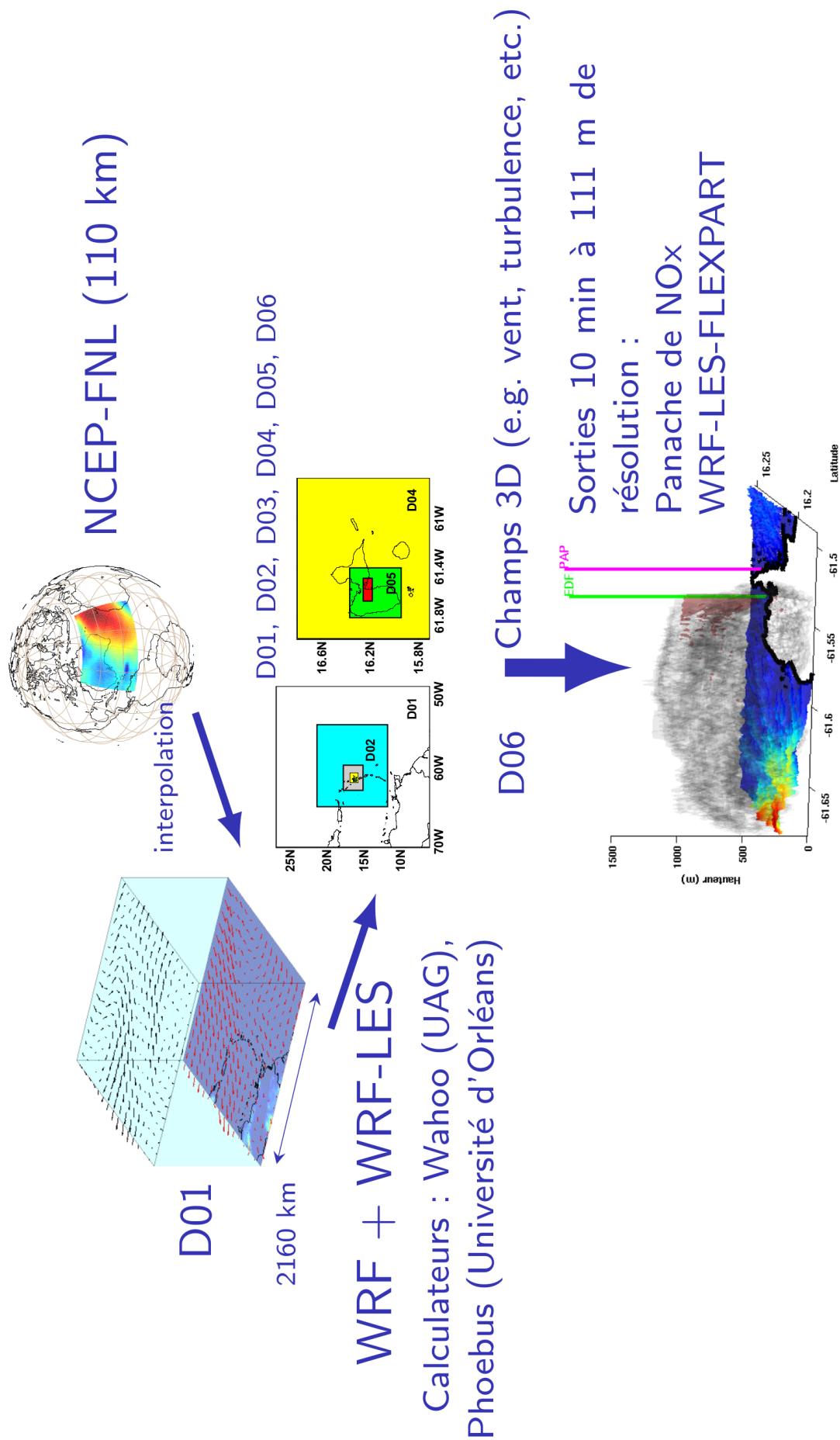


FIGURE 2.1: Schéma récapitulatif de la méthodologie adoptée.

2.2 Sélection des trois situations météorologiques étudiées

2.2.1 Classification des types de temps

Nous utiliserons la classification climatologique des types de temps dans les Petites Antilles et la Guyane, décrite dans le rapport de stage de K. Morvan (Réalisation d'une climatologie et d'une classification en type de temps sur les Petites Antilles et la Guyane, Université des Antilles et de la Guyane, Météo-France, 2011). Cette classification obtenue par des k-moyennes est fondée sur 20 ans d'observations des stations météorologiques locales et sur les champs de ré-analyses Era-Interim du Centre européen pour les prévisions météorologiques à moyen terme (CEPMMT, en anglais : European Center for Medium range Weather Forecasting, ECMWF). Elle utilise les variables ré-analysées suivantes : la vitesse du vent horizontal à 850 hPa, la vitesse du vent vertical à 600 hPa, la divergence du vent horizontal à 200 hPa, la pression au niveau de la mer (P_{mer}), la température de l'air à 2 m, la température de l'air à 925 hPa et la température potentielle du thermomètre mouillé à 850 hPa.

Pour simuler et examiner les circulations du vent local générées par l'archipel de la Guadeloupe, trois types de temps issus de cette classification ont été choisis. Le forçage principal est la vitesse du flux incident des alizés, en conformité avec la méthode présentée par [Lesouëf et al. \(2011\)](#) et [Smith et al. \(2012\)](#).

Les alizés faibles (AF), les alizés moyens (AM), et les alizés soutenus (AS) sont associés à des vitesses de vent respectives de 3, 6, et 12 $m.s^{-1}$. D'après [Brévignon \(2003\)](#) les AM représentent le type de temps le plus fréquent durant l'année (60% des cas). Les AS et AF constituent chacun 10% des cas durant l'année, les 20% des cas restants correspondent aux fortes perturbations pluvieuses (les fronts dépressionnaires, les ondes d'est, les cyclones, etc.).

Dans le but d'étudier les mécanismes qui induisent les retournements nocturnes du vent des basses couches à ARN, les jours simulés ont été sélectionnés durant la période de la campagne expérimentale de [D'Alexis \(2011\)](#), soit d'avril 2007 à juin 2008.

Le mois de décembre a été choisi car ce mois, correspondant à l'initiation de la saison sèche, inclut aussi bien l'apparition des trois types de temps (AS, AM et AF), l'absence de fortes perturbations synoptiques que des fréquences élevées des retournements nocturnes du vent.

À partir de ces critères, nous avons sélectionné trois périodes de 48 heures, correspondant

respectivement aux situations météorologiques, AF, AS, et AM : 3/12/2007 6 h UTC–5/12/2007 6 h UTC, 14/12/2007 6 h UTC–16/12/2007 6 h UTC, et 24/12/2007 6 h UTC–26/12/2007 6 h UTC (avec le temps UTC correspondant à LT+4). Les observations effectuées à partir des images radar Météo-France montrent une couverture nuageuse très faibles durant ces trois périodes (Fig. 2.2). La couverture nuageuse présente sur la chaîne de montagne de la Basse-Terre, durant les AS (Fig. 2.2a) est caractéristique d'un régime orographique.

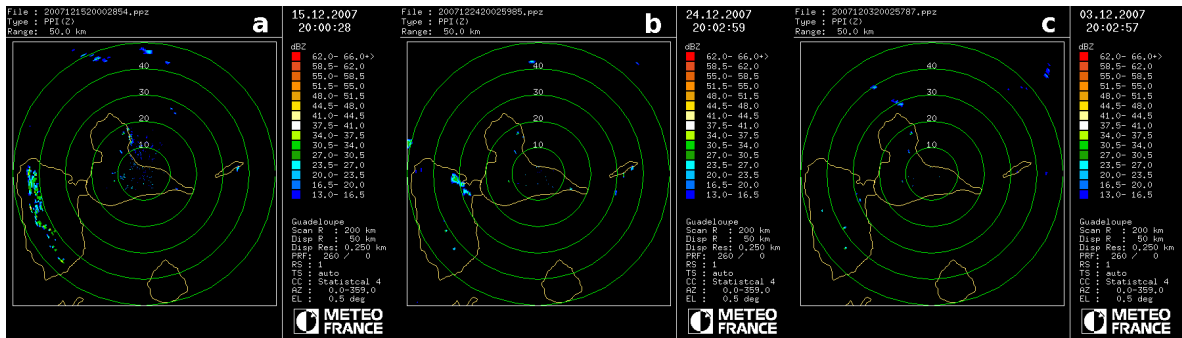


FIGURE 2.2: Données d'observation du radar de Météo-France (250 m de résolution) à 16 h LT : (a) le 15 décembre 2007 (AS), (b) le 24 décembre 2007 (AM) et (c) le 3 décembre 2007 (AF).

2.2.2 Circulations synoptiques de basses couches pour les dates simulées

Pour décrire les circulations synoptiques de basses couches correspondant à chaque type de temps (AF, AS, et AM), les champs de surface FNL (NCEP (ment), 1° de résolution) sont examinés dans la zone centrale de l'océan Atlantique (latitudes comprises entre 5°N et 35°N et longitudes comprises entre 70°W et 10°W). Le flux d'alizés arrivant sur les Antilles est principalement conditionné par la position et la force des cellules anticycloniques des Açores et des Bermudes.

Durant les AF, le 3 décembre 2007 à 12 h UTC, la faible cellule anticyclonique des Bermudes est séparée de celle des Açores par un creux barométrique (avec une Pmer minimale de 1005 hPa). Nous observons un front dépressionnaire de 1012 hPa (22°N, 54°W, Fig. 2.3a) qui induit, dans sa queue, une zone de vents faibles affectant la Martinique, la Dominique et la Guadeloupe (Fig. 2.3b). Sur l'Arc des Petites Antilles, le gradient de pression horizontale a une faible valeur de 0,2 hPa sur 100 km (Fig. 2.3a). Les alizés arrivant sur la Guadeloupe ont une direction nord-est et une vitesse inférieure à 5 m.s⁻¹ (Fig. 2.3b).

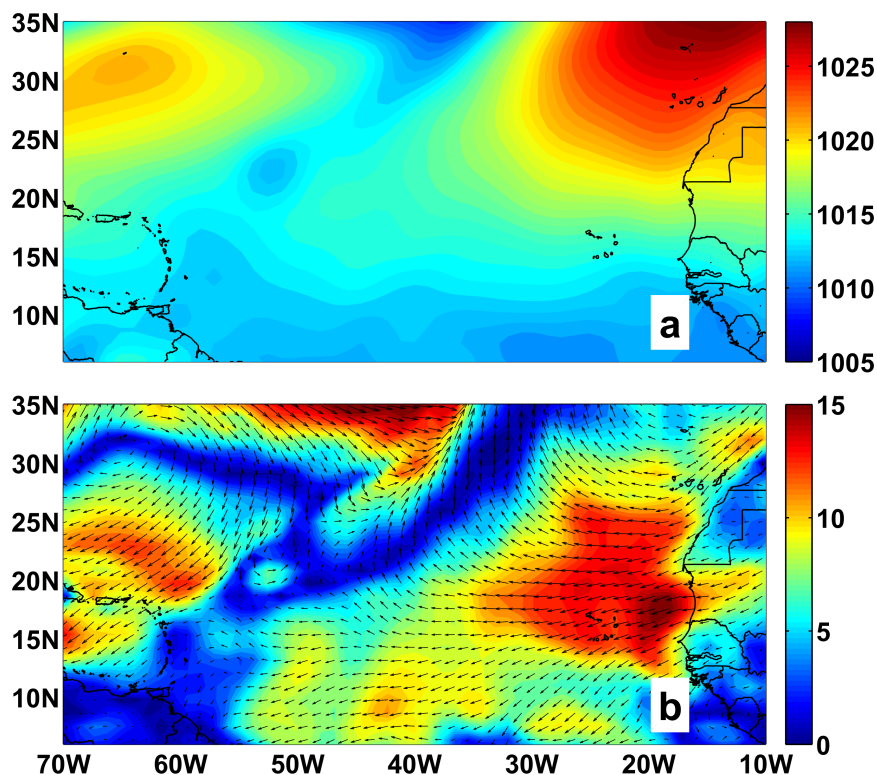


FIGURE 2.3: Champs de surface FNL (NCEP (*ment*), 1° de résolution) durant AF le 3/12/2007 à 12h UTC : (a) P_{mer} en hPa; (b) vitesse UU du vent horizontal à 10 m en $m.s^{-1}$.

Durant les AS, le 14 décembre 2007, le fort anticyclone des Bermudes est en position basse, l'isobare 1024 hPa est positionnée à 25°N (Fig. 2.4a). Il y a un resserrement des isobares, le gradient de pression horizontale atteint sur l'Arc des Petites Antilles, la valeur de 0,6 hPa sur 100 km. Les alizés incidents ont des vitesses élevées de 12 $m.s^{-1}$ et une direction est-nord-est quasi-uniforme (Fig. 2.4b). La légère décélération du vent autour de la Martinique, de la Dominique et de la Guadeloupe pourrait suggérer un freinage du flux par l'orographie de ces îles montagneuses.

Durant les AM, le 24 décembre 2007, les deux cellules anticycloniques sont en position haute (Fig. 2.5a). Elles sont séparées par un faible creux barométrique (avec une P_{mer} minimale de 1018 hPa). Les AM sont caractérisés par des vents d'est modérés arrivant sur les Petites Antilles (7 $m.s^{-1}$, Fig. 2.5b). Sur l'Arc, le gradient de pression horizontale a une valeur moyenne de 0,4 hPa sur 100 km. Au passage de l'Arc antillais, le flux d'alizés subit une décélération de 2 $m.s^{-1}$ (Fig. 2.5b).

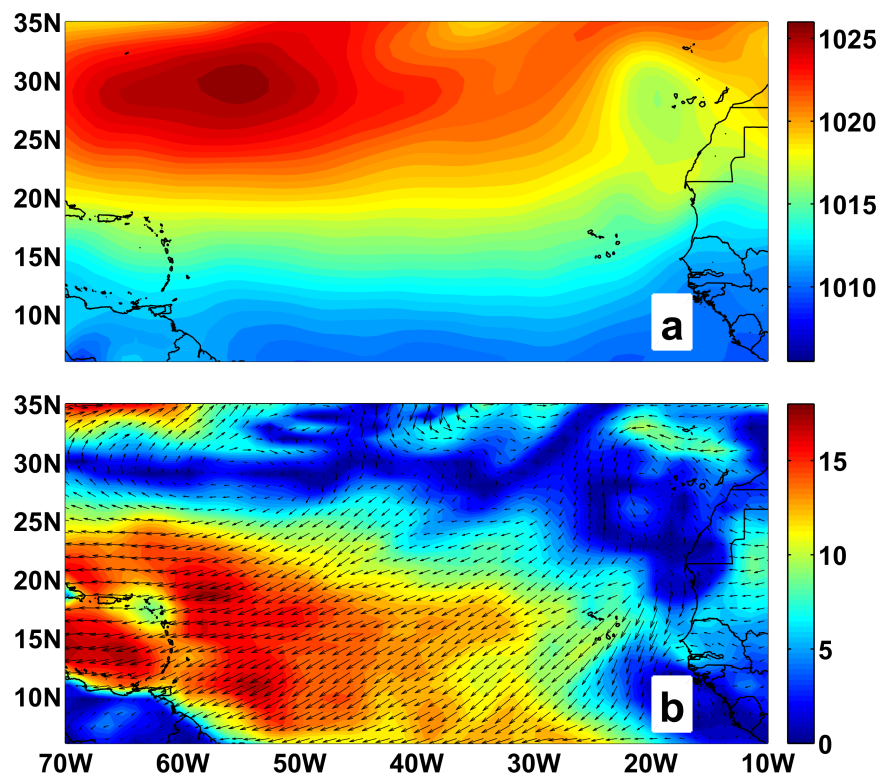


FIGURE 2.4: Champs de surface FNL (*NCEP (ment)*, 1° de résolution) durant AS le 14/12/2007 à 12h UTC : (a) P_{mer} en hPa; (b) vitesse UU du vent horizontal à 10 m en $m.s^{-1}$.

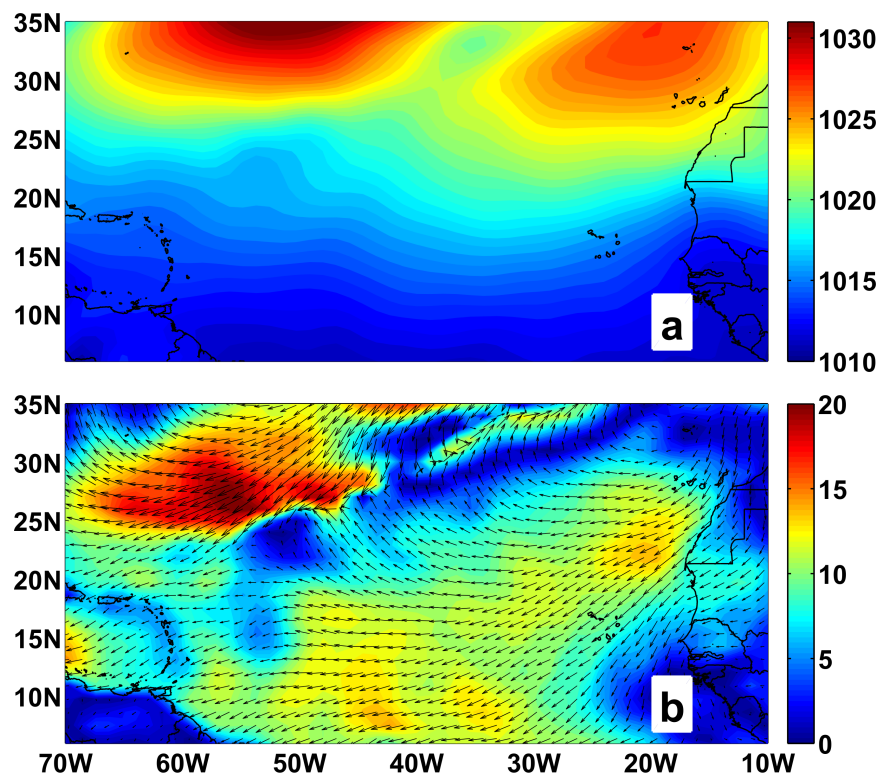


FIGURE 2.5: Champs de surface FNL (*NCEP (ment)*, 1° de résolution) durant AM le 24/12/2007 à 12h UTC : (a) P_{mer} en hPa; (b) vitesse UU du vent horizontal à 10 m en $m.s^{-1}$.

2.3 Modèle numérique méso-échelle de prévision météorologique : WRF ARW V3.4.1

2.3.1 Description du modèle d'après les études de [Skamarock et al. \(2008\)](#) et [Wang et al. \(2010\)](#)

Le modèle Weather Research and Forecasting ARW (WRF ARW, [Skamarock et al. \(2008\)](#)) est un modèle atmosphérique non-hydrostatique et compressible conçu par le National Center for Atmospheric Research (NCAR). WRF ARW est largement utilisé en recherche scientifique et en prévision opérationnelle. C'est un code numérique dit open-source (libre de téléchargement, d'utilisation et de développement). WRF est principalement supporté et développé par la Mesoscale and Microscale Meteorology Division du NCAR. Ce modèle météorologique permet une grande variété de modélisations de l'atmosphère : des applications depuis l'échelle globale jusqu'à l'échelle LES, des descentes d'échelle dynamiques "one-way" ou "two-way", des simulations idéalisées ou réelles incluant le forçage par des champs de modèles globaux (type GFS, FNL, ou des ré-analyses Era-Interim), des assimilations de données d'observation en temps réel pour la prédiction... Il contient plusieurs conditions de limites latérales avec un ensemble d'options de paramétrisation physique.

2.3.1.1 Architecture

[Wang et al. \(2010\)](#) ont décrit l'architecture du modèle WRF (Fig. 2.6). Pour des simulations de cas réels, le programme WRF Preprocessing System (WPS) est utilisé. Ses fonctions permettent : de définir les domaines de simulation ; d'interpoler les données terrestres statiques (comme la topographie et l'occupation des sols) sur les domaines de simulation ; et d'interpoler les données météorologiques maillées d'un autre modèle (GFS, FNL NCEP, Era-Interim, ...). Les données d'observation non maillées (stations météorologiques, radar, ...) peuvent être également intégrées, filtrées et validées par le système d'assimilation WRF-Var ou le système d'analyse OBSGRID. Le coeur dynamique ARW utilise les schémas de second et troisième ordre de Runge-Kutta pour générer les prévisions. Les sorties WRF peuvent être lues et traitées par plusieurs outils de visualisation (VAPOR, NCAR Command Language (NCL), ou RIP4). Le programme MET permet de les formater pour leur assimilation dans WPS.

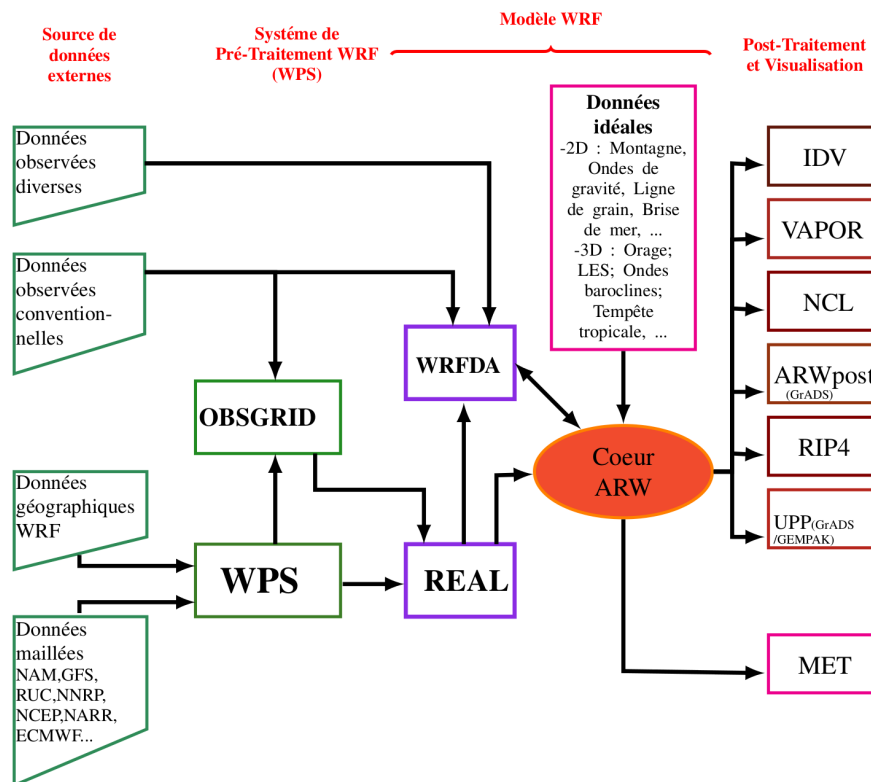


FIGURE 2.6: Architecture du modèle WRF ARW (d'après Wang et al. (2010)).

2.3.1.2 Principales équations résolues

Le coeur dynamique ARW résout les équations d'Euler non-hydrostatiques et compressibles (Skamarock et al., 2008). Le modèle suit la philosophie de Ooyama (1990), ces équations sont exprimées sous forme de flux de variables conservatrices (i.e., la chaleur, la quantité de mouvement, etc.). Les équations sont formulées en utilisant une coordonnée verticale hydrostatique, η , qui dépend des variations topographiques (Kasahara, 1974; Laprise, 1992).

Coordonnée verticale η et variables associées

La coordonnée verticale dépendant de la pression hydrostatique ($p_h = \rho gH$) et donc de la topographie, est appelée η et définie par :

$$\eta = (p_h - p_{ht})/\mu_d \quad \text{où} \quad \mu_d = p_{hs} - p_{ht}. \quad (2.1)$$

p_h est la pression hydrostatique, p_{ht} et p_{hs} , représentent respectivement, les pressions hydrostatiques au sommet et à la surface. Les valeurs de η sont normalisées et varient entre 1 à la surface et 0 au sommet du modèle (Fig. 2.7). Avec $\mu_d(x,y)$ représentant la

masse de la colonne d'air sec par unité de surface au point (x,y) , les variables s'écrivent :

$$\mathbf{V} = \mu_d \mathbf{v} = (U, V, W), \quad \Omega = \mu_d \dot{\eta}, \quad \Theta = \mu_d \theta. \quad (2.2)$$

$\mathbf{v} = (u, v, w)$ sont les vitesses covariantes en 3D (base vectorielle), $\omega = \dot{\eta}$ est la vitesse verticale contravariante (vitesse associée au changement de coordonnée verticale), θ est la température potentielle. Dans les équations gouvernantes de ARW, les variables non-conservées suivantes apparaissent : le géopotentiel $\phi = gz$ (avec g l'accélération de la pesanteur), la pression p , et le volume massique $\alpha = 1/\rho$.

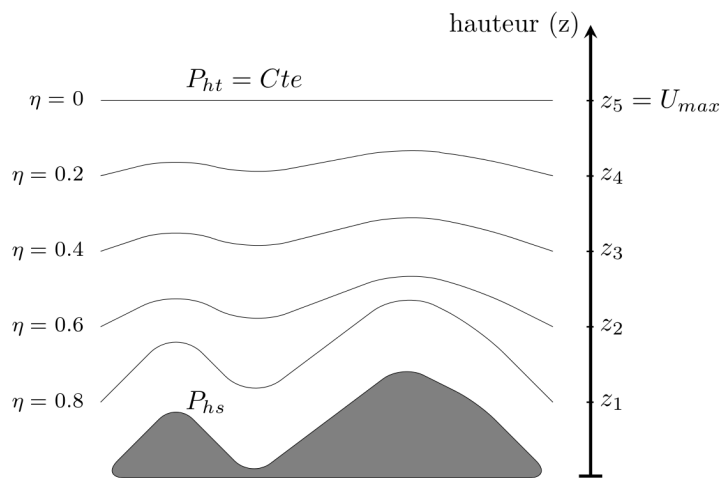


FIGURE 2.7: Niveaux verticaux η dans WRF ARW avec p_{ht} et p_{hs} , respectivement, les pressions hydrostatiques au sommet et à la surface (d'après Skamarock et al. (2008)).

Équations d'Euler incluant l'humidité

En utilisant la coordonnée verticale adimensionnelle η et les variables associées décrites ci-dessus, Skamarock et al. (2008) ont écrit les équations d'un fluide parfait compressible, le long de la colonne d'air (axe- η). Ces équations sont dites d'Euler et ont été présentées

par [Laprise \(1992\)](#), pour les avantages qu'elles offrent en simulation atmosphérique non-hydrostatique :

$$\partial_t U + (\nabla \cdot \mathbf{V}u) + \mu_d \alpha \partial_x p + (\alpha/\alpha_d) \partial_\eta p \partial_x \phi = F_U \quad (2.3)$$

$$\partial_t V + (\nabla \cdot \mathbf{V}v) + \mu_d \alpha \partial_y p + (\alpha/\alpha_d) \partial_\eta p \partial_y \phi = F_V \quad (2.4)$$

$$\partial_t W + (\nabla \cdot \mathbf{V}w) - g[(\alpha/\alpha_d) \partial_\eta p - \mu_d] = F_W \quad (2.5)$$

$$\partial_t \Theta + (\nabla \cdot \mathbf{V}\theta) = F_\Theta \quad (2.6)$$

$$\partial_t \mu_d + (\nabla \cdot \mathbf{V}) = 0 \quad (2.7)$$

$$\partial_t \phi + \mu_d^{-1}[(\mathbf{V} \cdot \nabla \phi) - gW] = 0 \quad (2.8)$$

$$\partial_t Q_m + (\nabla \cdot \mathbf{V}q_m) = F_{Q_m} \quad (2.9)$$

en incluant la relation diagnostique pour le volume massique d'air sec,

$$\partial_\eta \phi = -\alpha_d \mu_d, \quad (2.10)$$

et l'équation d'état des gaz atmosphériques

$$p = p_0 (R_d \theta_m / p_0 \alpha_d)^\gamma. \quad (2.11)$$

$\gamma = c_p/c_v = 1.4$ est le rapport de capacité thermique pour l'air sec, R_d est la constante des gaz parfaits pour l'air sec, et p_0 est la pression de référence (1000 hPa). Les termes F_U , F_V , F_W , F_Θ et F_{Q_m} représentent les forçages provenant de la physique du modèle, du mélange turbulent, de la vapeur d'eau, des projections sphériques et de la rotation de la Terre. Les équations 2.3 et 2.4 représentent les équations de la quantité de mouvement horizontale. Les équations 2.5, 2.6, 2.7, 2.8 et 2.9 décrivent respectivement, la quantité de mouvement verticale, l'équation thermodynamique, l'équation de continuité, l'équation de la hauteur du géopotential et l'équation de l'humidité. [Skamarock et al. \(2008\)](#) ont exprimé ces équations eulériennes humides sous forme de perturbations par rapport à un état de référence (avec les variables définies suivant la décomposition de [Reynolds \(1947\)](#) $p = \bar{p}(\bar{z}) + p'$, $\phi = \bar{\phi}(\bar{z}) + \phi'$, $\alpha = \bar{\alpha}(\bar{z}) + \alpha'$, $\mu_d = \bar{\mu}_d(x, y) + \mu'_d$) et en utilisant des facteurs d'échelle et des termes rotationnels.

Maillage ARW décalé : Arakawa-C

La résolution numérique des équations définies dans la section précédente (Eq. 2.3-2.8) se fait à l'aide d'un maillage décalé. Les grandeurs vectorielles (U , V , W , Ω et ϕ) sont

moyennées sur les arêtes de la maille et les grandeurs scalaires (μ , θ , q_v et q_l) sont moyennées au centre de la maille (Fig. 2.8). Ce schéma est dénommé Arakawa de type C du nom d'un de ses créateurs (Arakawa and Lamb, 1977), il est particulièrement utilisé dans les résolutions d'écoulements géophysiques (océan et atmosphère).

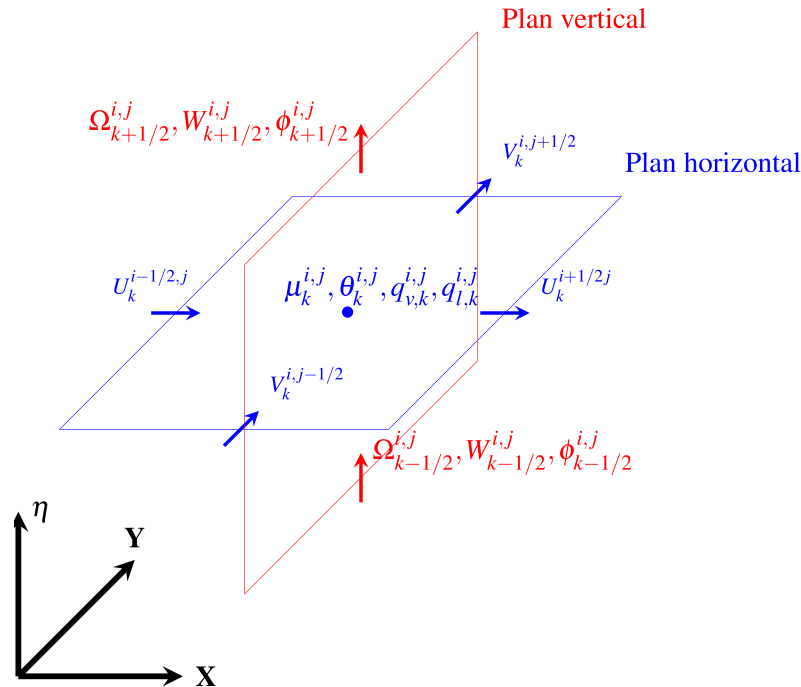


FIGURE 2.8: Maille individuelle de la grille Arakawa-C avec les grandeurs vectorielles (U , V , W , Ω et ϕ) et les scalaires (μ , θ , q_v et q_l) (Skamarock and Dudhia, 2014).

2.3.1.3 Schémas de paramétrisation physique

Les catégories de paramétrisation physique disponibles dans WRF sont : la microphysique, la convection, la couche de surface, la surface du sol (canopée), le rayonnement et la couche limite planétaire (CLP) (Skamarock et al., 2008). Les interactions entre les schémas de paramétrisation ont été résumées par Dudhia (2014) dans la Fig. 2.9.

La microphysique résout explicitement² les processus suivants : les changements d'états de la vapeur d'eau, la formation nuageuse et les précipitations.

Les schémas de convection sont responsables de la prise en compte des phénomènes se produisant à l'échelle de la sous-maille, provenant de nuages de convection profonde et peu profonde : représentation des flux verticaux associés aux mouvements ascendants et descendants. Ces schémas sont importants car ils permettent de réduire le coût de calcul qui serait nécessaire à la résolution de ces phénomènes avec un maillage plus fin.

2. L'état actuel est calculé uniquement à l'aide des états précédents.

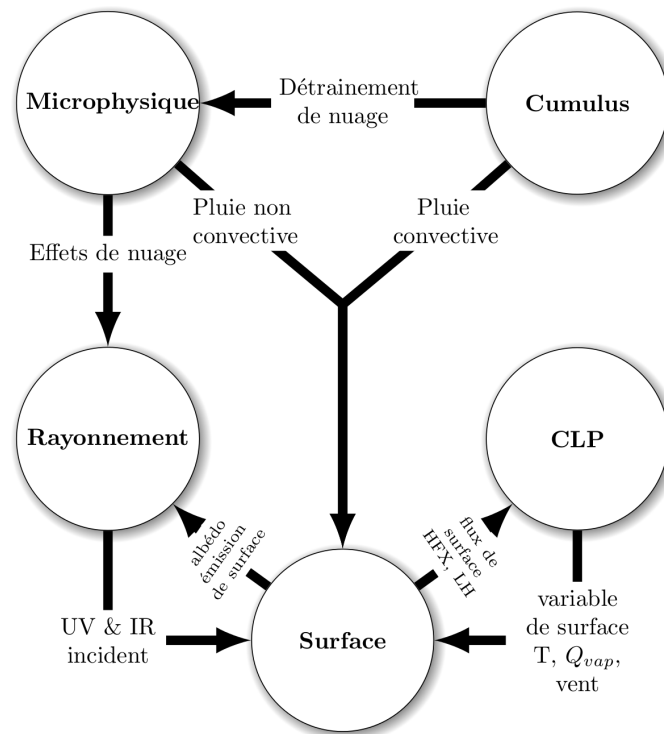


FIGURE 2.9: Interactions entre les schémas de paramétrisation physique du modèle WRF ARW (Dudhia, 2014).

Les schémas de couche de surface calculent les vitesses de friction et les coefficients d'échange. Ces variables permettent le calcul des flux de chaleur et d'humidité dans les modèles de surface et le calcul du tenseur des contraintes de surface dans les schémas de couche limite planétaire (CLP).

Les modèles de surface utilisent l'information atmosphérique fournie par la couche de surface, le rayonnement et la microphysique (précipitations) pour produire les flux de chaleur et d'humidité associés aux variables d'état du sol et aux propriétés de surface (rugosité, albédo, ...).

Les schémas de CLP déterminent les profils de flux dans la couche limite de mélange et la couche stable. Ces schémas fournissent des évolutions spatio-temporelles de la température, de l'humidité et de la quantité de mouvement horizontale dans la colonne atmosphérique.

Enfin, les schémas de rayonnement modélisent la divergence du flux radiatif (réflexion, diffusion, effets des nuages) et les flux des grandes et courtes longueurs d'onde arrivant à la surface.

2.3.2 Configurations utilisées

2.3.2.1 Preprocessing WPS

Domaines de simulation

Les simulations WRF incluent 6 domaines imbriqués dont les zones de couverture et les résolutions ont été sélectionnées en fonction des objectifs de la modélisation et des recommandations de Skamarock et al. (2008) (comme le rapport de résolution entre un domaine parent et un domaine imbriqué de [3 :1]).

Dans le but de simuler les circulations locales méso-échelles induites par les interactions entre les vents synoptiques et des petites îles comme la Guadeloupe, nous avons utilisé une descente d'échelle "two way" avec quatre domaines (D01, D02, D03, D04, de résolutions respectives en km : 27, 9, 3, 1)(Fig. 2.10). Le domaine de plus basse résolution, D01, couvre une grille de 80 x 80 mailles [longitude x latitude] dans la zone centrale de l'Atlantique (de l'Amérique du Sud à la République Dominicaine). Le domaine D02 couvre une grille de 121 x 109 mailles dans l'Arc des Petites Antilles. Le domaine D03 couvre une grille de 112 x 91 mailles dans la zone délimitée par la Dominique et les îles de Saint Kitts et Névis. Le dernier domaine imbriqué, D04, couvre une grille de 130 x 112 mailles sur l'archipel de la Guadeloupe.

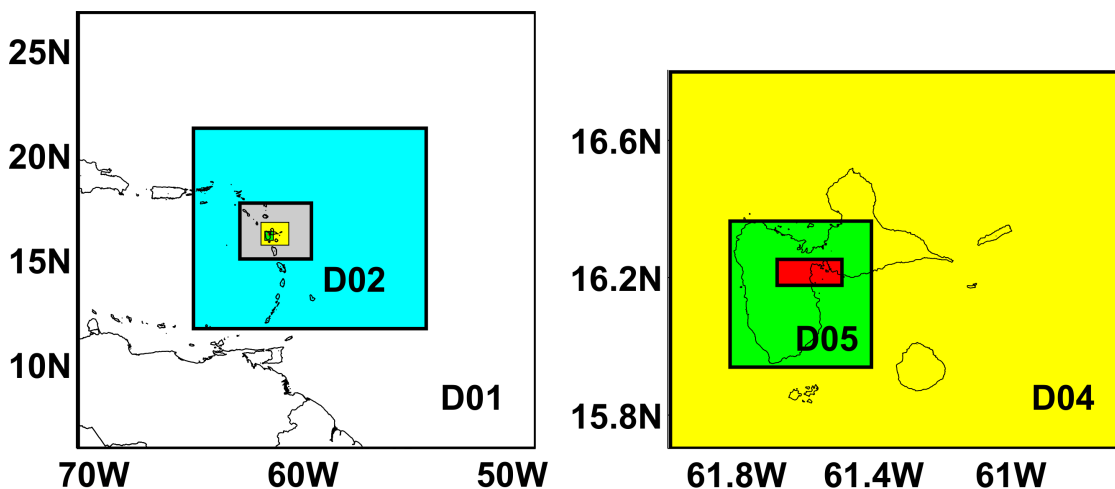


FIGURE 2.10: Cartes des domaines imbriqués : en blanc D01 (27 km de résolution), en cyan D02 (9 km de résolution), en gris D03 (3 km de résolution), en jaune D04 (1 km de résolution), en vert D05 (333 m de résolution) et en rouge D06 (111 m de résolution).

Dans le but d'étudier, à la micro-échelle, les circulations nocturnes particulières observées à ARN et leurs effets dans la zone la plus peuplée de l'archipel, deux autres domaines ont été associés à notre étude (Fig. 2.10) : le D05 et le D06 (de résolutions respectives,

333 m et 111 m). Le domaine D05 couvre une grille de 120 x 129 mailles sur l'île de la Basse-Terre et la côte ouest de la Grande-Terre. Enfin le dernier domaine imbriqué D06 est composé de 165 x 69 mailles sur la zone du Petit Cul-de-Sac Marin, incluant la zone d'Arnouville, la zone industrielle de Jarry et Pointe-à-Pitre.

Topographie

La topographie des trois domaines de plus faibles résolutions (D01, D02 et D03) a été interpolée à partir des données fournies par l'US Geological Survey³ (USGS, 30 secondes d'arc de résolution). La topographie des trois autres domaines (D04, D05 et D06) a été interpolée depuis la carte topographique de l'Institut Géographique National⁴ (IGN) dont la résolution est de 50 m. L'impact de la résolution sur la représentation du relief de la Guadeloupe est illustré par la comparaison de la topographie des domaines D04, D05 et D06 (Fig. 2.11).

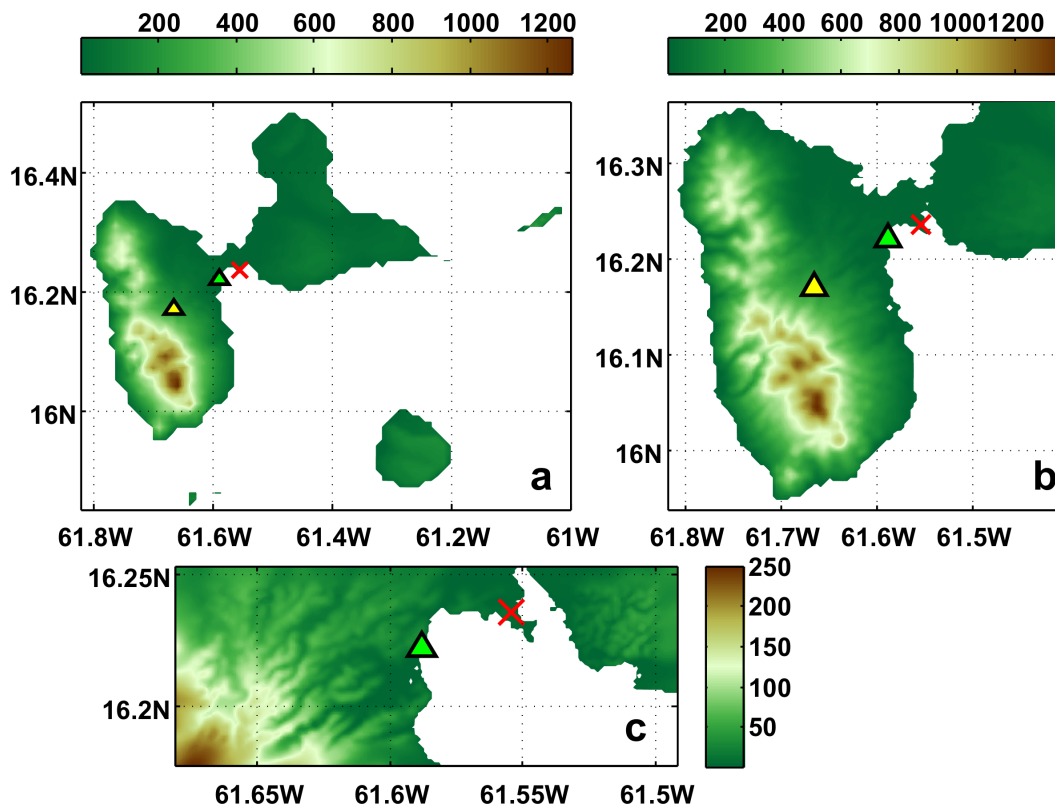


FIGURE 2.11: Cartes topographiques (m AMSL) interpolées à partir des données IGN (50 m de résolution) : (a) D04 (1 km de résolution), (b) D05 (333 m de résolution), (c) D06 (111 m de résolution); avec la station numérique VER (triangle jaune), le mât instrumenté ARN (triangle vert) et la centrale électrique EDF (croix rouge).

3. Institut d'études géologiques des États-Unis, de l'anglais : United States Geological Survey

4. Institut National de l'Information Géographique et Forestière

Occupation des sols

Les circulations locales sont généralement générées par des contrastes thermiques de surface. Donc leur modélisation numérique implique une bonne représentation de la carte d'occupation des sols. Pour notre application au cas de l'archipel de la Guadeloupe, nous avons préalablement utilisé une carte d'occupation des sols très bien référencée dans la bibliographie : les données globales USGS⁵ (ULC24) avec 1 km de résolution ([Anderson et al., 1976](#); [Eidenshink and Faundeen, 1994](#)). Cette carte d'occupation des sols, réalisée à partir des données satellites du Radiomètre Avancé à Très Haute Résolution AVHRR (1992–1993, [Eidenshink and Faundeen \(1994\)](#)), a été employée dans l'expérience Mésos-A. Dans le cadre des simulations micro-échelles, il était préférable de disposer de données dont la résolution est supérieure ou égale à la taille d'une maille du domaine D06 (111 m). De plus, dans un souci de réalisme, la date de la carte d'occupation des sols devait correspondre avec notre période de simulation (2007).

Les données de la carte d'occupation des sols Corine Land Cover 2006 ([EEA, 2007](#)) pour les départements d'outremer, basée sur l'interprétation des images des satellites SPOT et Landsat, ont été récemment mises en ligne. Ces données, qui incluent une classification en 50 classes d'occupation des sols, ont une résolution 1 : 100000 (un pixel de 23 m pour la Guadeloupe).

Le schéma de canopée Noah-LSM ([Chen and Dudhia, 2001](#)), utilisé dans la configuration de nos simulations WRF, est paramétré à partir des 24 catégories USGS d'occupation du sol. Pour intégrer la nouvelle carte d'occupation des sols, la conversion des 50 classes Corine en 24 classes USGS est nécessaire. [Pineda et al. \(2004\)](#) ont proposé un tableau d'équivalences entre les catégories Corine et les catégories USGS (Tab. 2.1).

En nous basant sur l'analyse de [Pineda et al. \(2004\)](#), nous avons donc converti les 50 classes de la carte d'occupation des sols de la Guadeloupe Corine 2006 en 24 classes USGS pour obtenir la carte CLC24⁶ (Fig. 2.12). Cette représentation de très haute résolution est très réaliste (Fig. 2.12) : on y observe l'agglomération pointoise (au centre de l'archipel), la domination des forêts de feuillus sur l'île de la Basse-Terre et celle des terres cultivées sur la Grande-Terre. La précision de la carte nous permet aussi d'observer la zone aride du cratère de la Soufrière (Fig. 2.12).

La comparaison, à 1 km de résolution (domaine D04), des cartes USGS AVHRR (ULC24) (Fig. 2.13a) et Corine CLC24 (Fig. 2.13b) montre d'importants biais dans l'occupation des sols ULC24. Tout d'abord, contrairement à la représentation CLC24, la ligne de côte ULC24 semble avoir un décalage sud-est avec la ligne de côte World Vector Shoreline

5. Carte d'occupation des sols USGS global land cover avec 24 catégories (1992)

6. Carte d'occupation des sols Corine Land Cover (2006) convertie aux 24 catégories définies par USGS

TABLEAU 2.1: *Équivalences entre les 50 classes de la Corine Land Cover 2006 DOM et les 24 classes de l'USGS AVHRR 1992 (Pineda et al., 2004).*

Corine	Description Corine	USGS	Description USGS	Albedo	Rugosité
1-11	Zones urbaines, industrielles	1	Zones urbaines, industrielles	0,15	1,00
12	Terres cultivées non irriguées	2	Terres cultivées non irriguées	0,19	0,07
13-14	Terres irriguées en permanence, rizières	3	Terres cultivées irriguées	0,15	0,07
15-21	Vignobles, vergers et petits fruits, oliveraies, canne à sucre, bananeraies, palmeraies, caféiers	6	Terres cultivées/forêts	0,15	0,07
22	Prairies	2	Terres cultivées non irriguées	0,19	0,07
23-26	Cultures annuelles et permanentes, systèmes complexes de culture, zones agricoles et espaces naturels, territoires agro-forestiers	6	Terres cultivées/forêts	0,15	0,07
27	Forêts de feuillus	11	Forêts de feuillus	0,12	0,80
28	Forêts de conifères	14	Forêts de conifères	0,10	1,09
29-30	Forêts mélangées, mangroves	15	Forêts mélangées	0,12	0,80
31	Pelouses et pâturages naturels	7	Pelouses	0,19	0,08
32-34	Landes et broussailles, végétation Végétation sclérophylle, forêt et végétation arbustive	9	Arbustes et pelouses	0,23	0,05
35-38	Plages, dunes et sable, roches nues Végétation clairsemée, zones incendiées	19	Zones arides et végétation clairsemée	0,12	0,01
39	Glaciers et neiges éternelles	24	Neige et glacier	0,70	0,001
40-44	Marais intérieurs, salines, tourbières Marais maritimes, marais salants, zones intertidales	17	végétation basse en zones inondées	0,12	0,04
45-50	Eaux continentales, eaux maritimes	16	Surfaces d'eau	0,19	0,001

(NOAA, 2014). De plus, la domination de l'occupation des sols de l'archipel par les savanes et les terres cultivées non irriguées semble irréaliste (Fig. 2.13a). Cette carte ne montre pas les différences entre la végétation de l'île plate de la Grande-Terre et celle du relief de la Basse-Terre qui est soumis à un régime pluvieux plus intense. Enfin les zones urbaines de la carte ULC24 semblent très mal représentées.

Suite à cette comparaison graphique, le choix a été fait d'effectuer de nouvelles simulations méso-échelles (Méso-A') en intégrant l'occupation des sols CLC24 dans le domaine D04. Les effets de la CLC24 sur les circulations locales de l'archipel (1 km de résolution) sont examinés à la section 3.1.2. La CLC24 est aussi utilisée dans les domaines micro-échelles : D05 et D06.

La configuration des données géographiques pour les six domaines de simulation est

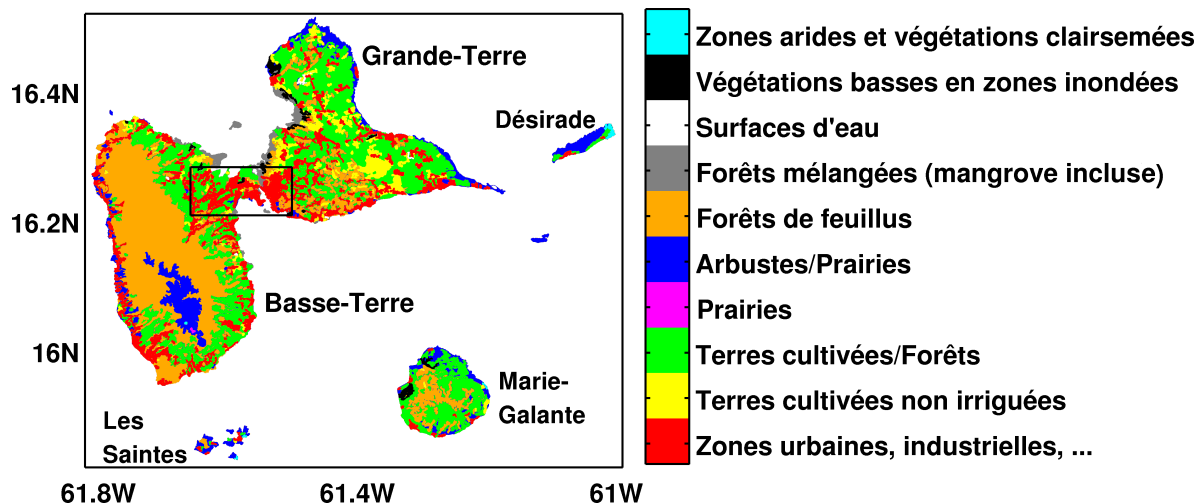


FIGURE 2.12: Carte d'occupation des sols de l'archipel de la Guadeloupe CLC24 (23 m de résolution) : Corine Land Cover 2006 dont les 50 catégories ont été converties en 24 catégories USGS, avec le rectangle noir représentant l'agglomération pointoise.

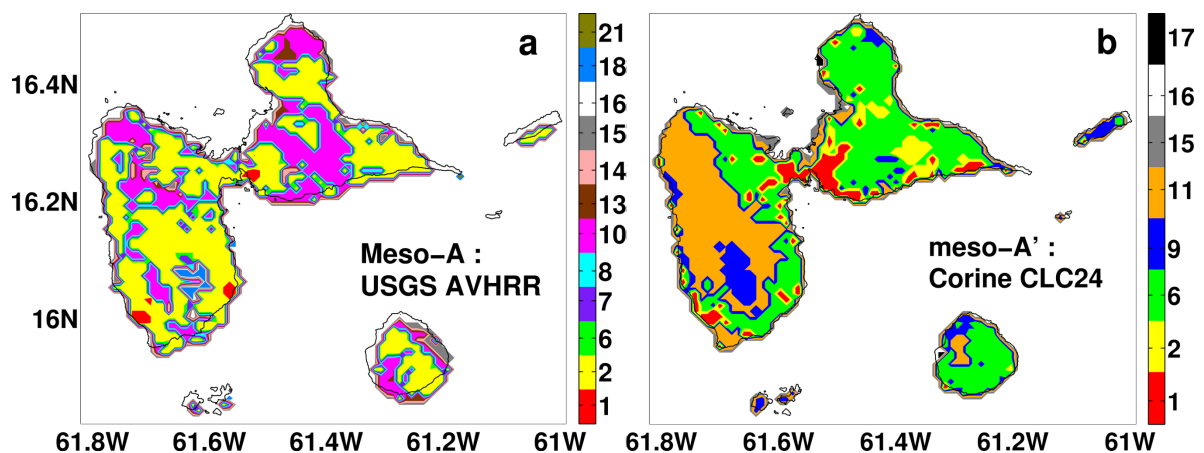


FIGURE 2.13: Comparaison des cartes d'occupation des sols de l'archipel de la Guadeloupe à 1 km de résolution (D04) avec la ligne de côte World Vector Shoreline (NOAA, 2014), (1) les zones urbaines, (2) les terres cultivées non irriguées, (6) les mélanges de terres cultivées et de forêts, (7) les pelouses, (8) les arbustes, (9) les mélanges d'arbustes et de pelouses, (10) les savanes, (11) les forêts de feuillus, (13) les forêts denses, (14) les forêts de conifères, (15) les forêts mélangées mangroves incluses, (16) les surfaces d'eau, (17) les végétations basses en zones inondées, (18) les surfaces boisées en zones inondées, (21) la toundra boisée : (a) USGS ULC24 (Meso-A), (b) Corine CLC24 (Meso-A').

résumée dans le tableau 2.2.

TABLEAU 2.2: *Configuration des six domaines de simulation.*

	D01	D02	D03	D04	D05	D06
Résolution [m]	27000	9000	3000	1000	333	111
Nombre de mailles [lon. x lat.]	80 x 80	121 x 109	112 x 91	130 x 112	120 x 129	165 x 69
Superficie [km ²]	4665600	1068309	91728	14560	1584	140
Topographie		USGS 30 s			IGN 50 m	
Occupation des sols Méso-A		ULC24 30 s		ULC24 30 s	CLC24 23 m	
Occupation des sols Méso-A'		ULC24 30 s		CLC24 23 m	CLC24 23 m	
Schéma de turbulence		Schéma de moyenne d'ensemble 1D				Schéma LES 3D

Données météorologiques globales pour l'assimilation du modèle WRF ARW

Les données globales du système NCEP FNL (Final) Operational Global Analysis ([NCEP, ment](#)) ont été intégrées toutes les 6 heures, dans le modèle WRF. Ces champs de données, dont la maille est de 1° (≈ 110 km) et le pas de temps de six heures, sont en téléchargement libre. Les analyses NCEP FNL sont disponibles pour des dates postérieures au 30/07/1999 18 h UTC. Les données proviennent du système d'assimilation de données mondiales (GDAS), qui recueille, en continu, les données d'observation depuis le système de télécommunications globales (GTS). Les sorties d'analyses FNL incluent des champs à la surface et sur 26 niveaux verticaux levels entre 1000 mb et 10 mb. Les paramètres disponibles comprennent la pression de surface, la pression au niveau de la mer, la hauteur du géopotential, la température, la température de surface du sol et de la mer, l'humidité relative, les composantes horizontales du vent, les mouvements verticaux, la vorticité et la teneur en ozone.

2.3.2.2 Paramétrisations WRF ARW

Caractérisation des niveaux verticaux

Les expériences Méso-A et Méso-A' comportent respectivement 71 et 70 niveaux verticaux médians (centres des mailles verticales) avec un premier niveau vertical à une altitude de 13 m AGL (Fig. 2.14b). Le sommet du modèle est limité au niveau de pression 50 hPa dans l'expérience Méso-A et à la tropopause 100 hPa dans l'expérience Méso-A' (Fig. 2.14a). Le modèle fournit les variables de surface classiques avec la température à 2 m AGL (T2) qui est calculée à partir de la température du premier niveau vertical et de celle de la surface du sol, tandis que pour le vent à 10 m AGL, le calcul est basé sur la théorie des similitudes de Monin-Obukhov.

Suivant les recommandations de [Skamarock et al. \(2008\)](#), la distance entre les niveaux

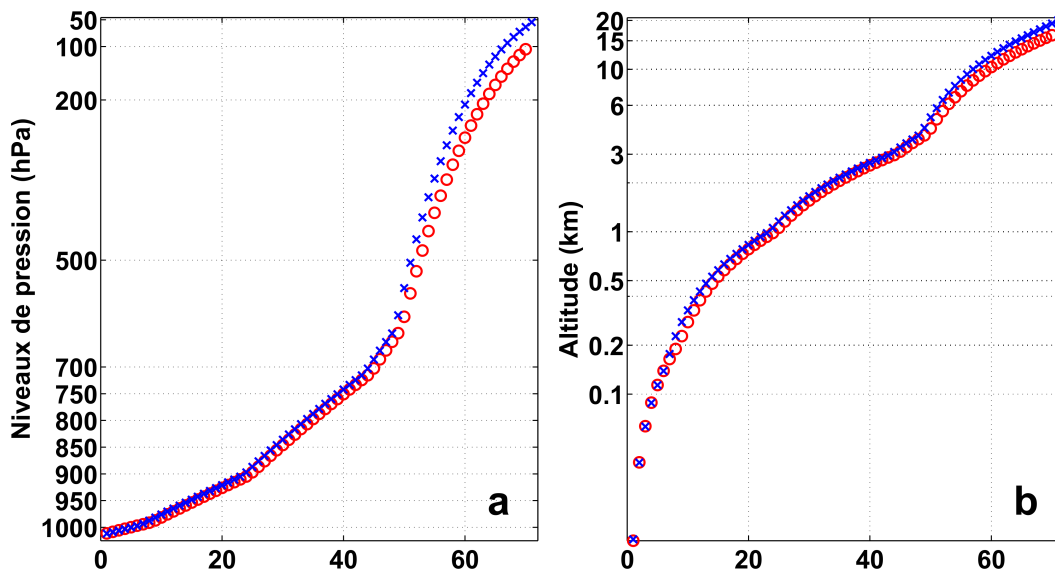


FIGURE 2.14: Niveaux verticaux médians (WRF) pour les expériences Méso-A (croix bleues) et Méso-A' (cercles rouges) : (a) profils linéaires en fonction du niveau de pression (hPa) et (b) profils logarithmiques en fonction de l'altitude (km).

verticaux est inférieure à 900 m (Fig. 2.14b). Dans le but d'étudier les circulations locales induites dans la CLA par l'orographie et les contrastes thermiques de surface, nous avons défini dans les deux expériences 43 niveaux verticaux dans les couches inférieures à 3000 m AGL, en incluant 23 niveaux dans les 1000 premiers mètres (Fig. 2.14b). Les simulations WRF-LES micro-échelles (D05 et D06) comportent les mêmes niveaux verticaux que ceux de l'expérience Méso-A'.

Périodes simulées et intervalles de temps des sorties modèles

À méso- et micro-échelle, la durée des périodes simulées est de 60 heures pour les trois cas, AF (du 2 décembre 2007 18 h UTC au 5 décembre 2007 6 h UTC), AS (du 13 décembre 2007 18 h UTC au 16 décembre 2007 6 h UTC) et AM (du 23 décembre 2007 18 h UTC au 26 décembre 2007 6 h UTC). Aussi bien en méso-échelle qu'en micro-échelle, les résultats des 12 premières heures ne sont pas pris en compte dans notre analyse, car ils correspondent à la période classique du temps de latence du modèle, appelée " spin-up " (Hu et al., 2010).

Les sorties modèles méso-échelles (D01, D02, D03 et D04) sont sauvegardées toutes les heures. Suivant la méthode de Talbot et al. (2012), les champs simulés horaires du domaine D04 sont utilisés par la suite comme conditions limites du domaine LES D05 via une fonction d'interpolation spline cubique, appelée " NDOWN ". Les sorties WRF-LES des domaines D05 et D06 sont sauvegardées toutes les 10 minutes.

Paramétrisations physiques méso- et micro-échelles

Les schémas de physique utilisés dans nos travaux à la méso-échelle et à la micro-échelle correspondent aux paramétrisations les plus fréquemment employées dans les études numériques utilisant le modèle WRF.

Dans les domaines méso-échelles (D01, D02, D03 et D04), la couche limite planétaire (CLP) est modélisée par le schéma de moyenne d'ensemble non-local-K YSU (Hong et al., 2006) associé à la diffusion horizontale Smagorinsky du premier ordre. Les études comparatives des schémas de CLP du modèle WRF ont montré que le schéma YSU était le plus performant en couche limite convective (Hu et al., 2010; Shin and Hong, 2011). Cependant, en condition de stabilité nocturne, le schéma YSU (versions WRF antérieures à la 3.4.1 utilisée ici) avait tendance à inhiber le gradient de vent vertical, ceci étant en parti dû à un mélange vertical excessif (Hu et al., 2013). La réduction du mélange vertical nocturne dans la version 3.4.1 du code WRF ARW a permis d'améliorer la prédiction des vitesses du vent des basses couches durant la nuit (Hu et al., 2013). Le schéma YSU a aussi montré de bonnes performances dans les études de couplage micro-échelle WRF-LES (Talbot et al., 2012; Zhu, 2008a,b).

Dans les domaines micro-échelles (D05 et D06), la couche limite planétaire (CLP) est résolue explicitement par le schéma LES 3D avec la fermeture 3D TKE d'ordre 1.5 (décrit à la sous-section 1.3.4).

Dans les six domaines de simulation, la paramétrisation de la couche de surface est basée sur la théorie des similitudes de Monin-Obukhov.

La microphysique est modélisée par le schéma WRF Single-Moment 6-class WSM6 (Hong and Lim, 2006) qui est préférable pour les simulations de haute résolution au schéma WRF Single-Moment 3-class WSM3 utilisé par Lefèvre et al. (2010).

Pour la paramétrisation du rayonnement à ondes longues et du rayonnement à ondes courtes, les schémas RRTM (Mlawer et al., 1997) et Dudhia (Dudhia, 1989) sont respectivement sélectionnés. Les îles volcaniques des Petites Antilles, comme la Martinique, la Dominique et la Guadeloupe ont une topographie complexe. Dans le but de mieux simuler les forçages radiatifs, les effets de pente et d'ombre ont été ajoutés pour les domaines D03, D04, D05 et D06.

Le modèle de surface Noah Land Surface Model (Chen and Dudhia, 2001) est sélectionné. Il inclut le calcul de l'humidité et de la température dans quatre couches du sol.

Dans le domaine D01, le schéma Kain-Fritsch (Kain, 2004) est ajouté pour modéliser la convection. Dans les 5 autres domaines, le modèle résout explicitement la convection. D'après Skamarock et al. (2008), les schémas de convection doivent être appliqués sur des mailles de taille supérieure à 10 km.

L'option de variation de la température de surface de la mer en fonction du rayonnement est activée. Cette option permet de simuler le cycle diurne de la température de surface de la mer.

Pas de temps de calcul

Pour maximiser les pas de temps de calcul tout en maintenant le modèle numériquement stable, nous avons utilisé une méthode de pas de temps adaptatif basée sur les conditions de stabilité Courant-Friedrichs-Lewy (CFL). Trois paramètres doivent être préalablement définis en fonction de la résolution du domaine (Δx , en km). [Skamarock et al. \(2008\)](#) recommandent un pas de temps de départ de $6\Delta x$, un pas de temps minimal de $4\Delta x$ et un pas de temps maximal de $8\Delta x$.

Le pas de temps adaptatif a été employé pour les simulations méso-échelles (Tab. 2.3). Son utilisation pour les simulations LES entraînait des erreurs et des interruptions de calcul. Nous avons donc fixé les pas de temps de calcul des domaines D05 et D06 (Tab. 2.3).

TABLEAU 2.3: *Pas de temps de calcul pour les six domaines de simulation.*

	D01 $\Delta x = 27$ km	D02 $\Delta x = 9$ km	D03 $\Delta x = 3$ km	D04 $\Delta x = 1$ km	D05 $\Delta x = 0.3$ km	D06 $\Delta x = 0.1$ km
Pas de temps de départ (s) $\Delta t = 6\Delta x$	162	54	18	6	\emptyset	\emptyset
Pas de temps minimal (s) $\Delta t = 4\Delta x$	108	36	12	4	\emptyset	\emptyset
Pas de temps maximal (s) $\Delta t = 8\Delta x$	216	72	24	8	\emptyset	\emptyset
Pas de temps constant (s) $\Delta t = 4\Delta x$	\emptyset	\emptyset	\emptyset	\emptyset	1,2	0,4

Conditions initiales

Les conditions initiales incluent aussi bien les conditions au sol (topographie, occupation des sols, ...) que les champs météorologiques interpolés provenant des analyses globales du modèle NCEP FNL ([NCEP, ment](#)), dont la maille est de 110 km. Ces champs maillés comportent des variables 2D au sol et des variables 3D qui seront interpolées sur les niveaux verticaux de la simulation.

Conditions aux limites

Les conditions aux limites latérales des six domaines de simulation sont configurées par une zone de spécification (zone entourant le domaine d'épaisseur égale à une maille) et par la zone de relaxation (zone suivant entourant le domaine d'épaisseur égale à quatre mailles). Les valeurs des conditions sont imposées dans la zone de spécification, puis propagées dans la zone de relaxation (Davies and Turner, 1977) permettant d'éviter les instabilités induits par d'éventuels gradients élevés.

TABLEAU 2.4: Conditions aux limites des simulations WRF pour les six domaines étudiés.

	D01	D02	D03	D04	D05	D06
Sommet			Vitesse verticale w nulle			
Surface		Conditions du sol (topographie, rugosité, albédo, ...)				
Bords latéraux	NCEP-FNL	Sorties D01	Sorties D02	Sorties D03	Sorties D04	Sorties D05
Intervalle de temps	6 h	Δt_{D01}	Δt_{D02}	Δt_{D03}	1 h	Δt_{D05}
Imbrication		Two-way			One-way	

Dans le cas des simulations à la méso-échelle, les conditions aux limites latérales du premier domaine (D01, 27 km de maille) proviennent des champs météorologiques NCEP-FNL (NCEP, ment) interpolés, 2D et 3D, toutes les six heures (Tab. 2.4). Pour les trois autres domaines (D02, D03 et D04), les conditions aux limites sont établies par imbrication : c'est le domaine parent qui fixe les conditions latérales du domaine fils à chaque pas de temps.

Dans le cas des simulations à la micro-échelle, les conditions aux limites latérales du premier domaine (D05, 333 m de maille) sont établies par les sorties interpolées, 2D et 3D, du domaine D04 (1 km de résolution), toutes les heures. Les conditions limites du domaine D06 sont définies par les résultats du domaine D05.

Le sommet de l'atmosphère, défini respectivement dans les simulations Méso-A et Méso-A', à 50 hPa et 100 hPa, est paramétré par une condition de vitesse verticale nulle.

2.4 Modèle lagrangien de dispersion de particules : FLEXPART-WRF

2.4.1 Description

Le modèle lagrangien de dispersion de particules FLEXPART (Stohl et al., 2005) a été conçu initialement pour simuler, aux larges et moyennes échelles, la dispersion de polluants provenant de sources industrielles, tels les accidents au sein d'une centrale nucléaire, les incendies de plateforme industrielle, etc. FLEXPART simule le transport, la diffusion, les dépôts secs et humides, et la désintégration radioactive des traceurs libérés depuis des sources (point, ligne, surface ou volume). La dynamique de ce code permet des simulations directes (la dispersion des traceurs depuis leur source), ou indirectes (détermination des sources potentielles pour des récepteurs connus). Ce modèle utilise les données météorologiques mondiales comme les prédictions du modèle Global Forecast System (GFS, Han and Pan (2011); Yang et al. (2006)) fournies avec une résolution supérieure ou égale à $0,5^\circ$. Dans le cas des moyennes et petites échelles, c'est le modèle couplé FLEXPART-WRF qui a été développé pour modéliser la dispersion de particules (Brioude et al., 2013). Tout comme FLEXPART, le code FLEXPART-WRF écrit en Fortran 95 est en libre téléchargement sous la licence GNU General Public Licence (GPL).

2.4.1.1 Intégration des données météorologiques WRF

Le transport des polluants dans le code numérique FLEXPART-WRF est forcé par des champs de variables météorologiques WRF (Tab. 2.5).

Les sorties du modèle WRF sont maillées sur une grille Arakawa C-grid avec des niveaux verticaux η suivant la topographie. Les composantes du vent horizontal et vertical sont définies sur grille décalée. Dans le modèle FLEXPART-WRF, les vents sont interpolés sur le centre des mailles, de telle sorte que toutes les données météorologiques soient sur la même grille. Les données WRF 3-D sont interpolées dans FLEXPART-WRF, sur des niveaux cartésiens suivant la topographie.

TABLEAU 2.5: Variables des sorties WRF requises et optionnelles pour le forçage du modèle FLEXPART-WRF (Brioude et al., 2013).

Variable WRF	Dimension	Description
ZNW	1D	Valeur Eta des niveaux verticaux Eta
ZNU	1D	Valeur Eta à la moitié des niveaux verticaux
PB	3D	Valeur de la pression à l'état de référence en Pa
P	3D	Perturbation sur la pression en Pa
PHB	3D	Valeur du géopotentiel à l'état de référence en $m^2.s^{-2}$
PH	3D	Perturbation sur le géopotentiel en $m^2.s^{-2}$
T	3D	Perturbation de température potentielle en K
QVAP	3D	Rapport de mélange de vapeur d'eau en $kg.kg^{-1}$
TKE	3D	Énergie cinétique turbulente en $m^2.s^{-2}$ (optionnel)
XLAT	2D	Latitude en degré nord
XLONG	2D	Longitude en degré est
MAPPAC_M	2D	Facteur d'échelle de la carte
PSFC	2D	Pression à la surface en Pa
U10	2D	Vitesse du vent horizontal à 10 m suivant l'axe x
V10	2D	Vitesse du vent horizontal à 10 m suivant l'axe y
T2	2D	Température à 2 m en K
Q2	2D	Humidité spécifique à 2 m en $kg.kg^{-1}$
SW	2D	Rayonnement solaire incident en $W.m^{-2}$ (optionnel)
RAINNC	2D	Précipitation résolue explicitement en mm (optionnel)
RAINC	2D	Précipitation convective en mm (optionnel)
HFX	2D	Flux de chaleur sensible à la surface en $W.m^{-2}$ (optionnel)
UST	2D	Vitesse de friction en $m.s^{-1}$ (optionnel)
HCLA	2D	Hauteur de la couche limite atmosphérique en m (optionnel)
Type 1 des variables de vent intégrées		
U	3D	Vitesse du vent horizontal suivant l'axe x en $m.s^{-1}$
V	3D	Vitesse du vent horizontal suivant l'axe y en $m.s^{-1}$
W	3D	Vitesse du vent suivant l'axe z en $m.s^{-1}$
Type 2 des variables de vent intégrées		
AVGFLX_RUM	3D	Vitesse du vent horizontal suivant l'axe x , pondérée sur la masse et moyennée sur l'intervalle de temps, en $Pa.m.s^{-1}$
AVGFLX_RVM	3D	Vitesse du vent horizontal suivant l'axe y , pondérée sur la masse et moyennée sur l'intervalle de temps, en $Pa.m.s^{-1}$
AVGFLX_WWM	3D	Mouvement vertical, pondéré sur la masse et moyenné sur l'intervalle de temps, en $Pa.m.s^{-1}$
MU	2D	Perturbation de la masse d'air dans la colonne en Pa
MUB	2D	Masse d'air de référence dans la colonne en Pa
Type 3 des variables de vent intégrées		
U	3D	Vitesse du vent horizontal suivant l'axe x en $m.s^{-1}$
V	3D	Vitesse du vent horizontal suivant l'axe y en $m.s^{-1}$
WW	3D	Mouvement vertical de la masse d'air en $Pa.s^{-1}$

2.4.1.2 Paramétrisation de la couche limite atmosphérique et de la turbulence

Par défaut, deux paramètres de couche limite WRF sont utilisés : la vitesse de friction et le flux de chaleur sensible. Stohl et al. (2005) ont indiqué que ces paramètres peuvent être calculés dans FLEXPART en appliquant la méthode du profil (Berkowicz and Prahm, 1982) au vent (10 m et second niveau vertical) et à la température (2 m et second niveau vertical). Une option (SFC_OPTION) permet d'intégrer la hauteur de la couche limite simulée par WRF ou d'effectuer son calcul dans FLEXPART par la méthode de la valeur critique du nombre de Richardson (Stohl et al., 2005; Vogelezang and Holtslag, 1996). Dans ce cas, la HCLA est atteinte pour le premier niveau vertical pour lequel le nombre de Richardson dépasse la valeur critique de 0,25.

Quatre options sont disponibles pour la paramétrisation du vent turbulent dans la couche limite (Brioude et al., 2013) :

1. Le traitement de la turbulence est désactivé.
2. Le mélange turbulent de la couche limite est traité par le schéma de turbulence Hanna (Hanna, 1982). Ce schéma est basé sur les paramètres suivants : la hauteur de couche limite (HCLA), la longueur de Monin-Obukhov, l'échelle de la vitesse de convection, la longueur de rugosité et la vitesse de friction. En fonction du régime de la couche limite, instable, stable ou neutre, différents profils turbulents sont utilisés. Le schéma de turbulence Hanna peut être associé à une paramétrisation de couche limite convective. Dans ce cas la turbulence gaussienne est remplacée par la formulation de Luhar et al. (1996).
3. Les composantes du vent turbulent sont calculées à partir de l'énergie cinétique turbulente (TKE) fournie par WRF. La TKE est répartie entre les composantes horizontales et verticales suivant la couche de surface et la stabilité locale paramétrée par le schéma de turbulence Hanna.
4. La TKE des sorties WRF est utilisée. La TKE est répartie d'après l'équilibre entre l'énergie turbulente de production et celle de dissipation.

Au-dessus de la CLP, la turbulence est basée sur une diffusivité verticale constante de $0,1 \text{ m}^2.\text{s}^{-1}$ dans la stratosphère et une diffusivité horizontale de $50 \text{ m}^2.\text{s}^{-1}$ dans la troposphère libre (Stohl et al., 2005). La stratosphère et la troposphère sont différenciées par une valeur seuil de 2 pvu (potential vorticity units).

2.4.1.3 Calcul de la trajectoire des particules

Comme décrit par Stohl et al. (2005), FLEXPART utilise un schéma du type "accélération nulle". L'équation de la trajectoire (Stohl et al., 1998) est une équation différentielle du premier ordre,

$$\frac{dX}{dt} = v[X(t)] \quad (2.12)$$

qui est intégrée à l'aide d'un schéma d'intégration numérique du premier ordre de type Euler :

$$X(t + \Delta t) = X(t) + v(X, t)\Delta t, \quad (2.13)$$

où t est le temps, Δt l'incrément de temps, X le vecteur position et $v = \bar{v} + v_t + v_m$, le vecteur du vent incluant le vent de la maille \bar{v} , les fluctuations du vent turbulent v_t et les fluctuations du vent à la méso-échelle v_m .

Le transport des particules est calculé à partir des données météorologiques (principalement les vents) interpolées à la position de la particule (Stohl et al., 2005) tandis que la dispersion turbulente est basée sur la résolution des équations de Langevin.

2.4.2 Configurations de nos simulations

L'objectif principal des simulations WRF-LES-FLEXPART est d'analyser les effets des circulations locales sur la dispersion d'un panache de polluants industriels dans la zone la plus peuplée de l'archipel pour trois cas réels de situation météorologique (AS, AM et AF).

Nous nous sommes intéressés à la source industrielle la plus polluante de l'île : la centrale diesel EDF de Jarry nord, située dans le Petit Cul-de-Sac Marin (Fig. 1.5, 1.7, 1.8, 1.9). D'après le [Registre français des Émissions polluantes](#), la centrale EDF Jarry nord émet chaque année, 10 kilotonnes d'oxydes d'azote en équivalent NO₂ (NO_x = NO + NO₂). Seules les émissions de NO_x sont répertoriées dans ce registre, le rapport du mélange NO–NO₂ n'est pas disponible. Nous avons donc analysé les concentrations d'oxyde d'azote NO_x produites par la combustion du diesel dans la centrale, durant les trois types de temps (AS, AM et AF). La couleur brune, caractéristique du NO₂, nous permet d'évaluer visuellement la structure du panache depuis des photos d'observation (Fig. 1.7, 1.9).

Les simulations de la dispersion du NO_x émis depuis les cheminées de la centrale sont effectuées dans le domaine LES D06 (Fig. 2.10, 2.11) à l'aide de FLEXPART.

2.4.2.1 Périodes de simulation et intervalles de temps des sorties modèles

Les durées des périodes simulées sont de 24 heures pour les trois cas : AF (du 3 décembre 2007 16 h UTC au 4 décembre 2007 16 h UTC), AS (du 14 décembre 2007 16 h UTC au 15 décembre 2007 16 h UTC) et AM (du 24 décembre 2007 16 h UTC au 25 décembre 2007 16 h UTC).

Les sorties WRF-LES du domaine D06 sont utilisées pour forcer toutes les 10 minutes le modèle FLEXPART. Les sorties de concentration de NO_x sont moyennées sur 10 minutes et sauvegardées toutes les 10 minutes. Nous avons choisi d'employer le même intervalle de temps pour l'intégration dans FLEXPART des sorties WRF-LES et pour les sauvegardes des concentrations WRF-LES-FLEXPART, pour limiter toute modélisation supplémentaire des champs météorologiques par FLEXPART et les éventuels biais associés.

2.4.2.2 Caractérisation des niveaux verticaux

Pour simuler les effets des circulations locales sur la dispersion du panache de NO_x , 38 niveaux verticaux, allant de 10 à 3000 m AGL ont été employés (Fig. 2.15). Tout comme dans le modèle WRF, les niveaux verticaux FLEXPART suivent les variations de la topographie.

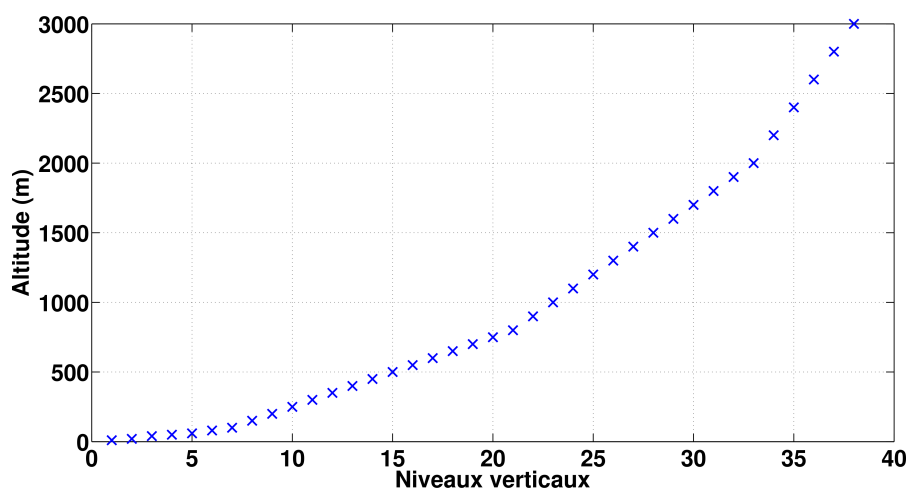


FIGURE 2.15: Profil vertical des 38 niveaux verticaux FLEXPART-WRF.

2.4.2.3 Paramétrisation du panache de NO_x de la centrale EDF

D'après le site internet du [Registre français des Émissions polluantes](#), la centrale EDF Jarry nord a émis en 2007 9,790 kilotonnes d'oxydes d'azote en équivalent NO_2 . En partant de ce chiffre, la masse totale de NO_x émise par la centrale durant les simulations de 24 heures est de 26,820 tonnes. Le nombre total de particules simulées durant les 24 heures, est établi à 100000 avec un taux d'émission constant (toutes les 10 minutes).

Les dimensions de la colonne d'éjection des particules, sont déterminées en fonction des coordonnées géographiques des cheminées de la centrale, de leur hauteur et des observations de l'extension verticale du panache en couche limite atmosphérique neutre. La distance entre les deux cheminées est inférieure à la taille de la maille du domaine D06 (111 m). Nous considérons donc, une unique colonne d'éjection pour les deux cheminées sur la grille du domaine. La colonne d'éjection s'étend horizontalement sur un rectangle délimité par le coin inférieur gauche (16.23518°N , 61.5543°W) et le coin supérieur droit (16.23559°N , 61.5537°W). La colonne d'éjection s'étend verticalement depuis la hauteur des cheminées (≈ 60 m AGL) jusqu'à la hauteur du panache observée en couche limite neutre (≈ 600 m AGL).

2.4.2.4 Paramétrisations physiques

[Brioude et al. \(2012\)](#) ont montré que l'utilisation des champs de vitesse verticale instantanée WRF, entraînait des biais dans les zones de topographie complexe. Pour prévenir ces incertitudes, les simulations ont été effectuées en intégrant les champs de vitesses moyennées WRF : les composantes horizontales et verticales de la vitesse sont pondérées sur la masse et moyennées sur l'intervalle de temps. Dans notre cas, ces champs de vitesses sont moyennés sur 10 minutes. D'après [Brioude et al. \(2013\)](#), les champs de vitesses moyennées WRF permettent de réduire les incertitudes sur la modélisation de la trajectoire des particules dans FLEXPART.

Les sorties numériques WRF-LES n'incluent pas la hauteur de la couche limite atmosphérique (HCLA), FLEXPART détermine ce paramètre en se basant sur la valeur critique du nombre de Richardson.

Nous avons utilisé les deux paramétrisations de turbulence qui permettent l'intégration des champs de TKE produits par WRF-LES (description dans la partie [2.4.1.2](#)). Durant nos simulations, l'activation de la paramétrisation de la turbulence basée sur l'équilibre entre la production et la dissipation de la TKE, a entraîné des instabilités numériques générant des valeurs invalides. Donc nous avons finalement opté pour l'utilisation d'une seule paramétrisation : la répartition de la TKE WRF-LES suivant des coefficients de stabilité du schéma Hanna ([Hanna, 1982](#)).

2.5 Données météorologiques d'observation pour l'évaluation du modèle WRF ARW3

2.5.1 Radiosondages journaliers (Université du Wyoming)

Pour évaluer nos premières simulations nous avons jugé utile d'effectuer des comparaisons des paramètres sur toute la troposphère à l'aide des données fournies par les radiosondages. Cependant un seul radiosondage est disponible une fois par jour pour la zone de la Guadeloupe (station RZT de l'aéroport du Raizet), soit pour les trois simulations de 48 heures, seulement six profils observés. Pour avoir des points de comparaison supplémentaires, d'autres stations de radiosondage (12 h UTC) ont été utilisées : BAR (ID 78954, Barbade) et SXM (ID 78866, Saint-Martin) qui sont localisées dans le domaine D02, TRI (ID 78970, Trinidad), PTR (ID 78526, Porto-Rico), et SDM (ID 78486, République Dominicaine) qui sont localisées dans le domaine D01 (Fig. [2.16](#)).

Il faut noter que les radiosondages ont approximativement la moitié du nombre des niveaux verticaux simulés par WRF. Pour calculer les estimateurs d'erreur présentés dans la section 2.7, les radiosondages observés et les profils verticaux modélisés sont interpolés (avec une méthode spline cubique) aux mêmes niveaux de pression (1000, 950, 925, 900, 850, 800, 700, 650, 600, 500, 400, 300, 250, 200, 150, et 100 hPa).

Le modèle intègre les profils d'observation via les analyses NCEP FNL à 12 h UTC. Pour estimer la capacité du modèle WRF à prédire la stratification, les profils verticaux WRF à 11 h UTC sont évalués.

Les résultats des 35 comparaisons (TRI a un radiosondage manquant) à chaque niveau, entre les profils interpolés observés et simulés sont présentés dans la section 3.1.1 du rapport.

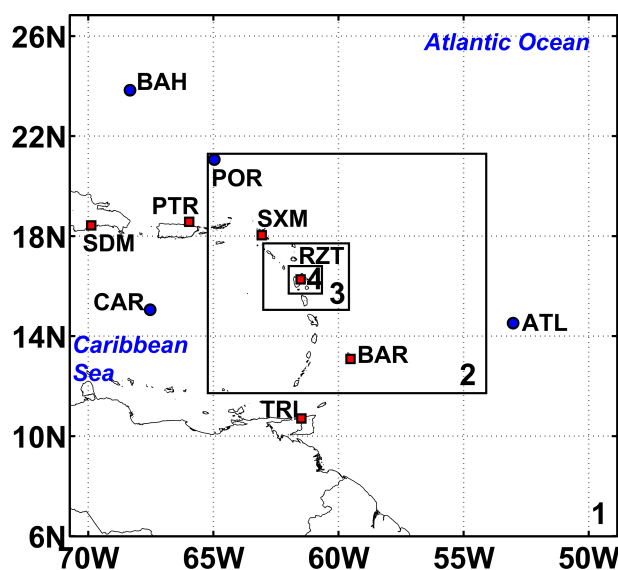


FIGURE 2.16: Géolocalisation des radiosondages (TRI, BAR, RZT, SXM, PTR, et SDM : carrés rouges), des bouées du réseau NDBC-NOAA (ATL, CAR, POR, et BAH : cercles bleus) au sein des quatre premiers domaines (D01, D02, D03, D04) employés dans les simulations WRF méso-échelles, de résolutions respectives de 27, 9, 3 et 1 km.

2.5.2 Bouées météorologiques du National Data Buoy Center

Les données d'observation de la surface de la mer sont extraites de quatre bouées du National Data Buoy Center (<http://www.ndbc.noaa.gov/>) : la bouée POR (ID 41043, 21,061°N, 64,966°W, au nord de Porto-Rico) localisée dans le domaine 2, la bouée BAH (ID 41046, 23,838°N, 68,333°W, au large des Bahamas), la bouée CAR (ID 42059, 15,058°N, 67,528°W, en mer des Caraïbes) et la bouée ATL (ID 41040, 14,516°N, 53,024°W, dans

l’océan Atlantique), qui sont localisées dans le domaine 1 (Fig. 2.16).

Les données d’observation horaires étudiées sont les moyennes 10 min des variables suivantes : la température de la surface de la mer, la température de l’air à 4 m au-dessus du niveau de la mer (AMSL), la vitesse et la direction du vent à 5 m AMSL. Les quatre bouées ont une précision de 1°C pour la température de surface de la mer, 1°C pour la température de l’air, 1 m.s⁻¹ pour la vitesse du vent et 10° pour la direction du vent.

Les variables des sorties WRF sont extraites au point de maille le plus proche de chaque bouée. Les observations, température de surface de la mer, température de l’air à 4 m AMSL, et vitesse et direction du vent à 5 m AMSL, sont respectivement comparées avec les variables WRF, ”skin temperature”, température de l’air à 2 m AMSL et vitesse et direction du vent à 10 m AMSL.

L’évaluation des champs de surface marins WRF est présentée à la section 3.1.1 du rapport.

2.5.3 Stations météorologiques de l’archipel de la Guadeloupe (Météo France et LaRGE)

Les données d’observation à la surface terrestre sont extraites des cinq stations météorologiques de l’archipel de la Guadeloupe (domaine 4), en fonctionnement durant la période étudiée (décembre 2007). RZT, DES, MOU, et GBD sont des stations du réseau Météo-

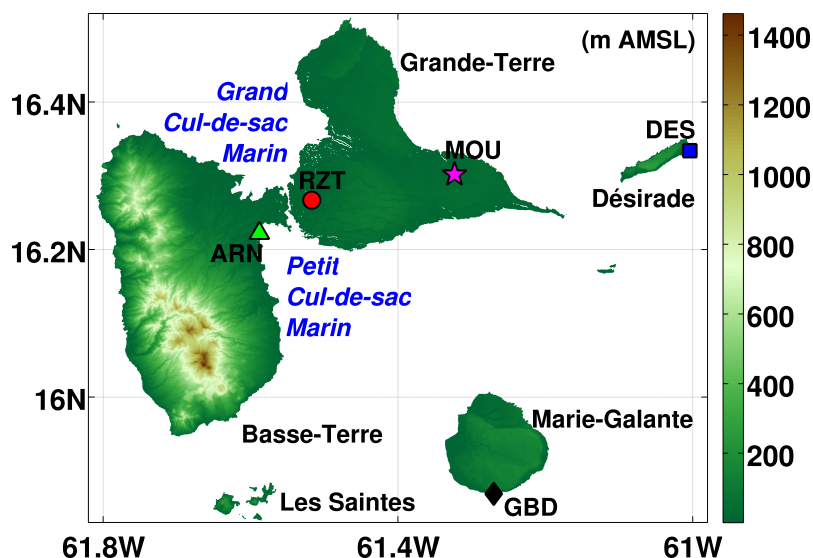


FIGURE 2.17: Carte topographique (IGN, 50 m de résolution), avec le mât instrumenté du laboratoire LaRGE (ARN, triangle vert) et les 4 stations Météo-France, Raizet (RZT, disque rouge), Moule (MOU, étoile magenta), Désirade (DES, carré bleu), Grand-Bourg de Marie-Galante (GBD, losange noir).

France, localisées respectivement, au Raizet, à la Désirade, au Moule et à Grand-Bourg (Fig. 2.17). Les données horaires utilisées sont les moyennes 10 min des variables suivantes : la température de l'air à 2 m AGL, la vitesse et la direction du vent à 10 m AGL. Ces quatre stations Météo-France ont une précision de $0,1^{\circ}\text{C}$ pour la température, $1\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ pour la vitesse du vent, et 10° pour la direction du vent.

D'Alexis (2011) a mené une campagne expérimentale de terrain pour analyser les phénomènes de micro-échelle dans la couche de surface de mangrove. Entre avril 2007 et juin 2008, la station météorologique du Laboratoire de Recherche en Énergie et Géosciences (LaRGE) a enregistré des mesures à 1 Hz et à 20 Hz. Ce mât instrumenté ARN, localisé dans la zone côtière d'Arnouville de Petit-Bourg (Fig. 2.17) est muni d'un capteur barométrique PTB101B (Fig. 2.18a), d'une centrale d'acquisition Campbell CR3000 (Fig. 2.18b), d'un capteur HR capacitif (HMP45C) pour l'humidité et la température à 2 m AGL (Fig. 2.18c), d'un anémomètre à coupelles à 2 m AGL (Fig. 2.18d), d'une girouette à 2 m AGL (Fig. 2.18e), d'un anémomètre sonique 3D (CSAT3) pour le calcul des flux turbulents à 5 m AGL (Fig. 2.18f) et d'un anémomètre sonique 2D (WindSonic) pour le vent horizontal à 10 m AGL (Fig. 2.18g). La station ARN a une précision de $0,2^{\circ}\text{C}$ pour la température, 2% (avec une résolution de $0,01\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$) pour la vitesse du vent, et 3° pour la direction du vent. En plus de ces variables classiques, la station ARN, avec ses mesures à 20 Hz nous permettra d'évaluer les simulations de flux turbulents comme le flux de chaleur sensible (HFX) et l'énergie cinétique turbulente (TKE). Les champs de surface WRF-LES (10 minutes) seront évalués avec les données mesurées par ARN.

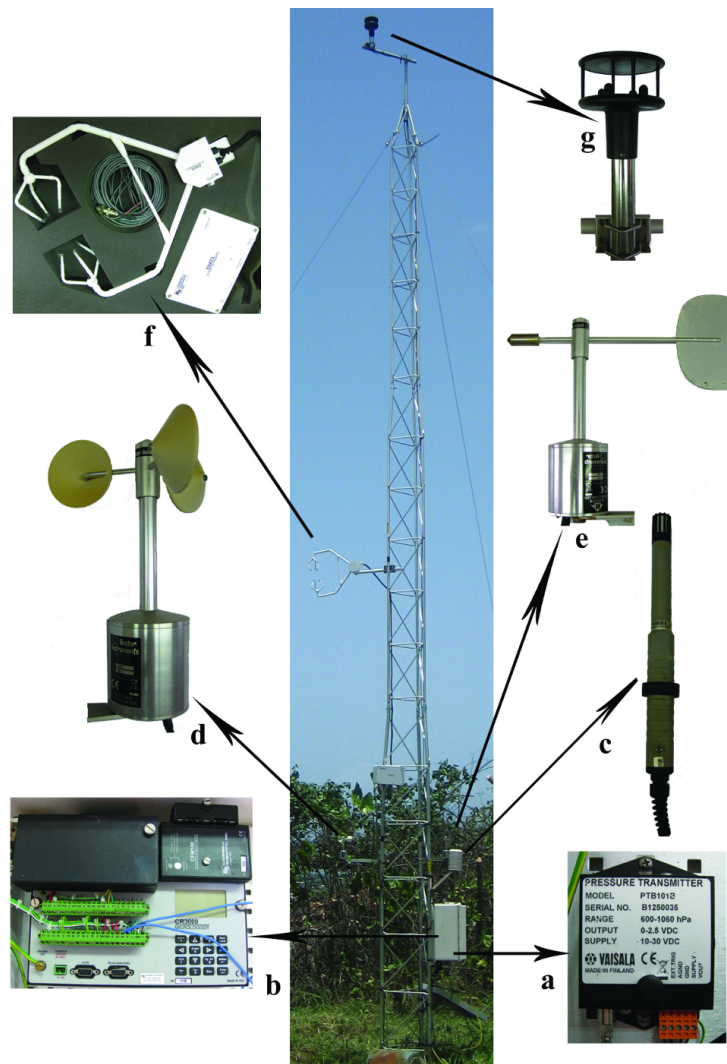


FIGURE 2.18: Description du mât instrumenté du laboratoire LaRGE à ARN (schéma extrait de *D'Alexis (2011)*), avec, (a) le capteur barométrique PTB101B, (b) la centrale d'acquisition Campbell CR3000, (c) le capteur HR capacitif (HMP45C) pour l'humidité et la température (2 m AGL), (d) l'anémomètre à coupelles (2 m AGL), (e) la girouette (2 m AGL), (f) l'anémomètre sonique 3D (CSAT3) pour le calcul des flux turbulents (5 m AGL) et (g) l'anémomètre sonique 2D (WindSonic) pour le vent horizontal (10 m AGL).

2.6 Données d'observation de la qualité de l'air pour l'évaluation du modèle FLEXPART-WRF

Nous avons utilisé les données d'observation de concentration en NO_x enregistrées par la station du réseau Gwad'air (association agréée de surveillance de la qualité de l'air, AASQA) située à Pointe-à-Pitre (PAP) donc dans l'agglomération pointoise (Fig. 2.19). Cette agglomération composée de quatre communes (Pointe-à-Pitre, Baie-Mahault, Les Abymes et Le Gosier) inclut la zone industrielle la plus importante de l'archipel (zone de

Jarry, notée EDF sur la Fig. 2.19). L'agglomération pointoise est la zone la plus peuplée de l'archipel : 133000 habitants pour une superficie de 175 km² (Plocoste, 2013).

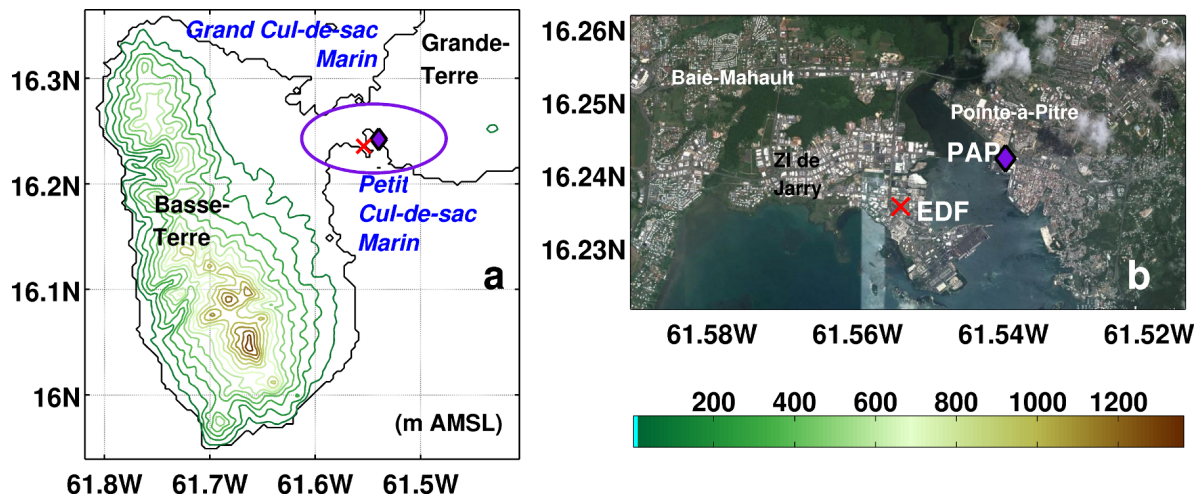


FIGURE 2.19: Carte de localisation de la station Gwad'air PAP (losange violet) et de la centrale électrique EDF (croix rouge) : (a) Topographie (en m AMSL) du domaine D05 (maille de 333 m) avec l'agglomération pointoise (contour violet), (b) image satellite Google earth de la zone d'étude (4/8/2013).

Plocoste (2013) a décrit les équipements de mesure de cette station : un analyseur d'oxyde d'azote NOX 2000 G, un analyseur de poussières TEOM 1400A, un analyseur d'ozone OZ 2000 G et un calibrateur SONIMIX 3022-2000TM et un analyseur de dioxyde de soufre SF 2000 G.

2.7 Estimateurs d'erreur utilisés pour l'évaluation statistique des simulations

Cécé et al. (2014) ont décrit les estimateurs d'erreur (MBE, RMSE, MAE, IOA and IOA2) qui ont été employés pour l'évaluation statistique des simulations.

Les outils d'évaluation statistique les plus utilisés dans les études de modélisation météorologiques, ont été développés par Willmott (1981); Willmott and Matsuura (2005). Les erreurs individuelles de prédiction du modèle sont définies comme $e_i = P_i - O_i$ ($i = 1, 2, \dots, n$), où P_i et O_i sont respectivement les prédictions modèles et les observations in situ. L'erreur du biais moyen est définie comme $MBE = n^{-1} \sum_{i=1}^n e_i = \bar{P} - \bar{O}$. L'erreur moyenne absolue est définie par $MAE = n^{-1} \sum_{i=1}^n |e_i|$. L'erreur quadratique moyenne est

basée sur la somme du carré des erreurs : $RMSE = \left[n^{-1} \sum_{i=1}^n |e_i|^2 \right]^{1/2}$. Willmott (1981) a

défini un indice de performance des modèles (IOA) comme

$$\text{IOA} = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n |e_i|^2}{\sum_{i=1}^n [|P_i - \bar{O}| + |O_i - \bar{O}|]^2} \quad (2.14)$$

avec une valeur comprise entre 0 et 1. Les valeurs supérieures à 0,5 sont considérées comme bonnes. Willmott et al. (2011) ont reformulé un indice de performance dont la valeur suit les variations de croissance ou décroissance de la MAE. L'intervalle de valeur est [-1,1]. Ils ont exprimé ce nouvel indice comme

$$\text{IOA2} = \begin{cases} 1 - \frac{\sum_{i=1}^n |e_i|}{2 \sum_{i=1}^n |O_i - \bar{O}|}, & \text{quand } \sum_{i=1}^n |e_i| \leq 2 \sum_{i=1}^n |O_i - \bar{O}| \\ \frac{2 \sum_{i=1}^n |O_i - \bar{O}|}{\sum_{i=1}^n |e_i|} - 1, & \text{quand } \sum_{i=1}^n |e_i| > 2 \sum_{i=1}^n |O_i - \bar{O}| \end{cases} \quad (2.15)$$

. D'après l'équation (2.15), une valeur de IOA2 égale à 0,5 indique que la somme des erreurs représente la moitié de la somme des variations du modèle parfait plus celles ajoutées des observations. À l'opposé, une valeur de IOA2 égale à -0,5 signifie que la somme des erreurs représente le double de la somme des variations du modèle parfait plus celles des observations. La RMSE et l'IOA sont les outils les plus utilisés dans la littérature pour exprimer les différences entre les prévisions et les données observées. Cependant, comme écrit par Willmott and Matsuura (2005), du fait qu'ils sont caractérisés par la somme du carré des erreurs, les erreurs importantes ont relativement plus d'influence sur l'erreur totale, que les plus faibles (contrairement à la MAE).

Nos simulations numériques de courte durée, avec peu de points spatiaux de comparaison (nombre faible de stations météorologiques dans la zone d'étude) seraient d'autant plus affectées par ce problème. Pour le résoudre, suivant la recommandation de Willmott and Matsuura (2005); Willmott et al. (2011), la MAE and l'IOA2 sont choisis à la place de la RMSE et du IOA. Les valeurs suivantes de IOA2 : négative, comprise entre 0 et 0,5, et supérieure à 0,5, sont respectivement considérées comme mauvaises, bonnes et très bonnes.

Chapitre 3

Résultats des simulations et discussion

3.1 Simulations numériques méso-échelles des circulations générées par l'archipel de la Guadeloupe (WRF)

Dans cette partie, nous présentons les résultats des simulations numériques méso-échelles incluant les quatre domaines : D01, D02, D03 et D04 (Fig. 2.10).

Deux configurations du domaine D04 sont analysées : la configuration Méso-A (carte d'occupation des sols USGS 1992, ULC) et la configuration Méso-A' (carte d'occupation des sols Corine 2006, CLC24).

3.1.1 Simulation Méso-A : résumé et article publié

Les résultats des simulations numériques méso-échelles (Méso-A) ont été publiés dans la revue scientifique " Monthly Weather Review " .

Le modèle Weather Research and Forecast (WRF) est utilisé pour simuler une descente d'échelle dynamique à l'aide des quatre domaines imbriqués (D01, D02, D03, D04), de résolutions respectives : 27, 9, 3, 1 km.

Les trois situations météorologiques, correspondant aux alizés faibles, moyens et soutenus, sont simulées : AF, AM et AS (respectivement liés aux valeurs du nombre de Froude local

de 0,21, 0,41 et 0,82).

Pour les trois types de temps, les variables météorologiques classiques présentent une bonne adéquation avec les données d'observations, sur plusieurs sites. C'est aussi le cas des champs simulés à 1 km sur l'archipel de la Guadeloupe, malgré l'utilisation dans le modèle WRF de la carte d'occupation des sols ULC24 dont les biais ont été décrits dans le chapitre 2 du rapport.

Les résultats de la simulation Més-A ont permis de compléter la cartographie des régimes météorologiques locaux observés par [Brévignon \(2003\)](#). Ces descriptions peu précises n'incluaient pas des données maillées de vent, de température de surface, de couverture nuageuse et de flux de chaleur sensible sur l'ensemble de l'archipel.

Les régimes attendus du vent local (au vent, continental insulaire, sous le vent) et la prédominance des effets thermiques et orographiques (respectivement au-dessus de la Grande-Terre et de la Basse-Terre) sont retrouvés dans les sorties simulées.

Dans le cas des AS, la convection est inhibée et les circulations locales sont générées par l'orographie.

Durant les AM, dans les zones de faibles topographies, les circulations locales sont gouvernés par le contraste thermique de surface qui induit, durant la journée, une convergence des vents marins vers la terre et, durant la nuit, une divergence des vents de la terre vers la mer.

Dans le cas des AF, le modèle simule correctement un vent catabatique nocturne induisant un écoulement d'ouest observé expérimentalement par [D'Alexis \(2011\)](#); [D'Alexis et al. \(2011\)](#) sur la côte au vent de la Basse-Terre. Durant la nuit, cette circulation s'opposant aux alizés semble s'étendre en mer (dans le Petit Cul-de-Sac Marin), puis sur la zone industrielle de Jarry et enfin sur la côte ouest de la Grande-Terre. Cet écoulement a une vitesse de vent maximale de 4.7 m s^{-1} .

Les résultats de l'expérience Més-A suggèrent que cet écoulement particulier, apparaissant dans l'agglomération pointoise et la zone industrielle de Jarry, pourrait générer une dégradation de la qualité de l'air, liée aux sources industrielles de polluants (comme la centrale diesel de production d'électricité).

Numerical Simulations of Island-Induced Circulations and Windward Katabatic Flow over the Guadeloupe Archipelago

RAPHAËL CÉCÉ, DIDIER BERNARD, AND CHRISTOPHE D'ALEXIS

Department of Physics, University of the French West Indies and French Guiana, Pointe-à-Pitre, Guadeloupe

JEAN-FRANÇOIS DORVILLE

Department of Physics, University of West Indies, Kingston, Jamaica

(Manuscript received 8 April 2013, in final form 18 September 2013)

ABSTRACT

This article deals with the first high-resolution numerical modeling of the weather over the small and high islands of the Guadeloupe archipelago. Its main goal is to analyze the mechanisms that drive local-scale airflow circulations over this archipelago, using the 1-km Weather Research and Forecasting Model (WRF). Three meteorological situations corresponding to weak trade winds (WTW), medium trade winds (MTW), and strong trade winds (STW) have been selected and are linked with local Froude number values of 0.21, 0.41, and 0.82, respectively. For these three weather types, simulated typical meteorological variables present a good agreement with observational data at several locations. The 48-h simulations allow the completion of the previous coarse observational descriptions that did not include a map of the wind, skin temperature, cloud cover, and sensible heat flux for the whole archipelago. The expected local wind regime areas (windward, inland, and leeward) are retrieved in the model outputs, including the predominance of thermal and orographic effects over Grande-Terre Island and Basse-Terre Island, respectively. Under STW, the convection is inhibited and the local circulations are driven by the orography. In the case of WTW, the model simulates well a katabatic wind, inducing cold nocturnal reversed flow on the windward coast of Basse-Terre. This circulation, opposing the trade winds, extends to the sea and Grande-Terre Island. This flow has a maximum wind speed of 4.7 m s^{-1} . This particular flow occurring in the most densely populated area produces an important nocturnal pollution period due to industrial sources (the diesel power plants of the archipelago).

1. Introduction

Many authors have shown that strong radiative and high topography forcings may induce local circulations over tropical islands. Mechanical effects of islands on the steady trade winds is characterized by the local Froude number Fr_m which is defined by (U/Nh_m) , where U is the wind speed, h_m is the height of the mountain, and N is the buoyancy frequency. The literature dealing with this subject is generally concerned with one of three types of island: large (i.e., $Fr_m \geq 1$, width $> 50 \text{ km}$), high (i.e., $Fr_m < 1$), or small (i.e., $Fr_m \geq 1$, width $\leq 50 \text{ km}$).

Effects of large islands on synoptic winds have been examined for the Tiwi Islands (Oliphant et al. 2001) and

Puerto Rico (Malkus 1955; Jury et al. 2009). Oliphant et al. (2001) showed that with a flat area of 8000 km^2 , the Tiwi Islands generate their own thermal airflow regime associated with sea/land-breeze systems. The Weather Research and Forecasting Model (WRF) simulation over Puerto Rico (Jury et al. 2009), indicated how diurnal heating and orography act on the convective boundary layer structure and trade wind airstream. In general, high islands like the Hawaiian Islands (Smith and Grubiak 1993; Reisner and Smolarkiewicz 1994; Feng and Chen 1998; Yang and Chen 2005; Carlis et al. 2010; Nguyen et al. 2010), New Caledonia (Lefèvre et al. 2010), Reunion Island (Lesouëf et al. 2011), or Lesser Antilles islands like St. Vincent (Smith et al. 1997) and Dominica (Smith et al. 2012) would have mainly mechanical effects on the impinging airflow with in some cases thermal circulations occurring on the lee side. During the Dominica Experiment field campaign (DOMEX), Smith et al. (2012) observed that two types

Corresponding author address: Raphaël Cécé, Faculty of Sciences, Department of Physics, University of the French West Indies and French Guiana, Fouillol campus, Pointe-à-Pitre 97110, Guadeloupe. E-mail: raphael.cece@univ-ag.fr

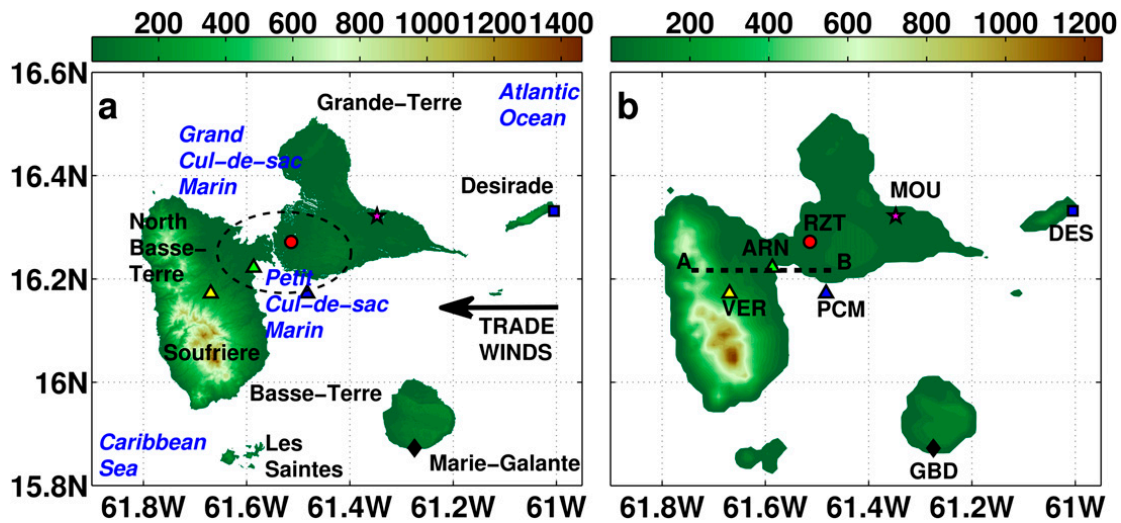


FIG. 1. Map of the Guadeloupe archipelago, including terrain height (m) and locations of five weather stations and two numerical points of study, respectively: Arnouville (ARN, green triangle), Raizet (RZT, red circle), Moule (MOU, magenta star), Désirade (DES, blue square), Grand-Bourg (GBD, black diamond), Vernou (VER, yellow triangle), and Petit Cul-de-sac Marin (PCM, blue triangle), VER and PCM are the two numerical stations. (a) IGN topography of 50-m resolution with black dashed ellipse indicating most densely populated area. (b) The model topography of 1-km resolution with a vertical cross section A–B.

of airflow patterns occur over the mountainous island of Dominica, depending on the trade wind intensity (i.e., under wind speed below 5 m s^{-1} and above 8 m s^{-1}), anabatic flow, and plunging flow occur, respectively, over lee slopes. The thermal impacts of small islands on the marine boundary layer (MBL) have been analyzed observationally and numerically over the 40-km diameter Barbados Island (De Souza 1972; Mahrer and Pielke 1976) and over the 5-km-diameter Pacific island of Nauru (Savijrvi and Matthews 2004; Matthews et al. 2007). These studies showed that because of surface heating, small islands are able to generate their own circulations driven by convection.

The Guadeloupe archipelago with an area of 1600 km^2 , is located in the Lesser Antilles at the limit between the Leeward and Windward Islands (16.15°N , 61.35°W). Guadeloupe includes two main islands (Fig. 1): Basse-Terre Island, a volcanic mountainous island with a complex topography that rises to 1467 m (the volcano of La Soufrière); and Grande-Terre, a sedimentary limestone tray island with low topography that rises to 135 m (separated from Basse-Terre by a narrow sea channel called Salt River). This narrow sea channel is bordered by two shallow sea areas: Le Petit Cul-de-sac Marin and Le Grand Cul-de-sac Marin, located in the south and north parts, respectively. Désirade, Marie-Galante, and Les Saintes are other smaller islands of the archipelago. The special feature of Guadeloupe is the combination of two types of island (Fig. 1): the high island of Basse-Terre ($Fr_m < 1$ and width $\leq 50 \text{ km}$) and the small, relatively flat

island of Grande-Terre ($Fr_m > 1$ and width $\leq 50 \text{ km}$). In this article, observational data over Guadeloupe are extracted from four available French Met Office weather stations (Raizet, Désirade, Moule, and Grand-Bourg) and the Research Laboratory in Geosciences and Energy coastal weather station of Arnouville named as RZT, DES, MOU, GBD, and ARN, respectively (Fig. 1).

There are very few studies dealing with local circulations over Guadeloupe. On the basis of offshore observations and stations data, Bleuse and Bleuse (1997) presented some aspects of the wind over the archipelago. They defined three local wind regimes: the windward regime (i.e., steady synoptic winds blowing without nocturnal calm; DES and MOU, Fig. 1); the inland regime in the middle of the archipelago (i.e., land areas around the Grand Cul-de-Sac Marin and the Petit Cul-de-Sac Marin; ARN, RZT, GBD, Fig. 1), with, at night, the ground radiative cooling resulting in a calm in the lowest atmospheric layers; and the leeward regime (including the mountain regime), which is driven by local thermal and dynamical effects, and under which the wind is mostly weak and disturbed on the leeward side. Under weak synoptic winds, Bleuse and Bleuse (1997) observed few occurrences of light land breezes on the windward coast of Grande-Terre (MOU, Fig. 1). This coarse description of airflow circulations has been published in Brévignton (2003). D’Alexis (2011) has conducted a field experimental campaign to analyze microscale phenomena in the mangrove surface layer. From April 2007 to June 2008, the Research Laboratory in Geosciences

and Energy weather station recorded 1- and 20-Hz measurements at the coastal area of Arnouville (i.e., the windward side of Basse-Terre Island, ARN, Fig. 1). The 1-yr data recorded show that generally under weak to moderate trade winds, there are occurrences of low-level nocturnal reversed flow associated with a sudden fall of 2-m temperature. The location (i.e., a coastal area at the bottom of the windward slopes of the mountainous range), could suggest a katabatic wind and/or land breeze. Feng and Chen (1998) observationally analyzed the evolution of katabatic flow occurring on the windward side of the island of Hawaii under trade wind speeds on the order of $\sim 4\text{--}7\text{ m s}^{-1}$.

To fill spatiotemporal data gaps over Guadeloupe, in particular over the most densely populated area (black dashed area, Fig. 1), it is necessary to go through numerical modeling. The present work is the first high-resolution numerical study of airflow circulations over this particular archipelago. The Advanced Research WRF version 3 (ARW-WRF V3; Skamarock et al. 2008) is used to simulate real cases of weak, medium, and strong trade winds linked with local Froude number values of 0.21, 0.41, and 0.82, respectively (with $U = 3, 6,$ and 12 m s^{-1} ; $N = 0.01\text{ s}^{-1}$; and $h_m = 1460\text{ m}$). The main purpose of this work is to better understand the thermal and dynamical impacts of Guadeloupe on synoptic wind flows. The hourly 1-km numerical results would allow us to analyze particular local scale phenomena such as the nocturnal reversed flow on the windward coast of Basse-Terre (D'Alexis et al. 2011). High-resolution simulated meteorological fields start to be applied to other problematics: atmospheric pollution in lower layers (Saharan and volcanic dusts, industrial aerosol particles, and gases), wind energy potential, and the evaluation of atmospheric and oceanic risks under hurricane threat (Cécé et al. 2013).

This paper is organized as follows. Section 2 includes the main factors forcing the local airflow circulations in Guadeloupe (i.e., the selected weather types, the expected orographic effects on an adiabatic flow, and the diurnal variability). The model configuration and evaluation are presented in section 3. Section 4 presents the analysis of the 1-km numerical results for the three weather types, including the specific reversed cold wind observed by D'Alexis et al. (2011). Section 5 concludes the study.

2. Main factors forcing the local airflow circulations in Guadeloupe

a. Selected weather types

Morvan (2011) defined a climatological classification of weather types in the Lesser Antilles and French

Guiana. This *k*-means classification is based on 20 years of observations and the European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) Interim Re-Analysis (ERA-Interim) fields: 850-hPa horizontal wind speed, 600-hPa vertical wind speed, 200-hPa horizontal wind speed divergence, MSL pressure, 2-m temperature, 925-hPa temperature, and 850-hPa wet-bulb potential temperature. To simulate and study local wind circulations around and above the Guadeloupe archipelago, three weather types have been chosen from this classification. They depend on the impinging flow velocity in conformity with the method presented by Lesouëf et al. (2011) and Smith et al. (2012). The weak trade winds (WTW), the medium trade winds (MTW), and the strong trade winds (STW) are associated with wind velocities of 3, 6, and 12 m s^{-1} , respectively. Following the Morvan (2011) classification, MTW is the most common weather type (60% of cases in the year). STW and WTW weather types each account for 10% of cases in the year. The remaining 20% of cases correspond with strong rainy disturbances (cold fronts, waves, cyclones, etc.).

To get observational data from the windward coast of Basse-Terre, studied days have been selected from the D'Alexis (2011) field campaign period. The dry transition month of December has been chosen because of the occurrence of the three weather types and the absence of strong synoptic disturbances. Following these criteria and the classification (Morvan 2011), three 48-h periods corresponding to WTW, STW, and MTW cases, respectively, are analyzed in the present study: 0600 UTC 3 December–0600 UTC 5 December 2007, 0600 UTC 14 December–0600 UTC 16 December 2007, and 0600 UTC 24 December–0600 UTC 26 December 2007 (with UTC corresponding to LT + 4). The troposphere stratification of these three periods is described by the 1200 UTC RZT (78897 TFFR) soundings. The soundings, extracted from the Wyoming data center (<http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html>), are plotted for the first day of each weather type and four meteorological variables (Fig. 2). From bottom to the tropopause, the stratification includes coarsely: the nocturnal surface inversion layer, the subcloud layer, the cloud layer, the trade wind inversion layer, and the westerlies layer. For the three weather types, the dry potential temperature profiles are very close (Fig. 2a). In the case of WTW (blue circles, Fig. 2), the typical east wind direction in the surface layer is reversed. In section 2c, nocturnal reversed flows have been observed by D'Alexis et al. (2011) during weak to moderate winds on the windward coast of Basse-Terre Island. The sounding would suggest that this flow extends to Grande-Terre Island. The trade winds are found between 950 and 350 hPa with a north-northeast direction. Above, the westerlies layer is associated with a jet at 200 hPa.

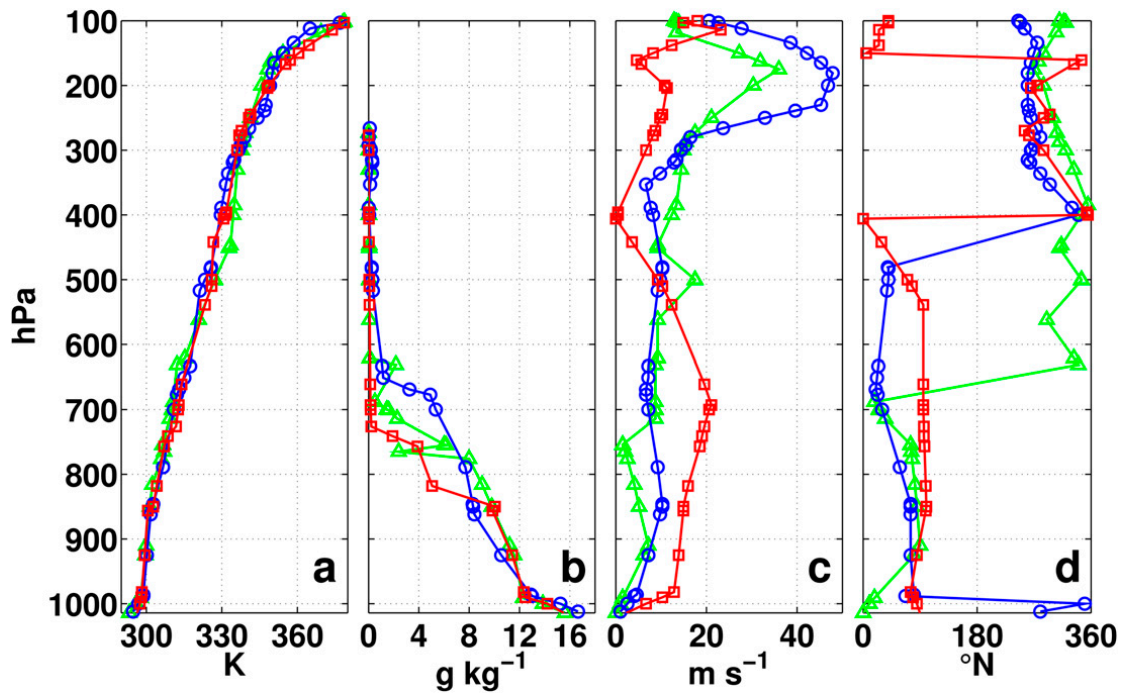


FIG. 2. Observed RZT 1200 UTC soundings for the three weather types: WTW ($Fr_m = 0.21$) 3 Dec 2007 (blue circles), MTW ($Fr_m = 0.41$) 24 Dec 2007 (green triangles), and STW ($Fr_m = 0.82$) 14 Dec 2007 (red squares): (a) dry potential temperature (K), (b) water vapor mixing ratio ($g\ kg^{-1}$), (c) wind speed ($m\ s^{-1}$), and (d) wind direction ($^{\circ}N$).

In the case of MTW (green triangles, Fig. 2), the nocturnal surface layer conditions induce wind velocities lower than WTW ones (null to $1.5\ m\ s^{-1}$, Fig. 2c). The westerlies appear at 630 hPa. This is associated with the increase in wind speed (above $10\ m\ s^{-1}$) and the near-zero water vapor mixing ratio above this level. In the easterlies layer, the water vapor mixing ratio decreases by stages.

STW (red squares, Fig. 2) generate a shallow westerlies layer between 400 and 150 hPa (Fig. 2d). From bottom to top, we observe three parts: the easterlies (1000–400 hPa), the westerlies (400–150 hPa), and a north-northeast flow (at the tropopause). Wind speed reaches values well above $10\ m\ s^{-1}$ between 1000 and 500 hPa (Fig. 2c).

We note that under MTW and WTW, the drying of the air mass is linked with the westerlies layer whereas it is not under STW. In the lowest layers, dynamical variables, wind speed, and direction present the major differences between the three weather types, whereas each dry potential temperature and water vapor mixing ratio are very close.

b. Expected orographic effects on adiabatic flows

The direction of the trade winds airflow is mostly perpendicular to the Basse-Terre mountain range (Fig. 1). The Basse-Terre mountain range can be divided into two parts: the south side comprises the volcanic highland of

La Soufrière rising to 1467 m and the northside can be considered as a lower mountainous barrier with an average height of 500 m. Basse-Terre Island would have the most important local dynamical impacts on the steady airflow. Smith et al. (1997) observed on satellite images long straight wakes (300 km) in the lee of small windward islands (like St. Vincent with 20-km width and 1-km height). These wakes were characterized in the case of dense trade winds cumuli by a free cloud band and on the other hand by a thin row of cumulus clouds along their boundaries. This phenomenon also appears in some cases, on the satellite images of the lee of Basse-Terre Island.

As written by Lesouëf et al. (2011), the presence of an isolated island would disturb the uniform background flow and could produce various flow patterns, such as blocking on the windward side, Venturi effect on the laterals, and vortices in the lee. The flow may go above or around the island depending on vertical stability, maximum obstacle elevation, and speed of the impinging flow.

The regime of a stratified airflow over an isolated mountain is characterized by the local Froude number Fr_m , which is defined by (U/Nh_m) , where U is the wind speed, h_m is the height of the mountain, and N is the buoyancy frequency. When $Fr_m \gg 1$, the flow passes over the obstacle creating mountain waves, with small lateral displacements at the lowest levels. When its value

TABLE 1. Orographic parameters of the studied obstacles.

Variable	Mountain range of North	
	Basse-Terre	Soufrière
h_m (m)	500	1460
L_m (km)	11	12
l_m (km)	6	10
B	1.83	1.09
N (s^{-1})	10^{-2}	10^{-2}
WTW $U = 3 \text{ m s}^{-1}$		
Fr_m	0.60	0.21
\hat{h}	1.67	4.76
MTW $U = 6 \text{ m s}^{-1}$		
Fr_m	1.20	0.41
\hat{h}	0.83	2.44
STW $U = 12 \text{ m s}^{-1}$		
Fr_m	2.40	0.82
\hat{h}	0.42	1.22

is well below unity, the flow can be blocked on the windward side of the mountain and must split around the obstacle. In this study, two other free parameters introduced by Smith (1989), are used: the nondimensional mountain height ($\hat{h} = Nh_m/U = 1/Fr_m$) and the mountain aspect ratio $\beta(L_m/l_m)$, where L_m is the half-width of the mountain and l_m is the half-length of the mountain. The nonrotational flow can shift from a “flow over” to a “flow around” regime when the nondimensional mountain height increases above a critical value, such as 1.2 for an axisymmetric Gaussian mountain (Smith and Grønås 1993; Smolarkiewicz and Rotunno 1989). Bauer et al. (2000) showed that the change of the flow regime is a function of β : the larger β , the smaller the nondimensional mountain value of blocking.

In this article, the behavior of the flow impinging two types of obstacles in the Guadeloupe archipelago is analyzed: axisymmetric mountain ($\beta = 1$) and wide mountain ($\beta > 1$), respectively, La Soufrière and the mountain range of North Basse-Terre.

Geophysical-scale parameters (Table 1) are computed with previous formula for the three studied weather types: WTW, MTW, and STW. Each weather type is characterized by a mean daytime wind speed.

The numerical study of Bauer et al. (2000) was done for obstacles with β range values of [0.25, 4] and \hat{h} range values of [0.25, 5]. He summed up the results in several diagrams where he represented airflow perturbations as a function of the variables (β, \hat{h}). These results are used to determine coarsely orographic effects of Guadeloupe on adiabatic flows. Heat transfers are not taken into account.

The mountain range of North Basse-Terre represents a barrier obstacle with its horizontal aspect ratio value of 1.83. The STW ($Fr_m = 2.4$) would produce weakly nonlinear patterns associated with a maximum relative

velocity reduction of 25% on the windward side and 5% on the leeward side. During MTW ($Fr_m = 1.2$), on the lee side, the wave breaking would induce a maximum relative velocity surplus of 73%. The velocity reduction could reach 65% on the windward side and 37% on the leeward side. At low levels, weak trade winds ($Fr_m = 0.6$) must flow around the mountain range of North Basse-Terre or reverse. In this case, the maximum relative velocity deceleration could reach 125% on the windward side and 185% on the leeward side (linked with the presence of lee vortices). On both sides of the obstacle, there would be reversed flows.

The volcano of La Soufrière is the tallest obstacle for the airflow ($h_m = 1460$ m) with its shape of Gaussian axisymmetric mountain ($\beta = 1$). Based on Bauer et al. (2000), numerical results were too perturbed to examine the range in detail (about $\hat{h} \geq 2$). Thus, his diagram indicates the maximum values of velocity reduction on the slopes of this mountain only for STW ($\hat{h} = 1.22$). In this case ($Fr_m = 0.82$), the velocity deceleration could reach 80% on the windward side and 135% on the leeward side, the velocity surplus on the lee side could peak at 54%. Under this weather type, the volcano of la Soufrière would generate a wave breaking and lee vortices without windward blocking. Typical weather of MTW ($Fr_m = 0.41$) would produce wave breaking, lee vortex formation, and windward stagnation inducing an upslope reversed flow. The same effects would be observed during WTW ($Fr_m = 0.21$), except for the wave breaking. As said by Bauer et al. (2000), this absence of wave breaking would be caused by a weak vertical transport of the wave energy.

According to these preliminary results, Basse-Terre Island with its complex topography would produce different local wind circulations depending on trade wind strength. That includes the reversal of wind direction. To study these orographic-induced wind circulations in this island of Guadeloupe, it is necessary to use a local scale model. The real-case simulations with WRF showed the impact of thermal effects on these endogenous orographic circulations. Grande-Terre Island has a relatively flat topography. In this area, local circulations would be essentially driven by spatiotemporal variations of the surface temperature. In the following parts of the study, WTW, MTW, and STW weather types will be characterized by the respective Froude number values of 0.21, 0.41, and 0.82, respectively.

c. Diurnal variability

Over the islands of the Guadeloupe archipelago, the 2-m temperature usually increases by 5°C between 0600 and 1000 LT and reaches its maximum value at 1300 LT (Brévignon 2003). The radiative cooling starts at the end

of the afternoon (1700 LT) and the minimum temperature is reached the following morning at 0500 LT.

During his Ph.D. study, D'Alexis (2011) examined the relationship between the 2-m temperature and 10-m wind speed diurnal cycles that were averaged for 6 months during the 2008 dry season. DES is characterized by sustained winds ($7\text{--}8\text{ m s}^{-1}$) with an absence of diurnal variations in intensity. Wind data from this station may be used to describe coarsely the impinging synoptic wind. For RZT and ARN, which are under the influence of the inland regime, hourly temperatures and wind speeds seem to have a quasi-synchronous evolution.

Temperature diurnal cycles and the yearly averaged temperature of air over sea ($27^{\circ} \pm 0.5^{\circ}\text{C}$) indicate that the greatest thermal contrast between land and sea occurs during the night (sea–RZT contrast peak of 4.7°C at 0500 LT). Moreover, wind speed diurnal cycles show that major differences between synoptic wind (DES) and local wind at inland stations appear from radiative cooling starting time. This may suggest that at nighttime, local circulations would be better marked than in the daytime. In the case of RZT, from midnight on there is usually an almost total absence of wind. Because of nocturnal cooling, a cold surface layer grows over Grande-Terre Island, and warmer trade winds must flow above this layer (Brévignon 2003).

During the night, in some cases of weak to moderate trade winds, light land breezes on the windward coast of Grande-Terre (Bleuse and Bleuse 1997) and reversed lower-levels flows on the windward coast of Basse-Terre Island (D'Alexis et al. 2011) have been observed. Both these local nocturnal winds, blowing with a westerly direction and speed lower than 2 m s^{-1} , seem to push offshore lower-levels trade winds.

To illustrate the second nocturnal westerly flow, WTW diurnal cycle (4–5 December 2007) is studied at ARN. A sudden fall in temperature (-1.10°C), in wind speed (-1.45 m s^{-1}), associated with a reverse in wind direction (southeast to west), is observed in less than 10 min at 2000 LT. From this moment to the next morning, the wind keeps speed values below 1.5 m s^{-1} and a west-northwest direction. These observational data indicate a sudden transition from weak synoptic winds to a cold westerly flow in this area. At 2000 LT, the thermal contrast between the air over sea and ARN is lower than 2°C . Thus, this gravity current would probably be mainly induced by the orography and the slope thermal contrasts (drainage of accumulated cold air mass at the crest of the Basse-Terre mountain range).

In the present work, diurnal cycles of the previously selected days of WTW, MTW, and STW have been studied with observational data from ARN, DES, RZT, and the National Data Buoy Center 42059 buoy located

in the eastern Caribbean (15.058°N , 67.528°W). The month of December is characterized by the weakest solar radiation in the year. During the three weather types, the mean sea surface temperature registered by the buoy is 27.6°C with slight diurnal variations of 0.2°C . Thus, the land–sea thermal contrast will be mainly driven by the island. The observational data show that land diurnal thermal amplitude decreases when the trade winds become stronger. Strong winds would mask the thermal diurnal cycle, by enhancing air mixing in the lower layers and by the advection of MBL conditions on land. Under any type of weather, the station of RZT presents the greatest values of 2-m thermal amplitude (respectively, 9.4° , 9.2° , and 6.2°C for WTW, MTW, and STW, respectively). These high values must be linked with the weak albedo of the RZT urban area. Minimum wind speed values lower than 1 m s^{-1} at nighttime, indicate that RZT and ARN are under the strong influence of the nocturnal cold stable layer. During these nights, local flows orographically or thermally induced (previously described) can be developed in this inland regime area (middle of the archipelago, Fig. 1). The complex topography of the archipelago and its nocturnal land–sea air thermal contrast, suggest that these cases of particular nocturnal circulations cannot be isolated.

3. Model description and evaluation

a. Model description

The atmospheric model employed for the real-case simulations is WRF (Skamarock et al. 2008). To study the local circulations induced by interactions between synoptic winds and small islands such as the Guadeloupe archipelago, a two-way four-level downscaling (grid spacing in km: 27, 9, 3, and 1) is used (Fig. 3). The outermost domain (domain 1) covers 80×80 grid cells in the central Atlantic area from South America to the Dominican Republic. Domain 2 covers 121×109 grid cells in the Lesser Antilles. Domain 3 covers 112×91 grid cells in the area from Dominica Island to St. Kitts and Nevis Islands. The innermost domain (domain 4) covers 130×112 grid cells on the Guadeloupe archipelago. In the WRF Preprocessing System, terrestrial data are provided by the U.S. Geological Survey (USGS). However, the topography of the innermost domain was interpolated from the Institut Géographique National (IGN) 50-m topographic map of the Guadeloupe archipelago. The smoothing of high peaks and valleys is illustrated by the elevation comparison between the 50-m IGN and 1-km WRF maps (Fig. 1). The vertical model grid contains 72 unequally spaced eta levels with the lowest level at 13 m AGL. However, the model provides

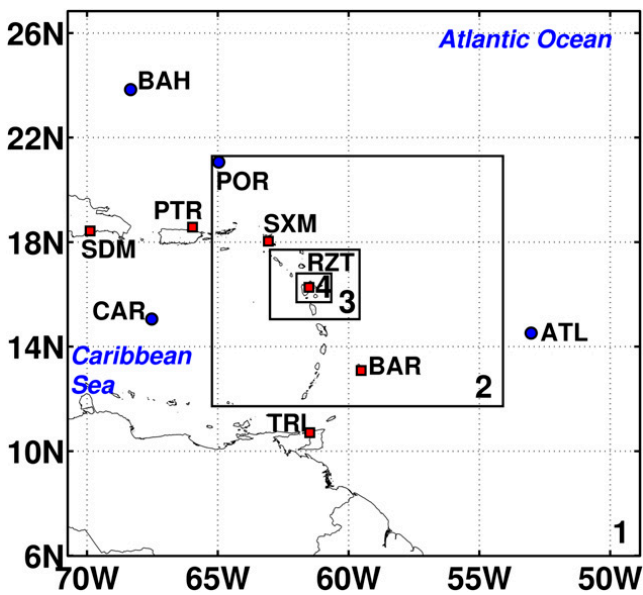


FIG. 3. Description of the four domains employed in the WRF numerical simulation, with respective resolutions of 27, 9, 3, and 1 km, soundings (TRI, BAR, RZT, SXM, PTR, and SDM: red squares) and NDBC buoys (ATL, CAR, POR, and BAH: blue circles).

typical surface variables. The 2-m temperature is diagnosed from the model-level fields and the skin level. The 10-m wind based on Monin–Obukhov similarity theory, is computed. The model top is set at the troposphere layer top (i.e., 50 hPa). This study deals with orographic (maximum MSL elevation of 1460 m) and thermal impacts on island-scale circulations. Thus, the lower layers of the troposphere (3000 first meters) are set with 43 vertical levels. Physics parameterizations are close to the ones found in numerical studies on tropical islands (Jury et al. 2009; Lefèvre et al. 2010). The nonlocal- K PBL Yonsei University scheme (Hong et al. 2006) with the Monin–Obukhov surface layer parameterization is chosen. Microphysics are parameterized by the WRF single-moment 6-class microphysics scheme (Hong and Lim 2006), which is suitable for high-resolution simulations contrary to the WRF single-moment 3-class microphysics scheme used by Lefèvre et al. (2010). For radiation parameterization, the Rapid Radiative Transfer Model (RRTM) longwave scheme (Mlawer et al. 1997) and the Dudhia shortwave scheme (Dudhia 1989) are selected. Lesser Antilles volcanic islands, like Martinique, Dominica, and Guadeloupe have a very complex topography. To well simulate radiative forcing, slope effects and neighboring-point shadow effects are added for domains 3 and 4. The Noah land surface model (Chen and Dudhia 2001), which includes soil temperature and moisture in four layers is selected. In domain 1, the Kain–Fritsch scheme (Kain 2004) is added to parameterize the

convection. In the other domains, the model explicitly resolves the convections. The SST skin option is activated in order to simulate the sea skin temperature diurnal cycle. The model is 6-hourly initialized with meteorological data from the 1° National Centers for Environmental Prediction (NCEP) Final Analysis (FNL) operational model global tropospheric analyses (continuing from July 1999, available online at <http://dss.ucar.edu/datasets/ds083.2/>). This includes skin temperature fields. Model output data are hourly available for the four domains.

WRF has the present configuration for three simulations of 60 h: the WTW case (from 1800 UTC 2 December to 0600 UTC 5 December 2007), the STW case (from 1800 UTC 13 December to 0600 UTC 16 December 2007), and the MTW case (from 1800 UTC 23 December to 0600 UTC 26 December 2007). In all cases, the first 12-h results are not taken into account for the analysis. This is the typical spinup time period (Hu et al. 2010).

b. Model evaluation

1) EVALUATION OF SURFACE DATA

The error estimators (MBE, RMSE, MAE, IOA, and IOA2) are described in the appendix. The RMSE and the IOA are mostly used in the literature to summarize mean differences between the forecast and the observational data. However, according to Willmott and Matsuura (2005), because of the sum of squared errors characterizing these parameters, large errors have a relatively greater influence on the total square error than smaller ones (unlike the MAE). The present short time simulations: with very few comparison locations (low number of reliable weather stations), would be more affected by this problem. To fix it, the MAE and the IOA2 are chosen instead of the RMSE and the IOA, on the recommendation of Willmott and Matsuura (2005) and Willmott et al. (2012). The following IOA2 values: negative, between 0 and 0.5 and above 0.5, are considered as bad, good, and very good, respectively.

The observational land surface data are extracted from the five weather stations available in domain 4: RZT, DES, MOU, GBD, and ARN (Fig. 1). The hourly data studied are: 10-min means, 2-m air temperature, and 10-m wind speed and direction. RZT, DES, MOU, and GBD have an accuracy of 0.1°C for temperature, 1 m s⁻¹ for wind speed, and 10° for wind direction. ARN has an accuracy of 0.2°C for temperature, 2% (with a resolution of 0.01 m s⁻¹) for wind speed, and 3° for wind direction.

The observational sea surface data are extracted from four National Data Buoy Center buoys: POR (ID 41043, 21.061°N, 64.966°W) located in domain 2, BAH (ID 41046,

TABLE 2. Surface data evaluation.

	ARN	RZT	DES	MOU	GBD	ATL	CAR	BAH	POR
Air temperature (°C)									
No. of data points	144	144	144	144	144	144	144	144	144
Obs mean	24.8	25.1	26.7	25.2	26.0	26.2	27.1	24.7	25.8
Obs std dev	2.5	2.8	1.3	2.6	1.9	0.5	0.5	0.4	0.4
MBE	-0.3	-0.8	-1.1	-0.1	-1.3	-0.3	-0.6	-0.3	-0.6
MAE	1.0	1.2	1.2	1.5	1.4	0.4	0.7	0.4	0.5
IOA2	0.7	0.7	0.5	0.5	0.6	0.5	0.4	0.4	0.5
Sea surface temperature (°C)									
No. of data points	—	—	—	—	—	144	144	144	144
Obs mean	—	—	—	—	—	27.0	27.6	25.6	26.8
Obs std dev	—	—	—	—	—	0.3	0.2	0.2	0.3
MBE	—	—	—	—	—	0.0	0.1	0.2	-0.1
MAE	—	—	—	—	—	0.2	0.1	0.2	0.2
IOA2	—	—	—	—	—	0.7	0.7	0.6	0.8
Wind speed (m s^{-1})									
No. of data points	144	144	144	144	144	144	144	144	144
Obs mean	3.5	3.0	7.5	3.1	5.1	6.3	7.9	5.9	7.5
Obs std dev	2.3	2.2	3.7	1.9	2.8	2.8	2.0	2.2	2.1
MBE	-0.1	0.2	-1.8	1.7	-0.3	1.7	1.0	1.5	0.4
MAE	1.3	1.1	2.1	2.0	1.1	1.8	1.2	1.6	1.9
IOA2	0.7	0.7	0.7	0.6	0.7	0.5	0.6	0.7	0.7
Wind direction (°N)									
No. of data points	144	120	144	135	143	144	144	144	144
Obs mean	166.8	90.3	104.9	97.4	87.8	77.6	69.8	115.4	82.0
Obs std dev	83.3	50.1	19.6	78.2	54.3	35.4	18.0	61.5	15.8
MBE	-48.6	4.7	-19.2	-1.2	-10.1	-1.9	-0.7	-8.7	-15.9
MAE	54.2	31.0	33.4	58.4	29.7	16.6	11.3	16.9	18.6
IOA2	0.7	0.4	0.6	0.2	0.4	0.6	0.6	0.8	0.4

23.838°N, 68.333°W), CAR (ID 42059, 15.058°N, 67.528°W), and ATL (ID 41040, 14.516°N, 53.024°W), which are located in domain 1 (Fig. 3). The hourly data studied are 10-min means, sea surface temperature, 4-m air temperature, and 5-m wind speed and direction. The four buoys have an accuracy of 1°C for sea surface temperature, 1°C for air temperature, 1 m s^{-1} for wind speed, and 10° for wind direction. WRF output variables are extracted at the closest grid points of each station. Model-prediction error estimators are computed on the three simulations of 48 h ($n = 144$) and reported on in Table 2. For wind speeds lower than 1 m s^{-1} , RZT, DES, MOU, and GBD do not record wind direction values, this is why there are missing data in wind directions statistics. Concerning buoys, sea surface temperature, 4-m air temperature, and 5-m wind speed and direction are compared with skin temperature, 2-m air temperature, and 10-m wind speed and direction from the model, respectively. In the table, all values of IOA2 are positive: it means that at any station, the model gives good prediction for air temperature, sea surface temperature, wind speed, and wind direction. Generally, the model presents better scores at land stations. This would be due to vertical approximation of buoys data. However the sea surface temperature is very well simulated with all

IOA2 values above 0.5. Over land, wind speed is the best simulated variable with very good values of IOA2. For this variable, the worst prediction appears at MOU (IOA2 = 0.6 and MAE = 2.0 m s^{-1}), which is at the limit between the inland and windward regimes. The wind direction statistics show an important variability of this parameter during the three simulations, this is the worst simulated variable over land. But globally the model has good prediction of this variable with the best score occurring at ARN. Concerning the 2-m temperature, generally the model has good performance with a tendency to underestimation over land and sea. This is the worst simulated variable over sea. Inland stations (ARN, RZT, and GBD) have very good scores whereas windward coastal stations (MOU and DES) have just good scores. This could suggest that WRF simulates a better thermal diurnal cycle undisturbed by the marine ABL conditions. For all variables and all simulations, MOU presents the worst score of IOA2: this could confirm its hybrid location (between inland and windward regimes).

2) EVALUATION OF UPPER-AIR DATA

The first problem encountered to evaluate the simulation of atmospheric lower layers conditions is the lack of radiosounding data in domain 4, during short time

TABLE 3. Upper-air data evaluation with 35 soundings.

No. of data points	Pressure levels (hPa)															
	1000	950	925	900	850	800	700	650	600	500	400	300	250	200	150	100
Dry potential temperature (K)																
Obs mean	297.0	298.9	299.5	300.2	302.4	305.2	311.6	315.0	318.4	324.8	331.1	338.2	342.2	347.8	355.5	379.6
Obs std dev	1.1	1.0	1.0	1.3	1.2	1.4	1.5	1.9	1.8	2.0	2.3	2.7	2.0	2.7	4.2	3.2
MBE	0.2	-0.9	-1.0	-0.8	0.1	0.2	0.5	0.9	0.3	0.2	0.2	-0.1	-0.1	-0.7	-1.0	-2.1
MAE	0.8	1.0	1.1	1.1	0.9	0.8	1.0	1.3	1.2	1.0	0.8	0.9	0.9	1.3	1.5	3.0
IOA2	0.5	0.4	0.5	0.5	0.6	0.7	0.7	0.5	0.4	0.6	0.8	0.8	0.7	0.6	0.8	0.5
Water vapor mixing ratio (g kg^{-1})																
Obs mean	15.4	13.8	12.9	11.7	9.8	7.5	3.1	2.1	1.1	0.7	0.5	0.2	—	—	—	—
Obs std dev	1.4	1.5	1.3	1.4	2.2	3.4	2.2	1.9	1.6	0.9	0.7	0.1	—	—	—	—
MBE	-0.1	0.4	0.4	0.0	-1.4	-1.4	-0.3	-0.4	0.2	-0.1	-0.1	0.2	—	—	—	—
MAE	1.0	1.3	1.1	1.5	2.7	2.9	2.0	1.4	1.0	0.4	0.3	0.1	—	—	—	—
IOA2	0.4	0.2	0.3	0.4	0.4	0.3	0.5	0.5	0.5	0.7	0.6	0.5	—	—	—	—
Wind speed (ms^{-1})																
Obs mean	4.8	8.5	8.9	8.8	8.5	8.1	8.2	8.2	9.1	10.0	7.8	11.8	17.2	21.0	20.8	12.9
Obs std dev	2.7	4.3	4.4	4.2	3.9	4.1	4.8	4.3	3.8	4.0	3.7	5.4	7.5	9.5	8.4	3.5
MBE	2.8	1.1	0.9	1.0	0.7	0.4	0.0	-0.1	-0.5	-0.6	0.8	0.2	-0.2	0.2	1.1	0.5
MAE	3.2	2.2	1.9	1.9	2.5	2.4	2.4	2.0	2.4	2.5	2.0	2.4	3.3	2.6	3.6	2.4
IOA2	0.6	0.7	0.7	0.8	0.7	0.7	0.7	0.7	0.6	0.6	0.7	0.7	0.7	0.9	0.8	0.6
Wind direction ($^{\circ}\text{N}$)																
Obs mean	67.3	71.3	73.1	74.2	73.4	78.1	111.7	120.9	119.7	124.7	152.3	252.9	237.1	215.9	204.4	176.1
Obs std dev	80.1	26.7	17.7	17.7	22.1	26.8	73.2	73.6	72.3	99.8	121.6	97.4	103.0	107.1	120.9	127.6
MBE	-1.2	-2.0	-2.5	-0.6	7.2	11.1	-19.1	-4.6	4.7	-4.5	1.2	1.6	15.4	24.9	10.6	27.8
MAE	45.5	15.0	12.1	12.9	22.8	28.1	37.1	34.2	19.6	22.9	62.7	33.3	25.3	31.5	25.0	48.6
IOA2	-0.1	0.5	0.5	0.6	0.4	0.4	0.6	0.7	0.8	0.8	0.7	0.8	0.8	0.8	0.9	0.8

simulations like ours. During the dry season, one daily 1200 UTC sounding is launched from RZT. Thus, for the three 48-h time simulation, there are only six observed profiles. To get more comparison points, other 1200 UTC soundings were used: BAR (ID 78954, Barbados) and SXM (ID 78866, St. Martin) are located in domain 2, TRI (ID 78970, Trinidad), PTR (ID 78526, Puerto Rico), and SDM (ID 78486, Dominican Republic) are located in domain 1 (Fig. 3). Moreover, the soundings include approximately half the number of WRF vertical levels. To compute statistical tools used previously, radiosoundings and model vertical profiles data are interpolated (with cubic spline method) at the same pressure levels. The model ingests these observational profiles through NCEP FNL analyses at 1200 UTC. To estimate the ability of WRF to predict the stratification, the 1100 UTC WRF vertical profiles are evaluated.

Results of the 35 comparisons (TRI has a missing sounding) at each level between interpolated profiles from radiosoundings and model are reported for four variables (Table 3): dry potential temperature, water vapor mixing ratio, wind speed, and direction. Water vapor mixing ratio errors cannot be computed above 300 hPa because of missing measures. Overall the model predicts well the troposphere stratification, except the wind direction at 1000 hPa (IOA2 = -0.1). This is probably

induced by turbulence motions generated by the transition period between nocturnal and diurnal conditions. The wind direction starts to be very well simulated from the 650-hPa level. The best simulated variable is the wind speed with very good values of IOA2 for all pressure levels. Mean bias errors indicate that the model tends to overestimate wind speeds up to the 700-hPa level. The WRF dry potential temperature presents good to very good scores of prediction. The water vapor mixing ratio has good values of IOA2, mainly lower than 0.6.

4. The 1-km numerical results over Guadeloupe (domain 4)

The study of the main factors forcing the local airflow circulations over the archipelago indicates that the larger the Froude number, the smaller the orographic and thermal effects. Thus, numerical results will be analyzed in the following order: STW ($Fr_m = 0.82$), MTW ($Fr_m = 0.41$), and WTW ($Fr_m = 0.21$).

a. Surface energy budget

Thermal airflow circulations are driven by the spatiotemporal evolution of surface energy budget, defined without snow processes in the Noah land surface model

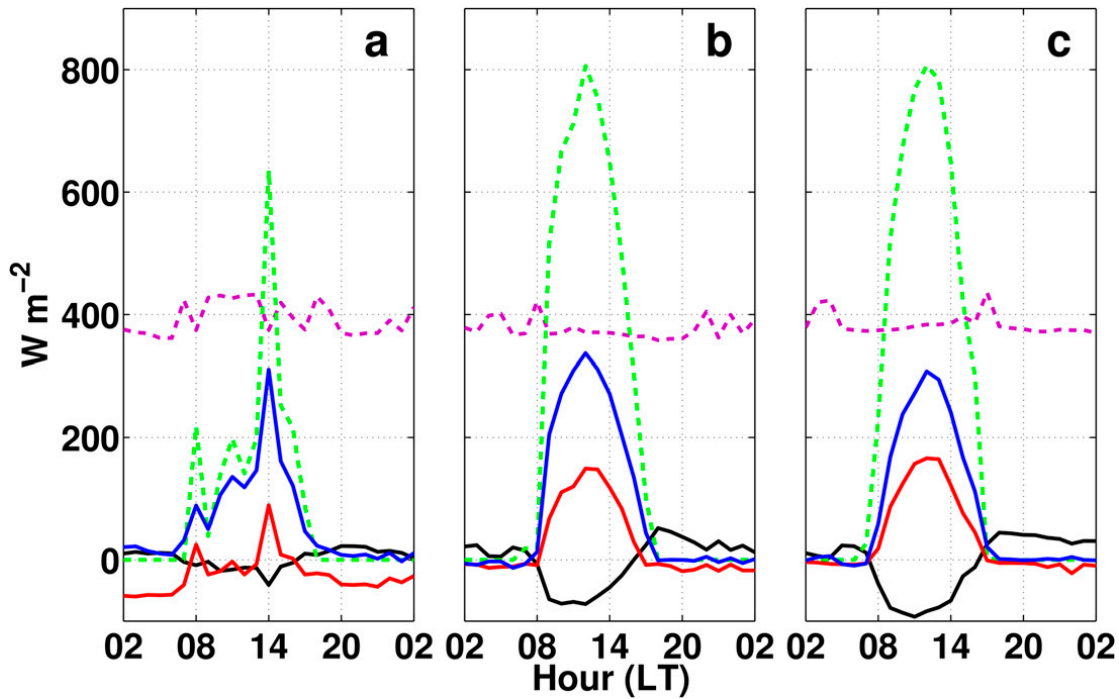


FIG. 4. WRF diurnal surface energy budget at ARN location for each weather type: (a) STW 14 Dec 2007 ($Fr_m = 0.82$), (b) MTW 24 Dec 2007 ($Fr_m = 0.41$), and (c) WTW 3 Dec 2007 ($Fr_m = 0.21$), with five fluxes ($W m^{-2}$), the downward shortwave radiation SD (green dashed line), the downward longwave LD (magenta dashed line), the latent heat flux LH (blue solid line), the sensible heat flux SH (red solid line), and the ground heat flux G (black solid line).

(Chen and Dudhia 2001) as $(1 - \alpha)SD + LD - \varepsilon\sigma T_s^4 = SH + LH + G$, where α is the albedo (dimensionless); SD and LD are the downward shortwave and longwave radiation ($W m^{-2}$), respectively; ε is the emissivity (dimensionless); σ is the Boltzmann constant ($W m^{-2} K^{-4}$); T_s is the skin temperature (K); and SH, LH, and G are the sensible, latent, and ground heat flux ($W m^{-2}$), respectively. For the three weather types, the simulated diurnal surface energy balance is examined at ARN where particular airflow circulations were measured. Under the three weather types, the Bowen ratio (i.e., $\beta_o = SH/LH$) is less than one during the day, thus a great proportion of exchanged energy passes to the atmosphere as latent heat (Fig. 4). It is the opposite at nighttime. The Bowen ratio seems to decrease as the strength of the trade wind increases. The minimum β_o of 0.28 occurs during STW. Under this weather type the maximum downward shortwave radiation is very low ($-172 W m^{-2}$) and occurs at 1400 LT instead of typical MTW and WTW maximum time of 1200 LT. This would be induced by the cloud cover. In this case the elevation of the skin temperature will be inhibited.

In the following parts of the study, the sensible heat flux effects on the thermally driven flow are analyzed. Unlike the latent heat flux, the sensible heat flux directly induces changes in near-surface air temperature: $SH = \rho C_p C_h |V|(T_s - T_1)$, where ρ is the air density

($kg m^{-3}$); C_p is the air heat capacity ($J m^{-3} K^{-1}$); C_h is the surface exchange coefficient for heat and moisture, depending on surface roughness lengths (dimensionless); V is the surface layer wind speed ($m s^{-1}$); and T_s and T_1 are the skin and the near-surface air temperature (K), respectively. SH could increase dynamically with the surface layer wind speed. The latent heat flux, largely provided in Guadeloupe by strong convective rainfall and soil moisture will be studied in future works.

b. Case of STW ($Fr_m = 0.82$)

At daytime, 1400 LT 14 December 2007, the impinging flow is almost uniform with a wind speed of $12 m s^{-1}$ and an east-northeast direction (Fig. 5a1). In the study, low clouds are defined between the surface and the 850-hPa level. There is a particular clear sky over low land areas; the strong trade winds inhibit the convection over low land areas (Fig. 5a2). An orographically induced compact low cloud cover, decreases the skin temperature below $24^\circ C$ on the mountains of Basse-Terre (Fig. 5a3). This results in the major diurnal negative value of SH ($-50 W m^{-2}$). The extreme values of SH and T_s , which are $350 W m^{-2}$ and $34^\circ C$, respectively, correspond to urban land-use areas. The airflow seems to have a weakly nonlinear pattern over the mountainous range of north Basse-Terre: the air mass flows above the obstacle with small lateral deflections, an acceleration at the crest

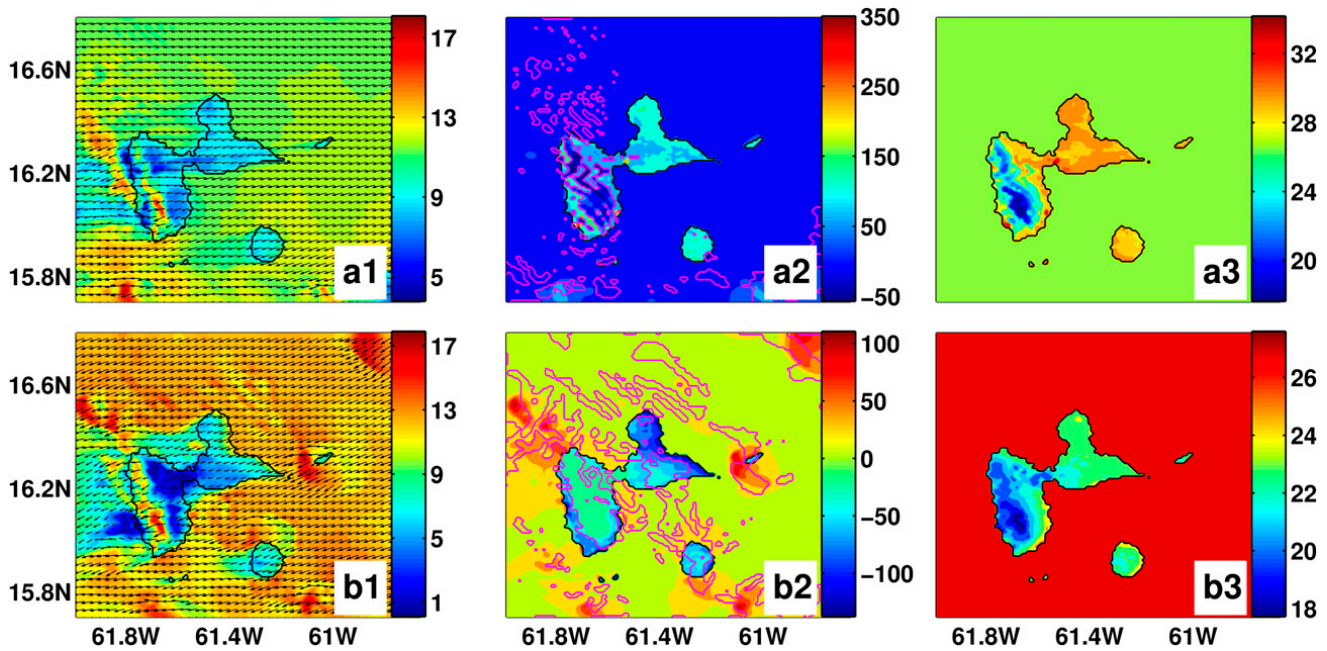


FIG. 5. STW ($Fr_m = 0.82$) local circulations at (a1)–(a3) daytime 1400 LT 14 Dec 2007 and (b1)–(b3) nighttime 0400 LT 15 Dec 2007: (a1),(b1) 10-m winds (speed in m s^{-1}); (a2),(b2) sensible heat flux (SH in W m^{-2}) and low clouds (below 850-hPa level) (magenta contours); and (a3),(b3) skin temperature (T_s in $^{\circ}\text{C}$).

and a deceleration on the leeward coast. In this area near the Caribbean Sea, a flow acceleration band parallel to the mountainous range, followed by a deceleration, would suggest a propagation of lee waves. At La Soufrière the air mass flows above and around the volcano, and a thin wave breaking, associated with a weak wake, occurs.

At nighttime, 0400 LT 15 December 2007, nocturnal trade winds keep the speed of 12 m s^{-1} and the east-northeast direction, but the wind field is less uniform, including more Atlantic disturbances (Fig. 5b1). The important cloud cover, advected from the sea on the low land areas and orographically induced on the mountains of Basse-Terre, inhibits the radiative cooling (Figs. 5b2 and 5b3). Over the low land areas, the thermal sea–land contrast has a low value of 4°C . In high lands T_s is poorly cold (17.8°C). Like in the diurnal case, this weather type presents a large nocturnal negative value of SH, dynamically forced by the surface layer wind speed on the windward coasts of the archipelago. The air mass slowed by the cold land surface is more impacted by the orography. In the north part, the diurnal weakly nonlinear regime changes to wave breaking regime. At La Soufrière, the wave breaking and the wake are better defined.

c. Case of MTW ($Fr_m = 0.41$)

At daytime, 1400 LT 24 December 2007, the Atlantic wind field has globally a speed of 6 m s^{-1} and a uniform east direction (Fig. 6a1). Because of the land–sea thermal contrast (mean value of 4°C), marine airflows tend

to converge over land (Fig. 6a3). This generates a line of low convective clouds over Grande-Terre (Fig. 6a2). Other convective clouds are generated on the mountainous island of Basse-Terre. As the downward short-wave radiation decreases at cloud locations, the heating of the soil is inhibited. In some cases, the soil is cooler than the near-surface air, thus the sensible heat flux (SH) may be negative. The moderate wind speed allows the impinging air mass to flow above and around the volcano of La Soufrière. A wave breaking generates a wind acceleration area on the lee slopes and a calm wind area on the leeward coast. This results in a wake linked with a sea-breeze circulation. At this location characterized by a clear sky, the land–sea thermal contrast reaches 6°C . The onshore development on upslopes would be inhibited by the strong plunging flows due to the wave breaking.

At nighttime, 0400 LT 25 December 2007, the impinging flow has a speed of 7 m s^{-1} and an east-northeast direction (Fig. 6b1). Over low lands, the sea–land thermal contrast is 4°C greater than the STW one at the same hour (Fig. 6b3). However the trade wind intensity inhibits the development of land-breeze circulations. In Grande-Terre the weak airflow diverges without reversal in direction and without offshore extension. Over the high lands of Basse-Terre, the impinging airflow is blocked on the windward side of the volcano. A katabatic flow occurs linked with a minimum T_s 4°C lower than the STW one at the same location (i.e., at the top of

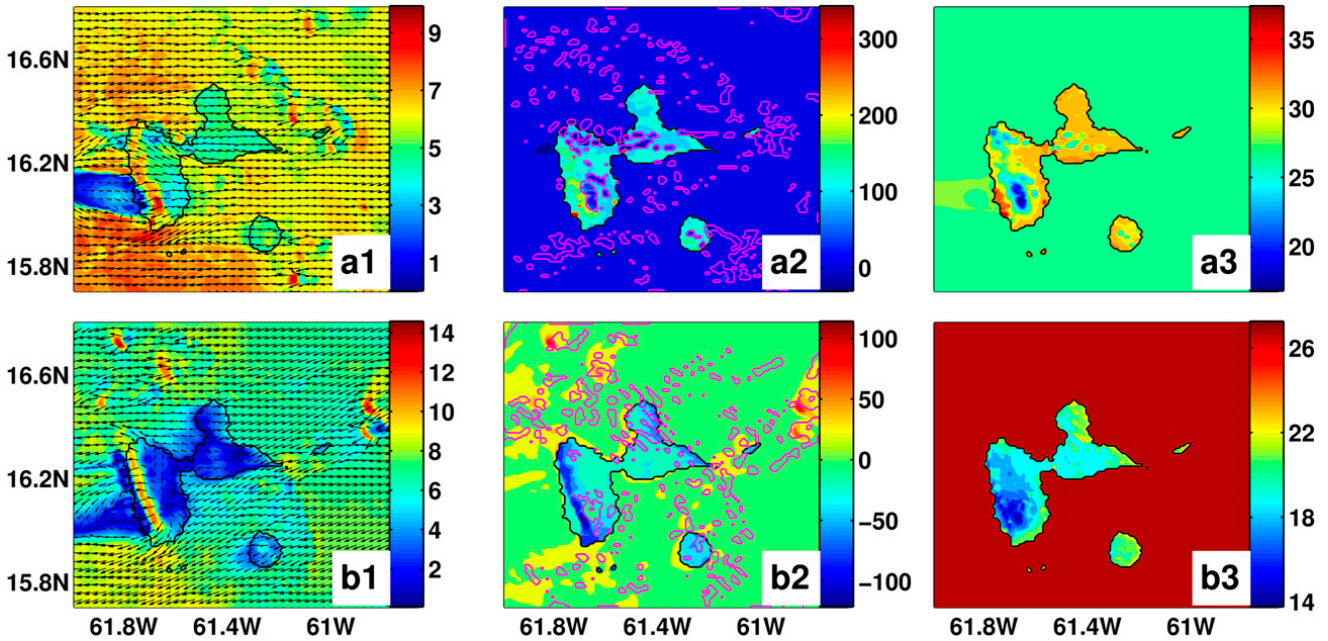


FIG. 6. MTW ($Fr_m = 0.41$) local circulations at (a1)–(a3) daytime 1400 LT 24 Dec 2007 and (b1)–(b3) nighttime 0400 LT 25 Dec 2007: (a1),(b1) 10-m winds (speed in m s^{-1}); (a2),(b2) sensible heat flux (SH in W m^{-2}) and low clouds (below 850-hPa level) (magenta contours); and (a3),(b3) skin temperature (T_s in $^{\circ}\text{C}$).

the volcano). This reversed circulation seems weak with no extension to the sea. On the lee side, a strong wave breaking occurs associated with maximum absolute values of SH, dynamically forced by the surface layer wind speed (Fig. 6b2). The diurnal wake is still present with a northeast direction.

d. Case of WTW ($Fr_m = 0.21$)

At daytime, 1400 LT 3 December 2007, the trade winds have a wind speed lower than 3 m s^{-1} with a direction between the northeast and east (Fig. 7a1). Because of the position of the low pressure center in the

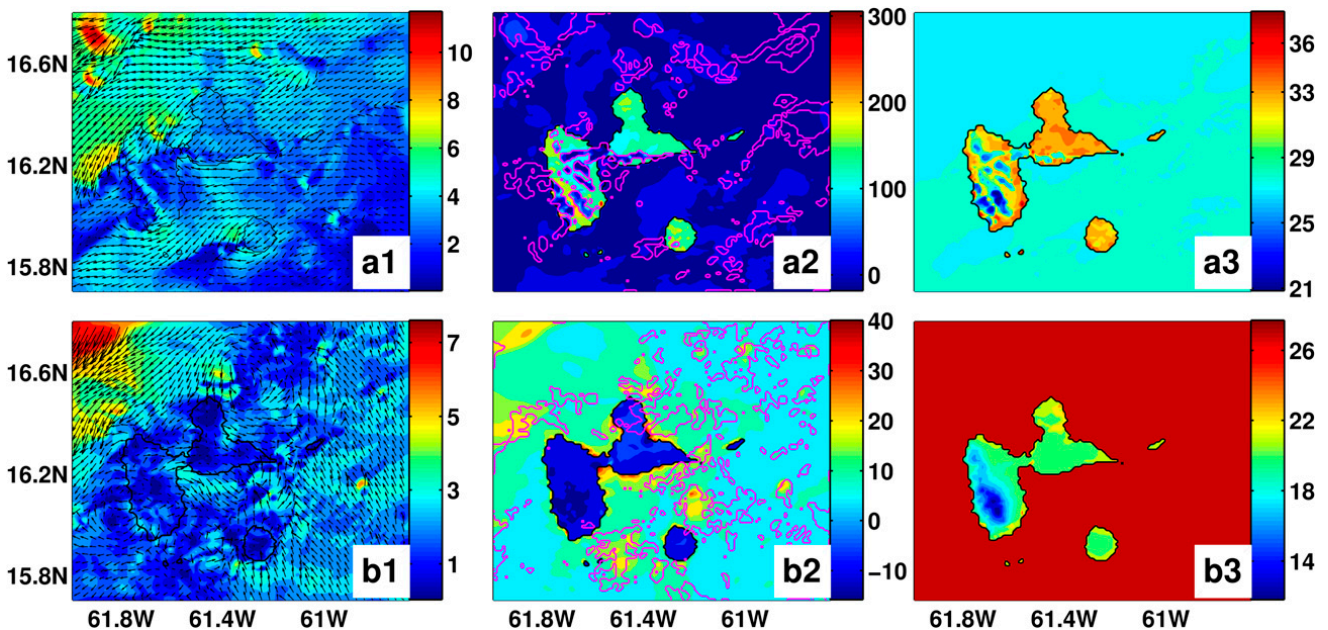


FIG. 7. WTW ($Fr_m = 0.21$) local circulations at (a1)–(a3) daytime 1400 LT 3 Dec 2007 and (b1)–(b3) nighttime 0400 LT 4 Dec 2007: (a1),(b1) 10-m winds (speed in m s^{-1}); (a2),(b2) sensible heat flux (SH in W m^{-2}) and low clouds (below 850-hPa level) (magenta contours); and (a3),(b3) skin temperature (T_s in $^{\circ}\text{C}$).

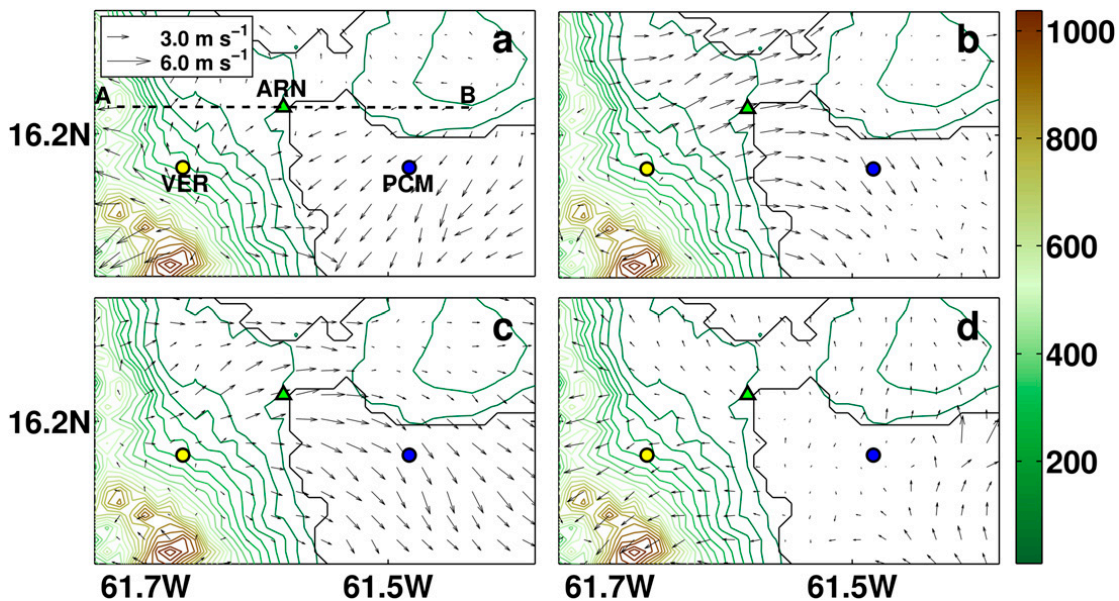


FIG. 8. Evolution of the westerly nocturnal downslope flow during the night of 3–4 Dec 2007 (WTW, $Fr_m = 0.21$) in the region of interest at (a) 2000, (b) 0200, (c) 0400, and (d) 0900 LT: the 10-m wind arrows ($m s^{-1}$), elevation heights (m), cross section A–B, and three points of study (VER, ARN, and PCM).

Atlantic Ocean, wind speeds are greater in the northwest corner of the domain. The land–sea thermal contrast is $2^{\circ}C$ greater than the MTW contrast (Fig. 7a3). A cloud line is generated on the south coast of Grande-Terre (Fig. 7a2) and there are more convective clouds on the mountainous island of Basse-Terre. The impinging air mass must flow around the volcano of La Soufrière and a wake is generated on the lee side of Basse-Terre Island.

At nighttime, 0400 LT 4 December 2007, the Atlantic wind field has a global speed of $2.5 m s^{-1}$ and significant variations in wind direction. An anticyclonic cell occurs in the northeast of Grande-Terre Island, probably induced by the confluence of southeast and northeast trade wind flows (Fig. 7b1). Over the sea, downdraft motions of clouds induce locations with diverging accelerated flows (Fig. 7b2). Over land the clear sky, including a null cloud cover over the mountain range, enhances the radiative cooling. At low elevation areas the mean sea–land thermal contrast reaches $7^{\circ}C$ and the minimum T_s falls below $12^{\circ}C$ on high lands (Fig. 7b3). As a result of this and the weak synoptic wind, land-breeze circulations seem to occur all around the main islands. Westerly reversed flows blow on the windward coasts of Grande-Terre, as observed by Bleuse and Bleuse (1997) during the same type of weather. On the windward side of Basse-Terre Island, a westerly katabatic wind flows down with an acceleration area at ARN and extends to the sea (PCM point of study Fig. 1). This katabatic current, observed by D’Alexis (2011) during this same

night, joins the South Grande-Terre land breezes. At this time, this coupled westerly circulation extends to 18 km from the windward coast of Basse-Terre. The maximum values of SH at coastal wind acceleration areas keep these offshore cold circulations until sunrise. The WTW katabatic wind is stronger than that of the MTW. This is probably due to the presence during the MTW case of orographic clouds that inhibit the radiative cooling on the mountain (Fig. 6b2). The MTW minimum T_s is $2^{\circ}C$ greater than the WTW minimum.

e. Nocturnal katabatic flow on the windward coast of Basse-Terre during WTW ($Fr_m = 0.21$)

In the previous paragraph, the model showed its ability to simulate an observed nocturnal reversed flow on the windward coast of Basse-Terre under WTW during the night of 3–4 December 2007. The katabatic flow is examined in region of interest ($16.08221^{\circ}N$, $61.7422^{\circ}W$; $16.30165^{\circ}N$, $61.37868^{\circ}W$) (Fig. 8). At 2000 LT (Fig. 8a), the katabatic flow would be generated by a divergence point located at $16.1221^{\circ}N$, $61.6591^{\circ}W$ and 567 m MSL height. The confluence between this particular flow and the trade winds occurs on the coast. From 0200 to 0400 LT (Figs. 8b,c), the katabatic wind, stronger than at the previous time, extends to the sea pushing the trade winds offshore. From the initial starting point to Grande-Terre, the reversed flow turns from the southwest direction to the northwest direction. The latter wind direction may be associated with land-breeze circulations occurring on the south coast of

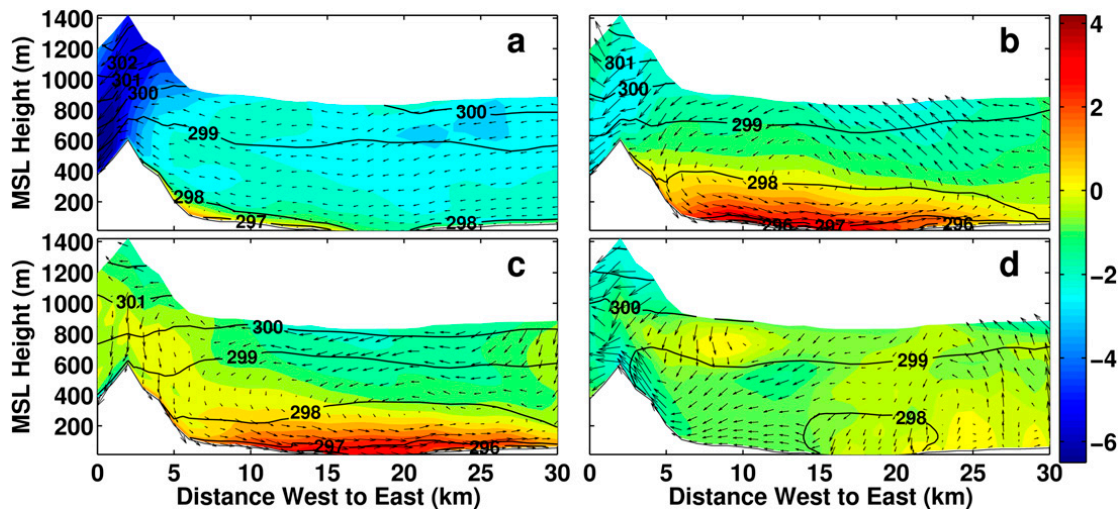


FIG. 9. Evolution of the katabatic flow during the night of 3–4 Dec 2007 (WTW, $Fr_m = 0.21$) along the cross section A–B (Fig. 1b) at (a) 2000, (b) 0200, (c) 0400, and (d) 0900 LT: wind speed arrows (U and $10 \times W$ compounds, $m s^{-1}$), wind speed color map (U compound, $m s^{-1}$), and dry potential temperature contours (K) with a step of 1 K.

Grande-Terre. At 1000 LT, the radiative heating of the soil induces anabatic motions that develop on windward slopes of Basse-Terre, while the trade winds reappear in the southeast corner.

The spatiotemporal evolution of the nocturnal reversed flow analyzed in cross section A–B (Fig. 8), including the location of ARN at 15 km on the x axis (Fig. 9), confirms the previous analysis. The katabatic wind is initialized at 2000 LT on a windward slope point (11 km inland with an MSL height of 380 m) of Basse-Terre (Fig. 9a). The weak downwind seems to be limited by the Basse-Terre 298-K isotherm that has a low AGL height and a coastal boundary. At 0200 LT (Fig. 9b), the katabatic wind extending to the sea surface (i.e., the Petit Cul-de-Sac Marin), is close to Grande-Terre. The lower-level flow is stronger and cooler than at the previous time, with the 296-K isotherm at the surface and a maximum longitudinal wind speed of $4 m s^{-1}$. The flow is marked by a return current above AGL heights of 400 m which would correspond with the 298-K isotherm. At 0400 LT (Fig. 9c), the cold air mass moves to Grande-Terre island (approximately at a distance of 27 km from its starting point). This fact may be one of the causes explaining the west wind direction observed on the morning radiosounding of RZT. The transition time between the stable nocturnal and the unstable diurnal ABL is represented as 1000 LT (Fig. 9d). At this time, the windward and leeward slopes of the mountain are already hot enough to generate anabatic motions.

Two virtual points of study have been defined in the region of interest: one upstream located on the windward slopes, VER (16.1920°N, 61.6695°W, 235 m MSL), and the other one downstream located over the sea area

of Le Petit Cul-de-Sac Marin, PCM (16.1920°N, 61.5033°W, sea level).

Simulated hourly time series are studied for four variables during the period from 1200 LT 3 December to 1200 LT 4 December 2007, at ARN, VER, and PCM, and observational data from ARN were added (Fig. 10). Globally, ARN simulated and observed data fit well for the four variables; the largest biases occur for the wind speed of the katabatic flow, which is overestimated by the model (Fig. 10). At 1700 LT, the sensible heat flux becomes negative at VER and ARN, inducing at 1800 LT a 2-m temperature drop of $1.5^{\circ}C$ at these locations. At the same hour the katabatic flow starts at VER, linked with a fall of wind speed and a south wind direction. At 2000 LT, a simultaneous drop in wind speed (below $1 m s^{-1}$) and reversal of wind direction occur at ARN. At 0100 LT, the airflow circulation over sea (PCM) also reverses to the west. Between 0700 and 0800 LT, the sensible heat flux becomes positive and 2-m temperature rises by $3^{\circ}C$ over VER and ARN. At 0900 LT, the wind direction is back to the east at the three locations.

To study the probable link between these three locations and the spatiotemporal pattern of the katabatic front, the momentum of circulation was plotted in the lower layers (Fig. 11). At VER, the flow has a maximum intensity at 0000 LT, with two secondary peaks (Fig. 11a). A similar signature of flow intensity occurs at ARN (Fig. 11b), 3 h later, with a deeper front ($\approx 250 m$) and a momentum of $3.8 kg m^{-2} s^{-1}$. This would indicate that the ARN katabatic flow would come from VER. At PCM (Fig. 11c), the three peaks pattern is not found. The maximum intensity peak appears at 0500 LT. The location of PCM would suggest that the signal at this point

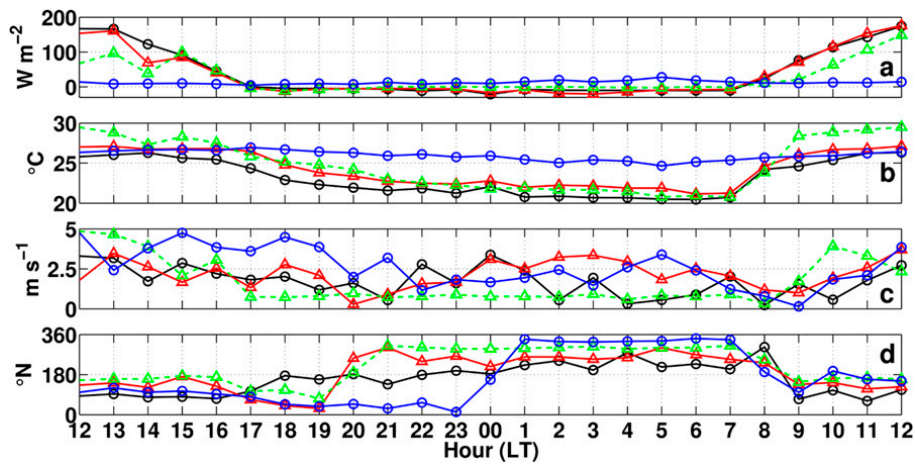


FIG. 10. Comparison between WRF VER (black circles), WRF PCM (blue circles), WRF ARN (red triangles), and observed ARN (green triangles) time series (1200 LT 3 Dec–1200 LT 4 Dec 2007) for four variables: (a) sensible heat flux (W m^{-2}), (b) 2-m air temperature ($^{\circ}\text{C}$), (c) 10-m wind speed (m s^{-1}), and (d) 10-m wind direction ($^{\circ}\text{N}$).

would be disturbed by the confluence between the Grande-Terre land breeze and the Basse-Terre katabatic flow.

To confirm the previous interpretation, the reverse trajectory of the air mass arriving at the three locations was computed during the period of the katabatic wind.

Considering the air mass advected without friction, the motion law for massless particles was resolved. Results show that the katabatic wind starts in the area around the expected point (i.e., 16.1221°N, 61.6591°W, 566 m MSL), previously described (Fig. 8). This wind flows successively to the areas of VER, ARN, and PCM.

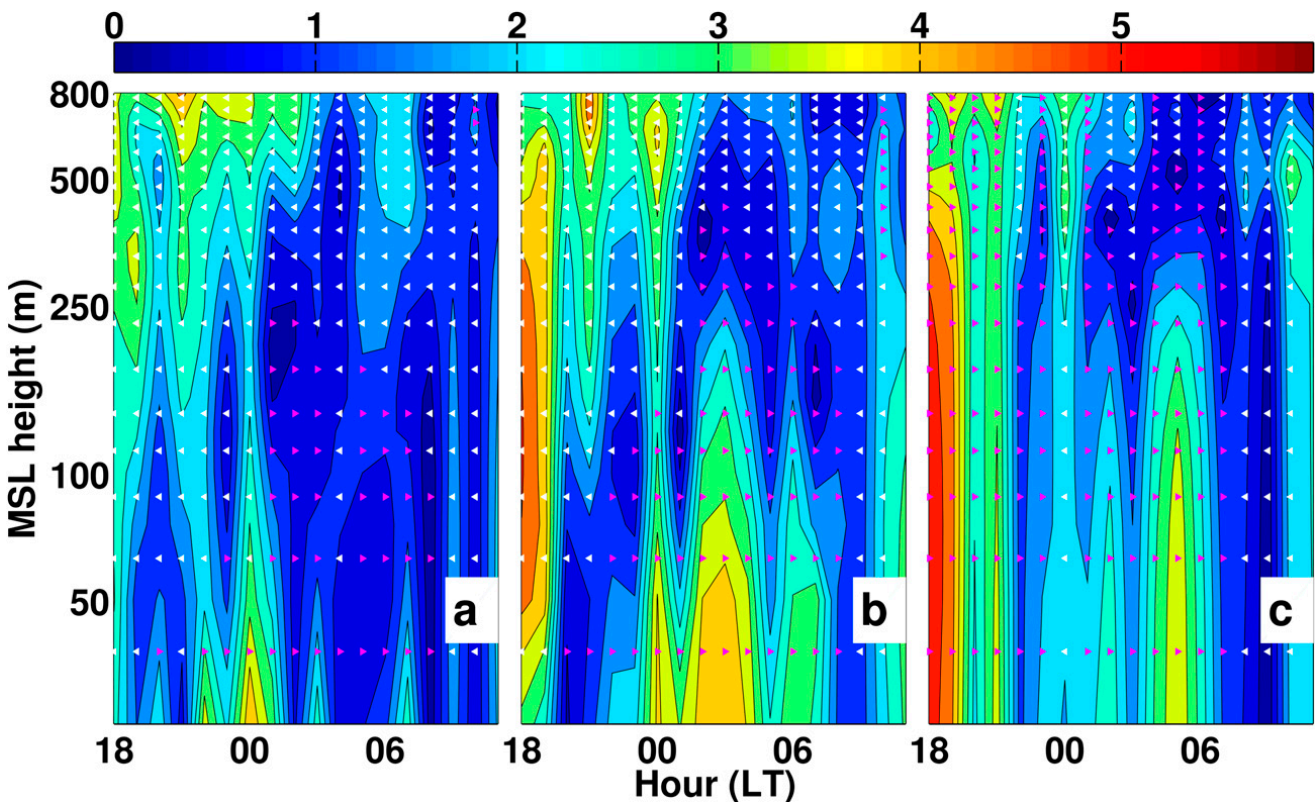


FIG. 11. Temporal log height cross section for the momentum flux ($\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$) of the katabatic wind during the night of 3–4 Dec 2007 at three points of study: (a) VRN (direction from west to east), (b) ARN (direction from west to east), and (c) PCM (direction from north to south). Triangles represent the direction of the flow function of the propagation direction: (magenta) positive flow and (white) negative flow.

Concerning this last location, two reverse trajectories are possible, one following the katabatic flow and the second following the land-breeze circulation. This supports the different signal of the flow at this location (Fig. 11c).

5. Conclusions

The main goal of this study was to analyze the mechanisms that drive local-scale airflow circulations over the Guadeloupe archipelago, using 1-km WRF. The most important forcings expected in the literature, are the impinging flow velocity, the orography, and the diurnal cycle. Three meteorological situations have been selected during December 2007: STW, MTW, and WTW, which correspond to Froude number values 0.82, 0.41, and 0.21, respectively. For these three weather types and at different locations, simulated typical meteorological variables (the sea surface temperature, the 2-m temperature, the dry potential temperature, the water vapor mixing ratio, the wind speed, and direction) present a good agreement with observed data. In view of every upper-air and surface IOA2 values, there is only one disagreement value: for the 0800 LT wind direction at the 1000-hPa pressure level, probably induced by the transition time between nocturnal and diurnal conditions. The simulations allow us to complete the coarse descriptions of Bleuse and Bleuse (1997) and Brévignon (2003), which did not include a map distribution of the wind, skin temperature, cloud cover, and sensible heat flux for the whole archipelago. The three local wind regime areas (windward, inland, and leeward) described by these authors are retrieved in the model outputs, including the predominance of thermal and orographic effects, respectively over Grande-Terre Island and Basse-Terre Island.

Under STW ($Fr_m = 0.82$), at daytime and nighttime, island-scale circulations are driven by the orography. Over low lands (i.e., Grande-Terre) the convection is inhibited, the sky is clear, and a compact cloud cover develops on the mountains of Basse-Terre. The orographic effects predicted for adiabatic flow in section 2 drive the airflow; there is a weakly nonlinear regime at the mountain range of North Basse-Terre and wave breaking at the volcano of La Soufrière.

Under MTW ($Fr_m = 0.41$) and WTW ($Fr_m = 0.21$), the expected orographic effects are impacted by the thermal forcing. At daytime, the convection enhanced by the land-sea thermal contrast generates cloud lines and cloud clusters over the slopes of Basse-Terre. The marine airflow converges over lands. At nighttime, the strong radiative cooling induces weak diverging airflow circulations over Grande-Terre, whereas over Basse-Terre it induces

a westerly katabatic flow linked with a windward dynamical blocking in the area of the volcano (expected in section 2). However, in the MTW case the Froude number has a greater value than in WTW case, which limits these particular nocturnal circulations for two reasons. First, the land breeze with offshore extension occurring during WTW is dynamically inhibited by the MTW trade wind strength. This trade wind speed is also sufficient to produce nocturnal orographic clouds that inhibit the radiative cooling. As a consequence the MTW katabatic flow is weaker than that of the WTW.

The WTW simulation allowed a better understanding of the nocturnal flow reversal, measured by D'Alexis et al. (2011) on the windward coast of Basse-Terre island. The model showed that this cold gravity current starts at 1800 LT from a diverging point located at 16.1221°N, 61.6591°W, and 566 m MSL. The katabatic wind flows successively to the areas of VER, ARN, and PCM. This reversed flow extends to Grande-Terre Island and conflues with land-breeze circulations over PCM (i.e., Le Petit Cul-de-Sac Marin). Between 0800 and 0900 LT, the radiative heating of the slopes stops the flow. The analysis of this simulated flow around the area of ARN indicates these main characteristics: a duration of 12 h, a maximum height of 250 m AGL with a return current at 400 m AGL, a mean wind speed of 2.4 m s^{-1} , and a maximum wind speed of 4.7 m s^{-1} .

This particular nocturnal flow occurring in the most densely populated area produces an important nocturnal pollution period due to industrial sources (e.g., the diesel power plants of the archipelago). To examine this flow more in detail at 100-m scale, the next numerical study will be performed using a coupling of WRF with a large-eddy simulation (WRF-LES) and a Computational Fluid Dynamics (CFD) software. The ARN observational dataset indicated that the katabatic flow was well simulated at this location. A new field campaign will be set up to have another comparison point. The meteorological weather station, previously placed on the ARN coast (D'Alexis et al. 2011) will be placed at the upstream point VER.

Acknowledgments. The weather-type classification and the observational data from RZT, MOU, GBD, and DES stations were obtained from the French Met Office (Météo France) thanks to Philippe Palany. The WRF simulations were computed on the Phoebus cluster [Scientific Computing Center of Région Centre (CCSC), University of Orléans] and the Orca cluster [Intensive Computing Center (C3I), University of the French West Indies and French Guiana]. The authors wish to thank Danièle Frison and Bernard Dhucq who helped with the translation. The authors wish to pay tribute to the

memory of Bernard Dhuicq who died during the review period.

APPENDIX

Model Error Estimators

Statistical tools widely used in meteorological numerical studies, were developed by Willmott (1981) and Willmott and Matsuura (2005). Individual model-prediction errors are defined as $e_i = P_i - O_i$ ($i = 1, 2, \dots, n$), where P_i and O_i are model predictions and in situ observations, respectively. The mean bias error is written as $\text{MBE} = n^{-1} \sum_{i=1}^n e_i = \bar{P} - \bar{O}$. The mean absolute error is defined as $\text{MAE} = n^{-1} \sum_{i=1}^n |e_i|$. The root-mean-square error is based on the sum of squared errors: $\text{RMSE} = [n^{-1} \sum_{i=1}^n e_i^2]^{1/2}$. Willmott (1981) defined an index of agreement (IOA) as

$$\text{IOA} = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n |e_i|^2}{\sum_{i=1}^n [|P_i - \bar{O}| + |O_i - \bar{O}|]^2}, \quad (\text{A1})$$

with a lower limit of 0 and an upper limit of 1. Values greater than 0.5 are considered to be good. Willmott et al. (2012) developed a refined index of agreement (with the value range of $[-1, 1]$), logically related to increases and decreases in MAE. They expressed this new index as

IOA2

$$= \begin{cases} 1 - \frac{\sum_{i=1}^n |e_i|}{2 \sum_{i=1}^n |O_i - \bar{O}|}, & \text{when } \sum_{i=1}^n |e_i| \leq 2 \sum_{i=1}^n |O_i - \bar{O}| \\ \frac{2 \sum_{i=1}^n |O_i - \bar{O}|}{\sum_{i=1}^n |e_i|} - 1, & \text{when } \sum_{i=1}^n |e_i| > 2 \sum_{i=1}^n |O_i - \bar{O}| \end{cases}. \quad (\text{A2})$$

According to Eq. (A2), a value of IOA2 of 0.5 indicates that the sum of error magnitudes is one-half of the sum of perfect-model-deviation and observed-deviation magnitudes. On the other hand, a value of IOA2 of -0.5 means that the sum of error magnitudes is twice the sum of the perfect-model-deviation and observed-deviation magnitudes.

REFERENCES

- Bauer, M. H., G. J. Mayr, I. Vergeiner, and H. Pichler, 2000: Strongly nonlinear flow over and around a three-dimensional mountain as a function of the horizontal aspect ratio. *J. Atmos. Sci.*, **57**, 3971–3991.
- Bleuse, P., and N. Bleuse, 1997: Quelques aspects du vent en Guadeloupe (Some features of wind in Guadeloupe). Tech. Rep., Météo-France, DIRAG, Service Régional de Guadeloupe, 22 pp.
- Brévignon, C., 2003: *Atlas Climatique: l'Environnement Atmosphérique de la Guadeloupe, de Saint-Barthélemy et Saint-Martin (Climatic Atlas: Atmospheric Environment in Guadeloupe, Saint Barthélemy and Saint Martin)*. Météo-France, Service Régional de Guadeloupe, 92 pp.
- Carlis, D. L., Y.-L. Chen, and V. R. Morris, 2010: Numerical simulations of island-scale airflow over Maui and the Maui vortex under summer trade wind conditions. *Mon. Wea. Rev.*, **138**, 2706–2736.
- Cécé, R., J.-F. Dorville, and D. Bernard, 2013: High resolution atmospheric and oceanic modelling: Impacts of Hurricane Dean over the Guadeloupe archipelago. *Proc. Caribbean Waves 2*, Gosier, Guadeloupe, LaRGE-UAG, 71–72.
- Chen, F., and J. Dudhia, 2001: Coupling an advanced land surface-hydrology model with the Penn State-NCAR MM5 modeling system. Part I: Model implementation and sensitivity. *Mon. Wea. Rev.*, **129**, 569–585.
- D'Alexis, C., 2011: Mesures expérimentales dans les basses couches de l'atmosphère tropicale insulaire (Guadeloupe): Micro-météorologie et composition chimique des masses d'air nocturnes en zone de mangrove [Experimental measurements in the insular tropical atmospheric boundary layer (Guadeloupe): Microscale meteorology and chemical composition of nocturnal air masses in mangrove area.] Ph.D. thesis, Université des Antilles et de la Guyane, Pointe-à-Pitre, Guadeloupe, 213 pp.
- , A. Abouna, H. Berthelot, and D. Bernard, 2011: Characteristics of nocturnal breezes in the Windward Islands in the Southeastern Caribbean: Structure and nighttime regimes. *J. Caribbean Acad. Sci.*, **5** (2). [Available online at <http://ojs.mona.uwi.edu/index.php/cas/issue/view/281>.]
- De Souza, R. L., 1972: A study of atmospheric flow over a tropical island. Ph.D. thesis, Florida State University, 204 pp.
- Dudhia, J., 1989: Numerical study of convection observed during the winter monsoon experiment using a mesoscale two-dimensional model. *J. Atmos. Sci.*, **46**, 3077–3107.
- Feng, J., and Y.-L. Chen, 1998: Evolution of katabatic flow on the island of Hawaii on 10 August 1990. *Mon. Wea. Rev.*, **126**, 2185–2199.
- Hong, S.-Y., and J.-O. J. Lim, 2006: The Kain-Fritsch convective parameterization: An update. *J. Korean Meteor. Soc.*, **42** (2), 129–151.
- , Y. Noh, and J. Dudhia, 2006: A new vertical diffusion package with an explicit treatment of entrainment processes. *Mon. Wea. Rev.*, **134**, 2318–2341.
- Hu, X.-M., J. W. Nielsen-Gammon, and F. Zhang, 2010: Evaluation of three planetary boundary layer schemes in the WRF model. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, **49**, 1831–1844.
- Jury, M. R., S. Chiao, and E. W. Harmsen, 2009: Mesoscale structure of trade wind convection over Puerto Rico: Composite observations and numerical simulation. *Bound.-Layer Meteor.*, **132**, 289–313, doi:10.1007/s10546-009-9393-3.
- Kain, J. S., 2004: The Kain-Fritsch convective parameterization: An update. *J. Appl. Meteor.*, **43**, 170–181.

- Lefèvre, J., P. Marchesiello, N. C. Jourdain, C. Menkes, and A. Leroy, 2010: Weather regimes and orographic circulation around New Caledonia. *Mar. Pollut. Bull.*, **61**, 413–431.
- Lesouëf, D., F. Gheusi, R. Delmas, and J. Escobar, 2011: Numerical simulations of local circulations and pollution transport over Reunion Island. *Ann. Geophys.*, **29**, 53–69.
- Mahrer, Y., and R. A. Pielke, 1976: Numerical simulation of the airflow over Barbados. *Mon. Wea. Rev.*, **104**, 1392–1402.
- Malkus, J. S., 1955: The effects of a large island upon the trade-wind air stream. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **81** (350), 538–550.
- Matthews, S., J. M. Hacker, J. Cole, J. Hare, C. N. Long, and R. M. Reynolds, 2007: Modification of the atmospheric boundary layer by a small island: Observations from Nauru. *Mon. Wea. Rev.*, **135**, 891–905.
- Mlawer, E. J., S. J. Taubman, P. D. Brown, M. J. Iacono, and S. A. Clough, 1997: Radiative transfer for inhomogeneous atmosphere: RRTM, a validated correlated-k model for the long-wave. *J. Geophys. Res.*, **102** (D14), 16 663–16 682.
- Morvan, K., 2011: Réalisation d'une climatologie et d'une classification en type de temps sur les Petites Antilles et la Guyane (Achievement of a climatology and a classification of weather types in the French Lesser Antilles and French Guiana). M.S. thesis, Université des Antilles et de la Guyane, 147 pp.
- Nguyen, H. V., Y.-L. Chen, and F. Fujioka, 2010: Numerical simulations of island effects on airflow and weather during the summer over the island of Oahu. *Mon. Wea. Rev.*, **138**, 2253–2280.
- Oliphant, A. J., A. P. Sturman, and N. J. Tapper, 2001: The evolution and structure of a tropical island sea/land-breeze system, northern Australia. *Meteor. Atmos. Phys.*, **78**, 45–59.
- Reisner, J. M., and P. K. Smolarkiewicz, 1994: Thermally forced low Froude number flow past three-dimensional obstacles. *J. Atmos. Sci.*, **51**, 117–133.
- Savijrvi, H., and S. Matthews, 2004: Flow over small heat islands: A numerical sensitivity study. *J. Atmos. Sci.*, **61**, 859–868.
- Skamarock, W. C., and Coauthors, 2008: A description of the Advanced Research WRF version 3. Tech. Rep. NCAR/TN-475+STR, National Center for Atmospheric Research, 125 pp. [Available online at http://www.mmm.ucar.edu/wrf/users/docs/arw_v3.pdf.]
- Smith, R. B., 1989: Hydrostatic airflow over mountains. *Advances in Geophysics*, Vol. 31, Academic Press, 59–81.
- , and S. Grønås, 1993: Stagnation points and bifurcation in 3-D mountain airflow. *Tellus*, **45A**, 28–43.
- , and V. Grubiac, 1993: Aerial observations of Hawaii's wake. *J. Atmos. Sci.*, **50**, 3728–3750.
- , A. C. Gleason, and P. A. Gluhosky, 1997: The wake of St. Vincent. *J. Atmos. Sci.*, **54**, 606–623.
- , and Coauthors, 2012: Orographic precipitation in the tropics: The Dominica experiment. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **93**, 1567–1579.
- Smolarkiewicz, P. K., and R. Rotunno, 1989: Low Froude number flow past three-dimensional obstacles. Part I: Baroclinically generated lee vortices. *J. Atmos. Sci.*, **46**, 1154–1164.
- Willmott, C. J., 1981: On the validation of models. *Phys. Geogr.*, **2** (2), 184–194.
- , and K. Matsuura, 2005: Advantages of the mean absolute error (MAE) over the root mean square error (RMSE) in assessing average model performance. *Climate Res.*, **30**, 79–82.
- , S. M. Robeson, and K. Matsuura, 2012: A refined index of model performance. *Int. J. Climatol.*, **32**, 2088–2094, doi:10.1002/joc.2419.
- Yang, Y., and Y.-L. Chen, 2005: Numerical simulations of the island-induced circulations over the island of Hawaii during HaRP. *Mon. Wea. Rev.*, **133**, 3693–3713.

3.1.2 Simulation Méso-A' : effets du changement de carte d'occupation des sols dans le domaine D04

3.1.2.1 Introduction

Les résultats de l'expérience numérique Méso-A nous ont permis de montrer la capacité du modèle WRF à simuler les circulations locales générées par l'archipel de la Guadeloupe (à 1 km de résolution). Cependant, l'analyse de la carte d'occupation des sols utilisée dans le domaine D04 de l'expérience Méso-A (USGS ULC24), a indiqué d'importants biais sur les catégories d'occupation représentées (partie 2.3.2.1).

Dans cette partie, nous présentons les effets locaux liés à l'application de la carte d'occupation Corine 2006 (CLC24) dans le domaine D04 (expérience Méso-A'). L'étude de la carte d'occupation des sols, CLC24, nous a montré un meilleur réalisme et une plus grande précision dans la représentation des catégories d'occupation de la Guadeloupe.

3.1.2.2 Nouvelles catégories d'occupation des sols à ARN, RZT, DES, MOU et GBD

L'application de la carte d'occupation des sols CLC24 (Fig. 3.1) entraîne la modification des catégories d'occupation pour les sites des cinq stations météorologiques (ARN, RZT, DES, MOU et GBD). Ces changements de couverture du sol sont décrits dans le tableau 3.1.

Sur la carte CLC24, les stations côtières ARN et DES sont localisées en mer. Dans la réalité, ces stations sont positionnées à moins de 20 m de distance de la mer. ARN et DES apparaissent bien en zone terrestre sur la carte CLC24 à 23 m de résolution. L'interpolation de la ligne de côte CLC24 à 1 km de résolution induit ce biais spatial. On pourrait prétendre donc que la carte ULC24, représentant ARN et DES en zone terrestre, serait plus réaliste que la carte CLC24. Ce n'est pas le cas. La carte ULC24 positionne ARN et DES sur terre, à cause du décalage sud-est de sa ligne de côte. Les stations RZT, MOU, GBD, passent respectivement en catégorie : urbaine, terres cultivées irriguées et arbustes–pelouses.

Les modifications de catégorie du sol (application de la carte CLC24), associées à de nouvelles valeurs d'albédo et de longueur de rugosité, suggèrent des impacts sur les champs météorologiques de surface (comme la température T2, la vitesse UU et la direction DD

du vent à 10 m AGL). Pour estimer ces impacts, nous avons comparé, à l'aide des estimateurs statistiques, les champs de surfaces simulés dans l'expérience Méso-A et ceux simulés dans l'expérience Méso-A'.

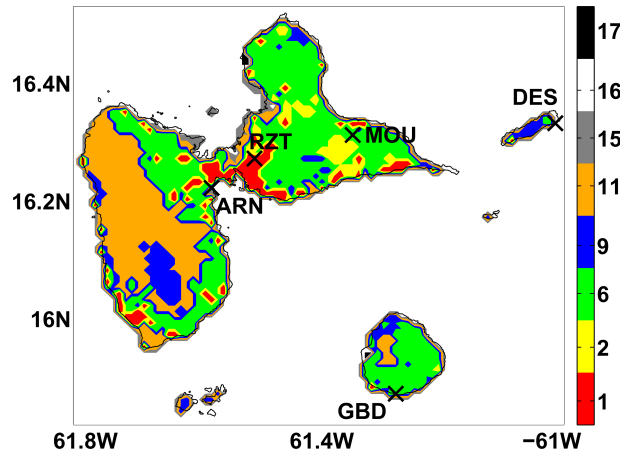


FIGURE 3.1: Carte d'occupation des sols de l'archipel de la Guadeloupe utilisée dans la simulation Méso-A', à 1 km de résolution avec les 5 stations (ARN, RZT, DES, MOU et GBD) : (1) zones urbaines, (2) terres cultivées non irriguées, (6) terres cultivées-forêts, (9) arbustes-pelouses, (11) forêts de feuillus, (15) forêts mélangées mangroves incluses, (16) surfaces d'eau et (17) végétations basses en zones inondées.

TABLEAU 3.1: Comparaison des occupations des sols utilisées dans les simulations Méso-A et Méso-A' pour les 5 stations (1 km de résolution).

	ARN	RZT	DES	MOU	GBD
Méso-A (USGS 1992, ULC24)					
Catégories	2	2	18	2	10
Albédo	0,19	0,19	0,12	0,19	0,20
Rugosité	0,07	0,07	0,05	0,07	0,86
Méso-A' (Corine 2006, CLC24)					
Catégories	16	1	16	6	9
Albédo	0,19	0,15	0,19	0,15	0,23
Rugosité	0,001	1,00	0,001	0,07	0,05

3.1.2.3 Évaluation statistique des variables de surface simulées : comparaison Méso-A et Méso-A'

Les variables de surface simulées (la température T2, la vitesse UU et la direction DD du vent à 10 m AGL) sont évaluées sur l'ensemble des simulations (AS, AM et AF), à l'aide des données d'observation des stations ARN, RZT, DES, MOU et GBD (Tab. 3.2).

Comme indiqué à la section 2.7 et dans l'article de Cécé et al. (2014), nous considérons

que les scores IOA2 : négatifs, positifs et supérieurs à 0,5, sont respectivement mauvais, bons et très bons.

De manière générale, les estimateurs d'erreurs de l'expérience Méso-A et ceux de l'expérience Méso-A' paraissent semblables.

TABLEAU 3.2: *Évaluation statistique des variables de surface simulées : comparaison Méso-A et Méso-A'.*

	ARN	RZT	DES	MOU	GBD
T2 (°C)					
Nombre de données Obs.	144	144	144	144	144
Moyenne Obs.	24,8	25,1	26,7	25,2	26,0
Écart-type Obs.	2,5	2,8	1,3	2,6	1,9
MBE-A	-0,3	-0,8	-1,1	-0,1	-1,3
MBE-A'	1,1	0,4	-0,5	-0,5	-1,2
MAE-A	1,0	1,2	1,2	1,5	1,4
MAE-A'	1,8	1,3	1,4	1,4	1,3
IOA2-A	0,7	0,7	0,5	0,5	0,6
IOA2-A'	0,3	0,6	0,1	0,6	0,6
UU à 10 m AGL (m.s⁻¹)					
Nombre de données Obs.	144	144	144	144	144
Moyenne Obs.	3,5	3,0	7,5	3,1	5,1
Écart-type Obs.	2,3	2,2	3,7	1,9	2,8
MBE-A	-0,1	0,2	-1,8	1,7	-0,3
MBE-A'	1,5	0,2	-0,5	0,9	0,3
MAE-A	1,3	1,1	2,1	2,0	1,1
MAE-A'	1,9	1,2	1,5	1,4	1,2
IOA2-A	0,7	0,7	0,7	0,6	0,7
IOA2-A'	0,7	0,7	0,8	0,7	0,8
DD à 10 m AGL (°N)					
Nombre de données Obs.	144	120	144	135	143
Moyenne Obs.	166,8	90,3	104,9	97,4	87,8
Écart-type Obs.	83,3	50,1	19,6	78,2	54,3
MBE-A	-48,6	4,7	-19,2	-1,2	-10,1
MBE-A'	-50,8	6,1	-8,5	4,5	-5,1
MAE-A	54,2	31,0	33,4	58,4	29,7
MAE-A'	54,9	35,5	39,3	61,5	30,1
IOA2-A	0,7	0,4	0,6	0,2	0,4
IOA2-A'	0,7	0,4	0,6	0,2	0,4

Pour les cinq stations, la DD semble moins affectée par le changement de carte d'occupation des sols. Les scores IOA2 sont conservés avec une légère augmentation de la MAE pour l'expérience Méso-A'.

Concernant la vitesse UU, l'augmentation des valeurs de IOA2 (+0,1 pt), pour les stations DES, MOU, GBD suggère une meilleure représentation des effets de frottement dans ces zones. La station MOU conservant sa valeur de rugosité initiale, l'amélioration de la modélisation de la vitesse du vent horizontal pourrait être liée à une meilleure représentation du bilan énergétique de surface. Nous remarquons qu'à la station ARN, l'application de la carte CLC24 induit une augmentation de la MAE de 0,4 m.s⁻¹ et une surestimation des vents en moyenne (changement de signe de la MBE). Ceci pourrait s'expliquer par le nouveau positionnement marin de la station ARN, la catégorie " surfaces

d'eau " étant caractérisée par une faible longueur de rugosité.

La température T2 est le paramètre le plus affecté par le changement de carte d'occupation des sols. Pour la station GBD, les estimateurs d'erreurs restent approximativement les mêmes, avec une légère diminution de la MBE et de la MAE. L'indice d'adéquation du modèle à la station MOU est amélioré de 0,1 pt. Dans le cas des stations ARN, RZT et DES, les variations de la T2 semblent moins bien simulées dans l'expérience Méso-A'. Pour la station RZT qui passe en catégorie urbaine, la carte CLC24 induit une tendance à surestimer la T2 (la MBE devient positive). L'analyse des cycles diurnes simulés à la station RZT, a montré que cette surestimation apparaît durant la nuit. Dans l'expérience Méso-A', en milieu urbain, du fait de la conductivité thermique du béton, les valeurs nocturnes du flux de chaleur du sol G sont multipliées par un facteur 3 (avec durant les AF une valeur maximale de 120 W.m^{-2}). Les séries temporelles Méso-A' du flux de chaleur sensible à RZT ont indiqué des valeurs nocturnes négatives de très faible intensité. Ces deux éléments tendent à ralentir le refroidissement de la surface du sol et de l'air à 2 m AGL dans les zones en catégorie urbaine. La diminution de la valeur de IOA2 de 0,1 pt pour la T2 à RZT semble provenir de la position du capteur de température de la station. En effet ce capteur serait placé sur de la pelouse, hors des effets du bâti urbain. Sur l'ensemble de l'évaluation statistique, la plus importante variation de l'indice d'adéquation suite à l'utilisation de la carte CLC24 apparaît à ARN et DES pour la T2. À ARN et DES, les valeurs de IOA2 chutent de 0,4 pt. Ces augmentations d'erreurs sur la simulation de la T2 sont directement liées au nouveau positionnement marin de ces points. Au-dessus des surfaces d'eau, l'amplitude du cycle diurne de la température est réduite, le flux de chaleur sensible reste positif de faible intensité et constant.

Sur l'ensemble des stations et des variables, toutes les valeurs de IOA2 sont positives dans le cas de Méso-A et Méso-A'. Ceci indique une bonne modélisation de la dynamique des variables de surface classiques, dont le vent à 10 m AGL qui est notre variable d'intérêt. En définitive, l'application de la carte CLC24 permet l'amélioration de la simulation de la vitesse du vent et de celle de la T2 à MOU et GBD. Les faibles scores obtenus pour la T2 (Méso-A') à ARN et DES sont induits par le biais spatial sur la ligne de côte de la CLC24 (interpolée à 1 km).

3.1.2.4 Évaluation graphique des cycles diurnes dans les simulations Méso-A et Méso-A'

Station d'Arnouville (ARN) : effets du biais spatial

Pour illustrer l'impact du biais spatial à ARN, nous avons comparé les séries temporelles Méso-A et Méso-A' pour les variables de surface précédentes : la température T2, la vitesse du vent horizontal UU et la direction DD (Fig. 3.2).

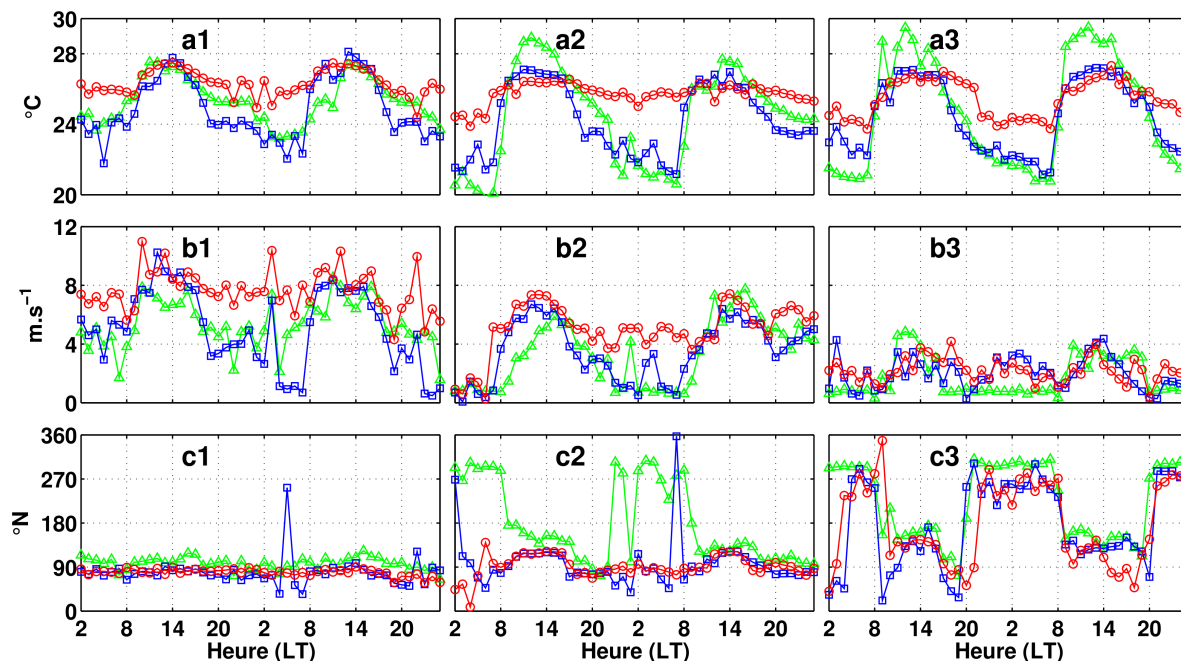


FIGURE 3.2: Comparaison des séries temporelles (48 h) à ARN, avec les observations (triangles verts), Méso-A (carrés bleus) et Méso-A' (cercles rouges) : (a1)–(a3) la température T2 (en °C), (b1)–(b3) la vitesse UU à 10 m AGL (en $m.s^{-1}$), (c1)–(c3) la direction DD à 10 m AGL (en °N); (a1)–(c1) pour AS, (a2)–(c2) pour AM et (a3)–(c3) pour AF.

De manière générale, les principales conclusions de l'analyse statistique sont retrouvées (Fig. 3.2). Les biais les plus importants de la modélisation Méso-A', sont observés pour la température T2, avec un cycle diurne de très faible amplitude correspondant à celui de la masse d'air à la surface de la mer (Fig. 3.2a). En effet l'analyse du bilan énergétique de surface simulé dans l'expérience Méso-A' a indiqué des valeurs quasiment constantes du flux de chaleur sensible HFX (de l'ordre de $12 W.m^{-2}$).

Pour les 3 types de temps, la position marine de ARN, associée à une faible longueur de rugosité, génère une surestimation de la vitesse du vent horizontal (Fig. 3.2b). Durant les nuits d'alizés soutenus et moyens, nous remarquons des écarts importants entre Méso-A et Méso-A' ($>4 m.s^{-1}$).

Les directions de vents des simulations Méso-A et Méso-A' sont très proches (Fig. 3.2c). Durant les AF la position marine de ARN en Méso-A' induit un retard sur l'heure de passage de l'écoulement catabatique et du retournement du vent. Cependant l'heure de fin de l'écoulement d'ouest est très bien simulée (Fig. 3.2c3). Dans les deux cas Méso-A et Méso-A' le modèle ne simule pas le retournement de vent observé durant les AM (Fig. 3.2c2). Cécé et al. (2014) ont montré que durant ce type de temps, la couverture nuageuse simulée sur le relief de la Basse-Terre avait tendance à inhiber le refroidissement des pentes. Le modèle simule un faible écoulement catabatique qui longe la chaîne de montagnes. Les sorties WRF montrent que l'intensité du flux d'alizés incident bloque l'extension côtière de ce faible écoulement. L'observation du vent catabatique à ARN suggère que le modèle surestimerait l'intensité du flux d'alizés moyens durant la nuit.

Station du Moule (MOU) : améliorations de la simulation Méso-A' par rapport à Méso-A

L'évaluation statistique de la modélisation Méso-A' à partir des données d'observation de la station MOU nous a indiqué une augmentation des scores IOA2 de 0,1 pt par rapport à l'expérience Méso-A, pour la température T2 et la vitesse du vent horizontal UU. Nous avons analysé ces améliorations à l'aide des séries temporelles observées et simulées des variables T2, UU et DD, au point de la station MOU (Fig. 3.3).

Nous pouvons remarquer que l'amplitude du cycle diurne de la T2 est mieux simulée dans l'expérience Méso-A' (Fig. 3.3b1–b2), avec une très bonne simulation du refroidissement radiatif dans le cas des AM (Fig. 3.3a2).

Pour la vitesse du vent, les améliorations de la carte CLC24 semblent plus significatives que pour la T2, avec une nette diminution de la surestimation du module du vent nocturne (Fig. 3.3b1–b3).

Les séries temporelles de la direction du vent simulée montrent que pour les deux configurations (Méso-A et Méso-A'), le modèle a une mauvaise prédiction de cette variable durant les AF (Fig. 3.3c1–c3), contrairement aux AM et AS. Ces biais importants sur la direction des AF, associés à un vent d'ouest, sont retrouvés sur la même période de temps à la station DES. Dans les deux cas, le modèle semble simuler une petite cellule anti-cyclonique sur l'Atlantique au nord-est de la Grande-Terre (Fig. 3.6). Les vents d'ouest engendrés par cette circulation de couche limite marine n'ont pas été observés par les stations MOU et DES.

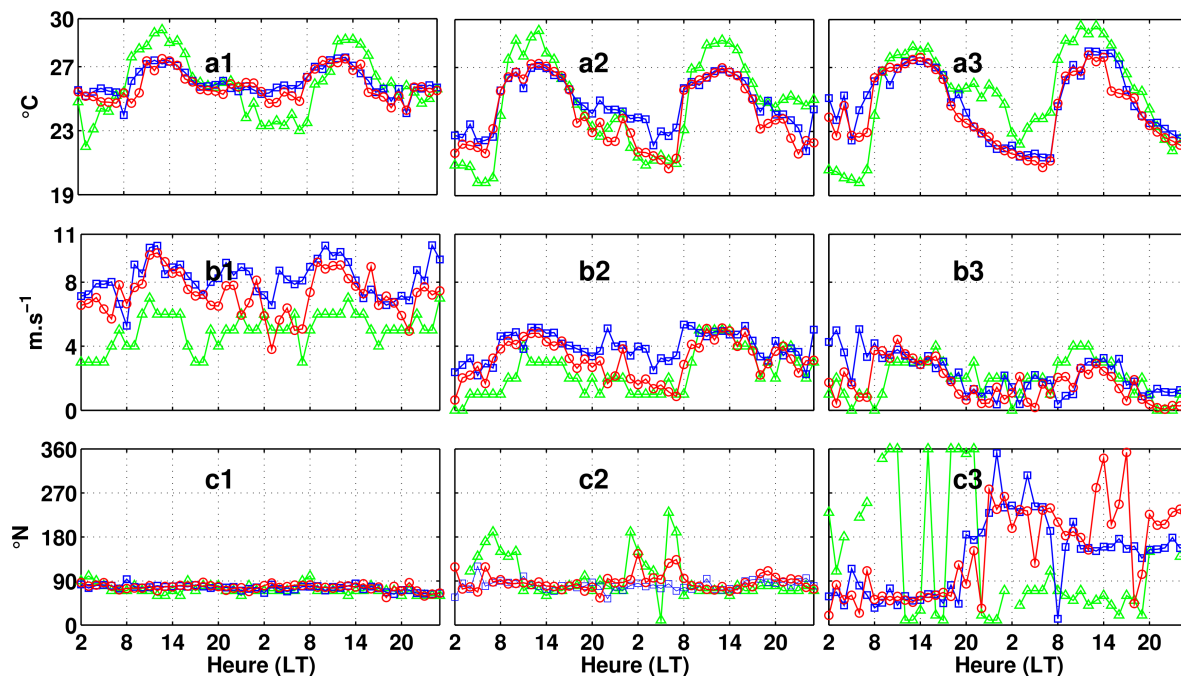


FIGURE 3.3: Comparaison des séries temporelles (48 h) à MOU, avec les observations (triangles verts), Més-A (carrés bleus) et Més-A' (cercles rouges) : (a1)–(a3) la température T_2 (en °C), (b1)–(b3) la vitesse UU à 10 m AGL (en $m.s^{-1}$), (c1)–(c3) la direction DD à 10 m AGL (en °N); (a1)–(c1) pour AS, (a2)–(c2) pour AM et (a3)–(c3) pour AF.

3.1.2.5 Comparaison des cartes de circulations locales entre Més-A' et Més-A

Dans cette partie, les cartes de champs de vent issues des simulations Més-A et Més-A' sont comparées avec la direction et la vitesse du vent à 10 m AGL, pour les trois types de temps, à 14 h LT et 04 h LT (Fig. 3.4, 3.5, 3.6).

Les différences les plus significatives $UU_{A'} - UU_A$, apparaissent en condition nocturne, durant les AS et les AM (Fig. 3.4b, 3.5b). Dans la zone de la côte sous le vent de la Basse-Terre, l'application de la carte CLC24 génère une décélération de $10 m.s^{-1}$ par rapport à la carte ULC24. Ceci peut s'expliquer par le changement de couverture du sol dans cette zone. En Més-A, les catégories dominantes de la zone sont la savane et les terres cultivées non irriguées, associées toutes les deux à une longueur de rugosité de 0,07. Tandis qu'en Més-A', la catégorie dominante de la zone est la forêt de feuillus, qui est associée à une longueur de rugosité de 0,80. La multiplication par 10 de la longueur de rugosité est probablement à l'origine de cette forte décélération.

Les écarts sur la direction du vent entre Méso-A (flèches noires, Fig. 3.4, 3.5, 3.6) et Méso-A' (flèches rouges, Fig. 3.4, 3.5, 3.6), sont faibles durant les trois situations météorologiques. Nous remarquons toutefois que les divergences les plus importantes apparaissent durant le cas des AF à 04 h LT (Fig. 3.6b).

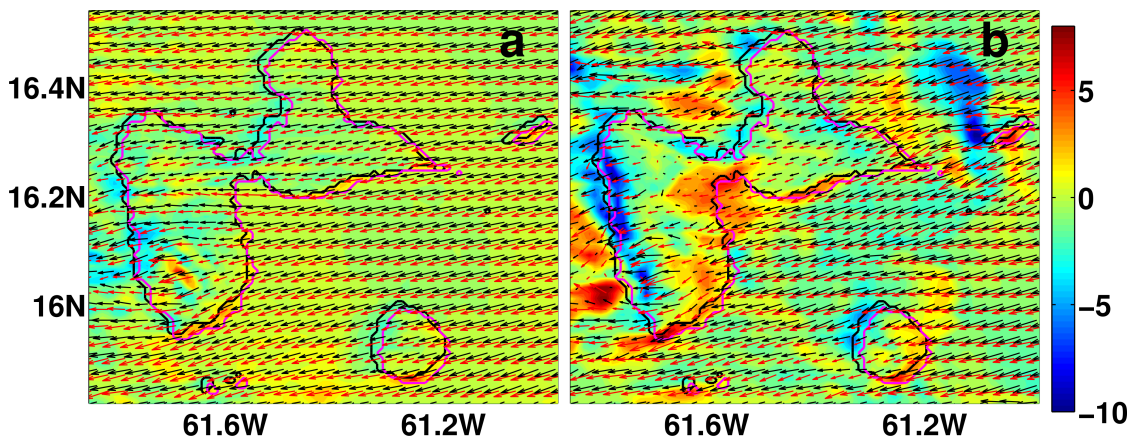


FIGURE 3.4: Comparaison du vent à 10 m AGL (Méso-A'–Méso-A), avec la direction du vent pour Méso-A' (flèches rouges), la direction du vent pour Méso-A (flèches noires), la différence de vitesse du vent, $UU_{A'} - UU_A$ en $m.s^{-1}$ (contours de couleur), la ligne de côte pour Méso-A' (ligne noire), la ligne de côte pour Méso-A (ligne magenta) : (a) le 14/12/2007 à 14 h LT, (b) le 15/12/2007 à 04 h LT.

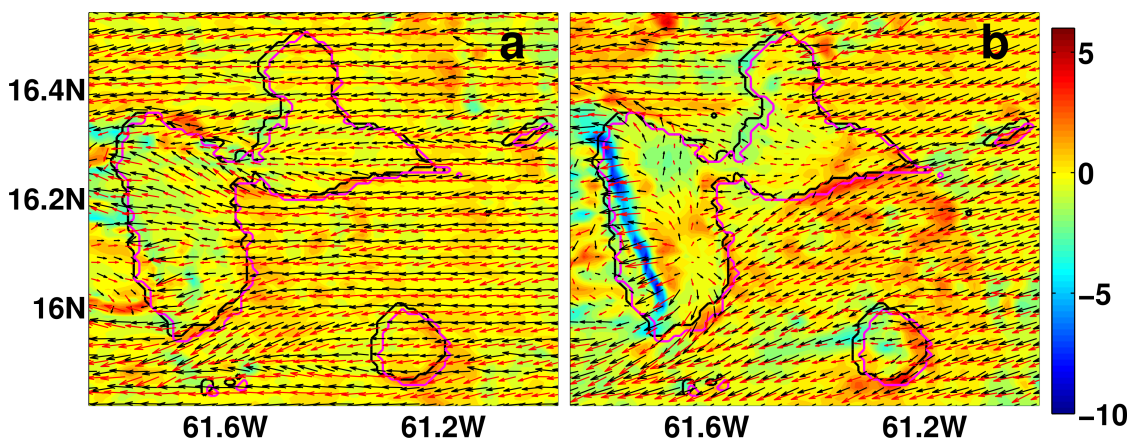


FIGURE 3.5: Comparaison du vent à 10 m AGL (Méso-A'–Méso-A), avec la direction du vent pour Méso-A' (flèches rouges), la direction du vent pour Méso-A (flèches noires), la différence de vitesse du vent, $UU_{A'} - UU_A$ en $m.s^{-1}$ (contours de couleur), la ligne de côte pour Méso-A' (ligne noire), la ligne de côte pour Méso-A (ligne magenta) : (a) le 24/12/2007 à 14 h LT, (b) le 25/12/2007 à 04 h LT.

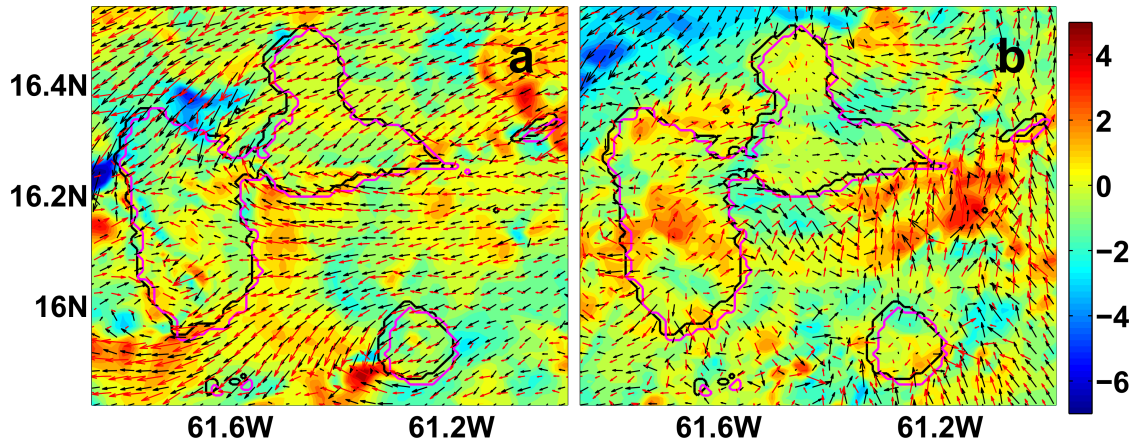


FIGURE 3.6: Comparaison du vent à 10 m AGL (Mésos-A'-Mésos-A), avec la direction du vent pour Mésos-A' (flèches rouges), la direction du vent pour Mésos-A (flèches noires), la différence de vitesse du vent, $UU_{A'} - UU_A$ en $m.s^{-1}$ (contours de couleur), la ligne de côte pour Mésos-A' (ligne noire), la ligne de côte pour Mésos-A (ligne magenta) : (a) le 3/12/2007 à 14 h LT, (b) le 4/12/2007 à 04 h LT.

3.1.2.6 Comparaison des cartes de flux de chaleur sensible HFX et de température du sol T_s entre Mésos-A' et Mésos-A

Les résultats des simulations Mésos-A et Mésos-A' (Fig. 3.7, 3.8, 3.9), montrent que les écarts $HFX_{A'} - HFX_A$ et $T_{s_{A'}} - T_{s_A}$, les plus récurrents apparaissent sur les côtes de l'archipel de la Guadeloupe (biais spatial de la ligne de côte de la carte ULC24), et dans les zones urbanisées de l'archipel, notamment l'agglomération pointoise au centre de la Guadeloupe.

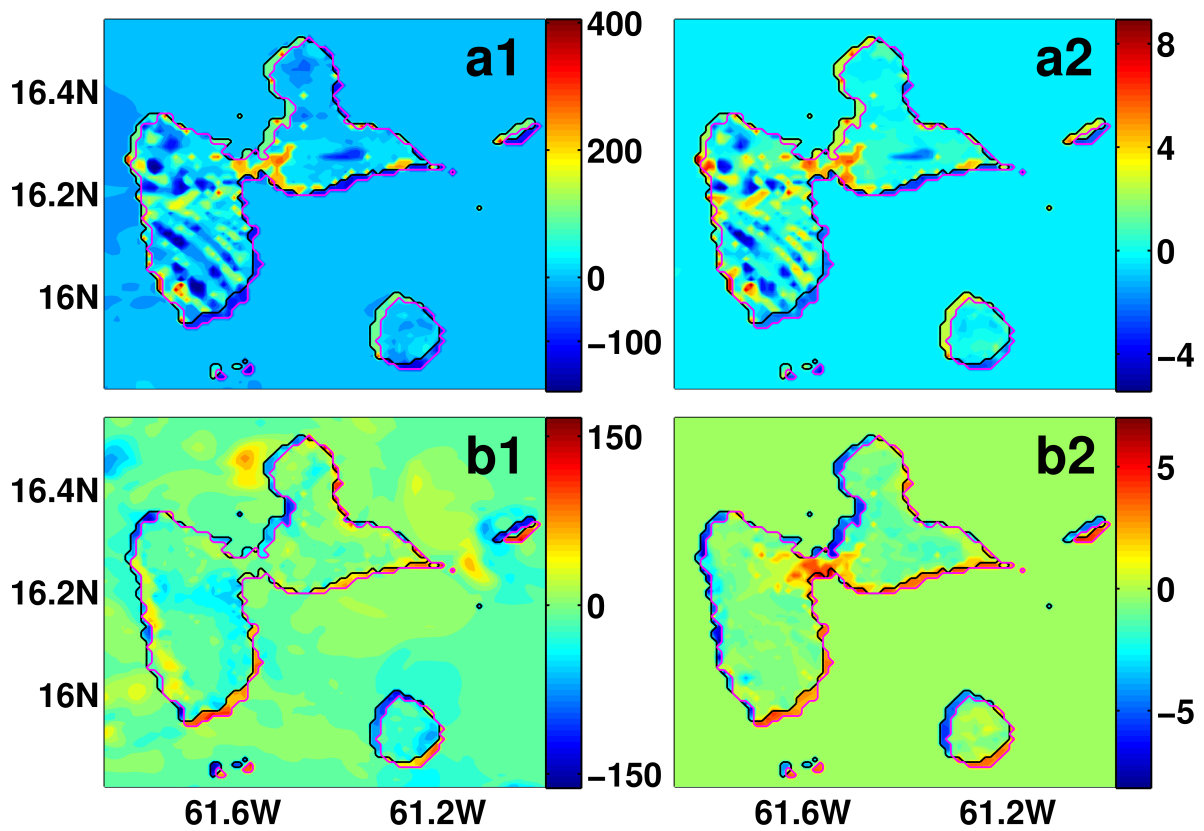


FIGURE 3.7: Comparaison Més0-A'-Més0-A pour le cas des AS, le 14/12/2007 à 14 h LT (a) et le 15/12/2007 à 04 h LT (b) : la différence de flux de chaleur sensible $HFX_{A'} - HFX_A$ en $W.m^{-2}$ (a1, b1) et la différence de température de surface $T_{s_{A'}} - T_{s_A}$ en $^{\circ}C$ (a2, b2).

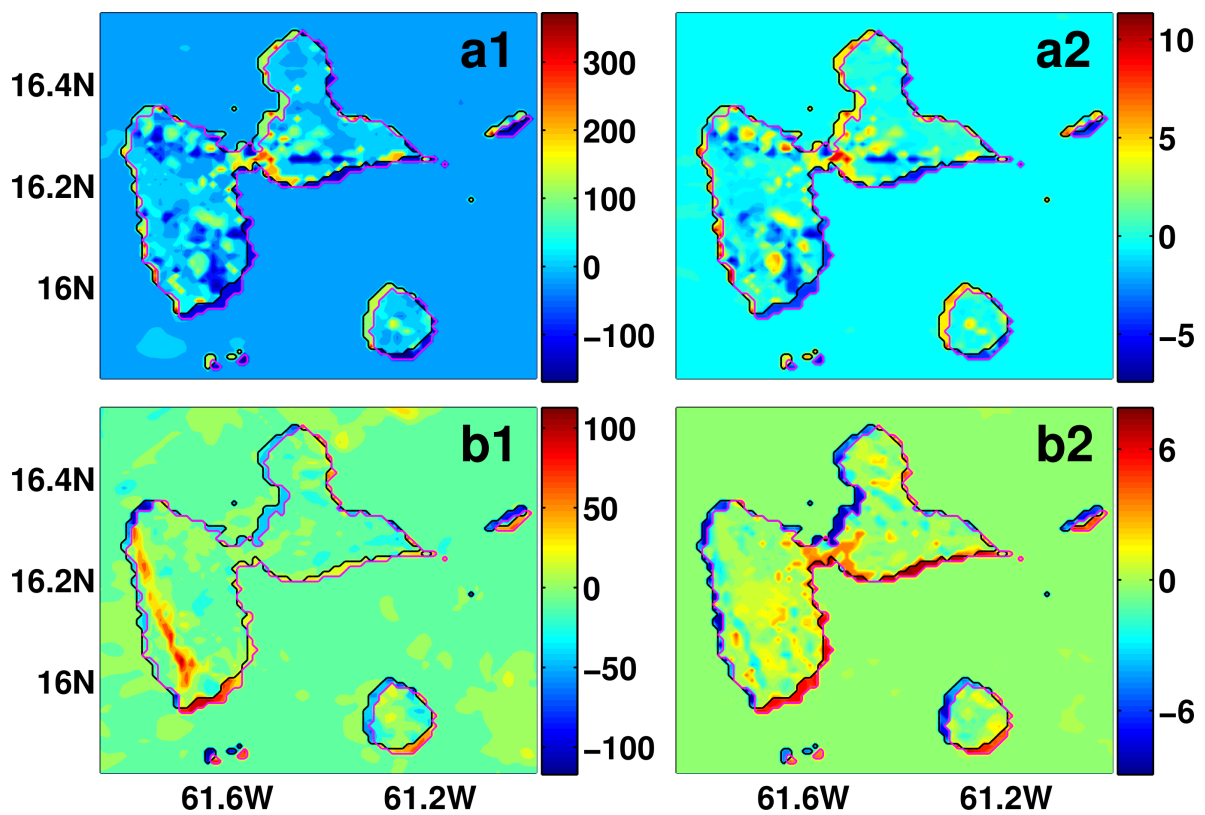


FIGURE 3.8: Comparaison Mésos-A'-Mésos-A pour le cas des AF, le 24/12/2007 à 14 h LT (a) et le 25/12/2007 à 04 h LT (b) : la différence de flux de chaleur sensible $HFX_{A'} - HFX_A$ en $W.m^{-2}$ (a1, b1) et la différence de température de surface $T_{s_{A'}} - T_{s_A}$ en $^{\circ}C$ (a2, b2).

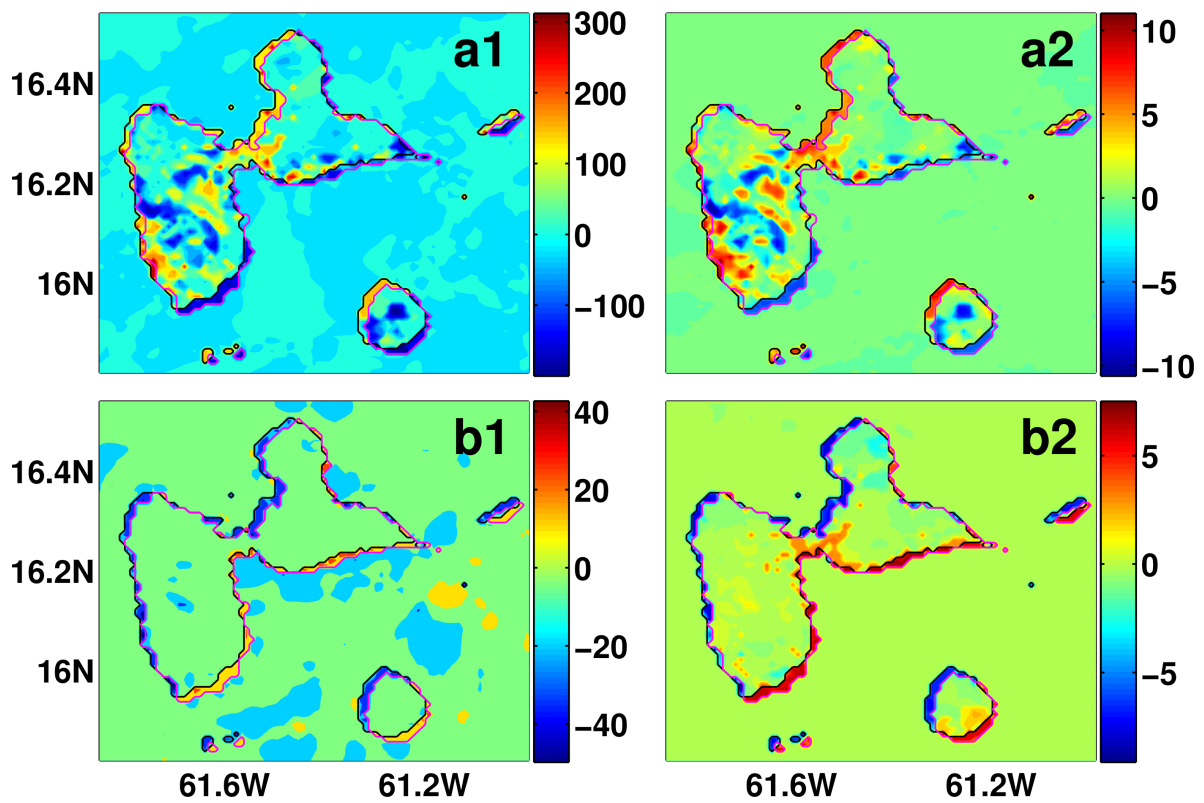


FIGURE 3.9: Comparaison Més0-A'-Més0-A pour le cas des AF, le 3/12/2007 à 14 h LT (a) et le 4/12/2007 à 04 h LT (b) : la différence de flux de chaleur sensible $HFX_{A'} - HFX_A$ en $W.m^{-2}$ (a1, b1) et la différence de température de surface $Ts_{A'} - Ts_A$ en $^{\circ}C$ (a2, b2).

3.1.2.7 Conclusion sur les effets de la carte CLC24 dans le domaine D04

L'utilisation de la carte CLC24 a permis d'améliorer la représentation de la ligne de côte de l'archipel, initialement biaisée dans la carte ULC24. L'interpolation de cette nouvelle ligne de côte sur une grille d'1 km de résolution a induit la localisation en zone marine des deux stations d'observations côtières : ARN et DES.

Le passage de la carte ULC24 à la carte CLC24 a entraîné le changement des catégories de sol sur le site des 5 stations météorologiques d'observation : ARN, RZT, DES, MOU et GBD.

Ces modifications de couverture du sol, associées à de nouvelles valeurs de rugosité et d'albédo, ont globalement peu de conséquences sur les valeurs de l'indice d'adéquation du modèle IOA2. La direction du vent à 10 m AGL est le paramètre le moins affecté par le changement de carte d'occupation des sols. La carte CLC24 permet l'amélioration des simulations de vitesse du vent à 10 m AGL pour les stations DES, MOU et GBD. La température T2 est le paramètre le plus affecté par le changement de carte d'occupation des sols. La simulation de cette variable est améliorée à MOU. Dans le cas des stations ARN, RZT et DES, les variations de la T2 sont moins bien simulées, avec des faibles valeurs de IOA2 pour les stations ARN et DES, respectivement 0,3 et 0,1. Ces faibles scores sont liés à la localisation marine de ces stations.

Pour les 3 types de temps, la direction du champ de vent de surface est semblable pour les deux cartes d'occupation des sols. Les différences sur la vitesse du vent horizontal, liées au changement de rugosité du sol, apparaissent sur la côte sous le vent de la Basse-Terre. Les effets de la carte CLC24 sur la température de surface du sol et le flux de chaleur sensible sont principalement observés dans les zones urbaines (mal représentées dans la carte ULC24) et dans les zones côtières (biaisées spatialement dans la carte ULC24). Nous pouvons penser que ces modifications du flux de chaleur sensible et de la température de surface permettront une meilleure simulation de la couche limite urbaine et côtière.

3.1.3 Conclusion sur les simulations numériques méso-échelles des circulations locales

Le but principal de cette étude était l'analyse des mécanismes méso-échelles qui induisent des circulations locales sur l'archipel de la Guadeloupe. Des simulations numériques WRF ont été réalisées pour trois types de situations météorologiques du mois de décembre 2007 : AS, AM, et AF, correspondant respectivement, aux valeurs du nombre de Froude local 0,82, 0,41 et 0,21, induites par trois types de forçage du vent. Quatre domaines ont été

utilisés pour effectuer la descente d'échelle de l'échelle synoptique à la méso-échelle. Le dernier domaine D04 couvre l'archipel de la Guadeloupe avec une grille d'1 km de résolution. Deux configurations de simulation ont été choisies. La première, Méso-A qui utilise la carte d'occupation des sols USGS (ULC24) et la seconde, Méso-A' qui utilise la carte d'occupation des sols Corine (CLC24). Les résultats de l'expérience Méso-A ont été publiés par [Cécé et al. \(2014\)](#).

Les régimes attendus du vent local, au vent, continental insulaire, et sous le vent, sont retrouvés dans les sorties modèles, en incluant la prédominance des effets thermiques et orographiques, respectivement au-dessus de la Grande-Terre et de la Basse-Terre.

Durant les alizés soutenus (AS), de jour comme de nuit, les circulations locales sont induites par l'orographie de la Basse-Terre. Un régime faiblement non-linéaire se produit sur la chaîne de montagnes du nord Basse-Terre, tandis qu'une cassure d'onde (" wave breaking ") apparaît sur les pentes sous le vent du volcan de la Soufrière. Sur la Grande-Terre, la convection est inhibée par la forte advection horizontale.

Les alizés moyens et faibles (AM et AF) sont marqués par des régimes locaux de circulations thermiques associées à la convergence diurne de l'air marin sur la terre et à la divergence nocturne des vents de basse couche. Cependant l'intensité des AM, plus élevée que celle des AF, limite le développement des circulations nocturnes.

Durant la nuit du 3 au 4 décembre 2007 (AF), le renversement nocturne du vent observé à ARN par [D'Alexis et al. \(2011\)](#), est retrouvé dans les sorties WRF. La comparaison des séries temporelles observées et simulées des variables de surface associées à cet écoulement (T2, UU et DD à 10 m AGL, HFX) ont montré une bonne adéquation du modèle. Cet écoulement catabatique simulé est initié sur les pentes au vent du volcan de la Soufrière. Cette circulation s'opposant aux alizés semble s'étendre en mer (dans le Petit Cul-de-Sac Marin), puis sur la zone industrielle de Jarry et enfin sur la côte ouest de la Grande-Terre (agglomération pointoise).

Les résultats des simulations Méso-A et Méso-A' ont permis de compléter la cartographie des régimes météorologiques locaux observés par [Brévignon \(2003\)](#). Ces descriptions peu précises n'incluaient pas des données maillées de vent, de température de surface, de couverture nuageuse et de flux de chaleur sensible sur l'ensemble de l'archipel.

Les résultats de l'expérience Méso-A' nous ont montré les effets sur les circulations locales de l'application de la carte d'occupation des sols Corine CLC24. Cette carte, plus réaliste que la carte USGS ULC24, nous permet principalement d'améliorer la représentation de la zone côtière de l'archipel et celle des zones urbaines. Les modifications induites du flux de chaleur sensible et de la température de surface permettront une meilleure simulation de la couche limite urbaine et côtière.

Pour les deux expériences Méso-A et Méso-A' et les trois types de temps, les variables météorologiques classiques simulées ont montré une bonne adéquation avec les données d'observations disponibles dans la zone.

Les résultats des expériences Méso-A et Méso-A' suggèrent que cet écoulement catabatique, apparaissant dans l'agglomération pointoise et la zone industrielle de Jarry, pourrait générer un important épisode de pollution, lié aux sources industrielles (comme la centrale diesel de production d'électricité). Pour tenter d'évaluer et de prévenir les risques de pollution associés au passage de cette circulation, une analyse plus fine en temps et en espace est nécessaire.

Dans la partie suivante, nous analysons les résultats des simulations micro-échelles WRF-LES au pas de temps de 10 minutes et à la résolution spatiale de 111 m (domaine D06). Les conditions limites du premier domaine LES D05 sont réinitialisées toutes les heures à partir des sorties Méso-A' du domaine méso-échelle D04 (1 km de résolution).

3.2 Simulations numériques micro-échelles des circulations générées par l'archipel de la Guadeloupe (WRF-LES)

3.2.1 Introduction

La carte d'occupation des sols CLC24, utilisée dans l'expérience Méso-A', a une résolution d'origine de 23 m, tandis que la résolution de la carte d'occupation des sols ULC24 (expérience Méso-A) est limitée au kilomètre. La haute résolution des données CLC24 permet d'obtenir une meilleure représentation des hétérogénéités de surface dans le domaine D05 (333 m de résolution) et le domaine D06 (111 m de résolution). Cette carte est appliquée dans les domaines WRF-LES D05 et D06. Les résultats obtenus lors de l'expérience Méso-A', à la résolution du kilomètre sur l'archipel de la Guadeloupe et au pas de temps horaire, ont montré une bonne adéquation avec les champs de variables météorologiques observées. Dans cette partie nous présentons les résultats d'une simulation micro-échelle avec des conditions limites latérales du domaine D05 réinitialisées toutes les heures à partir des sorties Méso-A' du domaine D04 (1 km de résolution). Nous avons choisi d'effectuer une imbrication du type " one way " (sans retour de réponse) entre les domaines D05 et D06, pour les raisons suivantes. Tout d'abord notre zone d'intérêt est celle du domaine D06 couvrant avec 111 m de résolution, la côte d'Arnouville (ARN), la zone

industrielle de Jarry et une partie de l'agglomération pointoise. Nous nous intéresserons principalement aux résultats du dernier domaine D06. Le domaine D05 sert principalement d'interface entre les sorties de modélisation du schéma de moyenne d'ensemble et le schéma LES 3D-TKE. De plus, l'analyse des sorties du domaine D05 nous a montré que malgré les dimensions de maille de 333 m (correspondant aux ordres de grandeur des tourbillons de la zone grise de la turbulence), la représentation de l'énergie cinétique turbulente sous-maille, e_s reste réaliste (avec des valeurs excédant $1 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$). Talbot et al. (2012) ont expliqué ce réalisme par l'effet de l'orographie qui favorise le développement des flux turbulents. Ces valeurs classiques d' e_s retrouvées dans le domaine D05 (couvrant l'île montagneuse de la Basse-Terre), indiquent qu'il ne serait pas nécessaire d'introduire les contraintes turbulentes du domaine D06 vers le domaine D05.

Cette section est organisée de la manière suivante. Premièrement, la modélisation WRF-LES est évaluée pour les trois types de temps à l'aide des données d'observation du mât instrumenté ARN. Entre le domaine D05 et le domaine D06, la station ARN passe de la catégorie mer à la catégorie, forêt mélangée-mangrove (correspondant à l'occupation du sol réelle). Nous avons donc évalué les séries temporelles 10-minutes provenant des deux domaines (D05 et D06) à la position de ARN, puis la simulation micro-échelle de l'écoulement catabatique observé durant les AF sur la côte au vent de la Basse-Terre.

3.2.2 Évaluation du modèle

3.2.2.1 Évaluation statistique avec les observations 10 min du mât instrumenté ARN

Nous avons tout d'abord évalué pour les trois types de temps, à la station ARN, les sorties des domaines D05 et D06, à l'aide des estimateurs d'erreur statistiques classiques (Tab. 3.3). Les variables étudiées sont : la température de l'air à 2 m AGL T2 ($^{\circ}\text{C}$), la vitesse du vent horizontal UU à 10 m AGL ($\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$), la direction du vent DD à 10 m AGL ($^{\circ}\text{N}$) et le flux de chaleur sensible HFX ($\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$).

Globalement, pour toutes les variables, pour les trois types de temps et dans les deux domaines, les données simulées par le modèle présentent une bonne adéquation avec les données observées (Tab. 3.3).

La direction du vent et le flux de chaleur sensible sont les variables les mieux simulées pour les deux domaines LES, avec de très bonnes simulations durant les AM et les AF. Durant les AS, la plus forte sensibilité de l'indice IOA2 (liée aux faibles écart-types observés) est à prendre en compte dans la diminution de sa valeur de 0,1 pt.

TABLEAU 3.3: Évaluation statistique des variables de surface simulées (10 min) par rapport aux observations ARN.

	AS		AM		AF	
	D05	D06	D05	D06	D05	D06
T2 (°C)						
Nombre de données Obs.	288		288		288	
Moyenne Obs.	25,3		24,5		24,2	
Écart-type Obs.	1,3		2,7		3,0	
MBE	1,3	1,0	1,0	0,6	1,2	0,8
MAE	1,3	1,1	1,7	1,3	2,2	1,6
IOA2	0,5	0,5	0,3	0,5	0,2	0,5
UU à 10 m AGL (m.s⁻¹)						
Nombre de données Obs.	288		288		288	
Moyenne Obs.	5,5		3,3		1,7	
Écart-type Obs.	1,8		2,2		1,3	
MBE	2,3	1,5	1,4	1,1	0,6	0,4
MAE	2,5	1,8	1,7	1,6	1,2	1,0
IOA2	0,5	0,5	0,5	0,5	0,4	0,4
DD à 10 m AGL (°N)						
Nombre de données Obs.	288		288		288	
Moyenne Obs.	97,4		176,4		226,0	
Écart-type Obs.	13,4		78,0		73,9	
MBE	-20,2	-22,7	-67,7	-69,2	-44,6	-40,5
MAE	20,9	23,3	71,2	74,9	57,8	56,9
IOA2	0,5	0,5	0,6	0,6	0,7	0,7
HFX de surface (W.m⁻²)						
Nombre de données Obs.	226		287		288	
Moyenne Obs.	-6,9		15,1		26,7	
Écart-type Obs.	20,8		40,2		50,2	
MBE	46,1	45,1	35,0	29,8	18,4	22,1
MAE	49,3	66,3	40,6	49,3	28,0	33,1
IOA2	0,5	0,5	0,6	0,6	0,6	0,7

La tendance à surestimer le HFX se retrouve dans les résultats de la simulation de la T2. Dans le cas des AM et des AS, le passage du domaine D05 au domaine D06 (avec ARN passant d'une position marine à une position terrestre), permet une amélioration du score IOA2 de 0,2 pt.

La vitesse du vent est bien simulée pour les trois types de temps, avec une tendance à la surestimation. Nous pouvons remarquer que le passage du domaine D05 au domaine D06 entraîne également la diminution de la MAE. Cependant cette diminution n'est pas assez significative pour augmenter le score de prédiction de WRF-LES.

3.2.2.2 Évaluation graphique avec les observations du mât instrumenté ARN : cas des AF (Fr = 0, 21)

Dans cette étude à la micro-échelle, nous nous sommes principalement intéressés à la situation météorologique des AF. Nos résultats de simulations à la méso-échelle (Cécé et al., 2014), les observations de Brévignon (2003); D'Alexis et al. (2011), puis celles de

Plocoste et al. (2014) ont montré que la situation météorologique AF, associée à une faible valeur du nombre de Froude local (0,21) était la plus favorable au développement des circulations locales. C'est aussi la situation pour laquelle les simulations méso-échelles Méso-A et Méso-A' ont bien restitué l'écoulement catabatique, de direction ouest, observé la même nuit par D'Alexis et al. (2011). Les séries temporelles WRF-LES des variables précédentes sont comparées aux observations de la station ARN pour cette situation des AF (Fig. 3.10). Pour évaluer les capacités du modèle à reproduire les variations de la turbulence, nous avons aussi comparé les valeurs de l'énergie cinétique turbulente totale observée (en noir, Fig. 3.10e) à celles de l'énergie cinétique turbulente sous-maille simulée (en rouge (D06) et en bleu (D05), Fig. 3.10e).

Les champs de sorties WRF-LES n'incluent pas l'énergie cinétique turbulente totale, e_t , correspondant à la somme de sa composante résolue e_r et celle sous-maille e_s . La composante résolue est définie par :

$$e_r = \frac{1}{2} \langle \rho \rangle (\langle u'^2 \rangle + \langle v'^2 \rangle + \langle w'^2 \rangle) \quad (3.1)$$

avec ρ la masse volumique et u' , v' , w' , les fluctuations sur les composantes 3D de la vitesse du vent. Pour limiter la durée des calculs, seule la composante sous-maille est calculée par le modèle.

L'étude de l'énergie cinétique turbulente résolue exige un important échantillonnage de sorties modèles avec un faible intervalle de temps. Dans la suite du rapport, nous avons donc privilégié l'analyse de l'énergie cinétique turbulente sous-maille, e_s .

WRF-LES semble bien représenter le cycle diurne de l'énergie cinétique turbulente (Fig. 3.10e). En journée, les valeurs simulées de l'énergie cinétique turbulente sous-maille, e_s , sont plus faibles dans le cas du domaines D06. La valeur maximale simulée dans le domaine D06 reste inférieure à $0,2 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$.

Les séries temporelles indiquent une bonne modélisation des 5 variables étudiées pour les domaines D05 et D06 (Fig. 3.10).

Dans le domaine D06, la simulation de la diminution de la T2 est significativement améliorée par rapport au domaine D05 (Fig. 3.10a). Cependant les biais demeurent pour les températures maximales (+ 2°C).

La vitesse du vent UU est la variable la moins bien simulée pour les deux domaines (Fig. 3.10b). Durant la nuit, la surestimation du modèle peut atteindre $1,8 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$.

La direction du vent est la variable la mieux simulée pour les deux domaines (Fig. 3.10c). Cependant, l'analyse du retournement du vent lié au passage du vent catabatique dans la nuit du 3 au 4 décembre, montre quelques décalages temporels infra-horaires. La direction ouest du vent se stabilise d'après les observations à 20 h LT, les modélisations D05 et D06

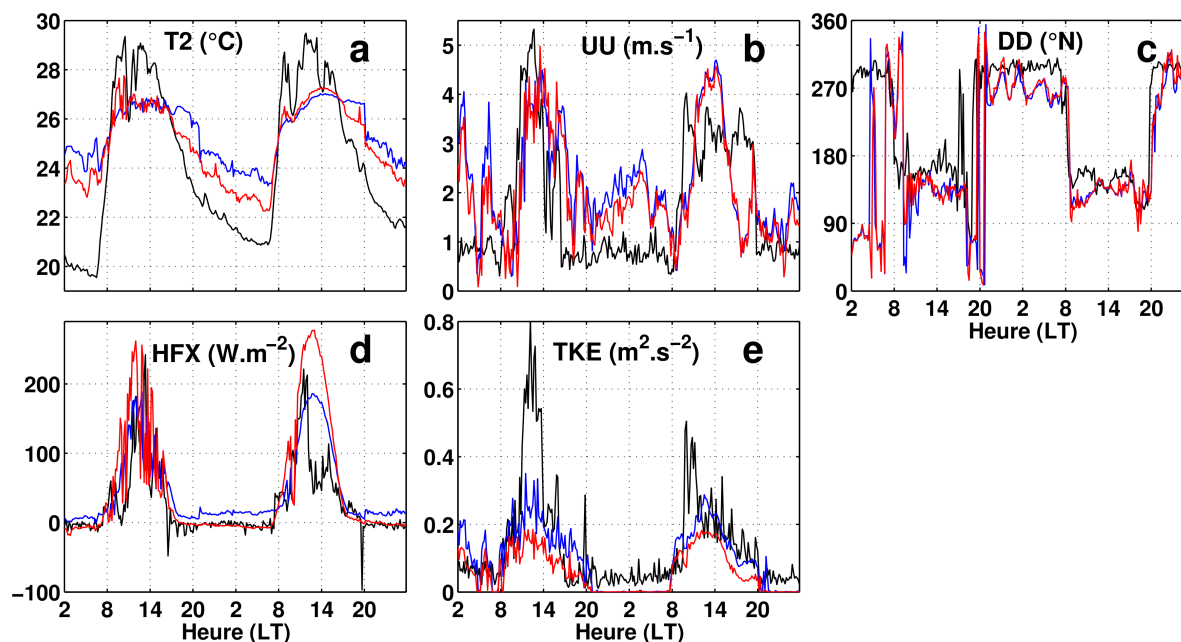


FIGURE 3.10: Séries temporelles 10 min à ARN durant les 48 h de la simulation des AF (3/12/2007–5/12/2007), avec les sorties du domaine D05 (333 m de résolution) en bleu, les sorties du domaines D06 (111 m de résolution) en rouge et les données observées en noir ; (a), (b), (c), (d) et (e) représentant respectivement les variables, température de l'air à 2 m AGL $T2$ ($^{\circ}C$), vitesse du vent horizontal UU à 10 m AGL ($m.s^{-1}$), direction du vent DD à 10 m AGL ($^{\circ}N$), flux de chaleur sensible HFX ($W.m^{-2}$) et énergie cinétique turbulente de surface TKE (en noir, l'énergie cinétique turbulente totale observée, e_t , en rouge et en bleu, l'énergie cinétique turbulente sous-maille simulée, e_s , $m^2.s^{-2}$).

indiquent respectivement cette stabilisation à 20 h 30 LT et 20 h 40 LT. Le lendemain matin, le retour des alizés a été observé à 8 h 30 LT, les simulations WRF-LES l'indiquent 10 minutes plus tard.

Dans le domaine D06, les variations du flux de chaleur sensible sont très bien simulées (Fig. 3.10d). Cependant des biais importants apparaissent durant la journée du 4 décembre (entre midi et 16 h LT), liés au développement de nuages convectifs stationnaires dans la zone.

3.2.3 Écoulement catabatique nocturne sur la côte au vent de la Basse-Terre durant AF (Fr = 0,21)

Ici, nous analyserons l'écoulement catabatique nocturne observé durant la nuit du 3 au 4 décembre 2007 (situation AF) par D'Alexis et al. (2011). Cet écoulement particulier simulé dans le domaine méso-échelle D04 (avec 1 km de résolution spatiale et des sorties

horaires) semblait se propager en direction de l'agglomération pointoise en passant au-dessus de la zone industrielle de Jarry et au-dessus de la zone marine du Petit Cul-de-Sac Marin.

Les cartes de champs de vent de surface simulés dans le D05 durant la nuit du 3 au 4 décembre permettent une première analyse de l'évolution spatio-temporelle du vent catabatique (Fig. 3.11).

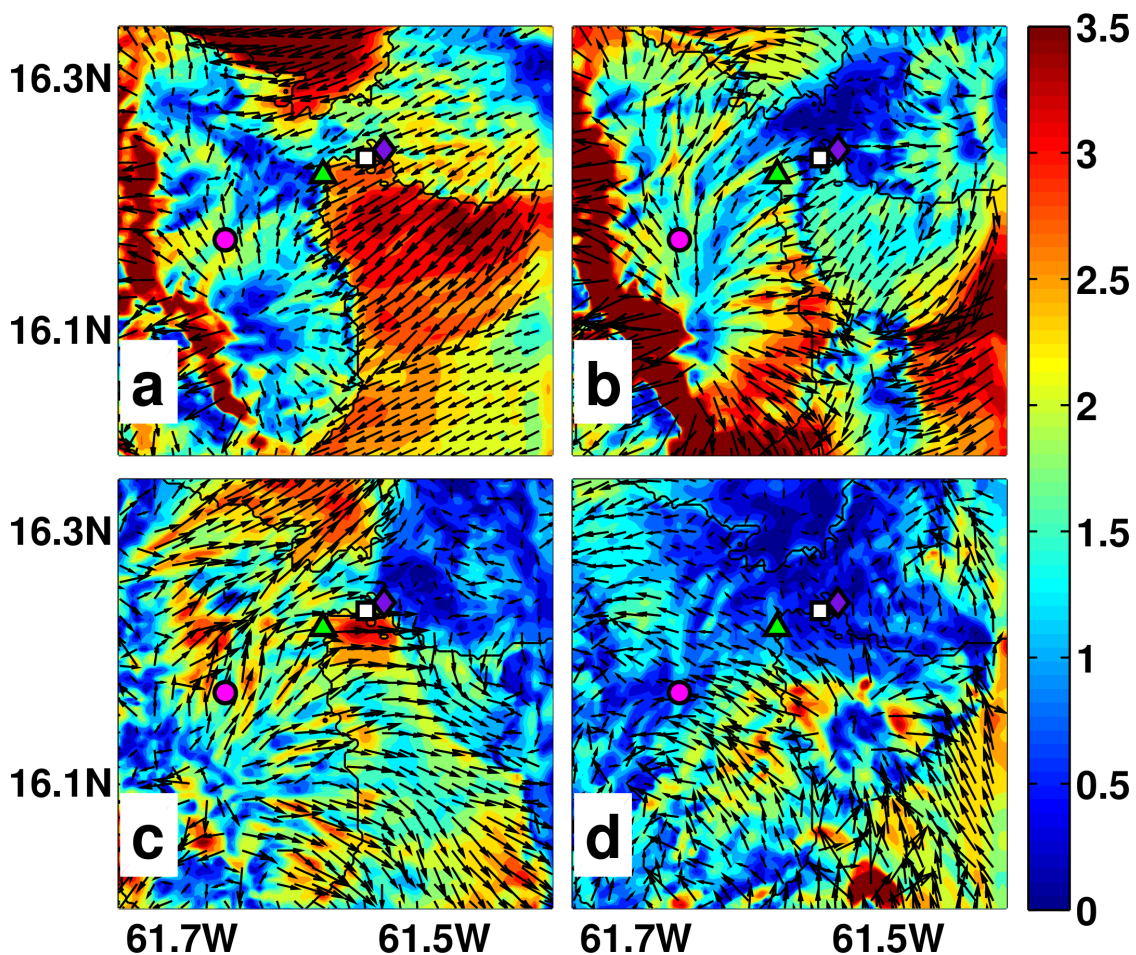


FIGURE 3.11: Cartes des champs de vent (10 m AGL) du domaine D05, durant la nuit du 3 au 4 décembre 2007 : (a) 19 h LT, (b) 22 h LT, (c) 04 h LT et (d) 09 h LT ; avec la vitesse du vent horizontal en $m.s^{-1}$, VER (cercle magenta), ARN (triangle vert), EDF (carré blanc) et PAP (losange violet).

À 19 h LT (Fig. 3.11a), nous pouvons remarquer une zone de divergence du vent de surface, qui apparaît sur le relief du volcan de la Soufrière ($61,6556^{\circ}W$, $16,0988^{\circ}N$, altitude de 1147 m AMSL). Depuis cette zone, des vents de faible intensité descendent les pentes au vent de l'île de la Basse-Terre en direction de la côte. Une partie de ces écoulements vont longer vers le nord la chaîne de montagnes de la Basse-Terre et se diriger vers la côte, là où est située ARN.

À 22 h LT (Fig. 3.11b), l'écoulement catabatique se renforce sur les pentes, avec des

vitesse supérieure à 3 m.s^{-1} sur la partie sud de la côte au vent de la Basse-Terre. À ce moment, cette circulation s'étend sur la zone de Jarry avec son front glissant sur le Petit Cul-de-Sac Marin.

Le champ des vents à 04 h LT (Fig. 3.11c), indique le renforcement des vitesses de vent de l'écoulement dans la zone marine du Petit Cul-de-Sac Marin. Le front du vent catabatique atteint ensuite l'agglomération pointoise.

À 9 h LT (Fig. 3.11d), le réchauffement du sol inhibe la circulation nocturne. Les alizés pénètrent de nouveau sur la côte au vent de la Basse-Terre.

Ces cartes nous ont montré que les quatre points, VER (positionné en amont de la zone côtière à 270 m AMSL), ARN, EDF (localisation de la centrale diesel de production électrique) et PAP (localisation de la station Gwad'air de Pointe-à-Pitre), sont situés sur le parcours du vent catabatique. Dans la partie suivante, nous examinerons l'évolution temporelle des variables de surface simulées à ces 4 points durant le phénomène.

3.2.3.1 Évolution temporelle des variables de surface à VER, ARN, EDF et PAP

Les séries temporelles 10 min des variables de surface WRF-LES (HFX, T2, UU et DD à 10 m AGL) sont analysées aux points VER, ARN, EDF, et PAP, durant la nuit du 3 au 4 décembre 2007 (Fig. 3.12). Nous avons volontairement étendu la période temporelle entre le 3/12/2007 12 h LT et le 4/12/2007 12 h LT, pour caractériser les phases de transition avec le régime des alizés. Le point VER n'étant pas positionné dans le domaine D06, nous avons examiné les séries temporelles simulées au point VER provenant du domaine D05. Pour les trois autres points, les sorties du domaine D06 ont été utilisées.

Le flux de chaleur sensible HFX est étudié pour des valeurs nocturnes inférieures à 20 W.m^{-2} (Fig. 3.12a). Nous observons deux types d'évolution nocturne du HFX en fonction de l'occupation des sols. Lorsque l'occupation des sols correspond à une forêt (VER et ARN) on observe une inversion du flux de chaleur sensible durant la nuit (Fig. 3.12a). Nous constatons au point VER que la période d'inversion du flux et donc du refroidissement de l'air de surface, débute 1 heure avant ARN. Dans le cas d'une occupation urbaine (EDF et PAP), les valeurs nocturnes de HFX restent proches de zéro avec des pics de flux positifs.

Les chutes de température T2 liées au passage du front de l'écoulement sont de l'ordre de $0,5^\circ\text{C}$ pour VER, ARN et EDF (Fig. 3.12b). Cette diminution de la T2 est plus faible en milieu urbain à PAP, où elle n'est que de l'ordre de $0,2^\circ\text{C}$. Ceci peut s'expliquer par le réchauffement de l'écoulement lors de son passage sur la surface maritime du Petit

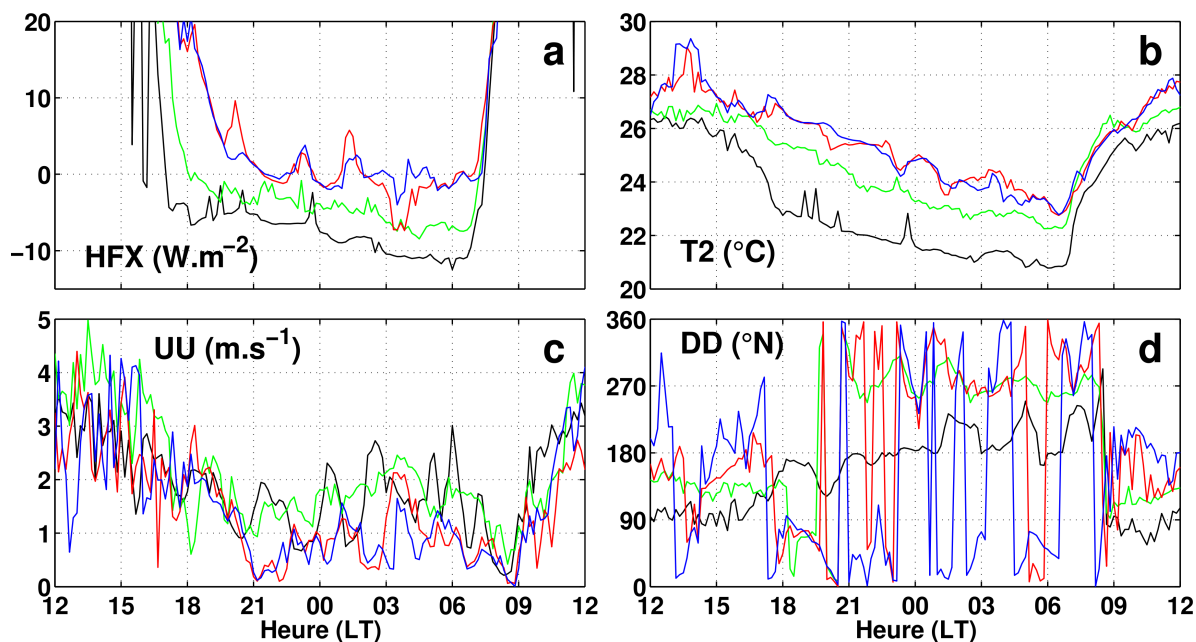


FIGURE 3.12: Séries temporelles WRF-LES (10 min) durant la période du 3/12/2007 12 h LT au 4/12/2007 12 h LT, avec VER (D05) en noir, ARN (D06) en vert, EDF (D06) en rouge et PAP (D06) en bleu; (a), (b), (c) et (d) représentent respectivement les variables, flux de chaleur sensible HFX ($W.m^{-2}$), température de l'air à 2 m AGL T_2 ($^{\circ}C$), vitesse du vent horizontal UU à 10 m AGL ($m.s^{-1}$) et direction du vent DD à 10 m AGL ($^{\circ}N$).

Cul-de-Sac Marin avant son arrivée à PAP. Les temps de passage du front catabatique à VER, ARN, EDF et PAP, sont respectivement 17 h 00, 19 h 40, 19 h 50 et 20 h 40 (LT). L'évolution des vitesses du vent horizontal durant le phénomène est caractérisée par un renforcement du vent (Fig 3.12c). La vitesse maximale de $3 m.s^{-1}$ est atteinte à VER, à 6 h LT (correspondant à la T_2 minimale de $20,78^{\circ}C$). Nous pouvons remarquer à EDF et PAP un vent quasi-nul à 9 h LT qui est lié à la transition avec le régime des alizés. Cette transition se manifeste d'abord par une chute de la composante UU, qui devient quasi nulle à 9 h LT pour augmenter progressivement en reprenant sa composante est.

Les séries temporelles de direction du vent permettent de définir trois zones le long du parcours du vent catabatique (Fig 3.12d). La première, correspondant au point VER, est définie par des vents de direction sud, qui prennent une direction sud-ouest au cours de la nuit. La zone de ARN est définie par une direction d'ouest bien établie avec quelques fluctuations. Et la dernière zone, regroupant EDF et PAP, correspond à la zone de conflit entre l'écoulement catabatique et les alizés. Les fortes fluctuations de la direction (entre le nord-ouest et le nord-est) dépendent de la position du front de l'écoulement. Dans la matinée, le réchauffement du sol inhibe l'écoulement catabatique. La circulation d'ouest s'arrête selon un axe est-ouest dans l'ordre suivant : au point PAP (7 h 50 LT), puis à EDF (8 h 10 LT) et enfin simultanément à ARN et VER (8 h 20 LT).

Une autre manière d’observer le phénomène physique peut être de tracer une coupe verticale ou horizontale des variables simulées.

3.2.3.2 Structure horizontale du front de l’écoulement simulé (domaine D06)

À 22 h LT, le front de l’écoulement catabatique semble parallèle à la côte de l’île de la Basse-Terre (Fig 3.13). Il est caractérisé par des vitesses ascendantes des alizés (plus chauds) de l’ordre de $0,5 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ (Fig 3.13b). La production d’ e_s à la surface du front atteint la valeur de $0,2 \text{ m}^2\cdot\text{s}^{-2}$ (Fig 3.13c). Nous pouvons observer dans la zone côtière de ARN une augmentation du flux de chaleur sensible (Fig 3.13d) due à la différence de température entre la surface chaude de la mer et l’air froid à la base de l’écoulement. À 04 h LT, l’écoulement est renforcé avec des vitesses du vent horizontal de l’ordre

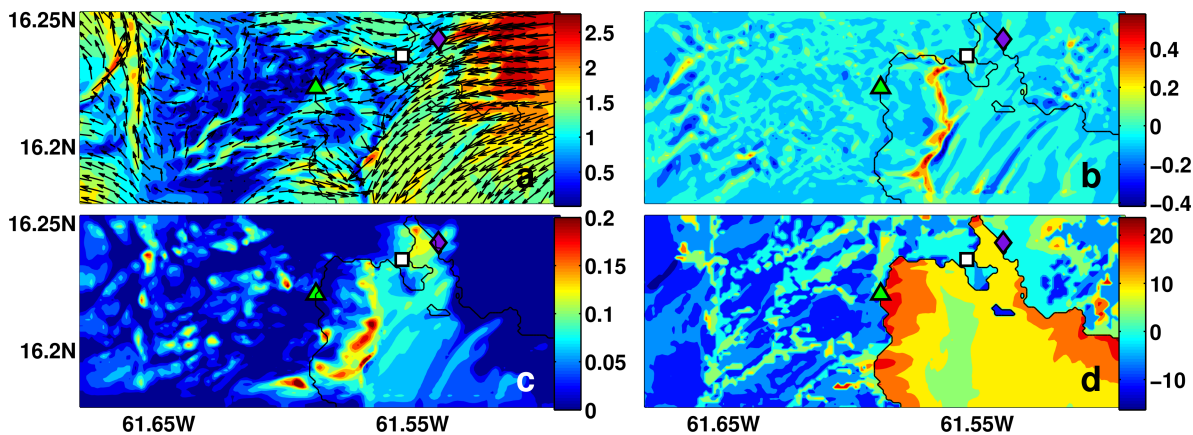


FIGURE 3.13: Cartes des variables de surface simulées le 3/12/2007 à 22 h LT : (a) vitesse du vent horizontal UU à 60 m AGL ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$), (b) vitesse du vent vertical à 60 m AGL ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$), (c) énergie cinétique turbulente sous-maille e_s à 60 m AGL ($\text{m}^2\cdot\text{s}^{-2}$) et (d) flux de chaleur sensible HFX ($\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$); avec ARN, EDF et PAP, respectivement représentés par le triangle vert, le carré blanc et le losange violet.

de $3 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ (Fig. 3.14a). Le front est positionné sur la côte ouest de la Grande-Terre et deux tourbillons verticaux apparaissent sur l’île de la Basse-Terre à la latitude de ARN (Fig. 3.14b). L’énergie cinétique turbulente sous-maille produite semble plus faible qu’à 22 h LT (Fig. 3.14c). L’augmentation des vitesses du vent de surface induit un renforcement du flux de chaleur sensible HFX dans le Petit Cul-de-Sac Marin.

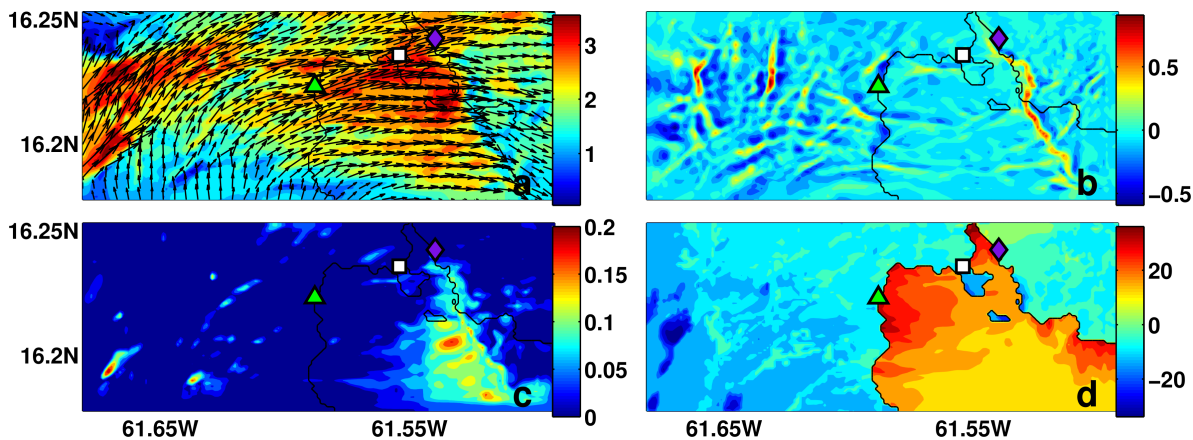


FIGURE 3.14: Cartes des variables de surface simulées le 4/12/2007 à 04 h LT : (a) vitesse du vent horizontal UU à 60 m AGL ($m.s^{-1}$), (b) vitesse du vent vertical à 60 m AGL ($m.s^{-1}$), (c) énergie cinétique turbulente sous-maille e_s à 60 m AGL ($m^2.s^{-2}$) et (d) flux de chaleur sensible HFX ($W.m^{-2}$); avec ARN, EDF et PAP, respectivement représentés par le triangle vert, le carré blanc et le losange violet.

3.2.3.3 Structure verticale du front de l'écoulement simulé (domaine D06)

Dans cette partie, nous étudierons les coupes verticales de l'écoulement (axes longitude-altitude), suivant la latitude du mât instrumenté ARN ($16,223^{\circ}N$).

Les vents catabatiques sont des écoulements gravitaires caractérisés par une masse d'air froide et moins humide, plus lourde que l'air environnant, qui descend les pentes du relief. Cette caractéristique est retrouvée pour l'écoulement simulé.

Un palier suivi d'une brusque variation de la masse volumique est observé dans la zone frontale de l'écoulement (Fig. 3.15a). La masse volumique maximale simulée dans la zone à 19 H LT est de $1,147 \text{ kg.m}^{-3}$. La vitesse de déplacement de cette masse d'air froide dépend principalement de la topographie. Dans le domaine D06 et particulièrement dans la zone de ARN, la topographie est très faible comparativement aux pentes de la chaîne de montagnes du domaine D05. Le déplacement de la masse d'air froide est ralenti. La comparaison des séries temporelles de vitesse du vent simulées montrent une diminution de la vitesse du vent de l'ordre de 1 m.s^{-1} entre VER et ARN (Fig.3.12c).

La simulation de la température virtuelle à 19 h LT montre la nette séparation entre l'écoulement catabatique froid et sec d'ouest et les alizés chauds et humides. Le front a un gradient horizontal de température de $0,4^{\circ}C$ sur 100 m. Comme décrit précédemment, après avoir atteint la station ARN, le front de l'écoulement poursuit son déplacement sur le Petit Cul-de-Sac Marin. À 22 h LT, sa hauteur maximale est de 360 m AGL, sa TKE maximale de $0,17 \text{ m}^2.s^{-2}$ (Fig. 3.16). La structure classique d'un écoulement gravitaire est retrouvée : un front en forme de nez rasant la surface, les vents maximums situés dans la zone des premiers niveaux verticaux derrière ce front et des tourbillons verticaux qui se

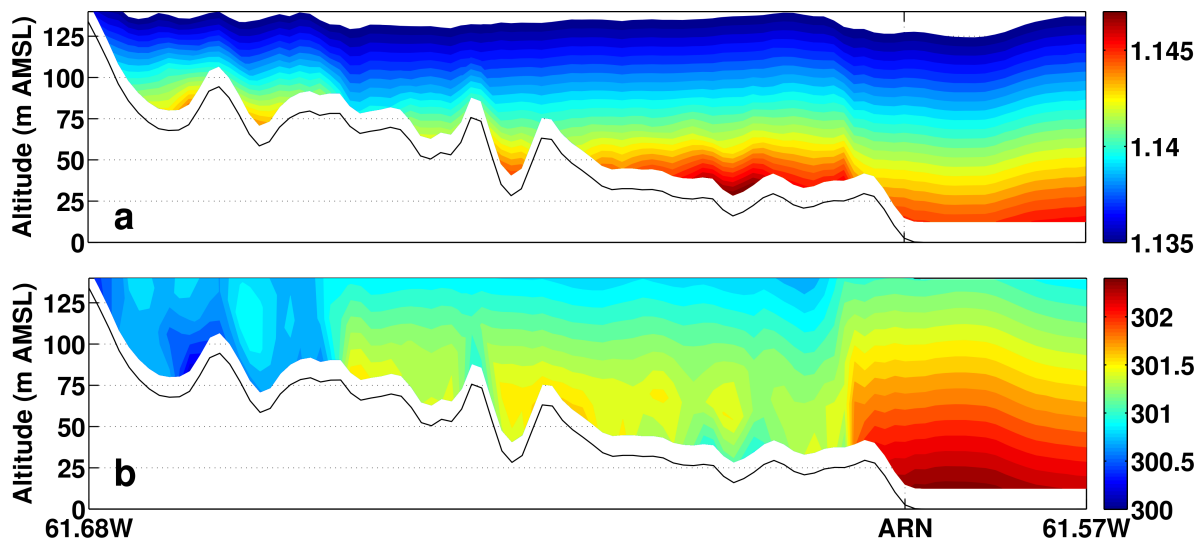


FIGURE 3.15: Coupe verticale suivant la latitude de la station ARN (16.223°N) le 3 décembre 2007 à 19 h LT : (a) la masse volumique ρ ($\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$), (b) la température virtuelle T_v (K).

forment dans la queue du front.

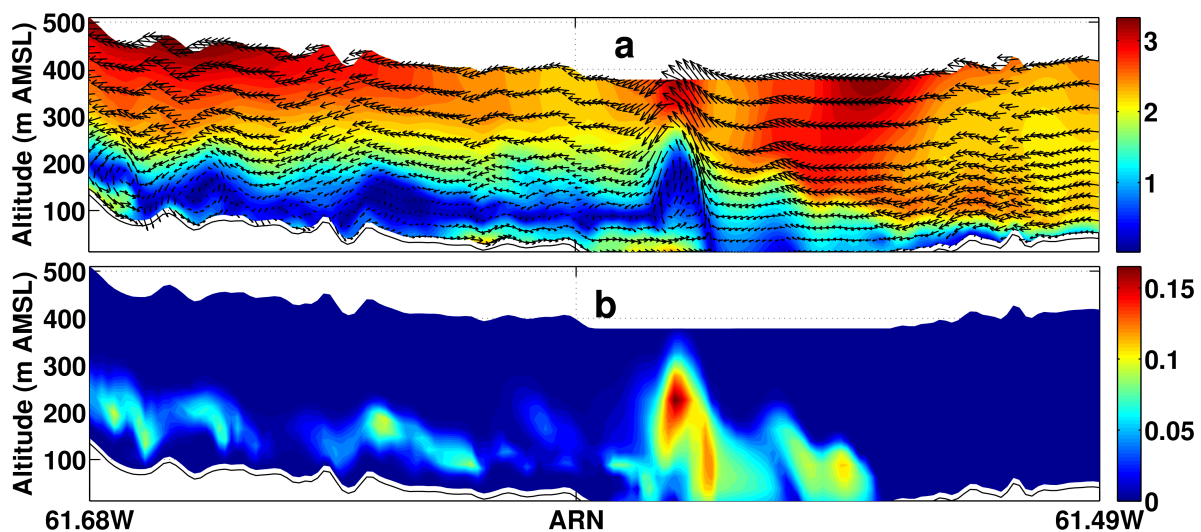


FIGURE 3.16: Coupe verticale suivant la latitude de la station ARN (16.223°N) le 3 décembre 2007 à 22 h LT : (a) la vitesse du vent suivant les composantes x et z ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$), (b) l'énergie cinétique turbulente sous-maille e_s ($\text{m}^2\cdot\text{s}^{-2}$).

À 4 h LT, le vent catabatique s'est renforcé (Fig. 3.17). Sur la Basse-Terre, le refroidissement radiatif génère une masse d'air plus froide qui descend la topographie avec des vitesses de l'ordre de $2,5 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$. Sur le Petit Cul-de-Sac Marin la circulation d'ouest s'intensifie et atteint la côte ouest de la Grande-Terre. Cependant du fait du réchauffement de l'écoulement par la surface marine, sa propagation dans les terres froides de la Grande-Terre est inhibé. Durant la nuit, la position du front oscillera sur le Petit Cul-de-Sac Marin. À 4 h LT, le passage au-dessus de la surface froide de la Grande-Terre induit un

développement vertical du front, avec une hauteur maximale de 480 m AGL. L' e_s produite est plus faible que précédemment.

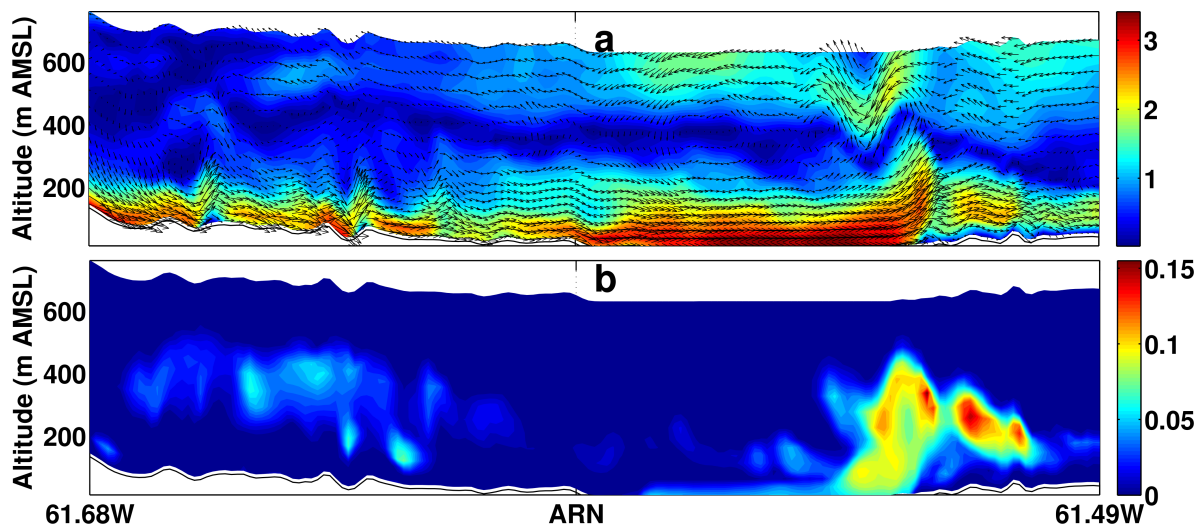


FIGURE 3.17: Coupe verticale suivant la latitude de la station ARN (16.223°N) le 4 décembre 2007 à 04 h LT : (a) la vitesse du vent suivant les composantes x et z ($m.s^{-1}$), (b) l'énergie cinétique turbulente sous-maille e_s ($m^2.s^{-2}$).

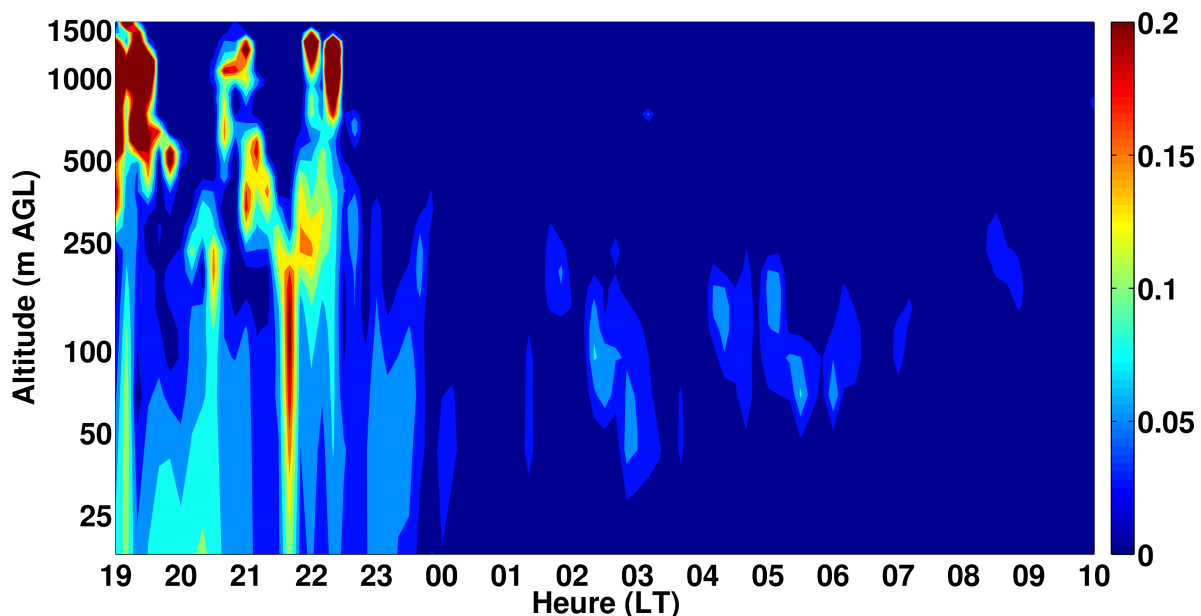


FIGURE 3.18: Profil vertical spatio-temporel logarithmique de l'énergie cinétique turbulente sous-maille e_s ($m^2.s^{-2}$) simulée à ARN : la valeur des contours d' e_s est limitée à $0.2 m^2.s^{-2}$.

Le profil spatio-temporel de l'énergie cinétique turbulente sous-maille simulée durant la nuit du 3 au 4 décembre 2007 à ARN synthétise la structure verticale de l'écoulement catabatique dans cette zone, avant sa perturbation par la zone marine du Petit Cul-de-Sac marin (Fig. 3.18). L'avant de l'écoulement passe à ARN à 19 h 40 LT en induisant un

retournement du vent durant 20 minutes. Le passage du front à 20 h 40 LT établira, jusqu'au lendemain matin, la circulation d'ouest. À ARN, le front a une hauteur maximale de 590 m AGL et une valeur maximale d' e_s de $0,2 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$. Des tourbillons verticaux de plus faible e_s ($0,007 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$) se forment dans la queue de l'écoulement.

3.2.4 Conclusion sur les simulations numériques micro-échelles des circulations locales

L'étude des simulations de circulations à la micro-échelle s'est effectuée dans les deux domaines sous-kilométriques D05, D06 de résolution 333m et 111m (Fig. 2.10). La nature du sol, principale condition limite des simulations (i.e., conditionnant le flux thermique, le flux turbulent (friction), le flux d'humidité) à cette échelle a influencé le choix du modèle d'occupation du sol CLC24.

À cette échelle les effets liés à la turbulence sont importants et le choix du modèle de turbulence est essentiel. Le modèle LES a été choisi afin de limiter le coût en temps de calcul et de pouvoir évaluer la pertinence des résultats pour une possible phase opérationnelle. Nous avons observé un bon comportement du modèle sous maille WRF-LES qui aboutit à une concordance correcte entre les variables simulées à 10 minutes d'intervalle et les variables observées, pour les trois types de temps et dans les deux domaines. Le modèle sous-maille reproduit donc les conditions météorologiques attendues, et améliore les résultats des simulations en particulier pour le flux de chaleur sensible qui s'harmonise avec le type de couverture (milieu urbain, milieu rural).

La structure de l'écoulement catabatique simulée a pu être analysée grâce aux coupes horizontales et verticales à l'aide de paramètres tels que l'énergie cinétique turbulente sous-maille, le flux de chaleur sensible, la température virtuelle et la masse volumique. L'écoulement gravitaire prend naissance très en amont sur les pentes non exposées du volcan de la Soufrière dès la fin de l'après-midi, se renforce par déversements successifs des cuvettes liées à la topographie et atteint le littoral puis la surface maritime 2 à 3 h après son initiation. Il présente un front bien individualisé avec des vents maximums situés dans les premiers niveaux en arrière de la surface frontale et des tourbillons verticaux en aval de l'écoulement.

C'est sur la surface maritime du Petit Cul-de-Sac Marin, source de chaleur sensible, que le front oscillera horizontalement pendant la nuit tout en s'accroissant verticalement. En effet, le front s'étant réchauffé en passant cette dernière, sa propagation est freinée sur l'île de la Grande-Terre, au sol fortement refroidi par le rayonnement infra-rouge. Les profils verticaux spatio-temporels de l'énergie cinétique turbulente sous-maille confortent cette

interprétation.

La prise en compte des effets radiatifs nocturnes, donc du rôle essentiel du refroidissement radiatif, qui par un couplage radiatif complet intégré dans le modèle, permet d'obtenir des échelles intégrales plus importantes et de reproduire correctement la physique des événements observés.

Ces résultats présentent un grand intérêt car ils permettent de décrire en détail la genèse, l'évolution et l'atténuation de l'écoulement, et de caractériser ce dernier en termes de hauteur, vitesse, énergie et densité.

3.3 Application de la modélisation micro-échelle WRF-LES à la dispersion d'un panache de polluants industriels : couplage WRF-LES-FLEXPART

3.3.1 Introduction

Les résultats des simulations micro-échelles WRF-LES (avec un intervalle de sortie de 10 minutes) des circulations locales générées sur la côte au vent de l'île de la Basse-Terre ont montré une bonne adéquation avec les données d'observations pour les trois types de temps : AS, AM, et AF. Dans le cas des alizés faibles (AF), WRF-LES a simulé de manière réaliste le développement d'un écoulement catabatique sur la côte au vent de la Basse-Terre. Les sorties modèles ont montré que ce vent catabatique formé sur le relief du volcan de la Soufrière s'étendait sur la zone industrielle de Jarry puis atteignait la côte ouest de la Grande-Terre et la ville de Pointe-à-Pitre. Dans cette région urbaine, l'agence de la qualité de l'air Gwad'air dispose d'une station de mesure de polluants, délivrant des données d'observation avec un intervalle de 15 minutes : la station PAP.

Dans le but d'analyser les effets des circulations locales sur la dispersion des polluants industriels de la zone de Jarry, nous proposons dans cette partie de simuler la dispersion de polluants NO_x , issus du panache de la centrale diesel de Jarry, pour les trois types de temps : AS (14/12/2007 12 h LT–15/12/2007 12 h LT), AM (24/12/2007 12 h LT–25/12/2007 12 h LT) et AF (03/12/2007 12 h LT–04/12/2007 12 h LT). Les sorties WRF-LES du domaine D06 (111 m de résolution) sont utilisées pour réinitialiser toutes les 10 minutes le modèle lagrangien de dispersion de particules FLEXPART dont la configuration a été décrite dans la section 2.4 du rapport. Les concentrations de NO_x (à 10 m AGL)

simulées par le système WRF-LES-FLEXPART sont comparées graphiquement avec les données d'observation de la station Gwad'air PAP.

3.3.2 Cas des alizés soutenus (AS, Fr = 0, 82)

Durant les AS, les résultats des simulations et observations ont montré que le flux intense des alizés incidents était très peu perturbé par l'archipel de la Guadeloupe. Le champ de vent de surface simulé en journée à 16 h LT indique au point EDF, des vitesses de vent de l'ordre de 6 m.s^{-1} avec une direction est-nord-est (Fig. 3.19a1). En aval de la cheminée de la centrale les vitesses de vent atteignent 10 m.s^{-1} avec une direction est. Les concentrations de NO_x simulées à 10 m AGL (Fig. 3.19a2) montrent une bonne dispersion des polluants avec peu de valeurs supérieures à $400 \mu\text{g.m}^{-3}$ (valeur limite horaire préconisée par l'Organisme Mondial de la Santé). Les particules sont advectées sur une distance de 10 km et quittent rapidement le domaine de simulation.

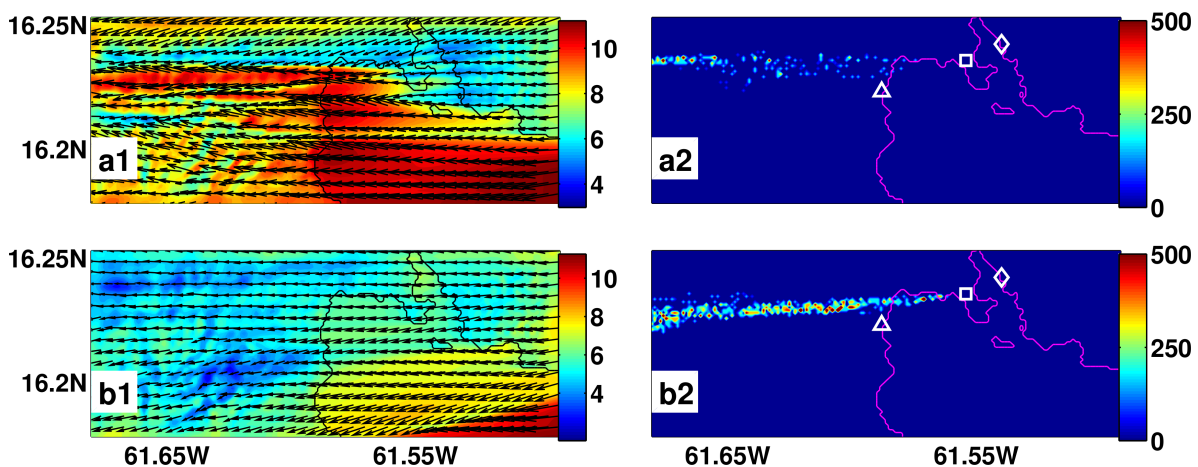


FIGURE 3.19: Cartes du vent (m.s^{-1}) et des concentrations de NO_x ($\mu\text{g.m}^{-3}$) simulées à 10 m AGL durant les AS le 14 décembre à 16 h LT (a1),(a2) et le 15 décembre à 07 h LT (b1),(b2) à l'aide de FLEXPART; les points ARN, EDF et PAP sont respectivement représentés par un triangle blanc, un carré blanc et un losange blanc.

En début de matinée (07 h LT), les vents en aval de la centrale sont plus faibles avec des vitesses de 6 m.s^{-1} (Fig. 3.19b1). Les conditions nocturnes de la couche limite induisent des alizés subsidents. En conséquence, les particules de NO_x produites par la centrale EDF continuent d'être advectées jusqu'à la limite latérale ouest du domaine (Fig. 3.19b2). Cependant elles se dispersent moins bien. Nous pouvons remarquer une augmentation des concentrations supérieures à $300 \mu\text{g.m}^{-3}$ à l'arrivée du panache au-dessus du sol froid de la côte au vent de la Basse-Terre (Fig. 3.19b2).

Nous avons analysé les séries temporelles des concentrations observées de NO_x , NO_2

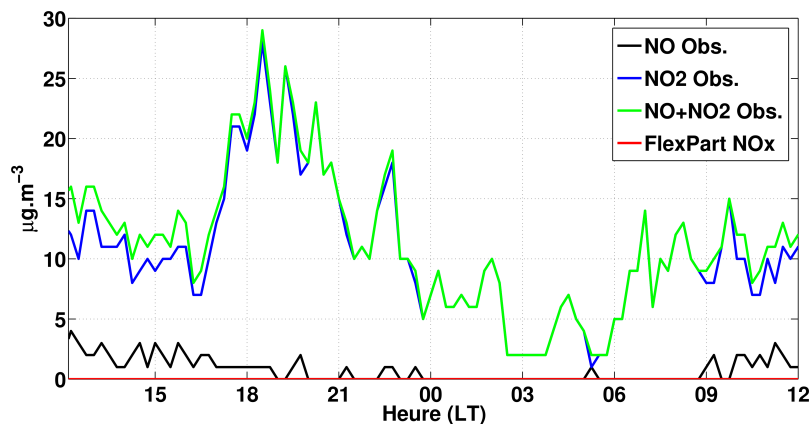


FIGURE 3.20: Comparaison du vent ($m.s^{-1}$) et des concentrations de NO_x ($\mu g.m^{-3}$) observées et simulées sur le site de la station PAP durant les AS entre le 14 et le 15 décembre 2007 : NO Obs. (ligne noire), NO_2 Obs. (ligne bleue), $NO+NO_2$ Obs. (ligne verte) et NO_x Flexpart à 10 m AGL (ligne rouge).

et NO , à la station PAP (Fig. 3.20). Durant la situation AS, à la fois sur les mesures expérimentales et sur les simulations, nous n'avons pas observé de vents locaux d'ouest arrivant à Pointe-à-Pitre en provenance de la zone EDF. Les particules de NO_x relâchées par la centrale ne peuvent se retrouver dans la zone. La concentration simulée de NO_x à PAP (en rouge) reste nulle durant la période étudiée des AS. L'analyse des séries temporelles de concentrations observées durant les AS nous permettent d'évaluer la contribution des sources d'émissions autres que la centrale EDF. Durant la période des AS étudiée, les données d'observations semblent indiquer un cycle diurne urbain de pollution associé à des augmentations de concentrations de NO_x durant la journée et à une diminution durant la nuit (Fig. 3.20). Les concentrations de $NO+NO_2$ passent par un maximum de $29 \mu g.m^{-3}$ à 18 h 30 LT pour atteindre un minimum de $2 \mu g.m^{-3}$ en fin de nuit. Durant ces 24 heures, les concentrations de NO Obs. (en noir) restent très faibles par rapport au NO_2 Obs.

3.3.3 Cas des alizés moyens (AM, Fr = 0,41)

Durant les AM, les vents locaux de surface suivent l'évolution diurne du contraste thermique mer-terre. La journée ces vents associés à des vitesses de l'ordre de $6 m.s^{-1}$ ont tendance à converger sur la terre, et ils ont tendance à diverger vers la mer la nuit. Cette alternance est reproduite durant la période de simulation de FLEXPART (Fig. 3.21a1 et b1). À 16 h LT, le panache est soumis à une direction sud-est du vent, les particules quittent rapidement le domaine de simulation par sa limite latérale nord (Fig. 3.21a2). Des concentrations supérieures à $150 \mu g.m^{-3}$ sont simulées dans la zone de Jarry.

Tout comme dans le cas des AS, les résultats des simulations météorologiques de la période

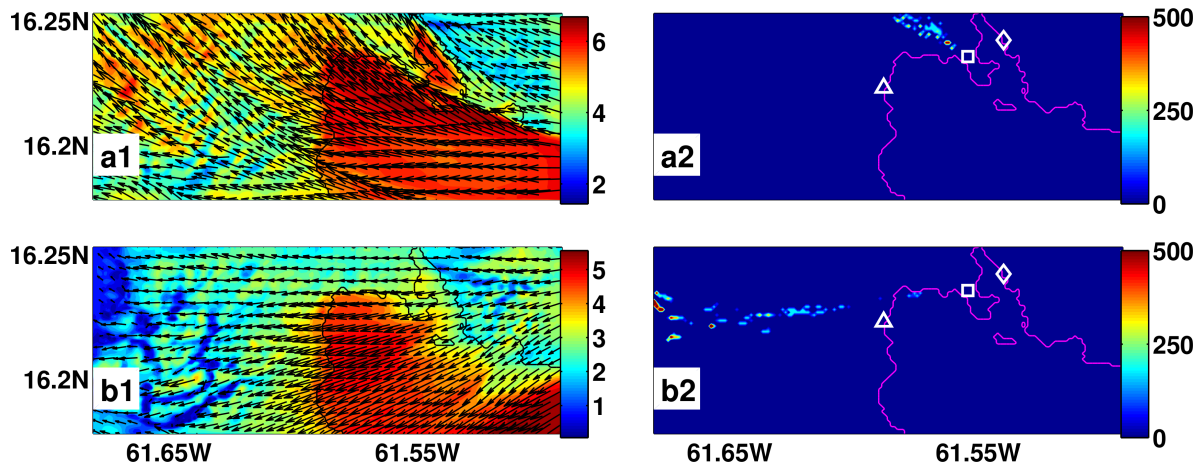


FIGURE 3.21: Cartes du vent ($m.s^{-1}$) et des concentrations de NO_x ($\mu g.m^{-3}$) simulés à 10 m AGL durant les AM le 24 décembre à 16 h LT (a1),(a2) et le 25 décembre à 07 h LT (b1),(b2) à l'aide de FLEXPART; les points ARN, EDF et PAP sont respectivement représentés par un triangle blanc, un carré blanc et un losange blanc.

des AM, n'ont pas montré à Pointe-à-Pitre, l'apparition de vent d'ouest provenant de la zone de Jarry. Donc la concentration nulle de NO_x simulée par FLEXPART est attendue (Fig. 3.22).

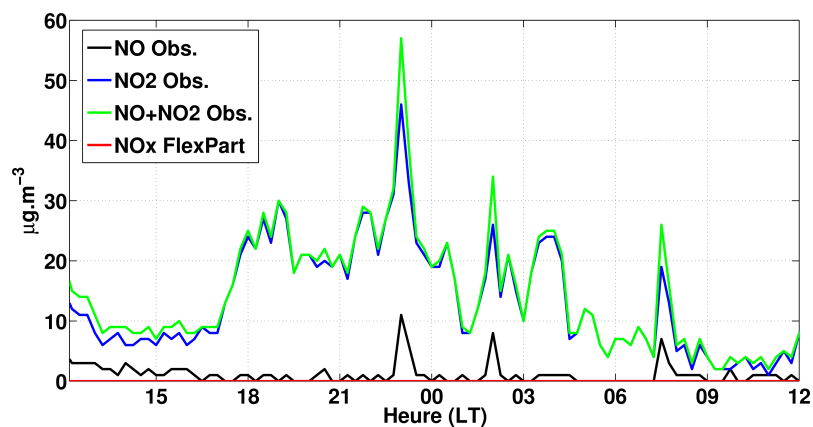


FIGURE 3.22: Comparaison des concentrations de NO_x ($\mu g.m^{-3}$) observées et simulées sur le site de la station PAP durant les AM entre le 24 et le 25 décembre 2007 : NO Obs. (ligne noire), NO_2 Obs. (ligne bleue), $NO+NO_2$ Obs. (ligne verte) et NO_x Flexpart à 10 m AGL (ligne rouge).

L'étude des séries temporelles observées de concentrations en NO , NO_2 et $NO+NO_2$, durant les AM, montre un cycle de pollution différent de celui des AS. La concentration en $NO+NO_2$ de $29 \mu g.m^{-3}$ (18 h 30 LT) mesurée durant les AS est retrouvée à 19 h LT pour les AM. Cependant, contrairement au cas des AS, ici les concentrations nocturnes de NO_x vont rester en moyenne supérieures à $15 \mu g.m^{-3}$. Ces concentrations plus élevées sont à lier à la chute nocturne du vent durant les AM, dans la zone de PAP ($< 2 m.s^{-1}$). Le pic de pollution est observé à 23 h LT, avec une concentration en NO_x de $57 \mu g.m^{-3}$. Deux

autres pics apparaissent respectivement, à 2 h LT ($34 \mu\text{g.m}^{-3}$) et à 7 h 30 LT ($26 \mu\text{g.m}^{-3}$). Nous constatons que ces trois pics de concentration, produits dans la couche limite nocturne, se distinguent du signal observé durant les AS, par la quantité plus importante des particules de NO dans le mélange de NO_x . Ceci suggère l'influence de nouvelles sources de pollution dans la zone. Toutefois, durant toute la nuit, les concentrations de NO_2 restent bien supérieures à celles de NO.

3.3.4 Cas des alizés faibles (AF, Fr = 0, 21)

Les résultats des simulations WRF-LES et les observations de (Brévignon, 2003; D'Alexis et al., 2011; Plocoste et al., 2014) confirment que les AF, associés à de très faibles vitesses de vent (en moyenne $< 3 \text{ m.s}^{-1}$), représentent le type de temps le plus favorable à la non dispersion des polluants.

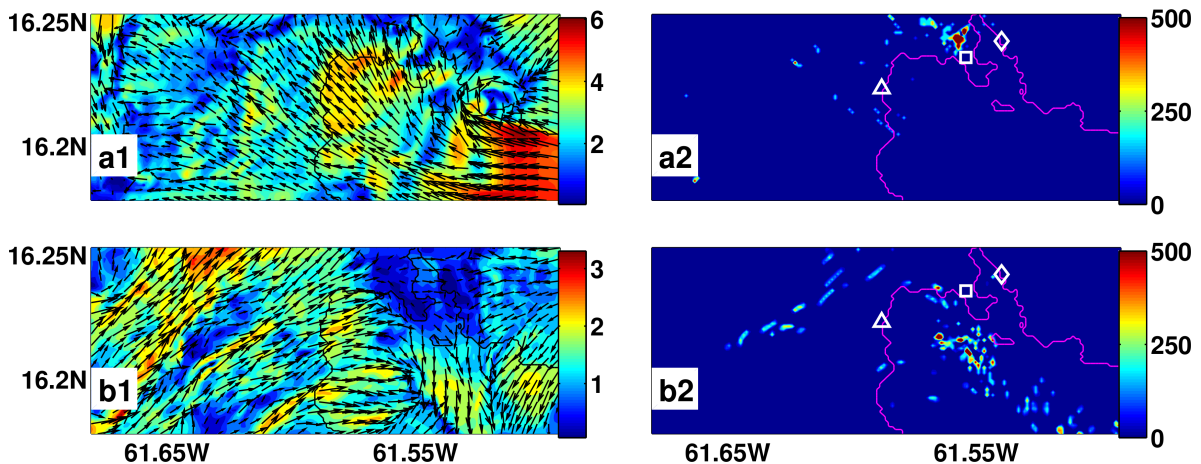


FIGURE 3.23: Cartes du vent (m.s^{-1}) et des concentrations de NO_x ($\mu\text{g.m}^{-3}$) simulés à 10 m AGL durant les AF le 3 décembre à 16 h LT (a1), (a2) et le 4 décembre à 07 h LT (b1), (b2) à l'aide de FLEXPART; les points ARN, EDF et PAP sont respectivement représentés par un triangle blanc, un carré blanc et un losange blanc.

Durant l'après-midi du 3 décembre 2007, dans la zone de Jarry, les vents à 10 m AGL ont une vitesse moyenne de 2 m.s^{-1} et une direction sud-sud-est (Fig. 3.23a1). Ces vents faibles induisent une forte pollution dans cette zone (des concentrations simulées de $500 \mu\text{g.m}^{-3}$) liée à l'accumulation, autour de la centrale, des particules de NO_x non advectées. Contrairement au cas des AS et des AM, durant les AF, les particules émises par le panache de la centrale tendront plus à rester dans le domaine de simulation. Ceci explique la position de quelques amas de particules ne correspondant pas à l'orientation du panache (Fig. 3.23a2 et b2).

À 07 h LT, les vitesses de vent dans la zone de Jarry chutent en dessous d' 1 m.s^{-1}

(Fig. 3.23b1). Paradoxalement, les résultats du modèle FLEXPART indiquent la disparition de la zone de pollution observée autour de la centrale durant l'après-midi, et les concentrations les plus importantes sont retrouvées sur le Petit Cul-de-Sac Marin (Fig. 3.23b2). Ce paradoxe s'explique par l'action de l'extension de l'écoulement catabatique de la côte au vent de la Basse-Terre vers la côte ouest de la Grande-Terre. Durant la nuit du 3 au 4 décembre 2007, la position du front de cet écoulement va osciller au-dessus du Petit Cul-de-Sac Marin. Les variations de direction du vent vont favoriser la dispersion des particules dans la zone. Les concentrations de particule simulées dans les terres de l'île de la Basse-Terre proviennent du transport en altitude par les circulations de retour de l'écoulement catabatique.

3.3.4.1 Comparaisons des séries temporelles simulées et observées à la station PAP

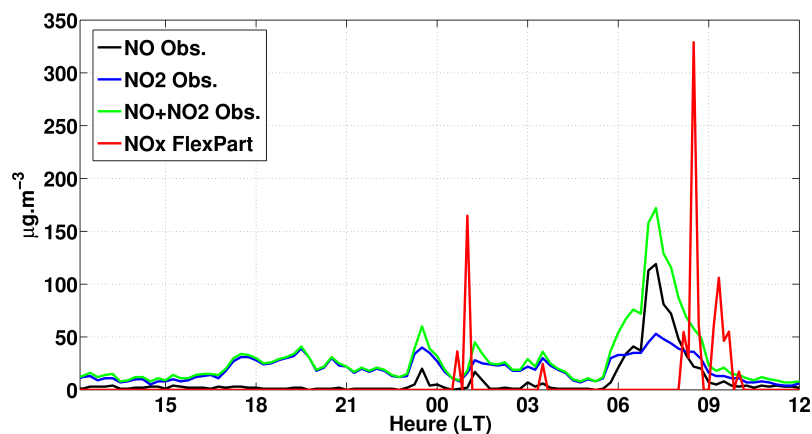


FIGURE 3.24: Comparaison des concentrations de NO_x ($\mu\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$) observées et simulées sur le site de la station PAP durant les AF entre le 3 et le 4 décembre 2007 : NO Obs. (ligne noire), NO_2 Obs. (ligne bleue), $NO+NO_2$ Obs. (ligne verte) et NO_x Flexpart à 10 m AGL (ligne rouge).

Durant la nuit du 3 au 4 décembre, l'apparition de l'écoulement catabatique sur la côte ouest de la Grande-Terre va générer à Pointe-à-Pitre des vents en provenance de la centrale EDF. Ces circulations vont permettre le transport des particules de NO_x simulées vers la zone urbaine de la station PAP. À ce point, la série temporelle simulée de concentration en NO_x indique deux pics majeurs de pollution (Fig. 3.20). Le premier apparaît à 01 h LT avec une concentration de $164,7 \mu\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$. La concentration maximale simulée est atteinte à 08 h 30 LT avec une valeur de $328,9 \mu\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$.

À première vue, la comparaison des concentrations simulées et observées, semble indiquer une synchronisation des pics avec un déphasage par WRF-LES-FLEXPART, avec une surévaluation des pics (d'un facteur 2) et un retard temporel par rapport aux observations

(Fig. 3.20). La comparaison entre les données d'observation AS, AM et AF nous permet d'affiner l'évaluation de ces concentrations simulées à PAP.

Premièrement nous constatons que le pic de concentration observé durant les AF à 07 h 15 LT ($172 \mu\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$) est très différent de celui observé durant les AM à 07 h 30 LT ($26 \mu\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$). Durant les AF ce pic, de valeur sept fois plus élevée, est plus étalé dans le temps (environ 1 h 30). Cette augmentation de la concentration en NO_x est aussi associée au changement de composition du mélange de NO_x . Contrairement au cas des AM, le 4 décembre la concentration de NO est 2 fois plus importante que celle du NO_2 . Ces constats sur les données d'observation de la station PAP suggèrent que le pic de concentration observé à 07 h 15 LT proviendrait d'une nouvelle source de pollution (non observée pour le cas des AM et des AS). Les données météorologiques observées et simulées, ainsi que les photographies du panache de la centrale EDF (Fig. 1.9) durant des matinées de vents faibles, indiqueraient un lien entre ce pic observé et le pic simulé à 08 h 30 LT, bien que le modèle surestime largement ce pic et retarde son apparition (+1 h 15).

La surestimation des concentrations serait liée au forçage du modèle FLEXPART par la TKE WRF. D'après Brioude et al. (2013) l'utilisation de la TKE provenant du modèle WRF, causerait l'accumulation des particules au sommet de la couche limite, et donc la surestimation des concentrations simulées. Cette paramétrisation de la turbulence devra être améliorée dans le futur (Brioude et al., 2013).

Nous émettons plus de réserves sur le réalisme des premiers pics simulés (à 01 h LT et 3 h 30 LT) pour les raisons suivantes. Les pics de concentration observés durant les AF, à 23 h 30 LT et 1 h 15 LT, sont retrouvés durant les AS et les AM à 23 h LT et 2 h LT. Pour les trois périodes étudiées ces pics observés sont caractérisés par des ratios NO_2 -NO similaires. Ceci suggère que le lien entre les pics observés (à 23 h 30 LT et 1 h 15 LT) et ceux simulés (à 01 h LT et 3 h 30 LT) semble peu probable.

3.3.4.2 Étude des coupes verticales de concentration simulée aux points PAP et EDF

Nous concluons l'étude numérique de la dispersion du panache de la centrale EDF durant les AF, par l'analyse spatio-temporelle des concentrations simulées aux points EDF et PAP (Fig. 3.25).

L'évolution temporelle du profil vertical des concentrations au point de la cheminée de la centrale montre une nette différence entre les conditions diurnes et nocturnes de la couche limite (Fig. 3.25a). Entre 12 h LT et 20 h LT le panache semble mieux dispersé avec une concentration moyenne de $1200 \mu\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$. À la base du panache (60 m AMSL),

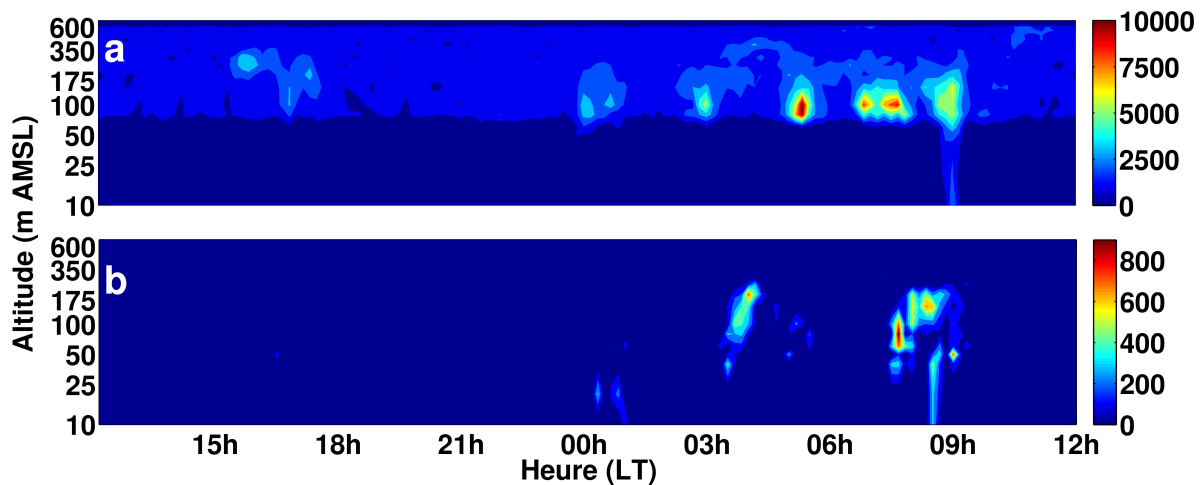


FIGURE 3.25: Profils spatio-temporels logarithmiques de la concentration de NO_x ($\mu\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$) simulée durant les AF entre le 3 et le 4 décembre 2007 : (a) site de la centrale EDF, (b) site de la station de la qualité de l'air PAP.

nous observons des flux ascendants qui génèrent des diminutions de la concentration des NO_x ($< 1000 \mu\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$). Durant l'après midi du 4 décembre 2007, la concentration maximale simulée dans le panache a une valeur de $4025 \mu\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$ (à 250 m AMSL et à 15 h 50 LT). Ce pic correspond à l'épisode de pollution décrit précédemment (Fig. 3.23). Durant la nuit, les concentrations sont plus élevées avec une valeur moyenne de $2000 \mu\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$. La concentration maximale simulée a une valeur de $10820 \mu\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$ (à 100 m AMSL et à 05 h 40 LT). Nous remarquons une chute de polluants de la base du panache vers le sol à 9 h LT. Cette chute de particules induisant un nouveau pic de pollution est simulée au même instant à la station PAP (Fig. 3.25b). L'analyse des sorties de vent à 10 m AGL WRF-LES nous a indiqué à PAP et EDF un épisode de vents quasi-nuls à 9 h LT (Fig 3.12), correspondant à la transition entre le régime catabatique nocturne d'ouest et le régime diurne des alizés d'est. À cette heure, sur les premiers 500 m AGL, la vitesse verticale du vent est négative avec une très faible intensité comprise entre 0 et $-0,18 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$.

Le profil spatio-temporel des concentrations simulées par FLEXPART à PAP montre qu'entre 00 h 20 LT et 09 h 20 LT, des particules de NO_x émises par la centrale EDF sont en suspension dans la couche limite nocturne de Pointe-à-Pitre. La concentration maximale a une valeur de $995 \mu\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$ (à 80 m AMSL et à 07 h LT).

Conclusion et Perspectives

3.3.5 Conclusion

L'objectif de ces travaux de thèse était de modéliser finement les écoulements générés par une île tropicale à la topographie complexe, et en particulier les écoulements observés dans la zone de la côte au vent de la Basse-Terre, en l'occurrence près d'Arnouville, pendant la campagne expérimentale Atmo-Mangrov de 2007 à 2008. Les champs de vent enregistrés, combinaisons de différentes interactions aux échelles synoptiques et locales, des effets de la turbulence, du réchauffement et/ou du refroidissement radiatif, de la couverture végétale, de l'interface terre-mer, et de la topographie, sont singuliers au sens qu'ils peuvent dans un cycle diurne, se retourner à 180° et établir une circulation d'ouest dans la couche limite atmosphérique. Ce retournement nocturne du vent a été observé dans l'agglomération pointoise, lors d'une campagne expérimentale sur la pollution des gaz de la décharge. Les observations visuelles du panache de la principale centrale électrique de l'archipel ont elles aussi permis de remarquer cette inversion du flux dans les basses couches, pour des conditions d'alizés faibles.

Cet écoulement apparaissant dans la zone où vivent un tiers des habitants de l'archipel, et qui comprend une zone industrielle associée à de nombreuses sources d'émissions de polluants, nécessitait une analyse particulière pour prévenir les potentiels épisodes de pollution.

Les campagnes expérimentales ont montré que l'interprétation des mesures de cet écoulement était limitée par le manque d'informations spatio-temporelles sur les variables météorologiques. L'étude bibliographique réalisée a montré que la simulation numérique multi-échelle de l'atmosphère permet de répondre à ce besoin. Pourtant les applications de ces méthodes numériques aux îles des Petites Antilles demeurent peu nombreuses. Ces territoires insulaires de largeur inférieure à 50 km sont exposés au vent synoptique (les alizés), et possèdent des topographies hétérogènes : plateaux de faible altitude (la Barbade, la Grande-Terre), îles montagneuses dont les altitudes peuvent être de l'ordre de

la hauteur de la couche limite atmosphérique (la Dominique, St-Vincent, la Basse-Terre). L'archipel de la Guadeloupe représente un cas particulier car il associe une île relativement plate, la Grande-Terre, et une île montagneuse, la Basse-Terre.

Nous avons donc appliqué le modèle météorologique WRF à cette problématique pour trois types de temps classiques : les alizés soutenus (AS), les alizés moyens (AM) et les alizés faibles (AF). Ces situations météorologiques sont caractérisées par les valeurs suivantes du nombre de Froude local : 0,82 (AS), 0,41 (AM) et 0,21 (AF).

Une première descente d'échelle dynamique a été réalisée en mode " two-way " à l'aide de quatre domaines imbriqués centrés sur l'archipel de la Guadeloupe : le domaine D01 (maille de 27 km), le domaine D02 (maille de 9 km), le domaine D03 (maille de 3 km) et le domaine D04 (maille de 1 km). Le modèle WRF est forcé toutes les six heures par l'assimilation des champs d'analyses globales du modèle NCEP FNL qui a une maille de 110 km. Le schéma de moyenne d'ensemble YSU est utilisé pour modéliser la turbulence dans la couche limite atmosphérique et la carte d'occupation des sols USGS AVHRR est sélectionnée pour paramétriser la couverture du sol. Les résultats de cette expérience, Méso-A, ont été publiés, en février 2014, dans la revue *Monthly Weather Review*.

Les estimateurs d'erreur (MBE, MAE, IOA) ont montré une bonne adéquation entre les champs météorologiques horaires observés et ceux simulés à 1 km de résolution par WRF. Les régimes attendus du vent local (au vent, continental insulaire, et sous le vent) sont retrouvés dans les sorties du modèle.

Durant les alizés soutenus (AS), de jour comme de nuit, les circulations locales sont induites par l'orographie de la Basse-Terre. Sur la Grande-Terre, la convection est inhibée par la forte advection horizontale. Les alizés moyens et faibles (AM et AF) sont quant à eux marqués par des régimes locaux de circulations thermiques associées à la convergence diurne de l'air marin sur la terre et à la divergence nocturne de la masse d'air. Cependant l'intensité des alizés, plus élevée dans le cas des AM que des AF, limite le développement des circulations nocturnes.

Durant la nuit du 3 au 4 décembre 2007 (AF), le renversement nocturne du vent observé à Arnouville lors de la campagne expérimentale Atmo-Mangrov, est retrouvé dans les sorties WRF. La comparaison des séries temporelles observées et simulées des variables de surface associées à cet écoulement (T2, UU et DD à 10 m AGL, HFX) ont montré une bonne adéquation du modèle. Cet écoulement catabatique simulé est initié sur les pentes au vent du volcan de la Soufrière. Il s'oppose aux alizés et semble s'étendre en mer (dans le Petit Cul-de-Sac Marin), puis sur la zone industrielle de Jarry et enfin sur la côte ouest de la Grande-Terre (agglomération pointoise).

Les résultats de l'expérience Méso-A' nous ont montré les effets sur les circulations locales

de l'application de la carte d'occupation des sols Corine CLC2006. Cette carte, plus réaliste que la carte USGS AVHRR, nous permet principalement d'améliorer la représentation de la zone côtière de l'archipel et celle des zones urbaines. Les modifications induites du flux de chaleur sensible et de la température de surface ont permis une meilleure simulation de la couche limite urbaine et côtière.

Les résultats des simulations Mésos-A et Mésos-A' ont permis de compléter la cartographie des régimes météorologiques locaux observés par Brévignon (2003). Ces descriptions peu précises n'incluaient pas des données maillées de vent, de température de surface, de couverture nuageuse et de flux de chaleur sensible sur l'ensemble de l'archipel.

Pour les deux expériences Mésos-A et Mésos-A' et les trois types de temps, les variables météorologiques classiques simulées ont montré une bonne adéquation avec les données d'observations disponibles dans la zone.

Ces résultats suggèrent que cet écoulement catabatique, qui atteint l'agglomération pointoise et la zone industrielle de Jarry, pourrait générer un important épisode de pollution, lié au transport de polluants d'origine industrielle (comme la centrale diesel de production d'électricité). Pour tenter d'évaluer et de prévenir les risques de pollution associés au passage de cette circulation, une analyse plus fine en temps et en espace est nécessaire.

Nous avons donc réalisé une nouvelle descente d'échelle, cette fois pour atteindre l'échelle de la turbulence associée à des résolutions infra-horaires et sub-kilométriques dans la zone couvrant la surface côtière d'Arnouville, la surface marine du Petit Cul-de-Sac Marin et la surface urbaine de l'agglomération pointoise. Deux domaines de simulation ont donc été ajoutés : le domaine D05 (maille de 333 m) et le domaine D06 (maille de 111 m). Pour cette simulation micro-échelle le schéma de turbulence LES 3D TKE d'ordre 1,5 a été utilisé.

Les conditions limites du premier domaine LES D05 ont été réinitialisées toutes les heures à partir des sorties Mésos-A' du domaine méso-échelle D04.

Nous avons observé un bon comportement du modèle sous-maille WRF-LES qui aboutit à une concordance correcte entre les variables simulées à 10 minutes d'intervalle et les variables observées, pour les trois types de temps et dans les deux domaines.

En alizés faibles, les coupes verticales pointant l'énergie cinétique turbulente, la température virtuelle et la masse volumique témoignent de l'existence d'un écoulement catabatique. Il se caractérise par un front bien défini amenant des vents maximums situés dans les premiers niveaux en arrière de la surface frontale et des tourbillons verticaux en aval de l'écoulement. Cette circulation d'ouest prend naissance, en fin d'après-midi, sur les reliefs de la Soufrière, descend les pentes au vent de l'île de la Basse-Terre et passe sur la zone littorale d'Arnouville 2 à 3 h après son initiation.

Ce front oscille horizontalement sur la surface maritime du Petit Cul-de-Sac Marin pendant la nuit en s'accroissant verticalement. En effet, le front s'étant réchauffé en passant au-dessus de la surface maritime, sa propagation est freinée sur l'île de la Grande-Terre, au sol fortement refroidi par le rayonnement infra-rouge. Ces résultats présentent un grand intérêt car ils permettent de décrire en détail la genèse, l'évolution et l'atténuation de l'écoulement, et de caractériser ce dernier en termes de hauteur, vitesse, énergie et densité.

Des surestimations des vitesses pour le vent en condition nocturne. Ces imprécisions sont dues au manque de réalisme des conditions limites (occupation des sols, topographie, température de surface de la mer) et pourront être améliorées dans le futur.

Les simulations micro-échelles ont été utiles pour caractériser l'aptitude de l'écoulement catabatique nocturne à se propager d'Arnouville vers la région pointoise en passant sur la zone du Petit Cul-Sac-Marin où l'on retrouve les principales sources d'émissions de polluants de l'archipel (usines, centrales diesel de production d'électricité,...).

Dans le but d'analyser l'impact de cet écoulement catabatique sur la dispersion du panache de NO_x de la centrale diesel EDF de Jarry, nous avons forcé le modèle lagrangien de dispersion de particules FLEXPART avec les sorties simulées WRF-LES 10-minutes du domaine D06 (111 m de résolution). Ces résultats préliminaires simulés par ce système ont été comparés graphiquement aux séries temporelles de concentrations enregistrées à la station de la qualité de l'air située à Pointe-à-Pitre. Les pics de concentration de NO_x simulés surviennent aux mêmes périodes que les observations expérimentales mais sont surestimés et décalés temporellement d'une heure. Les sorties du couplage WRF-LES-FLEXPART ont permis de mieux caractériser la dynamique des concentrations de polluants et leurs possibles interactions avec les circulations locales. Cette modélisation à très haute résolution nous confirme que l'écoulement catabatique nocturne initié sur le relief du volcan de la Soufrière est capable durant son extension sur le Petit Cul-de-Sac Marin de transporter des polluants émis dans la zone industrielle de Jarry, vers la zone habitée de Pointe-à-Pitre.

3.3.6 Perspectives

Ces travaux ne représentent qu'une première étape dans la modélisation micro-échelle des écoulements atmosphériques générés par les Petites Antilles. Ils devront être complétés par l'introduction de nouvelles paramétrisations.

La modélisation météorologique à 1 km de résolution sur l'archipel, mise en place durant cette thèse au laboratoire LaRGE, a été appliquée à d'autres problématiques locales :

la compréhension des mécanismes qui régissent les phénomènes pluvieux ; l'évaluation des risques atmosphériques et océaniques durant le passage d'un cyclone ; la pollution dans les basses couches (poussières volcaniques, poussières du Sahara, aérosols et gaz industriels) ; et la caractérisation des ressources énergétiques renouvelables comme l'éolien ou le photovoltaïque. La simulation WRF-LES nous permettra d'affiner ces résultats pour les applications énumérées ci-dessus.

Les résultats des simulations ont indiqué que la zone de Vernou (VER), située en amont de la zone côtière d'Arnouville, à 240 m AGL, se trouve sur le parcours de l'écoulement catabatique. Une campagne expérimentale est en cours. Elle nous permettra de valider les champs simulés de l'écoulement en disposant d'un point de mesure sur la pente au vent de la chaîne de montagnes de la Basse-Terre.

L'amélioration de la modélisation de la dispersion de polluants industriels dans la zone étudiée nécessitera également une campagne expérimentale autour des sources d'émissions pour mieux définir les conditions limites du modèle FLEXPART.

Enfin, l'ensemble des résultats présentés devrait être facilement transposable à d'autres environnements insulaires, en particulier les îles des Petites Antilles.

Annexe A

Article publié

Cécé, Raphaël, Didier Bernard, Christophe d’Alexis, Jean-François Dorville, 2014 : Numerical Simulations of Island-Induced Circulations and Windward Katabatic Flow over the Guadeloupe Archipelago. *Mon. Wea. Rev.*, 142, 850–867. doi : <http://dx.doi.org/10.1175/MWR-D-13-00119.1>. [Section 3.1.1 du rapport].

Annexe B

Communications internationales

- **Raphaël Cécé**, J.-F. Dorville, and D. Bernard (2013). High resolution atmospheric and oceanic modelling : Impacts of Hurricane Dean over the Guadeloupe archipelago. Caribbean Waves 2, Gosier(https://www.researchgate.net/publication/257226242_High_resolution_atmospheric_and_oceanic_modelling__impacts_of_hurricane_Deans_over_the_Guadeloupe_archipelago).
- D. Bernard, **R. Cécé**, and J.-F. Dorville (2013). High resolution numerical simulation (WRF V3) of an extrem rainy event over the Guadeloupe archipelago : Case of 3-5 january 2011. EGU General Assembly 2013, *Geophysical Research Abstracts*, Vol. 15, EGU2013-9988, Vienna (<http://meetingorganizer.copernicus.org/EGU2013/EGU2013-9988.pdf>).
- D. Bernard, R. Pasquier, **R. Cécé**, and J.-F. Dorville (2014). Multiscaling properties of tropical rainfall : Analysis of rain gauge datasets in Lesser Antilles island environment. EGU General Assembly 2014, *Geophysical Research Abstracts*, Vol. 16, EGU2014-5827, Vienna (<http://meetingorganizer.copernicus.org/EGU2014/EGU2014-5827.pdf>).
- J.-F. Dorville, F. Dondin, **R. Cécé**, and D. Bernard (2014). How study of hurricane swell can help to provide a better prediction of the tsunami wave propagation on Caribbean coasts? EGU General Assembly 2014, *Geophysical Research Abstracts*, Vol. 16, EGU2014-6561, Vienna (<http://meetingorganizer.copernicus.org/EGU2014/EGU2014-6561.pdf>).

High resolution atmospheric and oceanic modelling: impacts of Hurricane Dean over the Guadeloupe archipelago.

Raphaël Cécé¹, Jean-François Dorville², Didier Bernard¹.

¹Laboratory of Research in Geosciences and Energy (LaRGE), EA4098, Université des Antilles et de la Guyane, Pointe-à-Pitre, Guadeloupe.

²Alternative Energy Group, Physics Department, Faculty of Science and Technology, University of West Indies, Mona Campus, Kingston, Jamaica.

For two years, the atmospheric model WRF ARW V3 (Skamarock et al., 2008) has been used to modeling meteorological variables fields observed over the Guadeloupe archipelago at high resolution scale (1 km) (Cécé et al., 2012). The model error estimators show that meteorological variables seem to be properly simulated for standard types of weather: undisturbed, strong or weak trade winds. In this presentation, we will apply this high resolution model to an extreme type of tropical weather: Hurricane Dean.

While hurricane Dean crossed the Lesser Antilles arc on the night of 16-17 August 2007, it caused floodings, storm surge, sustainable strong winds, but mainly cyclonic swell (Franklin, 2008). Arndt (2010) analysed the impact of Hurricane Dean on the Guadeloupe archipelago, in terms of damages. Other authors focused on its storm surges along coasts of Guadeloupe (Zahibo et al., 2008), or the influence of Dominica's topography on its rainfalls (Smith et al., 2009). However, there are few 1 km scale numerical studies dealing with the atmospheric and oceanic impacts of hurricanes over small Caribbean islands. We chose to study Dean's ones over the Guadeloupe archipelago at this scale.

The output variables of the atmospheric model WRF are used as input of the coastal propagation wave model SWAN (Booij et al., 1999). The effects of the hurricane waves are evaluated on the most exposed area: the South East coast of the archipelago. The study is completed by the propagation of the surge in order to determine the area affected by the flooding. The atmospheric and oceanic fields simulated are evaluated by comparison with observed data of meteorological weather stations and the weather/wave buoys available in the area.

This first combination of these atmospheric and oceanic tools applied to the Guadeloupe archipelago under hurricane threat has for main goal the assistance of designing of the prevention and evacuation plan, particularly at coastal areas. We made the choice to present the data in form of map, with GIS methods on recent land plan. The risk areas are defined and evaluated for the rainfall, wind speed, waves and flood hazard.

References:

Arndt, B., 2010: L'impact du cyclone Dean sur l'archipel de la Guadeloupe. Tech. Rep., Caribsat.

Booij, N., R. C. Ris and L. H. Holthuijsen, 1999: A third-generation wave model for coastal regions: 1. Model description and validation. *J. Geophys. Res.*, 104 (C4), 7649-7666.

Cécé, R., T. Plocoste, C. D'Alexis, D. Bernard and J.-F. Dorville, 2012: Modélisation numérique à l'échelle locale des situations météorologiques observées au cours de la transition saison sèche – saison humide à l'aide de WRF ARW V3 : cas de l'archipel de la Guadeloupe. AMA 2012, Toulouse.

Franklin, J. L., 2008: Tropical Cyclone Report, Hurricane Dean (AL042007) 13-23 August 2007. Tech. rep., National Hurricane Center.

Skamarock, W. C., et al., 2008: A Description of the Advanced Research WRF Version 3. Tech. rep., National Center for Atmospheric Research.

Smith, R. B., P. Shafer, D. Kirshbaum and E. Regina, 2009: Orographic enhancement of precipitation inside Hurricane Dean. *J. Hydrometeorol.*, 10, 820-831.

Zahibo, N., I. Nikolkina and I. Didenkulova, 2008: Storm surges induced by hurricane Dean in Guadeloupe: 16-17 August, 2007. *Geophys. Res. Abs.*, 10, EGU2008-A-01109.



High resolution numerical simulation (WRF V3) of an extreme rainy event over the Guadeloupe archipelago: Case of 3-5 January 2011.

Didier C. Bernard (1), Raphaël Cécé (1), and Jean-François Dorville (2)

(1) Université des Antilles et de la Guyane, LARGE, Physics, Pointe-à-pitre, Guadeloupe (didier.bernard@univ-ag.fr), (2) University of West Indies, Alternative Energy Group, Physics Department, Mona Campus, Kingston, Jamaica

During the dry season, the Guadeloupe archipelago may be affected by extreme rainy disturbances which may induce floods in a very short time. C. Brévignon (2003) considered a heavy rain event for rainfall upper 100 mm per day (out of mountainous areas) for this tropical region. During a cold front passage (3-5 January 2011), torrential rainfalls caused floods, major damages, landslides and five deaths. This phenomenon has put into question the current warning system based on large scale numerical models. This low-resolution forecasting (around 50-km scale) has been unsuitable for small tropical island like Guadeloupe (1600 km²).

The most affected area was the middle of Grande-Terre island which is the main flat island of the archipelago (area of 587 km², peak at 136 m). It is the most populated sector of Guadeloupe. In this area, observed rainfall have reached to 100-160 mm in 24 hours (this amount is equivalent to two months of rain for January (C. Brévignon, 2003)), in less 2 hours drainage systems have been saturated, and five people died in a ravine.

Since two years, the atmospheric model WRF ARW V3 (Skamarock et al., 2008) has been used to modeling meteorological variables fields observed over the Guadeloupe archipelago at high resolution 1-km scale (Cécé et al., 2011). The model error estimators show that meteorological variables seem to be properly simulated for standard types of weather: undisturbed, strong or weak trade winds. These simulations indicate that for synoptic winds weak to moderate, a small island like Grande-Terre is able to generate inland convergence zones during daytime. In this presentation, we apply this high resolution model to simulate this extreme rainy disturbance of 3-5 January 2011.

The evolution of modeling meteorological variable fields is analyzed in the most affected area of Grande-Terre (city of Les Abymes). The main goal is to examine local quasi-stationary updraft systems and highlight their convective mechanisms. The spatio-temporal distribution of simulated rainfall could help to design the prevention and evacuation plan, particularly for the flooding areas.

The meteorological variable fields simulated are evaluated by comparison with observed data of meteorological weather stations (French Met. Office) available in the area.

Brévignon, C., 2003: Atlas climatique: l'environnement atmosphérique de la Guadeloupe, de Saint-Barthélemy et Saint-martin. Météo-France, Service Régional de Guadeloupe, 92 pp.

Cécé, R., T. Plocoste, C. D'Alexis, D. Bernard and J.-F. Dorville, 2012: Modélisation numérique à l'échelle locale des situations météorologiques observées au cours de la transition saison sèche – saison humide à l'aide de WRF ARW V3 : cas de l'archipel de la Guadeloupe. AMA 2012, Toulouse.

Skamarock, W. C., J. B. Klemp, J. Dudhia, D. O. Gill, D. M. Barker, M. G. Duda, X.-Y. Huang, W. Wang, and J. G. Powers, 2008: A Description of the Advanced Research WRF Version 3. Tech. Rep., National Center for Atmospheric Research.



Multiscaling properties of tropical rainfall: Analysis of rain gauge datasets in Lesser Antilles island environment

Didier C. Bernard (1), Raphaël Pasquier (2), Raphaël Cécé (1), and Jean-François Dorville (3)

(1) LARGE, Physics Department, University of French West Indies and French Guiana, Pointe-à-Pitre, Guadeloupe (didier.bernard@univ-ag.fr), (2) Common High-Performance Computing Center (C3I), University of French West Indies and French Guiana, Pointe-à-Pitre, Guadeloupe, (3) Alternative Energy Group, Physics Department, University of West Indies, Mona Campus, Kingston, Jamaica

Changes in rainfall seem to be the main impact of climate change in the Caribbean area. The last conclusions of IPCC (2013), indicate that the end of this century will be marked by a rise of extreme rainfalls in tropical areas, linked with increase of the mean surface temperature. Moreover, most of the Lesser Antilles islands are characterized by a complex topography which tends to enhance the rainfall from synoptic disturbances by orographic effects.

In the past five years, out of hurricanes passage, several extreme rainy events (approx. 16 mm in 6 minutes), including fatal cases, occurred in the Lesser Antilles Arc: in Guadeloupe (January 2011, May 2012 and 2013), in Martinique (May 2009, April 2011 and 2013), in Saint-Lucia (December 2013). These phenomena inducing floods, loss of life and material damages (agriculture sector and public infrastructures), inhibit the development of the islands. At this time, numerical weather prediction models as WRF, which are based on the equations of the atmospheric physics, do not show great results in the focused area (Bernard et al., 2013). Statistical methods may be used to examine explicitly local rainy updrafts, thermally and orographically induced at micro-scale.

The main goal of the present insular tropical study is to characterize the multifractal symmetries occurring in the 6-min rainfall time series, registered since 2006 by the French Met. Office network weather stations.

The universal multifractal model (Schertzer and Lovejoy, 1991) is used to define the statistical properties of measured rainfalls at meso-scale and micro-scale. This model is parametrized by a fundamental exponents set $(H, a, C1, q)$ which are determined and compared with values found in the literature. The first three parameters characterize the mean pattern and the last parameter q , the extreme pattern. The occurrence ranges of multifractal regime are examined. The suggested links between the internal variability of the tropical rainy events and the multifractal properties found, are preliminary discussed.

References

Bernard, D., R. Cécé and J.-F. Dorville (2013). High resolution numerical simulation (WRF V3) of an extrem rainy event over the Guadeloupe archipelago: Case of 3-5 January 2011. EGU General Assembly 2013, Geophysical Research Abstracts, Vol. 15, EGU2013-9988, Vienna, April 2013.

Schertzer, D., S. Lovejoy (1991). Nonlinear geodynamical variability: Multiple singularities, universality and observables. Scaling, fractals and non-linear variability in geophysics, D. Schertzer, S. Lovejoy eds., 41-82, Kluwer.



How study of hurricane swell can help to provide a better prediction of the tsunami wave propagation on Caribbean coasts?

Jean-François Dorville (1), Frédéric Dondin (2), Raphael Cécé (3), and Didier Bernard (3)

(1) Alternative Energy Research Group (AERG), Physics Department, Mona Campus, University of the West Indies, Kingston, Jamaica (jf.dorville@gmail.com), (2) Seismic Research Center (SRC-UWI), University of the West Indies, St. Augustin, Trinidad and Tobago, (3) Laboratory of Reserach in GeoScience and Energy (LaRGE), Physics Department, University of Antilles Guyanes, Pointe-à-Pitre, Guadeloupe

Prediction of tsunami wave propagation on a complex bathymetry can be fatal. Do a mistake on the location of the tsunami wave impact on the coast is highly dangerous. The destruction due to mechanical impact or submersion of the large area of the coast zone can be avoid with a good estimation (*i.e.*; height, location, duration) of the hazard. Features of the propagation are important in term of values but also in term of dynamic, an evacuation plan is directly base on the prediction of the sequence of events.

The frequency of large tsunami is low, but the study of real case may help to have a complete comprehension of the process. We would be better prepare for a tsunami if we had more tsunami.

Caribbean arc was generated by an intense tectonic motion and volcanic activity. The risk of tsunami is high in the area both generated by tectonic motion and volcanic landslide. The quality of a numerical propagation of tsunami is highly dependent of the quality of the DEM Caribbean coast are impact by large Hurricane wave. The study of those can be helpful in the tsunami study, particularly for the bathymetry effect on large wave. The shape of the both types of wave are not the same, we do not try to do a direct comparison, but used the information of the dispersion of large swell wave to applied it to the tsunami dispersion and fill the lack of information of the bathymetry.

We focus on the comparative study of the propagation of tsunami wave generated by submarine volcano land slide and hurricane wave on a small scale bathymetry (10 m, **Lito 3d**). The case of Guadeloupe and Martinique island are detailed in this study, due to the available dataset. We used those two territories as reference area.

The numerical propagation of the waves is done with **FUNWAVE** on two different bathymetry (10 m & 50 m). The tsunami wave was generated by **VolcFlow** in case of submarine volcano collapse and the swell determine by coupling of **WaveWatchIII** and **SWAN** in case of past Hurricane. The information gathered by the propagation of a past study will help to correct the bathymetry and have a best prediction of the propagation of a tsunami wave. The result is applied on other Caribbean islands to improve the prediction method of tsunami wave propagation.

Annexe C

Communication nationale

Raphaël Cécé, T. Plocoste, C. d'Alexis, D. Bernard and J.-F. Dorville (2012). Modélisation numérique à l'échelle locale des situations météorologiques observées au cours de la transition saison sèche - saison humide à l'aide de WRF ARW V3 : cas de l'archipel de la Guadeloupe. Les Ateliers de Modélisation de l'Atmosphère (AMA), Toulouse (<http://www.meteo.fr/cic/meetings/2012/AMA/>).

Modélisation numérique à l'échelle locale des situations météorologiques observées au cours de la transition saison sèche - saison humide à l'aide de WRF ARW V3 : cas de l'archipel de la Guadeloupe.

Raphaël Cécé¹, Thomas Plocoste¹, Christophe D'Alexis¹, Didier Bernard¹, Jean-François Dorville².

¹Laboratoire de Recherche en Géosciences et Énergies (LaRGE), EA4098, Université des Antilles et de la Guyane, Pointe-à-Pitre, Guadeloupe.

²Groupe de recherche sur le climat et les énergies renouvelables, Université des West Indies, Mona Campus, Kingston, Jamaïque

Habituellement l'archipel de la Guadeloupe est considérée comme un ensemble d'îles soumis à un flux d'alizés sans circulation thermique endogène [1]. Cependant, la configuration topographique de l'archipel, en particulier la côte au vent de la Basse Terre qui culmine à 1467 m, laisse envisager l'apparition de circulations thermiques. En effet, des données (vent, température,...), issues de mâts météorologiques, ont révélé l'existence de ce type de situation [2].

L'atlas climatique [3], démontre que les régimes d'alizés varient saisonnièrement avec 2 périodes de transition : les mois d'avril et de novembre. Les mesures météorologiques effectuées montrent que les observations les plus significatives de circulations thermiques ont été enregistrées au cours du mois d'avril [2]. Au cours de ce mois, et d'après la classification de type temps proposée par MétéoFrance (document interne de MétéoFrance Guadeloupe) on observe trois situations météorologiques prédominantes : la panne d'alizé, l'alizé non perturbé et le thalweg de basse couche.

Dans ce travail, il est proposé de simuler ces trois situations à l'échelle locale (maille 1km) à l'aide du modèle WRF ARW V3 [4] sur l'année 2011. Les simulations effectuées ont révélé l'existence de circulations thermiques endogènes, en particulier au sein de la couche nocturne stable. La nuit, lorsque l'alizé est faible, ces résultats nous ont permis d'observer et de caractériser sur la côte au vent, un écoulement thermique de sens opposé au vent dominant.

La modélisation numérique proposée a été validée par comparaison avec les données météorologiques disponibles.

[1] Bleuse, P. and Bleuse, N., 1997. *Quelques aspects du vent en Guadeloupe*. MétéoFrance, pp 1-21.

[2] Christophe D'Alexis, 2011. *Mesures expérimentales dans les basses couches de l'atmosphère tropicale insulaire (Guadeloupe) : Micro-météorologie et Composition chimique des masses d'air nocturnes en zone de mangrove*. PhD Thesis, Université des Antilles et de la Guyane.

[3] Brévignon, C., 2003. *L'environnement atmosphérique de la Guadeloupe, de Saint Barthélémy et Saint Martin*. MétéoFrance, pp 1-92.

[4] Skamarock, W.C., Klemp, J.B., Dudhia, J., Gill, D.O., Baker, D.M., Duda, M.G., Huang, X., Wang, W., Powers, J.G., 2008. *A Description of the Advanced Research WRF Version 3*. NCAR Technical Note.

Bibliographie

- Anderson, J. R., Hardy, E. E., Roach, J. T., and Witmer, R. E. (1976). A land use and land cover classification system for use with remote sensor data. Technical report, Geological Survey Professional Paper 964.
- Angevine, W. M., Brioude, J., McKeen, S., Holloway, J. S., Lerner, B. M., Goldstein, A. H., AbhinavGuha, Andrews, A., Nowak, J. B., Evan, S., Fischer, M. L., Gilman, J. B., and Bon, D. (2013). Pollutant transport among California regions. *J. Geophys. Res.*, 118 :6750–6763.
- Arakawa, A. and Lamb, V. R. (1977). Computational Design of the Basic Dynamical Processes of the {UCLA} General Circulation Model. In Chang, J., editor, *General Circulation Models of the Atmosphere*, volume 17 of *Methods in Computational Physics : Advances in Research and Applications*, pages 173–265. Elsevier.
- Berkowicz, R. and Prahm, L. P. (1982). Evaluation of the profile method for estimation of surface fluxes of momentum and heat. *Atmos. Environ.*, 16 :2809–2819.
- Beucher, F. (2010). *Météorologie tropicale : des alizés au cyclone*, volume 1,2. Météo-France.
- Boussinesq, J. (1887). Essai sur la théorie des eaux courantes. *Mémoires présentés par divers savants à l'Académie des Sciences*, 23(1) :1–680.
- Brévignton, C. (2003). *Atlas climatique : l'environnement atmosphérique de la Guadeloupe, de Saint-Barthélemy et Saint-Martin*. Météo-France, Service Régional de Guadeloupe.
- Brioude, J., Angevine, W. M., McKeen, S. A., and Hsie, E.-Y. (2012). Numerical uncertainty at mesoscale in a Lagrangian model in complex terrain. *Geosci. Model Dev.*, 5 :1127–1136.
- Brioude, J., Stohl, A., Cassiani, M., Morton, D., Seibert, P., Angevine, W., Evan, S., Dingwell, A., Fast, J. D., Easter, R. C., Pisso, I., Burkhardt, J., and Wotawa, G. (2013).

- The Lagrangian particle dispersion model FLEXPART-WRF. *Geosci. Model Dev.*, 6 :1889–1904.
- Carlis, D. L., Chen, Y.-L., and Morris, V. R. (2010). Numerical simulations of island-scale airflow over Maui and the Maui vortex under summer trade wind conditions. *Mon. Wea. Rev.*, 138 :2706–2736.
- Cécé, R., Bernard, D., d’Alexis, C., and Dorville, J.-F. (2014). Numerical Simulations of Island-Induced Circulations and Windward Katabatic Flow over the Guadeloupe Archipelago. *Mon. Wea. Rev.*, 142 :850–867.
- Chen, F. and Dudhia, J. (2001). Coupling an advanced land surface-hydrology model with the Penn State-NCAR MM5 modeling system. Part I : Model implementation and sensitivity. *Mon. Wea. Rev.*, 129 :569–585.
- D’Alexis, C. (2011). *Mesures expérimentales dans les basses couches de l’atmosphère tropicale insulaire (Guadeloupe) : Micro-météorologie et Composition chimique des masses d’air nocturnes en zone de mangrove*. PhD thesis, Université des Antilles et de la Guyane, Pointe-à-Pitre, Guadeloupe.
- D’Alexis, C., Abouna, A., Berthelot, H., and Bernard, D. (2011). Characteristics of nocturnal breezes in the Windward Islands in the Southeastern Caribbean : Structure and nighttime regimes. *e-Journal of the Caribbean Academy of Sciences*, 5(2).
- Davies, H. C. and Turner, R. E. (1977). Updating prediction models by a dynamical relaxation : An examination of the technique. *Quart. J. Roy. Soc.*, 103 :225–245.
- de Foy, B., Burton, S. P., Ferrare, R. A., Hostetler, C. A., Hair, J. W., Wiedinmyer, C., and Molina, L. T. (2011). Aerosol plume transport and transformation in high spectral resolution lidar measurements and WRF-Flexpart simulations during the MILAGRO Field Campaign. *Atmos. Chem. Phys.*, 11 :3543–3563.
- Dudhia, J. (1989). Numerical study of convection observed during the winter monsoon experiment using a mesoscale two-dimensional model. *J. Atmos. Sci.*, 46 :3077–3107.
- Dudhia, J. (2014). Overview of WRF Physics. http://www.mmm.ucar.edu/wrf/users/tutorial/201401/Physics_full.pdf.
- EEA (2007). CLC2006 technical guidelines. Technical report, European Environment Agency.

- Eidenshink, J. C. and Faundeen, J. L. (1994). The 1 km AVHRR global land data set : first stages in implementation. *Int. J. Remote Sens.*, 15(17).
- Feng, J. and Chen, Y.-L. (1998). Evolution of katabatic flow on the island of Hawaii on 10 August 1990. *Mon. Wea. Rev.*, 126 :2185–2199.
- Han, J. and Pan, H.-L. (2011). Revision of convection and vertical diffusion schemes in the NCEP Global Forecast System. *Wea. Forecasting*, 26 :520–533.
- Hanna, S. R. (1982). *Applications in air pollution modeling*, in : *Atmospheric Turbulence and Air Pollution Modelling*. Nieuwstadt, F. T. M. and van Dop, H., D. Reidel Publishing Company, Dordrecht, Holland.
- Hegarty, J., Draxler, R. R., Stein, A. F., Brioude, J., Mountain, M., Eluszkiewicz, J., Nehr Korn, T., Ngan, F., and Andrews, A. (2013a). Evaluation of Lagrangian Particle Dispersion Models with Measurements from Controlled Tracer Releases. *J. Appl. Meteorol.*, 52 :2623–2637.
- Hegarty, J., Nehr Korn, T., Eluszkiewicz, J., Henderson, J., Leider, M., Mountain, M., Draxler, R., Stein, A., Ngan, F., Brioude, J., McKain, K., Wofsy, S., DeCola, P., Jones, T., and Andrews, A. (2013b). Recent advances in high-resolution lagrangian transport modeling. In *12th Annual CMAQ Conference*, page 6, Chapel Hill, NC, USA.
- Hong, S.-Y. (2010). A new stable boundary-layer mixing scheme and its impact on the simulated East Asian summer monsoon. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 136 :1481–1496.
- Hong, S.-Y. and Lim, J.-O. J. (2006). The WRF Single-Moment 6-Class Microphysics Scheme (WSM6). *J. Korean. Meteor. Soc.*, 42(2) :129–151.
- Hong, S.-Y., Noh, Y., and Dudhia, J. (2006). A new vertical diffusion package with an explicit treatment of entrainment processes. *Mon. Wea. Rev.*, 134 :2318–2341.
- Hu, X.-M., Klein, P. M., and Xue, M. (2013). Evaluation of the updated YSU planetary boundary layer scheme within WRF for wind resource and air quality assessments. *J. Geophys. Res.*, 118 :10,490–10,505.
- Hu, X.-M., Nielsen-Gammon, J. W., and Zhang, F. (2010). Evaluation of three planetary boundary layer schemes in the WRF model. *J. Appl. Meteor.*, 49 :1831–1844.
- IOC, IHO, and BODC (2003). Centenary Edition of the GEBCO Digital Atlas. Published on CD-ROM on behalf of the Intergovernmental Oceanographic Commission and the

- International Hydrographic Organization as part of the General Bathymetric Chart of the Oceans.
- Janjić, Z. I. (1990). The Step-Mountain Coordinate : Physical Package. *Mon. Wea. Rev.*, 118 :1429–1443.
- Jury, M. R., Chiao, S., and Harmsen, E. W. (2009). Mesoscale structure of trade wind convection over Puerto Rico : Composite observations and numerical simulation. *Bound.-Layer Meteor.*
- Kain, J. S. (2004). The Kain-Fritsch convective parameterization : an update. *J. Appl. Meteor.*, 43 :170–181.
- Kasahara, A. (1974). Various Vertical Coordinate Systems Used for Numerical Weather Prediction. *Mon. Wea. Rev.*, 102 :509–522.
- Landgren, O. (2011). Implementation and Validation of a Meteorological Dispersion Model Applied on Volcanic Gas Emission for Studies of Environmental Impact. Master's thesis, Chalmers University of Technology.
- Laprise, R. (1992). The euler equations of motion with hydrostatic pressure as independent variable. *Mon. Wea. Rev.*, 120 :197–207.
- Lefèvre, J., Marchesiello, P., Jourdain, N. C., Menkes, C., and Leroy, A. (2010). Weather regimes and orographic circulation around New Caledonia. *Mar. Pollut. Bull.*, 61 :413–431.
- Lesouëf, D., Gheusi, F., Delmas, R., and Escobar, J. (2011). Numerical simulations of local circulations and pollution transport over Reunion Island. *Ann. Geophys.*, 29 :53–69.
- Lilly, D. K. (1967). The representation of small-scale turbulence in numerical simulation experiments. In *IBM Scientific Computing Symp. on Environmental Sciences*, number 320-1951, IBM, White Plains, NY, USA.
- Liu, Y., Warner, T., Liu, Y., Vincent, C., Wu, W., Mahoney, B., Swerdlin, S., Parks, K., and Boehnert, J. (2010). Simultaneous nested modeling from the synoptic scale to the LES scale for wind energy applications. In *The Fifth Int. Symposium on Computational Wind Engineering*, page 8, Chapel Hill, North Carolina, USA.
- Luhar, A. K., Hibberd, M. F., and Hurley, P. J. (1996). Comparison of closures schemes used to specify the velocity pdf in Lagrangian stochastic dispersion models for convective conditions. *Atmos. Environ.*, 30 :1407–1418.

- Lundquist, J. K., Mirocha, J. D., and Kosovic, B. (2010). Nesting large-eddy simulations within mesoscale simulations in WRF for wind energy applications. In *The Fifth Int. Symposium on Computational Wind Engineering*, page 6, Chapel Hill, North Carolina, USA.
- Mahrer, Y. and Pielke, R. A. (1976). Numerical simulation of the airflow over Barbados. *Mon. Wea. Rev.*, 104 :1392–1402.
- Malardel, S. (2009). *Fondamentaux de Météorologie*. Cépaduès Éditions.
- Malkus, J. S. (1955). The effects of a large island upon the trade-wind air stream. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 81(350) :538–550.
- Marjanovic, N., Chow, F. K., and Lundquist, J. K. (2010). Nested mesoscale to large-eddy simulations for wind energy applications. In *The Fifth Int. Symposium on Computational Wind Engineering*, page 8, Chapel Hill, North Carolina, USA.
- Matthews, S., Hacker, J. M., Cole, J., Hare, J., Long, C. N., and Reynolds, R. M. (2007). Modification of the atmospheric boundary layer by a small island : Observations from Nauru. *Mon. Wea. Rev.*, 135 :891–905.
- Minder, J. R., Smith, R. B., and Nugent, A. D. (2013). The Dynamics of Ascent-Forced Orographic Convection in the Tropics : Results from Dominica*. *J. Atmos. Sci.*, 70 :4067–4088.
- Mirocha, J. and Kirkil, G. (2010). Nested high-resolution mesoscale/large eddy simulations in WRF : challenges and opportunities. In *The Fifth Int. Symposium on Computational Wind Engineering*, page 8, Chapel Hill, North Carolina, USA.
- Mirocha, J., Lundquist, J. K., and Kosović, B. (2010). Implementation of a Nonlinear Subfilter Turbulence Stress Model for Large-Eddy Simulation in the Advanced Research WRF Model. *Mon. Wea. Rev.*, 138 :4212–4228.
- Mlawer, E. J., Taubman, S. J., Brown, P. D., Iacono, M. J., and Clough, S. A. (1997). Radiative transfer for inhomogeneous atmosphere : RRTM, a validated correlated-k model for the longwave. *J. Geophys. Res.*, 102(D14) :16663–16682.
- Moeng, C.-H., Dudhia, J., Klemp, J., and Sullivan, P. (2007). Examining Two-Way Grid Nesting for Large Eddy Simulation of the PBL Using the WRF Model. *Mon. Wea. Rev.*, 135 :2295–2311.

- NCEP (2000, mis à jour quotidiennement). NCEP FNL Operational Model Global Tropospheric Analyses, continuing from July 1999. Research Data Archive.
- Nguyen, H. V., Chen, Y.-L., and Fujioka, F. (2010). Numerical simulations of island effects on airflow and weather during the summer over the island of Oahu. *Mon. Wea. Rev.*, 138 :2253–2280.
- NOAA (2014). National Geophysical Data Center World Vector Shoreline (WVS). En téléchargement sur le site internet, <http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/shorelines/shorelines.html>.
- Oliphant, A. J., Sturman, A. P., and Tapper, N. J. (2001). The evolution and structure of a tropical island sea/land-breeze system, northern Australia. *Meteor. Atmos. Phys.*, 78 :45–59.
- Ooyama, K. V. (1990). A thermodynamic foundation for modeling the moist atmosphere. *J. Atmos. Sci.*, 47 :2580–2593.
- Orlanski, I. (1975). A rational subdivision of scales for atmospheric processes. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 56 :529–530.
- Pineda, N., Jorba, O., Jorge, J., and Baldasano, J. M. (2004). Using NOAA AVHRR and SPOT VGT data to estimate surface parameters : application to a mesoscale meteorological model. *Int. J. Remote Sensing*, 25(1) :129–143.
- Plocoste, T. (2013). *Étude de la dispersion nocturne de polluants atmosphériques issus d'une décharge d'ordures ménagères. Mise en évidence d'un îlot de chaleur urbain*. PhD thesis, Université des Antilles et de la Guyane, Pointe-à-Pitre, Guadeloupe.
- Plocoste, T., Jackoby-Koaly, S., Molinié, J., and Petit, R. H. (2014). Evidence of the effect of an urban heat island on air quality near a landfill. *Urban Climate*.
- Reisner, J. M. and Smolarkiewicz, P. K. (1994). Thermally forced low froude number flow past three-dimensional obstacles. *J. Atmos. Sci.*, 51 :117–133.
- Reynolds, O. (1947). On the Dynamical Theory of Incompressible Viscous Fluids and the Determination of the Criterion. *Proceedings : Mathematical and Physical Sciences*, 451 :5–47.
- Sandeepan, B. S., Rakesh, P. T., and Venkatesan, R. (2013). Numerical simulation of observed submesoscale plume meandering under nocturnal drainage flow. *Atmos. Environ.*, 69 :29–36.

- Savijärvi, H. and Matthews, S. (2004). Flow over small heat islands : A numerical sensitivity study. *J. Atmos. Sci.*, 61 :859–868.
- Seaman, N. L., Gaudet, B. J., Stauffer, D. R., Mahrt, L., Richardson, S. J., Zielonka, J. R., and Wyngaard, J. C. (2012). Numerical Prediction of Submesoscale Flow in the Nocturnal Stable Boundary Layer over Complex Terrain. *Mon. Wea. Rev.*, 140 :956–977.
- Shin, H. H. and Hong, S.-Y. (2011). Intercomparison of Planetary Boundary-Layer Parametrizations in the WRF Model for a Single Day from CASES-99. *Bound.-Layer Met.*, 139 :261–281.
- Simpson, J. E. (1999). *Gravity Currents : In the Environment and the Laboratory*. Cambridge University Press.
- Skamarock, B. and Dudhia, J. (2014). The Advanced Research WRF (ARW) Dynamics Solver. Tutoriel. http://www.mmm.ucar.edu/wrf/users/tutorial/201401/tut_dyn_arw_201401.pdf.
- Skamarock, W. C., Klemp, J. B., Dudhia, J., Gill, D. O., Barker, D. M., Duda, M. G., Huang, X.-Y., Wang, W., and Powers, J. G. (2008). A Description of the Advanced Research WRF Version 3. Technical report, National Center for Atmospheric Research.
- Smagorinsky, J. (1963). General circulation experiments with the primitive equations. *Mon. Wea. Rev.*, 91 :99–152.
- Smith, R. B., Gleason, A. C., and Gluhosky, P. A. (1997). The wake of St. Vincent. *J. Atmos. Sci.*, 54 :606–623.
- Smith, R. B. and Grubiak, V. (1993). Aerial observations of Hawaii’s wake. *J. Atmos. Sci.*, 50 :3728–3750.
- Smith, R. B., Minder, J. R., Nugent, A. D., Storelvmo, T., Kirshbaum, D. J., Warren, R., Lareau, N., Palany, P., James, A., and French, J. (2012). Orographic precipitation in the tropics : The Dominica experiment. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 93 :1567–1579.
- Souza, R. L. D. (1972). *A study of atmospheric flow over a tropical island*. PhD thesis, Florida State University.
- Stohl, A., Foster, C., Frank, A., Seibert, P., and Wotawa, G. (2005). Technical note : The Lagrangian particle dispersion model FLEXPART version 6.2. *Atmos. Chem. Phys.*, 5 :2461–2474.

- Stohl, A., Hittenberger, M., and Wotawa, G. (1998). Validation of the Lagrangian particle dispersion model FLEXPART against large scale tracer experiment data. *Atmos. Environ.*, 32 :4245–4264.
- Stull, R. B. (1988). *An Introduction to Boundary Layer Meteorology*. Kluwer Academic Publishers.
- Stull, R. B. (2000). *Meteorology for Scientists and Engineers*. Brooks/Cole, Cengage Learning.
- Talbot, C., Bou-Zeid, E., and Smith, J. (2012). Nested Mesoscale Large-Eddy Simulations with WRF : Performance in Real Test Cases. *J. Hydrometeor.*, 13 :1421–1441.
- Vogelezang, D. H. P. and Holtslag, A. A. M. (1996). Evaluation and model impacts of alternative boundary-layer height formulations. *Bound.-Layer Met.*, 81 :245–269.
- Wang, W., Bruyère, C., Duda, M., Dudhia, J., Gill, D., Lin, H.-C., Michalakes, J., Rizvi, S., Zhang, X., Beezley, J. D., Coen, J. L., and Mandel, J. (2010). ARW Version 3 Modeling System User’s Guide. Technical report, National Center for Atmospheric Research.
- Whitehall, K., Chiao, S., and Mayers-Als, M. (2013). Numerical Investigations of Convective Initiation in Barbados. *Advances in Meteorology*, 2013(Article ID 630263) :10.
- Willmott, C. J. (1981). On the validation of models. *Phys. Geogr.*, 2(2) :184–194.
- Willmott, C. J. and Matsuura, K. (2005). Advantages of the mean absolute error (MAE) over the root mean square error (RMSE) in assessing average model performance. *Climate Res.*, 30 :79–82.
- Willmott, C. J., Robeson, S. M., and Matsuura, K. (2011). A refined index of model performance. *Int. J. Climatol.*, 32 :2088–2094.
- Wyngaard, J. C. (2004). Toward Numerical Modeling in the “Terra Incognita”. *J. Atmos. Sci.*, 61 :1816–1826.
- Yang, F., Pan, H.-L., Krueger, S. K., Moorthi, S., and Lord, S. J. (2006). Evaluation of the NCEP Global Forecast System at the ARM SGP Site. *Mon. Wea. Rev.*, 134 :3668–3690.
- Yang, Y. and Chen, Y.-L. (2005). Numerical simulations of the island-induced circulations over the island of Hawaii during HaRP. *Mon. Wea. Rev.*, 133 :3693–3713.

-
- Zhu, P. (2008a). A multiple scale modeling system for coastal hurricane wind damage mitigation. *Nat. Hazards*, 47(3) :577–591.
- Zhu, P. (2008b). Simulation and parameterization of the turbulent transport in the hurricane boundary layer by large eddies. *J. Geophys. Res.*, 113(D17104).

Résumé

Les phénomènes météorologiques d'échelles inférieures aux cyclones, depuis les pluies intenses, jusqu'à la dégradation de la qualité de l'air, ont pour les Caraïbes une importance aiguë en termes de risques naturels ou de risques sur la santé. Ces exemples attestent de la nécessité d'utiliser des méthodes de descentes d'échelle pour exploiter l'information météorologique de grande échelle et dériver des scénarios locaux appliqués aux territoires insulaires. Les travaux présentés ont pour principaux objectifs la simulation numérique et l'analyse des mécanismes méso- et micro-échelles qui induisent des circulations locales diurnes et nocturnes sur l'archipel de la Guadeloupe, à l'aide du modèle numérique météorologique Weather Research and Forecasting. Les résultats des simulations micro-échelles sont obtenus par le couplage des champs modélisés à 1 km de résolution avec la méthode Large Eddy Simulation. Les sorties micro-échelles, à 111 m de résolution, sont ensuite utilisées pour forcer le modèle lagrangien de dispersion de particules FLEXPART afin d'étudier la dispersion d'un panache de polluants. L'étude a été menée pour trois cas réels de situations météorologiques correspondant à des alizés soutenus, moyens et faibles. Les résultats des simulations, après validation, et comparaison aux données d'observation disponibles, permettent de restituer l'ensemble des circulations locales et soulignent l'existence d'un écoulement nocturne à contre courant susceptible d'induire une forte pollution sur la zone urbaine de Pointe-à-Pitre. Cette étude, transposable aux autres îles des petites Antilles, laisse envisager de nombreuses applications environnementales et énergétiques.

Abstract

Meteorological phenomena with scales lower than hurricanes, from extreme rainfalls to pollution peaks, represent important environmental and health risks in the Caribbean. These examples show the need to downscale large-scale meteorological data to island-scale fields. The main goal of the present numerical study is the analysis of the meso- and micro-scale mechanisms inducing diurnal and nocturnal circulations in the Guadeloupe archipelago. The Weather Research and Forecasting model is employed. The micro-scale results are obtained by the coupling of the 1-km resolution simulated fields and the Large Eddy Simulation method. Then, in order to analyze the dispersion of a pollutants plume, the micro-scale outputs with 111 m of resolution are used to force the lagrangian particles dispersion model FLEXPART. The study has been conducted for three real cases of weather types linked with strong, medium and weak trade winds. The results of simulations, validated with available observed data, permitted to simulate all local circulations, including a nocturnal counter-current flow which may induce a pollution peak in the urban area of Pointe-à-Pitre city. These works, which may be applied to other Lesser Antilles islands, suggest many environmental and energy applications.