



HAL
open science

Modélisation de cisaillements de vent et assimilation de données dans la couche limite atmosphérique

Alexandre Boilley

► **To cite this version:**

Alexandre Boilley. Modélisation de cisaillements de vent et assimilation de données dans la couche limite atmosphérique. Météorologie. Université Paul Sabatier - Toulouse III, 2011. Français. NNT : . tel-00638822

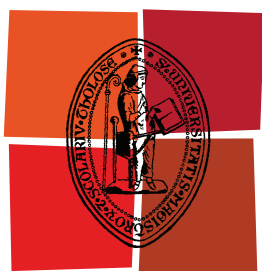
HAL Id: tel-00638822

<https://theses.hal.science/tel-00638822v1>

Submitted on 7 Nov 2011

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
de Toulouse

THÈSE

En vue de l'obtention du
DOCTORAT DE L'UNIVERSITÉ DE TOULOUSE

Délivré par :

Université Toulouse III Paul Sabatier (UT3 Paul Sabatier)

Discipline ou spécialité :

Physique de l'atmosphère

Présentée et soutenue par :

Alexandre BOILLEY

le : mardi 29 mars 2011

Titre :

MODELISATION DE CISAILLEMENTS DE VENT
ET ASSIMILATION DE DONNEES
DANS LA COUCHE LIMITE ATMOSPHERIQUE

Ecole doctorale :

Sciences de l'Univers, de l'Environnement et de l'Espace (SDU2E)

Unité de recherche :

CNRM-GAME

Directeur(s) de Thèse :

Jean-François MAHFOUF

Rapporteurs :

Eric BLAYO

Stéphane LAROCHE

Dominique RUFFIEUX

Membre(s) du jury :

Serge CHAUZY - Président

Philipp CURRIER - Examinateur

Catherine GAFFARD - Examinatrice

Christine LAC - Examinatrice

Remerciements

Je voudrais tout d'abord remercier tous les membres du jury d'être venu assister à ma soutenance, j'espère qu'ils ont pris autant de plaisir à écouter que j'en ai eu à présenter mes travaux. Je remercie particulièrement Eric Blayo, Stéphane Laroche et Dominique Ruffieux pour leurs corrections et remarques avisées mais aussi pour leur intérêt pour le présent manuscrit ainsi que Serge Chauzy pour avoir présidé le jury. Merci à Catherine Gaffard et Philipp Currier d'avoir manifesté leur intérêt en faisant le déplacement pour la présentation.

Le partenariat entre Degréane-Horizon et Météo-France n'aurait pas pu se mettre en place sans l'esprit visionnaire de Jean-Pierre Claezman (Degréane-Horizon) et de Jean Pailleux (Météo-France) qui ont su montrer l'intérêt de ce sujet. Merci donc à l'entreprise Degréane Horizon d'avoir défini et financé ces travaux et pour m'avoir permis d'approfondir mes connaissances sur le fonctionnement et le traitement du signal radar. Merci à Météo-France de m'avoir accueilli et fourni tout ce dont j'avais besoin tant scientifiquement que matériellement.

Parmi les personnes qui ont participé à l'encadrement la thèse, je voulais adresser un remerciement tout particulier à Joël Noilhan pour le temps qu'il a consacré au commencement du projet et à ses conseils pendant les réunions.

Ce manuscrit n'aurait pas vu le jour sans l'encadrement consciencieux de Jean-François grâce à qui j'ai appris énormément à tous les niveaux et que je tiens à remercier au travers de ces quelques mots.

Les chapitres concernant la simulation numérique ne seraient pas aussi clairs et étoffés sans le temps précieux que Christine Lac et Valéry Masson ont consacré à ces parties, les derniers mois ont été vraiment enrichissants et formateurs.

Les comités d'avancement de thèse qui ont jalonné ces trois ans m'ont permis d'avoir un avis extérieur sur le sujet et les différentes possibilités qu'il offrait. Pour avoir fait avancer les choses, je remercie Evelyne Richard, Emmanuel Buisson, Eric Dupont, Arthur Vidard, Jean-Louis Maridet, Pierre Chaduteau et Guillaume Pujol.

Ces trois années de thèse ne se seraient pas aussi bien déroulées sans le concours de toutes les personnes que j'ai côtoyé au sein du CNRM parmi lesquelles il est nécessaire de citer les membres actifs de la salle 223 qui ont permis de me doper au café en fin d'exercice. Merci à Pierre, élevé, depuis son départ en retraite, au rang de préparateur émérite du café qui a toujours été de bon conseil.

Grégoire : que R soit avec toi, tu m'as guidé sur la voie de la connaissance du programme monoligne et j'aimerais te dire : 'allez zoo!'

Patrick : merci pour avoir répondu à mes questions en fortran et pour ton point de vue externe pour la présentation. Merci aussi pour votre amabilité à toi et Martine

Une petite pensée à tous mes voisins de bureaux qui ont toléré mes accès d'humeur dans les moments de désespoir face aux programmes récalcitrants, dans l'ordre chronologique : Olivier, Robert, Clara et Cécile.

Merci aussi pour leurs trucs, astuces, conseils et expérience à : Anne-Lise, Armel, Aude,

Béatrice V., Claude, Clément, Didier, Fanny, Jérôme, Julien, Jean-Louis, Ludovic, Olivier C., Pierre, Rory, Rachel, Sébastien R. et L., Serge, Solen, Yann.

Régine, je te remercie de ta gentillesse, tu penses vraiment aux autres dans tout ce que tu fais, c'est une qualité rare qui fait parfois oublier le mal que tu te donnes.

D'un point de vue plus personnel, j'aimerais remercier mes parents, Magali, Jean-Pierre, Mireille pour avoir assisté à la soutenance, préparé et organisé le pot mais aussi d'avoir été là tout au long du parcours.

Dans cette partie je voudrais ajouter Béa pour sa bonne humeur communicatrice, sa capacité à remonter le moral ainsi que Patrick pour son aide, ses conseils (et son canard laqué!) pour votre accueil et toutes les bonnes choses qui font regretter d'avoir quitté la région.

Cette partie ne serait pas complète sans remercier du fond du cœur Emilie qui m'a accompagné de mon bureau à la machine à thé d'innombrables fois, et avec qui j'avais plaisir à partager quelques mots et m&m's. Tu fais prendre tout son sens au mot amitié.

Il est de coutume de finir par le meilleur,
elle a sa place dans les précédentes rubriques,
merci pour son soutien moral, technique, psychique...
et tout ce qui fait qu'elle est ancré dans mon cœur :
Marine.

Résumé

MODÉLISATION DE CISAILLEMENTS DE VENT ET ASSIMILATION DE DONNÉES DANS LA COUCHE LIMITE ATMOSPHERIQUE (CLA)

L'objectif de cette thèse est d'étudier la capacité des modèles météorologiques à prévoir des épisodes de cisaillements de vent dans les basses couches de l'atmosphère sur une zone limitée à un aéroport et d'examiner l'apport pour la modélisation d'observations locales à haute fréquence. Nous avons choisi l'aéroport international de Nice, régulièrement soumis à des variations rapides de la direction et de l'intensité du vent selon l'horizontale dans la CLA, appelées aussi renverses. Un profileur de vent et trois anémomètres sont installés sur les pistes de l'aéroport. Au début de l'année 2009, une campagne de mesures incluant un lidar vent à balayage et un anémomètre sonique s'est déroulée sur l'aéroport fournissant des observations complémentaires.

L'ensemble des mesures à haute fréquence temporelle et des simulations numériques obtenues avec le modèle de recherche Méso-NH à 2.5 km de résolution, a fourni une vision de l'enchaînement complexe des écoulements conduisant à des cisaillements de vent d'origine différente. Cette complémentarité a aussi permis d'estimer la capacité du modèle numérique à reproduire les cisaillements de vent. Pour les trois situations étudiées, il reproduit la structure horizontale et verticale de l'écoulement malgré des erreurs de placement spatio-temporel. Bien que les écoulements locaux participent à la mise en place des conditions nécessaires au cisaillement de vent, c'est l'écoulement de méso-échelle (ondes piégées ou talweg d'altitude) qui va déterminer la position du phénomène.

Nous avons réalisé des comparaisons avec le modèle opérationnel de Météo-France AROME ainsi que des tests de sensibilité pour étudier l'influence des conditions de couplage et de la résolution. Nous avons, en particulier, augmenté la résolution horizontale de 2.5 km à 500 m sur un domaine centré sur l'aéroport de Nice sur les situations étudiées. Une résolution de 500 m permet d'améliorer la représentation d'écoulements locaux et de variations locales du vent mais n'améliore pas la position des cisaillements de vent par rapport à une échelle plus grossière. L'extension horizontale limitée du domaine à haute résolution augmente la sensibilité aux conditions aux limites de grande échelle.

Pour améliorer les prévisions et contraindre le modèle numérique vers les observations disponibles sur le site d'étude, un système d'assimilation de données basé sur le 'nudging' et permettant de prendre en compte des données à haute fréquence temporelle, le "nudging direct et rétrograde" (BFN pour 'Back and Forth Nudging'), a été mis en place. Nous avons appliqué cet algorithme aux équations de Lorenz pour confirmer le comportement de cette méthode par rapport à des résultats publiés antérieurement avec d'autres méthodes d'assimilation de données. Les résultats encourageants, ont conduit à l'introduction du BFN dans Méso-NH. Nous avons mis en place des simulations avec assimilation de données simulées dans des conditions idéalisées qui ont montré une réponse cohérente du modèle numérique à l'introduction de profils verticaux de vent.

Mots-Clés : Météorologie, couche limite atmosphérique, cisaillement de vent, modélisation numérique, MESO-NH, haute résolution, assimilation de données, nudging, profileur de vent, lidar vent, traitement du signal, Nice, aéroport.

Abstract

WINDSHEAR MODELLING AND DATA ASSIMILATION IN THE PLANETARY BOUNDARY LAYER (PBL)

The objective of this thesis is to study the ability of numerical weather prediction model to represent windshears in the lower layer of the atmosphere over an airport area and to determine the impact of high temporal frequency observations on predictions. The study focuses on the international Nice Côte d'Azur airport where horizontal windshears, also called wind reversals, happen regularly. A wind profiler and three anemometers were installed on the Nice airport runways. At the beginning of 2009, a field campaign with a wind lidar and a sonic anemometer took place in order to provide additional observations.

Both high temporal frequency data and numerical simulations performed with the mesoscale research model Meso-NH supply a general picture of the evolution of the various flows leading to a windshear event over the airport. We also use observational data to validate the model predictions for three different situations of windshear. The simulations reproduce quite well the horizontal and vertical structure of the flow despite a spatio-temporal misplacement. Local flows such as land and valley breezes are important to generate low level conditions for a horizontal windshear event but the front position is mostly influenced by mesoscale flow (trapped gravity waves or low geopotential).

We compared the Meso-NH simulations with the results of the operational model AROME and carried out sensitivity testing against initial and coupling conditions at 2.5 km resolution. We then ran experimental simulations at 500 m resolution, centered on the airport platform, to evaluate the impact of an increased resolution on the windshear predictions. Such a resolution provides improvement of local flow and generates rapid and local wind changes but does not improve the windshear front position compared to a 2.5 km resolution simulation. Moreover the small horizontal grid domain increased the sensitivity to large scale lateral boundary conditions.

In order to constrain numerical simulations toward high temporal frequency observations we considered a data assimilation system based on the nudging technique called the 'Back and Forth Nudging' (BFN) technique. We first applied this algorithm to the Lorenz system to compare its behaviour with published results considering other data assimilation techniques. The promising results allowed the implementation of the BFN within the Meso-NH model. We performed assimilation experiments in idealized conditions with high temporal frequency of wind profiles that show a consistent response of the model.

Keywords : Meteorology, atmospheric boundary layer, windshear, numerical modelling, MESO-NH, high resolution, data assimilation, nudging, BFN, wind profiler, wind lidar, signal processing, Nice airport.

Table des matières

1	Introduction	13
2	Les cisaillements de vent dans la couche limite	17
2.1	Les causes de cisaillement	18
2.1.1	Les brises	18
2.1.2	Le foehn	21
2.1.3	Les orages	23
2.1.4	Les jets nocturnes de basses couches	25
2.1.5	Autres cas	26
2.1.6	Récapitulatif	28
2.2	Les cisaillements de vent et l'aéronautique	28
3	Les cisaillements de vent et l'aéroport de Nice	31
3.1	L'aéroport de Nice Côte d'Azur	32
3.2	Les régimes de vent	33
3.2.1	La brise de vallée du Var	34
3.2.2	Les renverses de vent	35
3.3	Détection et prévision des cisaillements de vent sur les aéroports	37
3.4	Les mesures disponibles à Nice	40
3.4.1	Les mesures en temps réel	40
3.4.2	Campagne de mesures "LIDAR 2009"	40
4	Outils	45
4.1	Modèles numériques	46
4.1.1	Equations de l'atmosphère	47
4.1.2	Les modèles Més0-NH et AROME	50
4.2	Les appareils de mesures	52
4.2.1	Le radar profileur de vent	52
4.2.2	Le lidar vent	63

4.2.3	Comparatif	64
4.3	Les méthodes d'assimilation de données	65
4.3.1	L'assimilation variationnelle	67
4.3.2	L'assimilation séquentielle	69
5	Simulations numériques de situations de cisaillement de vent sur l'aéroport de Nice	73
5.1	Configuration	74
5.1.1	12 Mars 2005	75
5.1.2	24 et 27 Mars 2009	76
5.2	12 Mars 2005	78
5.2.1	Présentation de la situation météorologique	78
5.2.2	Écoulements de méso-échelle	79
5.2.3	Synthèse	90
5.3	27 Mars 2009	92
5.3.1	Présentation de la situation météorologique	92
5.3.2	Synthèse	106
5.4	24 Mars 2009	109
5.4.1	Présentation de la situation météorologique	109
5.4.2	Synthèse	121
5.5	Conclusion	123
6	Tests de sensibilité à la configuration du modèle numérique	125
6.1	Sensibilité aux conditions initiales	126
6.1.1	Coupleur	126
6.1.2	Heure d'initialisation	128
6.2	Comparaison Méso-NH/AROME	128
6.2.1	Influence du système d'assimilation de données	131
6.2.2	Apport de la résolution verticale	133
6.3	Apport de la résolution horizontale	134
6.3.1	Comparaison 10 km - 2,5 km	134
6.3.2	Présentation des simulations Méso-NH à 500 m de résolution	138
6.3.3	Comparaison 2,5 km - 0,5 km	139
6.4	Influence de la taille du domaine	141
6.5	Influence des nuages sur le cisaillement du 24 Mars 2009	143
6.6	Conclusion	144

7 Nudging direct et rétrograde	147
7.1 Méthodes de nudging	148
7.1.1 Nudging	148
7.1.2 Nudging direct et rétrograde	150
7.2 Application aux équations de Lorenz	152
7.2.1 Le système de Lorenz	152
7.2.2 Tests de sensibilité	153
7.3 Application à des situations idéalisées avec Méso-NH	160
7.3.1 Résumé long de l'article	160
7.3.2 Assimilation of low-level wind in a high resolution mesoscale model using the back and forth nudging algorithm	161
7.3.3 Introduction	161
7.3.4 Model and back and forth nudging algorithm	163
7.3.5 Experimental design	164
7.3.6 Numerical results	166
7.3.7 Conclusions and perspectives	180
7.4 Conclusion	185
Conclusions et Perspectives	187
Acronymes	207
Bibliographie	217

Chapitre 1

Introduction

La météorologie est un des facteurs importants de la régulation du trafic aérien sur les zones aéroportuaires. En effet, d'après le rapport annuel de l'organisation européenne pour la sécurité de la navigation aérienne (EUROCONTROL/CODA) de 2009, en Europe, environ 25% des retards sont dus à des phénomènes météorologiques (en vol ou à l'aéroport). Parmi ces phénomènes on peut citer le givre, le brouillard, les orages, les vents forts et les changements rapides de direction ou d'intensité du vent.

De plus, le trafic aérien va rapidement augmenter dans les vingt prochaines années et le scénario le plus probable prévoit une demande de 5 à 19% supérieure aux prévisions des capacités d'accueil des aéroports (d'après la prévision annuelle à long terme de l'évolution du trafic par EUROCONTROL). Cette augmentation du trafic pose divers problèmes au niveau économique avec l'organisation des plans de vol, ainsi qu'au niveau de la sécurité avec une plus forte probabilité de retards, de déroutements et d'accidents. Il y a donc un besoin croissant de résorber les congestions engendrées par des perturbations (défaillance technique, gestion, environnement...).

Le principal goulot d'étranglement du trafic aérien se situe au niveau des aéroports, points de départ et d'arrivée, dont la capacité d'accueil est limitée. De plus, lors des phases d'atterrissage et de décollage, les avions sont à faible vitesse et faible altitude, proche du décrochage (perte de portance), ce qui limite la marge de manœuvre en cas de problème. Prévoir les phénomènes météorologiques dangereux est donc un enjeu pour la sécurité aéroportuaire.

En aéronautique, un cisaillement de vent est défini comme un changement de vitesse et/ou de direction dans l'espace (courants ascendants et descendants compris) entraînant une variation de la portance de l'avion. Ces variations rapides de la direction ou de l'intensité du vent, particulièrement dangereuses à faible altitude et à faible vitesse, ont été mises en cause lors d'accidents aéronautiques dès 1943, comme par exemple, le vol 191 de la compagnie Delta Airlines en 1985 au dessus de l'aéroport de Dallas aux Etats-Unis.

Il faut attendre les années 70 et l'application des travaux de Tatarskii [1961] sur la diffusion de Bragg dans des zones d'atmosphère turbulentes pour voir apparaître les premiers radars profileurs de vent capables de détecter de tels dangers dans la troposphère [Woodman et Guillen, 1974]. Les systèmes d'observations ont depuis progressé et permettent d'obtenir des profils verticaux de vent dans les basses couches de l'atmosphère (profileurs de vent UHF, [Doviak et Zrnić, 1984]) ou le vent radial dans la direction d'observation

(radars météorologiques Doppler) à une cadence élevée de quelques minutes. Les profileurs de vent UHF sont des radars qui permettent d'obtenir des profils verticaux des trois composantes du vent toutes les minutes, dans les cinq premiers kilomètres de l'atmosphère avec une résolution verticale de 75 m, et ce par tous types de temps. Au contraire, les radars Doppler fournissent des champs de vent uniquement en présence d'hydrométéores précipitants. Ces deux types de radars sont installés en réseau opérationnel soit au niveau national (comme le réseau ARAMIS de radars précipitation sur le territoire français) soit au niveau continental (comme le réseau européen de profileurs de vent coordonné par le programme WINPROF d'EUMETNET).

Les systèmes d'observations fournissent des données locales, hétérogènes en nature en temps et en espace, avec une erreur de mesure relativement faible. Les modèles météorologiques quant à eux fournissent de nombreux champs tri-dimensionnels (vent, température, pression, humidité, ...) dans une zone d'intérêt. De plus, ils sont capables de prévoir l'évolution temporelle de ces champs. Toutefois les incertitudes liées à la modélisation simplifiée de certains processus physiques et à la connaissance imparfaite de l'état initial, conduisent à des erreurs de prévision qui croissent en fonction de l'échéance considérée.

Les méthodes d'assimilation de données permettent de combiner les observations avec les champs simulés pour fournir des champs météorologiques (appelés analyses) plus précis. Ces analyses utilisées comme états initiaux permettent d'obtenir de meilleures prévisions numériques. Les observations provenant des profileurs de vent sont assimilées dans la plupart des systèmes opérationnels de prévision numérique du temps [Bouttier, 2001; Andersson et Garcia-Mendez, 2002; Huang et Lindskog, 2003; Benjamin et al., 2004; St-James et Laroche, 2005]. Toutefois, il s'agit de modèles de grande échelle (résolution horizontale d'environ 50 km) qui utilisent principalement les mesures de vent dans la troposphère libre (au dessus de 2 km) avec une fréquence temporelle réduite à quelques heures.

Dans cette problématique de l'assimilation de données de profileurs de vent, l'objectif de cette thèse est d'examiner l'intérêt des mesures de ces instruments pour des modèles de plus petite échelle (la méso-échelle : comprise entre 10 et 30 km) dans les basses couches de l'atmosphère (fortement influencées par les échanges avec la surface) et à des fréquences temporelles inférieures à l'heure. Cette thèse s'est effectuée en partenariat entre la société Degréane-Horizon et Météo-France permettant de bénéficier d'une double expertise sur l'instrumentation et le traitement de la mesure d'une part et sur la modélisation numérique et l'assimilation de données d'autre part.

L'utilisation d'un modèle météorologique de fine échelle (résolution inférieure au km) dans lequel seraient assimilés des profils de vent à haute fréquence temporelle (par exemple toutes les 15 minutes) dans le premier kilomètre d'atmosphère sur une zone aéroportuaire pourrait permettre la détection et la prévision à courte échéance de phénomènes de cisaillement de vent très importants pour la sécurité aérienne. Toutefois, l'état de l'art de la modélisation et de l'assimilation de données à fine échelle montre qu'il s'agit d'un objectif à long terme impliquant de nombreux développements scientifiques et techniques. A titre d'exemple, le modèle de prévision à fine échelle AROME opérationnel à Météo-France depuis fin 2008 (constituant une référence au niveau mondial) possède une résolution de 2,5 km et n'assimile des observations de méso-échelle (comme les vents radiaux des radars météorologiques) que toutes les 3 heures. Nous proposons dans cette thèse d'aborder un certain nombre de questions qui permettront à terme de prévoir et d'assimiler, à échelle

hectométrique, des données de vent dans la couche limite avec, comme application directe, les enjeux de la sécurité aérienne sur les zones aéroportuaires :

- **Quelle est la capacité des modèles numériques de méso-échelle à simuler des épisodes de cisaillements de vent ?**
- **Les cisaillements de vent sont-ils mieux décrits avec des modèles de plus fine échelle ?**
- **Quelles observations sont nécessaires pour détecter les cisaillements de vent dans la couche limite ?**
- **Comment prendre en compte des observations à haute fréquence temporelle dans un système d’assimilation de données à fine échelle ?**
- **Comment peut-on améliorer la prévision des cisaillements de vent sur les plateformes aéroportuaires ?**

Ce travail de thèse va tenter d’apporter des éléments de réponse à ces questions en utilisant différents outils : le modèle numérique de recherche Méso-NH [Lafore et al., 1998] permettant d’effectuer des simulations d’écoulements atmosphériques à échelle hectométrique, le modèle opérationnel à fine échelle AROME (Application de la Recherche à l’Opérationnel à Méso-Echelle ; [Seity et al., 2011]), des systèmes de mesures par télédétection active au sol (radar profileur et lidar vent), et une méthode d’assimilation de données de type ‘nudging’ appelée “nudging direct et rétrograde” (‘BFN’ pour Back an Forth Nudging ; [Auroux et Blum, 2005]).

L’évaluation de la capacité des modèles de fine échelle à décrire le vent dans la couche limite est un prérequis nécessaire avant de pouvoir les utiliser en assimilation de données. De même, il est nécessaire de s’appuyer sur de nouveaux types d’observations comme les données de lidar vent afin de pouvoir, dans un premier temps, valider la modélisation à très fine échelle et par la suite les assimiler. Finalement, les systèmes d’assimilation de données utilisés opérationnellement pour la méso-échelle sont peu adaptés à la haute fréquence temporelle nécessitant d’explorer de nouvelles approches. Ce sont ces motivations qui nous ont conduit à aborder les différents points décrits dans le plan de thèse.

Le **premier chapitre** décrit les **phénomènes météorologiques de méso-échelle** (entre 2 et 200 km) **conduisant à des cisaillements de vent** tels que les brises ou les orages. La suite du chapitre s’intéresse à l’historique de l’étude des cisaillements de vent pour l’aéronautique et leur effet sur la portance des avions et donc leur trajectoire lors des phases d’approches.

Dans le **chapitre suivant** (chapitre 3), nous présentons la géographie de la zone d’étude : **l’aéroport de Nice**. Les écoulements et les cisaillements rencontrés dans cette région sont présentés en début de ce chapitre. La suite de ce chapitre concerne les **applications** (modèles numériques, instruments et assimilation de données), qui sont actuellement mises en œuvre sur divers aéroports internationaux, pour observer et prévoir le vent dans la couche limite. Pour mieux documenter les cisaillements dans la région, une campagne de mesures comportant principalement un lidar vent, s’est déroulée au début 2009 sur l’aéroport de Nice. Cette campagne décrite en fin de chapitre fournit des données d’observations supplémentaires à haute fréquence temporelle qui sont utilisées pour

la validation des simulations numériques.

Le **chapitre 4** décrit les équations générales qui gouvernent l'évolution du fluide atmosphérique et leur résolution numérique dans les **modèles de prévision du temps**. Plus précisément nous nous focalisons sur ceux utilisés dans la thèse : Méso-NH et AROME. Nous nous intéressons aussi aux **appareils de mesures** permettant de détecter les cisaillements de vent sur des plateformes aéroportuaires. Nous décrivons le fonctionnement d'un profileur de vent incluant la partie **traitement du signal** pour restituer les composantes du vent à partir de l'émission/réception d'ondes électromagnétiques. Nous présentons ensuite une rapide revue des méthodes permettant de combiner les champs de modèles avec des observations : les **méthodes d'assimilation de données**.

Le **chapitre 5** présente trois situations de **cisaillements de vent** apparues sur l'aéroport de Nice. La première date de 2005 et illustre le besoin de données de mesures supplémentaires qui sont disponibles pour les deux autres situations choisies **lors d'une campagne de mesures lidar** en 2009. La seconde situation est similaire à celle de 2005 et permet d'illustrer par une meilleure compréhension des phénomènes l'apport des observations à haute fréquence. La dernière situation étudiée illustre une autre cause de cisaillement sur Nice. Cette partie décrit l'évolution de la situation météorologique et les différents écoulements qui participent à l'apparition d'une variation rapide du vent sur l'aéroport. Nous cherchons aussi à étudier la capacité du modèle météorologique Méso-NH à reproduire les cisaillements de vent aux alentours de l'aéroport de Nice par comparaison aux divers types d'observations disponibles (lidar, radar, AMDAR, anémomètres).

Après avoir comparé le modèle numérique Méso-NH aux observations disponibles, nous étudions dans le **chapitre 6**, la sensibilité du modèle numérique Méso-NH à différents paramètres tels qu'une plus haute résolution horizontale (500 m). Les résultats du modèle Méso-NH sont également comparés aux analyses et prévisions du modèle opérationnel AROME dans lequel une partie des observations est assimilée.

Dans la **dernière partie**, nous présentons un algorithme appelé **nudging direct et rétrograde** (Back and Forth Nudging : BFN). Cet algorithme permet d'assimiler des données à haute fréquence temporelle, à fine échelle spatiale et de manière itérative. Nous avons tout d'abord testé cette méthode sur les équations du modèle chaotique de Lorenz [1963] pour confirmer certaines conclusions publiées dans la littérature. Puis nous avons introduit cette méthode dans le modèle Méso-NH. Nous en avons fait une première évaluation au moyen d'observations simulées. Cette évaluation a donné lieu à une publication soumise [Boilley et Mahfouf, 2011].

Chapitre 2

Les cisaillements de vent dans la couche limite

Sommaire

2.1	Les causes de cisaillement	18
2.1.1	Les brises	18
2.1.2	Le foehn	21
2.1.3	Les orages	23
2.1.4	Les jets nocturnes de basses couches	25
2.1.5	Autres cas	26
2.1.6	Récapitulatif	28
2.2	Les cisaillements de vent et l'aéronautique	28

Les cisaillements de vent dans les basses couches de l'atmosphère sont principalement provoqués par le relief, les jets de basses couches, les orages et les contrastes terre-mer. Par exemple, une vallée va canaliser l'écoulement dans une certaine direction qui peut être très différente de l'écoulement synoptique. Au débouché de la vallée on a alors un changement de direction avec l'altitude.

Nous nous intéressons dans cette thèse à des cisaillements horizontaux de quelques kilomètres d'extension pouvant durer plusieurs heures. La première partie de ce chapitre présente différents phénomènes générant des cisaillements de vent à méso-échelle. On donne également quelques exemples de cisaillements à l'échelle d'une zone aéroportuaire. La suite du chapitre présente les conséquences d'un cisaillement de vent sur la trajectoire des avions. En effet, ces phénomènes de basses couches posent des problèmes spécifiques pour la sécurité aérienne particulièrement autour des aéroports, car ils perturbent fortement la trajectoire des avions.

2.1 Les causes de cisaillement

2.1.1 Les brises

Les brises sont des circulations de basses couches qui se mettent en place lors d'un fort contraste thermique selon l'horizontale à méso-échelle. En effet, la réponse de l'atmosphère à un chauffage local, est une augmentation de la pression au dessus de la source de chaleur. Un gradient de pression horizontal est ainsi généré conduisant à une accélération horizontale de l'air des hautes pressions vers les basses pressions, et créant un vent divergent au-dessus de la source de chaleur.

Les brises sont principalement de deux types : les brises de terre ou de mer et les brises de vallée.

2.1.1.1 Les brises de mer

Le phénomène de brise s'observe sur les côtes et sur les bords des lacs. C'est le contraste thermique entre la terre et la mer qui en est à l'origine. La différence de température est due au réchauffement plus rapide de la terre par rapport à la mer. En effet, comme l'eau est plus transparente que la terre au rayonnement solaire et que les premiers mètres sont mélangés par la turbulence, une même quantité d'énergie va chauffer une couche plus épaisse d'eau (quelques mètres) que de terre (quelques millimètres). A cela s'ajoute le fait que la capacité thermique de l'eau est plus importante que celle du sol. Ainsi, pour un même apport d'énergie, la température de la terre va augmenter plus rapidement que celle de la mer. A l'inverse, la nuit, le bilan énergétique négatif va entraîner un refroidissement plus rapide de la terre que de la mer.

Cette différence de température entre la terre et la mer a pour conséquence un flux de chaleur sensible vers l'atmosphère plus important au dessus de la terre. L'augmentation plus importante de la température du sol entraîne davantage de mélange turbulent sur terre et donc une couche limite plus développée. Cette différence verticale d'épaisseur

génère un gradient de pression horizontal qui induit une circulation au sommet de la couche limite de la terre vers la mer. Cette circulation contribue à une perte de masse au niveau de la colonne d'atmosphère au dessus de la terre et ainsi à une diminution de la pression proche de la surface terrestre. Il se met alors en place la seconde branche de la cellule de brise dans les basses couches dirigée de la mer vers la terre.

La cellule se ferme en un mouvement vertical ascendant au dessus de la terre, et en une branche subsidente au-dessus de l'eau par conservation de la masse (Figure 2.1). L'advection de masses d'air humide provenant de la mer associée au mouvement vertical ascendant est favorable à la mise en place d'une ligne de nuages cumuliformes le long des côtes.

Au cours de la nuit, le refroidissement différentiel entre la terre et la mer est à l'origine d'un phénomène de brise inversé par rapport à la brise diurne. Cependant la couche limite nocturne est plus stable qu'en journée et les vitesses ascendantes (cette fois sur mer) sont plus faibles. Elle est donc plus facilement masquée par un flux synoptique même faible.

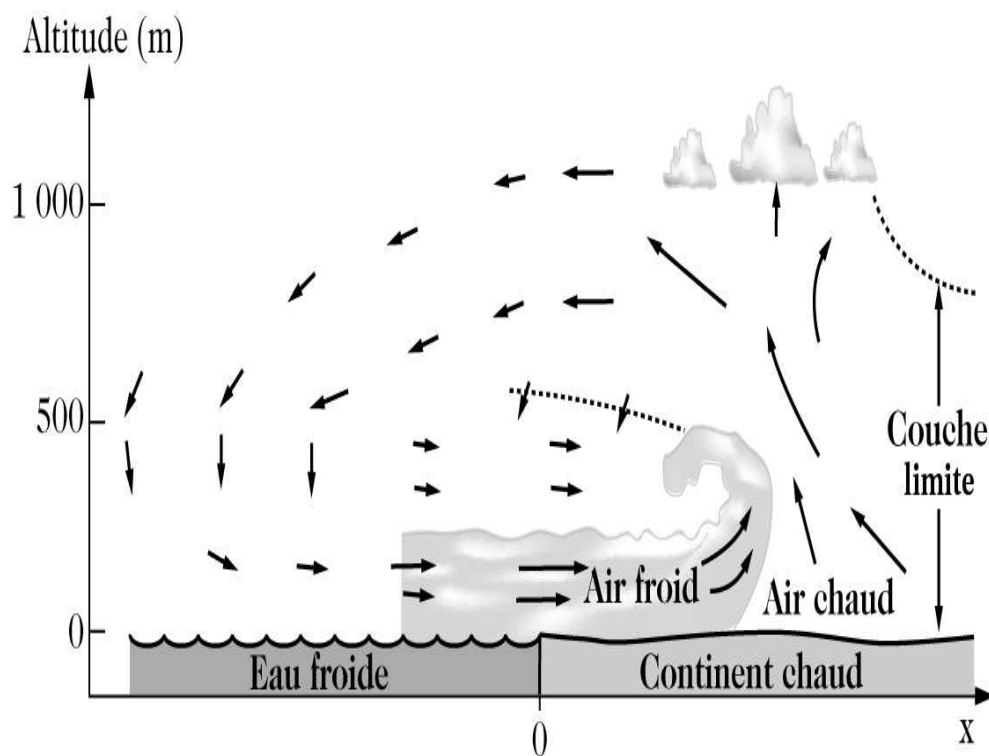


FIGURE 2.1 – Coupe verticale schématique d'une circulation de brise de mer en journée d'après Stull [1988]

2.1.1.2 Les brises de pentes et les brises de vallées

Dans une vallée, les brises qui se mettent en place sont la conséquence d'un chauffage différentiel entre le sol et l'atmosphère. Il existe deux types de brises en fonction de l'orientation du vent par rapport à l'axe de la vallée : perpendiculairement à l'axe, on parle

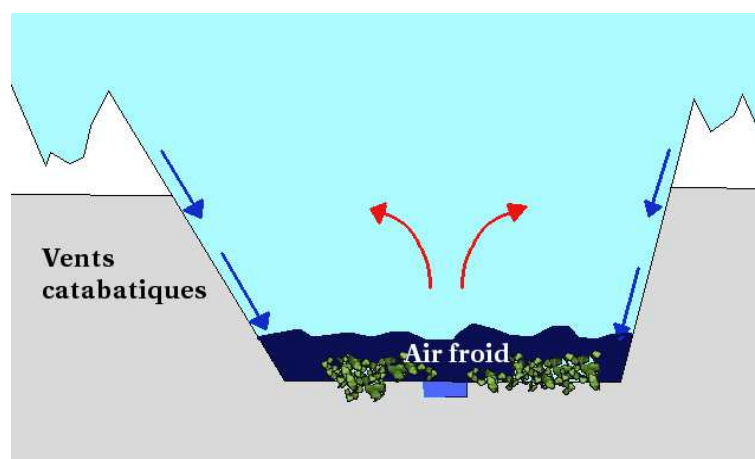


FIGURE 2.2 – Coupe verticale de la circulation dans une vallée en présence de vents catabatiques.

de *brise de pentes* et parallèlement à l'axe on parle de *brise de vallée*.

Les brises de pentes

Dans le cas d'une journée où la turbulence a rendu la couche limite homogène, lorsque le soleil se couche, le sol se refroidit par émission de rayonnement infra-rouge et entraîne le refroidissement de l'atmosphère à son contact. Cette masse d'air plus froide que l'air à une même altitude s'écoule vers le bas créant un vent de pente appelé aussi vent catabatique. Les vitesses de cet écoulement sont comprises entre 1 et 5 m.s^{-1} . La brise descendante est compensée par un mouvement ascendant faible au centre de vallée et divergent vers les crêtes (Figure 2.2). On retrouve la circulation observée précédemment pour la brise de mer. Au cours de la nuit, une accumulation d'air froid peut être observée dans la vallée. Un phénomène inverse se met en place la journée. Lorsque le soleil se lève, le sol se réchauffe alors que l'air est quasi transparent au rayonnement solaire. L'air proche des pentes et plus chaud que l'air au-dessus de la vallée va avoir tendance à suivre les pentes vers le haut. Le phénomène s'inverse par rapport à la nuit et le réservoir d'air froid dans la vallée s'amenuise par le bas.

Les brises de vallée

De manière similaire à ce qui se passe le long des pentes, un phénomène de brise peut se mettre en place entre le haut d'une vallée et la plaine. Durant la nuit, une vallée va canaliser des masses d'air froid provenant des pentes vers la plaine en contrebas. Ce phénomène de collecte est représenté sur la Figure 2.3.a. Les brises de vallée peuvent atteindre 10 m.s^{-1} sur quelques centaines de mètres.

La combinaison des brises de pentes et des brises de vallées peut conduire en journée lorsque le réservoir d'air froid a disparu à des écoulements de forme hélicoïdale comme représentés sur la Figure 2.3.b.

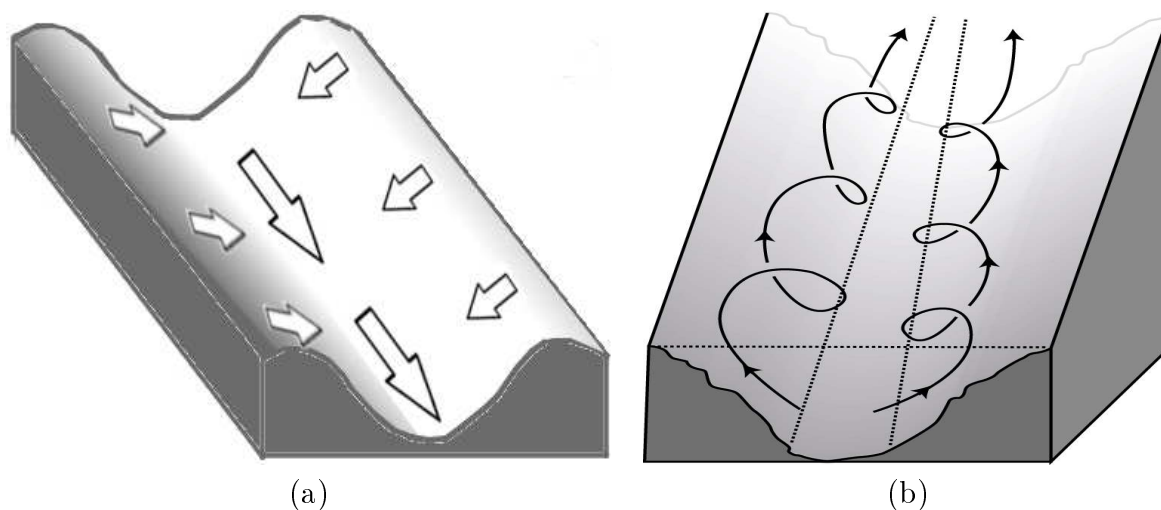


FIGURE 2.3 – (a) Collecte de vent froid dans une vallée durant la nuit. (b) Brise de vallée s'établissant durant la journée. Schémas d'après Stull [1988]

2.1.2 Le fœhn

L'effet de fœhn est un vent caractéristique des zones montagneuses. On retrouve ce phénomène sur tout le globe avec des appellations différentes selon les massifs : *chinook* dans les Rocheuses ou encore *puelche* en Argentine. Brinkmann [1971] présente une description détaillée de ces phénomènes et Drobinski et al. [2007] présentent les résultats obtenus sur l'étude de ce phénomène dans les vallées alpines (campagne MAP). Le fœhn se traduit par un fort vent chaud et sec le long des pentes en aval du relief.

Fœhn sec

Le cas le plus classique de fœhn est appelé "fœhn sec". Il est dû au blocage en amont d'un relief d'un flux froid et sec. Suite au blocage, l'air qui se trouvait à une altitude proche de celle du sommet, va descendre en aval du relief jusque dans la vallée. Dans ce cas, l'air subit un réchauffement adiabatique lors de sa descente le long de la pente. Dans l'atmosphère, le réchauffement adiabatique sec est de 9.8° par kilomètre alors qu'un profil vertical standard de température varie de 6.5° par kilomètre. Ainsi pour un relief de 2000 m, la différence de température entre le sol en amont et en aval sera de : $2 \times (9.8 - 6.5) = 6.6^\circ\text{C}$.

Fœhn humide

La formation de précipitations en amont du relief, peut renforcer le caractère chaud et sec du fœhn en aval d'où l'appellation "fœhn humide". La masse d'air montant la pente en amont subit un refroidissement par détente adiabatique jusqu'à atteindre le point de rosée ce qui conduit à l'apparition de nuages lenticulaires en amont du relief et de précipitations comme représenté au point B de la Figure 2.4. Une fois arrivé au sommet, l'air va descendre le long de la pente et subir une compression adiabatique. Suite au dépassement du point de rosée, l'air va suivre la courbe adiabatique sèche (segment [DE]) lors de

sa descente. Si l'air revient à la même altitude qu'initialement, il aura une température supérieure : cette différence de température vient de la chaleur latente libérée par condensation de la vapeur d'eau en amont du relief. Il arrive que le foehn soit canalisé par une

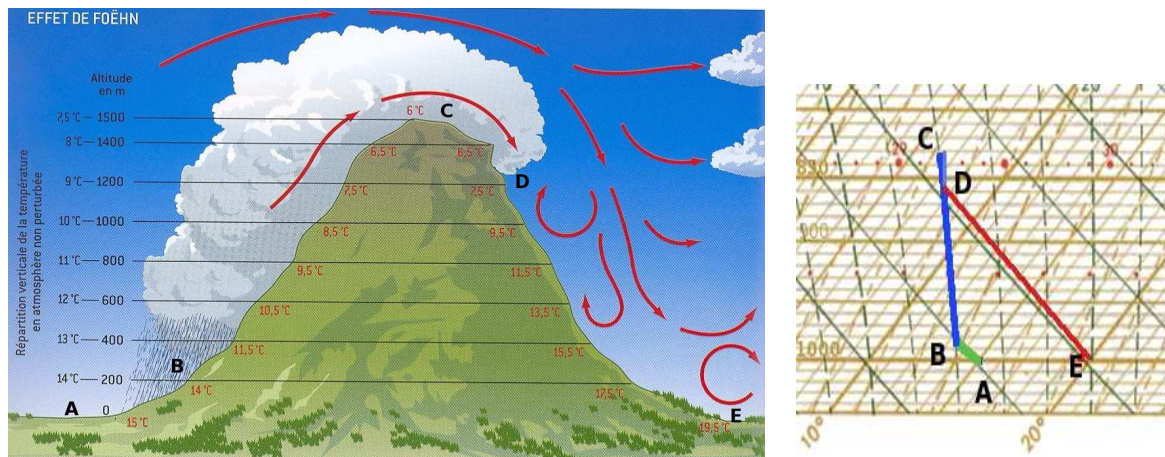


FIGURE 2.4 – Trajet d'une particule lors d'un effet de foehn (d'après [Delmas et al., 2007]) et émagramme associé. A : La particule humide est au sol et sa température est de 15°C. Elle commence son ascension le long de l'adiabatique sèche. B : La particule atteint le point de rosée, la vapeur d'eau commence à condenser, la particule suit la courbe adiabatique humide. C : La particule atteint le sommet du relief puis redescend toujours le long de l'adiabatique humide jusqu'au point D qui est le point de rosée pour la particule asséchée. Elle continue alors sa descente le long de l'adiabatique sèche pour atteindre le sol avec une température de 19,5°C.

vallée et on peut alors observer une trouée de foehn. Elle se caractérise par une zone de ciel clair dans un ciel nuageux. Cet effet est causé par le foehn dont l'air plus sec évapore les nuages dans une zone très localisée.

Onde orographiques piégées

La rencontre d'un flux avec un relief va modifier l'écoulement. Lorsque ce flux franchit le relief, les particules se déplacent vers le haut et dans le cas d'une couche stratifiée de manière stable, les particules déplacées de leur position d'équilibre vont avoir tendance à revenir à leur position initiale. Il apparaît alors des ondes dites 'orographiques' en aval du relief oscillant à une fréquence inférieure à la fréquence (N) de Brünt-Väisälä qui est la fréquence d'oscillation en l'absence de dissipation d'énergie.

Le piègeage des ondes se forme lorsqu'elles rencontrent une couche qui empêche leur propagation verticale. Un critère d'apparition (l) des ondes piégées a été fourni par Scorer [1949] en fonction de la vitesse U de l'écoulement :

$$l^2 = \frac{N^2}{U^2} - \frac{1}{U} \frac{d^2U}{dz^2} \quad (2.1)$$

Une forte décroissance de ce paramètre à une certaine altitude (couche stable ou augmentation de la vitesse de l'écoulement) autorise l'apparition du piègeage. Zängl et Hornsteiner [2007] étudient un cas de foehn tempétueux (rafales de 45 m.s⁻¹) pour lequel les vents

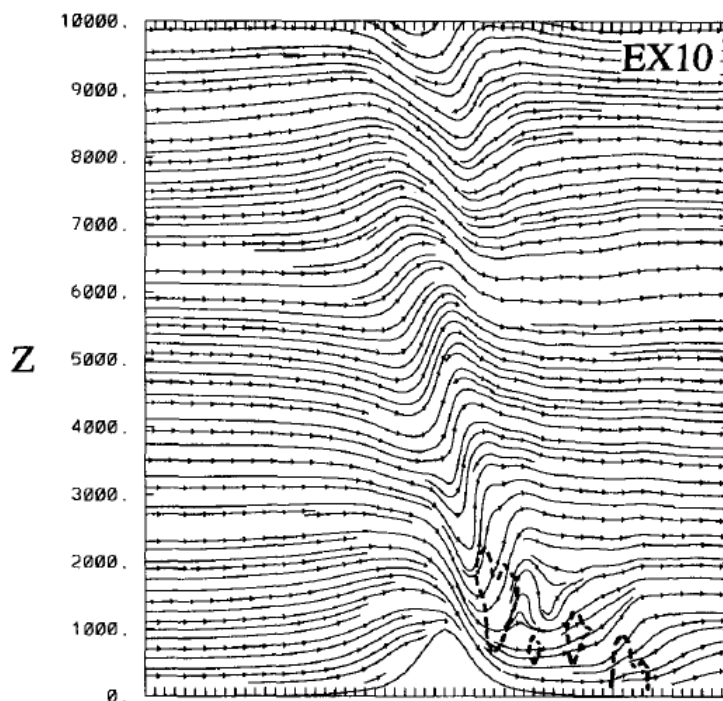


FIGURE 2.5 – Lignes de courants selon une coupe verticale perpendiculaire à l’axe du relief selon Ólafsson et Bougeault [1996], les contours pointillés correspondent à une zone de fortes turbulences.

forts au sol sont liés à un phénomène d’ondes piégées atteignant le sol.

Déferlement

Dans de très rares cas, l’onde générée par le relief va déferler dans les basses couches de l’atmosphère. Ce déferlement s’accompagne de fortes turbulences et des vents violents au sol pouvant excéder 100 km.h^{-1} , pouvant endommager même de gros avions.

Pour que ce phénomène se mette en place, il faut des conditions particulières en amont du relief comme : un flux très fort, un nombre de Froude particulier, un profil de température... Ces conditions conduisent à un ressaut hydraulique en aval du relief, que l’on observe vers 2000 m sur la Figure 2.5, résultat d’une simulation numérique au-dessus d’un relief idéalisé. Ce ressaut va se comporter comme un couvercle qui va canaliser le flux de fœhn et conduire à de fortes intensités en aval du relief par effet Venturi.

2.1.3 Les orages

Les vents sous orages sont aussi à l’origine de cisaillements de vent parce qu’ils génèrent des courants descendants intenses. Ils sont aussi appelés ‘downbursts’ suite aux articles et au livre de Fujita [1985].

Pour qu’un vent sous orage apparaisse, il est nécessaire qu’une cellule convective se développe; pour cela une parcelle d’air doit d’abord dépasser son point de condensation, niveau à partir duquel elle peut devenir plus chaude que son environnement par

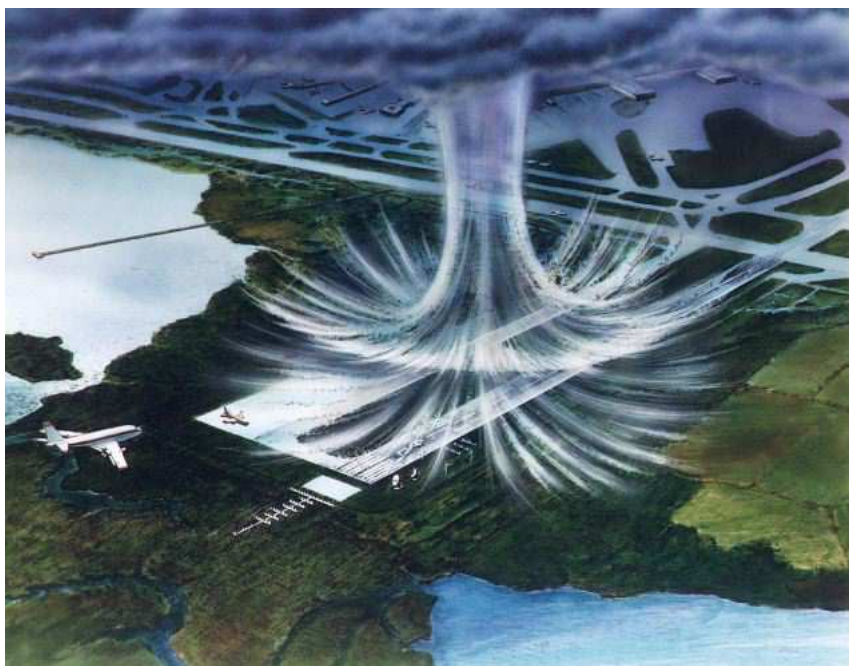


FIGURE 2.6 – Vue artistique d’un phénomène de rafale sous orage. Image issue de la NASA.

libération de chaleur latente (niveau de convection libre). L’ascension de la parcelle peut être due à sa flottabilité positive (différence entre la poussée d’Archimède et le poids de la particule), au passage d’un relief (foehn), à des convergences (brise) ou à la turbulence dans la couche limite par exemple. La libération de chaleur latente par condensation va accélérer la particule vers le haut tant que la particule est plus légère que son environnement. Il apparaît un nuage à peu près entre ces deux altitudes.

Les mouvements convectifs ascendants qui peuvent atteindre des vitesses de l’ordre de la dizaine de mètres par seconde, sont associés à des mouvements subsidents (par conservation de la masse) qui peuvent être du même ordre de grandeur dans certains cas. Si ces courants subsidents atteignent le sol, ils donnent lieu à des courants de densité ou rafales sous orage de deux types : les rafales humides et les rafales sèches.

Dans le premier cas, le poids des précipitations entraîne les parcelles d’air vers le bas et il se met alors en place une ‘avalanche’ d’air froid depuis le nuage jusqu’au sol, renforcée par l’évaporation des précipitations lors de la traversée de couches sèches. Ces courants subsidents suppriment l’instabilité convective à l’origine des ascendances et le nuage se dissipe rapidement.

Dans le second cas, l’air est suffisamment sec sous le nuage pour que les précipitations s’évaporent avant d’avoir atteint le sol (virga). Cette évaporation va absorber de l’énergie, refroidissant l’air traversé. Le mouvement ascendant va alors diminuer et comme dans le cas précédent, le nuage va se vider en direction du sol. Dans les deux cas, le vent généré va écraser les parcelles d’air au sol et les répartir dans toutes les directions comme on peut le voir sur la Figure 2.6. Si ce phénomène se situe entre un avion et l’aéroport, l’avion va avoir un vent de face lors de la phase d’atterrissage puis alors qu’il s’approche des pistes, le vent va changer brusquement de direction et accélérer l’avion au lieu de le ralentir.

2.1.4 Les jets nocturnes de basses couches

Les jets de basses couches se traduisent par une intensification du vent près du sol. Stull [1988] donne un résumé des différentes causes des jets de basses couches comme par exemple les gradients de température à l'échelle synoptique, les fronts orageux, les effets de contournement du relief ou une oscillation du vent autour du vent géostrophique. Cette oscillation peut être observée en considérant les équations d'évolution de la quantité de mouvement dans la couche limite. On a pour les composantes u et v du vent horizontal :

$$\frac{Du}{Dt} = -f_c v_g + f_c v + F_x \quad (2.2)$$

$$\frac{Dv}{Dt} = \underbrace{f_c u_g}_1 - \underbrace{f_c u}_2 + \underbrace{F_y}_3 \quad (2.3)$$

où f_c est le paramètre de Coriolis ($2\Omega \sin(\varphi)$) avec Ω la vitesse angulaire de la Terre et φ la latitude). Le terme 1 représente la force de pression, le terme 2 la force de Coriolis et le terme 3 la force de frottement.

Si l'on suppose qu'au cours de la journée le vent dans la couche limite atteint un régime stationnaire, on obtient :

$$\begin{aligned} v_{jour} &= v_g - \frac{F_x}{f_c} \\ u_{jour} &= u_g + \frac{F_y}{f_c} \end{aligned} \quad (2.4)$$

Lorsque la turbulence devient négligeable ($F_x = F_y = 0$) en début de nuit, et que l'on dérive l'équation (2.2) par rapport au temps à laquelle on substitue l'équation (2.3), on obtient une équation différentielle du second degré :

$$\frac{d^2 u}{dt^2} = -f_c^2 (u - u_g) \quad (2.5)$$

dont la solution est de la forme :

$$u - u_g = A \sin(f_c t) + B \cos(f_c t) \quad (2.6)$$

D'après l'équation 2.3 sans terme de friction, la solution pour v est de la forme :

$$v - v_g = -A \cos(f_c t) + B \sin(f_c t) \quad (2.7)$$

Si l'on suppose que le vent géostrophique ne dépend pas du temps, les conditions initiales en début de nuit ($v_{nuit}(t=0) = v_{jour}$ et $u_{nuit}(t=0) = u_{jour}$) nous conduisent à la solution suivante décrivant l'évolution temporelle du vent durant la nuit :

$$v_{nuit} = v_g - \frac{F_y}{f_c} \cos(f_c t) - \frac{F_x}{f_c} \sin(f_c t) \quad (2.8)$$

$$u_{nuit} = u_g + \frac{F_y}{f_c} \cos(f_c t) - \frac{F_x}{f_c} \sin(f_c t) \quad (2.9)$$

La forme de cette solution se traduit par une oscillation autour du vent géostrophique de période $\frac{2\pi}{f_c}$. Si l'on considère un vent géostrophique zonal de 10 m.s^{-1} , des composantes

du vent au coucher du soleil de 7 et 3 m.s^{-1} pour u et v et un paramètre de Coriolis (f_c) de 10^{-4}s^{-1} , on obtient l'évolution du vent représentée sous forme d'hodographe sur la Figure 2.7. On peut voir que 6 h après le coucher du soleil le vent est quasiment zonal avec une intensité de l'ordre de 14 m.s^{-1} .

Ce système d'équations simplifiées s'applique à une centaine de mètres de la surface où la

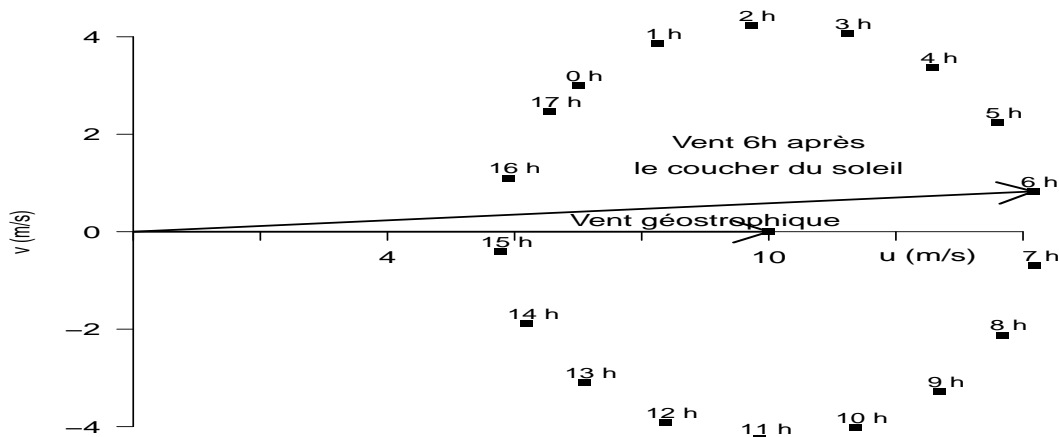


FIGURE 2.7 – Evolution temporelle du vent nocturne autour du vent géostrophique (vent zonal de 10 m.s^{-1})

turbulence s'annule effectivement. Cependant, très proche de la surface, il reste toujours une zone dans laquelle la turbulence se maintient par friction avec la surface. Ainsi à une centaine de mètres de la surface le vent est de 14 m.s^{-1} tandis qu'en dessous le vent diminue jusqu'au sol et qu'au-dessus, l'intensité du vent diminue pour atteindre celle du vent synoptique. Il y a ainsi une couche de l'atmosphère proche de la surface où le vent s'accélère créant alors un fort cisaillement en intensité et selon la verticale.

Dans la journée, la turbulence va homogénéiser les basses couches réduisant ainsi le gradient d'intensité de vent selon la verticale.

Ce phénomène se met en place dans des zones où le chauffage radiatif est fort en journée. Les aéroports africains de Bamako et de Ouagadougou sont particulièrement concernés par les cisaillements verticaux induits par les jets de basses couches.

2.1.5 Autres cas

Il existe aussi d'autres phénomènes à l'origine de cisaillements de vent comme les tornades qui 'aspirent' l'air environnant vers le centre de la cellule en plus des vents violents qui l'accompagnent, ou encore les super cellules orageuses qui sont à l'origine de forts mouvements verticaux ascendants et descendants allant jusqu'à 40 m.s^{-1} . Ces phénomènes sont extrêmes et les avions atterrissent rarement dans de telles conditions. Beaucoup plus localement, les turbulences de sillage générées par les ailes des avions ont

des durées de vie de quelques minutes mais ont une échelle de la taille de l'avion. Ces turbulences sont dangereuses à proximité des plateformes aéroportuaires en raison de la densité du trafic et parce que les avions sont proches du décrochage au décollage et à l'atterrissage. Ces turbulences font actuellement l'objet de nombreuses études (projet européen SESAR : 'Single European Sky ATM Research'). Leur détection et le suivi de leur cycle de vie sont étudiés pour éviter leur transport vers d'autres pistes pour des aéroports utilisant plusieurs pistes simultanément.

A l'échelle locale, la différence de type de surface aux abords de l'aéroport conduit à des variations de l'intensité ou de la direction du vent. Si on considère un vent soufflant de la mer avec un faible angle par rapport à la côte, la différence de rugosité entre la mer et la terre va produire un ralentissement du vent au-dessus du sol conduisant à des tourbillons de la même manière que s'il y avait un obstacle.

De même, la présence de bâtiments ou d'obstacles à proximité des pistes peut changer localement la direction de l'écoulement. Par exemple, une piste en milieu urbain va être influencée par la présence des immeubles autour d'elle. Il peut alors n'y avoir aucun vent sur la piste alors qu'au dessus de la canopée urbaine le vent est établi. Des rafales de travers peuvent balayer localement les pistes lorsque le vent est canalisé par les rues perpendiculaires aux pistes de l'aéroport, ou encore on peut observer un écoulement fortement turbulent derrière des barres d'immeubles.

Type	Origine	Durée	Détection
Brises de mer	Gradient de température terre/mer	Plusieurs heures	Surface/Lidar/Profileur
Brises de vallées	Gradient thermique induit par le relief	Plusieurs heures	Surface/Lidar/Profileur
Föhn	Franchissement d'un relief	Plusieurs heures	Surface/Lidar/Profileur
Downburst	Orage	Quelques minutes	Radar
Jets de basses couches	Décroissance de la turbulence due au chauffage diurne / oscillation inertielle	Plusieurs heures	Lidar/Profileur
Turbulences de sillage	Ailes d'avions	Quelques secondes Quelques minutes	Lidar
Turbulence derrière obstacles	Bâtiments, montagnes	Quelques minutes Quelques heures	Surface/Lidar/Profileur

TABLEAU 2.1 – Type de cisaillements de vent ainsi que la caractéristique principale de leur apparition, l'ordre de grandeur de leur durée de vie et les différents moyens de les détecter.

2.1.6 Récapitulatif

Le tableau 2.1 présente un récapitulatif des différents types de cisaillements de vent décrits dans les paragraphes précédents. Il contient les caractéristiques principales nécessaires à l'apparition de chaque type de cisaillement ainsi qu'un ordre de grandeur de leur durée de vie. La dernière colonne présente les instruments capables de détecter ces cisaillements. Ces instruments seront présentés plus en détail au chapitre 4.

2.2 Les cisaillements de vent et l'aéronautique

Dès 1943, les cisaillements ont été mis en cause lors de différents accidents aéronautiques, principalement aux États-Unis où depuis 1967 la 'Federal Aviation Agency (FAA)' a mis en place un programme visant à mieux connaître et appréhender les cisaillements. En 1974, l'OACI a fondé un groupe spécialisé dans les cisaillements de vent et la turbulence pour centraliser les connaissances et mettre en place des normes de sécurité. A cette époque, le facteur limitant la détection et la compréhension des phénomènes est lié au manque de mesures.

Il faut attendre la fin des années 80 pour voir apparaître une circulaire sur la description du phénomène. Cette circulaire a ensuite fait l'objet d'amendements pour les procédures d'approche et d'avertissement des pilotes. Les progrès réalisés dans le domaine de l'instrumentation (par exemple le développement des radars Doppler) ont permis une meilleure connaissance des cisaillements et leur détection qui ont conduit à l'édition du manuel OACI [2005].

Bien que les cisaillements puissent apparaître à toutes les altitudes, c'est dans les 500 premiers mètres qu'ils deviennent dangereux pour les avions du fait de la vitesse réduite et de la proximité du sol. Un autre paramètre important est leur dimension spatiale. Il peut se produire des cisaillements de vent sur une distance de l'ordre de quelques dizaines de mètres n'engendrant que des secousses de l'appareil sans impact sur sa trajectoire. Au contraire une variation maintenue pendant plusieurs secondes va entraîner une déviation de la trajectoire horizontalement ou verticalement. En aéronautique, le cisaillement est exprimé en noeuds pour 100 pieds ou en m.s^{-1} pour 30 m.

La Figure 2.8 présente l'évolution de la trajectoire d'un avion lors d'un changement de l'intensité du vent de face (ou 'vent debout' en aéronautique). On observe aussi sur cette figure les différentes forces en présence sur un avion en vol : le poids, la force de portance (majoritairement due aux ailes), la force de traction qui correspond à la poussée des moteurs, et la force de traînée qui limite l'avancée de l'avion.

Pour les avions, le cisaillement de vent a différents effets. Dans le cas d'une diminution de l'intensité du vent dans la direction du vol de l'avion, la vitesse par rapport au sol va se modifier en conséquence (une diminution du vent entraînant une augmentation de la vitesse par rapport au sol de l'avion). Cette modification conduit à un changement de la portance et de la traînée donc à un changement d'altitude.

Dans le cas d'une variation de la vitesse verticale du vent, l'angle d'attaque de l'aile va également changer. L'écoulement local de l'air ne heurte plus l'aile selon l'horizontale mais avec un angle dépendant de la vitesse de l'avion et de l'intensité de la composante verticale. Le changement d'angle d'attaque a un effet sur les forces de portance et de traînée. Enfin, une variation du vent traversier (orthogonal à la trajectoire de vol) ne va pas mod-

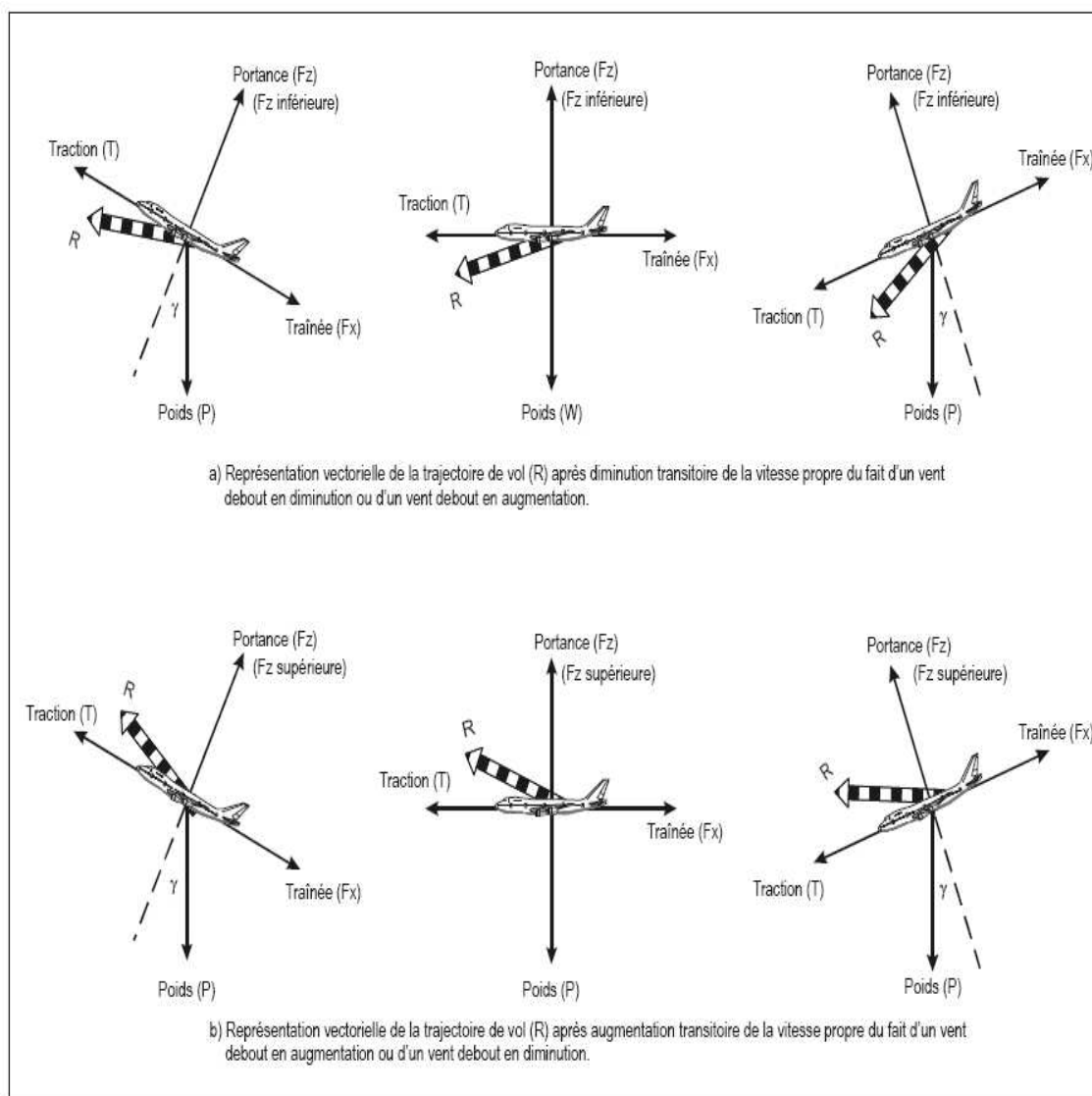


FIGURE 2.8 – Trajectoire de vol d'un avion soumis à un changement de l'intensité du vent debout ou vent de face. Images issues de OACI [2005]

ifier les mêmes forces que précédemment mais ajouter un angle de dérive à la trajectoire de l'avion.

Dans les deux premiers cas, l'avion aura tendance à piquer ou cabrer pour retrouver sa vitesse propre, c'est-à-dire la vitesse pour laquelle toutes les forces sont en équilibre. Par contre, en période de décollage ou d'atterrissage la vitesse réduite de l'appareil et son inertie à réagir à des changements brutaux de portance sont des sources de danger. Sans intervention du pilote, la trajectoire d'approche serait modifiée avec pour conséquence un atterrissage trop long ou trop court (représenté sur la Figure 2.9.a), ou dans le cas d'un vent traversier, un atterrissage à côté de la piste (Figure 2.9.b). Au décollage, un changement d'intensité ou un vent descendant vont plaquer l'avion au sol et l'empêcher de décoller ce qui peut entraîner une sortie de piste.

L'aéroport de Hong-Kong est l'un des aéroports les plus concernés par les cisaillements de vent et signale que, depuis son ouverture en 1998, un avion sur 500 environ rencontre un

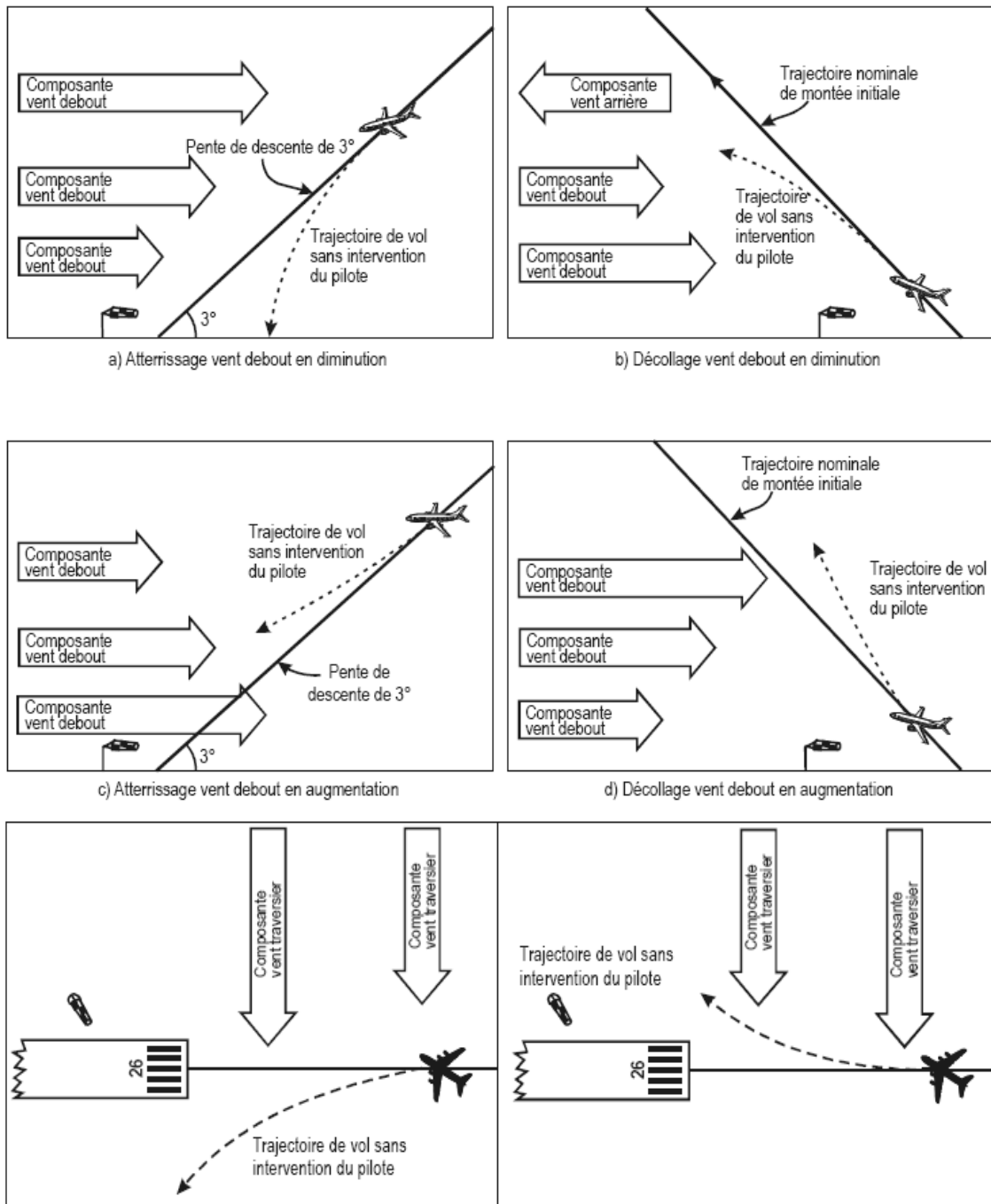


FIGURE 2.9 – Trajectoire de vol d'un avion soumis à un cisaillement de vent lors des phases d'approche. Images issues de OACI [2005]

cisaillement (tous types confondus) lors des phases d'atterrissage et de décollage [Shun et Chan, 2008]. L'aéroport compte environ 800 vols par jour.

Chapitre 3

Les cisaillements de vent et l'aéroport de Nice

Sommaire

3.1	L'aéroport de Nice Côte d'Azur	32
3.2	Les régimes de vent	33
3.2.1	La brise de vallée du Var	34
3.2.2	Les renverses de vent	35
3.3	Détection et prévision des cisaillements de vent sur les aéroports .	37
3.4	Les mesures disponibles à Nice	40
3.4.1	Les mesures en temps réel	40
3.4.2	Campagne de mesures "LIDAR 2009"	40

Ce chapitre s'intéresse aux cisaillements de vent autour de l'aéroport international de Nice. Tout d'abord nous donnons les caractéristiques principales de cet aéroport, notamment en termes de localisation géographique et de régime climatologique de vent. Nous présentons ensuite une typologie des écoulements propices à l'apparition de cisaillements sur l'aéroport en lien avec la description faite au Chapitre 2 et en nous appuyant sur une étude effectuée par Eric Schwartz prévisionniste au Centre Départemental Météorologique des Alpes Maritimes [Schwartz, 2007].

Des plateformes aéroportuaires comme Hong-Kong, Juneau ou Dubaï sont aussi concernées par les cisaillements de vent et mettent en place des systèmes d'alerte opérationnels pour la détection et la prévision des épisodes de cisaillements de vent. Nous décrivons ces systèmes dans la suite de ce chapitre.

Une campagne de mesures, nommée 'LIDAR 2009' dans la suite du chapitre, nous a permis d'obtenir des observations de plusieurs instruments (anémomètres, profileur de vent, lidar) pour documenter le vent dans les basses couches de l'atmosphère sur l'aéroport de Nice. La fin de ce chapitre décrit l'emplacement des instruments lors de cette campagne.

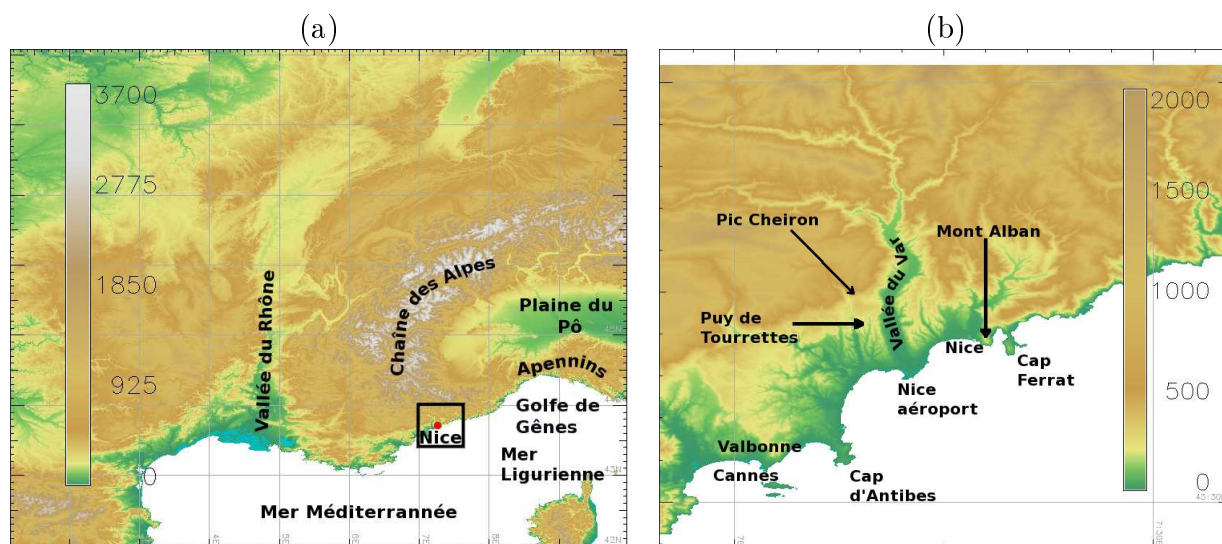


FIGURE 3.1 – (a) Localisation de Nice dans un domaine géographique englobant du Sud-Est de la France ainsi que l'arc alpin. Le relief provient de la base de données SRTM (Shuttle Radar Topography Mission) à 90 m de résolution. Le carré noir représente le domaine du graphique (b) : relief sur la région niçoise.

3.1 L'aéroport de Nice Côte d'Azur

L'aéroport international de Nice est le troisième aéroport français après Paris Roissy-Charles de Gaulle et Paris Orly. Il accueille chaque année environ 10 millions de voyageurs. Sa capacité théorique d'accueil de passagers est de 13 millions. Il est donc proche de sa capacité maximale. Sur une surface de 370 hectares (contre 3200 pour Roissy-Charles de Gaulle), l'aéroport dispose d'un doublet de pistes espacées de 300 m environ (400 m à

Roissy-Charles de Gaulle) orienté selon un axe 44° - 224° . Il dispose aussi d'un hélicoptère installé sur la plate-forme qui effectue la jonction avec Cannes, Monte-Carlo ou Saint-Tropez. Sa localisation géographique en Côte d'Azur (Figure 3.1.a) et son service d'hélicoptère sont à l'origine d'une forte augmentation de son activité durant les périodes du festival de Cannes et du Grand Prix de Formule 1 de Monaco où la fréquence d'atterrissage peut descendre au-dessous d'une minute.

La plate-forme de Nice est construite sur une zone partiellement gagnée par la mer. Elle se situe dans le prolongement de la promenade des Anglais au débouché de la vallée du Var, à égale distance (10 km) du cap d'Antibes à l'Ouest, et du cap Ferrat à l'Est, ainsi qu'à 7 km de la ville de Nice (Figure 3.1.b). Le mont Alban (250 m) qui surplombe la ville de Nice, le Puy de Tourrettes (1250 m) et le pic Cheiron (1780 m) au nord de l'aéroport sont des reliefs qui jouent un rôle important tant au niveau des trajectoires d'approche des avions qu'au niveau de la rose des vents locale. Ces massifs font partie des contreforts des Alpes. Ils forment une barrière naturelle pour les masses d'air et sont à l'origine d'écoulements discontinus sur Nice.

La particularité de l'aéroport de Nice fait que les avions doivent, dans de bonnes conditions de visibilité et de plafond (55% des cas) et dans des cas de vent d'Est, contourner le cap d'Antibes, et réaliser un virage pour se positionner par l'Ouest dans l'axe de la piste à 4 km seulement de l'aéroport, équivalent à une altitude de 200 m environ. Par vent de Sud-Sud-Ouest (10% des cas), l'approche se fait par l'Est avec un virage devant la ville de Nice pour s'orienter en direction de la piste à une altitude de 180 m. Dans les cas restants, l'approche est directe dans la direction des pistes et souvent guidée par les instruments de bord à cause d'une visibilité réduite (35% des cas). Comme décrit précédemment, la présence des reliefs empêche toute approche par la terre.

Les deux premiers types d'approche deviennent problématiques lorsque l'intensité et la direction du vent changent à proximité de la piste. En effet, les avions sont à faible altitude et à vitesse réduite lorsqu'ils se positionnent dans l'axe de la piste et un changement de direction ou d'intensité du vent durant cette phase entraîne une modification de la portance. Le point de contact avec la piste est ainsi modifié et la décision de remettre les gaz pour reprendre de l'altitude doit être prise rapidement. Si tel est le cas, l'avion opère une remontée en altitude, se place dans un hippodrome d'attente pour réaliser un demi-tour et tente une nouvelle fois la manœuvre, ce qui dure 20 minutes environ. Durant cette période, les avions en vol et ceux au décollage sont mis en attente ce qui engendre un retard général.

3.2 Les régimes de vent

La rose des vents climatologique sur une période de 20 ans issue de la station météorologique de l'aéroport de Nice révèle une direction privilégiée située à 340° (Nord-Nord-Ouest). C'est la position du débouché de la vallée du Var au niveau de l'aéroport qui oriente l'écoulement dans cette direction. Cette rose des vents climatologique illustre la première cause de cisaillements sur l'aéroport. En effet, lorsque la brise de vallée se met en place (cf. 2.1.1.1) dans la vallée du Var, elle est orientée en flux de nord comme l'indique la direction principale de la rose des vents. Sur mer, le flux synoptique est orienté préférentiellement selon un axe Est/Ouest. C'est ce que révèle la rose des vents sur l'aéroport pour

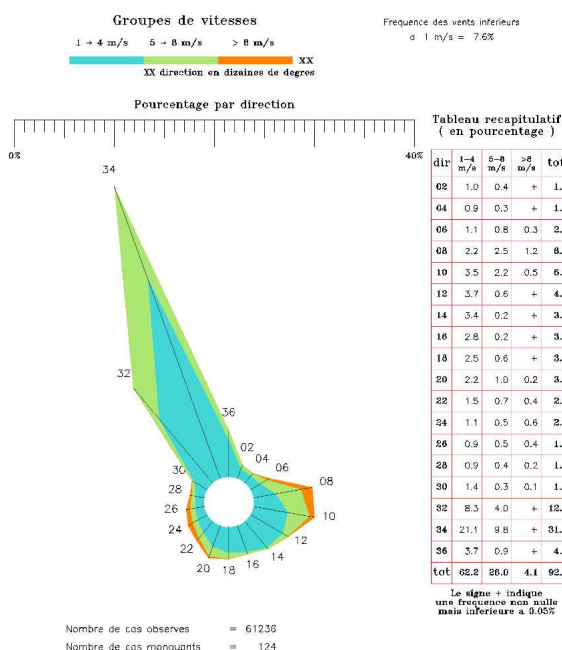


FIGURE 3.2 – Climatologie des vents observés sur l’aéroport de Nice entre 1981 et 2001. Le tableau est un récapitulatif du pourcentage d’intensité observé en fonction de la direction (d’après [Lac, 2003]).

les intensités les plus élevées. Au niveau de la plateforme aéroportuaire, la brise de vallée et le flux synoptique sur mer sont orthogonaux. L’extension de la zone de confluence est pilotée par l’intensité des deux flux : la brise peut atteindre 25 km.h^{-1} au sol sur l’aéroport et s’observer sur une épaisseur de 400 à 800 m, en particulier en hiver, repoussant d’autant le flux synoptique en altitude.

Les changements de direction et d’intensité peuvent se traduire par des cisaillements de vent selon un axe vertical ou horizontal. Les cisaillements de vent horizontaux, aussi appelés *renverses*, sont des phénomènes difficiles à détecter et à prévoir. Ils posent d’autant plus de problèmes lors des phases d’approche qu’ils se déroulent en ciel clair. Les sections suivantes présentent les différents types de renverses de vent répertoriés sur l’aéroport de Nice par Schwartz [2007].

3.2.1 La brise de vallée du Var

Comme l’aéroport se situe au débouché de la vallée du Var, il y a alors une conjonction entre brise de vallée et brise de mer comme décrit en section 2.1.1.1. Durant la nuit, la vallée du Var collecte le vent froid de toutes les pentes du Mercantour (arrière pays Niçois) et canalise le phénomène de brise de vallée, déversant ainsi un flux d’air froid à l’Ouest de l’aéroport. Ce flux de Nord peut atteindre des intensités de 35 m.s^{-1} pour une altitude de 800 m, obligeant le flux synoptique sur mer (le plus souvent orienté Est-Ouest) à passer en altitude comme représenté sur la Figure 3.3. Cet écoulement est observé toute l’année sur l’aéroport avec un pic d’intensité pendant la période hivernale durant laquelle la différence

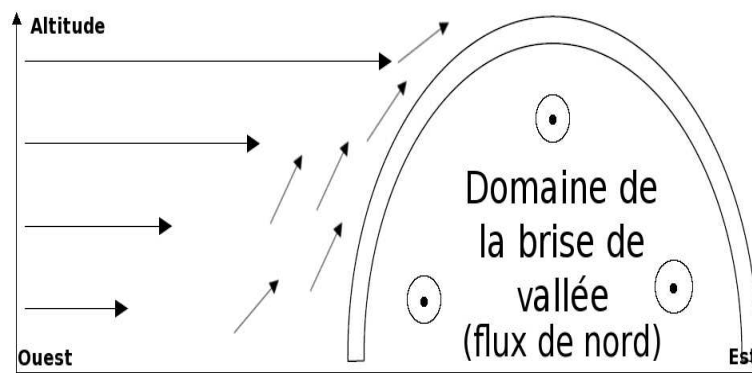


FIGURE 3.3 – Zone d’influence de la brise de la vallée du Var, repoussant le flux synoptique en altitude

de température entre la mer et la terre est maximale. Ceci est cohérent avec la rose des vents présentée sur la Figure 3.2.

3.2.2 Les renverses de vent

3.2.2.1 Occurrence et caractéristiques

Les renverses de vent sont des phénomènes saisonniers qui apparaissent plus particulièrement en automne et en hiver. On en recense chaque année entre 10 et 20 sur l’aéroport de Nice. Elles ont lieu pour la majorité en ciel clair avec une bonne visibilité. Ce sont des épisodes de rotation du vent en basses couches de 180° . Elles ont une épaisseur variant entre 100 et 2000 m. La zone de rencontre s’apparente à un micro front froid et peut engendrer de forts vents verticaux. La renverse peut rester stationnaire avec des records de 4h30 pour parcourir les pistes de l’aéroport, ou au contraire progresser rapidement. Les vitesses respectives des deux flux n’ont que peu d’influence sur la position ou le déplacement du front. En effet, il se met en place ce que l’on appelle un courant de gravité. Dans ce cas, un flux d’Est de quelques m.s^{-1} au sol peut s’opposer à un flux d’Ouest d’une dizaine de m.s^{-1} et le contraindre à le contourner par le haut. C’est la différence de densité entre les deux écoulements qui détermine sa vitesse de déplacement : la masse d’air plus dense peut se ‘répandre’ au sol sous celle moins dense.

3.2.2.2 Contournement

On appelle contournement le phénomène de renverse causé par l’arc Alpin comme représenté sur la Figure 3.4. Un flux de Nord-Ouest traverse la France pour venir se briser sur l’arc Alpin dans les basses couches. Une partie de l’écoulement est canalisée dans la vallée du Rhône donnant naissance au phénomène de Mistral. Celui-ci débouche sur la Méditerranée avant de longer la côte dans un flux d’Ouest. Plus en altitude, le flux de Nord-Ouest franchit les sommets alpins. Puis, dans certaines conditions, un effet de fœhn ou de déferlement se met en place en aval du relief sur la plaine du Pô. Là, il rejoint la

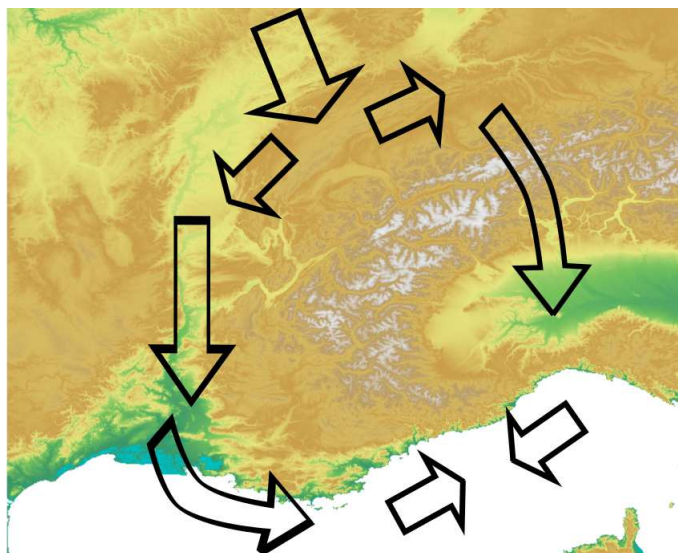


FIGURE 3.4 – Principe du contournement de l’arc alpin par un flux de nord-ouest à l’origine d’un cisaillement de vent sur la Méditerranée.

Méditerranée par le golfe de Gênes où il prend une composante Est. Ce courant va se propager le long de la côte. On retrouve donc entre Marseille et le golfe de Gênes deux flux de directions opposées qui au point de confluence créent la renverse de vent.

3.2.2.3 Décrochage

Le décrochage de flux s’apparente à un régime turbulent derrière un obstacle similaire à des turbulences de sillages. L’irrégularité de la côte est ici génératrice de turbulences. Ainsi, lors d’un fort flux d’Ouest le relief alpin de bord de côte est à l’origine de turbulences en aval. Ces turbulences peuvent s’organiser en un vortex dans tout le golfe de Gênes générant un courant de retour le long de la côte opposé au flux d’ouest comme présenté sur la Figure 3.5.

De tels phénomènes de vortex derrière un relief sont aussi observés par Archer et al. [2005] à 100 km au Sud de San Francisco dans la Monterey Bay ou par Crook et al. [1990] derrière le relief des Montagnes Rocheuses proche à Denver (Denver cyclone).

3.2.2.4 Autres situations

D’autres situations de renverse sont également observées sur l’aéroport de Nice mais moins fréquemment que les précédentes.

Des phénomènes très locaux et s’apparentant à des recirculations peuvent créer une renverse. Un flux d’Ouest contournant le cap d’Antibes peut conduire à la formation d’un vortex à l’échelle de la baie des Anges. On observe alors un courant d’Est entre les deux caps tandis qu’un flux d’Ouest est présent au large.

On peut noter que lors d’un écoulement de Nord-Ouest, le flux devient très turbulent en aval des immeubles de front de mer, provoquant des difficultés de pilotage dans les basses

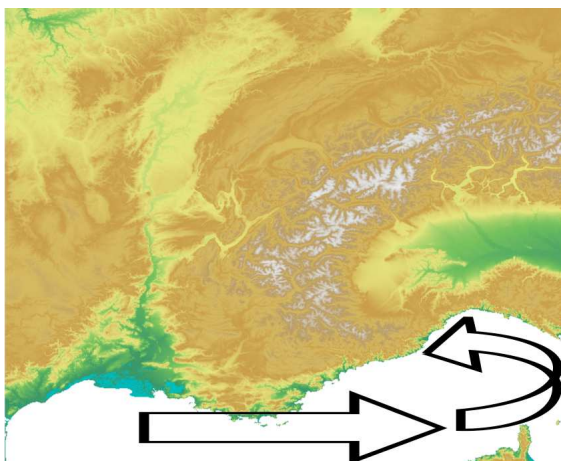


FIGURE 3.5 – Schéma de principe d'un décrochage derrière le relief alpin lors d'un fort flux d'ouest.

couches de l'atmosphère.

Il existe également des situations où le vent au sol est peu établi et varie entre le Sud-Ouest et le Nord-Ouest en rafales. Dans ce cas les procédures d'approche deviennent difficiles obligeant à passer l'aéroport en mode monopiste, c'est-à-dire que les atterrissages et décollages ont lieu sur la même piste, ce qui limite fortement le trafic.

Lors d'un événement de Lombarde, c'est-à-dire un fort vent de Nord à Nord-est en altitude, on observe parfois une trouée de fœhn. Dans ce cas, suivant l'intensité du flux d'altitude, il peut se produire un déferlement et un rotor (tourbillon d'axe horizontal parallèle au relief) plus ou moins important se développant au sol comme représenté au point E de la Figure 2.4. Ce rotor peut atteindre 3000 m et générer des vents au sol opposés au vent d'altitude. Il est aussi source de fortes turbulences même pour les vols moyens courriers.

3.3 Détection et prévision des cisaillements de vent sur les aéroports

De nombreux aéroports comme ceux de Hong-Kong (Chine), Juneau (Alaska), Bunbury (Australie), Ouagadougou (Burkina Faso), Nice (France), New-York ou Denver (Colorado, USA), sont concernés par les cisaillements de vent et mettent en place des systèmes d'observation pour les détecter à temps. Plusieurs types d'appareils sont utilisés à ce propos : anémomètres, radars, lidars et messages AMDAR.

Les premières études de cisaillements de vent ont été réalisées aux Etats-Unis. L'aéroport de Denver est souvent soumis à des phénomènes de "microbursts" et des études basées sur des campagnes de mesures y ont été conduites depuis les années 80 [Wilson et al., 1984]. Les campagnes de mesures et les études numériques conduites sur ce sujet [Proctor, 1988] ont permis de mieux comprendre les cisaillements de vent liés aux événements orageux.

Cependant, ces campagnes ont montré que la connaissance du vent au sol en plusieurs points isolés autour de la zone aéroportuaire n'est pas suffisante pour obtenir un taux de détection utile. En effet, les cisaillements peuvent être localisés en un point de l'aéroport ou encore sur la trajectoire de l'avion (en altitude ou à quelques centaines de mètres de l'aéroport). Il est donc nécessaire d'avoir un moyen de spatialiser les mesures pour obtenir une vision tri-dimensionnelle du champ de vent.

Le système 'Low-Level Windshear Alerting System' (LLWAS) a été mis en place sur plusieurs aéroports (e.g., Hong-Kong, aéroports américains) dès le milieu des années 70. Ce système était initialement composé d'un réseau d'anémomètres (entre 6 et 32) centralisés pour générer une alerte en cas de cisaillement dû à des fronts orageux. Comme ce système ne génère d'alerte que pour des cisaillements au sol, le taux de fausses alertes était très élevé par rapport aux notifications des pilotes. Ainsi, un système de mesures pour obtenir des informations sur les cisaillements en altitude apparaissait nécessaire. Avec les progrès de la télédétection, un radar conçu pour la détection des cisaillements de vent dans les basses couches générés par les fronts orageux dans une zone proche de l'aéroport a été mis au point : le *Terminal Doppler Weather Radar* (TDWR ; [Hermes et al., 1993]). Ce radar est alors venu compléter le système de mesures au sol [Meyer et al., 1999]. Dès lors, de nouveaux systèmes d'observations (lidar, mesures aéroportées, télémètres) l'ont également renforcé.

Depuis l'ouverture du nouvel aéroport de Hong-Kong en 1998, le système opérationnel a été complété et on compte maintenant une vingtaine d'anémomètres, cinq bouées, trois profileurs, deux lidars vent, et un TDWR [Shun et Chan, 2008]. Shun et Chan [2008] montrent la capacité de ce système à détecter les cisaillements de vent avec un taux de détection de 76% obtenu grâce à la connaissance du champ de vent dans la zone finale d'approche (bouées et lidar).

Le développement du Juneau Airport Weather System (JAWS ; [Politovich et al., 2011]) est issu du travail réalisé par le National Center for Atmospheric Research (NCAR) sur le système de détection des turbulences sur l'aéroport de Hong-Kong. L'aéroport de Juneau (Alaska) est aussi fortement concerné par des cisaillements majoritairement liés à l'orographie. En effet, il est situé dans une vallée dont certains reliefs avoisinants culminent à plus de 1000 m.

A partir d'une climatologie des vents observés et de campagnes de mesures aéroportées [Cohn et al., 2004] un réseau de mesures comprenant des anémomètres et des profileurs de vent a été installé pour couvrir l'ensemble des zones concernées par les turbulences selon les régimes de vent. La comparaison de la turbulence mesurée par les avions avec les mesures des anémomètres et des profileurs a ensuite conduit à la mise en place de modèles statistiques de régressions multi-linéaires [Morse et al., 2004]. Opérationnellement, après traitement du signal, le système en déduit le régime d'écoulement présent et recherche dans une base de données les paramètres les plus proches de la situation observée pour chaque appareil. Grâce aux paramètres de régression calculés pendant les campagnes aéroportées, le système d'alerte signale, le cas échéant, quelles zones et quelles altitudes sont concernées par un cisaillement. L'évaluation du système présenté par Politovich et al. [2011] rapporte des résultats de détection d'évènement et de non évènement de l'ordre de

90% ainsi qu'un taux de fausses alarmes de 6%.

Ces méthodes utilisent de nombreuses données de mesures pour en déduire statistiquement les zones concernées par des cisaillements ou des turbulences. Les études qui suivent concernent l'obtention d'un champ de vent tri-dimensionnel à partir de plusieurs radars Doppler. Scialom et Lemaître [1990] présentent une telle méthode de reconstruction. Le vent radial mesuré est combiné avec des contraintes physiques (équation de continuité par exemple) et une forme analytique pour trouver le vent en trois dimensions qui vérifie optimalement les contraintes imposées. Cette méthode est toujours utilisée pour reconstituer des champs de vent à partir de données radar, comme à Météo-France avec le modèle MUSCAT [Bousquet et Chong, 1998]. Ces méthodes ne s'appliquent que pour des mesures volumiques radar ou lidar [Drechsel et al., 2009] avec une zone de mesures commune à deux appareils. La récente application à des lidars pourrait permettre une utilisation sur des aéroports munis de deux de ces appareils. Des études de faisabilité sont également réalisées pour examiner la capacité de radars en bande X (fréquence plus élevée que les radars météorologiques) pour la détection des cisaillements de vent sur les aéroports.

En situation de ciel clair, les radars météorologiques ne donnent pas d'information sur les cisaillements de vent [Shun et Chan, 2008]. De plus, si l'aérodrome ne possède qu'un seul appareil de type profileur de vent, la couverture spatiale est trop faible pour mettre en place un système de reconstruction du champ de vent. La présence d'un risque aux alentours de l'aéroport n'est connue que lorsqu'il atteint l'appareil de mesures, ce qui est trop tard. Le problème est donc sous dimensionné s'il n'y a pas d'apport d'information supplémentaire.

Une première application combinant un modèle météorologique avec un réseau d'observations par l'intermédiaire d'une méthode d'assimilation de données a été mise en place sur l'aéroport de Dubaï. Le système d'assimilation de données du modèle météorologique 'Weather Research and Forecasting model' (WRF, Skamarock et al. [2005]) a été rendu opérationnel aux Emirats Arabes Unis [Shaw et al., 2008; Barrere Jr. et al., 2008]. Au voisinage de cet aéroport ont été installés un radar en bande-C, un profileur de vent, un radiomètre et des stations de surface. De plus, les données satellitaires et le réseau de radars installés aux Emirats sont aussi assimilés. Une période d'assimilation 3D-VAR permet d'obtenir une analyse à $t-3h$ où t est l'instant à partir duquel le système réalise une prévision, puis les données sont introduites à haute fréquence durant 3 h par une méthode de nudging pour réduire le spin-up du modèle. Des prévisions à 36 heures sont réalisées sur un grand domaine de 161x161 points à 21 km de résolution horizontale et un plus petit de 103x103 points à 7 km de résolution.

Ces applications et leurs récentes évolutions, montrent le besoin des services de sécurité aérienne de détecter et prévoir les épisodes dangereux dans les zones de trafic dense en basse altitude que constituent les aéroports. Nous allons dans la suite de cette thèse nous intéresser aux cisaillements de vent à fine échelle sur l'aéroport de Nice qui ne possède pas un réseau de mesures suffisamment dense pour mettre en place un système équivalent au LLWAS (e.g., aéroports de Juneau ou de Hong-Kong).

3.4 Les mesures disponibles à Nice

3.4.1 Les mesures en temps réel

La connaissance de l'atmosphère repose principalement sur la mesure des différents paramètres qui la caractérisent (température, vent, pression, humidité, nuages, précipitations, ...). Ces observations sont réalisées de manière systématique par des instruments conventionnels (thermomètres, hygromètres, anémomètres), et aussi par télédection (mesure du rayonnement émis ou rétrodiffusé) depuis le sol et depuis l'espace.

Le réseau de surface SYNOP fournit en environ 15000 points sur le globe (dont l'un d'eux est l'aéroport de Nice), la température et l'humidité sous abri à 2 mètres, la pression de surface, le vent à 10 mètres et la pluviométrie.

Ces mesures sont complétées par des réseaux nationaux comme le réseau RADOME (Réseau d'Acquisition de Données et d'Observations Météorologiques Etendues) qui a une densité d'environ 30 km ou le réseau de radars météorologiques (réseau ARAMIS en France) qui fournit des informations à fine échelle sur les précipitations et le vent radial (lorsqu'ils sont "Dopplérisés").

Les avions commerciaux fournissent des mesures de température et de vent (messages AMDAR) et des réseaux de profileurs de vent sont installés dans diverses régions du monde permettant d'obtenir en continu des profils des trois composantes du vent dans la couche limite et l'atmosphère libre suivant le type de système considéré.

Sur les pistes de l'aéroport de Nice, trois anémomètres (dont un fait partie du réseau SYNOP) sont installés pour observer la variabilité du vent à 10 m. Ils sont répartis comme présenté sur la Figure 3.6 : un à l'Est et le second à l'Ouest (la station SYNOP est au centre de l'aéroport).

Ces appareils seuls ne permettent pas de détecter les cisaillements suffisamment tôt. En 2005, un profileur de vent a été installé tout d'abord proche de l'emplacement de l'anémomètre Ouest puis à sa position actuelle plus proche de la vallée du Var (Figure 3.6). Le profileur est capable de détecter les cisaillements de vent sur l'aéroport, en particulier les cisaillements de vent verticaux. En revanche, les cisaillements de vent horizontaux ne sont observés que lorsqu'ils atteignent la position de l'appareil, or il arrive que les cisaillements soient signalés par les pilotes avant qu'ils n'atteignent la plateforme.

Pour documenter des événements météorologiques, dans une zone particulière, comme les cisaillements de vent sur un aéroport, on a recours à des campagnes de mesures qui utilisent des instruments dédiés à la mesure du paramètre recherché.

3.4.2 Campagne de mesures "LIDAR 2009"

Afin de pouvoir localiser plus précisément les cisaillements de vent et les détecter avant leur présence sur les pistes de l'aéroport de Nice, un lidar à balayage a été installé par la Direction des Systèmes d'Observation (DSO) de Météo France, durant 3 mois au cours du printemps 2009. Cette campagne a été effectuée pour répondre à une demande des services

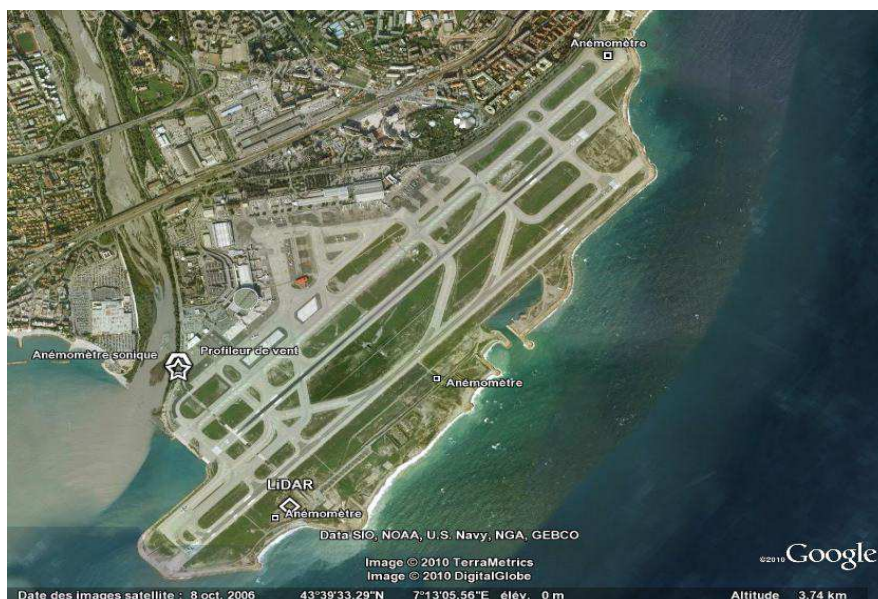


FIGURE 3.6 – Position des capteurs disponibles sur la plateforme aéroportuaire de Nice Côte d’Azur durant la campagne de mesures “LIDAR 2009”.

aéronautiques concernant la capacité des lidars à détecter des épisodes de cisaillement de vent sous une altitude de 1500 pieds (500 m environ) dans la zone d’approche de l’aéroport mais aussi dans l’axe de la vallée du Var. Idéalement, une prévision du cisaillement de vent à deux heures d’échéance permettrait à l’exploitant de l’aéroport de prévoir une réduction ou un arrêt du trafic et de respecter les garanties de continuité de service exigées par l’OACI.

Un lidar à balayage (WindTracer[®] de Lockheed Martin Coherent Technologies) a été installé à l’Ouest des pistes entre Février et Mai 2009 (Figure 3.6). Cet appareil de mesures (de la vitesse radiale du vent) a réalisé des balayages horizontaux d’élévation 2 et 4°, qui encadrent les trajectoires des avions, dans un rayon compris entre 400 m (zone aveugle) et environ 10 km ainsi que des balayages verticaux dans la direction des pistes (44 et 224°) entre 2 et 10° d’élévation et de la vallée du Var (335°) entre 1 et 10° (Figure 3.7). L’ensemble de ce balayage est réalisé en 80 secondes. Lors d’un balayage horizontal, la résolution en distance est d’environ 100 m et la résolution en azimuth est de 2°. Lors d’un balayage vertical, la résolution en élévation est de 0.4°.

La Figure 3.8 fournit la correspondance entre la distance de la cible par rapport à l’appareil et son altitude. Ainsi à 4° d’élévation, le lidar atteint 700 m d’altitude en bout de portée contre 300 m pour 2°. Cette altitude en fonction de la distance est importante lorsque l’on examine les champs de vitesse radiale obtenus par le lidar. En effet, malgré la faible élévation de l’émission laser, le signal obtenu provient de différentes couches d’atmosphère. Les rotations de vent observées peuvent ainsi provenir soit d’un cisaillement de vent horizontal qui a une extension verticale suffisante, soit d’un cisaillement vertical généré par l’opposition de direction entre deux couches d’atmosphère.

Cette campagne visant à évaluer le potentiel d’un lidar comportait aussi un anémomètre sonique de marque Gill de type ‘Vertical Windmaster 1086M’ installé à coté du professeur

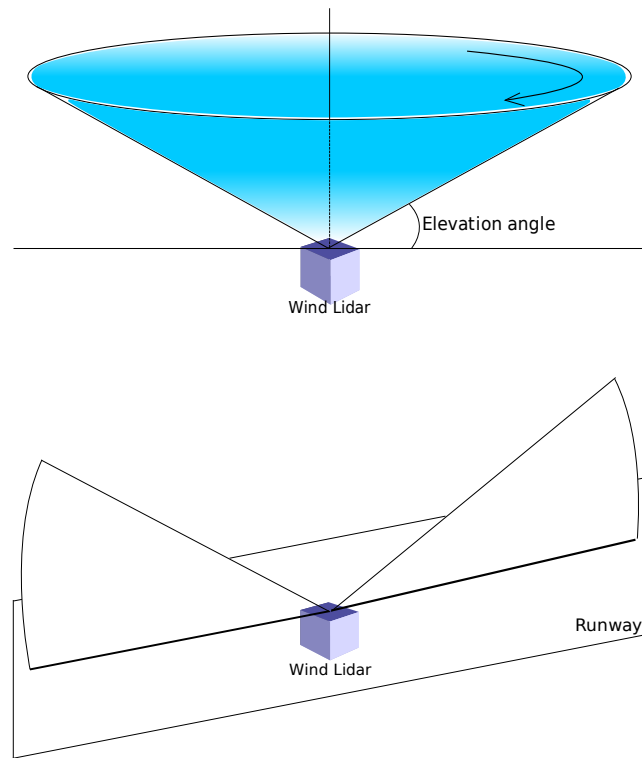


FIGURE 3.7 – Balayages réalisés par le lidar installé sur l'aéroport de Nice pendant la campagne de mesures en 2009.

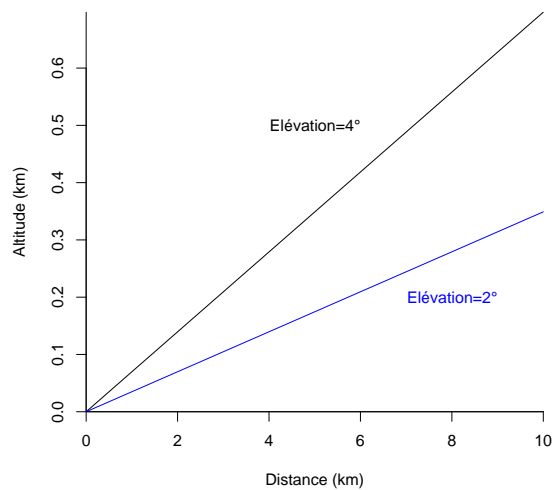


FIGURE 3.8 – Correspondance entre la distance par rapport au lidar (en km) et l'altitude (km) de la cible selon les élévations : 2° en bleu et 4° en noir.

de vent. Cet anémomètre a été installé à cet endroit pour valider les données du lidar. En effet, l'anémomètre est installé à environ 1 km du lidar et peut être comparé avec la mesure de l'instrument à 1° d'élévation qui se situe à 20 m d'altitude environ. Cette comparaison donne de bons résultats avec une corrélation de 0.864 avec l'ensemble des données. Si l'on retire les données de l'anémomètre lors d'épisodes pluvieux (problème de l'instrument qui fournit des valeurs de l'ordre de 100 m.s^{-1}), la corrélation s'améliore pour atteindre 0.939 (valeurs issues du rapport DSO/DOA/DEP et CDM06 [2009]). La distance entre les anémomètres Ouest et sonique et l'anémomètre médian est d'environ 1 km. La distance entre les anémomètres Ouest et Est est de 3 km égale à la longueur des pistes de l'aéroport (et dont la largeur est de 750 m).

Chapitre 4

Outils

Sommaire

4.1	Modèles numériques	46
4.1.1	Equations de l'atmosphère	47
4.1.2	Les modèles Mésos-NH et AROME	50
4.2	Les appareils de mesures	52
4.2.1	Le radar profileur de vent	52
4.2.2	Le lidar vent	63
4.2.3	Comparatif	64
4.3	Les méthodes d'assimilation de données	65
4.3.1	L'assimilation variationnelle	67
4.3.2	L'assimilation séquentielle	69

Ce chapitre présente les outils utilisés au cours de cette thèse. La première partie présente les principales caractéristiques de la modélisation numérique de l’atmosphère avant d’introduire deux modèles de méso-échelle utilisés à Météo-France pour les besoins de la recherche (Mésos-NH) et de l’opérationnel (AROME). Les observations qui seront utilisées pour examiner les résultats de simulations numériques dans la suite sont détaillées dans ce chapitre. En particulier, nous nous intéressons au fonctionnement et au traitement du signal appliqué aux informations brutes d’un profileur de vent qui est un appareil fournissant des profils verticaux à haute fréquence temporelle. Ce chapitre décrit également les méthodes d’assimilation de données utilisées dans les modèles météorologiques en particulier à méso-échelle qui permettent de combiner les informations provenant des modèles numériques et des observations.

4.1 Modèles numériques

En physique, un des moyens d’anticiper l’état futur d’un système dont on connaît les lois d’évolution est d’utiliser un modèle numérique pour simuler son comportement. En météorologie, des modèles opérationnels sont utilisés pour prévoir quotidiennement l’évolution à court terme (entre quelques heures et quelques semaines) de l’atmosphère. Il existe aussi des modèles numériques utilisés à des fins de recherche comme le modèle Mésos-NH développé en collaboration entre Météo-France, le Laboratoire d’Aérodynamique et le CNRS. Ils sont utilisés pour mieux comprendre et modéliser certains processus atmosphériques de méso-échelle pouvant en retour bénéficier aux modèles opérationnels de prévision.

L’état de l’atmosphère est continu dans l’espace et dans le temps mais sa résolution numérique nécessite qu’il soit discrétisé dans les deux espaces. Les équations du modèle sont alors numérisées selon l’espace choisi. Les champs météorologiques sont représentés sur une grille spatiale tridimensionnelle et les équations différentielles décrivant le fluide atmosphérique sont intégrées avec un certain pas de temps. Dans les modèles météorologiques, les équations différentielles pour l’évolution temporelle des variables dites pronostiques sont soit résolues dans l’espace physique au moyen de différences finies, soit dans l’espace spectral en utilisant comme bases de fonctions les harmoniques sphériques (modèles globaux) ou des séries de Fourier bipériodiques (modèles à aire limitée).

La prévision numérique du temps est un problème à *la condition initiale*. La prévision dépend fortement de cette condition qui doit être la plus proche possible de la réalité pour que le modèle puisse produire une prévision la plus fiable possible. Les méthodes d’assimilation de données présentées dans la suite de ce chapitre sont un moyen d’estimer le plus précisément possible cette condition initiale.

Pour l’atmosphère, le modèle de prévision est l’ensemble des lois d’évolution de l’atmosphère (plus ou moins simplifiées) discrétisé sur la grille de calcul. Le modèle est d’autant plus précis qu’il décrit correctement les équations d’évolution. En pratique, un modèle numérique atmosphérique est composé de deux parties :

- la *dynamique* qui décrit l’évolution du fluide atmosphérique dans des conditions adiabatiques à l’échelle de la grille de discrétisation choisie (partie résolue)
 - la *physique* qui décrit l’ensemble des processus non explicitement résolus à l’échelle de la grille de discrétisation (partie non-résolue) mais qui ont une influence significative sur les échelles résolues par les équations de la partie *dynamique* et qui sont
-

associés à des processus diabatiques. On parle alors de *paramétrisations physiques*. Elles représentent principalement les échanges de chaleur dans l'atmosphère et avec la surface, les transports induits par la turbulence, ainsi que les changements de phase de l'eau. Le but de toute paramétrisation physique est de représenter l'effet moyen de ces "processus sous-maille" sur les variables résolues en les exprimant en fonction de ces mêmes variables et de paramètres ajustés. A titre d'exemple dans un modèle ayant une maille de 10 km, les cumulus (diamètre ~ 5 km) ne sont pas explicitement résolus, mais leur effets sur les variables résolues (chauffage de l'atmosphère par libération de chaleur latente, assèchement dû à la formation de précipitations) doivent être décrits en moyenne (i.e. de manière statistique) en faisant certaines hypothèses (obtenues sur la base de campagnes de mesures).

4.1.1 Equations de l'atmosphère

Les variables utilisées pour décrire l'état d'une atmosphère sèche sont, la température T , la pression p , et le vecteur des trois composantes de la quantité de mouvement $\mathbf{U} = (u, v, w)$. Les lois physiques qui régissent ce système sont l'équation de la quantité de mouvement pour les trois composantes, l'équation de conservation de la masse (ou équation de continuité), l'équation thermodynamique et l'équation d'état. Ce système constitue les *équations primitives de l'atmosphère* et s'écrit :

$$\frac{\partial}{\partial t}(\rho\mathbf{U}) + \mathbf{U} \cdot \nabla(\rho\mathbf{U}) = \rho\mathbf{g} - \nabla p + 2\boldsymbol{\Omega} \wedge \mathbf{U} + F \quad (4.1)$$

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} = -\text{div}(\rho\mathbf{U}) \quad (4.2)$$

$$\frac{\partial}{\partial t}(\rho C_v T) + \mathbf{U} \cdot \nabla(\rho C_v T) = -p \text{div} \mathbf{U} + Q \quad (4.3)$$

$$p = \rho R T \quad (4.4)$$

où $\boldsymbol{\Omega}$ est le vecteur rotation de la Terre, C_v est la chaleur massique à volume constant, F représente les forces de friction et Q de chauffage diabatique produit par le rayonnement, les changements de phase, la conduction thermique et la dissipation visqueuse.

Dans l'équation (4.1) le premier terme du membre de gauche est la tendance locale, le second représente l'advection. Le premier terme du membre de droite est la force de gravité, le second le gradient de pression et le troisième la force de Coriolis. L'atmosphère contenant de l'eau sous différentes phases, le système d'équations précédent doit être complété par les équations pronostiques décrivant l'évolution temporelle des rapports de mélange en vapeur d'eau, ainsi qu'en eau liquide/solide (nuageuse et précipitante). En fonction des échelles spatiales d'intérêt, les équations de l'atmosphère peuvent être simplifiées en négligeant certains termes. Nous illustrons ci-après deux approximations classiques : l'*approximation hydrostatique* et l'*approximation anélastique*.

4.1.1.1 Approximation hydrostatique

En météorologie, un état de référence théorique est souvent utilisé : l'*atmosphère au repos*. Dans l'atmosphère au repos, le vent est nul et reste nul. L'équation de la quantité

de mouvement (4.1) se réduit à :

$$\frac{\partial p}{\partial z} = -\rho g \quad (4.5)$$

Cet équilibre vertical entre le gradient de pression et la force de gravité est appelé *équilibre hydrostatique*. Dans ce cas, on retrouve la formulation du théorème d'Archimède : la poussée vers le haut que représente la force de pression est égale à la poussée vers le bas que représente le poids de la particule.

L'*approximation hydrostatique* consiste à négliger le terme d'accélération verticale (et le terme de friction voir section suivante) devant les deux autres termes principaux de l'équation du mouvement vertical (la pression et le poids). On retrouve alors l'équation (4.5). Dans ce cas, la vitesse verticale n'est pas nulle ni même constante dans le temps mais devient une variable diagnostique que l'on peut déduire des autres variables de l'atmosphère par l'intermédiaire de l'équation de continuité (4.2) par exemple.

Cette approximation n'est valable qu'à grande échelle pour des phénomènes et des altitudes où l'accélération verticale et les termes de friction sont négligeables. Ainsi, dès que l'on s'intéresse à des phénomènes convectifs tels que les orages dans lesquels l'accélération verticale peut être importante, l'approximation hydrostatique n'est plus justifiée. Pour cette raison, les modèles numériques de fine échelle résolvant explicitement les nuages convectifs ne font pas cette approximation : ce sont des modèles dits non-hydrostatiques. La vitesse verticale est alors une variable pronostique.

4.1.1.2 Approximation anélastique

L'élasticité d'un fluide est liée à sa compressibilité. L'air est un fluide compressible et lorsqu'on lui impose une déformation brutale, des forces de pression apparaissent pour ramener la particule vers son état initial, c'est l'élasticité du fluide.

L'élasticité de l'air est à l'origine de la propagation du son par des déformations brutales de très petite échelle imposées à l'atmosphère. Ces très petites déformations n'influencent pas les phénomènes météorologiques, donc négliger l'élasticité de l'air dans les équations primitives de l'atmosphère permet de filtrer les ondes acoustiques sans pour autant modifier la météorologie. C'est pour cette raison que l'élasticité peut être négligée mais pas la compressibilité du fluide.

L'équation de continuité 'anélastique' s'obtient en supposant que les écarts de masse volumique sont très petits par rapport à la masse volumique d'une atmosphère de référence au repos et homogène horizontalement ($\rho = \rho_{ref} + \tilde{\rho}$ avec $\tilde{\rho} \ll \rho_{ref}$). Comme ρ_{ref} ne dépend que de l'altitude (équation 4.5), l'équation (4.2) devient :

$$div(\rho_{ref} \mathbf{U}) = 0 \quad (4.6)$$

Cette équation signifie qu'à travers un volume fixé, le flux de masse ($\rho_{ref} \mathbf{U}$) est nul. Le flux de masse horizontal est compensé par un flux de masse vertical. Ainsi une convergence du vent horizontal au niveau du sol conduit à un mouvement vertical vers le haut.

4.1.1.3 Description de la turbulence

Les résolutions spatiales et temporelles des modèles numériques atmosphériques ne permettent pas de décrire explicitement les structures turbulentes qui existent dans l'air, en particulier près de la surface où elles sont induites par le frottement et le chauffage diurne. Toutefois, la turbulence près de la surface est le mécanisme prépondérant de transport et de diffusion (mélange) des variables conservatives résolues (quantité de mouvement, énergie interne, rapport de mélange en vapeur d'eau). Afin de pouvoir représenter l'effet moyen des mouvements turbulents dans la zone d'atmosphère située près de la surface où ils sont significatifs (la couche limite atmosphérique) sur les variables résolues, comme expliqué précédemment, on a recours au développement d'une paramétrisation physique. L'effet de la turbulence apparaît dans les équations pronostiques de la météorologie en décomposant chaque variable α en la somme d'une valeur moyenne (explicitement résolue) (notée $\bar{\alpha}$) et d'une fluctuation turbulente (notée α') de moyenne nulle :

$$\alpha = \bar{\alpha} + \alpha' \quad (4.7)$$

En considérant l'équation d'évolution pour α sous la forme simplifiée suivante :

$$\frac{\partial \alpha}{\partial t} + \frac{\partial u \alpha}{\partial x} + \frac{\partial v \alpha}{\partial y} + \frac{\partial w \alpha}{\partial z} = S \quad (4.8)$$

où S est un terme source ou puits pour la quantité considérée. Si on applique l'opérateur de moyenne (défini par la décomposition précédente) à cette équation, on obtient :

$$\frac{\partial \bar{\alpha}}{\partial t} + \frac{\partial \bar{u} \bar{\alpha}}{\partial x} + \frac{\partial \bar{v} \bar{\alpha}}{\partial y} + \frac{\partial \bar{w} \bar{\alpha}}{\partial z} + \underbrace{\frac{\partial \overline{u' \alpha'}}{\partial x} + \frac{\partial \overline{v' \alpha'}}{\partial y} + \frac{\partial \overline{w' \alpha'}}{\partial z}}_{\text{transport turbulent}} = \bar{S} \quad (4.9)$$

Dans l'équation (4.9) on voit apparaître des termes de flux turbulents selon les trois directions provenant des termes d'advection ($\overline{u' \alpha'}$, $\overline{v' \alpha'}$, $\overline{w' \alpha'}$). Ces termes sont des inconnues supplémentaires dans les équations. Il est alors possible d'écrire des équations pronostiques pour ces nouvelles variables, mais en plus d'augmenter considérablement le nombre d'équations à résoudre, elles font apparaître de nouveaux termes inconnus : les moments d'ordre 3 (comme par exemple $\overline{u'^3}$). Ce problème dit de fermeture impose d'exprimer les moments inconnus en fonction des quantités explicitement résolues pour résoudre les équations pronostiques. L'hypothèse la plus simple consiste à exprimer les flux turbulents (moments d'ordre 2) en fonction des paramètres moyens. Dans ce cas, on s'inspire formellement de la théorie cinétique des gaz, en considérant ce flux proportionnel au gradient de la quantité moyenne. Le coefficient de proportionnalité K_α est appelé *coefficient d'échange turbulent* et doit être paramétrisé en fonction des variables moyennes. La stratification de l'atmosphère conduit à la prépondérance du transport turbulent vertical par rapport aux autres directions (jusqu'à des échelles d'environ 100 m), ainsi on écrit le flux vertical comme :

$$\overline{w' \alpha'} = -K_{\alpha_z} \frac{\partial \bar{\alpha}}{\partial z} \quad (4.10)$$

Contrairement à la viscosité moléculaire, K_α n'est pas une caractéristique intrinsèque du fluide mais dépend de l'écoulement. On peut aussi le déduire à partir des champs moyens

notamment des gradients verticaux de température et de vent [Louis, 1979]. Ces formulations ont une gamme de validité limitée en particulier parce que les coefficients d'échange turbulent dépendent aussi des fluctuations turbulentes. On parle ici de fermeture à l'ordre un.

Sans considérer la complexité d'une fermeture à l'ordre 2, il existe une méthode intermédiaire (fermeture d'ordre 1,5) où tout en exprimant encore les flux turbulents en fonction de coefficients d'échange, ces coefficients sont exprimés en fonction de l'intensité de la turbulence, caractérisée par l'énergie cinétique turbulente moyenne définie comme :

$$\overline{e'_c} = \frac{1}{2}(\overline{u'^2} + \overline{v'^2} + \overline{w'^2}) \quad (4.11)$$

Les coefficients d'échange s'expriment de la manière suivante :

$$K_\alpha = a_\alpha \times l \times \sqrt{\overline{e'_c}} \quad (4.12)$$

Cette formulation trouve son origine dans une analogie formelle avec la théorie cinétique des gaz où l appelée *longueur de mélange*, est l'analogue du libre parcours moyen des molécules et $\overline{e'_c}$ l'analogue d'une vitesse quadratique moyenne. La constante a_α est estimée empiriquement. Le problème de fermeture n'est résolu que si on sait exprimer les deux nouvelles quantités entrant dans l'expression de K_α . L'énergie cinétique turbulente est résolue au moyen d'une équation pronostique de la forme :

$$\frac{\partial \overline{e'_c}}{\partial t} = T + D + F - \varepsilon \quad (4.13)$$

Le terme T représente la redistribution par les termes de transport, ε est la dissipation d'énergie aux petites échelles par diffusion moléculaire (terme positif), D et F représentent les termes de production dynamique (cisaillements de vent) et thermique (flottabilité) respectivement.

La longueur de mélange l qui est une échelle caractéristique de la dimension des tourbillons associés à l'écoulement turbulent. La formulation de Bougeault et Lacarrère [1989] tient compte de la stabilité locale du fluide. Elle est principalement utilisée lorsque les transports turbulents verticaux sont prédominants. Une formulation proposée par Deardorff [1972] qui exprime l en fonction de la taille de la maille est mieux adaptée à très petite échelle (< 100 m) lorsque la turbulence est décrite dans les trois directions spatiales.

4.1.2 Les modèles Méso-NH et AROME

Ce paragraphe décrit succinctement les caractéristiques de deux modèles numériques utilisés à Météo-France pour simuler l'atmosphère à méso-échelle (tailles de maille horizontale comprise entre 1 et 30 km) dont nous présenterons des résultats au chapitre 5. Bien que ces deux modèles aient certaines caractéristiques communes (comme les paramétrisations physiques), le premier (Méso-NH) est un modèle de recherche alors que le second (AROME) est un modèle de prévision opérationnel. Ce sont deux modèles à aire limitée (par opposition aux modèles globaux qui simulent l'écoulement atmosphérique sur toute la planète). Cela veut dire qu'en plus de conditions initiales, ils ont besoin de conditions aux

limites latérales (généralement fournies par un autre modèle numérique de plus grande échelle) pour pouvoir effectuer une simulation numérique.

Le modèle Méso-NH [Lafore et al., 1998] résout les équations non-hydrostatiques anélastiques de l'atmosphère. Il possède un ensemble varié de paramétrisations physiques pour simuler des écoulements à des échelles comprises entre 50 m et 100 km. Ainsi à très petite échelle les effets tri-dimensionnels de la turbulence doivent être décrits mais la convection est explicitement résolue alors qu'aux échelles synoptiques (> 10 km) les transferts turbulents sont essentiellement verticaux mais la convection profonde doit être paramétrisée. Les paramétrisations comme les processus de surface, le transfert radiatif ou la microphysique nuageuse en phase mixte sont moins dépendantes de la taille de maille horizontale. Par contre, en fonction des études considérées, la description de certains processus peut être complexifiée ou simplifiée. La discrétisation spatiale est faite en point de grille et le transport de la quantité de mouvement utilise un schéma centré d'ordre 4. L'intégration temporelle des équations utilise un schéma explicite qui nécessite des pas de temps assez petits pour assurer sa stabilité numérique. Un changement de coordonnée verticale proposé par Gal-Chen et Somerville [1975] permet à la grille du modèle de suivre le relief près du sol. Concernant les conditions aux limites latérales, le modèle Méso-NH permet d'imbriquer des domaines de tailles différentes par une méthode dite "two-way nesting" pour réaliser des descentes en échelle. Il permet également de calculer facilement des bilans de nombreuses variables, d'obtenir des rétro-trajectoires et des lâchers de particules.

Le modèle AROME (Application de la Recherche à l'Opérationnel à Méso-Echelle ; [Seity et al., 2011]) réalise des prévisions opérationnelles à Météo-France depuis fin 2008 sur l'ensemble de la France métropolitaine à une résolution de 2,5 km. Ce modèle est un modèle spectral résolvant les équations non-hydrostatiques compressibles [Bubnová et al., 1995]. Il est dérivé du modèle à aire limitée ALADIN (utilisé opérationnellement à Météo-France depuis 2001 à une résolution de 9,5 km sur l'Europe de l'Ouest) lui même adapté du modèle de prévision global ARPEGE développé en collaboration avec le CEPMMT. Le schéma numérique d'intégration des équations utilise les techniques semi-lagrangienne et semi-implicite permettant d'adopter des pas de temps beaucoup plus longs que ceux de Méso-NH pour une résolution équivalente. Les paramétrisations physiques pour les processus de surface, la turbulence, le rayonnement et la microphysique nuageuse correspondent à un sous-ensemble des paramétrisations disponibles dans Méso-NH. Elles ont été interfacées avec la dynamique du modèle AROME permettant ainsi de facilement bénéficier dans ce modèle opérationnel des développements effectués avec le modèle de recherche Méso-NH. La discrétisation verticale repose sur un changement de coordonnée hybride proposé par Simmons et Burridge [1981] (coordonnée suivant le terrain près du sol se transformant en une coordonnée pression dans la haute troposphère).

Une différence essentielle entre les modèles Méso-NH et AROME est que ce dernier possède un système d'assimilation de données de type 3D-Var permettant de l'initialiser à partir de ses propres analyses (voir la fin de ce chapitre). La disponibilité du 3D-Var est une conséquence directe de son héritage du modèle ARPEGE qui a été conçu de manière conjointe à un système d'assimilation de données variationnel dans les années 90 .

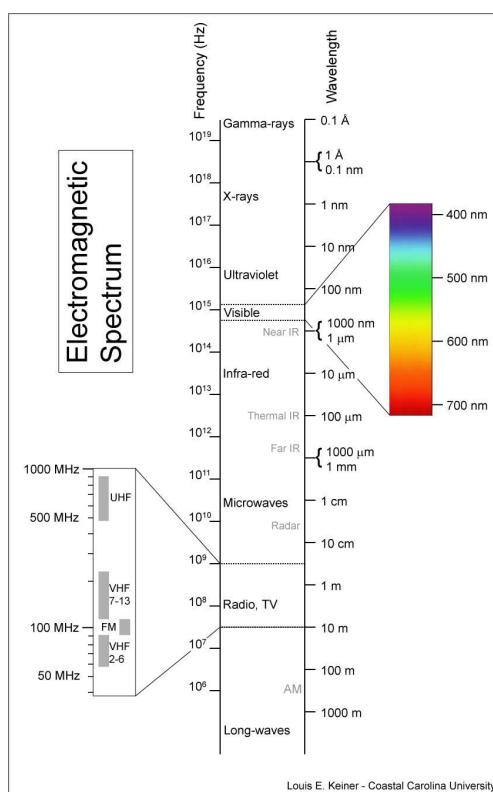


FIGURE 4.1 – Spectre électromagnétique et longueur d’onde associée.

4.2 Les appareils de mesures

Les profileurs de vent et les lidars décrits par la suite sont des instruments actifs. Cela signifie qu’ils émettent un signal puis analysent la fraction revenant vers l’instrument. En effet, l’indice de réfraction des ondes radioélectrique dans l’atmosphère dépend de la température, de la pression et de l’humidité. Ainsi, une zone de turbulence va faire varier localement cet indice entraînant une diffusion du signal émis dans toutes les directions dont celle d’où provient le signal : c’est la rétro-diffusion. La présence d’un tel traceur rend possible la conception d’appareils sensibles à ces variations pour déterminer les composantes du vent. Les différents appareils présentés émettent à une fréquence qui leur est propre. Les catégories de radars émettant entre 50 MHz et 1 GHz sont représentées sur la Figure 4.1 et correspondent à la gamme Radio, TV.

4.2.1 Le radar profileur de vent

Les radars, acronyme pour ‘RAdio Detection And Ranging’, profileurs de vent sont des appareils de mesure développés depuis les années 60 et utilisés opérationnellement depuis une trentaine d’années. Ils sont capables de fournir un profil des trois composantes du vent (u, v, w) à la verticale du lieu où ils sont positionnés. En fonction de la fréquence utilisée, ils mesurent dans la troposphère jusque dans la basse stratosphère. Ces appareils, très fiables, sont capables de fonctionner par tout type de temps en mode opérationnel. Ils sont utilisés par les services météorologiques et l’aviation civile et militaire.

Tous les profileurs de vent utilisés en opérationnel fonctionnent avec le mode "beam swinging". Cela signifie qu'ils émettent un signal à une fréquence donnée dans une direction puis analysent le signal reçu pour en déduire la composante radiale du vent dans la direction d'émission. Cette mesure est répétée dans trois ou cinq directions, ce qui permet d'obtenir les trois composantes du vent.

Certains profileurs de recherche utilisent le mode "SAD" (Spaced Antenna Drift) ou multi récepteur. Ce mode permet une mesure simultanée des trois composantes du vent, mais ces appareils sont plus onéreux et plus complexes, donc généralement moins fiables.

Type de radar

La fréquence et la puissance utilisées déterminent la portion d'atmosphère pouvant être mesurée. Ainsi, les radar VHF ('Very High Frequency') travaillent dans des fréquences comprises entre 30 à 300 MHz (soit des longueurs d'ondes comprises entre 10 m et 1 m) et les radars UHF ('Ultra High Frequency') fonctionnent sur la bande de fréquence de 300 MHz à 3 GHz (ce qui correspond à des longueurs d'onde de 1 m à 10 cm). Les premiers fournissent des profils de vent entre 2 et 20 km d'altitude et les seconds entre 0.1 et 2-3 km d'altitude (voir partie suivante sur la réponse de l'atmosphère).

Cette différence de portée s'explique par la fréquence utilisée : selon la fréquence, ils vont être sensibles à différentes échelles de turbulence. En effet, selon la théorie de la diffusion de Bragg lors du passage d'un signal électromagnétique dans une zone de turbulence induisant des variations de l'indice de réfraction de l'atmosphère, l'onde va être diffusée dans toutes les directions et en particulier dans la direction opposée au signal émis : c'est la rétro-diffusion. Le signal rétro-diffusé sera maximal pour des structures dont la dimension est égale à la demi longueur d'onde du signal émis.

Réponse de l'atmosphère

Le signal reçu par le radar dépend de l'indice de réfraction (n) du milieu dans lequel l'onde se propage et que l'on caractérise par sa réfractivité définie comme :

$$N = (n - 1) \cdot 10^6 \quad (4.14)$$

Celle-ci dépend de la pression d'air sec (P_d), de la pression partielle de vapeur d'eau (P_w) et de la température (T) selon la relation :

$$N = \frac{C_d P_d}{T} + \frac{C_w P_w}{T} + \frac{C_{w2} P_w}{T^2} \quad (4.15)$$

où C_d, C_w et C_{w2} sont des constantes. Dans l'atmosphère, la turbulence entraîne une variation d'indice à des échelles de quelques centimètres à quelques mètres. On définit la réflectivité de l'atmosphère (G) comme l'intensité du signal rétro-diffusé. Elle dépend d'une fonction notée C_n , de la longueur d'onde (λ) et d'une constante C_G si la turbulence est homogène et isotrope. La fonction C_n dépend de la moyenne spatiale de la différence d'indice de réfraction entre deux points. La réflectivité s'écrit :

$$G = C_G C_n^2 \lambda^{\frac{1}{3}} \quad (4.16)$$



FIGURE 4.2 – Radar profileur de vent PCL-1300 sur l'aéroport de Nice.

Les deux équations précédentes montrent la dépendance de la puissance rétro-diffusée reçue par le radar aux paramètres de l'atmosphère et à la longueur d'onde du signal. Ainsi, pour un radar UHF émettant à 1 GHz, la longueur d'onde est de 30 cm et le radar sera surtout sensible aux échelles de variation de l'indice de réfraction de l'ordre de sa demi longueur d'onde soit 15 cm. Par le même raisonnement, un radar VHF émettant à 50 MHz va être sensible à des variations d'indice de l'ordre de 3 m.

En plus, de la différence de puissance qui peut exister entre les différents appareils, le fait que le radar UHF soit sensible à des phénomènes de dimensions plus petites va limiter sa portée. En effet, d'une part la turbulence diminue avec l'altitude et d'autre part les structures liées à la turbulence ont une dimension qui augmente avec l'altitude.

Ainsi le radar UHF va être particulièrement sensible dans la couche limite atmosphérique où les structures sont plus petites tandis que le radar VHF va être sensible à de plus hautes altitudes.

Le principe de mesure des radars profileurs de vent est largement décrit dans l'ouvrage de Doviak et Zrnić [1984] et la suite de ce paragraphe décrit son application à un appareil UHF : le radar profileur de vent PCL-1300 fabriqué par la société Degréane-Horizon dont les mesures sont utilisées dans la suite de la thèse.

En France, le radar PCL-1300 est utilisé opérationnellement par Météo-France sur l'aéroport de Nice et par l'aviation civile sur l'aéroport de Marseille. La Figure 4.2 est une photographie de ce radar sur l'aéroport de Nice.

Composition

Il est composé de 3 ou 5 panneaux d'antennes (voir la Figure 4.2) dont une horizontale et 2 ou 4 autres inclinées à 17° par rapport à la verticale, d'un système d'émission et de

réception pilotés par un système numérique. Les panneaux d'antennes sont eux-mêmes composés de huit tubes d'antennes comportant chacun huit dipôles. Ces antennes sont à la fois émettrices et réceptrices. Le passage de l'émission à la réception est assuré par un système info-numérique qui gère aussi le traitement du signal reçu.

Fonctionnement général

Un signal de fréquence élevée est généré par un oscillateur et amplifié jusqu'à la puissance voulue. Il est ensuite transmis à l'atmosphère par l'intermédiaire des panneaux d'antennes. Dans le cas du PCL-1300, par exemple, l'antenne émet toutes les $50 \mu s$ un signal d'une puissance crête de 4000 W et d'une fréquence porteuse (f_0) de 1274 MHz pendant (τ) $0,5 \mu s$.

Après l'émission, l'antenne est basculée en mode réception. La fréquence porteuse est retirée du signal reçu pour ne garder que la partie dont la phase a été décalée par la rétro-diffusion. En effet, la réponse d'une turbulence en mouvement provoque un décalage en fréquence dû à son déplacement : c'est l'effet Doppler. On déduit la vitesse radiale v_r de la cible de la fréquence reçue (f_{retro}) par la formule suivante :

$$v_r = -\frac{cf_{retro}}{2f_0} \quad (4.17)$$

où c est la vitesse de propagation d'une onde électromagnétique dans le vide.

Cependant, cette formule ne permet pas de déterminer les trois composantes de la vitesse de propagation de la cible. Cette opération est répétée pour chaque antenne alternativement, ce qui permet d'obtenir les trois composantes du vent sur l'ensemble du profil vertical (Figure 4.3).

Résolution verticale et portée du radar

Le signal reçu par l'appareil est la puissance de l'onde électromagnétique rétro-diffusée par une cible située à une distance radiale r de l'émetteur. Ce signal met un temps t , correspondant au trajet aller retour pour parvenir au récepteur, égal à $t = \frac{2r}{c}$ comme on peut le voir sur la Figure 4.4.

Cependant, comme le signal est émis durant un temps τ , le signal reçu à l'instant t est la contribution de toutes les particules d'une couche d'atmosphère comprise entre r et $r + \frac{c\tau}{2}$. Ce volume "diffusant" est aussi appelé "volume de résolution" car il correspond au volume minimal dans lequel le radar est capable de mesurer. Ainsi dans le cas du PCL-1300, qui émet pendant $0,5 \mu s$, le volume de résolution est de 75 m. Cette limitation n'est pas due à l'électronique propre au profileur, mais elle est due à la forme spectrale imposée par l'Allocation Nationale des Fréquences de l'impulsion émise : lors d'une transformée de Fourier du signal émis, les lobes secondaires doivent avoir une puissance inférieure à -40 dBm (rapport entre la puissance mesurée et un milliwatt) et une fréquence de ± 6 MHz minimum du lobe principal.

Le profileur Degréane-Horizon offre aussi la possibilité d'une mesure en "mode haut". Le "mode bas" est le mode de mesure ayant les caractéristiques précédentes et permettant d'obtenir des mesures de 75 m d'altitude à 2 km environ. Le "mode haut" fonctionne sur

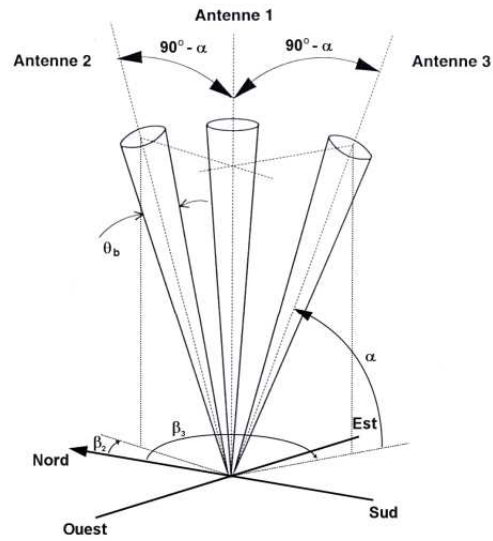


FIGURE 4.3 – Disposition typique de trois antennes d'un radar profileur de vent. L'antenne 1 tire au zénith (antenne verticale) et les antennes 2 et 3 tirent avec des angles d'élévation α (73°) par rapport au sol et azimut β_2 et β_3 par rapport au nord géographique (antennes obliques). L'ouverture du faisceau à 3 dB est de $\theta_b = 8,5^\circ$ pour le PCL-1300. Les deux panneaux d'antennes supplémentaires permettent d'ajouter un contrôle de qualité.

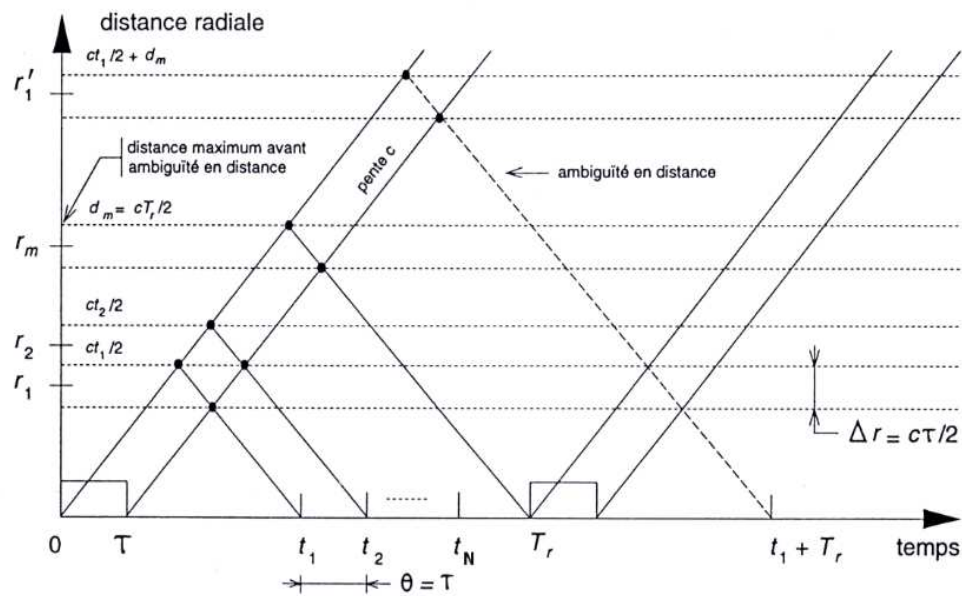


FIGURE 4.4 – Représentation temps-distance des signaux émis par le radar et retro-diffusés par les cibles atmosphériques [Puygrenier, 2005].

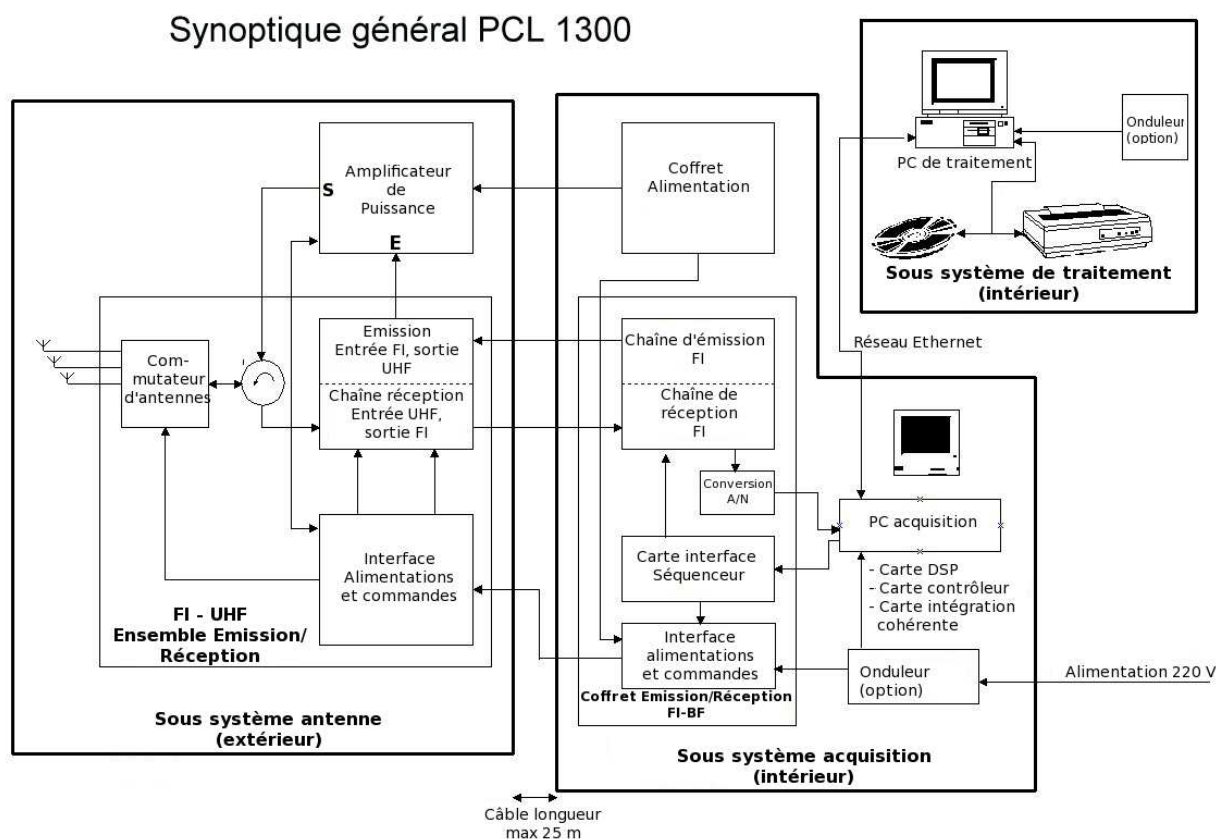


FIGURE 4.5 – Diagramme synoptique du fonctionnement du radar PCL-1300.

le même principe que le "mode bas", mais le temps d'impulsion (τ) du signal est plus long. Dans ce cas, le signal reçu à un instant t correspond au signal rétro-diffusé par une couche d'atmosphère plus importante. La résolution verticale est plus grossière mais la portée est augmentée. Ainsi, le "mode haut" fournit des données entre 300 m et 6 km d'altitude.

4.2.1.1 Traitement du signal

Le signal effectivement reçu par le récepteur est une réponse impulsionnelle au signal émis qui décroît en fonction de la distance de la cible qui rétro-diffuse le signal. Ces signaux rétro-diffusés, induits par les variations de l'indice de réfraction de l'atmosphère, sont très faibles. Il est donc nécessaire de réaliser un traitement de ce signal pour discriminer l'information provenant du vent, du bruit de mesure et des échos fixes. La suite de ce paragraphe présente les étapes de la mesure radar, depuis l'émission du signal jusqu'à l'obtention de l'information sur le vent (Figure 4.5).

Emission/Réception

L'ensemble de la chaîne émission réception du PCL 1300 est dite cohérente, c'est à dire que les informations d'amplitude et de phase sont conservées tout au long de celle ci.

Le signal UHF reçu subit une amplification faible bruit, suivie d'un filtrage adapté, il subit ensuite une transposition de fréquence qui le transforme en fréquence intermédiaire (70 MHz). Il est de nouveau amplifié et filtré, dupliqué en partie "réelle" et "imaginaire" (quadrature de phase par rapport à la partie "réelle") de façon à avoir en sortie de chaîne le niveau correct pour être numérisé dans de bonnes conditions. Le signal porteur (fréquence du signal émis) est éliminé du signal reçu pour ne conserver que l'information sur l'amplitude et la phase Doppler. Le déphasage entre partie réelle et imaginaire va permettre de lever l'ambiguïté sur le signe de la vitesse radiale déterminée par la formule 4.17.

Acquisition

Les deux signaux en quadrature de phase utilisent ensuite les mêmes voies de traitement. Ils sont tout d'abord échantillonnés dans le temps ce qui permet d'obtenir (comme vu au paragraphe précédent) les valeurs pour différentes distances appelées "portes" ou "cases distances". Il faut noter que l'émission suivante doit se faire au bout d'un temps suffisamment grand pour que l'écho des portes éloignées issu du signal précédent ne perturbe pas le signal de la nouvelle mesure comme représenté sur la Figure 4.4.

Pour améliorer la qualité de la restitution du vent en un point, cette phase d'émission et de réception cohérente est répétée pour obtenir une série temporelle pour chaque porte. La période de répétition T_r correspond à la fréquence d'échantillonnage des mesures pour chaque porte. D'après les hypothèses conduisant à l'équation 4.16, pour mesurer la même information, l'atmosphère doit être stable pendant la mesure. Cette stabilité est vérifiée durant 0,8 s : le temps de vie moyen d'une structure à cette échelle. L'acquisition de la série temporelle doit être réalisée pendant ce laps de temps.

Pour une porte on obtient durant cette période $\frac{0.8}{50 \cdot 10^{-6}} = 16000$ points de mesure. Cette fréquence d'acquisition permet de réduire le niveau de bruit par rapport au signal atmosphérique.

Pour obtenir l'information relative à la vitesse de la cible, il faut réaliser une transformée de Fourier du signal pour passer à l'espace spectral. Cette transformation n'est pas réalisable en temps réel pour un tel nombre de points et produirait un résultat à faible résolution comme nous allons le voir dans le paragraphe suivant.

Intégrations cohérentes

Pour réduire le nombre de points, la technique d'intégration cohérente est utilisée. Pour une porte donnée, elle consiste à moyenner les mesures par groupe de N_{CI} (nombre d'intégrations cohérentes).

Pour des raisons pratiques de rapidité de calcul en binaire (en particulier la division), N_{CI} doit être une puissance de deux. Le temps de mesure est alors adapté dans ce but : avec les valeurs précédentes, la plus appropriée est de 0.8192 s. On obtient alors 16384 échantillons et pour les mêmes raisons que précédemment on cherche à obtenir 256 points pour réaliser une transformée de Fourier rapide (FFT) ce qui donne $N_{CI} = 64$.

La technique d'intégration cohérente joue aussi le rôle de filtre sur les fréquences mesurables.

En effet, sans intégrations cohérentes, la fréquence maximale mesurable (fréquence de Nyquist) est obtenue grâce à la formule :

$$f_{max} = \frac{1}{2T_r} \quad (4.18)$$

En combinant la formule précédente et l'équation (4.17) avec la valeur de T_r de $50\mu\text{s}$ la vitesse Doppler maximale théoriquement mesurable est de 1000 m.s^{-1} . Cette échelle est trop large pour une mesure précise du vent ($0 - 80 \text{ m.s}^{-1}$ environ). Avec la technique d'intégrations cohérentes, on peut améliorer la précision de la mesure et la période d'échantillonnage devient :

$$T_{CI} = N_{CI}T_r \quad (4.19)$$

Cette méthode divise alors la vitesse Doppler maximale mesurable par N_{CI} qui devient alors plus faible : 15 m.s^{-1} . L'adaptation du nombre d'intégrations cohérentes suivant la situation météorologique (vent plus fort par exemple) permet ainsi de modifier la fenêtre de fréquences Doppler mesurables et de se focaliser sur le domaine de réponse de l'atmosphère et ainsi d'augmenter la résolution.

Dans le cas précédent la fenêtre de vitesse Doppler observable est de 30 m.s^{-1} et compte 256 points, ce qui fournit une résolution en vitesse de 0.12 m.s^{-1} . La division par deux du nombre d'intégrations cohérentes (N_{CI}) va doubler la fenêtre de vitesse Doppler mais réduire de moitié la résolution en vitesse.

Intégrations incohérentes

Les intégrations cohérentes réalisées, une FFT est ensuite appliquée sur la série temporelle de points ainsi obtenue. Le spectre en fréquence Doppler qui en résulte contient le signal dû au vent au milieu d'un bruit aléatoire. Pour améliorer encore la qualité des mesures, on peut réaliser un certain nombre d'intégrations incohérentes (moyenne des mesures porte à porte). Cette fois ce sont les spectres en fréquence issus de la FFT qui sont moyennés. Comme le signal est noyé dans du bruit blanc, l'opération de moyenne va diminuer la variance du bruit $\Delta\bar{N}$ (voir Figure 4.7), car la moyenne d'un bruit blanc est nulle. Cela va ainsi augmenter la détectabilité du signal vent sans pour autant modifier le rapport signal sur bruit (pas de diminution du niveau moyen \bar{N} de bruit).

Comme cette opération est réalisée pour chaque porte, on obtient donc une distribution en altitude de spectres en fréquence convertis en vitesse par la formule (4.17) comme représenté sur la Figure 4.6.

Recherche de l'information due au vent

Sur la Figure 4.7 qui représente un spectre en fréquence pour une case distance particulière, on observe un pic maximal entouré de pics de puissance inférieure. Le but du traitement est d'extraire l'information du pic maximal pour en déduire la vitesse de propagation de la cible.

Il faut détecter le niveau moyen de bruit noté \bar{N} sur la Figure 4.7, pour n'extraire que l'information qui dépasse ce niveau. Ce niveau est calculé par l'application de la méthode de Hildebrand et Sekhon [1974] qui permet aussi d'obtenir l'écart type ($\Delta\bar{N}$) correspondant.

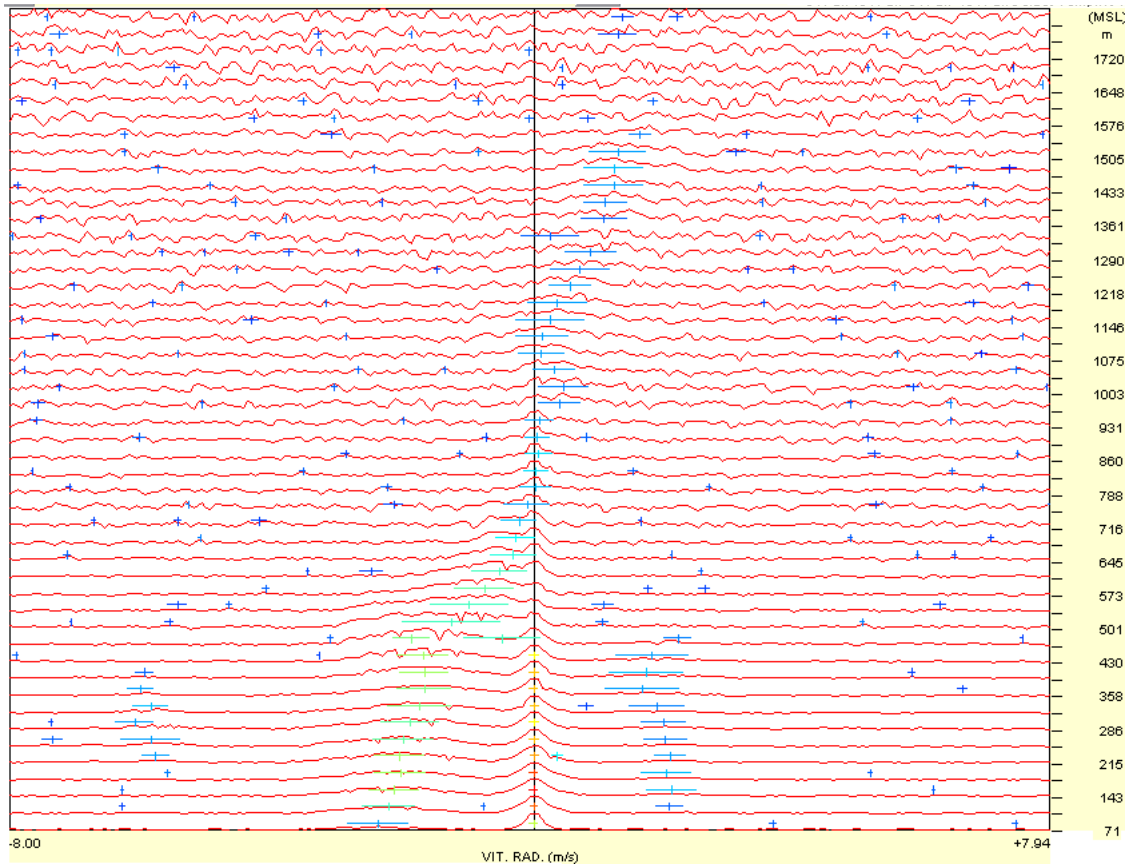


FIGURE 4.6 – Distribution en altitude des spectres en fréquences reçus par le profileur de vent et convertis en vitesse de la cible.

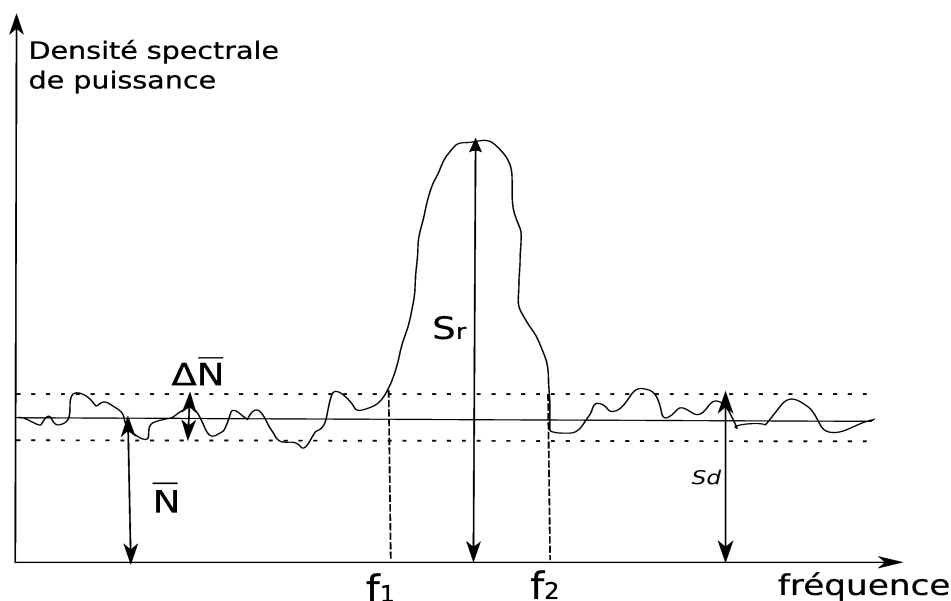


FIGURE 4.7 – Signal reçu pour une porte donnée. \bar{N} et $\Delta\bar{N}$ représentent respectivement le niveau moyen du bruit et l'écart type du bruit. S_r représente l'amplitude du pic maximum correspondant au signal de l'atmosphère, l'intervalle $[f_1, f_2]$ est la gamme de fréquence du signal atmosphérique.

Le seuil de détection est défini par la valeur :

$$S_d = \bar{N} + \frac{1}{2}\Delta\bar{N} \quad (4.20)$$

Ensuite on élimine la raie centrale de vitesse nulle (due aux échos de sol, à la présence des bâtiments...) qui est marquée par les croix oranges sur la Figure 4.6 et qui est présente surtout dans les basses couches. Une fois ces raies éliminées, il ressort plusieurs pics dont l'amplitude est supérieure au seuil de détection S_d et cinq sont gardés comme en témoigne les croix bleues de la Figure 4.6. Pour chacun des pics (considérés comme gaussien), sont calculés les trois premiers moments qui sont : la puissance moyenne du signal, sa fréquence moyenne et sa variance.

Consensus

Comme on peut l'observer sur la distribution en altitude des spectres présentée précédemment, cette méthode retient plusieurs pics susceptibles d'être le signal rétro diffusé par l'atmosphère comme par exemple dans les 500 premiers mètres sur la Figure 4.6. L'ambiguïté est levée par plusieurs traitements supplémentaires appelés consensus qui vont tester principalement la cohérence temporelle et spatiale sur les différentes caractéristiques du signal. Ces traitements sont réalisés sur des échantillons de données obtenus sur plusieurs minutes ayant pour conséquence d'éliminer les pics parasites contenus dans le signal et de garder ainsi une continuité dans la mesure.

Une fois le meilleur pic sélectionné, on connaît les trois moments de celui-ci. Les deux premiers sont utilisés pour calculer un terme important, le rapport du signal sur le bruit

(SNR) :

$$SNR = \frac{\text{Aire signal}}{\text{Aire bruit}} \quad (4.21)$$

Le SNR représente la puissance du signal reçu par rapport bruit déterminé précédemment. Au cours d'une mesure, un changement de SNR signifie un changement de la composition de l'atmosphère. Ainsi le passage d'une masse d'air plus froide et plus humide va entraîner une augmentation du SNR . Dans la suite de ce travail, les graphiques présentés sont obtenus toutes les 2 minutes par un consensus sur une fenêtre glissante de 20 minutes.

4.2.1.2 Utilisation du système de traitement du signal du PCL-1300

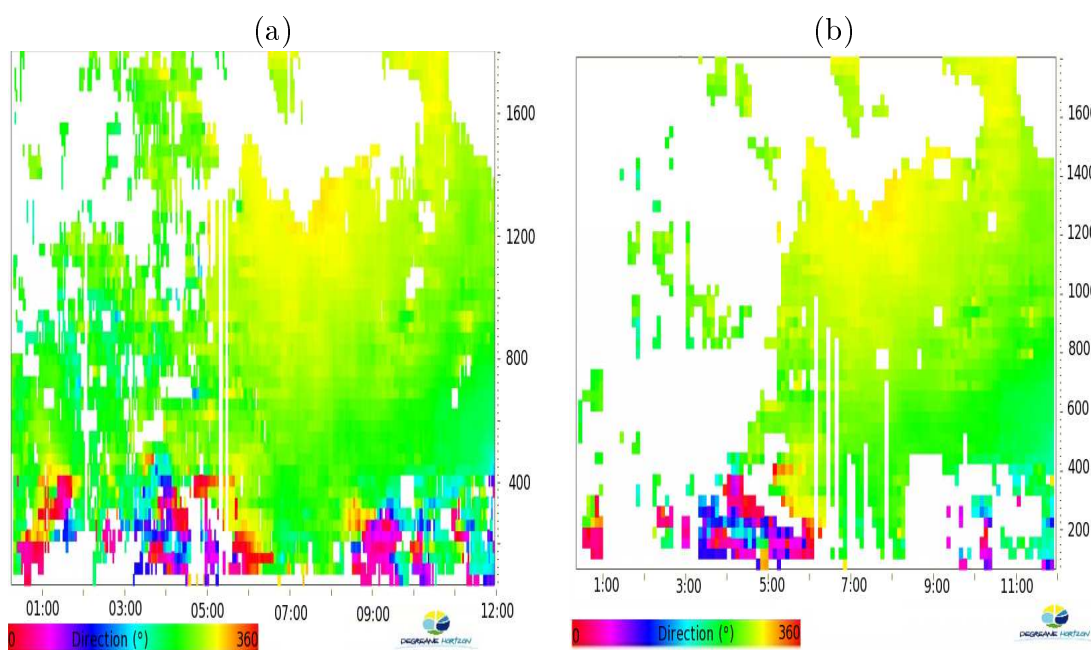


FIGURE 4.8 – Direction du vent observé par le radar profileur de vent PCL-1300 installé sur l'aéroport de Nice entre minuit et midi le 27 Mars 2009. Le graphique (a) est obtenu après traitement des données brutes. Le graphique (b) est le champ stocké dans la banque de données de Météo-France.

Le partenariat entre Météo-France et Degréane-Horizon au cours de cette thèse a permis d'utiliser le logiciel de traitement du signal et de travailler directement sur les données brutes du profileur de vent installé sur l'aéroport de Nice. Il a aussi permis de profiter de l'expertise de la société pour modifier les paramètres de traitement de façon à obtenir le maximum d'information en limitant l'introduction d'erreurs dans les profils obtenus.

Sur la Figure 4.8 sont présentés les profils verticaux de direction obtenus après traitement des données brutes par le logiciel de traitement du signal (a) et ceux issus de la banque de données de Météo-France et ayant subi le traitement en temps réel (b). On peut y voir des différences la nuit et dans les basses couches de mesures. Ces différences sont dues à un traitement trop sélectif lors des intégrations incohérentes. Lors du traitement d'un signal reçu, pour chaque porte, les trois moments du signal sont calculés (amplitude, écart-type

et asymétrie ou skewness). Ensuite, lors des intégrations cohérentes, un test par altitude est réalisé : le système calcule un écart-type sur la vitesse, la largeur du spectre, son amplitude et son asymétrie pour chaque porte et pour chaque faisceau. Il calcule aussi le produit de ces valeurs et la différence de population entre chaque faisceau (le nombre de valeurs restantes après les tests précédents sur la fenêtre temporelle considérée). Dans les paramètres de traitement, l'utilisateur fixe la valeur de chaque seuil et le nombre de seuils à ne pas dépasser. Grâce à ce traitement, le système tolère qu'un ou plusieurs paramètres dépassent la valeur autorisée mais élimine la mesure si le nombre de critères fixé est dépassé.

Dans les traitements en temps réel, le nombre de critères est fixé à trois pour éviter une perturbation du signal par les oiseaux. En effet, les oiseaux ont une taille sensiblement identique à la longueur d'onde de mesure. Le passage d'un oiseau dans le faisceau du radar va entraîner un écho plus fort que le signal atmosphérique et va renvoyer trois vitesses : sa vitesse par rapport au sol, la vitesse du battement d'ailes et le mouvement vertical du corps lors du mouvement d'aile.

Lors du traitement différé, nous avons modifié cette valeur à cinq. Pour les situations étudiées, ce changement de valeur n'a pas introduit de valeurs aberrantes dans le vent observé. C'est d'ailleurs la valeur de cinq qui est la valeur par défaut du logiciel de traitement.

4.2.2 Le lidar vent

Le terme lidar est un acronyme pour *LIght Detection And Ranging*. C'est un appareil permettant de mesurer la distance d'un objet par l'utilisation d'un laser (télémétrie laser). Il est constitué d'un émetteur laser et d'un récepteur à photons. La technologie lidar est apparue dans les années 70 avec la généralisation de la technologie laser. L'évolution de celle-ci a permis de mettre au point des lasers qui émettent le même train d'onde pendant une certaine durée : ce sont des lasers dits cohérents. Les lidars sont utilisés surtout dans des applications de métrologie mais aussi dans le domaine de la physique de l'atmosphère où l'émission cohérente permet de déduire la fréquence Doppler et ainsi la vitesse de déplacement de la cible (voir partie 4.2.1). Ils sont utilisés sur différents types de plate-forme. Embarqué sur des plateformes satellites pour, par exemple, générer une cartographie précise de la surface (système GLAS du satellite ICESat), pour évaluer l'impact radiatif des nuages et des aérosols sur la climatologie à long terme (mission CALIPSO pour "Cloud Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observations") ou encore prochainement pour observer le vent, globalement et à haute fréquence (projet ADM-AEOLUS pour 'Earth Explorer Atmospheric Dynamics Mission'). Ils peuvent être embarqués à bord d'avions pour détecter les turbulences et les cisaillements [Targ et al., 1996]. Finalement, ils peuvent aussi être utilisés au sol en position fixe avec un système de balayage horizontal à différentes élévations (WindTracer[®] de Lockheed Martin ou le WindCube de Leosphere).

Le lidar dont nous utilisons les mesures dans la suite est appelé *lidars vent*. Il utilise la technologie Doppler comme les radars profileurs de vent. Les lidars sont sensibles aux

aérosols présents dans l'atmosphère et le moyen de récupérer le signal vent dans le signal reçu est globalement similaire qu traitement du signal général présenté précédemment pour les radars. Le lidar fonctionne par émission d'ondes lumineuses, l'information est obtenue grâce à la présence d'aérosols dans l'atmosphère. Cela le rend cependant sensible aux aérosols dont la taille est voisine de la longueur d'onde, et les mesures sont ainsi perturbée par les précipitations, limitant la portée de l'appareil en périodes de pluie ou de brouillard. Enfin, le lidar utilisé permet un balayage horizontal fournissant des informations spatiales non disponibles par les profileurs de vent. De plus, pour des applications aéroportuaires, la possibilité de fixer l'azimut et l'élévation permet d'obtenir le vent radial directement sur la trajectoire d'approche de l'avion.

Le lidar de Lockheed Martin, dont les observations sont utilisées dans la suite de cette thèse, réalise un balayage complet toutes les minutes environ sur un domaine compris entre 400 m et 10 km. Il émet une impulsion laser de $1.6 \mu\text{m}$ à une puissance de 8000 W durant 300 ns avec une période de répétition comprise entre 5 et 1 ms.

4.2.3 Comparatif

Nom	PCL-1300	WindTracer [®]
Caractéristiques		
Variables extraites des mesures	3 composantes du vent	Vitesse Radiale
Type de mesure	Profil vertical	Balayage configurable
Période de mesure	1 profil / 2 min	360°/30s résolution azimutal 3 °
Réalisation des mesure	Panneau par panneau	Angulaire
Fréquence d'émission	1274 MHz	1.6 μm
Portée	5 km	10 km (4° d'élévation)
Résolution porte à porte	75 m	45 m
Zone aveugle	75 m	400 m
Conditions de mesures	Tous types de temps	Bonne visibilité
Prix approximatif	300 k€	1000 k€

TABLEAU 4.1 – Tableau comparatif des principales caractéristiques du profileur de vent PCL-1300 et du lidar WindTracer[®] de Lockheed Martin

Le Tableau 4.1 présente un comparatif entre les principales caractéristiques du radar profileur de vent PCL-1300 et celles du lidar WindTracer[®]. Dans ce tableau sont présentées les principales variables extraites de la mesure (variables extraites des mesures), la répartition dans l'espace des mesures obtenues (type de mesure), la période d'obtention des mesures (période de mesure), le procédé mécanique ou électronique utilisé pour obtenir le type de mesure (réalisation des mesures), la fréquence du signal émis (fréquence d'émission), la portée, la résolution porte à porte, la zone aveugle, les conditions météorologiques

dans lesquelles les mesures sont réalisables (conditions de mesures) et enfin le prix approximatif de chaque appareil.

4.3 Les méthodes d'assimilation de données

Dans les modèles numériques de prévision du temps, les observations sont prises en compte par l'intermédiaire des systèmes d'assimilation de données pour régulièrement corriger les prévisions à court terme et fournir des conditions initiales pour produire des prévisions à plus long terme. L'objectif des méthodes d'assimilation de données est d'obtenir le meilleur état de l'atmosphère (appelé *analyse*) à un instant donné en combinant de manière optimale les différentes sources d'information disponibles que sont les observations météorologiques de diverses natures (radiosondages, radiances satellitaires, réflectivités radar, ...), une information a-priori fournie généralement par une prévision numérique à courte échéance (appelée *ébauche*), et la connaissance de certains équilibres de l'atmosphère (comme l'hydrostatisme ou le géostrophisme) [Talagrand, 1997]. Le critère d'optimalité est défini de manière statistique (comme le minimum de variance ou le maximum de vraisemblance) nécessitant la connaissance de lois de distribution des erreurs associées aux informations utilisées.

La principale application des méthodes d'assimilation de données est la définition de l'état initial des modèles de prévision numérique du temps. Les analyses météorologiques sont également utilisées pour comprendre le système atmosphérique car elles en fournissent une représentation quadri-dimensionnelle cohérente, que les observations seules ne peuvent apporter à cause de leur hétérogénéité en espace, en nature et en temps. Le principe d'une méthode d'assimilation de données est schématisé par la Figure 4.9. Il montre comment une ébauche (information a-priori) \mathbf{x}_b dont l'erreur associée est représentée par une matrice de covariances \mathbf{B} est combinée à un ensemble d'observations \mathbf{y}_o dont les erreurs sont décrites par une matrice de covariances \mathbf{R} , pour fournir une analyse \mathbf{x}_a ainsi que sa matrice de covariances d'erreurs \mathbf{A} . L'optimalité de la méthode d'assimilation fait que l'erreur de l'état analysé est inférieure à celle de l'ébauche et des observations.

Il existe deux grandes familles de techniques d'assimilation de données :

- L'assimilation variationnelle : elle est basée sur la théorie de l'optimisation ('optimal control theory'). Elle consiste à utiliser l'ensemble des observations disponibles sur une période déterminée, appelée fenêtre d'assimilation, pour obtenir un état initial optimal en minimisant une fonctionnelle représentant l'écart de l'état du modèle à l'ébauche et aux observations. [LeDimet et Talagrand, 1986].
- L'assimilation séquentielle : elle consiste à ajuster les variables du modèle par rapport aux observations au fur et à mesure de leur disponibilité dans le temps. Les écarts entre l'ébauche et les observations (calculés dans l'espace des observations et appelés *innovations*) sont reliés de manière linéaire aux corrections à appliquer à l'ébauche pour obtenir l'analyse (appelées *increments d'analyse*). Le filtrage de Kalman [Kalman, 1960] est basé sur la théorie de l'estimation linéaire statistique. La relaxation Newtonienne (ou nudging) consiste à appliquer les innovations aux tendances des équations pronostiques des variables à analyser avec un coefficient souvent estimé empiriquement.

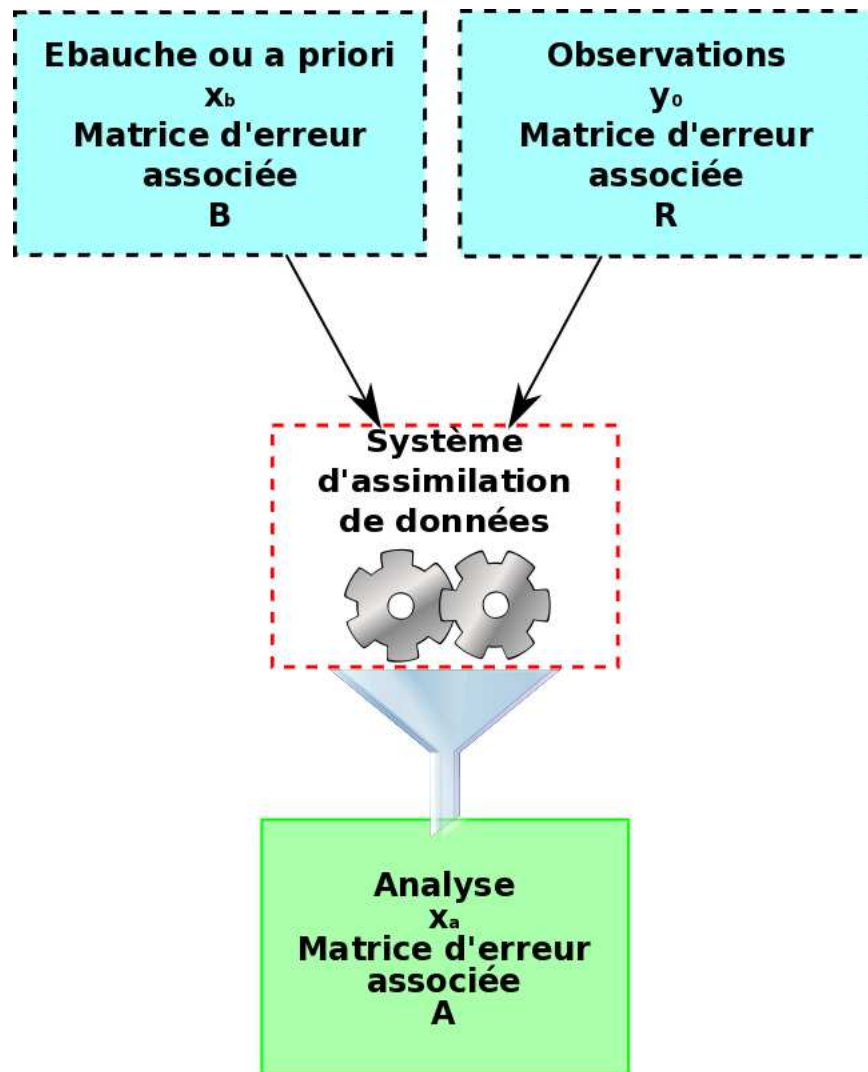


FIGURE 4.9 – Description schématique d'une méthode d'assimilation de données

4.3.1 L'assimilation variationnelle

Dans une assimilation variationnelle l'analyse \mathbf{x}_a (vecteur représentant l'état de l'atmosphère à un instant donné) est le résultat de la minimisation d'une fonction coût quadratique (J) mesurant la distance entre l'état modèle et une information a-priori d'une part et l'état modèle et les observations d'autre part :

$$J(\mathbf{x}) = \frac{1}{2}[\mathbf{x} - \mathbf{x}_b]^T \mathbf{B}^{-1}[\mathbf{x} - \mathbf{x}_b] + \frac{1}{2}[\mathbf{y}_o - H(\mathbf{x})]^T \mathbf{R}^{-1}[\mathbf{y}_o - H(\mathbf{x})] \quad (4.22)$$

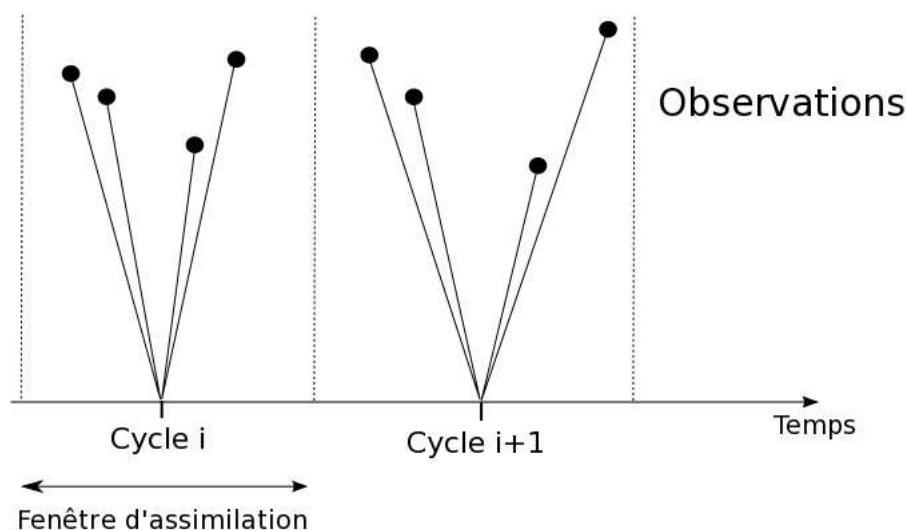


FIGURE 4.10 – Cycle d'assimilation et répartition des observations (ronds noirs) pour un schéma d'assimilation de type 3D-VAR. Les observations effectuées à différents instants sont comparées à un état modèle au milieu de la fenêtre d'assimilation.

L'opérateur H est appelé *opérateur d'observation* et permet d'obtenir l'équivalent modèle des observations. Par exemple, pour une mesure du vent à 10 m fournie par un anémomètre, H interpole verticalement et horizontalement les valeurs du modèle aux points de grille voisins pour obtenir un vent simulé au point d'observation. Cet opérateur peut être plus complexe lorsque les mesures sont des radiances satellitaires ou des réflectivités radar. La minimisation de la fonction coût J requiert une estimation de son gradient à chaque itération d'un algorithme numérique. Ce gradient fait intervenir l'adjoint (transposée) de l'opérateur d'observation linéarisé (\mathbf{H}^T). L'expression de la fonction J montre que la contribution des différents termes est d'autant plus importante que leur erreur est faible de part la pondération par les matrices inverses de \mathbf{B} et \mathbf{R} . Le calcul de J n'est pas trivial car \mathbf{x} représente le vecteur d'état d'un modèle numérique dont la dimension est généralement de l'ordre de 100 millions. Ainsi, l'inversion de la matrice \mathbf{B} nécessite d'effectuer un changement de variable dans un espace où les différentes variables du modèle constituant le vecteur \mathbf{x} sont moins corrélées.

Les méthodes variationnelles majoritairement utilisées sont de deux types : les assimilations tridimensionnelles (3D-Var) et les assimilations quadri-dimensionnelles (4D-Var). Dans un 3D-Var, dont le schéma de principe est présenté Figure 4.10, pour chaque fenêtre d'assimilation, on ne considère que les observations disponibles au voisinage de l'heure d'analyse. A titre d'exemple, le modèle AROME réalise un cycle d'assimilation toutes les 3 heures à 2.5 km de résolution horizontale [Seity et al., 2011].

L'assimilation 4D-Var [Thépaut et Courtier, 1991] est une extension temporelle du 3D-Var

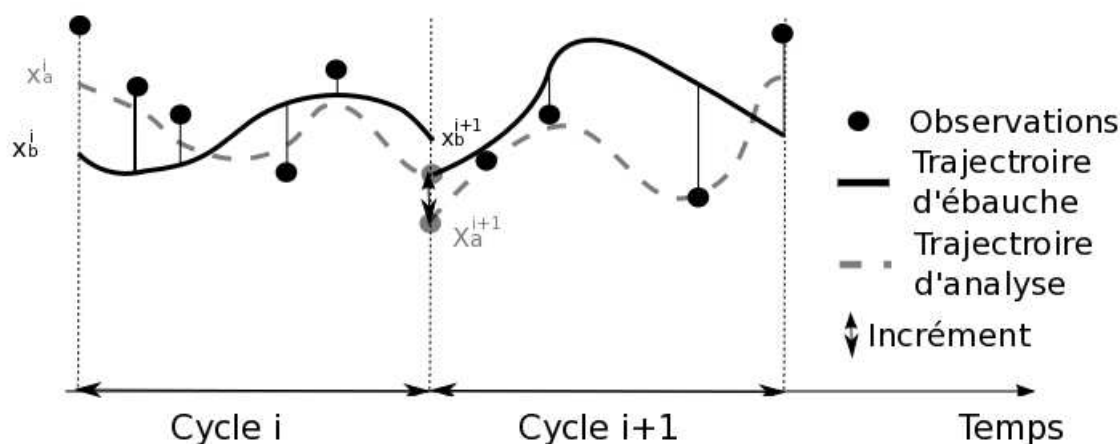


FIGURE 4.11 – Cycle d'assimilation et principe d'une assimilation 4D-Var. x_a^i représente l'état analysé et x_b^i représente l'ébauche pour le cycle d'assimilation i .

qui utilise la dynamique du modèle de prévision comme source d'information supplémentaire. Sur une fenêtre d'assimilation on cherche un état initial qui conduise à une évolution du modèle passant au plus près de toutes les observations disponibles sur la période de temps considérée comme schématisé sur la Figure 4.11. Ainsi on compare les observations et l'état du modèle au temps d'observation et les équations d'évolution du modèle linéarisé permettent de "convertir" l'innovation au temps d'observation en une correction de l'état du modèle au début de la fenêtre d'assimilation.

Formellement, la même fonction coût que pour le 3D-Var est résolue mais l'opérateur d'observation H contient en plus le modèle de prévision M . En effet, il faut d'abord propager l'état du modèle depuis le début de la fenêtre jusqu'au temps d'observation pour ensuite le convertir en un équivalent de l'observation. Comme la minimisation fait intervenir le gradient de la fonction coût à chaque itération et que ce gradient va utiliser l'adjoint (transposée) du modèle linéaire tangent de M (noté M^T) on comprend que le coût d'une méthode 4D-Var soit beaucoup plus élevé que celui d'une méthode de type 3D-Var. On peut également mentionner le développement et la maintenance du modèle M^T dont la complexité et le coût informatique sont au moins égaux à ceux du modèle de prévision numérique non-linéaire M . Le 4D-Var est largement répandu pour effectuer l'analyse globale de l'atmosphère dans les grands centres de prévision opérationnels : le Centre Européen pour les Prévisions Météorologiques à Moyen Terme (ECMWF ; [Rabier et al., 2000]), Météo-France [Desroziers et al., 1999], Environnement Canada [Gauthier et al., 2007], le MetOffice britannique [Lorenc et al., 2000] et la Japan Meteorological

Agency (JMA) [Kadowaki, 2005]. Pour l'assimilation de données à méso-échelle le 4D-Var est utilisé opérationnellement au JMA [Honda et al., 2005]. La taille importante du vecteur d'état à analyser fait que le problème de minimisation du 4D-Var est souvent résolu dans un espace de dimensions plus petites avec des versions simplifiées du modèle \mathbf{M}^T par rapport au modèle non-linéaire M (ce que l'on nomme le *4D-Var incrémental*). De nombreuses études de faisabilité ont été réalisées sur l'intérêt du 4D-Var pour l'assimilation de données à méso-échelle mais assez souvent dans un cadre expérimental simplifié par rapport aux pratiques des services de prévision opérationnels [Seaman et al., 2010; Guo et al., 2000; Kunii et al., 2010; Zupanski et al., 2005; Zou et al., 2010; Vukicevic et al., 2006].

4.3.2 L'assimilation séquentielle

Les méthodes séquentielles ont un principe de fonctionnement présenté sur la Figure 4.12. Les paragraphes qui suivent décrivent la méthode de nudging et le filtre de Kalman. La différence entre ces méthodes est la façon de calculer l'incrément à introduire dès qu'une (ou plusieurs) observation est disponible.

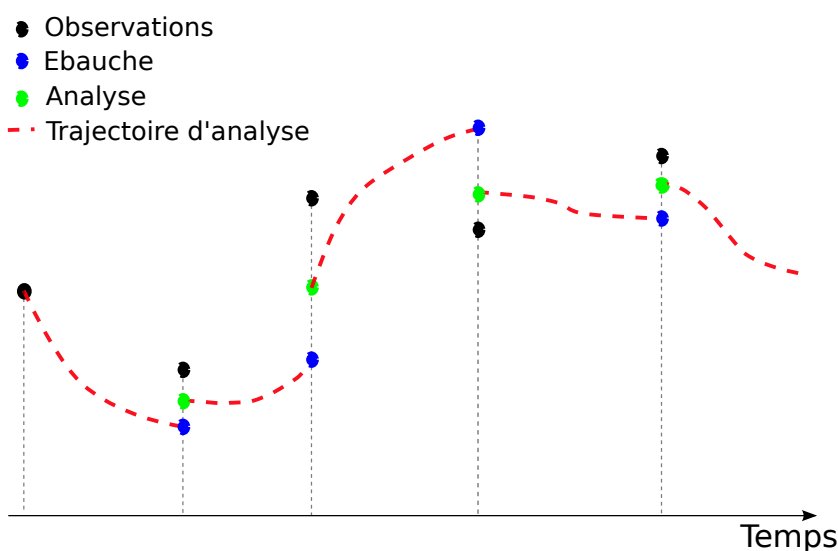


FIGURE 4.12 – Principe des méthodes d'assimilation séquentielles

4.3.2.1 Le nudging

La relaxation Newtonienne ou *nudging* est une technique d'assimilation séquentielle permettant de combiner beaucoup plus simplement qu'une assimilation de type 4D-Var la dynamique d'un modèle avec des observations disponibles sur une fenêtre temporelle [Anthes, 1974]. Elle consiste à ajouter aux équations du modèle (M) un terme de tendance proportionnel à la différence entre l'état simulé et les observations disponibles :

$$\frac{d\mathbf{x}}{dt} = M(\mathbf{x}) + \frac{1}{\tau} \times \mathbf{W} [\mathbf{y}_o - H(\mathbf{x})] \quad (4.23)$$

La matrice de poids \mathbf{W} et la constante de temps τ sont le plus souvent estimées empiriquement. Cette technique a été mise en œuvre dans de nombreuses études de recherche, principalement à méso-échelle [Stauffer et Seaman, 1990] en particulier pour assimiler des données non conventionnelles comme les précipitations ou les nuages [Macpherson, 2001; Dixon et al., 2009]. Elle est également utilisée opérationnellement au sein du modèle de prévision numérique du temps à méso-échelle COSMO (Consortium for Small Scale Modeling) [Schraff, 1997].

4.3.2.2 Le filtre de Kalman

Etant donnée une ébauche \mathbf{x}_b (matrice de covariance d'erreurs \mathbf{B}) et des observations \mathbf{y}_o (matrice de covariance d'erreurs \mathbf{R}), et un opérateur d'observation linéaire \mathbf{H} , le meilleur estimateur linéaire non biaisé (BLUE : Best Linear Unbiased Estimate) \mathbf{x}_a est donné par :

$$\mathbf{x}_a = \mathbf{x}_b + \mathbf{K} [\mathbf{y}_o - \mathbf{H}(\mathbf{x}_b)] \quad (4.24)$$

où \mathbf{K} est la matrice de gain égale à :

$$\mathbf{K} = \mathbf{B}\mathbf{H}^T(\mathbf{H}\mathbf{B}\mathbf{H}^T + \mathbf{R})^{-1} \quad (4.25)$$

A cette mise à jour du vecteur d'état \mathbf{x} est associée celle de la matrice de covariances d'erreurs. La matrice \mathbf{A} des erreurs d'analyse s'écrit dans un filtre de Kalman comme :

$$\mathbf{A} = (\mathbf{I} - \mathbf{K}\mathbf{H})\mathbf{B} \quad (4.26)$$

où \mathbf{I} est la matrice identité. Cette équation montre que l'analyse est plus précise que l'ébauche (au pire si aucune observation n'est prise en compte elle lui est égale). L'analyse et son erreur sont ensuite propagées dans le temps jusqu'au prochain instant où des observations sont disponibles pour assimilation :

$$\mathbf{x}_b^+ = \mathbf{M}\mathbf{x}_a^- \quad (4.27)$$

$$\mathbf{B}^+ = \mathbf{M}\mathbf{A}^-\mathbf{M}^T + \mathbf{Q} \quad (4.28)$$

Cette dernière équation fait intervenir une nouvelle matrice \mathbf{Q} qui représente l'erreur de modèle introduite durant la phase de prévision. Il est intéressant de noter que dans la résolution du 4D-Var présentée précédemment cette matrice est absente, car il est fait implicitement l'hypothèse d'un modèle parfait (la condition initiale détermine parfaitement toute la trajectoire sur la fenêtre d'assimilation). Des études sont en cours pour développer un 4D-Var dans lequel un terme d'erreur de modèle apparaît dans la fonction coût [Trémolet, 2006]. Si la grande taille du vecteur \mathbf{x} rend difficile l'inversion de la matrice \mathbf{B} , elle fait que l'estimation du produit matriciel $\mathbf{M}\mathbf{A}^-\mathbf{M}^T$ est numériquement impossible.

Tout ce qui vient d'être décrit est valide pour des modèles linéaires. Les modèles atmosphériques M et les opérateurs d'observation H étant dans la pratique non-linéaires, les équations précédentes sont généralisées pour décrire le *Filtre de Kalman Etendu*, dans lequel les opérateurs \mathbf{M} et \mathbf{H} sont les opérateurs linéaires tangents de M et H respectivement. Dans un système où les matrices de covariances d'erreurs $\mathbf{B}\mathbf{H}^T$ et $\mathbf{H}\mathbf{B}\mathbf{H}^T$ restent constantes au cours du temps et sont estimées analytiquement (e.g. [Lorenç, 1981]), on parle d'*Interpolation Optimale* (IO).

Evensen [1994] a proposé de résoudre les équations du filtre de Kalman par une méthode d'ensemble. On parle alors de *Filtre de Kalman d'Ensemble* (EnKF). Les statistiques d'erreurs de prévision sont estimées à partir d'un ensemble d'intégrations perturbées (de faible dimension par rapport à celle du vecteur \mathbf{x}) conduisant à un ensemble d'analyses dont la dispersion permet d'estimer la matrice de covariances d'erreurs. Cette méthode d'assimilation devient de plus en plus populaire dans la communauté météorologique par rapport au 4D-Var. D'un point de vue technique elle ne nécessite pas de coder l'adjoint du modèle de prévision et des opérateurs d'observation. Elle permet de prendre en compte l'évolution des statistiques d'erreur de prévision (Equation 4.28) même si la faible taille de l'échantillon rend nécessaire un filtrage des statistiques brutes. Elle semble également mieux adaptée d'un point de vue algorithmique aux calculateurs massivement parallèles [Keppenne, 2000]. Un certain nombre d'études montrent son intérêt pour l'assimilation de données à méso-échelle [Caya et al., 2005; Bonavita et al., 2010; Charron et al., 2005]. Citons également les travaux de Rémy et Bergot [2010] qui ont mis en place un filtre de Kalman d'Ensemble pour initialiser un système de modélisation unidimensionnelle pour la prévision des épisodes de brouillard sur des zones aéroportuaires.

Les modèles numériques météorologiques, les observations et les systèmes d'assimilation de données présentés précédemment, montrent le potentiel de ces outils pour représenter des phénomènes de fine échelle. On notera que de nombreux résultats à des échelles de quelques kilomètres sont issus de travaux récents du fait de la demande des clients des services météorologiques pour obtenir des informations sur des phénomènes de plus en plus locaux.

Les plateformes aéroportuaires sont particulièrement concernées par ce besoin pour la sécurité et la gestion du trafic. Pour cela nous avons utilisé les outils de modélisation numérique sur la plateforme aéroportuaire de Nice.

Chapitre 5

Simulations numériques de situations de cisaillement de vent sur l'aéroport de Nice

Sommaire

5.1	Configuration	74
5.1.1	12 Mars 2005	75
5.1.2	24 et 27 Mars 2009	76
5.2	12 Mars 2005	78
5.2.1	Présentation de la situation météorologique	78
5.2.2	Ecoulements de méso-échelle	79
5.2.3	Synthèse	90
5.3	27 Mars 2009	92
5.3.1	Présentation de la situation météorologique	92
5.3.2	Synthèse	106
5.4	24 Mars 2009	109
5.4.1	Présentation de la situation météorologique	109
5.4.2	Synthèse	121
5.5	Conclusion	123

Ce chapitre s'intéresse à plusieurs situations de cisaillements de vent observées sur l'aéroport de Nice. La première situation date du 12 Mars 2005 et s'appuie sur une première étude réalisée par Bidet et Schwartz [2006]. Les deux suivantes ont été observées durant la campagne de mesures 'LIDAR 2009'. Pour chaque cas, une analyse détaillée de la situation météorologique est faite en s'appuyant sur l'ensemble des observations disponibles et les résultats d'une simulation numérique du modèle Méso-NH.

Les situations de cisaillement de vent étudiées dans ce chapitre sont des épisodes illustrant les causes les plus fréquentes observées sur l'aéroport de Nice. En effet, le 12 Mars 2005 et le 27 Mars 2009 sont des décrochages de flux, et le 24 Mars est un contournement des Alpes. Nous allons chercher à caractériser ces types d'évènements.

5.1 Configuration

Dans la suite de ce chapitre, les simulations numériques sont réalisées par le modèle Méso-NH [Lafore et al., 1998] qui est un modèle de recherche développé conjointement par le Laboratoire d'Aérodynamique, Météo-France et le CNRS. Les équations résolues par ce modèle ont été présentées au chapitre 4 : c'est un modèle anélastique non-hydrostatique. Le modèle Méso-NH fonctionne avec le modèle SURFEX (pour SURFace EXternalisé) pour représenter les échanges avec la surface. SURFEX utilise plusieurs schémas pour représenter les échanges avec différents types de sol. Le schéma de surface ISBA [Noilhan et Planton, 1989] décrit les échanges d'eau et d'énergie entre le sol, la végétation et l'atmosphère. Ces échanges sont calculés à partir de la composition du sol (pourcentage de sable ou d'argile) obtenue à partir de la base de données fournie par Food and Agriculture Organisation (FAO) à 10 km de résolution et à partir des types de couverts (type de végétation, ville...) fournis par la base de données à 1 km de résolution ECOCLIMAP [Masson et al., 2003]. Le module TEB (Town Energy Balance ; Masson [2000]) est utilisé pour simuler les flux de surface au-dessus des villes. Enfin, les flux turbulents sur mer sont calculés par la paramétrisation ECUME (Exchange Coefficients from Unified Multi-campaigns Estimates ; [Belamari et Pirani, 2007]). Le relief est obtenu à partir d'une base de données à 30" de résolution (GTOPO30) soit environ un kilomètre.

Le calcul du rayonnement utilise le code du CEPMMT basé sur celui de Mlawer et al. [1997] pour les grandes longueurs d'onde (RRTM) et celui de Fouquart et Bonnel [1980] pour les courtes longueurs d'onde.

Les équations de la turbulence (échanges verticaux uniquement : turbulence 1D) considèrent une fermeture d'ordre 1.5 qui utilise la longueur de mélange de Bougeault et Lacarrère [1989].

Le schéma micro-physique est le même que celui du modèle AROME, à savoir le schéma Bulk à 1 moment incluant 6 classes d'hydrométéores (ICE3 ; [Pinty et Jabouille, 1998 ; Caniaux et al., 1994]).

La discrétisation verticale compte 60 niveaux entre 10 m et 36 km d'altitude dont 23 se situent entre le sol et 2000 m. La discrétisation verticale utilise la coordonnée de Gal-Chen et Sommerville [1975] qui épouse le relief dans les basses couches de l'atmosphère puis lorsque l'altitude augmente tend vers des niveaux à altitude (par rapport au niveau de la mer) constante.

Entre Mars 2005 (premier cas d'étude) et Mars 2009 (les deux autres cas), les systèmes de prévision numérique du temps de Météo-France ont fait l'objet de plusieurs évolutions. Le modèle AROME est opérationnel depuis Décembre 2008 et réalise toutes les six heures des prévisions jusqu'à trente heures d'échéance à une résolution horizontale de 2,5 km. Ce modèle est doté d'un système d'assimilation de données de type '3D-Var' qui fournit une analyse toutes les 3 h. Récemment (avril 2010), le nombre de niveaux verticaux est passé de 41 à 60 et le modèle global ARPEGE (10 km) a remplacé le modèle ALADIN comme coupleur du modèle AROME. Ces évolutions ont conduit à l'utilisation de deux configurations de Méso-NH différentes selon les situations. La suite de cette partie décrit les deux configurations séparément.

5.1.1 12 Mars 2005

Lors de l'étude de ce cas, AROME n'était pas en opérations, nous avons donc couplé Méso-NH avec le modèle ARPEGE toutes les 6 heures en partant d'une analyse à 0 h le 12 Mars 2005 pour une durée de 24 h. Le modèle ARPEGE avait une résolution de 20 km sur la France. Pour cette raison, nous avons réalisé une simulation avec deux grilles imbriquées (en 'grid nesting', [Stein et al., 2000]) : la première à 10 km de résolution et la seconde à 2,5 km de résolution. La position des grilles est représentée sur la Figure 5.1. Le nombre de points du domaine à 10 km de résolution considéré est de 180 dans la direction Est-Ouest et de 100 dans la direction Nord-Sud. Le domaine à 2,5 km est centré sur Nice et inclut la vallée du Rhône, les Alpes françaises, la vallée du Pô et les Apennins. Il a une extension de 240x180 points.

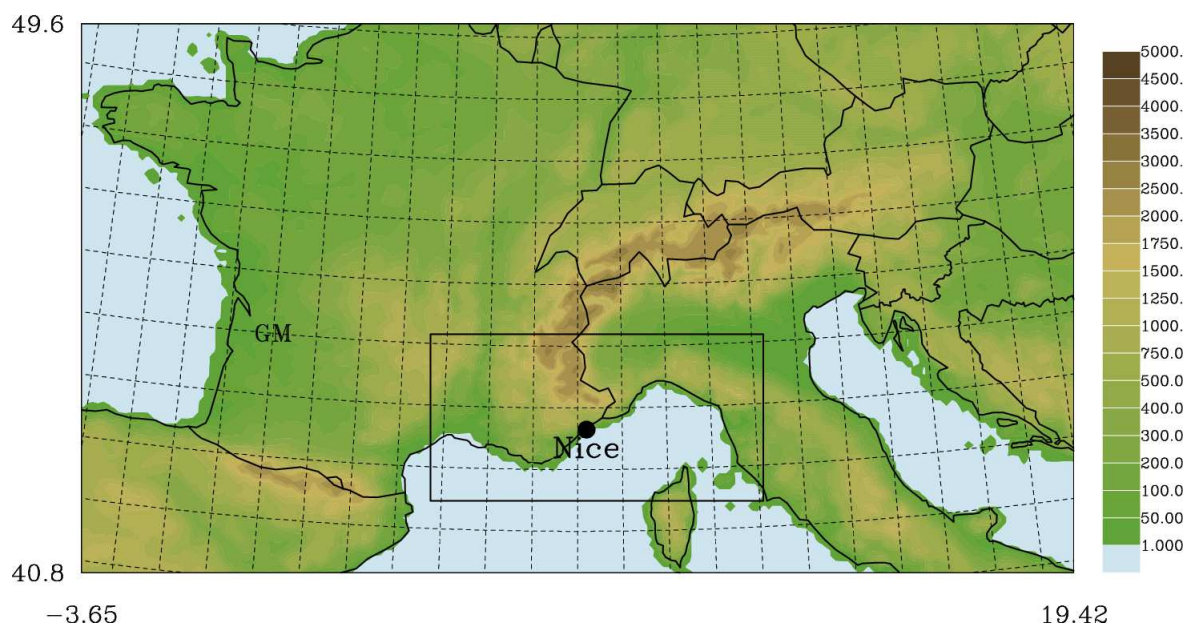


FIGURE 5.1 – Domaines Méso-NH : l'ensemble du graphique représente le domaine à 10 km de résolution, le rectangle représente l'emplacement de la grille à 2,5 km de résolution. Le champ coloré représente le relief à 10 km de résolution.

A 10 km de résolution, la convection profonde est activée mais pas la convection peu profonde, tandis qu'à 2,5 km de résolution, uniquement la convection peu profonde l'est. La différence entre les deux types de convection est l'extension des zones convectives considérées : à 10 km de résolution, ce sont les nuages de grande échelle qu'il faut représenter, tandis qu'à 2,5 km il faut paramétrer ceux de faible extension verticale.

Les résultats de la simulation à 10 km de résolution ne sont pas présentés dans ce chapitre mais sont utilisés au chapitre suivant pour montrer l'apport d'une résolution plus fine sur la représentation des cisaillements de vent.

5.1.2 24 et 27 Mars 2009

Le domaine de simulation des situations de 2009 est représenté sur la Figure 5.2, il compte 540 x 480 points horizontalement.

Nous utilisons une analyse AROME pour initialiser le modèle Mésos-NH pour les situations de 2009, puis des prévisions ALADIN toutes les heures comme conditions de couplage. La configuration des simulations Mésos-NH de 2009 correspond ainsi aux conditions du modèle AROME [Seity et al., 2011] lors de l'étude. Nous avons limité la durée des simulations à 6 h à partir des analyses les plus proches de l'horaire du cisaillement de vent sur l'aéroport de Nice.

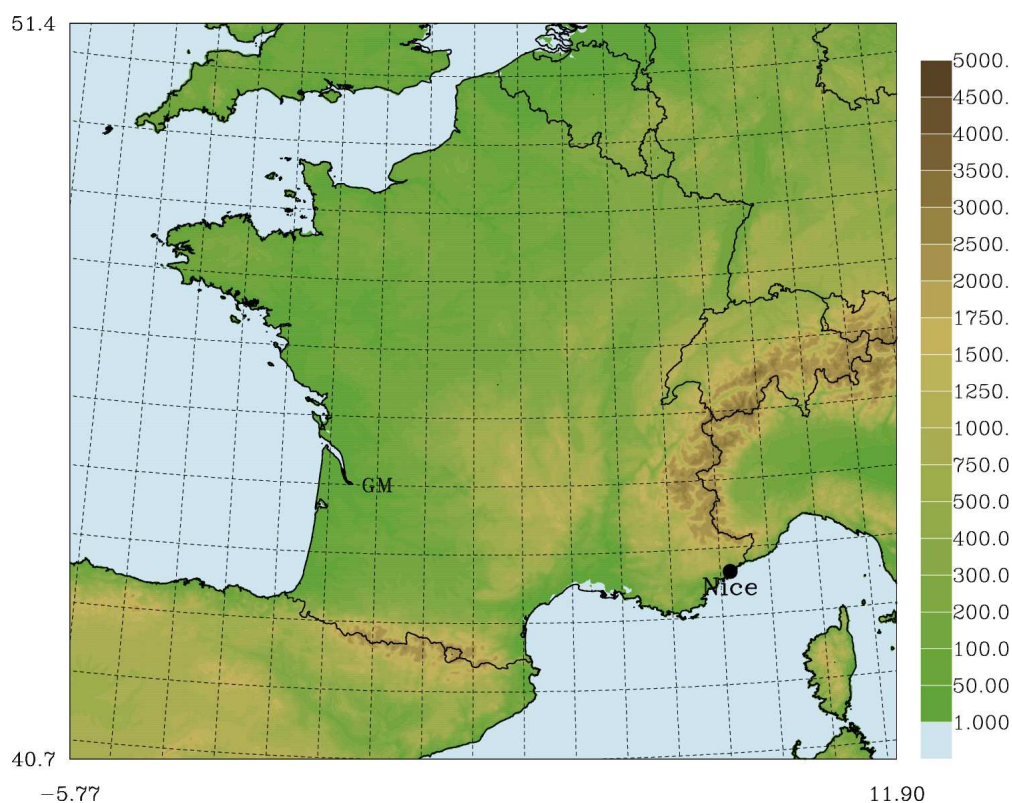


FIGURE 5.2 – Domaine de simulation Mésos-NH à 2,5 km de résolution.

Le schéma de convection peu profonde utilisé pour les situations de 2009 est celui de Pergaud et al. [2009]. Il représente le transport vertical par les petits cumulus d'échelle

inférieure à la taille de la maille ainsi que la circulation associée aux thermiques secs.

5.2 12 Mars 2005

Nous illustrons ici un cas de cisaillement de vent observé sur l'aéroport de Nice au cours de la journée du 12 Mars 2005. Cette situation correspond à une renverse par décrochage de flux avec génération d'un tourbillon dans le golfe de Gênes. Nous examinons les résultats d'une simulation numérique effectuée avec le modèle Mésos-NH à 2,5 km de résolution ainsi que les observations pour analyser les différents écoulements lors de ce cisaillement. Le choix de cette situation particulière nous a permis de confronter nos conclusions avec celles obtenues par Bidet et Schwartz [2006] qui ont également simulé cet épisode de renverse avec le modèle Mésos-NH mais dans une configuration ne permettant pas une comparaison directe avec nos résultats.

5.2.1 Présentation de la situation météorologique

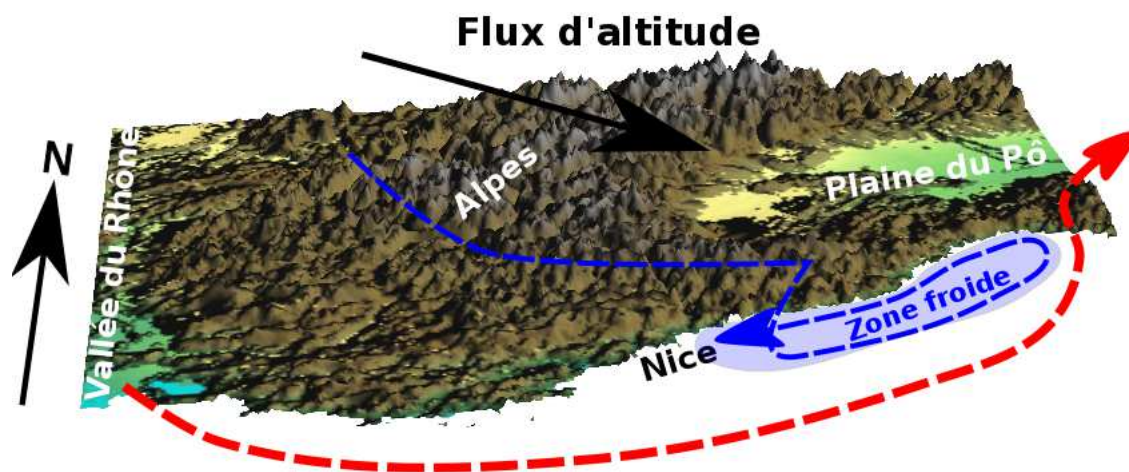


FIGURE 5.3 – Schéma conceptuel des écoulements de grande échelle pour la situation du 12 Mars 2005. Les pointillés correspondent aux flux de basses couches, le rouge à une zone de température et/ou de turbulence plus élevées que dans les zones bleues.

Les observations disponibles et les simulations numériques de cette journée permettent de synthétiser les principaux écoulements dans la région de Nice en un schéma conceptuel présenté sur la Figure 5.3 :

- au-dessus de 1000 m d'altitude, un flux de Nord-Ouest est en place toute la journée,
- ce flux est canalisé par la vallée du Rhône dans les basses couches ce qui génère un vent fort appelé Mistral. Ce flux prend une composante ouest lorsqu'il atteint la Méditerranée pour contourner les Alpes puis franchir la chaîne des Apennins. Ce flux est chaud et turbulent est représenté par la flèche rouge.
- une partie du flux d'altitude franchit la partie Sud des Alpes puis plonge pour atteindre le niveau de la mer aux abords de la Côte d'Azur. Par rapport au Mistral,

ce flux est plus froid et moins turbulent (flèche bleue).

5.2.1.1 Situation synoptique

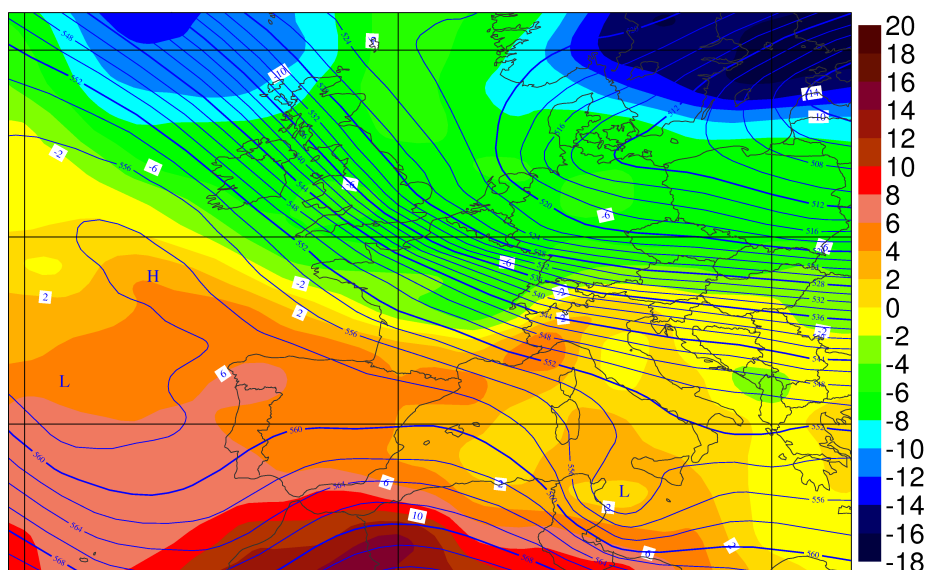


FIGURE 5.4 – Géopotential à 500 hPa à 12 h le 12 Mars 2005 issu de l'analyse du Centre Européen (ECMWF). Les champs colorés correspondent aux analyses de la température à 850 hPa.

Le géopotential à 500 hPa à 12 h analysé par le Centre Européen de Prévisions Météorologiques à Moyen Terme (CEPMMT ou ECMWF en anglais ; Figure 5.4), fournit des informations sur le flux d'altitude. Il présente une dorsale au dessus du Maghreb tandis qu'un talweg orienté Est-Ouest s'étend sur la mer Baltique. La France est soumise à un flux synoptique de Nord-Ouest qui se maintient toute la journée du 12 Mars. On notera que la dorsale et le talweg canalisent le flux synoptique conduisant à un resserrement des isolignes de géopotential, c'est-à-dire un flux fort, sur le Royaume-Uni et le nord de la France. La température à 850 hPa fait apparaître une poussée d'air chaud dans un flux de Sud-Ouest le long de la côte d'Azur liée à une zone de haut géopotential au dessus des Baléares dans les basses couches de l'atmosphère (1000 hPa).

Le vent simulé à 12 h (prévision 12 h) par Méso-NH à 5 km d'altitude sur le domaine à 2,5 km de résolution (Figure 5.5) montre un bon accord avec les analyses précédentes. En effet, le flux de Nord-Ouest est présent sur l'ensemble du domaine de simulation.

5.2.2 Ecoulements de méso-échelle

5.2.2.1 Couches intermédiaires

La Figure 5.6, présente l'intensité et la direction (sous forme de barbules) du vent observées par le profileur de vent. Les champs colorés représentent la largeur spectrale

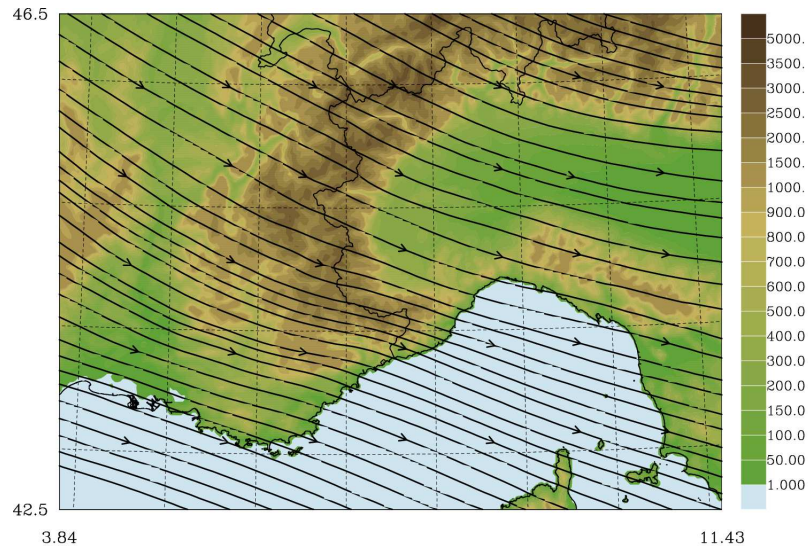


FIGURE 5.5 – Lignes de courant simulées par Més0-NH au niveau modèle correspondant à une altitude de 5 km au dessus du sol sans relief à 12 h UTC le 12 Mars 2005, superposées au relief du domaine à 2,5 km de résolution.

(intervalle $[f_1, f_2]$ de la figure 4.7) maximale parmi tous les faisceaux de l'instrument. Une variation de largeur spectrale correspond à une variation de l'intensité et/ou à un cisaillement et/ou à une zone turbulente. On retrouve le flux d'altitude en accord avec les analyses précédentes : flux de Nord-Ouest au-dessus de 1200 m d'altitude se maintenant toute l'après-midi (partie D). Dans cette zone, la largeur spectrale est faible, c'est un flux établi et régulier.

Avant 13h30

Durant la première moitié de la figure (entre 11 h et 14 h), on observe un flux d'Ouest dans une couche d'atmosphère comprise entre 600 et 1100 m (partie C). En-dessous, entre 500 et 600 m (partie B), est présent un flux de Sud-Ouest. Enfin, dans les 500 premiers mètres (partie A), est en place un flux de faible intensité où les barbules valides indiquent un flux de composante Est.

Le champ de largeur spectrale est faible dans la zone A. Nous verrons dans la suite que c'est une couche de flux faible peu turbulent. On observe dans les couches intermédiaires B et C des fluctuations temporelles de la largeur spectrale, cela signifie que le flux n'est pas régulier et est fortement turbulent.

De 13h30 à 14h30 : transition

Entre 13h30 et 14 h, le flux (A) disparaît progressivement. Lors de cette disparition, le flux de Sud-Ouest (couche B) gagne en altitude et devient fortement turbulent entre 400 et 800 m d'altitude. Ce maximum apparaît au niveau du sommet de la couche de flux d'Est, au moment de son remplacement par le flux de Sud-Ouest. Cette zone correspond au front de renverse et la couche B est repoussée en altitude par la présence du flux de basses couches (A) générant une zone de cisaillement au sommet de la couche.

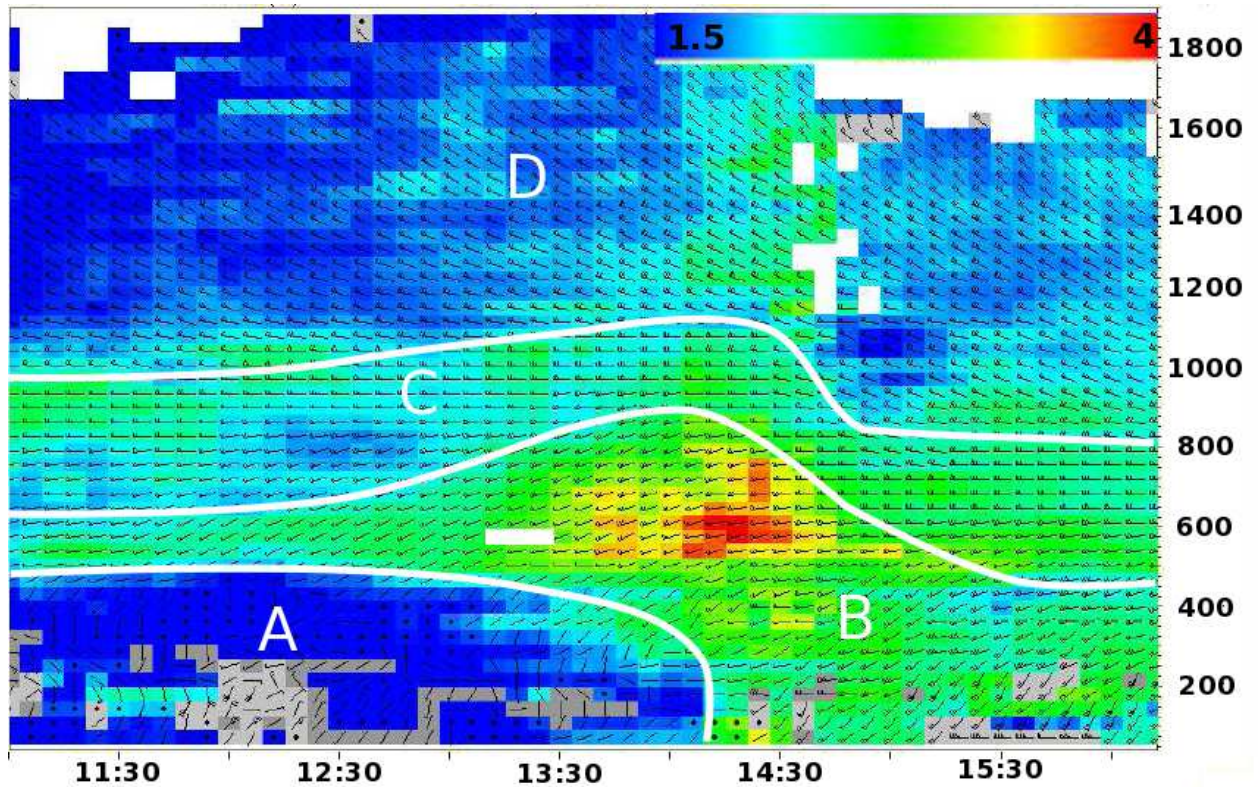


FIGURE 5.6 – Profils verticaux enregistrés par le profileur de vent le 12 Mars 2005 entre 0 et 1900 m d'altitude et entre 11 h et 15 h UTC. Les champs colorés sont la largeur spectrale maximale de tous les faisceaux. Une variation de cette largeur indique une variation du champ de vent, une zone turbulente ou une zone de cisaillement.

Après 14h30

La couche B atteint le sol et remplace le flux A qui a disparu. C et D gagnent également des altitudes plus basses. On a alors un flux de Sud-Ouest (de 75 à 500 m), un flux d'Ouest (de 500 à 800 m) et un flux de Nord-Ouest (de 800 à 1800 m).

5.2.2.2 Flux en surface

Le 12 Mars est un cas de décrochage de flux avec génération d'un vortex dans le golfe de Gênes. On peut découper cette situation en trois parties représentées sur la Figure 5.7 : (a) génération, (b) croissance, apogée et (c) déclin.

Flux au large

Le flux au large en place toute la journée est facilement observable grâce à un lâcher de particules passives advectées au cours de la simulation depuis une boîte définie à l'instant initial. Ainsi, la Figure 5.8 représente la position après 12 h de simulation des particules présentes initialement dans les 500 premiers mètres de la vallée du Rhône (rectangle bleu). On y voit clairement le contournement d'une zone proche des côtes depuis le début de la

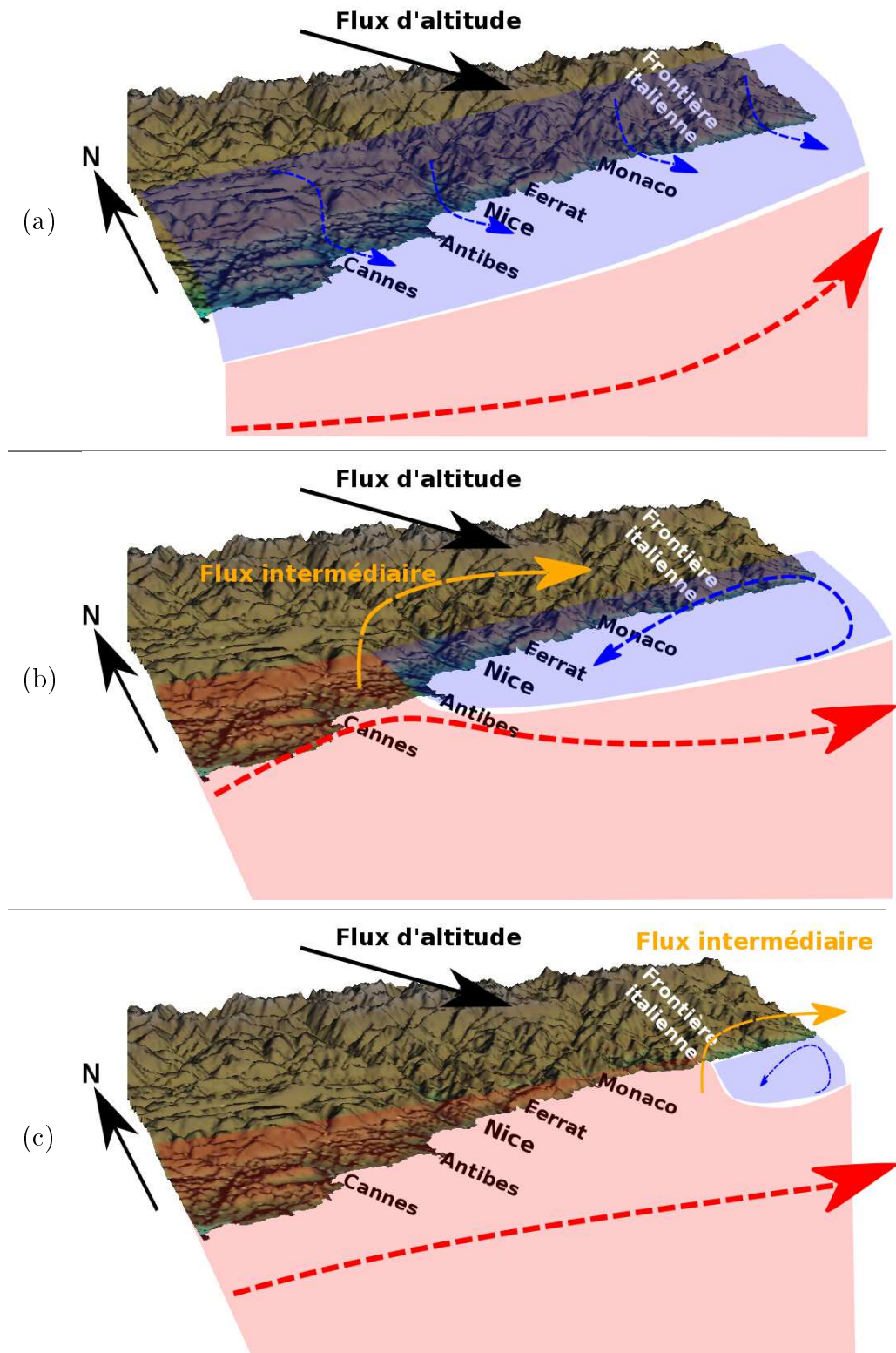


FIGURE 5.7 – Schéma conceptuel des écoulements dans les basses couches dans la région de Nice le 12 Mars 2005, lorsque le soleil n'est pas encore levé (a), lors de l'apogée du vortex (b) et lors de la phase de déclin du vortex (c). Les flèches et plans en rouge sont plus chauds que ceux en bleu.

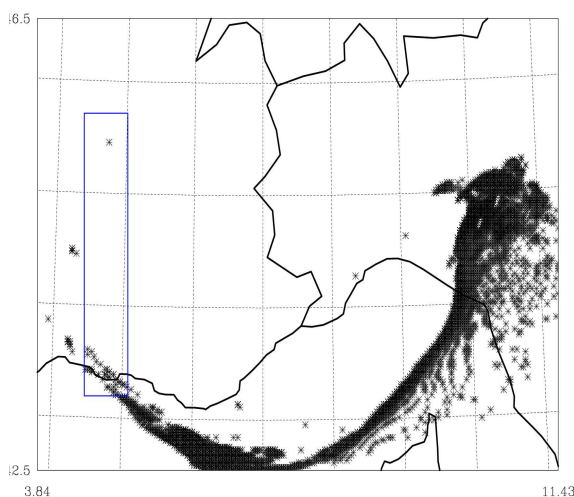


FIGURE 5.8 – Position des particules initialement (0 h) contenues dans le rectangle bleu et dans les 500 premiers mètres d’altitude après 12 h de simulation.

simulation jusqu’à la fin : aucune des particules dans la boîte initialement ne s’approche des côtes.

(a) Mise en place

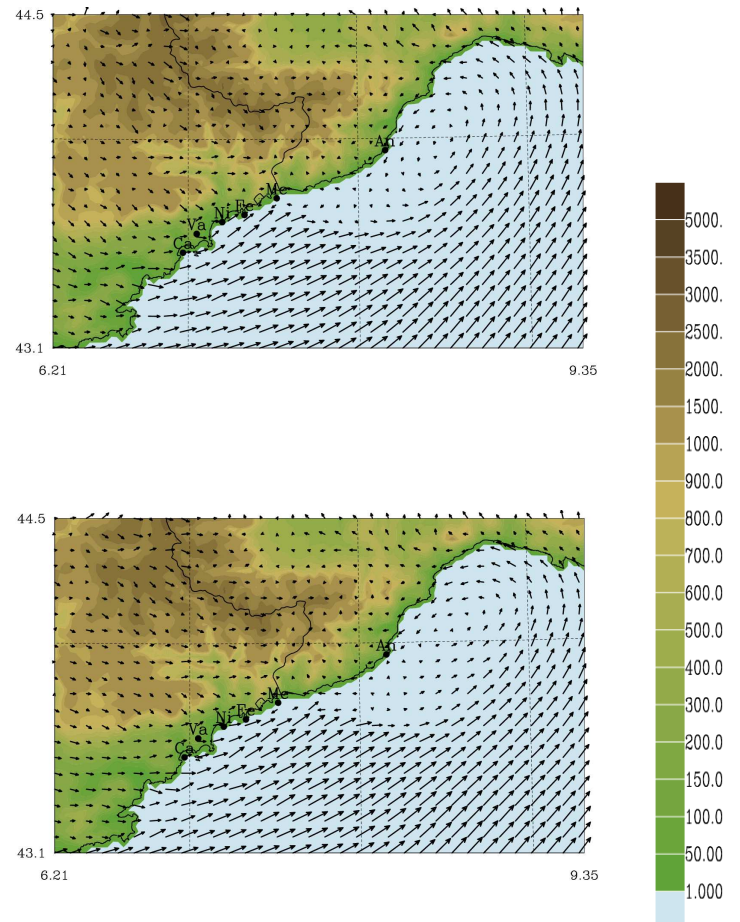
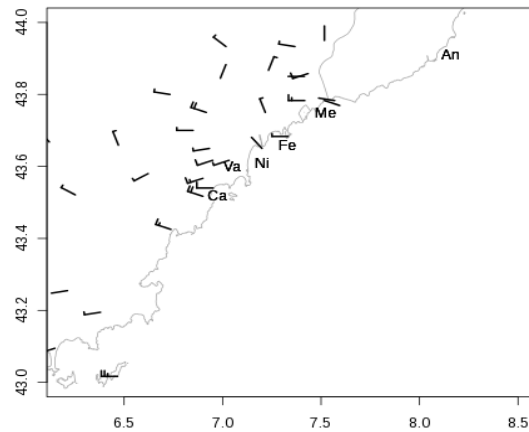
La phase de génération s’observe sur le vent à 10 m mesuré par les réseaux de surface SYNOP et RADOME jusqu’à 8 h (Figure 5.9). En effet, le flux journalier est déjà présent avec une direction de Nord-Ouest pour la plupart des stations situées sur les reliefs de la côte Méditerranéenne et le flux au large d’Ouest pour les stations proches du littoral particulièrement observable au niveau des îles d’Hyères (stations les plus au sud du domaine présenté). Un flux local de brise est cependant toujours en place, sur Nice par exemple, et malgré le changement d’altitude subi lors de la descente de la vallée, ces brises de vallées côtières apportent une masse d’air plus froide que le flux d’Ouest. Cette masse d’air froid s’accumule le long de la côte comme on peut le voir sur les observations de température à 2 m à 8 h présentées sur la Figure 5.10.a.

Durant la phase de génération, il se met donc en place un flux d’Ouest au large qui contourne une zone froide, donc plus dense, en bord de côte dans laquelle sont en place de faibles flux (brise de vallées). Ce contournement d’Ouest en Est de la masse d’air froide va l’entraîner, par conservation de la masse, dans un mouvement de rotation dans le sens inverse des aiguilles d’une montre dès lors que les brises de vallées s’estompent. D’ailleurs, en plus d’être à l’origine du mouvement de rotation, le contournement va permettre de conserver ces écoulements locaux plus longtemps après le lever du soleil. Ainsi, la série temporelle de direction du vent enregistré à Nice (Figure 5.11) fait état d’un flux de nord qui se maintient jusqu’à 10 h soit 3 h après le lever du soleil.

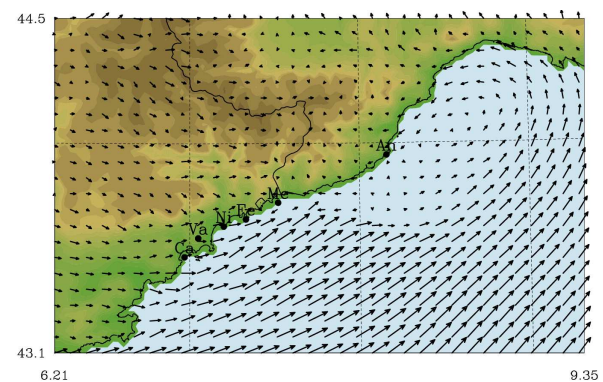
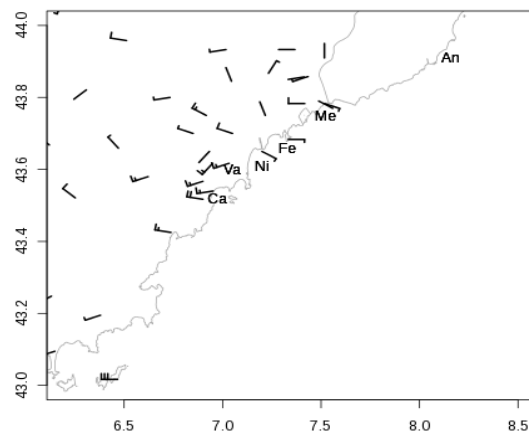
(b) Croissance et apogée

Une fois le mouvement de rotation mis en place, le vortex ainsi créé va gagner en amplitude et se propager le long de la côte : c’est la phase de croissance. Les séries temporelles de direction du vent enregistrées au niveau des différentes stations côtières d’Andora, de Cap Ferrat et de Nice (Figure 5.11) montrent bien un déplacement du cisaillement de vent

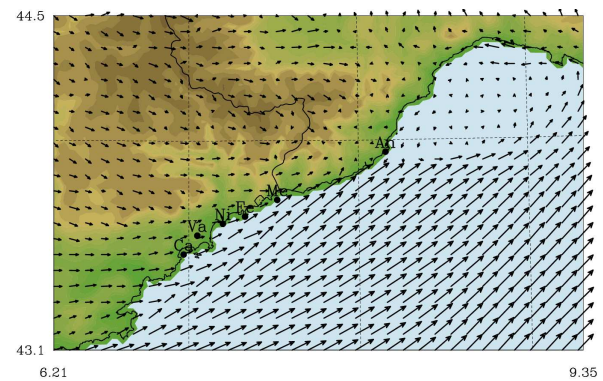
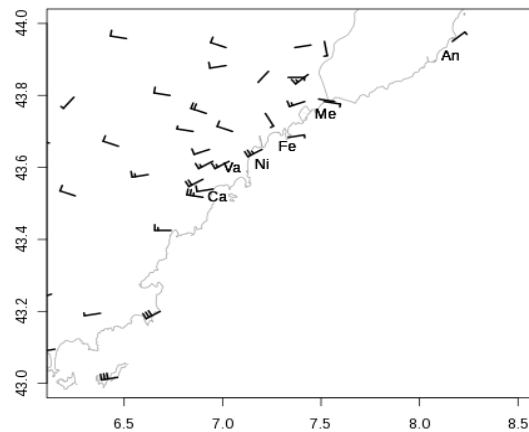
8 h



10 h



15 h



0.02 m/s Minimum Vector 25 m/s Scale

FIGURE 5.9 – Champ de vent à 10 m observé par le réseau de stations de surface le 12 Mars 2005 à 8 h, 10 h et 15 h UTC. Les lettres correspondent aux noms des stations : Cannes (Ca), Valbonne (Va), Nice (Ni), Cap Ferrat (Fe), Menton (Me), Andora (An). La colonne de droite correspond à une coupe du vent simulé au premier niveau du modèle superposé au relief à une résolution de 2,5 km.

d'Est en Ouest le long de la côte. La fréquence des observations est cependant trop faible pour obtenir une heure précise de rotation de la direction du vent pour chaque station, ou le sens de la rotation du vent lors du cisaillement.

Le flux d'Est observé le long de la côte a dépassé Nice à 10 h et se situe entre la station de Nice et celle d'Antibes (Figure 5.9), position à laquelle il se maintient jusqu'à 15 h, c'est l'apogée du phénomène. Lorsqu'on trace les coupes verticales de vent superposé à l'énergie cinétique turbulente, on observe que la zone de transition entre les deux flux conduit à un mouvement vertical ascendant et à de fortes valeurs d'énergie cinétique turbulente dans les 800 premiers mètres. On retrouve ainsi la zone turbulente mesurée par le profileur de vent à 600 m (Figure 5.6).

(c) Déclin

A partir de 15 h, le vortex perd en extension horizontale et on peut voir sur le relevé des stations de surface qu'à cet horaire le cisaillement se situe entre les stations de Nice et de Cap Ferrat, ce qui conduit à l'observation d'un vent d'Ouest de 13 m.s^{-1} sur la plateforme aéroportuaire et d'un vent d'Est de 3 m.s^{-1} au niveau de Cap Ferrat à 7 km à l'Est de l'aéroport.

Le vortex perd en extension (Figure 5.9) mais subsiste toutefois dans le golfe de Gênes car la station d'Andora enregistre toujours un flux de Nord-Est à 23 h (Figure 5.11).

Résultats de la simulation numérique

Le cisaillement de vent est reproduit dans la simulation numérique, mais il est décalé dans l'espace et dans le temps et atténué en intensité. Le courant de retour atteint son apogée à 10 h dans la simulation numérique et la zone de cisaillement se situe à un point de grille à l'Est de Cap Ferrat (2,5 km) sans y parvenir.

Les champs de vent simulés montrent néanmoins bien les trois phases comme on peut le voir sur la Figure 5.9 qui présente les champs de vent au premier niveau modèle, soit environ 14 m. A 8 h, le vortex s'est mis en place à l'Ouest du golfe de Gênes et l'extrémité du flux d'Est atteint Menton. Le vortex simulé atteint son apogée à 10 h et la zone de transition de direction se situe à un point de grille de simulation (2,5 km) à l'Est de Cap Ferrat. Le vortex perd ensuite trop rapidement en extension et, à 15 h, il est confiné à la partie septentrionale du Golfe de Gênes avec pour limite Sud, la station d'Andora.

Le mauvais placement du cisaillement de vent tout au long de la simulation semble dû à une mauvaise représentation et à une disparition prématurée de la brise nocturne qui conduit à une zone froide moins étendue dans la simulation que dans la réalité. En effet, lorsque l'on compare la température à 2 m simulée et la température observée à la même altitude (Figure 5.10), on remarque une anomalie chaude dans le modèle dès le matin, en particulier sur la zone de Cannes. Cette anomalie est liée à un effet de fœhn en aval du relief situé à l'Ouest de Nice ; c'est un phénomène de 'fœhn sec'. Il se met en place par canalisation sous des ondes piégées en aval du relief. Ces ondes apparaissent dans une zone de stabilité généralement surmontée d'une couche neutre ou d'une augmentation rapide de la vitesse du vent en haute troposphère qui empêche la propagation, vers le haut, des ondes engendrées par le franchissement d'un relief et cause leur réflexion. Dans notre cas, on observe, dans le modèle, une augmentation rapide la vitesse du vent au sommet de la troposphère à 11 km d'altitude.

La coupe verticale de la vitesse verticale (Figure 5.12.c) présente ce piègeage d'ondes non-hydrostatiques. La position de la coupe (présentée Figure 5.12.d) a été choisie pour

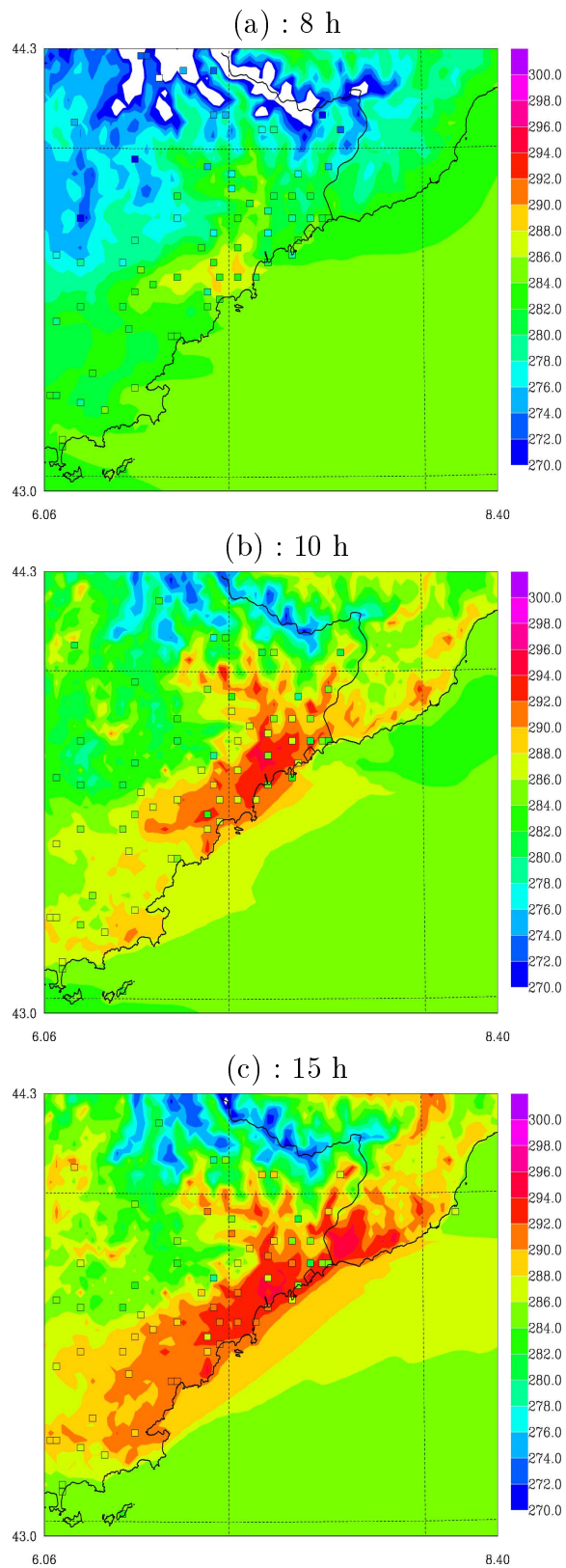


FIGURE 5.10 – Température observée à 2 m (carrés de couleur) le 12 Mars 2005 à 8h (a) [prévision 8 h], 10 h (b) [prévision 10 h] et 15 h UTC (c) [prévision 15 h] superposée au champ simulé par Mésos-NH.

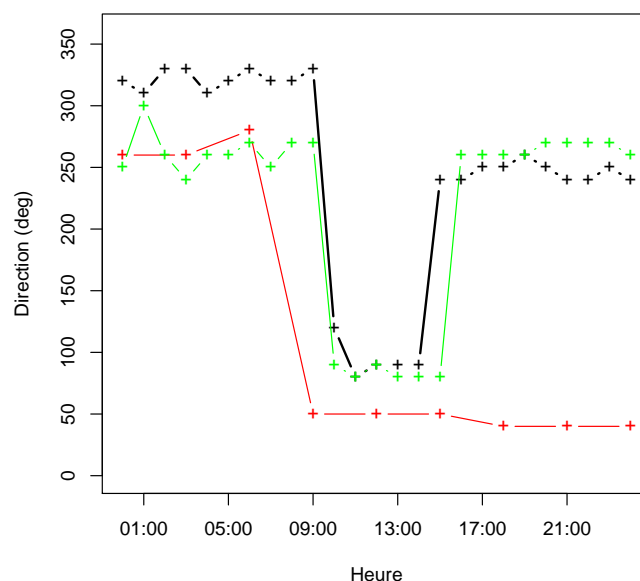


FIGURE 5.11 – Direction du vent à 10 mesurée à la station d’Andora en Italie (en rouge), à la station de Cap Ferrat (en vert) et sur l’aéroport de Nice (en noir), le 12 Mars 2005. Les directions sont des directions météorologiques.

observer l’opposition avec le flux d’Est le long de la côte (Figure 5.12.b qui représente la direction du vent). Le phénomène ondulatoire induit des noyaux d’ascendance et de subsidence dans la moyenne troposphère (Figure 5.12.c) ainsi que des fluctuations du module du vent en phase avec l’ondulation des isentropes (Figure 5.12.a). On peut noter que le dernier pic du relief des Figures 5.12 semble empêcher la propagation des ondes de relief vers le niveau de la mer (jusqu’à 15 h) par la mise en place d’un ressaut hydraulique. Le phénomène d’onde piégées et la canalisation qui en résulte sont aussi observés au-dessus de Nice (non montré). Cependant le flux fort atteint la surface tôt dans la journée et le flux d’Est est repoussé à 5 km au large des côtes. Ce vent trop intense et surtout sa propagation vers la surface pourrait expliquer l’extinction rapide de la brise de vallée et la position du flux d’Est très au large des côtes de Nice.

L’effet de foehn conduit à un réchauffement dès le matin. A 10 h ce flux chaud atteint le rivage au niveau de l’aéroport et il y a 8 degrés d’écart à même altitude entre la face Ouest et la face Est du relief de la Figure 5.12.a. Ce flux chaud de foehn est présent dans les observations comme on peut le noter sur la température à 2 m (Figure 5.10). En particulier à 15 h lorsque le flux d’Est disparaît de la plateforme aéroportuaire, on peut voir une hausse des températures en bord de côtes en aval du relief. Dans la simulation, la brise de vallée est détruite par ce flux chaud et la température proche des côtes est plus élevée que dans les observations. Nous aborderons à nouveau cette mauvaise représentation dans le chapitre suivant lors de tests de sensibilité aux conditions de couplages.

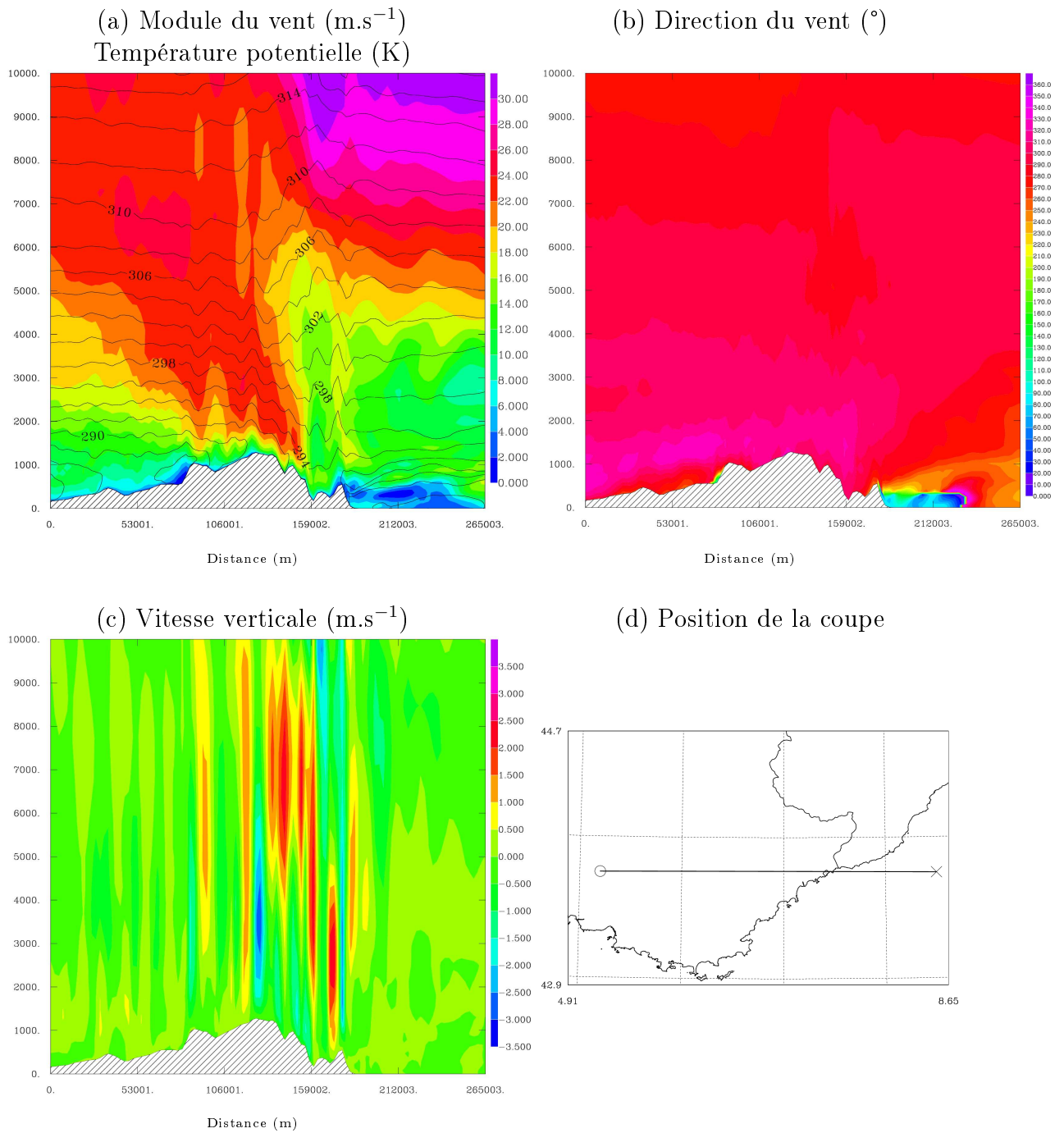


FIGURE 5.12 – Coupes verticales des isolignes de température potentielle superposée au module du vent (a), de la direction du vent (b) et de la vitesse verticale (c) sur 10 km d'altitude selon un axe Ouest/Est passant par Monaco (c) le 12 Mars 2005 à 10 h UTC [prévision 10 h].

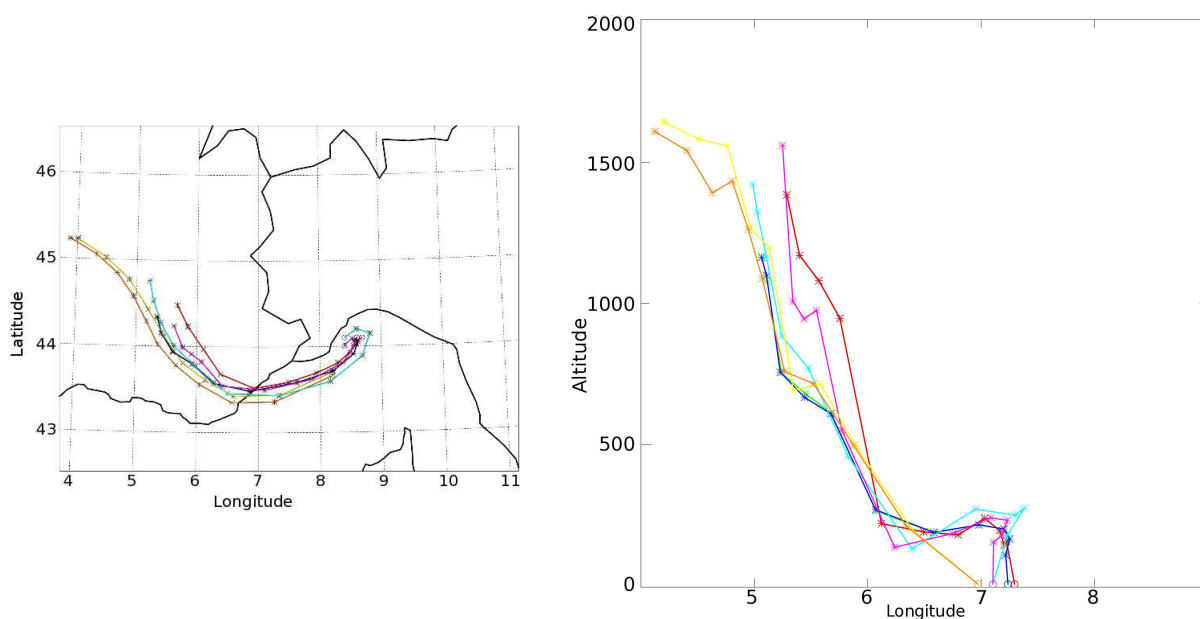


FIGURE 5.13 – Rétrotrajectoires (pour les 12 h de simulation) à partir de particules présentes à 12 h UTC le 12 Mars 2005 dans le Golfe de Gênes sur le graphique de gauche. Altitude correspondante de ces particules en fonction de leur longitude sur le graphique de droite.

La capacité de la simulation à générer un flux d'Est de manière similaire aux observations, nous permet d'effectuer des diagnostics tels que des rétro-trajectoires ou des lâchers de particules afin de caractériser l'origine de la masse d'air du vortex créé dans le golfe de Gênes en milieu de journée. Les rétro-trajectoires présentées sur la Figure 5.13 montrent que les particules situées dans le vortex à 12 h proviennent toutes d'une altitude supérieure à 1000 m et ont franchi les Alpes du Sud pour atteindre une altitude de 200 m au dessus de la mer avant de se retrouver en surface. Ces particules ont donc subi une compression adiabatique qui les a réchauffées et asséchées par rapport à leur niveau d'origine. Toutefois, le flux chaud et humide de Sud-Ouest sur la mer est tel que ces particules génèrent malgré tout une masse d'air plus froide et plus sèche que celle de l'écoulement synoptique.

Ce diagnostic a été complété par des lâchers de particules advectées au cours de la simulation depuis des boîtes prédéfinies à l'instant initial. L'unique boîte contenant des particules prises dans la recirculation est présentée sur la Figure 5.14. L'extension verticale de la boîte est une zone comprise entre 800 m et 1500 m. Les particules se dirigent tout d'abord vers la Méditerranée dans un flux de Nord-Ouest puis sont transportées en direction du golfe de Gênes. Un nombre important de particules franchit le relief de la chaîne des Apennins alors que d'autres apparaissent bloquées. Celles qui franchissent le relief continuent leur trajet au dessus de la plaine du Pô puis sortent du domaine. L'ensemble de particules dont la progression est stoppée par la chaîne des Apennins sont "prises" dans le vortex et restent dans le Golfe toute la journée. On retrouve ces particules dans le vortex après 15 h de simulations lors de sa phase de déclin (Figure 5.14).

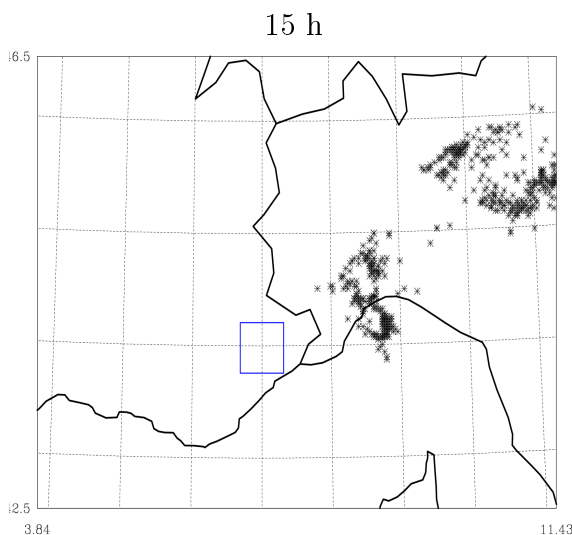


FIGURE 5.14 – Position des particules initialement (0 h) contenues dans le carré bleu dont l’extension verticale est comprise entre 800 m et 1500 m d’altitude après 15 h de simulation, c’est-à-dire à 15 h UTC le 12 Mars 2005.

5.2.3 Synthèse

La situation du 12 Mars est un cas de cisaillement de vent de type renverse par décrochage de flux avec création d’un tourbillon dans le golfe de Gênes, selon la typologie de Schwartz [2007]. Plusieurs ingrédients sont nécessaires à sa formation : des flux catabatiques nocturnes qui génèrent une zone froide en bord de côte le matin, un flux synoptique de basses couches qui contourne la zone froide et met en place le mouvement de rotation. La présence du flux de Sud-Ouest chaud et humide conduit à un contraste de masse d’air permettant à un vortex plus froid et plus sec de s’étendre horizontalement et de créer ainsi un courant de retour le long de la côte pouvant atteindre l’aéroport de Nice. Ce type de tourbillon présente certaines analogies (durée de vie et extension spatiale) avec des vortex de méso-échelle observés dans le Colorado le long des Montagnes Rocheuses [Levinson et Banta, 1995].

Si les observations du réseau de surface permettent d’identifier la renverse et d’en suivre sa progression le long des côtes, des mesures à haute résolution spatiale et/ou temporelle auraient permis de mieux analyser le phénomène. En effet, l’image du profileur (Figure 5.6) apporte de nombreuses informations par rapport aux données conventionnelles mais ne permet toutefois pas d’obtenir des informations sur mer. Pour cette situation, ce sont les résultats du modèle Meso-NH qui nous ont permis d’avoir une vision plus régionale du phénomène. Les résultats que nous avons obtenus montrent que le modèle Meso-NH simule un vortex dans le golfe de Gênes et parvient à bien reproduire les phases de création, de croissance et de déclin. La simulation montre également la présence d’ondes de gravité piégées dans la moyenne troposphère en aval du relief, qui influence le vent dans les basses couches et contribue à son renforcement (analogie avec le cas de foehn étudié par Zängl et Hornsteiner [2007]). La modélisation n’est cependant pas capable de positionner précisément en espace et en temps le front de renverse qui lors de son apogée se situe à un

point (2,5 km) du Cap Ferrat, qu'il n'atteint jamais. En réalité il y a été observé durant 5 h. Ces résultats s'accordent qualitativement à ceux de Bidet et Schwartz [2006].

Le mauvais placement du cisaillement de vent peut être lié à la mauvaise représentation des écoulements catabatiques nocturnes et à leur disparition prématurée qui limite l'extension de la zone froide. Cette plus faible extension complétée par un effet de fœhn trop important sur les reliefs dominant la région de Cannes rend plus difficile la phase de croissance du vortex. La propagation du flux d'Est le long de la côte est alors stoppée par le flux d'Ouest fort et le cisaillement n'est alors pas simulé au niveau des stations où il a pourtant été observé. Pour cette situation, une meilleure représentation du relief grâce à une fine échelle pourrait permettre de mieux simuler les brises de vallées nocturnes et ainsi de propager le cisaillement vers l'Ouest.

La difficulté principale associée à la situation du 12 Mars 2005 est le manque d'observations à fine échelle (spatiale et/ou temporelle) pour mieux documenter le cisaillement et la qualité des simulations numériques. Un profileur de vent a été installé par Degréane-Horizon en 2005 à cet effet et les mesures présentés dans cette partie font partie des premières obtenues avec l'instrument sur l'aéroport de Nice. Toutefois, la configuration matérielle et logicielle de l'instrument à cette époque (notamment la présence d'importants échos de sol) ne permettait pas d'obtenir des mesures fiables dans les basses couches (caractérisées par des directions non cohérentes lors de faibles vitesses de vent). Une amélioration a été apportée au milieu de l'année 2006 pour corriger ces problèmes ainsi que pour réduire l'altitude de la première porte de mesure. Les situations de cisaillement de vent que nous décrivons dans la suite ont eu lieu durant la campagne de mesures effectuée au printemps 2009 par Météo-France (Centre National de Recherches Météorologiques et Direction des Systèmes d'Observation) en vue d'évaluer l'intérêt d'un lidar vent à balayage (horizontal et vertical). Elle nous a permis de réaliser une validation plus détaillée du modèle Méso-NH sur la région de Nice.

5.3 27 Mars 2009

Le 27 Mars 2009, un épisode de renverse a été observé entre 7h30 et 8 h par le lidar et a entraîné un changement de sens des atterrissages et décollages sur l'aéroport de Nice. La simulation numérique Més0-NH de cette situation est initialisée par une analyse AROME à 6 h et dure jusqu'à 12 h avec un couplage horaire aux prévisions ALADIN. On présente dans la suite les résultats de la simulation à 2,5 km de résolution.

5.3.1 Présentation de la situation météorologique

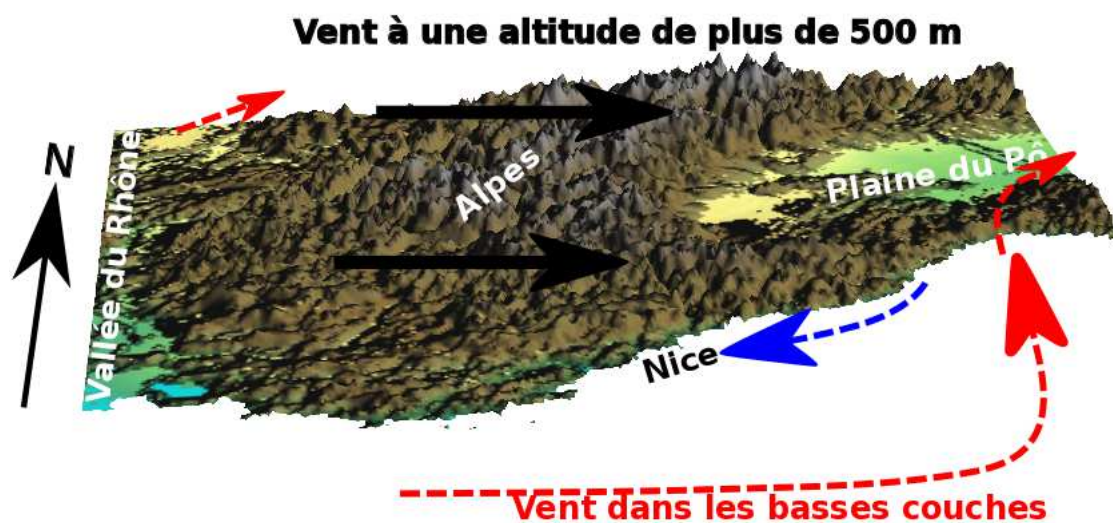


FIGURE 5.15 – Schéma conceptuel des écoulements de grande échelle pour la situation du 27 Mars 2009.

L'ensemble des observations et du modèle numérique Més0-NH nous permet d'établir le schéma conceptuel présenté Figure 5.15 :

- au delà de 500 m d'altitude par rapport au sol, un flux d'ouest est établi tout au long de la journée sur l'ensemble du domaine (flèches noires).
- on retrouve cette direction dans les basses couches (flèches rouge). La présence du Massif Central influence cependant l'écoulement qui est séparé en deux parties, la première contournant le relief par le Nord et la seconde par le Sud. La partie Nord contourne ensuite les Alpes par le Nord et est représentée par la flèche la plus au Nord-Ouest de la figure. La partie Sud atteint la mer Méditerranée puis est canalisée entre le continent et la Corse en un flux de Sud-Ouest. Lorsque ce flux atteint le golfe de Gènes, il franchit la chaîne montagneuse des Apennins. Proche des côtes et dans les basses couches, cependant, la barrière générée par les Alpes empêche le passage du flux d'Ouest laissant place à des écoulements locaux et au maintien de conditions locales qui conduisent à un flux d'Est plus froid le long de la côte (flèche bleue).

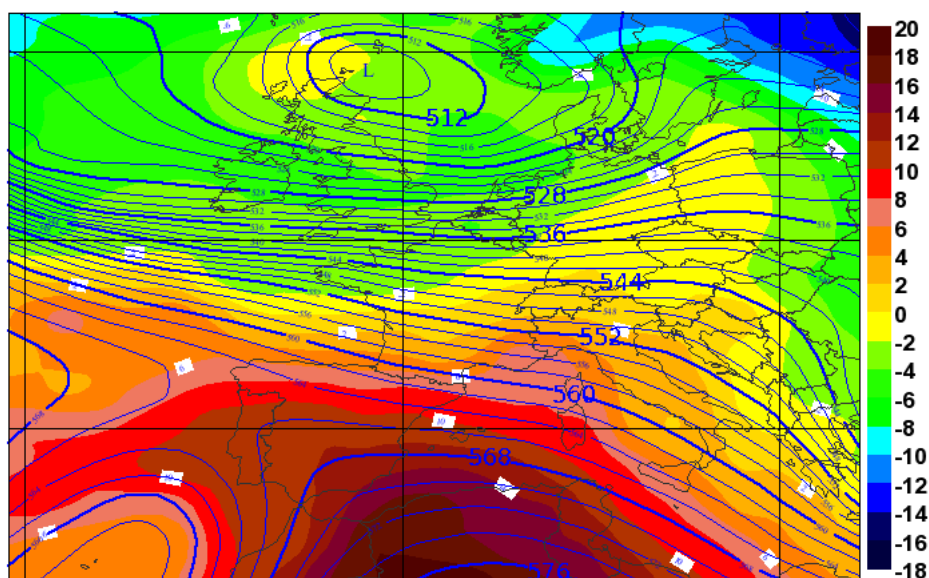


FIGURE 5.16 – Situation synoptique à 6 h du 27 Mars 2009 issue des analyses du CEP-MMT. Les champs colorés correspondent à la température à 850 hPa en °C et les isolignes correspondent au géopotential à 500 hPa en damg (décamètres géopotentiels).

5.3.1.1 Situation synoptique

L'analyse synoptique à 6 h présentée sur la Figure 5.16 pour le géopotential à 500 hPa et la température à 850 hPa montre une zone de bas géopotential stationnaire sur le Nord de l'Écosse et une autre au-dessus des îles Canaries qui progresse lentement vers le Nord dans la journée. Ces deux dépressions et le talweg présent sur le Maghreb sont à l'origine d'un fort flux synoptique d'Ouest sur l'hexagone. On observe aussi un front froid stationnaire coupant la France en deux selon un axe Bordeaux-Strasbourg et une poussée chaude sur le golfe de Gènes s'étendant vers l'Europe Centrale.

Cette analyse vient confirmer le flux d'Ouest en altitude (à 5000 m au dessus du sol) issu de la simulation numérique Mésos-NH présenté Figure 5.17. Sur le champ de vent simulé, on observe une confluence sur le Nord de l'Espagne signe d'un flux d'altitude plus intense sur tout le Sud du domaine de simulation.

5.3.1.2 Extension verticale du flux de basses couches

Dans cette situation du 27 Mars, l'écoulement est constitué de deux couches : un flux d'altitude fort et un écoulement de basses couches plus faible et fortement influencé par le relief.

La série temporelle des profils verticaux de direction et d'intensité mesurés par le profileur de vent de l'aéroport de Nice (Figures 5.18 et 5.19) permet d'observer l'extension verticale du flux de basses couches et de déterminer la zone de transition entre le flux en surface et le flux plus régulier en altitude. Les profils verticaux d'intensité et de direction du vent observés montrent une couche de 500 m d'épaisseur dans laquelle la direction et l'intensité sont différentes de celles de la couche supérieure.

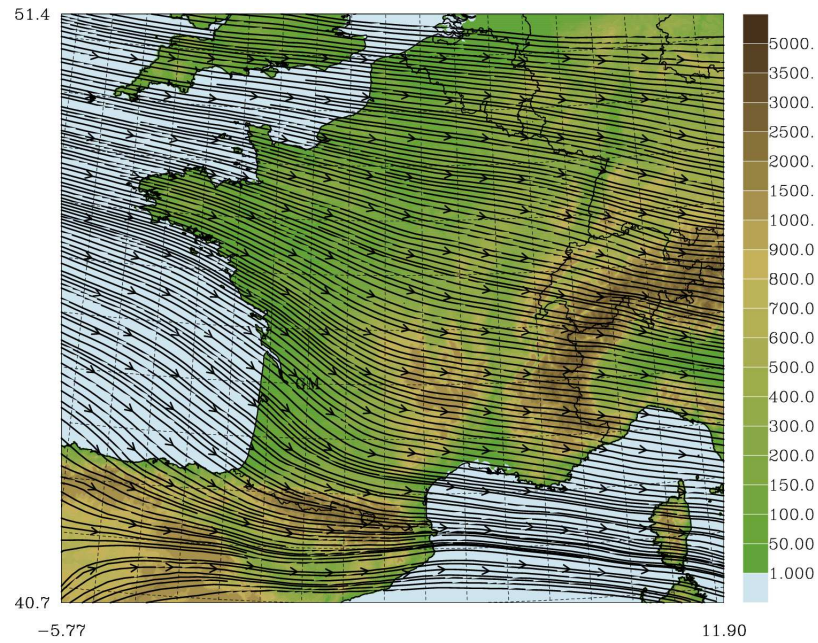
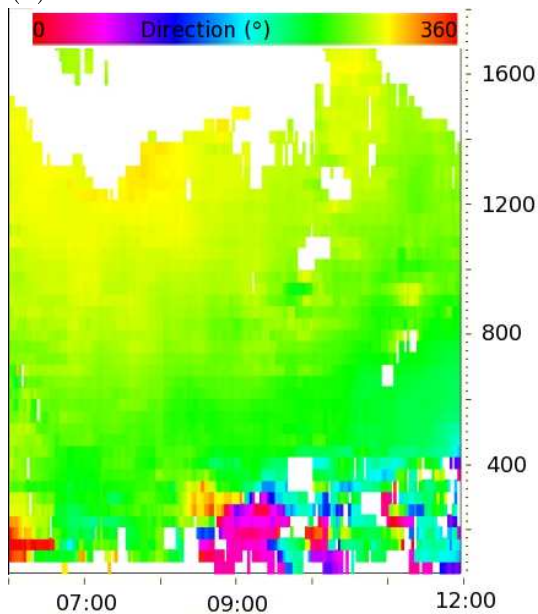


FIGURE 5.17 – Lignes de courant issues de Méso-NH au niveau modèle correspondant à une altitude de 5000 m au dessus du sol sans relief à 6 h UTC le 27 Mars 2009 superposé au relief de l'ensemble du domaine de simulation.

Direction (°)

(a) Profileur de vent



(b) Méso-NH

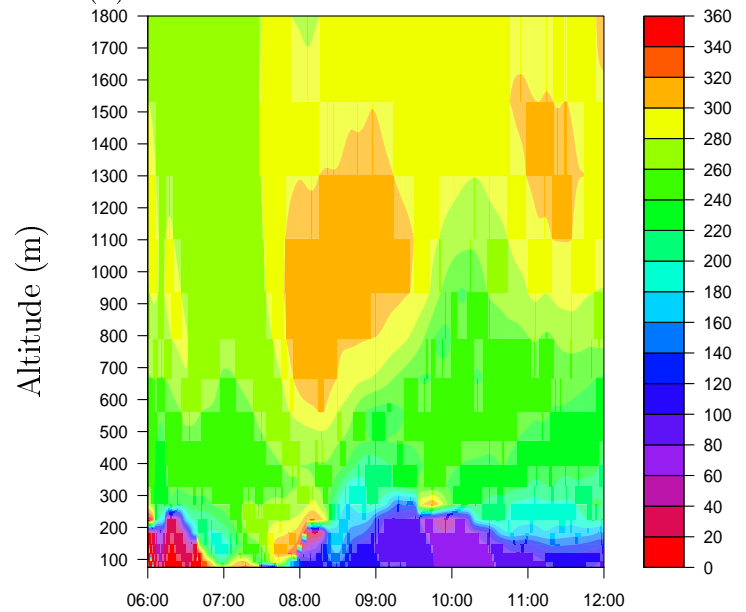


FIGURE 5.18 – Profils verticaux de direction (en °) de vent observés par le radar profileur de vent (a) et simulés par Méso-NH (b) entre 6 h UTC et midi le 27 Mars 2009 sur l'aéroport de Nice.

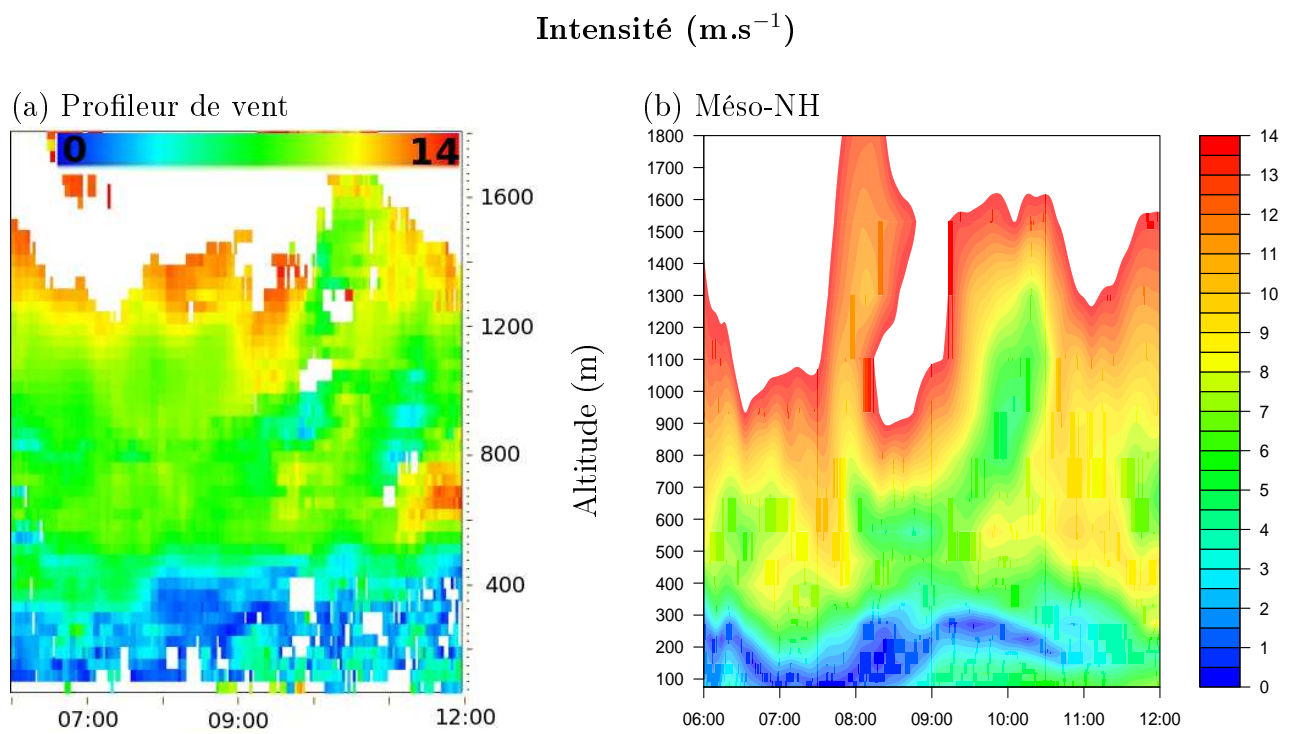


FIGURE 5.19 – Profils verticaux d'intensité (en m.s^{-1}) du vent observés par le radar profileur de vent (a) et simulés par Méso-NH (b) entre 6 h et 12 h UTC le 27 Mars 2009 sur l'aéroport de Nice.

Les profils de direction simulés par Méso-NH (Figure 5.18) sont en accord avec ceux observés. On peut noter toutefois une incursion d'un flux de Nord-Ouest depuis l'atmosphère libre jusqu'à 600 m à partir de 8 h dans la simulation qui n'est pas observée par le profileur. L'intensité du flux d'altitude est légèrement surestimée par le modèle au-dessus de 500 m. L'intensité du vent, au delà de 1000 m d'altitude, dépasse les 14 m.s^{-1} au cours des 9 premières heures de simulation alors qu'elle atteint cette valeur au-dessus de 1400 m dans les observations.

La mise en place d'un diagnostic dans les simulations Méso-NH nous a permis de comparer au même instant le modèle et les messages AMDAR comme présenté Figure 5.20. On y observe toujours la bonne représentation de la direction du flux d'altitude que ce soit à 7 h ou à 8h30. L'intensité est bien reproduite à 7 h le matin mais on retrouve la surestimation du flux au delà de 1000 m sur le profil à 8h30 avec des différences d'intensité comprises entre 1 et 2 m.s^{-1} .

5.3.1.3 Flux en surface

Les observations du profileur et des AMDAR, montrent un flux de surface qui contraste avec celui d'altitude : d'intensité plus faible d'après les mesures du profileur de vent (Figure 5.19), et de direction différente du fait de l'influence du relief. L'ensemble des observations et des champs simulés (cohérents avec les mesures) nous permet d'établir trois types d'écoulements (Figure 5.21) correspondants :

- (a) aux écoulements en place durant la nuit et au lever du jour, les brises de vallées apportent de l'air plus froid près des côtes que le flux en place au large,
- (b) à la transition lorsque le soleil commence à réchauffer le sol. Un courant de sens opposé au flux au large se met en place le long des côtes et fait disparaître progressivement les écoulements locaux à mesure qu'il se déplace,
- (c) au flux établi à la mi-journée : équilibre entre le flux proche des côtes et le flux au large.

Flux au large

Dans cette situation, la direction et l'intensité du flux au large correspondent à l'orientation du flux synoptique et on observe tout au long de la journée un fort flux d'Ouest sur mer. Il est canalisé entre la Corse et le continent comme on le remarque sur les champs de vent simulés présentés sur la Figure 5.22 où un flux de Sud-Ouest est présent au Sud du domaine.

(a) Ecoulements locaux

En bord de côte dans les basses couches, la protection par le relief (représentée par le plan bleu transparent sur la Figure 5.21.a) engendre des écoulements locaux comme les brises de vallées. On observe sur la Figure 5.22 le fort flux d'Ouest sur les îles d'Hyères, qui est le flux au large, et un flux de Nord sur les stations de bord de côtes et d'altitude, qui correspond aux brises de pentes ou vents catabatiques. Ces vents de pentes drainent une masse d'air plus froide que le flux synoptique présent au large et il se met en place un gradient horizontal de température de la côte vers le large. La zone plus froide et stable s'étend sur une bande d'une trentaine de kilomètres, puis on observe une couche neutre

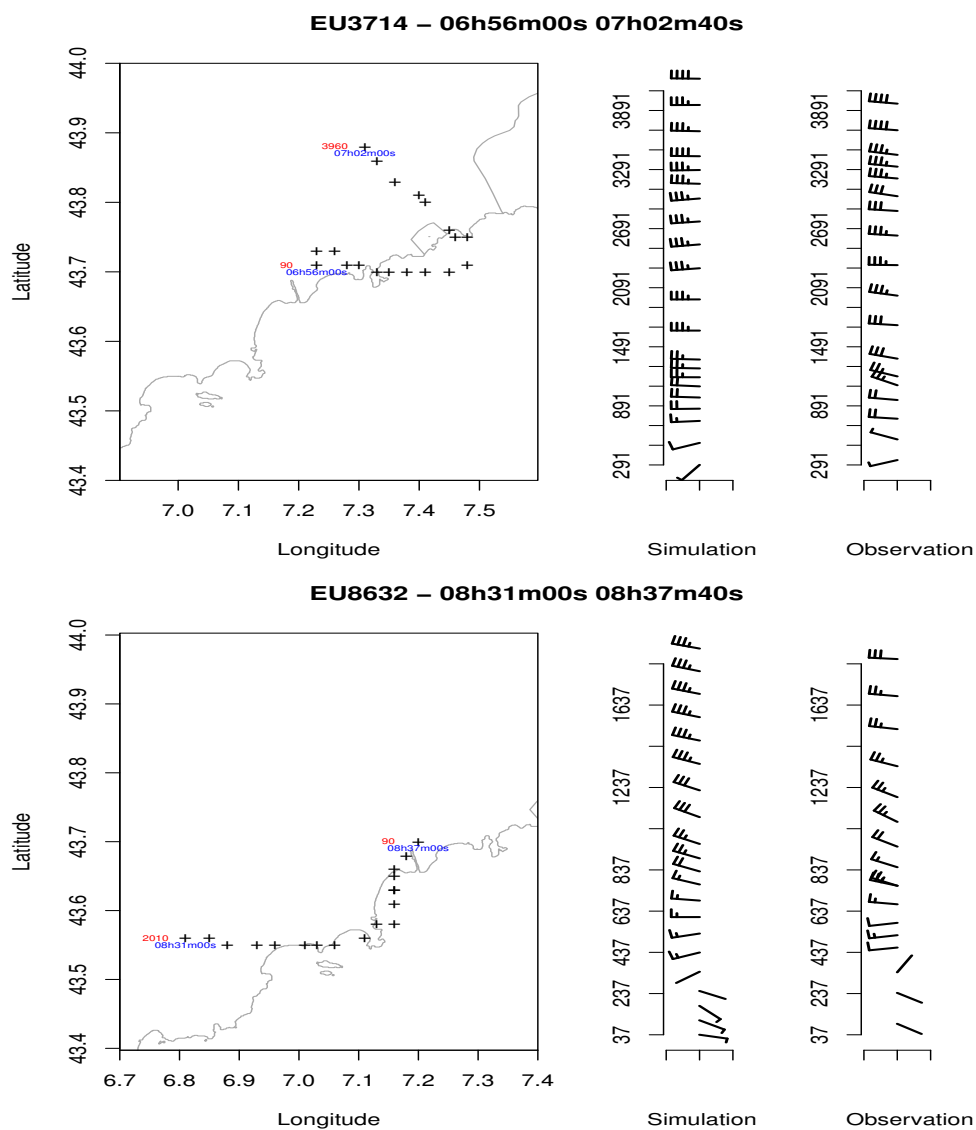


FIGURE 5.20 – Position géographique des trajets des deux avions ayant fourni des messages AMDAR le 27 Mars 2009. Les vents observés et simulés sont présentés sous forme de profils verticaux. Le vol EU3714 a décollé à 6h55 UTC et le vol EU8632 a atterri à 8h37 UTC. Les valeurs en rouge sont les altitudes (en m) de l'avion et celles en bleu sont les heures d'observation pour le premier et le dernier point du trajet représenté.

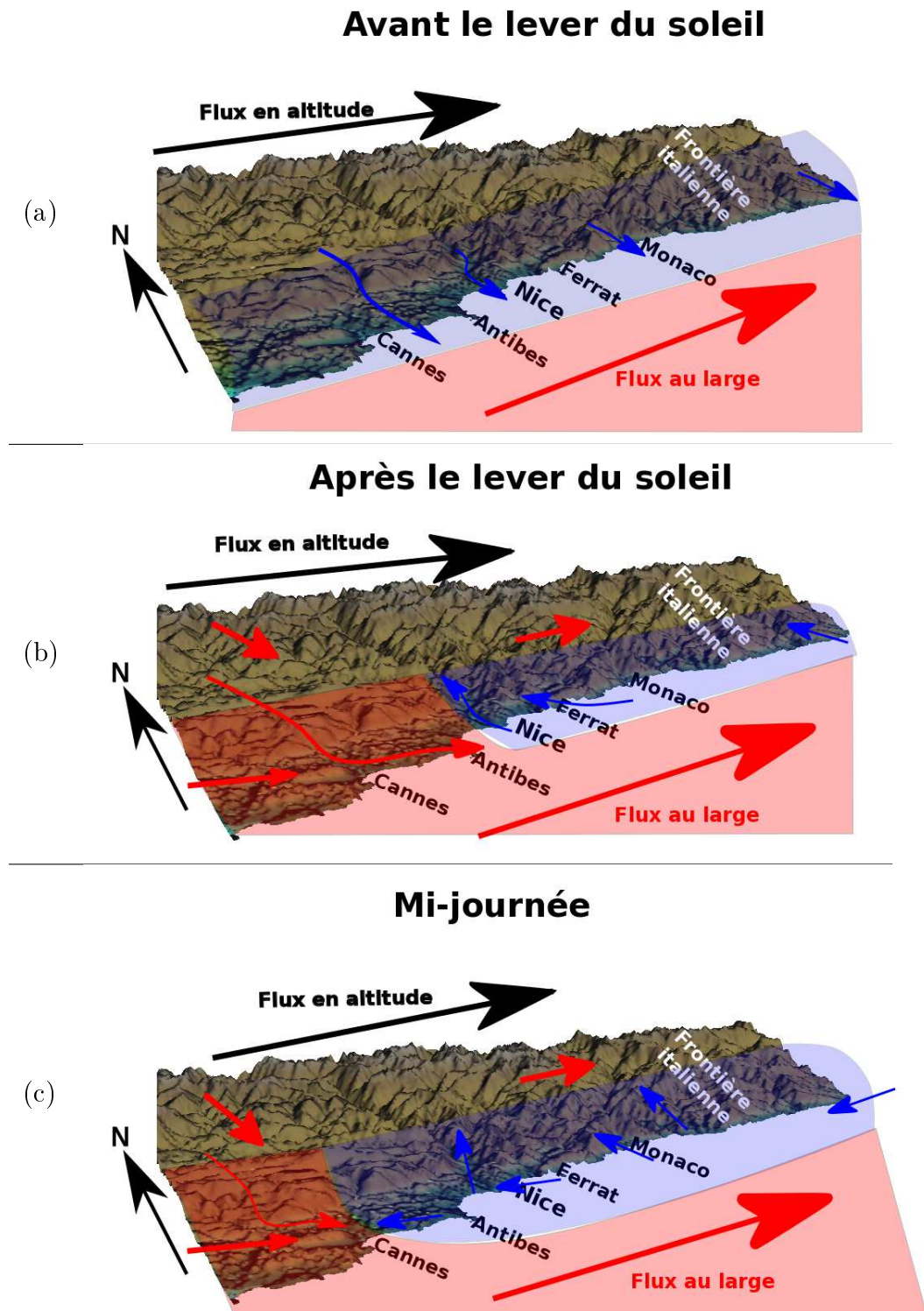


FIGURE 5.21 – Schéma conceptuel des écoulements dans les basses couches dans la région de Nice le 27 Mars 2009, lorsque le soleil n'est pas encore levé (a), une fois que le soleil s'est levé (b) et à la mi-journée lorsque le flux est établi (c). Les flèches et plans en rouge sont plus chauds que ceux en bleu.

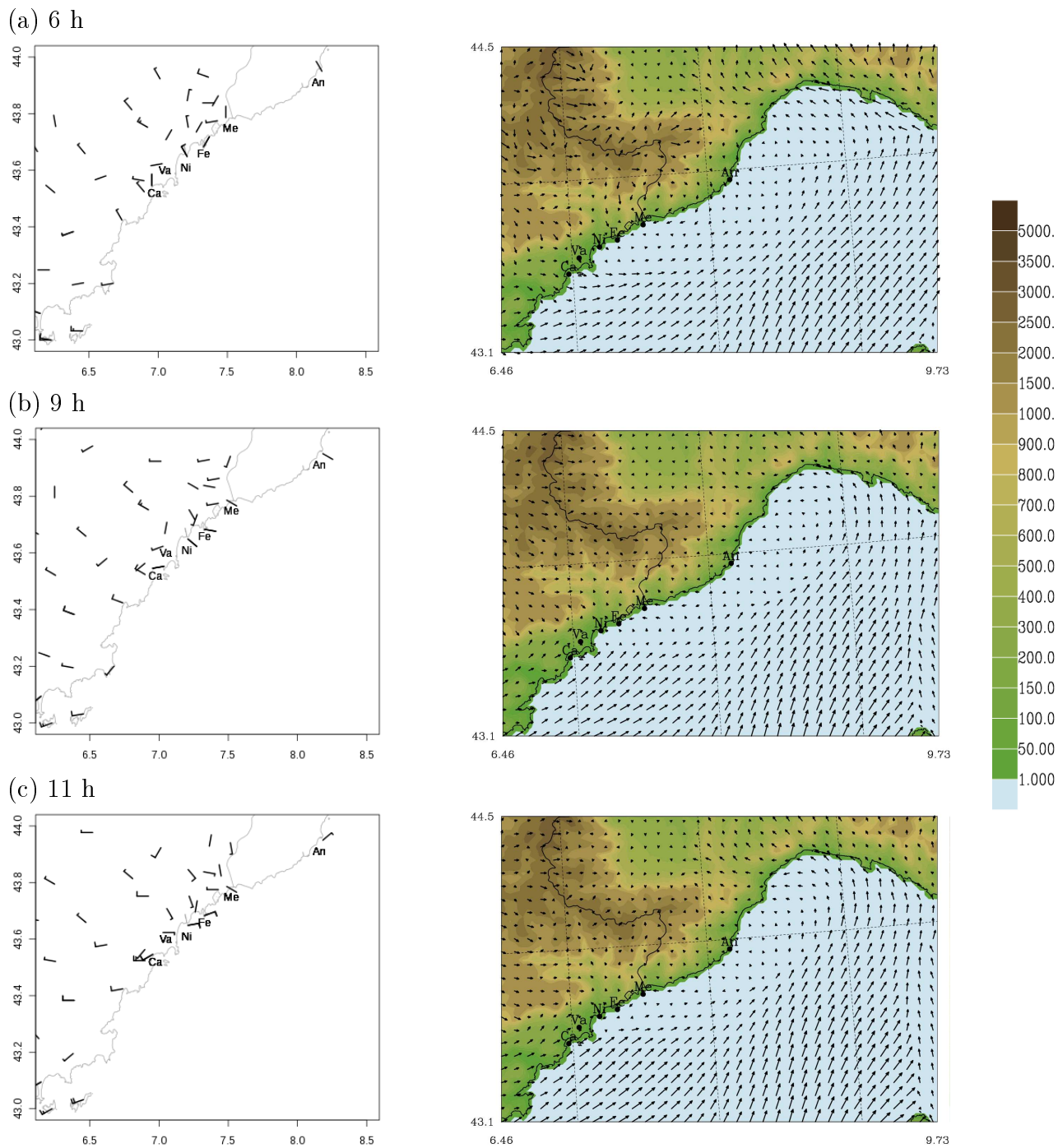


FIGURE 5.22 – Champs de vent à 10 m observés par le réseau de stations de surface le 27 Mars 2009 à 6 h (a), 9 h (b) et 11 h UTC (c), colonne de gauche. Les lettres correspondent aux noms des stations : Cannes (Ca), Valbonne (Va), Nice (Ni), Cap Ferrat (Fe), Menton (Me), Andora (An). La colonne de droite représente le champ de vent simulé par Més0-NH à 2,5 km de résolution (échantillonné une flèche sur trois) au premier niveau du modèle superposé au champ de relief.

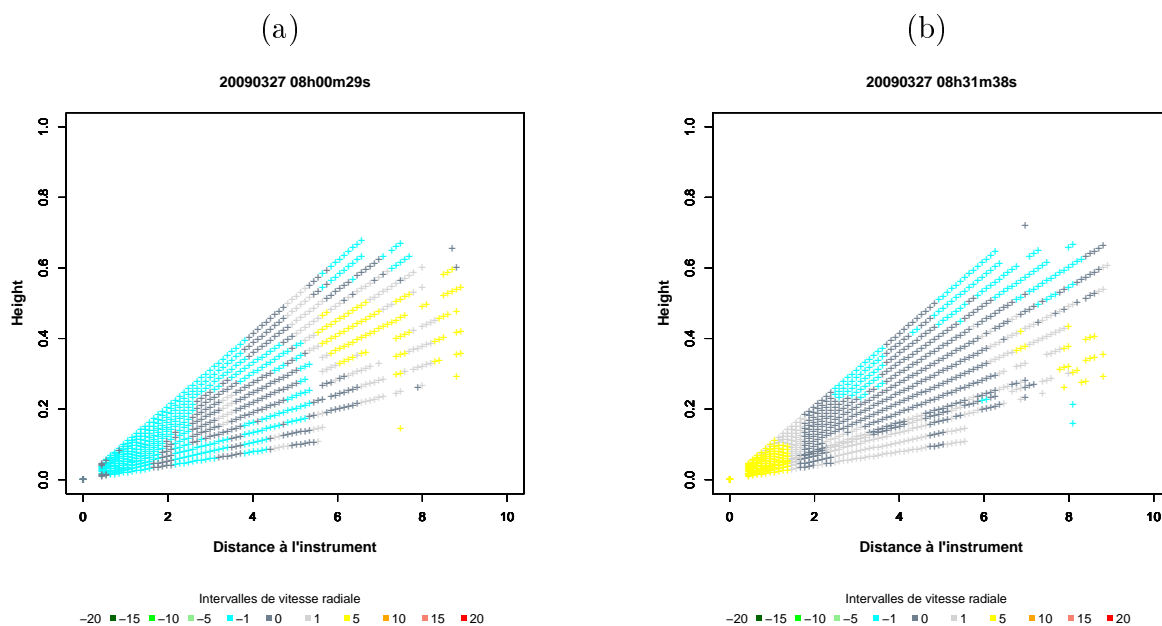


FIGURE 5.23 – Coupes verticales du vent radial obtenues par balayages verticaux du lidar dans l’axe de la vallée du Var (335°) à 8 h (a) et à 8h30 UTC (b). Les couleurs froides correspondent à un vent venant vers l’instrument et les couleurs chaudes correspondent à un vent s’éloignant de l’instrument.

qui n’a pas été atteinte par la brise.

(b) Phase de transition

Entre 8 h et 8h30, le vent catabatique disparaît sur Nice, comme on peut l’observer sur les balayages verticaux du lidar dans l’axe de la vallée du Var (Figure 5.23). A 8 h, la brise de vallée est encore établie dans les 400 premiers mètres et à une distance de 5 km de l’instrument. A 8h20 cependant, l’intensité du flux de Nord est très faible ($<1 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$) et la direction s’inverse. A 8h30, un flux avec une composante Sud s’est mis en place dans le premier kilomètre de la vallée. Cette extension est observée aussi sur les balayages horizontaux (Figure 5.25). C’est la phase de transition entre les écoulements catabatiques en place le matin et le flux d’Est qui s’établit à la mi-journée. Ces observations haute fréquence collectées durant la campagne de mesures permettent de décrire plus en détail cette phase et d’obtenir des informations sur la période de transition schématisée sur la Figure 5.24.

(b.1) Juste avant la transition : 8 h

Sur le balayage lidar à 4° d’élévation, on retrouve le flux d’Ouest à une distance de 6 km de l’instrument (soit environ 400 m d’altitude) puis à 4 km de l’appareil (250 m d’altitude) il apparaît un flux de Sud-Ouest. La brise de vallée du Var est toujours présente sur l’aéroport en accord avec les observations obtenues par le balayage vertical dans la vallée du Var.

Sur la Figure 5.26 est représentée la série temporelle relevée entre 6 h et 11 h par les quatre anémomètres situés sur l’aéroport de Nice. Jusqu’à 6h25, toute la plateforme aéroportuaire est sous un régime de vent de Nord. La brise de vallée, en place le matin, garde ensuite une intensité suffisante pour se maintenir sur au moins la moitié de la plateforme jusqu’à

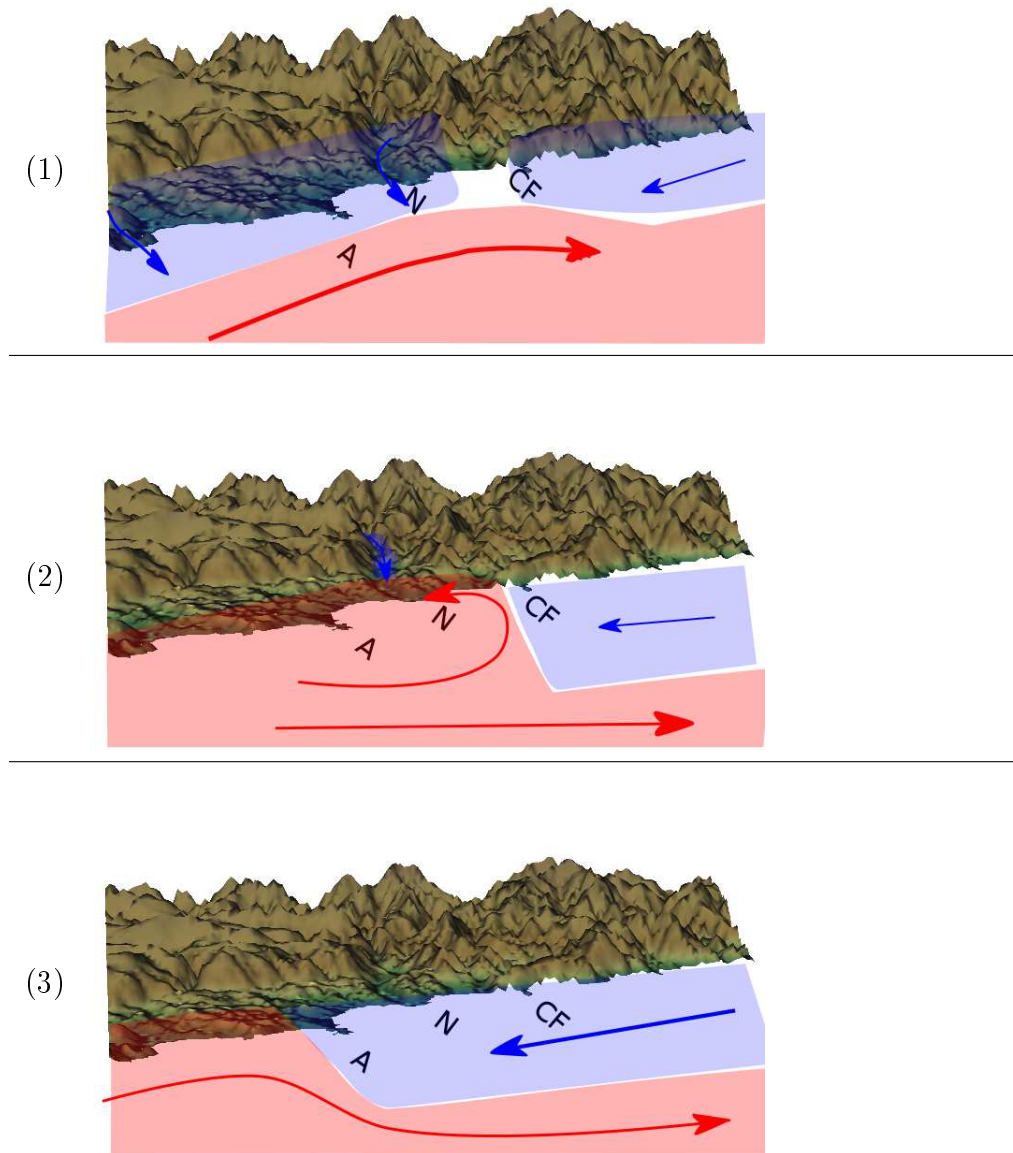


FIGURE 5.24 – Schéma conceptuel des écoulements de basses couches autour de Nice le 27 Mars 2009, lors de la phase de transition. Les flèches et plans en rouge sont plus chauds que ceux en bleu. Les lettres correspondent à : Antibes (A), Nice (N) et Cap Ferrat (CF). (1) correspond à la phase précédant la transition, (2) à la transition et (3) à la seconde transition.

8 h. En effet, alors que toute la plateforme est soumise à un flux de Nord, l'anémomètre le plus à l'Est et le plus éloigné de la vallée du Var donne des informations différentes. Il relève une intensité plus faible : 1.2 m.s^{-1} contre 5 m.s^{-1} pour les trois autres. De plus, il n'est plus sous l'influence de la brise de vallée dès 6h45. Il passe tout d'abord par une zone de vent calme pendant un quart d'heure (pas de données de direction) avant d'enregistrer un flux de Sud-Ouest (dans le sens des pistes) avec une faible intensité. L'Est des pistes est donc sous l'influence d'une masse d'air différente de celle vue par les autres anémomètres. La direction de ce flux est identique à celle observée par le lidar.

On a donc comme représenté sur la Figure 5.24(1) une brise dans l'axe de la vallée du Var et le flux de Sud-Ouest du large qui pénètre dans la baie de Nice d'où le flux de Sud-Ouest observé par l'anémomètre le plus à l'Est. La température à 2 m mesurée par l'ensemble des stations côtières entre Valbonne et Menton est comprise entre 12 et 14°C.

(b.2) Lors de la transition : de 8h30 à 9h30

Entre 8 h et 8h15, une zone de vent tellement faible est en place au-dessus de l'aéroport que les anémomètres 'Médian' et 'Est' se mettent en défaut (intensité inférieure à $0,5 \text{ m.s}^{-1}$). L'intensité augmente ensuite rapidement pour atteindre environ 2 m.s^{-1} à 8h30 et cette intensité reste constante durant l'heure qui suit.

A 8h30, la brise de vallée du Var n'est plus établie sur les pistes de l'aéroport. Les balayages lidar montrent la très faible extension du changement de direction. A 4° d'élévation, on peut voir qu'au delà de 400 m d'altitude (soit 6 km de distance de l'appareil) le flux d'Ouest est toujours présent. Dans la zone de 0 à 6 km de distance l'écoulement est plus perturbé en particulier la zone entourée de rouge sur la Figure 5.25.b dans laquelle il apparaît un flux de Sud. La gamme d'altitude dans laquelle ce flux est observé correspond aux altitudes couvertes par les balayages à 2° d'élévation. Dans cette couche comprise entre 200 et 300 m d'altitude est présent un flux pénétrant dans la baie de Nice par le Sud : c'est le flux d'Ouest du large qui est dévié par la présence du cap d'Antibes. Ce flux s'observe aussi dans les basses couches et dans le premier kilomètre de la vallée du Var. Ce flux apporte de l'air chaud et la température augmente d'environ 2°C pour être comprise entre 14 et 18°C sur les stations entre Nice et Cannes.

(b.3) Seconde transition vers (c) un flux d'Est établi : 10h

Dès 9h30 les anémomètres enregistrent une augmentation d'intensité qui se poursuit jusqu'à 12 h (non montré) pour atteindre la valeur de 9 m.s^{-1} . Au niveau de la direction on voit une modification de l'écoulement de 120° à 90° . Grâce aux balayages lidar à 9h30 et 10 h, présentés sur la Figure 5.27, on peut voir que le petit vortex à l'échelle de la baie de Nice qui s'est mis en place lors de la première transition (visible sur la Figure 5.27.a) disparaît pour laisser place à un flux d'Est (Figure 5.27.b). Ce flux se déplace d'Est en Ouest pour atteindre Valbonne et rester à cette position au long de la journée.

Ce flux d'Est a une température à 2 m de 15° . Cette température est observée tout le reste de la journée sur l'aéroport de Nice une fois que ce flux est établi. Sur la station de Valbonne, que le flux atteint entre 10 et 11 h, la température chute de 1.6°C en une heure et passe de 17.9°C à 16.3°C puis se maintient aussi autour de 15°C . En comparaison, la station de Cannes qui est soumise à un flux de Sud-Ouest enregistre 21.3°C à 11 h.

La simulation numérique reproduit très bien cet évènement de cisaillement de vent sur l'aéroport de Nice. L'évolution de l'intensité et de la direction du vent au niveau du sol suit les séries observées comme on peut le voir sur la Figure 5.26 où sont superposées

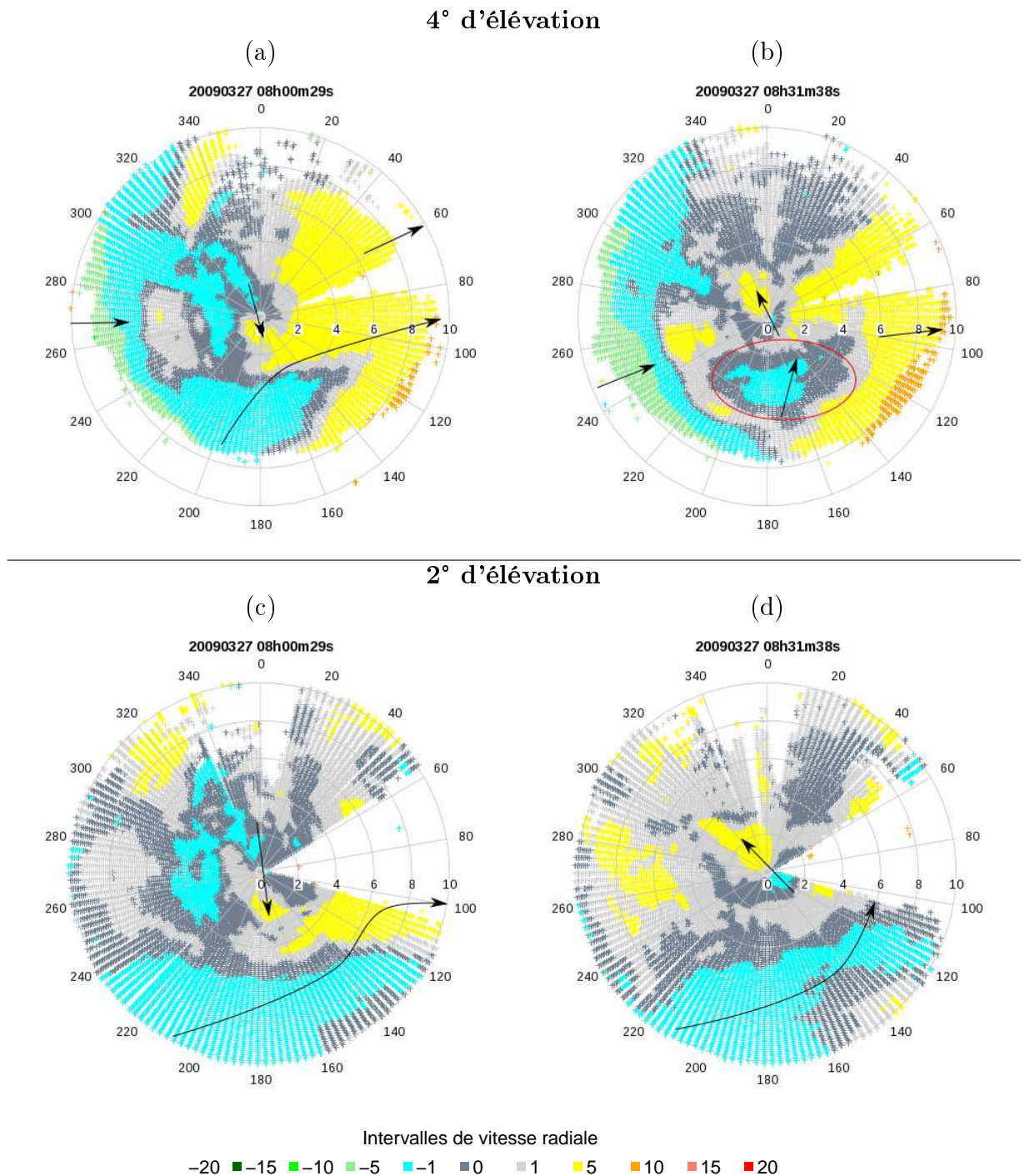


FIGURE 5.25 – Vent radial autour de l'aéroport de Nice fourni par balayages horizontaux du lidar à 4° (a et b) et 2° (c et d) d'élévation à 8 h (a, c) et à 8h30 UTC (b, d) le 27 Mars 2009.

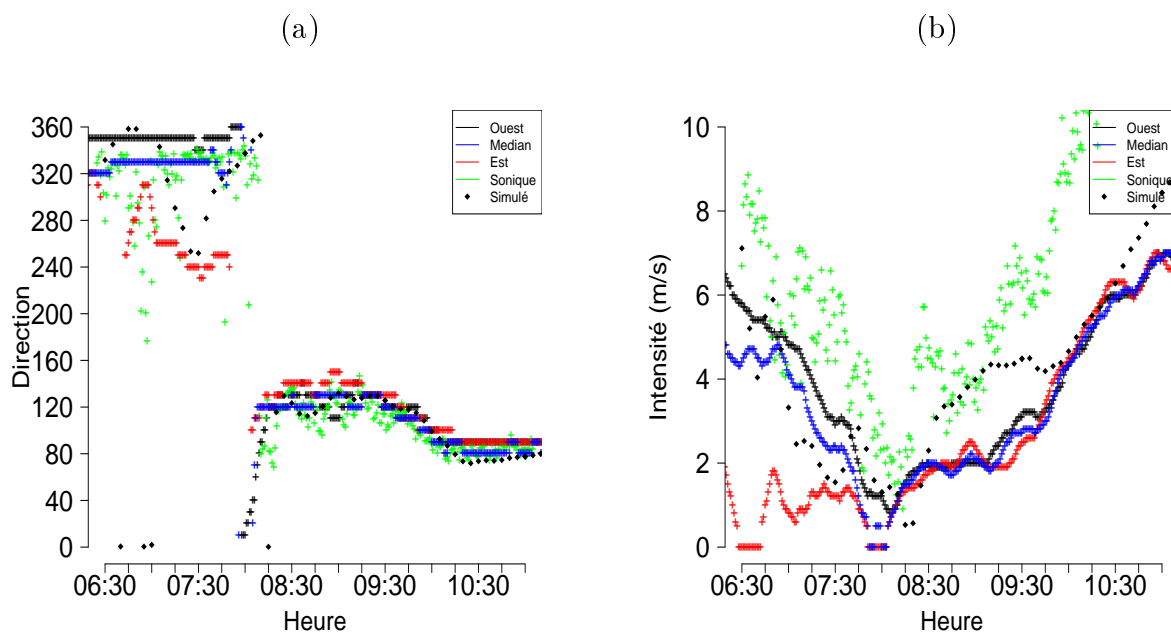


FIGURE 5.26 – Séries temporelles (échantillonnage minute) entre 6 h et 11 h UTC de la direction (a) et de l'intensité (b), observées par les quatre anémomètres présents sur les pistes de l'aéroport de Nice le 27 Mars 2009 et simulées par Mésos-NH.

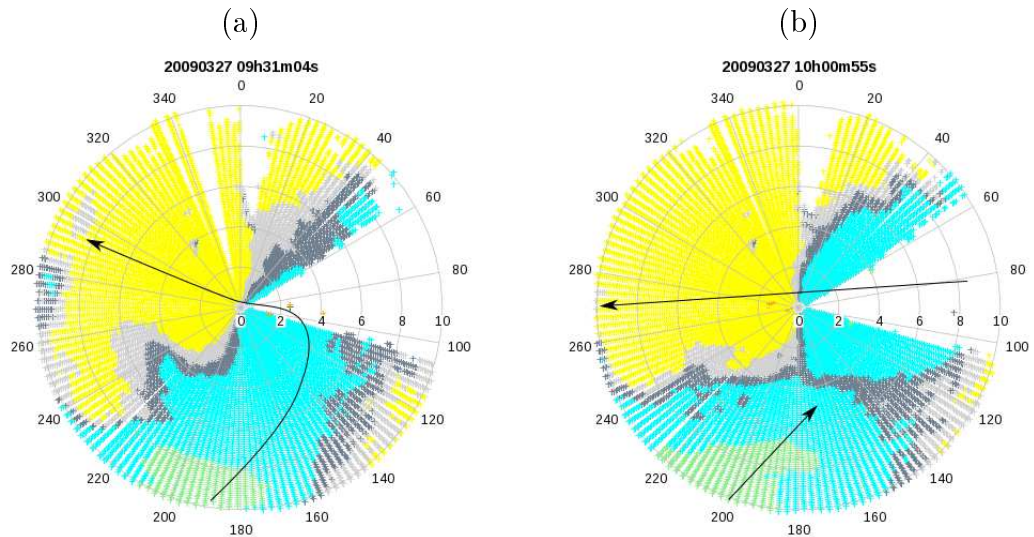
la simulation et les observations. On observe que la simulation prend quelques minutes d'avance au niveau de la propagation du flux d'Est sur la plateforme aéroportuaire lorsque l'on compare les balayages simulés par rapport aux balayages lidar observés à 9h30 et 10 h. En effet, alors qu'à 9h30, on observe encore l'entrée maritime dans la baie des Anges, le vent d'Est simulé repousse déjà le flux de Sud-Ouest. La structure du vent simulé reste malgré tout très ressemblante à celle réellement observée.

Les températures simulées correspondent aussi très bien aux températures observées. En particulier, le gradient de température entre Nice et Cannes à 11 h est très clairement reproduit par la simulation comme on peut le voir sur la Figure 5.28. Les similitudes de cette situation avec celle du 12 Mars 2005 étudiée précédemment s'observe au niveau de la configuration des écoulements conduisant au cisaillement de vent et au niveau du gradient de température. On retrouve aussi des similarités plus en altitude où un phénomène ondulatoire est observé (Figure 5.29) au-dessus du relief qui surplombe Nice. Ces ondes sont présentes dès le début de la simulation et commencent à s'intensifier à partir de 8 h. A partir de cet horaire on observe le changement de direction du vent sur l'aéroport de Nice. Les ondes se maintiennent avec une intensité similaire jusqu'à 9h30 puis on observe une nouvelle intensification du phénomène avec des mouvements ascendants plus intenses et plus en amont du relief comme on peut l'observer à 10 h (Figure 5.29). On constate que les oscillations de vent dans les basses couches sont en phase avec les perturbations de température. L'amplitude des ondes décroît ensuite rapidement en aval, probablement du fait de l'absorption de l'énergie des ondes par l'air froid des basses couches [Jiang et al., 2006]. Ce phénomène peut expliquer l'intensification du vent observée par les anémomètres de l'aéroport de Nice qui enregistrent un vent d'intensité quasi nulle à 8 h et de 5 m.s^{-1} à 10 h. Par rapport à la situation du 12 Mars 2005, le phénomène ondulatoire du 27 Mars

2009 est moins intense mais surtout il gagne moins les basses couches permettant ainsi une mise en place plus progressive du fort flux d'Ouest que lors de la situation de 2005.

La bonne capacité du modèle à représenter les différents écoulements conduisant au cisaillement de vent, nous a permis d'utiliser les rétrotrajectoires pour déterminer la provenance de la masse d'air à l'origine du flux d'Est (non montré). La zone de 400 m d'altitude et d'une trentaine de kilomètres d'extension horizontale des côtes vers la mer est isolée

Observations



Simulation

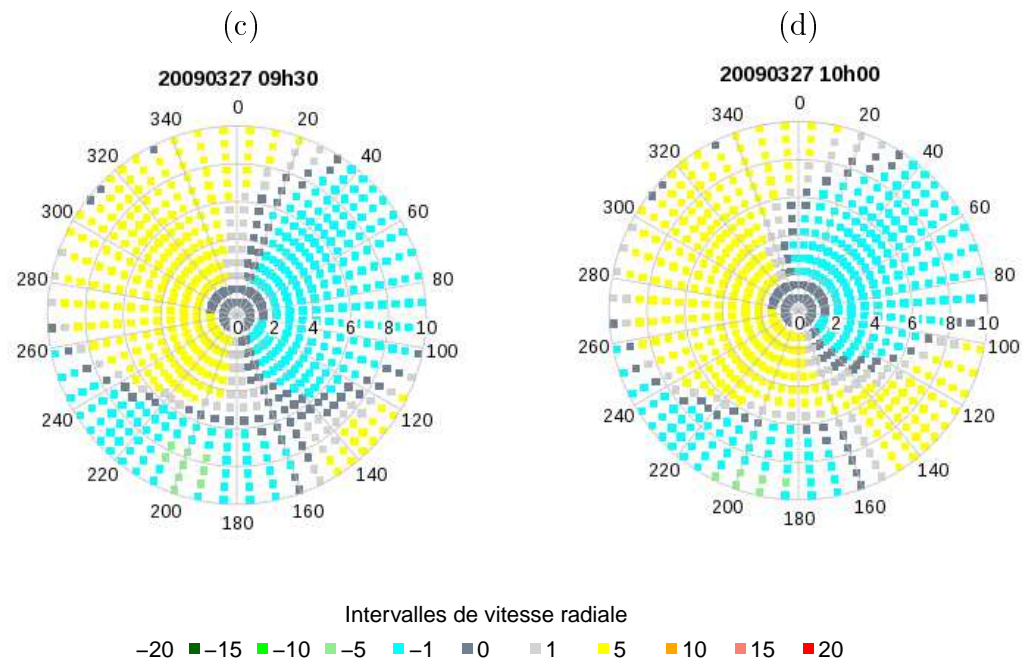


FIGURE 5.27 – Vent radial autour de l'aéroport de Nice obtenu par balayages horizontaux du lidar à 2° d'élévation à 9h20 (a) et à 10 h UTC (b) le 27 Mars 2009 et équivalent simulé à 9h30 (c) [prévision 3h30] et 10 h UTC (d) [prévision 4 h].

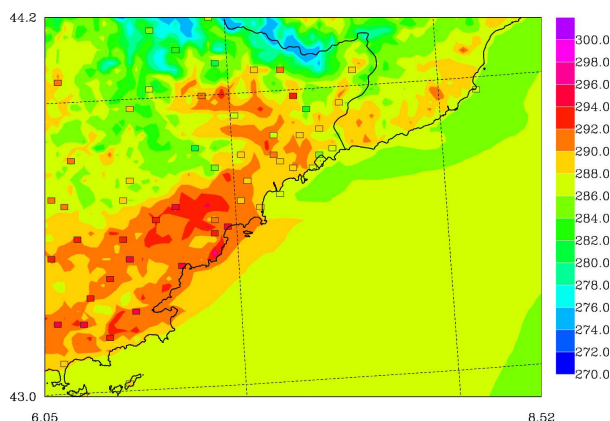


FIGURE 5.28 – Température observée à 2 m (carrés de couleur) le 27 Mars 2009 à 11 h UTC (prévision 5 h) au niveau des stations du Sud-Est de la France superposée au champ simulé par Méso-NH .

de l'écoulement synoptique. En effet, toutes les particules participant au courant d'Est sont confinées dans cette zone. C'est une zone stable et froide donc plus dense que l'écoulement synoptique qui la contourne par le haut. Un mouvement ascendant se met en place à l'interface entre le flux synoptique et cette langue d'air froid. Il est compensé par un mouvement subsident au sommet de cette couche. Cela conduit à un flux d'Est par conservation de la masse et l'apport de particules provenant de la même altitude permet de conserver une température constante au sol.

5.3.2 Synthèse

Le cas de cisaillement de vent du 27 Mars 2009 est une situation similaire à un décrochage de flux qui combine des écoulements synoptiques et des flux de basses couches. Durant la journée seuls les 400 premiers mètres sont concernés par la rotation du vent engendrée par le passage des brises nocturnes à un flux d'Est dans les basses couches. Les avions rencontrent donc ce phénomène de changement de direction et d'intensité à quelques centaines de mètres seulement de l'aéroport.

Les brises de vallées côtières apportent une masse d'air plus stable dans les très basses couches de l'atmosphère (en dessous de 400 m) par rapport au flux synoptique au large et au dessus de 400 m. Un phénomène local à la baie de Nice (vortex à l'échelle de la baie) permet de propager cette langue froide jusqu'à l'Ouest de la baie où il stoppe sa progression pour le reste de la journée.

Les observations à haute fréquence obtenues grâce à la campagne de mesures permettent d'obtenir une vision des écoulements locaux tout au long de la journée mais surtout des périodes de transition de direction de flux. Le lidar, en particulier, fournit un champ en deux dimensions de l'écoulement dont une grande partie sur mer. L'apport de la simulation numérique, dont les résultats ont été validés par l'utilisation et la mise en place d'outils de comparaison aux observations, est non négligeable pour obtenir une information plus régionale.

Dans cette situation, l'état simulé correspond très bien aux observations à toutes les altitudes malgré une légère surestimation de l'intensité du vent. La structure du vent et

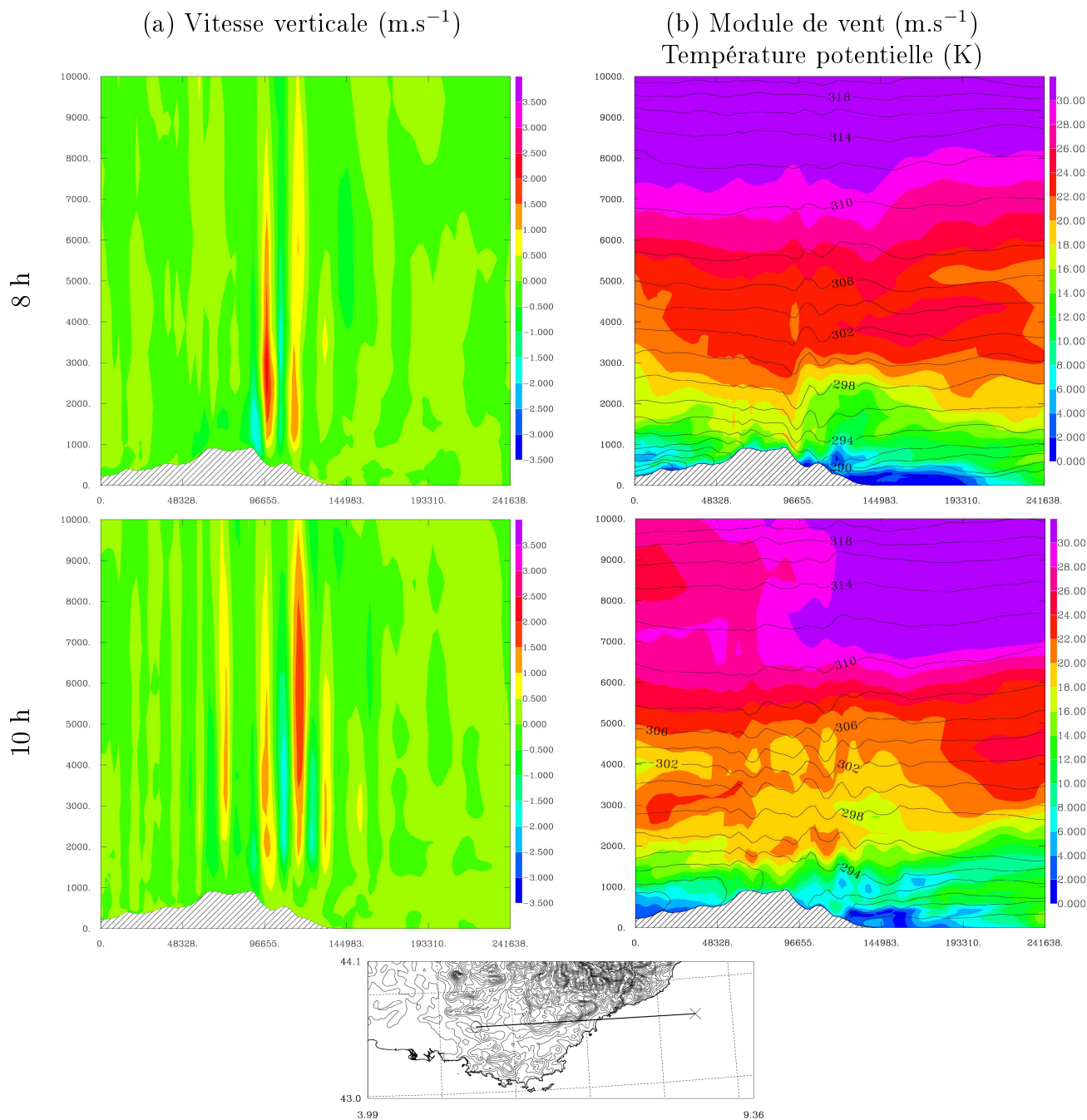


FIGURE 5.29 – Coupes verticales de la vitesse verticale (a) et des isolignes de température potentielle superposées au module du vent (b) sur 10 km d'altitude selon un axe Ouest/Est passant par Nice simulées le 27 Mars 2009 à 8 h UTC (prévision 2 h) en haut et 10 h UTC (prévision 2 h) en bas.

la température, sont particulièrement bien reproduites lors du cisaillement de vent sur la région niçoise. La validation des résultats par comparaison aux observations a permis d'utiliser les nombreux diagnostics disponibles dans le modèle numérique et ainsi de rechercher l'origine des écoulements.

On a pu remarquer des similitudes entre cette situation et celle de Mars 2005. En effet, le cisaillement est confiné aux basses couches proche des côtes et il existe un gradient de température entre le flux d'Est et le flux d'Ouest. Dans les deux cas, on observe un phénomène d'ondes piégées au dessus du relief des Alpes du Sud qui surplombe la région niçoise et qui semble être un élément indispensable à la mise en place du cisaillement de vent.

5.4 24 Mars 2009

Le 24 Mars 2009, un cisaillement de vent horizontal a été signalé par le lidar à 12h45. Fait inhabituel pour un cisaillement sur l'aéroport de Nice, il est accompagné par un épisode nuageux. Il n'y a pas eu de remise de gaz lors de cet événement, mais l'héliport de Monte-Carlo a été fermé durant une heure trente et la procédure d'atterrissage a été modifiée sur l'aéroport de Nice passant à une approche par l'Est. La simulation numérique Mésos-NH est initialisée par une analyse AROME à 12 h et dure 6 h avec un couplage horaire aux prévisions ALADIN.

5.4.1 Présentation de la situation météorologique

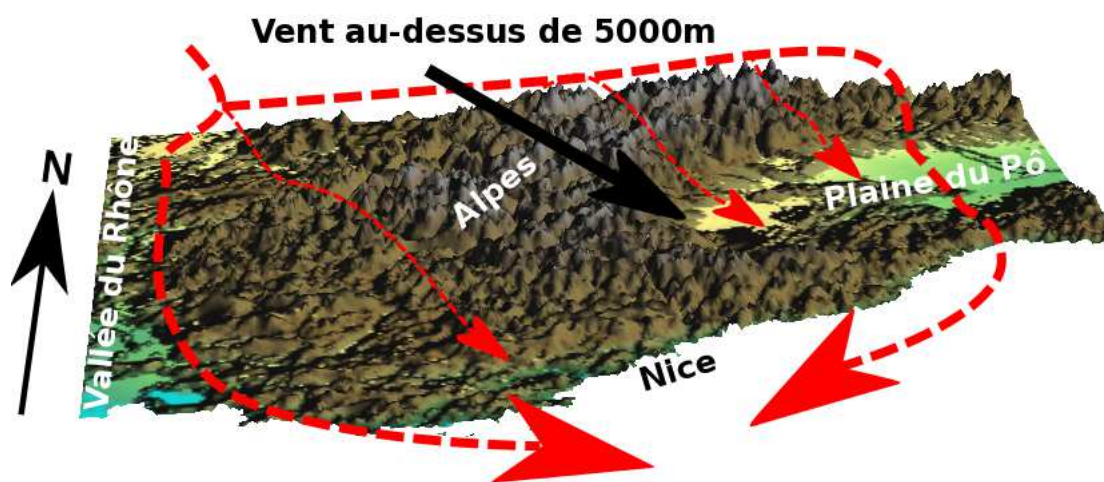


FIGURE 5.30 – Schéma conceptuel des écoulements de grande échelle pour la situation du 24 Mars 2009.

Comme présenté sur la Figure 5.30, l'écoulement de grande échelle du 24 Mars 2009 s'apparente à un événement de contournement des Alpes (comme présenté en début de chapitre), générant une zone de confluence sur la mer Méditerranée. Cette zone de confluence se déplace au cours de la journée pour atteindre l'aéroport de Nice à 12h45 et créer la variation rapide de direction du vent observée au sol par les instruments de mesures.

5.4.1.1 Flux synoptique d'altitude

L'analyse à 12 h pour le géopotential à 500 hPa et la température à 850 hPa du Centre Européen (Figure 5.31), montre un talweg au-dessus de la plaine du Pô qui se déplace vers le Sud dans l'après midi pour former un minimum local sur la Corse en début de soirée. L'opposition de ce talweg avec une dorsale sur le Maghreb est à l'origine d'un fort flux de Nord-Nord-Ouest (représenté par la flèche noire sur le schéma 5.30) sur l'ensemble de

la France. Le talweg sur l'Italie déforme l'écoulement en un flux d'Ouest sur le Sud-Est de la France à 12 h et son déplacement vers le Sud conduit à 18 h sur la côte d'Azur au même régime de Nord-Nord-Ouest que le reste de la France.

Les lignes de courant (Figure 5.32) confirment l'évolution donnée par les analyses. On voit une rotation du flux en aval des Alpes à 12 h. Le déplacement du talweg d'altitude vers le Sud entraîne un déplacement de cette courbure dans la même direction, ce que l'on remarque à 18 h (Figure 5.32.b). On peut noter toutefois que la zone de bas géopotential se situe sur le Nord de la Corse dans les analyses à 18 h, alors qu'elle est plus à l'Est dans la simulation (Figures 5.31.b et 5.32.b).

Cette situation de cisaillement de vent est particulière à cause de la présence de nuages lors du changement de direction du vent qui a été observé à 12h45. Les champs de température de brillance dans le canal infrarouge $10,8 \mu\text{m}$ ainsi que les images visibles observés par le radiomètre SEVIRI (embarqué à bord du satellite géostationnaire Météosat Seconde Génération) témoignent de la présence de nuages durant cette situation. A 12h30, le système nuageux est présent dans l'ensemble du golfe de Gênes jusqu'à la frontière franco-italienne et se déplace vers l'Ouest pour atteindre Nice entre 12h45 et 13 h (Figure 5.33.a). Ils continuent leur progression le long de la côte jusqu'aux îles d'Hyères (Figure 5.33.b) puis sont repoussés en direction de la Corse à 15 h par un flux de Nord. Cette perturbation produit des précipitations observées par radar mais seule la station de Menton enregistre 1,2 mm de précipitations au sol entre 12 h et 13 h. Les précipitations s'évaporent donc avant d'atteindre la surface (non montré).

Pour comparer la simulation numérique avec les observations, nous avons calculé la température de brillance par l'intermédiaire du modèle de transfert radiatif RTTOV (Radiative Transfer model for Tiros Operational Vertical sounder ; Saunders et al. [2005]). Le transfert radiatif calcule pour chaque couche de l'atmosphère, l'absorption, l'émission et la diffusion. Il permet de simuler une luminance (ou une température de brillance) au sommet de l'atmosphère à partir des profils verticaux de composition de l'atmosphère simulés par Méso-NH (température, vapeur d'eau, eau liquide, température de surface...) équivalente à celle observée par un satellite.

La Figure 5.33.c représente les températures de brillance simulées. En comparaison aux observations, la position générale de la zone nuageuse est bien représentée aux deux échéances (13 h et 14h30) avec cependant une sous-estimation de la couverture nuageuse dans les deux cas. En particulier, dans la plaine du Pô sur les Apennins et les Alpes-Maritimes, les nuages ne sont quasiment pas simulés. Au niveau des Alpes-Maritimes, la zone nuageuse n'apparaît pas sur le relief et le front nuageux n'atteint pas l'Ouest du département comme dans les observations.

5.4.1.2 Flux intermédiaire

La direction et l'intensité du vent mesurées par le profileur de vent permettent d'observer le vent dans les 5000 premiers mètres de l'atmosphère. Ainsi, la Figure 5.34, présente les mesures obtenues par les modes "bas" et "haut" de l'instrument. Les mesures du profileur montrent une structure du vent homogène sur toute la verticale avec un flux d'Ouest à Nord-Ouest bien établi. La rotation du vent apparaît entre 12h30 et 13 h sur l'ensemble de la verticale jusqu'à la limite de mesure (5000 m) et se maintient durant les trois heures

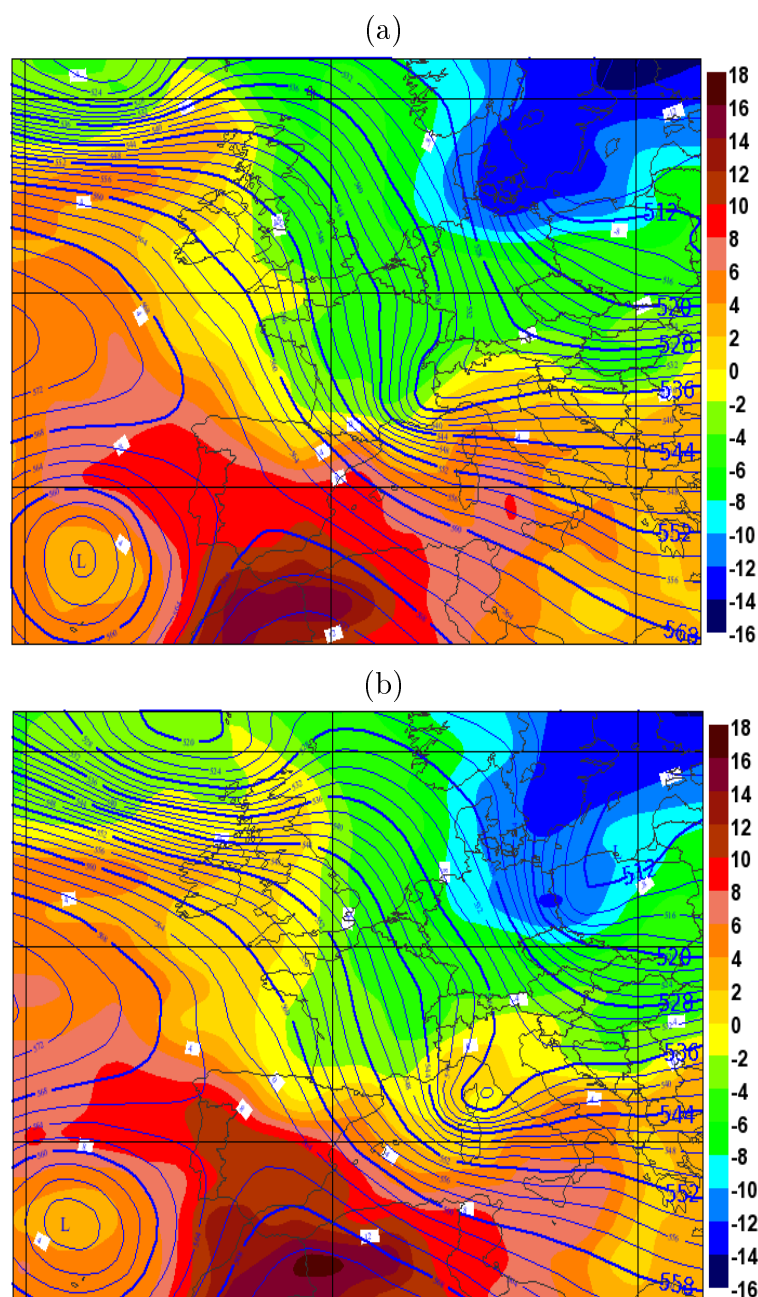


FIGURE 5.31 – Situation synoptique du 24 Mars 2009 issue des analyses du Centre Européen (ECMWF) à 12h (a) et 18h UTC (b). Les champs colorés correspondent à la température à 850 hPa ($^{\circ}\text{C}$) tandis que les isolignes correspondent au géopotentiel à 500 hPa (dmgp).

suivantes. Il s'ensuit une rotation progressive du vent pour revenir à un flux de Sud-Ouest à 17 h dans les basses couches et de Nord au-delà de 700 m. Il y a donc un front de confluence d'un flux d'Ouest et d'un flux d'Est qui se déplace le long de la côte. L'augmentation brutale du SNR (Figure 5.34.b) confirme l'apparition d'une zone nuageuse peu après 12 h entre 3000 et 5000 m.

Cette situation du 24 Mars se découpe donc en deux couches : le flux synoptique d'altitude

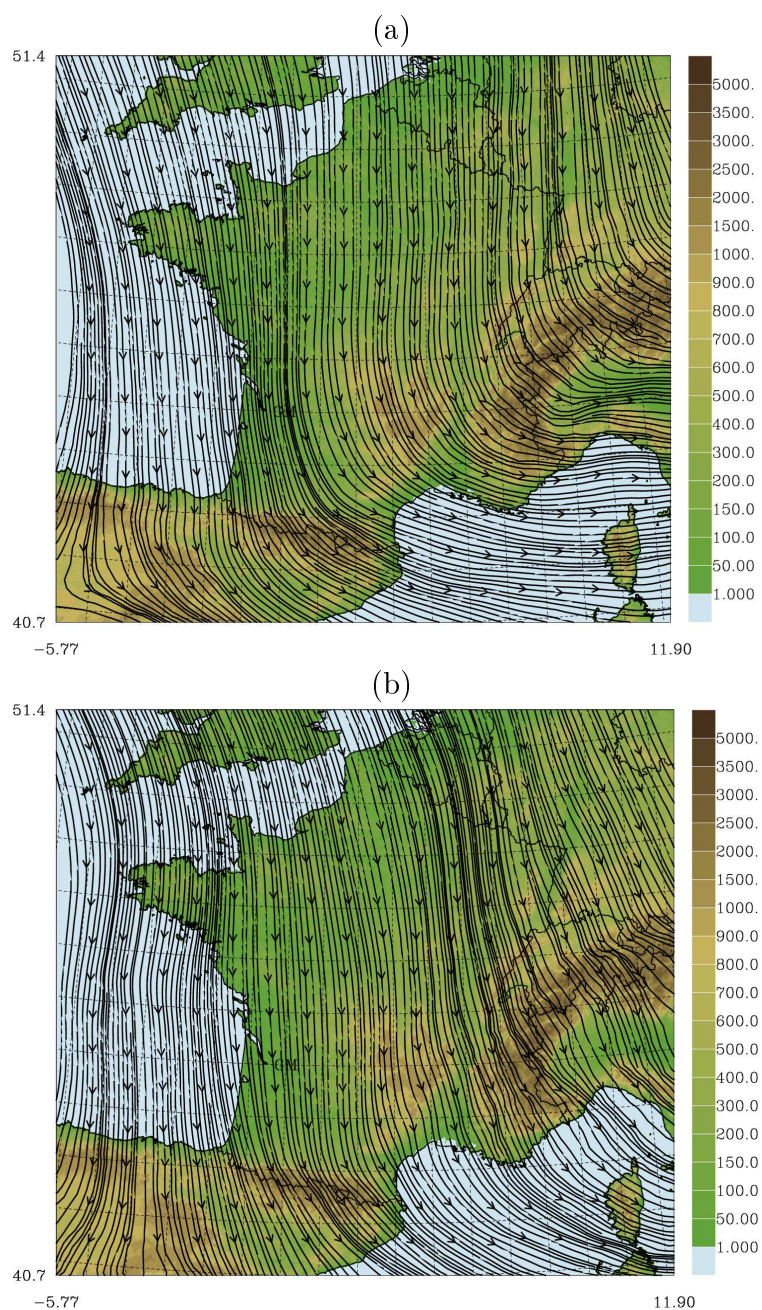


FIGURE 5.32 – Lignes de courant issues de Mésos-NH au niveau modèle correspondant à une altitude de 5000 m au dessus du sol en l'absence de relief, superposées au relief de l'ensemble du domaine de simulation à 12h (a) et 18h (b) [prévision 6 h].

dans l'atmosphère libre et le flux dans la couche limite. Il n'y a pas de couche intermédiaire.

5.4.1.3 Flux troposphérique

Nous l'avons vu précédemment sur les séries temporelles du profileur, l'écoulement se découpe chronologiquement en trois épisodes qui sont représentés sur la Figure 5.35 et

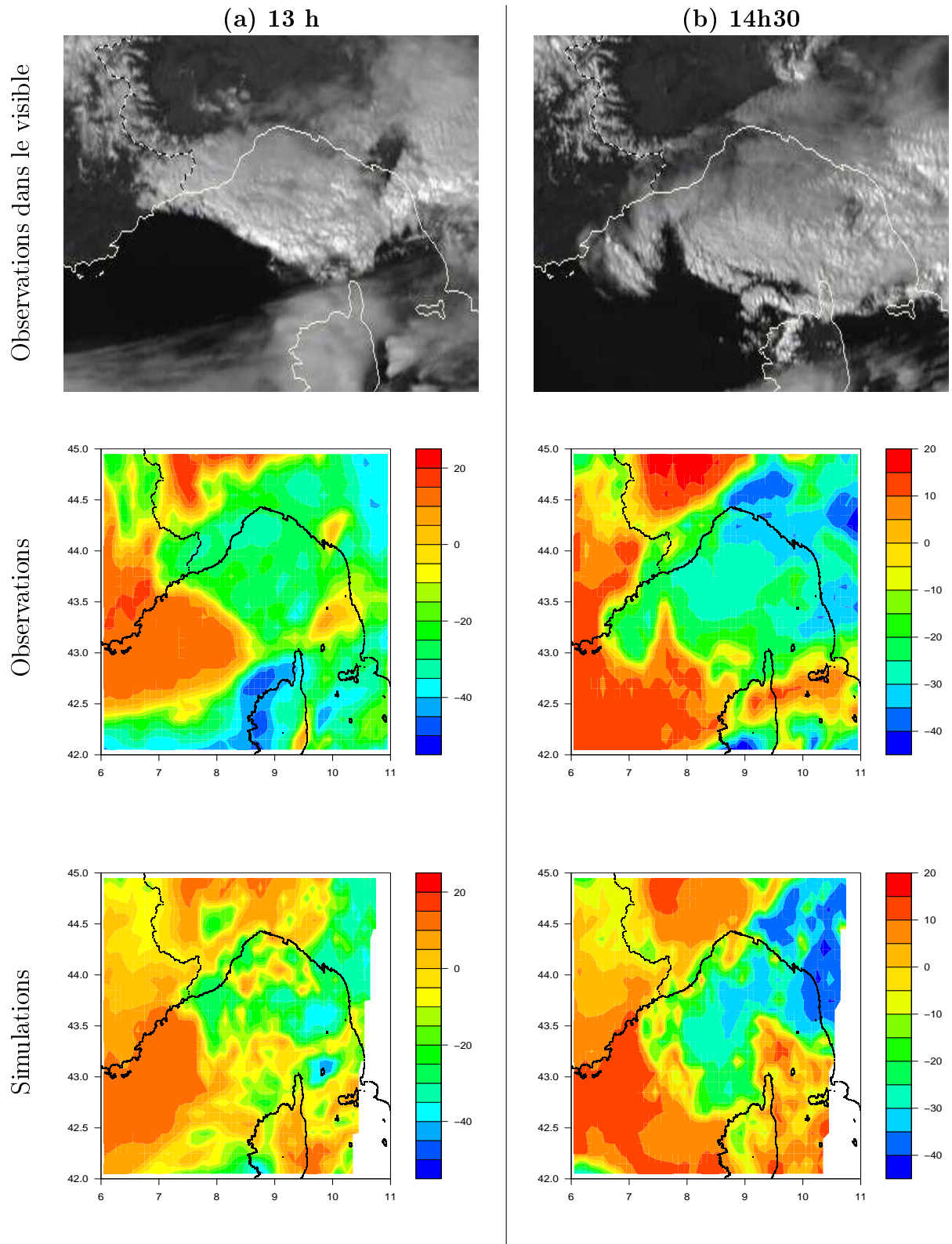


FIGURE 5.33 – Température de brillance observée par l'instrument SEVIRI embarqué à bord de Meteosat Second Generation dans le canal infrarouge à $10,8 \mu\text{m}$ (a) comparé à l'équivalent Més0-NH (2,5 km de résolution) simulé avec le schéma de transfert radiatif (RTTOV) (b) à 13 h [prévision 1 h] et 14h30 UTC [prévision 2h30 h].

dont la description est la suivante :

- (a) le matin avant 12 h, un flux d'Ouest à Nord-Ouest fort est en place sur le Sud-Est de la France et un flux fort de Nord est établi sur l'Italie,
- (b) entre 12h45 et 13 h, un changement brutal de direction est enregistré sur l'aéroport de Nice et correspond au flux de Nord provenant de l'Italie qui contourne le Sud des Alpes.
- (c) entre 15 h et 18 h, la direction du vent s'oriente progressivement en flux de Sud-Ouest en passant par le Sud en relation avec le déplacement du talweg d'altitude au Sud et génère un mouvement circulaire en aval des Alpes.

(a) Flux matinal

Le champ de vent à 10 m à 12 h mesuré par le réseau de surface (Figure 5.36) confirme le fort flux de Nord-Ouest observé par le profileur et montre qu'il s'étend sur tout le relief alpin. Ce flux s'oriente en flux d'Ouest lorsqu'il atteint la côte comme on peut le noter entre Valbonne et Cap Ferrat. Le balayage lidar à 12 h (Figure 5.37.a) montre sur Nice un flux d'Ouest d'une dizaine de mètres par seconde et qui se renforce avec l'altitude, bien établi sur l'ensemble du domaine balayé. A l'Est des Alpes, les trois stations italiennes sont toutes en accord et enregistrent un fort flux de Nord. La présence d'un flux de Sud

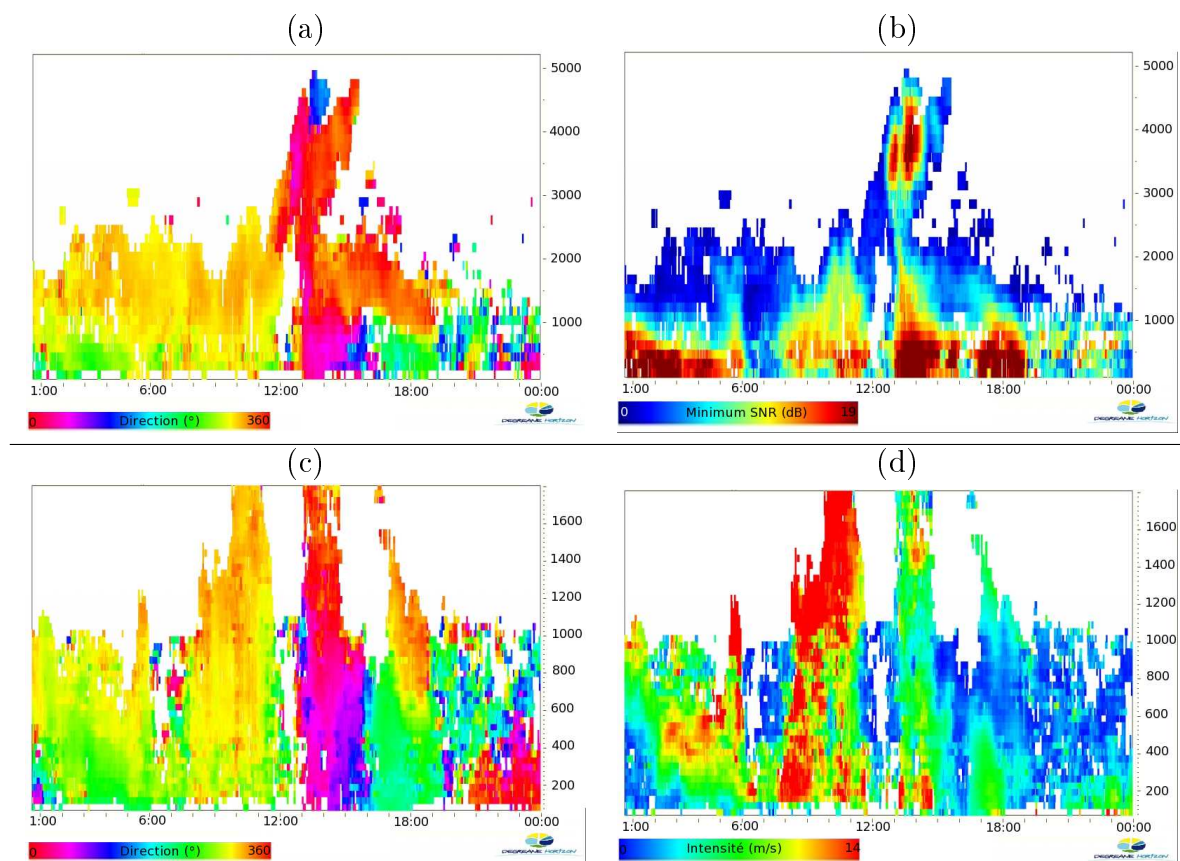


FIGURE 5.34 – Series temporelles de la direction (a), du rapport signal sur bruit [SNR] (b) pour le 'mode haut', de la direction (c) et de l'intensité (d) pour le 'mode bas' observées par le profileur de vent sur l'aéroport de Nice le 24 Mars 2009.

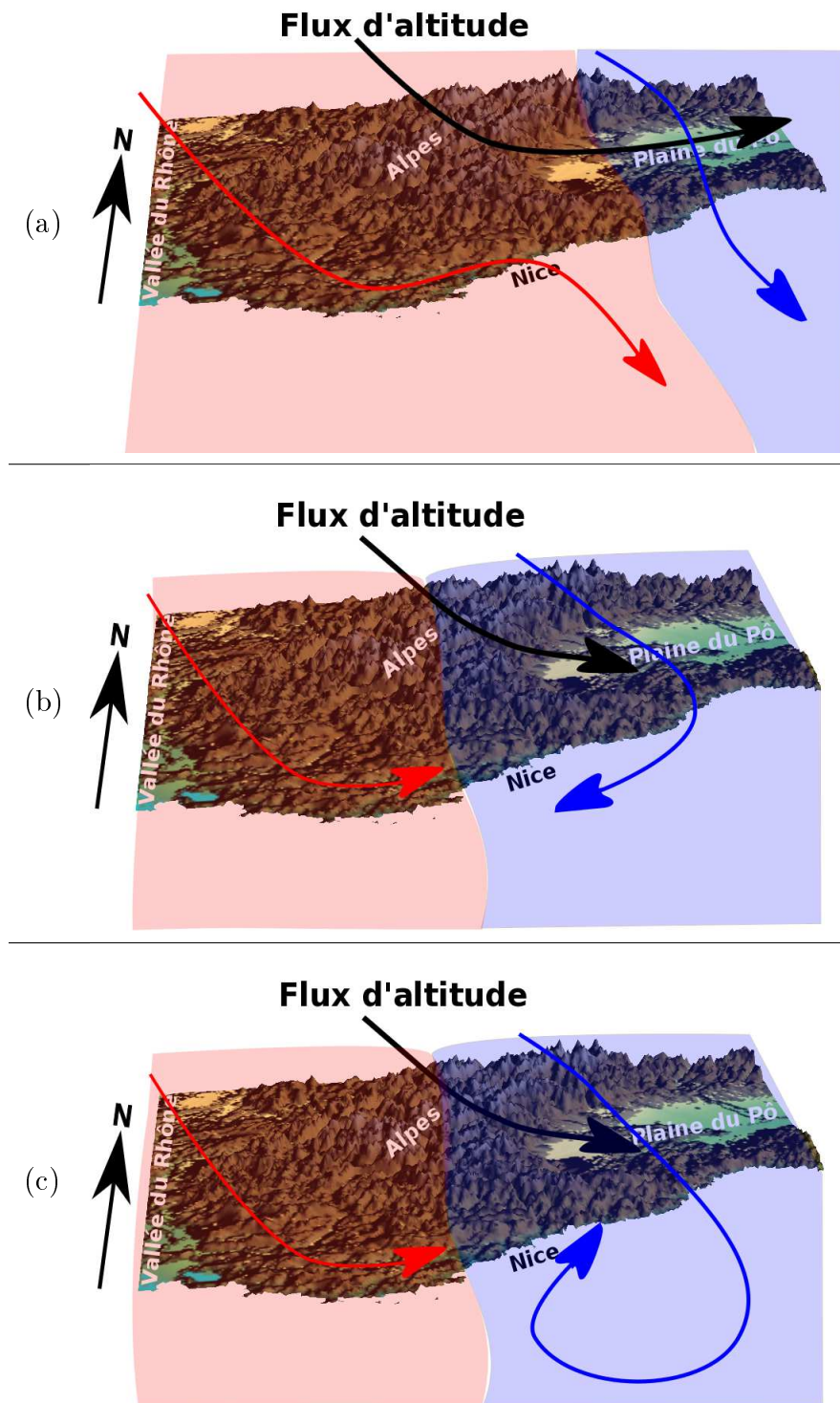


FIGURE 5.35 – Schéma conceptuel des écoulements dans les basses couches dans la région de Nice le 27 Mars 2009, lorsque le soleil n'est pas encore levé (a), une fois que le soleil s'est levé (b) et à la mi journée lorsque le flux est établi (c). Les flèches et plans en rouge sont plus chauds que ceux en bleu.

plus faible au niveau de Menton et des deux stations dans la même vallée au Nord permet de situer la confluence des deux flux de Nord-Ouest et d'Est à ce niveau.

Les températures à 2 m en bord de côte à 12 h (Figure 5.36.c) sont cohérentes (sauf la station au Nord de Monaco qui culmine à 1100 m) et sont aux alentours de 17°C en bord de mer et 15°C à quelques kilomètres à l'intérieur des terres. On observe déjà un gradient d'humidité relative à 2 m entre Nice (16%) et Menton (34%).

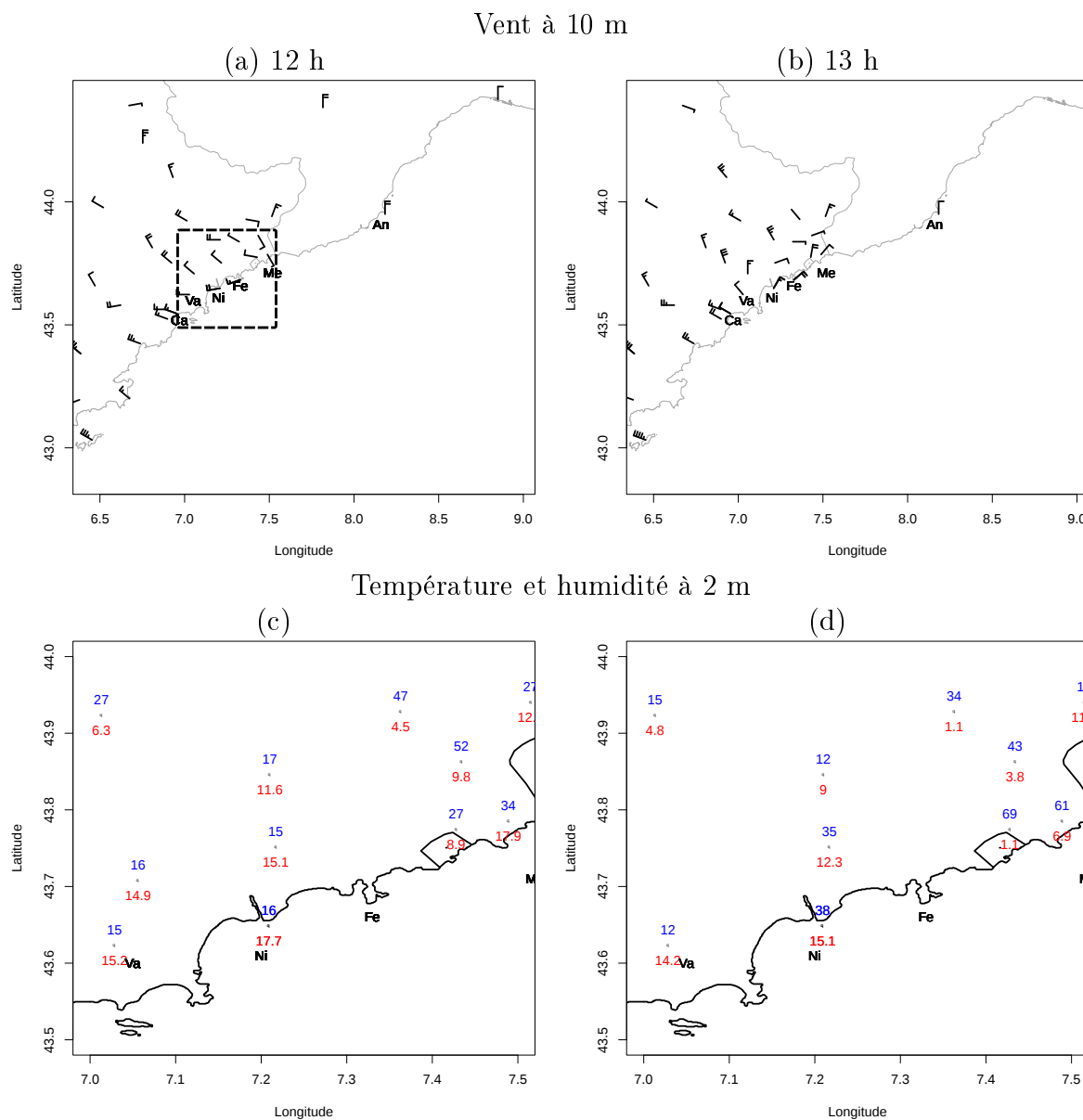


FIGURE 5.36 – Champ de vent à 10 m observé par le réseau de stations de surface le 24 Mars 2009 à 12 h (a) et à 13 h UTC(b). Les graphiques du bas présentent l'humidité relative (en %) en bleu et la température (en °C) en rouge à 2 m enregistrées par les stations de surface sur la zone représentée par le rectangle pointillé noir de (a) aux mêmes heures. Les lettres correspondent aux noms des stations : Cannes (Ca), Valbonne (Va), Nice (Ni), Cap Ferrat (Fe), Menton (Me), Andora (An).

(b) Rotation

Entre 12h45 et 13 h, le vent change brusquement entre Menton et Nice et s'oriente en fort flux d'Est sur quelques kilomètres à l'intérieur des terres. Ce fort vent d'Est s'installe alors sur l'aéroport de Nice et sur cap Ferrat durant deux heures. Les balayages lidar à 12h45 (Figure 5.37.b) et 13 h (Figure 5.37.c) fournissent la structure du vent lors de la propagation vers l'Ouest du flux d'Est. Ainsi, à 12h45, on voit apparaître une opposition entre le flux d'Ouest et le flux d'Est à 4 km à l'Est de l'aéroport. Cette renverse de vent progresse vers l'aéroport et un quart d'heure plus tard, à 13 h, elle a dépassé la plateforme aéroportuaire et se situe à 2 km à l'Ouest de l'aéroport. L'opposition reste dans cette zone jusqu'à 14 h (5.37.d) où on l'observe encore en limite de portée de l'instrument puis le cisaillement de vent n'est plus présent dans le domaine de mesure du lidar.

L'évolution de la structure verticale s'observe sur les balayages verticaux à 12h33 et 12h37 présentés sur la Figure 5.38. On y voit un flux d'Ouest présent du sol à 600 m d'altitude à l'Ouest des pistes alors qu'il est compris entre le sol et 300 m d'altitude à l'Ouest. Au delà de 300 m à l'Est, le flux d'Est est déjà présent. Quatre minutes plus tard, le flux d'Ouest n'apparaît plus que dans les premiers mètres au dessus des pistes de l'aéroport à l'Est et perd de l'amplitude à l'Ouest. Ces balayages montrent que le flux d'Est se met en place d'abord en altitude puis descend de plus en plus bas en altitude pour gagner le sol. Ce cas est particulier par rapport aux situations précédemment étudiées où le cisaillement était en place dans les très basses couches de l'atmosphère mais pas au-dessus.

Le changement de direction du vent est accompagné d'une chute brutale des températures. Les stations de Menton et de Monaco notamment perdent respectivement 11 et 7° en une heure. Sur l'aéroport de Nice, le phénomène est moins important avec cependant une diminution de 2,6° entre 12 et 13 h. La température à 2 m continue de chuter jusqu'à 14 h où elle atteint un minimum de 12°C.

Bien qu'aucune précipitation au sol ne soit associée à la présence des nuages, le changement de direction du vent coïncide avec une augmentation de l'humidité relative (de 16% à 37%) entre 12 h et 13 h (Figure 5.36). L'humidification se poursuit à 14 h avec 47%. L'augmentation de l'humidité relative s'observe sur toutes les stations de la côte depuis la frontière dont la plus importante est observée à Monte-Carlo où l'humidité relative passe de 27 à 69% entre 12 h et 13 h. Lorsque la rotation de vent atteint les stations de Cannes et Antibes à 15 h, l'humidité relative est doublée en une heure. Après 15 h, la zone nuageuse est advectée au large des côtes et l'humidité relative diminue.

(c) Rotation progressive

Une fois le front de renverse passé, un flux d'Est est établi sur la côte pendant deux heures, puis l'intensité diminue rapidement avec une rotation progressive du vent par le Sud jusqu'à 18 h comme on peut l'observer sur la série temporelle de direction enregistrée par les quatre anémomètres présents sur les pistes de l'aéroport (Figure 5.39). Ils sont tous cohérents entre eux sur l'évolution temporelle de la direction du vent. Une fois le front passé, l'intensité diminue jusqu'à 8 m.s⁻¹ avant d'augmenter à nouveau peu avant 14 h à 15 m.s⁻¹. Cette forte intensité se maintient pendant 45 minutes puis le vent faiblit de nouveau pour rester à des valeurs comprises entre 6 et 10 m.s⁻¹. Même si l'anémomètre sonique a tendance à donner des intensités supérieures aux autres anémomètres, les anémomètres sont cohérents vis à vis des changements d'intensité et de direction.

Relation flux de basses couches/flux synoptique

L'évolution du flux dans les basses couches de l'atmosphère est à mettre en relation avec l'évolution du flux synoptique que nous avons vu en début de situation (Figure 5.31) ainsi qu'avec l'écoulement au niveau de la plaine du Pô. En début de journée, les isohypses (courbes iso-géopotentiel) sont déformées sur la mer Ligurienne (entre le Golfe de Gênes et la Corse) par la présence d'un talweg sur la plaine du Pô conduisant à un flux d'Ouest dans cette région et sur le Sud de la France. Les flux de Nord de chaque côté des Alpes ont tendance à s'écouler conjointement sur la mer Ligurienne (situation (a)). Le déplacement du talweg vers le Sud va modifier la forme de l'écoulement et, alors qu'il y avait un flux d'Ouest sur la plaine du Pô à 12 h, celui-ci s'oriente vers un flux de Nord. La courbure des isohypses se situe au Nord de la Corse. Ainsi, l'ensemble du flux de Nord franchit le relief des Apennins. Il y a donc un renforcement du flux de Nord du côté Est des Alpes créant un front de renverse plus marqué sur la mer Ligurienne. Le renforcement du flux permet un déplacement du front jusqu'à Nice.

La poursuite du déplacement du talweg d'altitude vers le Sud conduit à un écoulement de Nord de chaque côté des Alpes. L'écoulement en aval du relief s'apparente à l'écoulement derrière une aile d'avion et on voit apparaître un vortex à la frontière franco-italienne comme représenté sur la Figure 5.35.c.

Simulation numérique

La simulation numérique reproduit le cisaillement de vent mais avec un retard de 2 h par rapport aux observations. On observe ce retard sur la Figure 5.39 où le cisaillement de vent est simulé entre 14h45 et 15 h. Cependant, malgré le retard, la structure du vent est bien reproduite par le modèle d'après la Figure 5.40 qui montre le balayage lidar observé à 13 h juxtaposé au balayage simulé par Méso-NH deux heures après soit à 15 h. On retrouve sur la structure du vent simulé le flux de Nord-Est qui repousse le flux d'Ouest et la zone de cisaillement situé entre 2 et 4 km de l'instrument.

Cette différence de positionnement du front de renverse peut être mise en relation avec la difficulté de la simulation Méso-NH à simuler le front nuageux comme nous l'avons vu en début de situation. En effet, il n'atteint la région niçoise qu'à 14h30 dans la simulation, heure à laquelle apparaît le cisaillement de vent simulé sur l'aéroport de Nice.

On peut aussi noter que les lignes de courant à 18 h (Figure 5.32.b) ne montrent pas la même déformation que les analyses du Centre Européen de Prévision (Figure 5.31.b) au niveau de la Corse : flux de Nord-Ouest dans la simulation et flux de Nord-Est dans les analyses. En effet, le talweg d'altitude franchit les Apennins à 15 h dans la simulation.

Le changement de direction du vent a lieu lors d'un passage nuageux et s'accompagne d'une augmentation de l'intensité du vent, d'un refroidissement et d'une humidification des basses couches. Cependant dans le modèle numérique, le changement de direction du vent ne s'accompagne pas de modifications de la masse d'air aussi importantes que celles observées (Figure 5.41). Sur ces graphiques on peut remarquer que la masse d'air froide et humide se situe à une vingtaine de kilomètres de la côte dans la simulation. Pour cette raison, la variation de température observée au niveau des stations frontalières n'est pas reproduite. Dans la simulation, la masse d'air atteint Nice, Antibes et Valbonne dans l'heure qui suit mais les stations frontalières restent toujours sous l'influence de la masse

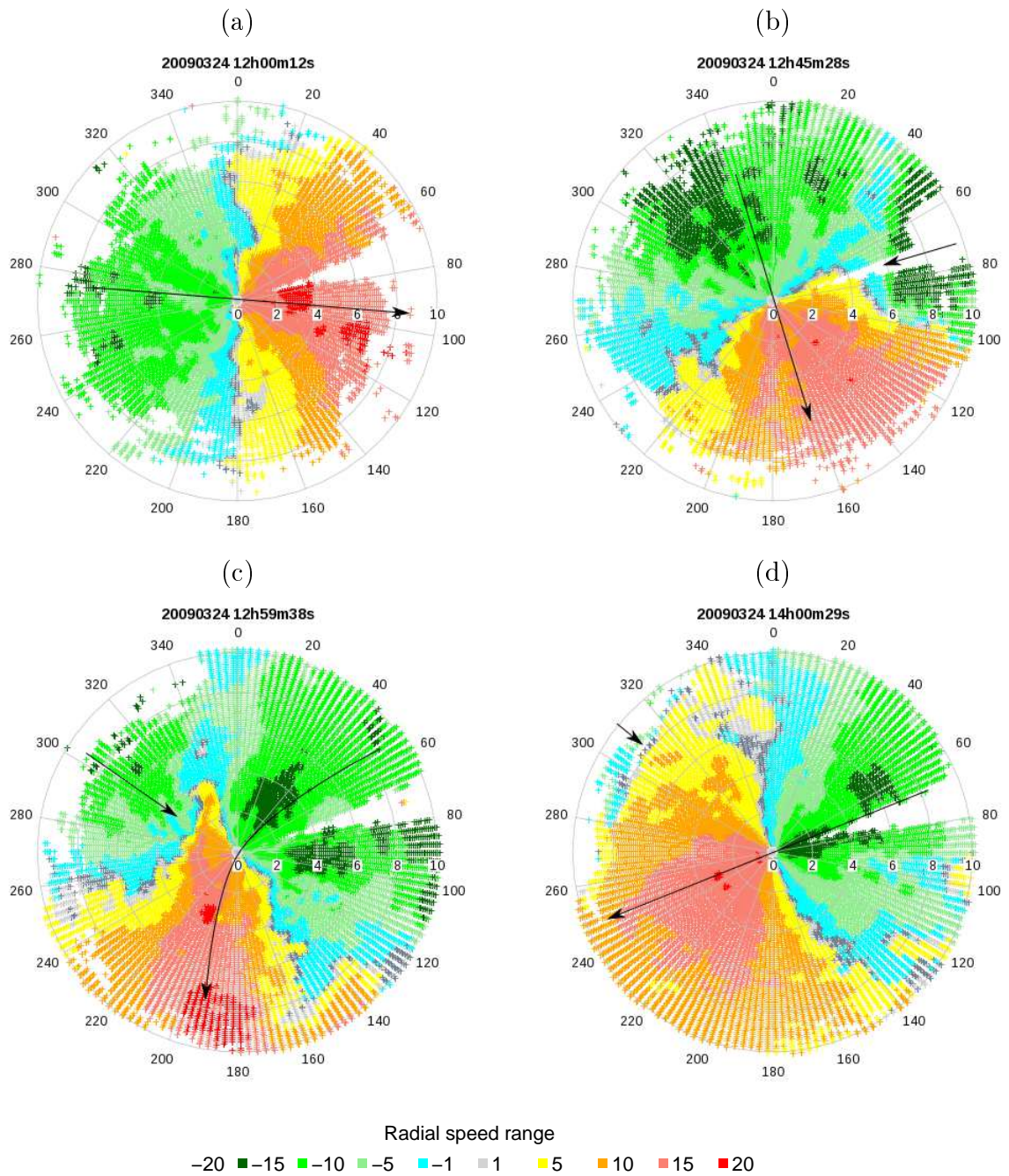


FIGURE 5.37 – Vent radial obtenu par balayages horizontaux du lidar à 4° d'élévation à 12 h (a), 12h45 (b), 13 h (c), 14 h UTC (d) le 24 Mars 2009

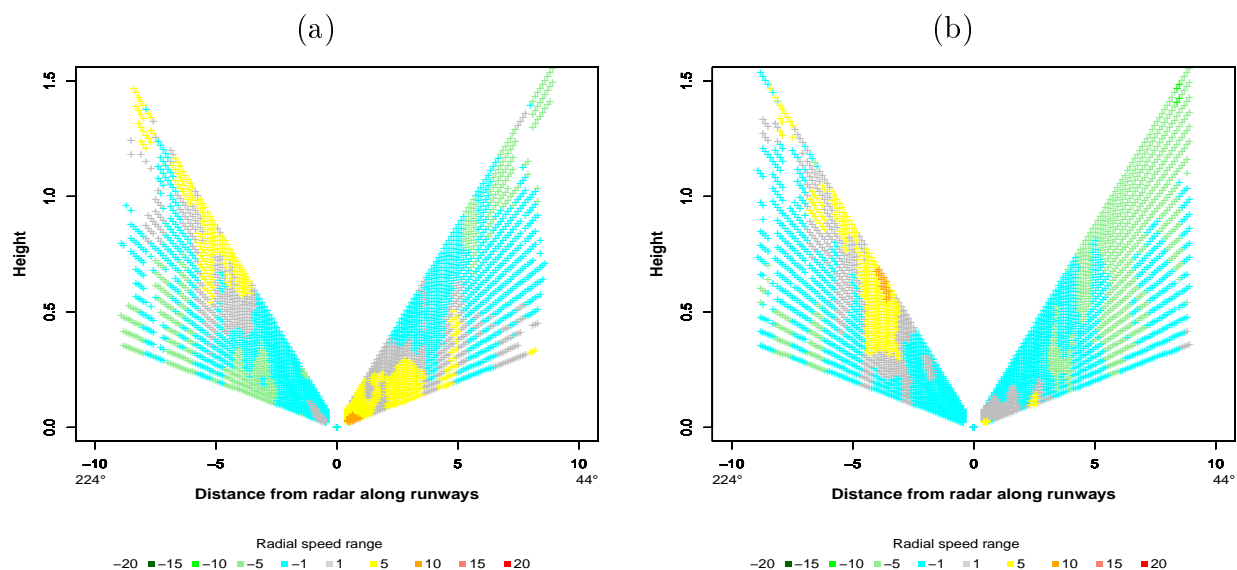


FIGURE 5.38 – Coupes verticales du vent radial fournies par balayage vertical selon un axe 44-224° qui correspond à la direction des pistes de l'aéroport de Nice réalisé par le lidar à 12h33 (a) et 12h37 (b) UTC.

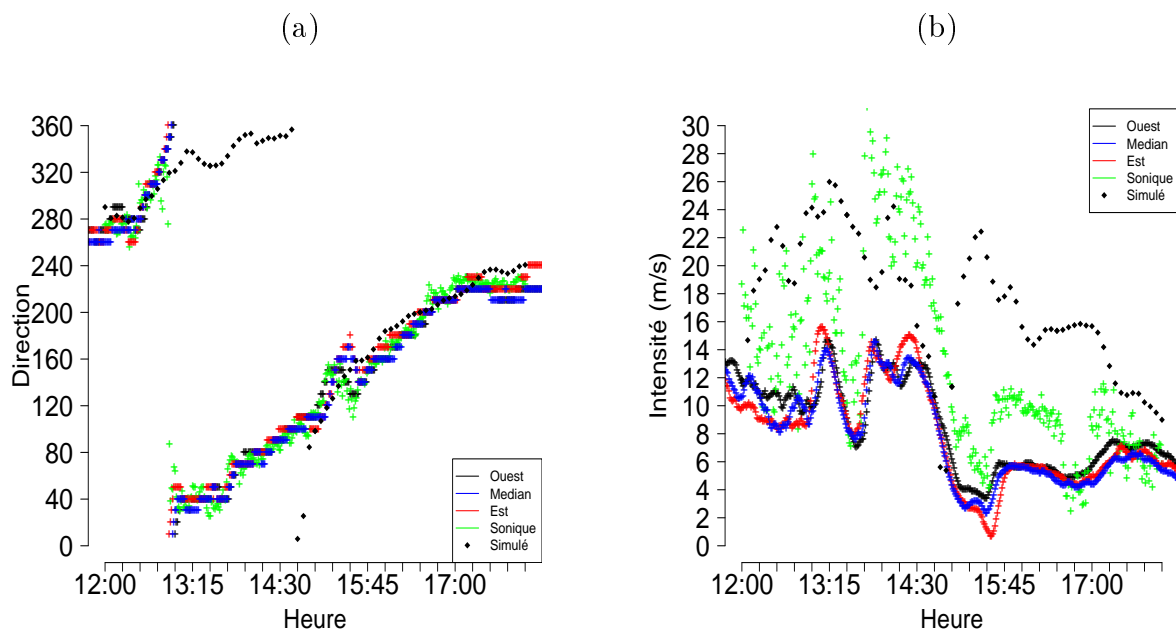


FIGURE 5.39 – Séries temporelles (échantillonnage minute) de la direction (a) et de l'intensité (b) du vent à 10 m entre 12 h et 18 h UTC le 24 Mars 2009 sur l'aéroport de Nice enregistrées par les quatre anémomètres présents lors de la campagne de mesures et simulées par Mésos-NH.

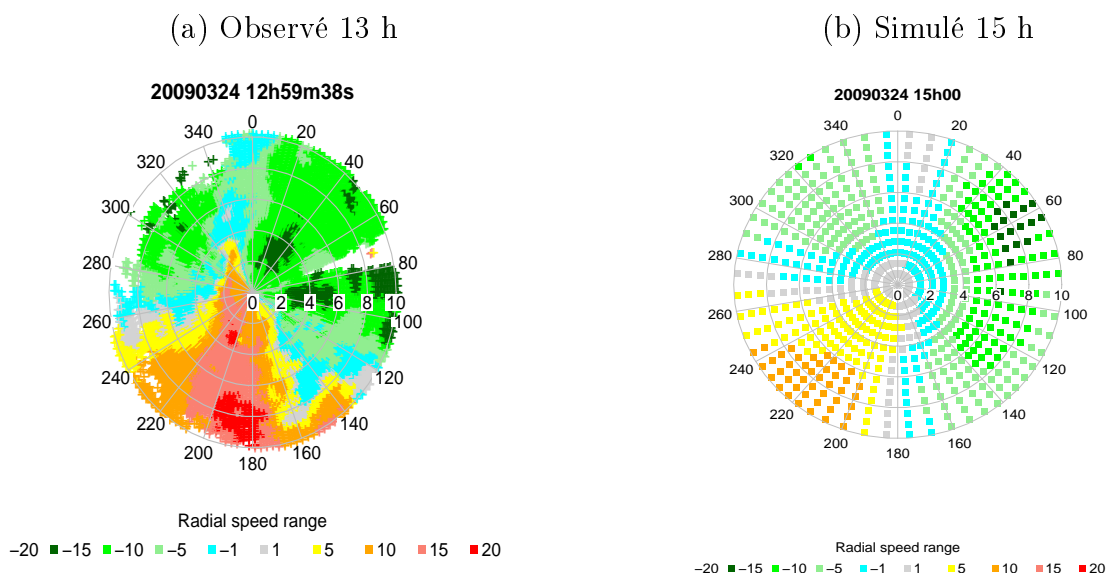


FIGURE 5.40 – Vitesse radiale du vent sur : le balayage lidar à 13 h UTC sur l’aéroport de Nice en haut, le balayage à 15 h UTC [prévision 3 h] obtenu par la simulation à 2,5 km de résolution

d’air chaud et sec.

On peut noter également que les coupes verticales pour cette situation ne montrent pas la présence d’ondes de gravités piégées comme dans les deux situations précédentes.

5.4.2 Synthèse

Pour cette situation de contournement des Alpes, le cisaillement est gouverné par l’écoulement synoptique d’altitude. Ainsi, le déplacement du talweg d’altitude permet le déplacement d’un front de renverse jusqu’à l’aéroport de Nice. La présence d’une zone nuageuse sur la mer Ligurienne semble être liée au franchissement du relief des Apennins d’après la position des nuages observée par satellite. Cette zone nuageuse est d’ailleurs un bon traceur de la limite entre les deux directions de vent.

Dans ce cas, la simulation ne parvient pas à positionner le front de renverse correctement et compte un retard de deux heures sur les observations. De manière cohérente, le front nuageux est moins développé dans la simulation et, par conséquent, le front de renverse est de plus faible extension. Ce mauvais placement est dû à un déplacement trop lent et trop à l’Est du talweg d’altitude (non montré). Cela conduit aussi à une protection par le relief Sud des Alpes des stations frontalières où le cisaillement de vent n’apparaît pas. Cependant, lors de la renverse de vent simulée sur Nice, la simulation parvient à reproduire la structure du vent dans les basses couches.

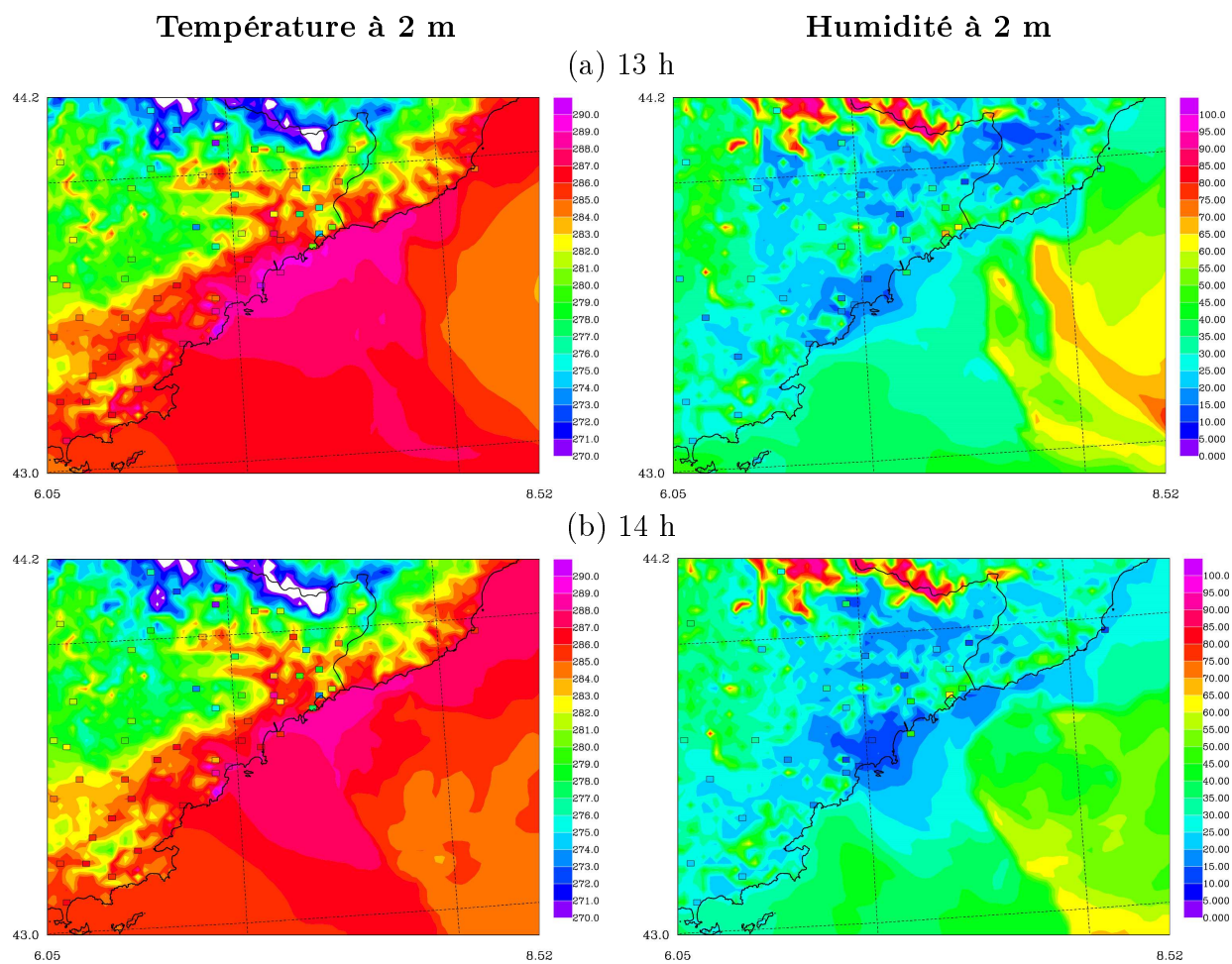


FIGURE 5.41 – Température (à gauche) et humidité (à droite) observées à 2 m (carrés de couleur) le 24 Mars 2009 à 13 h UTC (en haut) et à 14 h UTC (en bas) superposées aux champs simulés par Mésos-NH.

5.5 Conclusion

Les études de situations exposées dans ce chapitre permettent d'obtenir des informations sur les capacités du modèle météorologique Mésos-NH à reproduire des épisodes de cisaillements de vent mais aussi sur les conditions météorologiques conduisant à leur mise en place.

L'étude de la situation de 2005 a montré l'importance d'avoir à disposition un grand nombre d'observations à une fréquence élevée pour analyser les conditions complexes qui conduisent à un cisaillement de vent sur l'aéroport de Nice. Pour cette raison, nous avons étudié des renverses de vent qui se sont déroulées lors de la campagne de mesures "LIDAR 2009". En effet, le lidar permet de mesurer le vent dans des zones non couvertes par d'autres moyens de mesure grâce à des balayages horizontaux au-dessus de la mer et verticaux dans les zones d'approche et la vallée du Var. Le radar profileur de vent permet d'obtenir l'évolution temporelle de la structure verticale de l'écoulement et enfin les mesures à haute fréquence temporelle au sol en différents points de la côte mais surtout le long des pistes de l'aéroport apportent une vision de la variation spatiale du vent à l'échelle de l'aéroport.

Grâce à la diversité des observations collectées lors de la campagne 'LIDAR 2009' nous avons mis en place et utilisé des méthodes permettant d'obtenir l'équivalent simulé des observations conventionnelles, des trajectoires des avions fournissant des messages AMDAR et surtout des balayages lidar et des profils verticaux du profileur de vent. L'ensemble des diagnostics déjà disponibles et la possibilité d'en mettre en place des nouveaux a été un des critères de choix du modèle Mésos-NH pour l'étude des situations de ce chapitre.

Nous avons pu obtenir une vision plus complète des écoulements à l'échelle régionale autour de l'aéroport lors de situations de cisaillements de vent telles qu'un décrochage de flux (12 Mars 2005), d'une seconde situation de décrochage de flux avec de plus nombreuses observations (27 Mars 2009) ou d'un contournement des Alpes (24 Mars 2009). Dans ces trois cas, le modèle est capable de simuler les événements de cisaillements de vent, en particulier la structure du vent dans les basses couches, malgré un décalage spatio-temporel. Les différents écoulements comme les brises de vallées et un flux synoptique fort sont nécessaires pour conduire à des phénomènes de renverse de vent sur l'aéroport. Dans le cas du décrochage de flux, le piègeage d'ondes orographiques (que nous n'avons pas pu confirmer par les observations) en aval des Alpes du Sud semble un événement nécessaire pour représenter les cisaillements de vent de ce type ainsi que le gradient de température le long de la côte. Le chapitre suivant va nous permettre d'apprécier l'apport d'un modèle non-hydrostatique vis à vis de ce type d'écoulement.

Les tableaux suivant récapitulent les résultats obtenus pour chacune des situations étudiées dans ce chapitre.

12 Mars 2005 : Décrochage de flux	
<u>Observations</u>	<u>Simulation</u>
Brises de vallées matinales Contournement de la zone froide Température froide le long de la côte Cisaillement de vent	Faible extension et disparition trop rapide Très bien simulé Bien simulé côté italien Effet de fœhn fort sur les Alpes Maritimes Ne parvient pas jusqu'à Nice
	Ondes piégées intenses dans la simulation, atteignent et renforcent le vent dans les basses couches très tôt

27 Mars 2009 : Décrochage de flux	
<u>Observations</u>	<u>Simulation</u>
Brises de vallées matinales Recirculation locale Flux d'Est froid Cisaillement de vent	Bien simulées Bien simulée Bien simulé Bien simulé
	Ondes piégées moins intenses et se propagent moins vers les basses couches que pour la situation de 2005

24 Mars 2009 : Contournement des Alpes	
<u>Observations</u>	<u>Simulation</u>
Séparation du flux de Nord Talweg d'altitude Cisaillement de vent Front froid et humide Nuages	Bien simulé Déplacement vers le Sud trop lent Déplacement vers l'Est trop important 2 h de retard Simulé mais mal placé N'apparaît pas sur la zone frontalière Extension réduite liée au front froid

Pour ces situations d'écoulements complexes, on peut se demander si des paramètres comme les conditions initiales ou la résolution spatiale du modèle sont des critères importants pour la représentation de ces phénomènes. L'assimilation des données des appareils de mesures à haute fréquence pourrait aussi permettre de corriger certains défauts des conditions initiales de la modélisation. Les chapitres suivants s'intéressent à ces différentes questions.

Chapitre 6

Tests de sensibilité à la configuration du modèle numérique

Sommaire

6.1	Sensibilité aux conditions initiales	126
6.1.1	Coupleur	126
6.1.2	Heure d'initialisation	128
6.2	Comparaison Méso-NH/AROME	128
6.2.1	Influence du système d'assimilation de données	131
6.2.2	Apport de la résolution verticale	133
6.3	Apport de la résolution horizontale	134
6.3.1	Comparaison 10 km - 2,5 km	134
6.3.2	Présentation des simulations Méso-NH à 500 m de résolution	138
6.3.3	Comparaison 2,5 km - 0,5 km	139
6.4	Influence de la taille du domaine	141
6.5	Influence des nuages sur le cisaillement du 24 Mars 2009	143
6.6	Conclusion	144

Nous avons vu au chapitre précédent que le modèle numérique Méso-NH à 2,5 km de résolution était capable de représenter des épisodes de cisaillement de vent sur l'aéroport de Nice. Dans certaines situations, les simulations Méso-NH ne parviennent pas à positionner correctement le front de renverse. Nous avons donc réalisé des tests de sensibilité à la configuration du modèle pour essayer d'en améliorer les résultats. Ces tests sont présentés dans la suite. Nous avons aussi comparé les résultats du modèle opérationnel AROME sur ces situations à ceux présentés au chapitre précédent. Cette comparaison a permis d'analyser l'influence de paramètres, comme la résolution verticale, spécifiés différemment entre les deux modèles numériques.

6.1 Sensibilité aux conditions initiales

6.1.1 Coupleur

Pour l'étude du cisaillement de vent du **12 Mars 2005**, nous avons initialisé et couplé le modèle Méso-NH avec les analyses du CEPMMT (Mnhcep) et avec des analyses du modèle ARPEGE (Mnharp). Une différence entre les deux modèles coupleurs est la résolution horizontale : 40 km pour le modèle du CEPMMT et de 20 km pour le modèle ARPEGE. La simulation Méso-NH est constituée de deux grilles imbriquées (en 'grid nesting') ayant une résolution de 10 km et 2,5 km respectivement. La Figure 6.1 compare les séries temporelles de vent à 10 m (direction, intensité) simulées à 2,5 km de résolution aux stations de Nice, Cap Ferrat et Andora aux séries temporelles observées. La simulation Mnharp produit des résultats en meilleur accord avec les observations. On observe, par exemple, que cette simulation reproduit mieux le flux de Nord le matin sur la station de Nice. Le changement de direction sur la station italienne d'Andora est bien reproduit par les deux simulations mais le flux de Nord-Est perdure plus longtemps (10 h) avec Mnharp, qu'avec Mnhcep (5 h). Seule la direction le matin sur la station de Cap Ferrat est moins bien représentée par Mnharp. Cela est dû à une circulation locale derrière le cap qui génère un tourbillon à l'origine du flux d'Est simulé. Au niveau de l'intensité du vent, on remarque une variation rapide d'intensité sur l'aéroport de Nice dans les deux simulations et l'horaire d'apparition de ce changement dans la simulation Mnharp est plus cohérent avec les observations. On observe aussi une augmentation de l'intensité à 15 h que Mnhcep ne simule pas et que Mnharp ne parvient pas à maintenir plus d'une heure contrairement aux observations pour lesquelles elle dure 4 h.

Le couplage de Méso-NH avec les analyses ARPEGE apporte une meilleure représentation des flux le long de la côte comme on a pu le voir sur les séries temporelles précédentes. Toutefois, les statistiques obtenues en comparant les observations du réseau de surface au vent simulé sur l'ensemble du domaine (Figure 5.1) ne montrent pas d'amélioration notable par Mnharp. La simulation Mnharp décrit donc mieux les écoulements locaux que Mnhcep, ce qui permet de mieux simuler le vortex dans le golfe de Gênes mais le peu de stations en bord de côte n'influence pas les scores sur tout le domaine.

La comparaison de l'évolution temporelle du champ de température à 2 m dans la région côte d'Azur (Figure 6.2 à comparer avec la Figure 5.10) montre toutefois un réchauffement plus important dans la simulation Mnharp. La zone plus froide est plus étendue vers l'Ouest dans la simulation Mnharp par rapport à Mnhcep. En effet, la zone froide dans Mnhcep n'atteint pas la frontière à 10 h alors que cette même zone est présente au

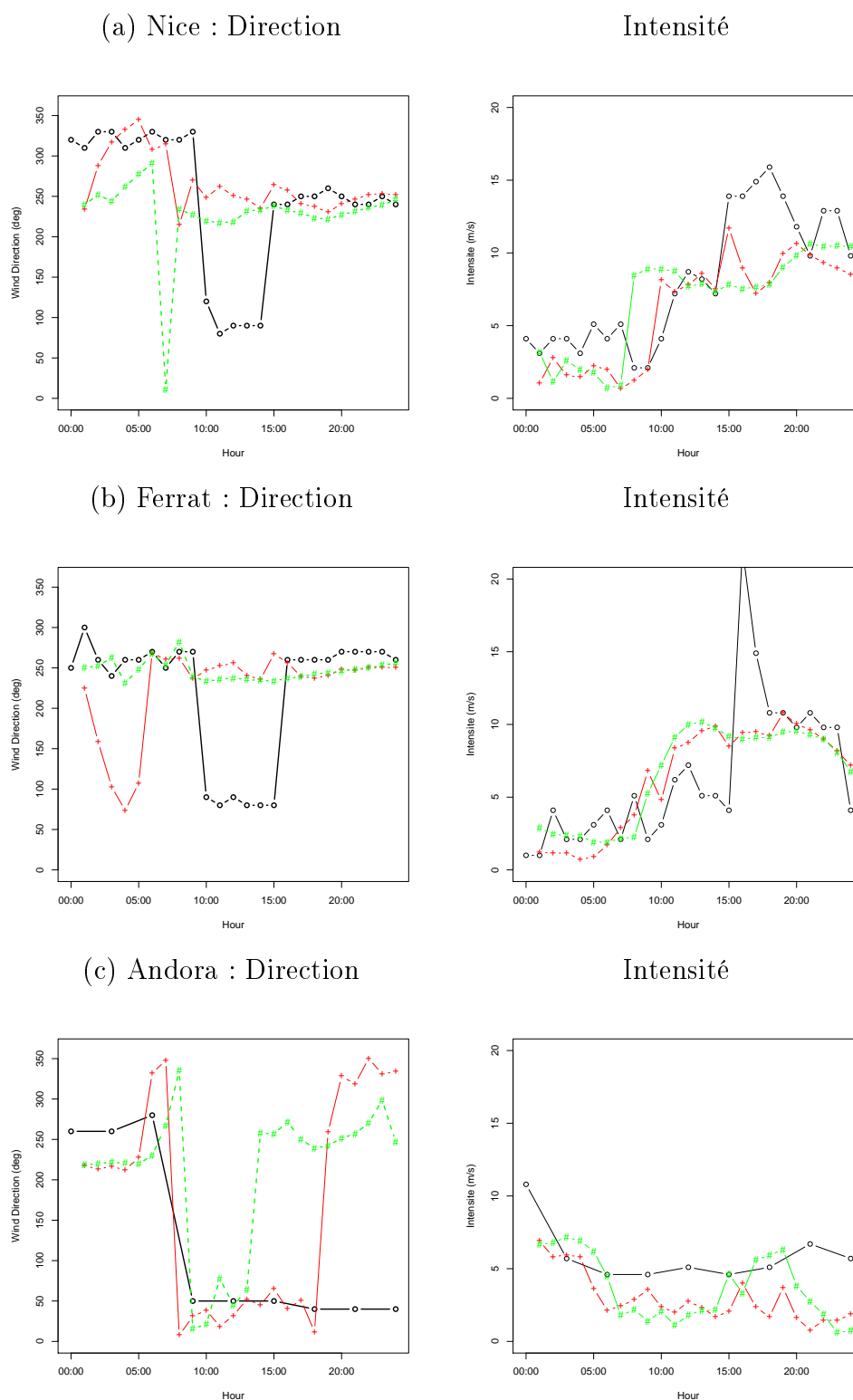


FIGURE 6.1 – Séries temporelles horaires de la direction à gauche et de l'intensité du vent à 10 m à droite observées en noir, simulées par Mnhcep en vert et simulées par Mnharp en rouge à Nice (a), Cap Ferrat (b) et Andora (c) le 12 Mars 2005 entre 00 h UTC et 24 h UTC.

large de Monaco dans la simulation Mnharp (Figure 6.2.b). La simulation Mnharp tend à surestimer la température sur la région de Nice mais la simulation Mnhcep tend à la sous-estimer sur la zone Sud-Ouest du domaine.

Dans la simulation Mnhcep, les ascendances et subsidences provoquées par les ondes piégées sont plus intenses que dans la simulation Mnharp. Elles atteignent aussi de plus basses altitudes (Figure 6.3 à comparer avec la Figure 5.12) particulièrement derrière le relief du bord de côte. L'intensité du flux de basses couches atteint plus tôt de fortes valeurs dans la simulation Mnhcep comme on peut le voir sur la série temporelle d'intensité de l'aéroport de Nice (Figure 6.1). Ce flux de Sud-Ouest le long des côtes dans la simulation Mnhcep réduit la zone froide de vent faible plus tôt. Ainsi malgré la meilleure représentation de la température (par intensification du vent), la canalisation du vent dans les basses couches, déjà trop intense dans la simulation Mnharp, est renforcée dans Mnhcep et conduit à l'érosion trop rapide de la zone froide le long des côtes et à la disparition précoce des brises locales.

6.1.2 Heure d'initialisation

Pour cette situation, nous avons aussi réalisé une simulation initialisée par une analyse à 6 h (au lieu de 0 h) pour démarrer la simulation à partir du meilleur état juste avant l'apparition du cisaillement ainsi qu'une simulation initialisée à 18 h le 11 Mars afin de décrire le développement de la couche limite nocturne depuis le coucher du soleil. Ces études nous ont montré que la prévision du cisaillement était sensible à cet état initial d'échelle synoptique, mais aucune d'elles n'a été dans le sens d'une meilleure simulation du phénomène. En effet, la simulation plus courte n'a pas apporté d'amélioration et la simulation la plus longue a réduit énormément le vortex qui n'apparaît plus sur aucune des stations précédentes.

La représentation des écoulements de grande échelle est un facteur important pour la prévision des cisaillements de vent sur l'aéroport de Nice. Même si nous n'avons pas obtenu d'amélioration en partant d'une analyse plus proche de l'évènement, nous avons toutefois observé une dégradation avec des conditions plus éloignées de la réalité.

6.2 Comparaison Méso-NH/AROME

Comme nous avons réalisé des simulations Méso-NH à 2,5 km de résolution sur un domaine quasiment identique à celui du modèle opérationnel AROME, nous avons pu comparer les résultats obtenus pour les deux situations de la campagne de mesures "LIDAR 2009". Le domaine horizontal de projection des champs spectraux AROME est constitué de 600 x 512 points à une résolution de 2,5 km et compte 41 niveaux verticaux entre 17 m et 1hPa. Le modèle comporte aussi un système d'assimilation de données de type 3DVAR qui permet donc d'obtenir des analyses à fine échelle.

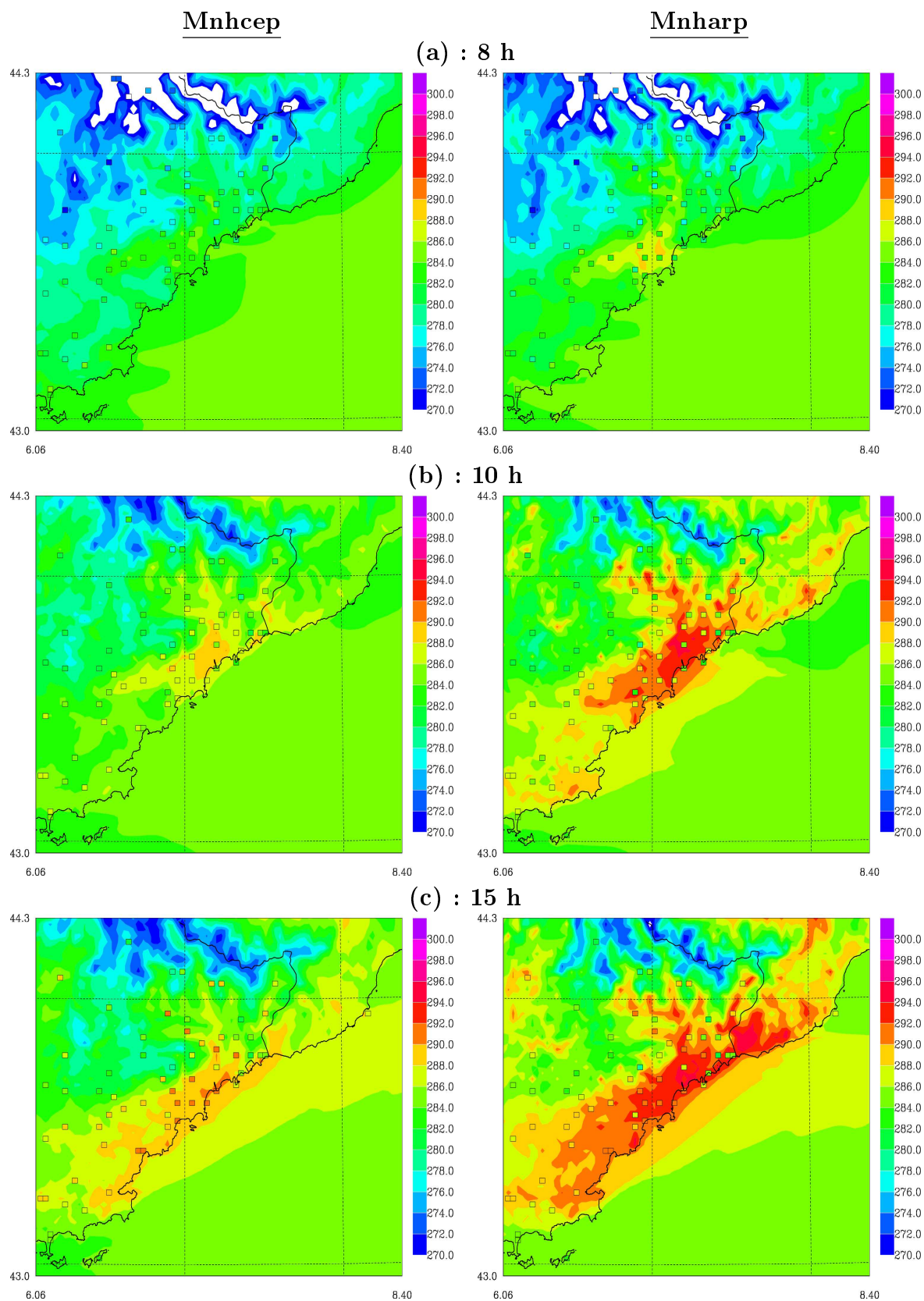


FIGURE 6.2 – Températures observées à 2 m (carrés de couleur) le 12 Mars 2005 à 8h UTC (a), 10 h UTC (b) et 15 h UTC (c) superposées au champ de température à 2 m simulé par Mnhcep.

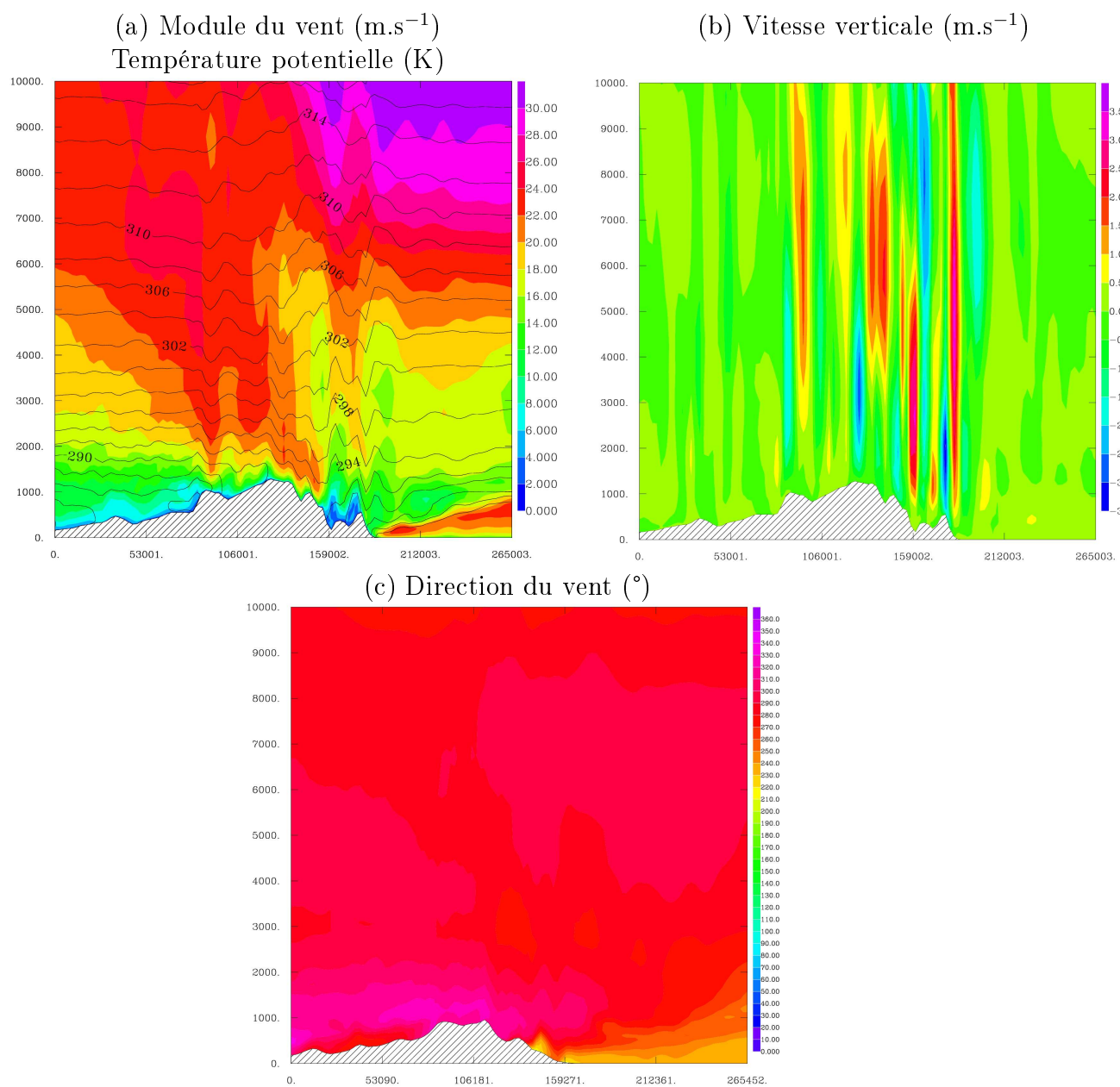


FIGURE 6.3 – Coupes verticales des isolignes de température potentielle superposée au module du vent (a), de la vitesse verticale (b) et de la direction du vent (c) sur 10 km d'altitude selon un axe Ouest/Est passant par Monaco (voir Figure 5.12) le 12 Mars 2005 à 10 h UTC [prévision 10 h] pour la simulation Mnhcep.

de Nice et dans la baie des Anges, signe que l'observation de surface est assimilée. L'assimilation de données a corrigé le flux sur la région niçoise par rapport à l'ébauche. Après seulement une heure de simulation cependant, le flux de Nord sur Nice a complètement disparu de la prévision (6.4.c). L'assimilation de données permet donc de générer une brise mais la mauvaise représentation du relief de la vallée du Var, à 2,5 km de résolution n'assure pas son maintien lors des prévisions.

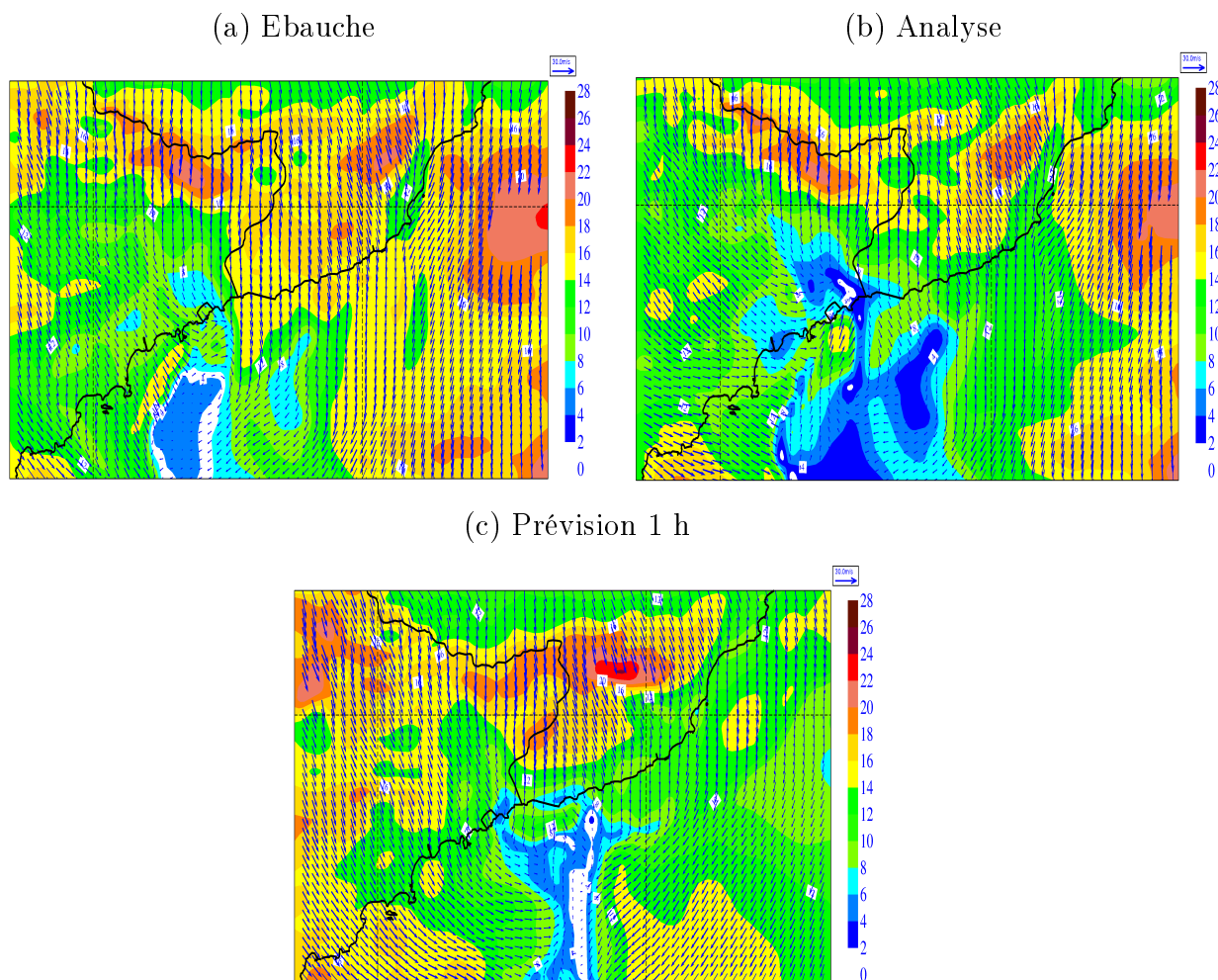


FIGURE 6.5 – Champ de vent au premier niveau du modèle AROME (17 m) superposé au module du vent : analyse à 12 h (a), ébauche (prévision 3 h du réseau de 9 h) (b), et prévision 1 h issue de l'analyse (c) le 24 Mars 2009.

6.2.1.2 24 Mars 2009

Lors de cette situation, le système d'assimilation de données introduit le flux de sud observé sur la station de Menton (Figure 6.5). Cette observation est à l'origine d'une modification importante de l'écoulement sur mer, avec la création d'un vortex plus important

dans l'analyse que dans l'ébauche. Le front de cisaillement n'est alors plus qu'à quelques kilomètres de l'aéroport de Nice où il est observé 45 minutes plus tard. Une nouvelle fois, l'information introduite par l'assimilation de données n'est pas représentative de l'échelle simulée et est détruite lors de la prévision. Ainsi après une heure de prévision, un flux de Nord est de nouveau présent sur Menton, le vortex a perdu en extension horizontale et s'est éloigné de Nice.

L'assimilation de données modifie bien le champ de vent par rapport aux observations dans les deux cas précédents. Toutefois, les informations du réseau de surface qui influent sur l'analyse des premiers niveaux du modèle ne sont pas maintenues au cours de la phase de prévision. L'assimilation de données à haute fréquence temporelle serait un moyen d'introduire puis de maintenir les observations locales pour empêcher la disparition des écoulements comme la brise de vallée dans les basses couches.

6.2.2 Apport de la résolution verticale

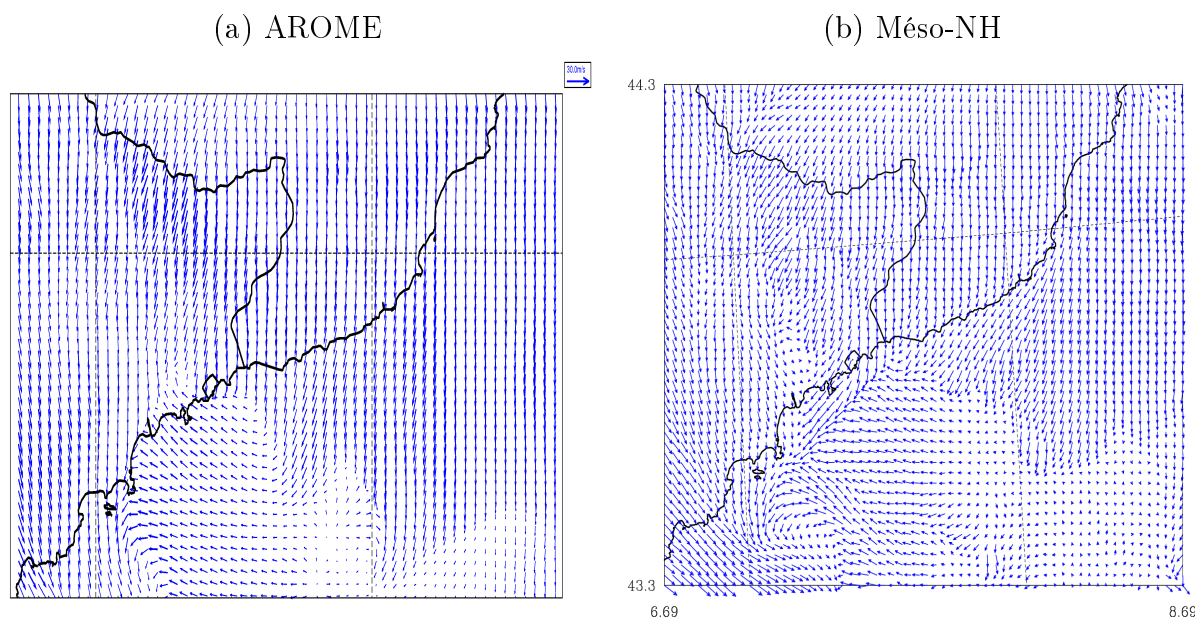


FIGURE 6.6 – Prédiction 3 h du réseau de 12 h (à 15 h UTC) du champ de vent au premier niveau du modèle AROME (a) et du modèle Méso-NH (b) le 24 Mars 2009.

Lors du contournement des Alpes du 24 Mars 2009, aucun des deux modèles n'est capable de prévoir le phénomène de cisaillement de vent à l'heure à laquelle il a été observé et Méso-NH, comme AROME, simulent un changement de direction de vent avec deux heures de retard. Seulement, une fois le cisaillement de vent établi sur Nice, les deux simulations ne produisent pas la même solution comme on peut le voir sur la Figure 6.6. Au niveau de l'aéroport de Nice, AROME produit un vent de Sud-Est tandis que Méso-NH génère un flux de Nord-Est proche de la côte. Le champ de vent produit par Méso-NH est en accord avec les observations (hormis le décalage temporel).

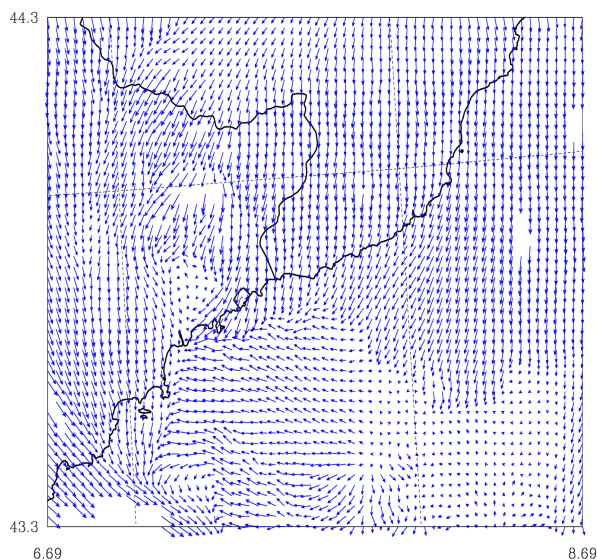


FIGURE 6.7 – Champ de vent à 15 h UTC [prévision 3 h] le 24 Mars 2009 simulé au premier niveau (17 m) du modèle Méso-NH avec 41 niveaux sur la verticale (au lieu de 60 niveaux : voir Figure 6.6b).

Nous avons réduit le nombre de niveaux verticaux à 41 dans Méso-NH pour étudier l'influence de la discrétisation verticale sur les champs de vent simulés. La différence entre les deux configurations est la représentation des très basses couches (16 niveaux sous 500 m d'altitude avec 60 niveaux verticaux contre 10 dans une configuration 41 niveaux). La Figure 6.7 présente le champ de vent au premier niveau du modèle Méso-NH comptant 41 niveaux verticaux. On y retrouve le mauvais flux de Sud-Est qui atteint la côte au niveau de Nice. Le flux de Nord-Est le long de la côte entre la frontière et cap Ferrat est toutefois toujours présent sur ce champ mais sa propagation vers l'Ouest et vers le large est réduite par rapport à une simulation avec 60 niveaux verticaux.

La différence entre AROME et Méso-NH que l'on observe sur la Figure 6.6 est donc principalement due à la différence de discrétisation verticale. On note par ailleurs quelques différences entre Méso-NH à 41 niveaux et AROME (Figures 6.6.a et 6.7) liées vraisemblablement à la différence de dynamique entre les modèles et à une prise en compte différente de la résolution du relief. La résolution verticale fine est donc un élément essentiel à la bonne représentation des cisaillements de basses couches.

Il faut noter que depuis Avril 2010, la configuration opérationnelle du modèle AROME est passée de 41 à 60 niveaux verticaux.

6.3 Apport de la résolution horizontale

6.3.1 Comparaison 10 km - 2,5 km

Lors de la simulation du 12 Mars 2005, nous avons deux grilles imbriquées à 10 km et 2,5 km de résolution. Cela nous a permis d'étudier l'impact de la résolution horizontale sur

heure	moy. DD	Ec. T. DD	moy. DD	Ec. T. DD
	2,5 km	2,5 km	10 km	10 km
1 h	23.26	74.71	37.03	71.09
3 h	12.62	82.38	20.86	79.36
6 h	10.29	72.98	24.10	74.12
8 h	31.60	79.99	44.47	74.93
12 h	23.78	70.71	26.42	66.64
16 h	8.88	58.02	12.48	57.05
18 h	10.99	73.77	19.42	73.28
21 h	13.23	63.68	17.98	63.69
22 h	11.73	67.81	12.42	69.99

TABLEAU 6.1 – Comparaison des moyennes et des écarts-types d’erreur de prévision pour la simulation à 2,5 km de résolution (deux premières colonnes) et celle à 10 km de résolution (deux dernières colonnes) pour la direction du vent à 10 m. Les scores sont calculés par rapport aux stations de surface disponibles dans le domaine à 2,5 km de résolution le 12 Mars 2005.

heure	moy. FF	Ec. T. FF	moy. FF	Ec. T. FF
	2,5 km	2,5 km	10 km	10 km
1 h	-0.56	2.46	-0.73	2.34
3 h	-0.74	2.89	-0.87	2.71
6 h	-0.90	2.87	-0.90	2.66
8 h	-0.80	2.80	-0.80	2.71
12 h	-2.23	3.29	-2.43	2.95
16 h	-2.42	3.34	-2.60	2.89
18 h	-1.23	3.77	-1.36	3.64
21 h	-1.11	3.83	-1.34	3.43
22 h	-1.51	3.41	-1.68	3.02

TABLEAU 6.2 – Idem au Tableau 6.1 pour l’intensité du vent à 10 m.

la qualité de la prévision du vent à 10 m (direction et intensité) en comparant les résultats des simulations à 10 km et 2,5 km avec l’ensemble des stations de surface disponibles sur le domaine à 2,5 km (soit 70 stations) à diverses échéances.

Les tableaux 6.1 et 6.2 compare les biais et écarts-types d’erreur pour les deux simulations. Il montre que le biais en direction et en intensité pour la simulation à 2,5 km de résolution est systématiquement plus faible que celui produit par la simulation à 10 km à l’inverse de l’écart-type.

Il apparaît que le biais en intensité est systématiquement négatif pour les deux résolutions, révélant une sous-estimation de l’intensité du vent à 10 m simulé par le modèle Mésos-NH. Une comparaison similaire a été effectuée avec le modèle opérationnel ALADIN (résolution horizontale de 9.5 km de résolution) montrant des scores de qualité identique à ceux de Mésos-NH 10 km.

De manière plus localisée, la Figure 6.8 compare les séries temporelles en direction et en intensité des vents simulés à 10 et 2,5 km, par rapport aux valeurs observées pour les

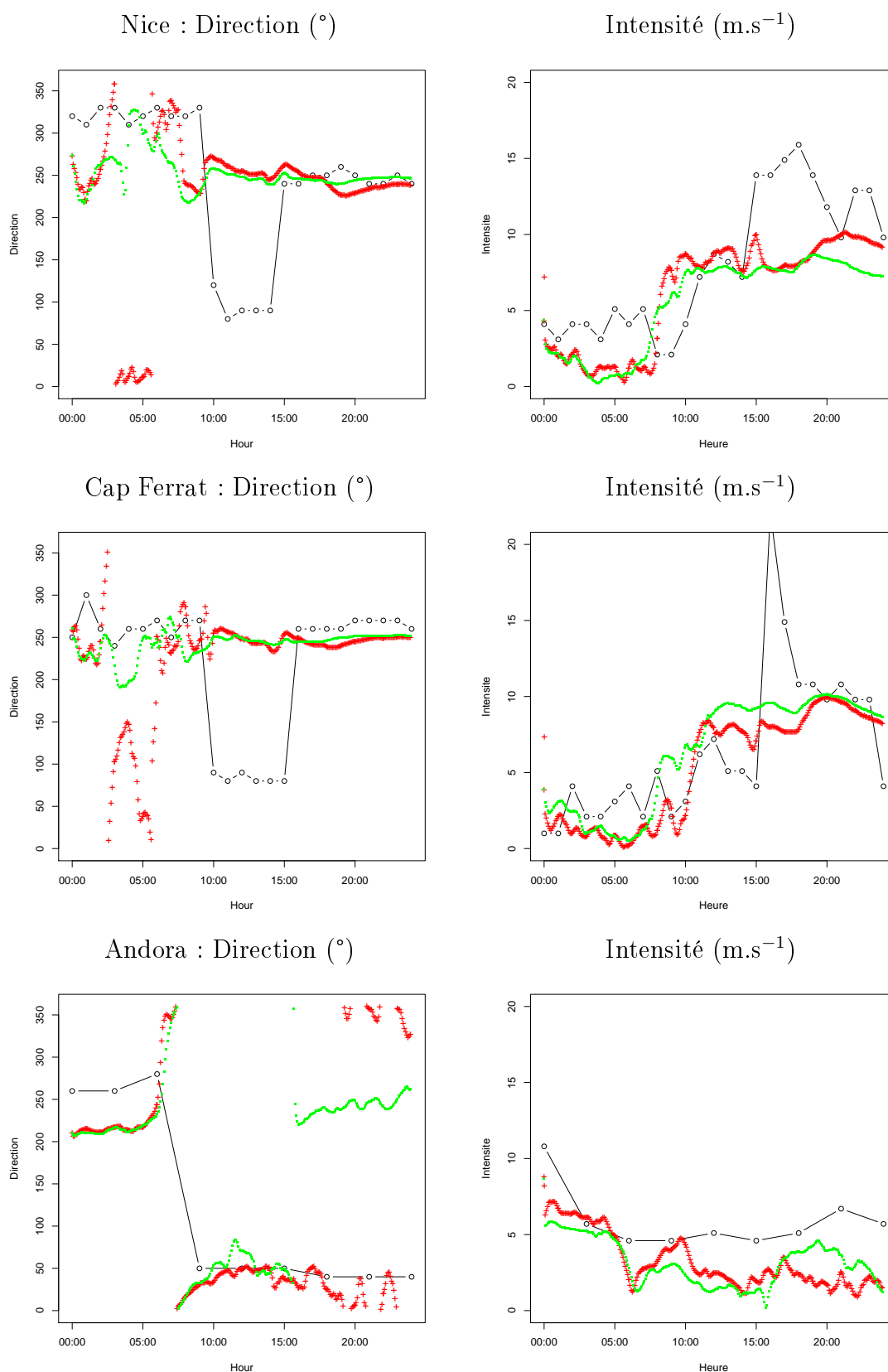


FIGURE 6.8 – Serie temporelle de la direction et de l'intensité du vent observé (-o-) et obtenue avec les simulations Meso-NH à 10 km de résolution (.) et à 2,5 km de résolution (+) le 12 Mars 2005 pour l'aéroport de Nice en haut, pour cap Ferrat au milieu et pour Andora en bas.

stations de Nice, Cap Ferrat et Andora. Sur l'aéroport de Nice, le modèle à 2,5 km maintient le flux de Nord-Nord-Ouest correspondant à la brise de vallée du Var plus longtemps en début d'intégration par rapport au modèle à 10 km qui lui, simule un flux de Nord-Ouest entre 4 h et 5 h avant d'entamer une rotation progressive en flux d'Ouest jusqu'à 9h. A plus fine échelle on peut noter une transition plus rapide vers 9h d'un flux de Nord à un flux d'Ouest (disparition de la brise de vallée au niveau de Nice) associée à une augmentation significative de l'intensité du vent (de 1 m.s^{-1} à 7 m.s^{-1}) en meilleur accord avec les observations alors que cette augmentation s'effectue de manière plus progressive à plus basse résolution.

Sur Cap Ferrat, l'intensité très faible du vent jusqu'au moment de la renverse observée (10 h) conduit à un comportement très irrégulier de la direction durant cette période. Comme sur Nice, une transition apparaît clairement au moment de la renverse observée avec le modèle à 2,5 km (augmentation importante de l'intensité et flux d'Ouest établi) sans qu'il ne parvienne à simuler un flux d'Est entre 10 h et 15 h.

Finalement en se déplaçant plus à l'Est le long de la côte, la renverse observée à Andora et le maintien en flux d'Est sont mieux décrits avec le modèle 2,5 km qui simule un flux de Nord plus proche du flux d'Est observé que le flux d'Ouest simulé par le modèle à 10 km de résolution. L'intensité du vent est systématiquement sous-estimée à cette station par les deux modèles.

Nous avons vu lors de l'étude de la situation du 12 Mars 2005 que des ondes de relief

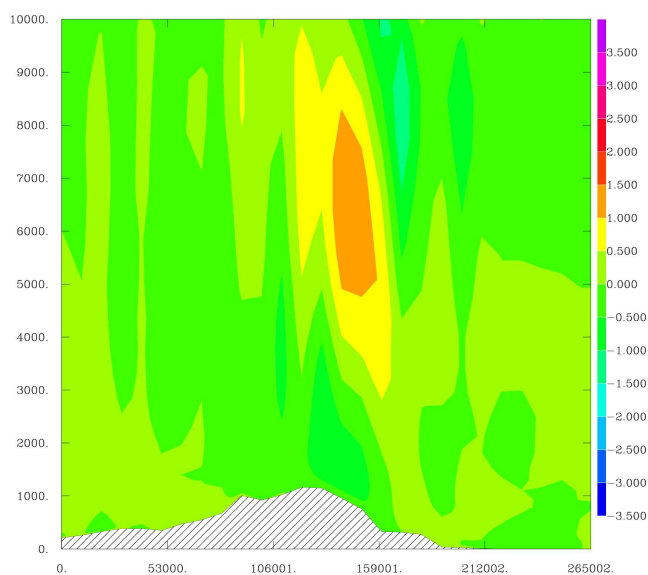


FIGURE 6.9 – Coupe verticale de la vitesse verticale au niveau de la coupe présentée sur la Figure 5.12 pour la simulation à 10 km de résolution, le 12 Mars 2005 à 10 h UTC [prévision 10 h] (figure à comparer avec la Figure 5.12.c).

piégées apparaissaient dans la simulation à 2,5 km de résolution. A 10 km de résolution, l'écoulement est hydrostatique et ce phénomène d'onde piégées n'est pas simulé (Figure 6.9). Il est donc indispensable d'avoir un modèle non-hydrostatique et une résolution assez fine pour pouvoir représenter ce type de phénomène. La sous-estimation du phénomène de renverse par la simulation à 10 km de résolution confirme le lien supposé précédemment entre les ondes de gravité piégées et le cisaillement de vent dans les basses couches.

D'après cette étude, une résolution de 2,5 km apporte de l'information en particulier sur la zone d'intérêt avec une meilleure représentation des vents en surface par rapport à une résolution de 10 km et la simulation des ondes piégées. On peut noter cependant que la renverse qui est observée sur l'aéroport de Nice est un phénomène piloté par l'échelle synoptique puisqu'une variation de la direction du vent est simulée au niveau de la station d'Andora aux deux résolutions. Les conditions de grande échelle sont donc importantes pour la modélisation d'épisodes de cisaillements de vent.

Nous avons vu précédemment que l'assimilation de données a un impact positif sur le phénomène de renverse mais que celui-ci n'est pas maintenu par le modèle AROME lors des prévisions. Il est possible que l'information introduite soit représentative d'écoulements de plus fine échelle que celle résolue par un modèle à maille de 2,5 km. Des simulations à plus fine résolution pourraient permettre de maintenir cette information.

6.3.2 Présentation des simulations Méso-NH à 500 m de résolution

Nous avons réalisé des simulations à maille fine : 500 m sur les deux journées de 2009. Cette résolution permet de mieux prendre en compte le relief de la zone de Nice et peut conduire à une amélioration de la simulation des brises de vallée par exemple. La meilleure représentation du relief dans la simulation à fine résolution se retrouve lorsque l'on compare l'altitude du point de grille le plus proche d'une station de surface avec l'altitude réelle de la station. L'écart type obtenu pour la simulation à 2,5 km de résolution entre les deux altitudes est de 155 m. Il est réduit à 55 m dans la simulation à 500 m de résolution. Les résultats de la fine résolution sont comparés à ceux obtenus à 2,5 km de résolution.

La position du domaine utilisé pour les simulations à 500 m de résolution par rapport au domaine à 2,5 km de résolution utilisé au chapitre précédent est présenté sur la Figure 6.10. Le domaine à 500 m de résolution est centré sur l'aéroport de Nice et englobe le Sud des Alpes pour représenter les effets du relief au nord de Nice. Il compte 360x200 points et la discrétisation verticale est identique à celle des simulations à 2,5 km de résolution (60 niveaux verticaux).

La base de données (gtopo30) utilisée pour le relief à 2,5 km, a une résolution de 30" (soit 925 m à 45° de latitude). Pour obtenir le relief à 500 m de résolution ainsi qu'une information de variabilité du relief dans une maille (utilisée pour calculer la longueur de rugosité), il est nécessaire d'avoir une base de données de résolution inférieure à la taille de la maille. Nous avons donc utilisé le relief obtenu par la mission satellite Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) dont la résolution est de 92,5 m. La Figure 6.11 présente le relief à 2,5 km de résolution et celui à 500 m de résolution sur le domaine de simulation de la fine échelle. La meilleure représentation du relief à 500 m est particulièrement visible notamment au niveau des vallées de faible extension comme celle du Var.

La résolution de 500 m se situe dans ce que l'on appelle la zone grise de la turbulence [Wyngaard, 2004]. Cela signifie que la turbulence est partiellement résolue et partiellement décrite par une paramétrisation. Les tests que nous avons réalisés en activant ou désactivant le schéma de thermiques de couche limite [Pergaud et al., 2009] n'ont pas apporté de modification significative dans la représentation des phénomènes de cisaillement. Cependant pour des couches limites convectives, il a été montré [Honnert et al.,

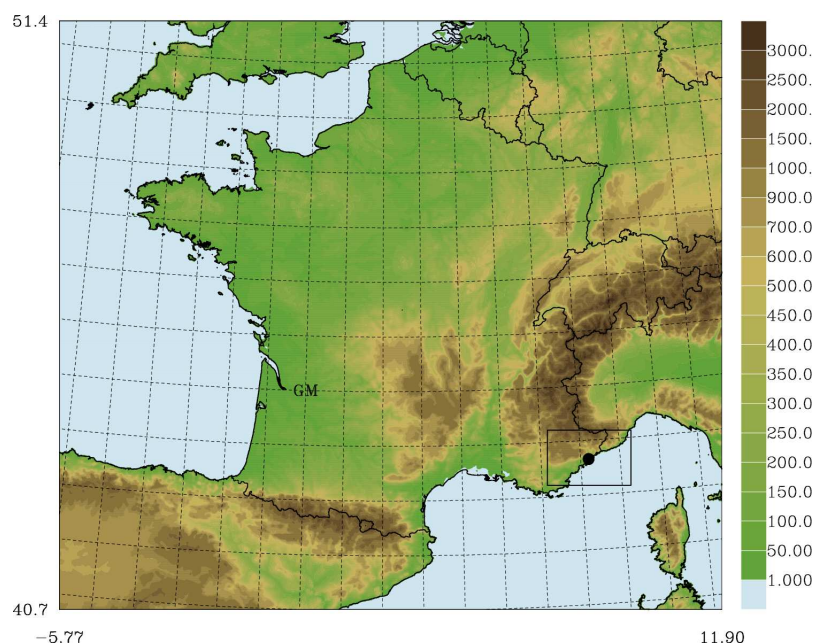


FIGURE 6.10 – Position de la grille de simulation à 500 m de résolution (rectangle noir) par rapport à la grille à 2,5 km de résolution.

2011] que l’activation de ce schéma produit un excès de transport sous-maille. Nous avons cependant activé le schéma de thermiques dans les simulations.

De même, une contribution tri-dimensionnelle (paramétrisation de la turbulence horizontale) plutôt qu’unidimensionnelle de la turbulence n’a pas modifié le résultat des simulations de cisaillement de vent.

6.3.3 Comparaison 2,5 km - 0,5 km

L’augmentation de résolution et la meilleure représentation du relief conduisent à la simulation de phénomènes locaux qu’une simulation à 2,5 km ne parvient pas à reproduire. Ainsi, la Figure 6.12 présente le champ de vent simulé par les deux résolutions au premier niveau sur un zoom autour de la région niçoise le **27 Mars 2009**. Outre la densité de points plus importante dans la simulation à 500 m de résolution, on observe une influence du relief sur le champ de vent local. Ainsi, à 7 h on peut voir les vents de pentes dans la vallée du Var sur le relief au Nord de la ville de Nice ou sur le Mont Alban. On retrouve ces phénomènes de vent de pentes sur les champs de vent à 2,5 km de résolution mais uniquement sur de hauts reliefs comme au bord Nord-Ouest du domaine de la Figure 6.12.a. La simulation à 500 m de résolution représente aussi une rotation de la direction du vent à l’échelle de la baie de Nice. Nous avons vu lors de l’étude de cette situation au chapitre précédent que l’anémomètre le plus à l’Est des pistes de l’aéroport enregistrait un flux d’Ouest alors que le reste de l’aéroport était encore soumis à un flux de Nord. Certes la variation de direction n’est pas aussi brusque à l’échelle des pistes de l’aéroport que celle observée mais elle est reproduite avec le modèle à 500 m de résolution contrairement à une résolution de 2,5 km.

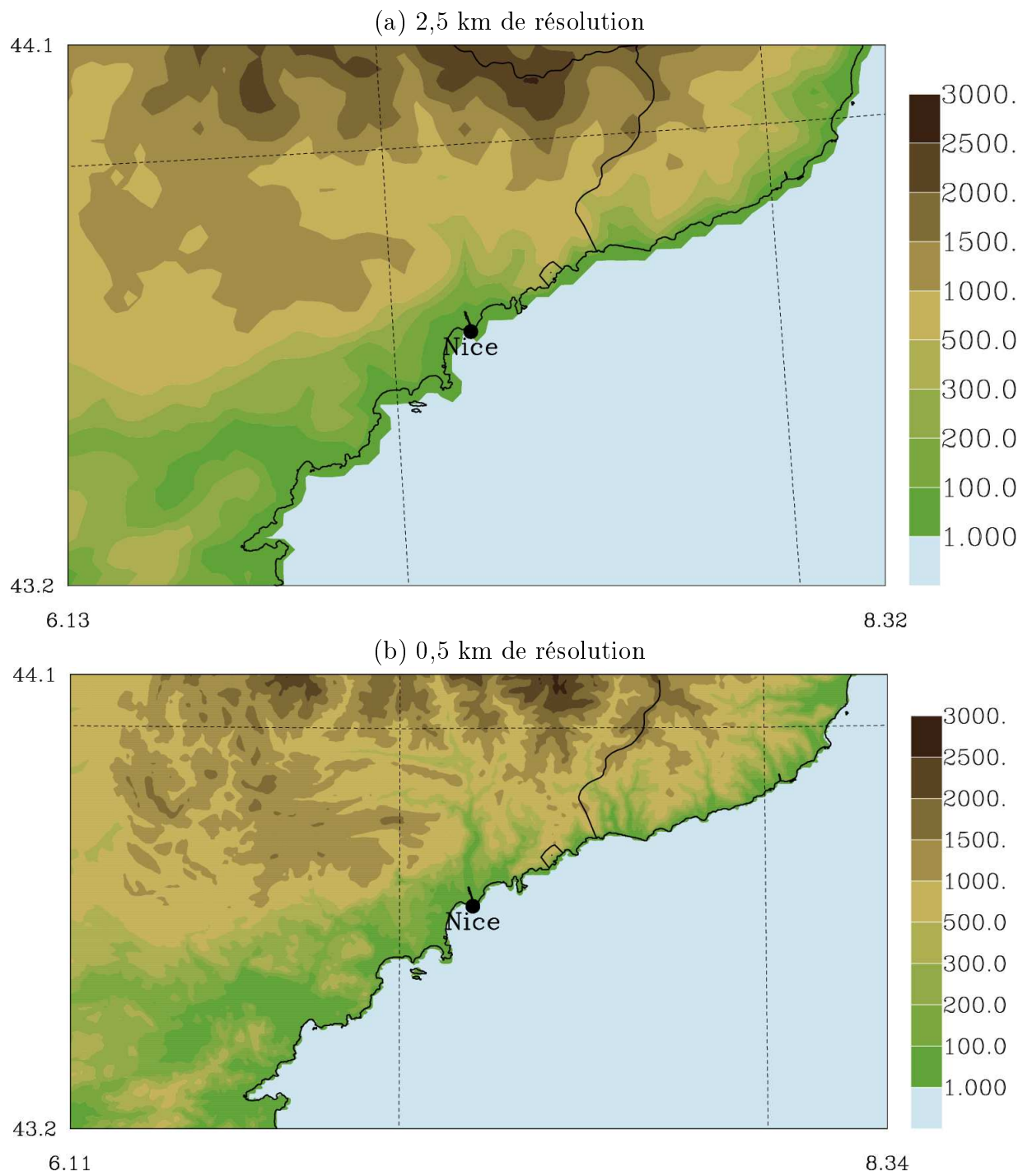


FIGURE 6.11 – Relief obtenu autour de la région de Nice pour les simulations Mésos-NH à 2,5 km de résolution (a) et à 500 m de résolution (b).

Une fois le flux diurne établi (8h30), le champ de vent sur la zone de l'aéroport de Nice est quasiment homogène à 2,5 km de résolution alors qu'on constate une nouvelle fois à 500 m de résolution une forte influence du relief de faible extension, comme le contournement du mont Alban.

On peut noter aussi sur les champs de vent à fine résolution, la capacité du modèle à simuler des changements rapides de direction et/ou d'intensité de vent en très peu de points de grille. Ainsi sur la Figure 6.12.d, dans la baie de Nice, l'intensité et la direction changent en seulement deux points de grille. Cette caractéristique est importante lorsqu'on cherche à simuler des cisaillements de vent. Les simulations à fine résolution permettent de déterminer plus précisément la position du front de renverse.

Les ondes de gravité piégées simulées à une résolution de 500 m ont une extension verticale et une période similaire à celle des ondes simulées à 2,5 km de résolution. L'intensité des noyaux d'ascendances et de subsidences est toutefois supérieure à 500 m de résolution (non montré), ce qui conduit à une intensité de vent dans les basses couches légèrement supérieure qu'à une résolution plus grossière.

Une évaluation déterministe de la position du cisaillement conduit, lors d'un mauvais placement, à une détérioration des scores par rapport à une résolution plus grossière. La Figure 6.13 illustre ce phénomène en présentant le vent observé par les stations de surface et le vent simulé au point le plus proche de l'observation sur un zoom autour de la région de Nice. La variation rapide de direction de vent observée entre deux stations consécutives (à l'Ouest de Cannes) est bien simulée à 500 m de résolution mais le front est mal placé de quelques kilomètres à l'Est. On observe alors deux stations (Cannes et Valbonne) pour lesquelles le vent simulé est opposé aux observations dans la simulation à 500m de résolution alors qu'il n'y avait qu'une station où on observait cette opposition dans la simulation à 2,5 km de résolution (Cannes).

L'augmentation de résolution conduit à une meilleure représentation des phénomènes de fine échelle et à des variations rapides de la direction et de l'intensité du vent alors qu'une résolution de 2,5 km génère des variations plus continues. Une erreur de positionnement peut cependant entraîner de plus mauvais scores à fine résolution. On retrouve ainsi le problème de la 'double peine', où une augmentation de la résolution des simulations expose à des erreurs plus importantes qu'un champ plus 'lissé' produit à plus basse résolution.

6.4 Influence de la taille du domaine

Les simulations avaient pour but d'étudier l'intérêt de réaliser des simulations à fine échelle sur des zones d'intérêt pour la sécurité aéroportuaire. Nous avons donc choisi un domaine réduit pour les simulations à 500 m de résolution. Nous avons vu que l'augmentation de la résolution apporte de l'information sur les écoulements de fine échelle ainsi qu'une capacité à reproduire des variations rapides de direction et d'intensité. En contrepartie, la diminution du domaine implique une forte dépendance aux conditions aux limites latérales. Lors de la simulation de l'épisode du 27 Mars 2009, les conditions de grande échelle sont de bonne qualité (nous avons examiné les bonnes performances à 2,5 km de résolution au chapitre précédent) et la simulation à fine résolution produit des résultats similaires.

La structure du vent lors de l'épisode du 24 Mars 2009 obtenue à 500 m de résolution est

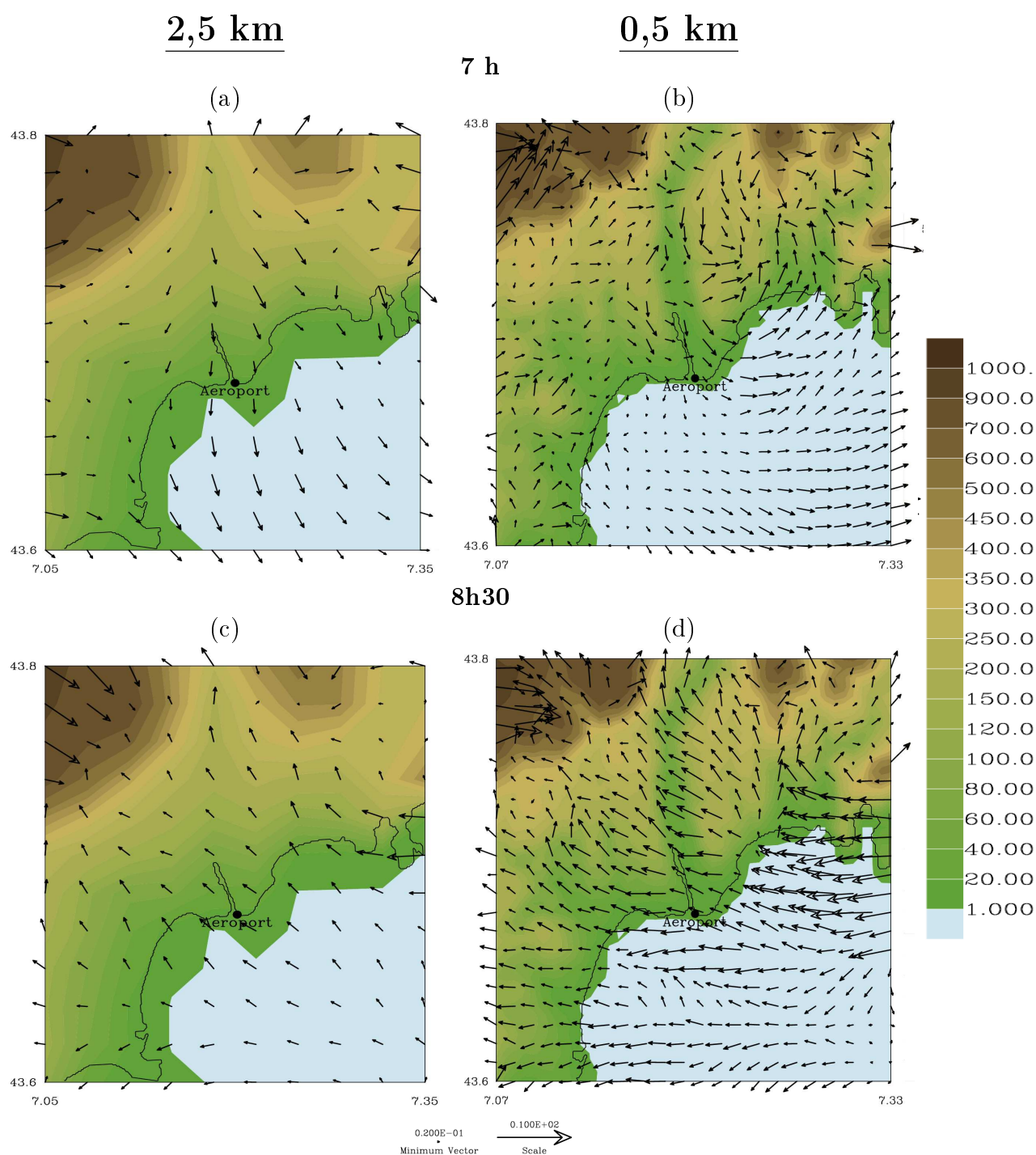


FIGURE 6.12 – Vent simulé au premier niveau (environ 14 m) par Méso-NH à 2,5 km de résolution à gauche et à 500 m de résolution à droite (1 flèche sur 2) sur la zone de la baie des Anges et de la vallée du Var à 7 h et 8h30 UTC le 27 Mars 2009 (simulation démarrant à 6 h UTC).

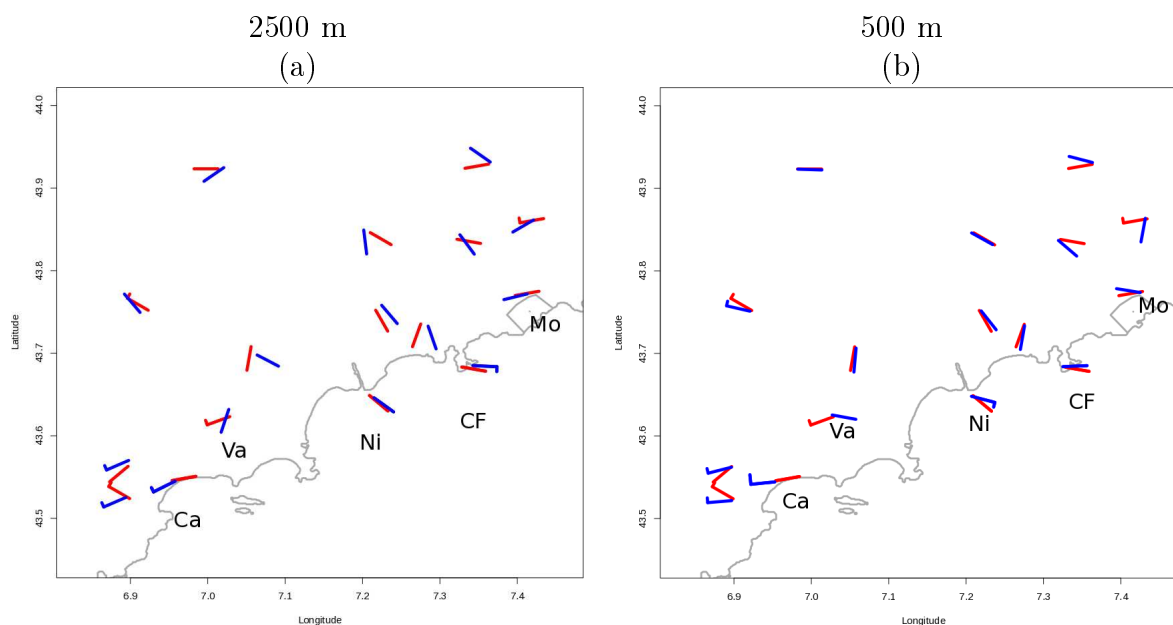


FIGURE 6.13 – Comparaison du vent à 10 m enregistré par les stations de surface (en rouge) et le vent à 10 m simulé au point le plus proche de l’observation (en bleu) à 9 h UTC [prévision 3 h] le 27 Mars 2009 à 2,5 km de résolution (a) et 500 m de résolution (b). Les lettres correspondent aux noms des stations côtières de Cannes (Ca), Valbonne (Va), Nice (Ni), Cap-Ferrat (CF) et Monaco (Mo).

équivalente à celle simulée à 2,5 km. Cependant, la simulation à 2,5 km de résolution a mal positionné dans l’espace et le temps le front de cisaillement. Nous avons vu que ce mauvais placement était lié au déplacement trop lent vers le Sud d’un talweg d’altitude au-dessus de la plaine du Pô. Cette zone ne fait pas partie du domaine à 500 m de résolution. L’information de changement de direction ne parvient à l’intérieur du petit domaine que par l’intermédiaire du flux entrant fourni par la grande échelle. Or la simulation à 2,5 km de résolution compte 2 h de retard et la simulation à 500 m de résolution accumule 45 minutes de retard supplémentaire.

6.5 Influence des nuages sur le cisaillement du 24 Mars 2009

Pour vérifier que les nuages observés le 24 Mars 2009 sur le golfe de Gênes et qui accompagnent le cisaillement de vent, ne sont pas à l’origine du changement de direction mais sont des traceurs d’une masse d’air plus humide advectée jusqu’à Nice, nous avons réalisé une simulation sans schéma microphysique. Cela signifie que le rapport de mélange de l’atmosphère peut dépasser le seuil de saturation sans que de la condensation apparaisse. Dans le cas où le cisaillement apparaîtrait quand même, cela signifierait que les nuages ne participent pas au phénomène de cisaillement. Dans le cas contraire, le cisaillement de vent serait généré par le modèle par un phénomène de rafales sous un front froid qui apporte de l’air plus froid et plus humide au sol.

Les résultats montrent que la rotation du vent s'observe toujours au même horaire avec ou sans le schéma de microphysique (à 15 h) sur la plateforme aéroportuaire. Le champ de vent à 10 m (Figure 6.14) est similaire à celui obtenu avec le schéma de microphysique activé. On remarquera cependant que le flux de Nord-Est le long de la côte est plus étendu au large et à l'Ouest et qu'il couvre complètement l'aéroport de Nice.

Les nuages ne sont donc pas la source du cisaillement de vent sur l'aéroport de Nice,

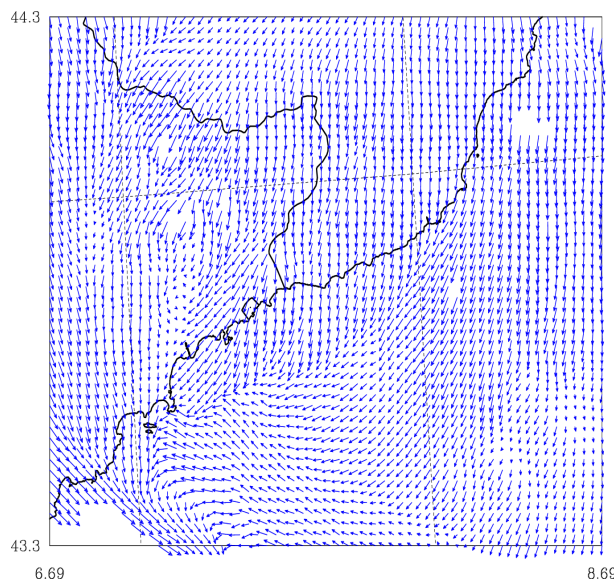


FIGURE 6.14 – Vent simulé avec Mésos-NH au premier niveau le 27 Mars 2009 à 15 h UTC [prévision 3 h] sans schéma de microphysique activé.

mais bien une conséquence du franchissement des Apennins. La mise en place d'un système convectif modifie toutefois le champ de vent dans les basses couches comme nous l'avons vu précédemment. Il modifie aussi les champs de température et d'humidité à 2 m (Figure 6.15 à comparer avec la Figure 5.41). On observe dans le cas sans microphysique une température plus basse sur l'ensemble des sommets du relief alpin mais surtout dans la zone côtière proche de la frontière.

Au-dessus de la mer, l'humidité est plus importante lorsqu'il n'y a pas de convection mais cette augmentation n'est pas reproduite au niveau des stations côtières tel qu'observé. On garde dans cette simulation un gradient d'humidité entre la côte et le large. Le relief des Alpes protège toujours cette zone du front plus froid et plus humide.

6.6 Conclusion

Les tests de sensibilité présentés dans cette partie permettent de déduire que les conditions initiales du modèle numérique sont importantes pour représenter correctement les épisodes de cisaillement. Cela signifie que les cisaillements de vent examinés (12 et 24 Mars) sont en partie gouvernés par l'échelle synoptique. Bien que la descente en échelle ne permette pas de corriger l'erreur des champs initiaux, une échelle plus fine permet

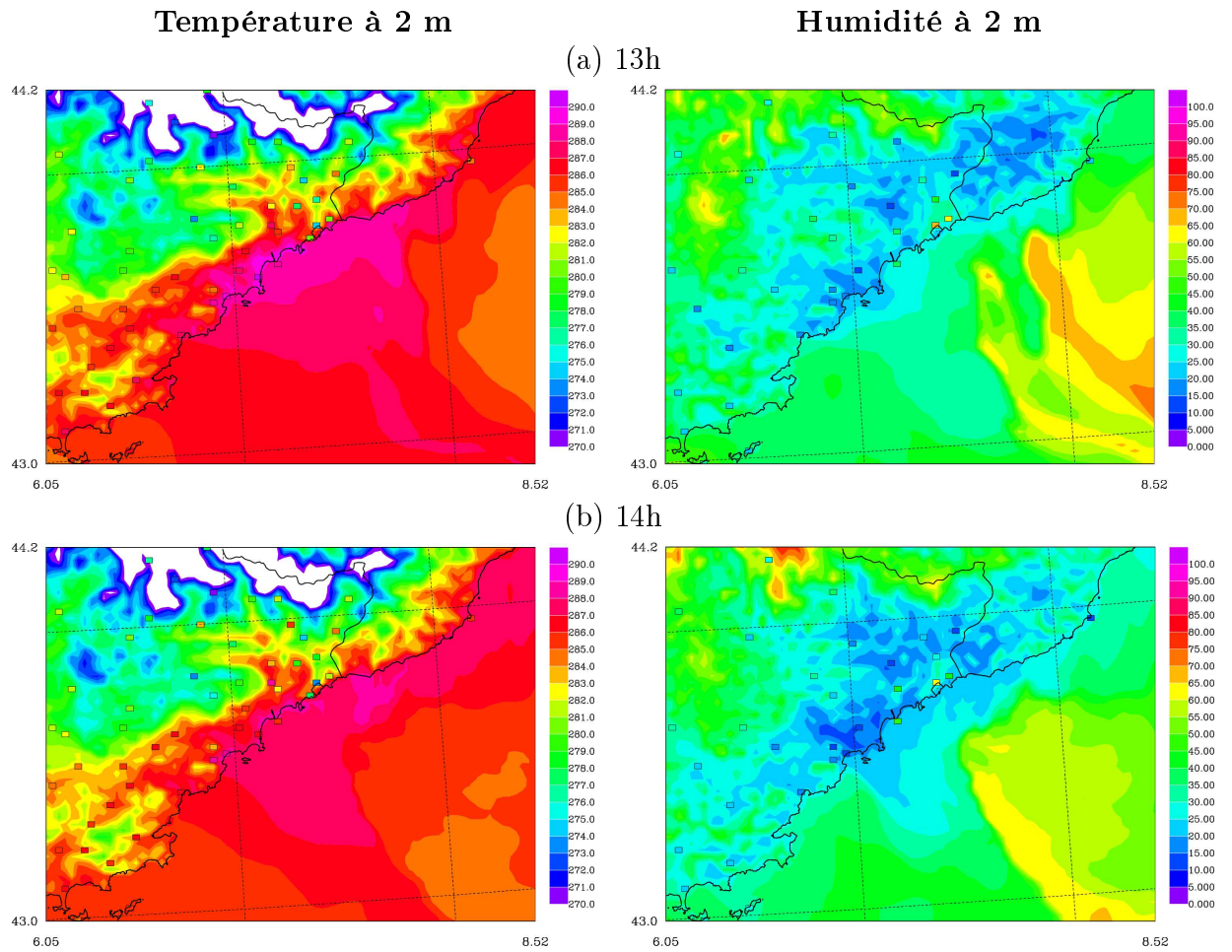


FIGURE 6.15 – Température (à gauche) et humidité (à droite) observées à 2 m (carrés de couleur) le 24 Mars à 13 h UTC (en haut) et à 14 h UTC (en bas) superposées aux champ simulés par Méso-NH sans schéma de microphysique activé.

d'améliorer localement le vent simulé. Ainsi, une simulation à 2,5 km de résolution produit un meilleur placement du cisaillement de vent qu'une simulation à 10 km de résolution et les scores sur l'ensemble du domaine sont meilleurs. Les simulations à 500 m de résolution apportent une information supplémentaire sur le vent dans les basses couches, qui ne se traduit pas cependant par une amélioration des scores.

De manière similaire, une résolution verticale comportant plus de niveaux près de la surface permet de mieux représenter des effets comme les cisaillements de vent. Une configuration comportant 60 niveaux verticaux au lieu de 41 a d'ailleurs été adoptée pour la configuration opérationnelle du modèle AROME.

La réduction du domaine de simulation pour réaliser des simulations à échelle fine permet de réduire le coût de calcul et de s'approcher d'une solution exploitable en temps réel. Mais elle augmente d'autant la dépendance aux conditions aux limites latérales. En effet, une petite zone est majoritairement pilotée par le flux entrant fourni par le couplage. Ainsi, si les conditions de couplage (et initiales) sont loin de la réalité et trop peu fréquentes (phénomènes rapides) on voit apparaître une augmentation de l'erreur de prévision.

A cette échelle, l'assimilation de données à haute fréquence pourrait être un moyen de contraindre le modèle vers un état plus réaliste en particulier pour des domaines réduits comme celui du domaine à 500 m. Les prévisions AROME à 2,5 km de résolution ne parviennent pas à maintenir l'information de fine échelle présente dans l'analyse. Cela pousse vers des simulations de plus fine résolution. Le chapitre suivant présente une méthode d'assimilation compatible avec des données à haute fréquence temporelle et à très fine échelle spatiale.

Chapitre 7

Nudging direct et rétrograde

Sommaire

7.1	Méthodes de nudging	148
7.1.1	Nudging	148
7.1.2	Nudging direct et rétrograde	150
7.2	Application aux équations de Lorenz	152
7.2.1	Le système de Lorenz	152
7.2.2	Tests de sensibilité	153
7.3	Application à des situations idéalisées avec Méso-NH	160
7.3.1	Résumé long de l'article	160
7.3.2	Assimilation of low-level wind in a high resolution mesoscale model using the back and forth nudging algorithm	161
7.3.3	Introduction	161
7.3.4	Model and back and forth nudging algorithm	163
7.3.5	Experimental design	164
7.3.6	Numerical results	166
7.3.7	Conclusions and perspectives	180
7.4	Conclusion	185

Le chapitre précédent a montré la capacité du modèle Méso-NH à représenter la structure du vent associée à des épisodes de cisaillements dans la couche limite. Cependant, il a été noté un décalage de la position spatio-temporelle des structures simulées par rapport aux observations, en particulier les écoulements locaux comme la brise de vallée. L'assimilation de données est une méthode qui permet de rapprocher l'état d'un modèle numérique d'observations disponibles tout en respectant certaines contraintes physiques et statistiques. Elle pourrait donc permettre d'améliorer la prévision numérique des cisaillements de vent. Nous présentons dans ce chapitre une nouvelle méthode d'assimilation de données appelée "nudging direct et rétrograde" ("Back and Forth Nudging" en anglais et BFN par la suite) récemment développée à l'INRIA [Auroux et Blum, 2005]. Après avoir justifié son intérêt dans le cadre de nos travaux et l'avoir comparée à la méthode de nudging "classique", nous illustrons son comportement sur le modèle simple de Lorenz puis sur des situations idéalisées au sein du modèle Méso-NH.

7.1 Méthodes de nudging

Nous avons vu dans les chapitres précédents que de plus en plus d'aéroports s'équipent d'appareils de mesures permettant d'obtenir des données météorologiques à haute fréquence temporelle dans la couche limite (profileurs de vent, lidars). D'un autre côté, les modèles météorologiques à fine échelle restent entâchés d'erreurs de prévision à courte échéance dans la description des phénomènes locaux comme les cisaillements de vent. Les méthodes d'assimilation de données, en combinant de manière optimale des observations et une prévision numérique permettent de spatialiser les observations et de corriger l'état du modèle. Actuellement, la plupart des modèles de prévision numérique opérationnels à fine échelle n'assimilent les observations qu'à une fréquence tri-horaire, en ne considérant que celles qui sont le plus proche de l'heure d'analyse. Or un profileur de vent est capable de fournir une mesure sur la verticale toutes les 80 s. La quantité de données potentiellement assimilables est donc très importante pour la prévision à courte échéance sur un domaine spatial restreint (typiquement $50 \times 50 \text{ km}^2$ autour d'une zone aéroportuaire). Dans ce travail nous allons examiner une méthode de type "nudging" permettant d'assimiler les données produites par des systèmes de mesure à haute fréquence temporelle.

7.1.1 Nudging

Le nudging est une méthode d'assimilation de données relativement aisée à mettre en œuvre dans un modèle numérique et moins coûteuse en temps de calcul que les méthodes variationnelles (3D-Var et 4D-Var) et que les filtres de Kalman d'Ensemble. Elle a été introduite pour la première fois dans un modèle météorologique par Anthes [1974]. Cette méthode a été utilisée pour des applications de recherche à l'échelle globale [Krishnamurti et al., 1988; Ramamurthy et al., 1993] et à méso-échelle [Stauffer et Seaman, 1990; Yap, 1995; Fast, 1995; Nielsen-Gammon et al., 2007], ainsi que pour les applications opérationnelles à méso-échelle du consortium européen COSMO [Schraff, 1997] et du MetOffice anglais [Macpherson, 2001].

Le nudging consiste à ajuster la trajectoire d'un modèle de prévision vers des observations disponibles sur une fenêtre temporelle par l'ajout d'un terme de relaxation à ses équations pronostiques. Le terme de forçage ou de relaxation est défini comme la différence entre l'observation \mathbf{Y}_o et son équivalent modèle $H(\mathbf{X})$ (H est un opérateur d'observations permettant de passer de l'espace du modèle à celui des observations) multiplié par un coefficient de nudging (ou de relaxation) $1/\tau$ (inverse d'une constante de temps) et une matrice de poids \mathbf{W} à définir. L'équation d'évolution d'une variable \mathbf{X} s'écrit alors :

$$\frac{d\mathbf{X}}{dt} = F(\mathbf{X}) - \frac{1}{\tau} \mathbf{W}(H(\mathbf{X}) - \mathbf{Y}_o) \quad (7.1)$$

où la fonction F représente les termes de tendances dynamique et physique du modèle atmosphérique. La constante τ représente le temps qu'il faut pour réduire l'écart entre le modèle et les observations d'un facteur e .

Le comportement de cette méthode dépend fortement des paramètres τ et \mathbf{W} qui sont souvent fixés de manière empirique. Stauffer et Seaman [1990] suggèrent que le choix de la valeur de τ conduise à un terme de relaxation du même ordre de grandeur que la plus petite des tendances physiques ou dynamiques. Pour éviter la spécification arbitraire de τ et \mathbf{W} , Zou et al. [1992], Stauffer et Bao [1993] et Bao et Errico [1997] ont combiné le nudging à une méthode variationnelle pour déterminer de manière objective ces paramètres (minimisation d'une fonctionnelle). Ces études ont montré que le terme τ devrait varier spatialement selon les trois dimensions et que le nudging a toujours une influence significative sur les tendances même lorsque $1/\tau$ est très faible. Toutefois, la plupart des études utilisent une constante de temps τ fixe. Nielsen-Gammon et al. [2007] ont réalisé des tests de sensibilité aux différents paramètres pour des grilles d'une résolution de quelques kilomètres. Ils font état d'une valeur de $1/\tau$ de $4 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$. Fast [1995], pour des résolutions horizontales allant de 21 km à 330 m, fixe le coefficient de relaxation à 10^{-3} s^{-1} .

La matrice de poids \mathbf{W} propage l'information depuis le point d'observation vers les points de grille du modèle que ce soit en espace ou en temps. Elle a donc le même rôle que la matrice de gain dans un filtre de Kalman et par conséquent devrait dépendre des statistiques d'erreurs d'observation et de prévision. Fast [1995] et Nielsen-Gammon et al. [2007] construisent ce poids comme le produit d'un poids temporel W_t , d'un poids spatial horizontal W_{xy} et vertical W_z . Le poids temporel est utilisé pour forcer le modèle vers une observation sur un certain intervalle de temps (au lieu d'un forçage uniquement au temps d'observation). Il est calculé en fonction de la distance temporelle à l'observation. Un exemple d'évolution temporelle de la valeur W_t est présenté sur la Figure 7.1. Durant un certain intervalle temporel le poids vaut 1 et il décroît linéairement jusqu'à 0 de part et d'autre de cet intervalle.

Les poids spatiaux W_z et W_{xy} sont souvent estimés par un modèle de covariance exponentiel :

$$W_{xy} = \exp \left[-\frac{d^2}{R_{xy}^2} \right] \quad W_z = \exp \left[-\frac{d^2}{R_z^2} \right] \quad (7.2)$$

où R_{xy} et R_z sont les rayons d'influence sur l'horizontale et sur la verticale respectivement, et d la distance du point modèle au point d'observation suivant l'horizontale ou la verticale. Nous avons retenu la forme proposée par Nielsen-Gammon et al. [2007] pour la pondération

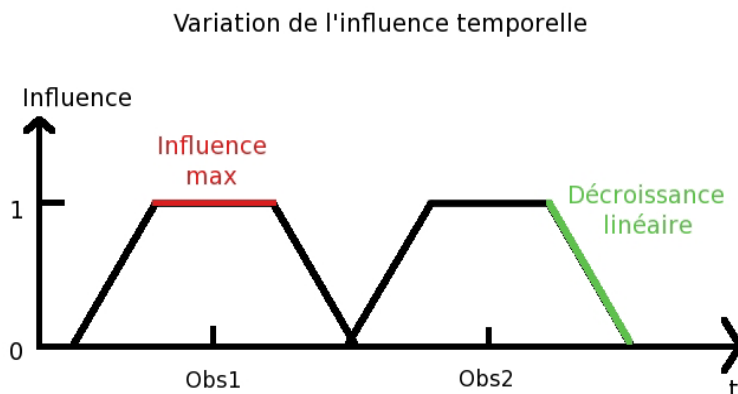


FIGURE 7.1 – Exemple d’une évolution temporelle du terme de nudging W_t

du terme de nudging par la fonction de poids W :

$$\frac{d\mathbf{X}}{dt} = F(\mathbf{X}) - \frac{1}{\tau} \frac{\sum W^2 (H(\mathbf{X}) - \mathbf{Y}_o)}{\sum W} \quad (7.3)$$

En effet, Benjamin et Seaman [1985] ont comparé cette forme à deux autres pondérations (sans le terme au carré au numérateur) déjà proposées par Cressman [1959]. Ils mentionnent l’existence de discontinuités avec les formes de Cressman [1959] dans des régions où la densité des observations est faible.

Une des conclusions de l’étude de Nielsen-Gammon et al. [2007] est que l’assimilation d’un profileur unique peut apporter autant d’informations qu’un réseau de profileurs si l’appareil est placé en amont de la zone d’intérêt. C’est un des points faibles du nudging par rapport au 4D-Var : l’information donnée par l’observation ne peut être propagée qu’en aval de l’écoulement contrairement au 4D-Var qui modifie le champ au début de la fenêtre d’assimilation en considérant les observations disponibles ultérieurement.

7.1.2 Nudging direct et rétrograde

Une méthode basée sur le nudging mais permettant d’obtenir une trajectoire du modèle s’ajustant simultanément à l’ensemble des observations disponibles sur une fenêtre temporelle a été proposée par Auroux et Blum [2005]. Il s’agit d’intégrer les équations du modèle avec un terme de nudging dans le sens direct puis en mode inverse et ce de manière itérative. Cette méthode est appelée BFN (Back and Forth Nudging) ou "nudging direct et rétrograde". L’équation 7.1 est intégrée sur une fenêtre d’assimilation, puis le modèle est intégré à rebours dans le temps à partir de la solution finale du nudging direct en

utilisant la formule :

$$\frac{d\tilde{\mathbf{X}}}{dt} = F(\tilde{\mathbf{X}}) + \frac{1}{\tau'} \frac{\sum W'^2 (H(\tilde{\mathbf{X}}) - \mathbf{Y}_o)}{\sum W'} \quad (7.4)$$

Chaque 'aller-retour' constitue par la suite une 'itération' de cette méthode. Plusieurs itérations permettent d'obtenir un état initial qui s'ajuste au mieux à l'ensemble des observations tout en satisfaisant les équations du modèle. La convergence de cette méthode a été prouvée par Auroux et Blum [2005] dans un cadre analytique linéaire. Comme l'intégration inverse des équations de la météorologie conduit à un problème aux conditions initiales mal posé, le coefficient de nudging en mode rétrograde doit être augmenté par rapport au mode direct pour stabiliser le système d'équations intégré à rebours. L'inversion de modèles météorologiques a déjà été réalisée dans le cadre de l'initialisation par filtres digitaux [Lynch et Huang, 1992] ou de l'assimilation de données [Kalnay et al., 2000]. La stabilisation des équations en mode inverse est obtenue soit en intégrant le modèle en configuration adiabatique (pas de processus dissipatifs) soit en introduisant un coefficient de diffusion turbulente négatif. La méthode du BFN se rapproche de celle d'un 4D-Var par le fait qu'elle détermine le meilleur état initial au début de la fenêtre d'assimilation grâce à l'intégration rétrograde.

Cette similitude a conduit Auroux et Blum [2008] à comparer ces deux systèmes d'assimilation de données avec des modèles simples (équations de Lorenz et de Burgers, modèle en eaux peu profondes). Dans les exemples décrits et en considérant uniquement des observations simulées, la convergence est atteinte pour le BFN en un nombre d'itérations moins important que pour le 4D-Var. L'état initial est moins bien restitué par le BFN, mais les états en fin de la période d'assimilation et la phase de prévision sont généralement meilleurs que ceux déterminés par une méthode variationnelle pour un même nombre d'itérations.

Les résultats encourageants obtenus par Auroux et Blum [2008] avec cette méthode d'assimilation, sa facilité de mise en œuvre dans un modèle numérique et sa capacité à assimiler de manière cohérente des observations fréquentes ont été les principaux critères pour développer le BFN dans Méso-NH. Nous avons également considéré que cette méthode pouvait permettre de répondre à une problématique posée par Degréane Horizon concernant l'obtention d'un champ de vent tri-dimensionnel à très fines échelles spatio-temporelles en utilisant la richesse temporelle des mesures d'un profileur de vent.

Dans cette partie nous présentons les résultats obtenus avec le BFN en utilisant des observations simulées. Nous avons tout d'abord réalisé des expériences avec le modèle de Lorenz (1963) pour examiner la méthode dans un cadre simplifié déjà utilisé dans des études antérieures sur l'assimilation de données [Stensrud et Bao, 1992; Gauthier, 1992; Miller et al., 1994; Yang et al., 2006]. Nous avons ensuite implémenté le BFN dans Méso-NH et examiné son comportement avec là aussi des observations simulées. Cette étude constitue la première utilisation du BFN dans un modèle numérique de prévision du temps.

7.2 Application aux équations de Lorenz

7.2.1 Le système de Lorenz

Le modèle de Lorenz [1963] est constitué d'un ensemble 3 équations différentielles décrivant la convection de type Rayleigh-Bénard (comportement d'un fluide maintenu entre deux plaques avec un chauffage à la base). Le système d'équations s'écrit :

$$\begin{cases} \frac{dx}{dt} = \sigma(y - x), \\ \frac{dy}{dt} = rx - y - xz, \\ \frac{dz}{dt} = -bz + xy. \end{cases} \quad (7.5)$$

où σ est le nombre de Prandtl, r est le rapport du nombre de Rayleigh sur un Rayleigh critique et b est proportionnel au rapport d'aspect des circulations convectives. La variable x est proportionnelle à l'intensité des mouvements convectifs, y est proportionnelle à la différence de température entre les courants ascendants et descendants et z est proportionnelle à l'écart du profil de température par rapport à un profil linéaire.

Les valeurs utilisées par Lorenz [1963] sont $\sigma = 10$ et $b = \frac{8}{3}$. Dans ce cas, la convection devient instable lorsque $r \cong 24.74$. Tant que r est inférieur à cette valeur, le système est régulier et possède deux solutions stationnaires (points fixes) vers lesquelles convergent les variables du modèle dépendant des conditions initiales. Les solutions sont $x = \pm 4.89$, $y = \pm 4.89$ et $z = 9$ avec x et y de même signe. Comme le montre la Figure 7.2 pour la trajectoire de la variable x , suivant le signe de la condition initiale en x , un point fixe différent est atteint.

Si r est fixé à une valeur sur-critique ($r = 28$), le système possède un 'attracteur étrange', connu sous le nom d'attracteur de Lorenz, correspondant à un comportement chaotique. En effet, les variables oscillent autour d'un état d'équilibre comme au début de la série temporelle de la Figure 7.2, pour soudainement changer d'attracteur et osciller autour d'un second état d'équilibre. De très faibles changements à l'état initial du système vont le faire évoluer autour de ces deux états de manière très différente, limitant donc très fortement sa prévisibilité.

Le système d'équations 7.5 auquel vient s'ajouter les termes de nudging s'écrit sous la

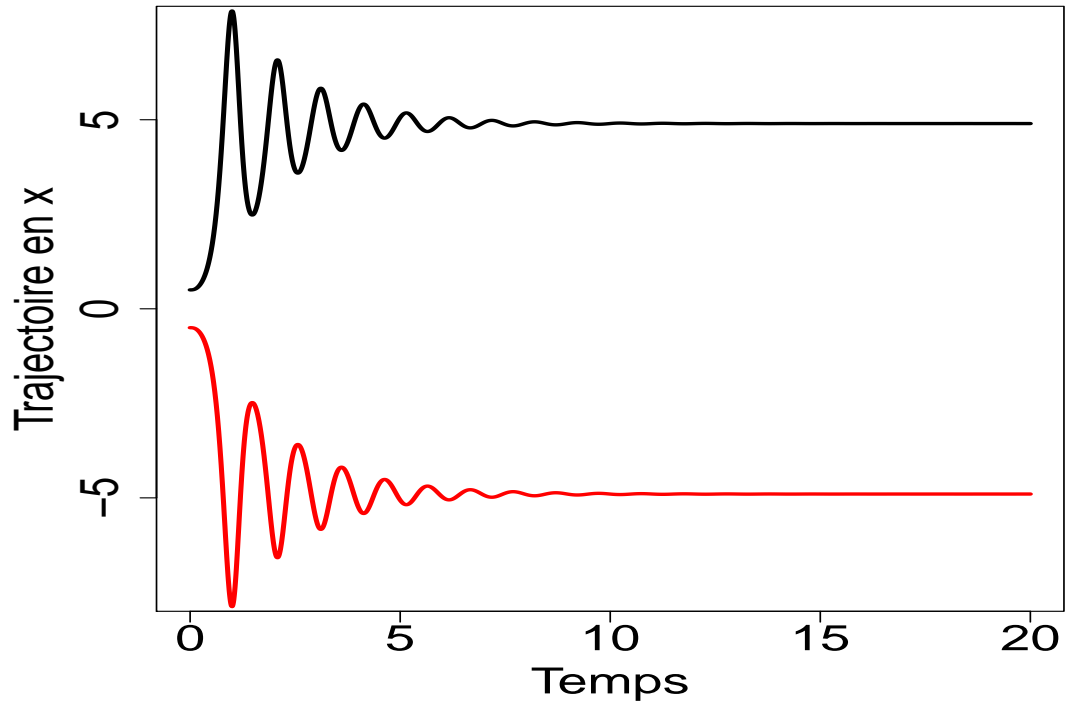


FIGURE 7.2 – Trajectoire de la variable x pendant 20 unité de temps (adimensionnées) à partir de l'état initial $(0.5, 0.5, 9)$ en noir et $(-0.5, -0.5, 9)$ en rouge.

forme :

$$\begin{cases} \frac{dx}{dt} = \sigma(y - x) - k(x - x_{obs}), \\ \frac{dy}{dt} = rx - y - xz - k(y - y_{obs}), \\ \frac{dz}{dt} = -bz + xy - k(z - z_{obs}). \end{cases} \quad (7.6)$$

où k est le coefficient de nudging (identique pour les trois composantes) et $(x_{obs}, y_{obs}, z_{obs})$ le vecteur d'observations.

7.2.2 Tests de sensibilité

Nous avons réalisé un ensemble d'expériences pour étudier le comportement du BFN et le comparer à celui d'un nudging simple. Pour cela, nous avons fait des tests de sensibilité à la taille de la fenêtre temporelle d'assimilation (i.e. au nombre d'observations assimilées) et aux valeurs des coefficients de relaxation direct et rétrograde. En effet, comme expliqué précédemment, le caractère dissipatif des équations de Lorenz nécessite de choisir un coefficient de nudging rétrograde k' plus élevé que celui du coefficient k en mode direct.

Un ensemble de tests a été réalisé dans le cas d'un système stationnaire avec $r = 10$ en accord avec l'étude de Stensrud et Bao [1992] qui comparent le nudging direct avec un 4D-Var. Nous utilisons la même méthodologie d'expériences jumelles où les observations sont extraites d'une intégration de référence partant d'un état initial conduisant à une convergence vers l'un des points fixes. En perturbant cet état initial afin que la solution converge vers le second point fixe, la capacité de l'assimilation à faire converger l'état du modèle vers le point fixe de la référence est examinée.

Pour cela, nous utilisons les mêmes conditions initiales que pour les trajectoires de la Figure 7.2, à savoir $(-0.5, -0.5, 9)$ pour la simulation de référence dont les observations $(x_{obs}, y_{obs}, z_{obs})$ sont extraites et $(0.5, 0.5, 9)$ pour l'état initial perturbé (point de départ des méthodes d'assimilation).

Le pas de temps est fixé à 10^{-2} (valeur adimensionnée) et les équations sont résolues par une intégration numérique adaptée aux équations différentielles raides (solveur d'équations LSODE développé au Lawrence Livermore National Laboratory). La valeur du coefficient de nudging direct k a été prise égale à 0.01. En accord avec Stauffer et Seaman [1990] nous avons vérifié qu'elle conduit à une tendance du nudging un ordre de grandeur inférieure à celle des autres termes des équations pronostiques. La méthode BFN réalise des intégrations directes et rétrogrades pendant lesquelles les données sont assimilées. Cette approche itérative s'apparente à la minimisation d'une fonction-coût dans un 4D-Var. Stensrud et Bao [1992] montrent que le 4D-Var a d'autant plus de mal à déterminer l'état initial que la fenêtre d'assimilation est longue à cause de la validité de l'hypothèse linéaire tangente. On peut donc s'attendre à un comportement similaire du BFN. A l'inverse, Stensrud et Bao [1992] constatent que plus la durée d'assimilation est longue plus le nudging direct permet de se rapprocher de la solution de référence.

Nous avons tout d'abord examiné la convergence du BFN en fonction de la spécification du coefficient de nudging rétrograde k' pour une fenêtre d'assimilation de 0,5 (valeur adimensionnée). En faisant varier la valeur de k' entre 0.01 et 2, l'erreur quadratique moyenne sur l'ensemble de la trajectoire (avec $3N$ observations disponibles où N est le nombre de temps) définie par :

$$EQM = \left[\frac{1}{3N} \left(\sum_{i=1}^N (x^i - x_{obs}^i)^2 + (y^i - y_{obs}^i)^2 + (z^i - z_{obs}^i)^2 \right) \right]^{1/2} \quad (7.7)$$

a été calculée à chaque itération du BFN. Elle est représentée sur la Figure 7.3. Pour une valeur du coefficient de relaxation rétrograde égale à celle du coefficient de relaxation direct, la méthode n'a pas encore atteint la convergence après 200 itérations (soit 400 intégrations du modèle). Pour des valeurs de k' supérieures à 0.1, l'erreur atteint très rapidement un minimum en moins de 20 itérations. Nous avons choisi une valeur du coefficient rétrograde k' égale à 10 fois celle du coefficient direct k , soit 0.1. Par comparaison, Auroux et Blum (2008) ont imposé les valeurs $k=50$ et $k'=100$ avec le modèle de Lorenz mais sur une fenêtre d'assimilation beaucoup plus longue, des observations disponibles moins fréquemment et un comportement chaotique du système. Pour cette valeur, il est nécessaire d'effectuer 75 itérations pour atteindre obtenir une erreur très faible. Nous verrons toutefois que la convergence de la prévision issue de l'état analysé vers le point fixe

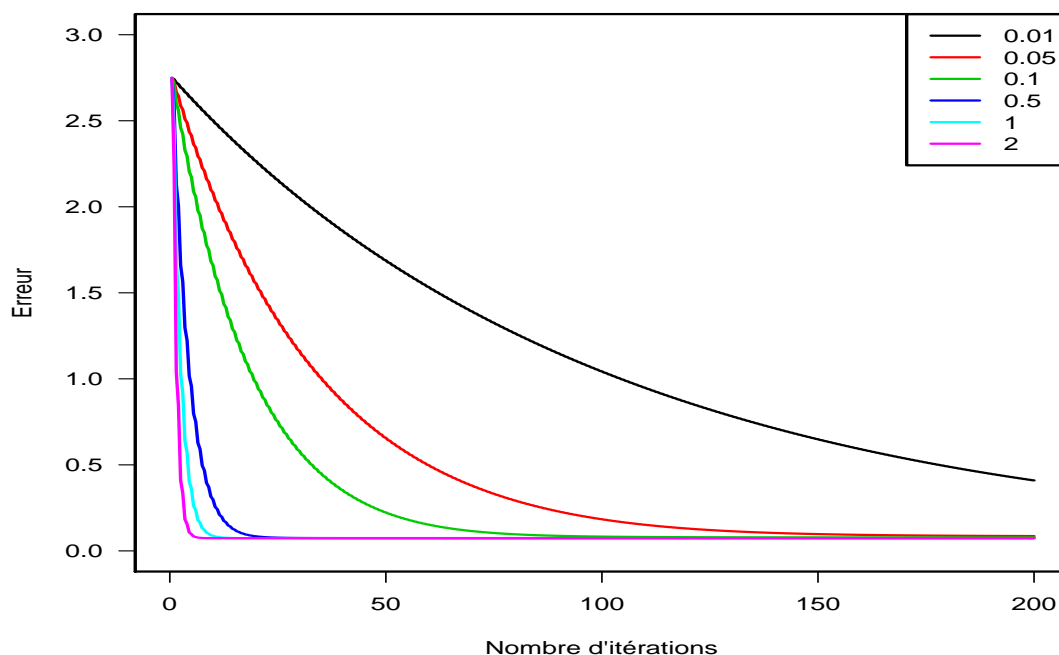


FIGURE 7.3 – Evolution de l'erreur quadratique moyenne de la trajectoire du modèle en fonction du nombre d'itérations du BFN pour différentes valeurs du coefficient de relaxation rétrograde comprises entre 0.01 et 2 et une fenêtre d'assimilation de 0,5.

de référence est obtenue pour un nombre d'itérations beaucoup plus faible.

En imposant les valeurs $k = 0.01$ et $k' = 0.1$, nous avons fait varier la longueur de la fenêtre d'assimilation et estimé comme précédemment l'erreur EQM .

Pour une fenêtre réduite de moitié (0.25), l'assimilation utilise deux fois moins d'observations, il est donc nécessaire d'augmenter le nombre d'itérations pour atteindre la convergence comme le montre la Figure 7.4a. La convergence est atteinte en 100 itérations environ contre 75 pour une fenêtre de 0,5.

Lorsque la fenêtre d'assimilation est plus longue (0.75), on observe une difficulté similaire à celle décrite par Stensrud et Bao [1992] avec le 4D-Var pour déterminer la condition initiale à cause des multiples minima de la fonction coût (non unicité de la solution). Dans le cas du BFN, la divergence observée initialement est due aux termes dissipatifs qui conduisent à une croissance exponentielle de la solution en mode inverse et réduisent donc considérablement la contribution du nudging comme le montre la Figure 7.4b.

Cette figure présente les valeurs de l' EQM au cours des 15 premières itérations. Lors des six premières itérations le nudging rétrograde dégrade considérablement la trajectoire alors que le nudging direct l'améliore légèrement. Cette tendance s'inverse au-delà de la huitième itération à partir de laquelle le nudging rétrograde diminue progressivement l'erreur.

Pour les valeurs de k et k' choisies, la longueur de la fenêtre d'assimilation de 0,5 semble optimale. En effet pour une fenêtre plus courte, le BFN parvient à faire converger les

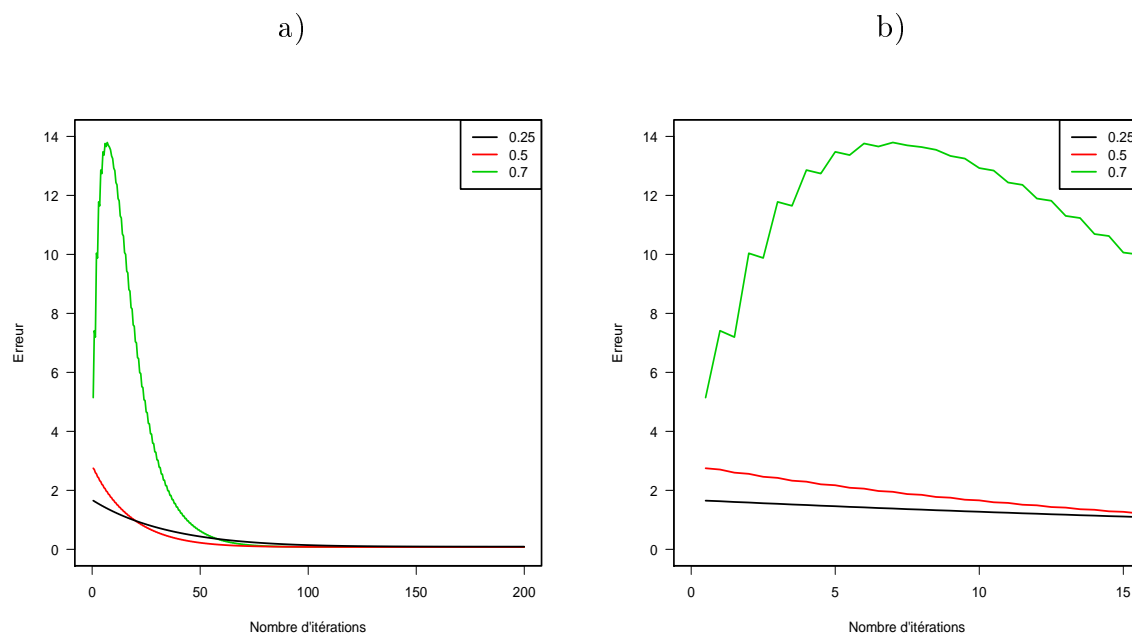


FIGURE 7.4 – Evolution de l'erreur quadratique moyenne des variables x , y et z en fonction des itérations du BFN pour différentes fenêtres d'assimilations comprises entre 0.25 et 0.70. La figure de gauche représente les itérations jusqu'à 200 et celle de droite les 16 premières.

variables vers le bon attracteur mais plus lentement car les observations sont moins nombreuses. Lorsque la fenêtre d'assimilation devient plus longue, le modèle de Lorenz intégré à rebours devient instable (problème mal posé) et la contribution du terme de nudging aux tendances est trop faible pour faire converger (rapidement) le BFN.

Un examen plus approfondi du comportement du BFN pour une fenêtre temporelle de 0.7 est réalisé sur la Figure 7.5 qui montre la trajectoire des trois composantes x , y et z pour plusieurs itérations entre 1 et 100. Il apparaît que l'intégration à rebours dégrade de manière significative la trajectoire à partir du milieu de la fenêtre et ce durant les 10 premières itérations. On peut noter en particulier l'augmentation exponentielle du module de la composante x (valeurs fortement négatives) à partir du pas de temps 35. Le nudging direct suivant suit une trajectoire identique au mode rétrograde sur les 35 premiers temps puis corrige la trajectoire en fin de fenêtre pour s'approcher de l'attracteur. Après dix itérations, l'état final est modifié progressivement par le nudging direct tandis que le nudging rétrograde améliore l'état initial pour s'approcher de l'attracteur. Chaque intégration modifie donc surtout le seconde moitié de la fenêtre (par effet cumulé du terme de nudging sur les tendances). Il faut cependant attendre 10 itérations pour que le nudging rétrograde modifie l'état initial en se rapprochant de la solution cherchée.

Pour une fenêtre d'assimilation égale à 1, la divergence du mode rétrograde devient trop importante pour que la contribution du nudging avec une valeur de k' de 0.1 permette de stabiliser les équations.

Pour une fenêtre d'assimilation de 0,5, nous avons réalisé une prévision à partir de l'état obtenu avec un nudging direct et avec le BFN après 10, 15 et 75 itérations. Ces résultats

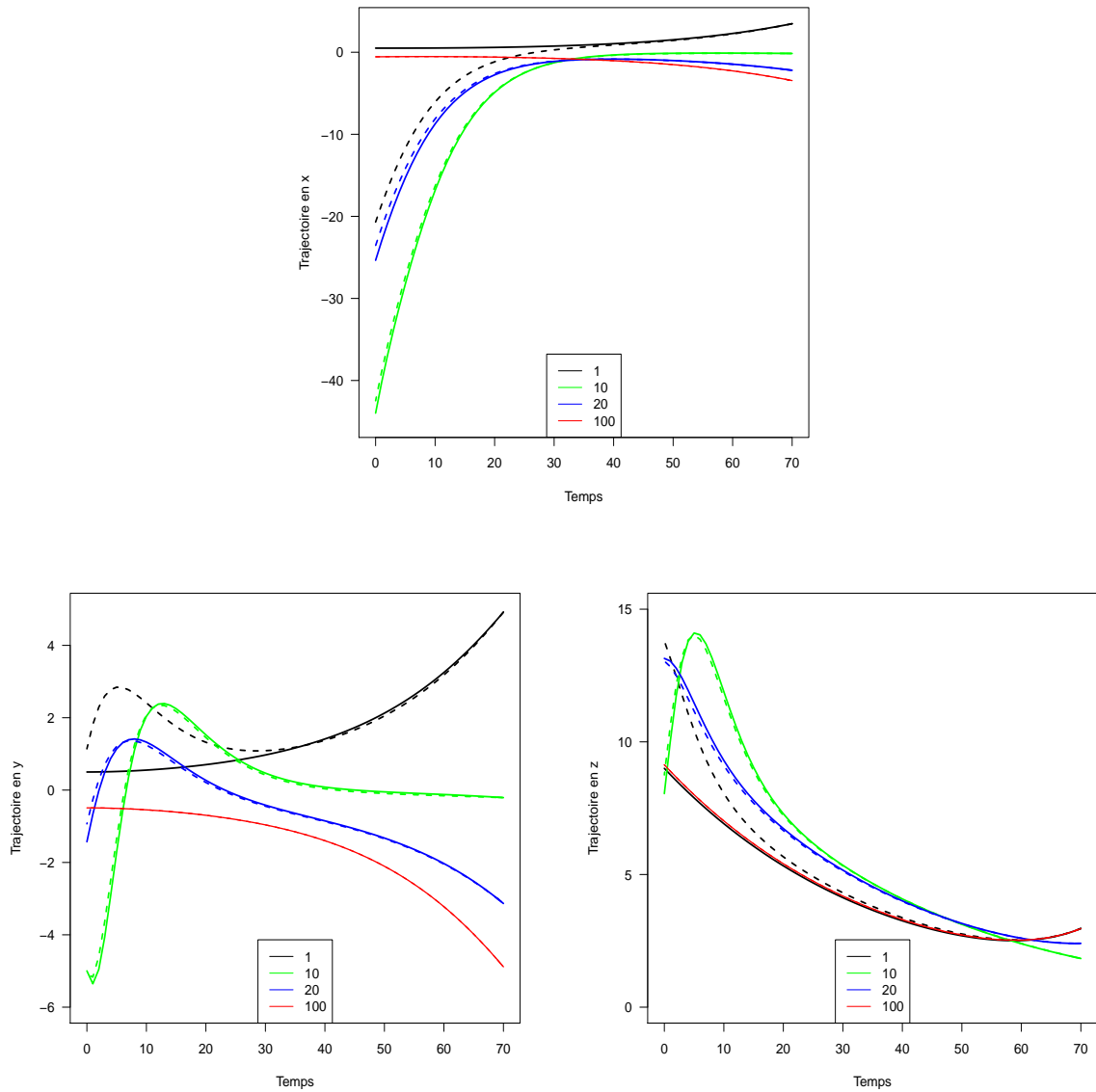


FIGURE 7.5 – Trajectoire des variables x , y et z du modèle de Lorenz pour une fenêtre d'assimilation de 0.7 (exprimée en nombre de pas de temps) au cours des itérations du BFN pour $k = 0.01$ et $k' = 0.1$. Les courbes en trait plein correspondent aux intégrations directes et celles en tiretées aux intégrations rétrogrades.

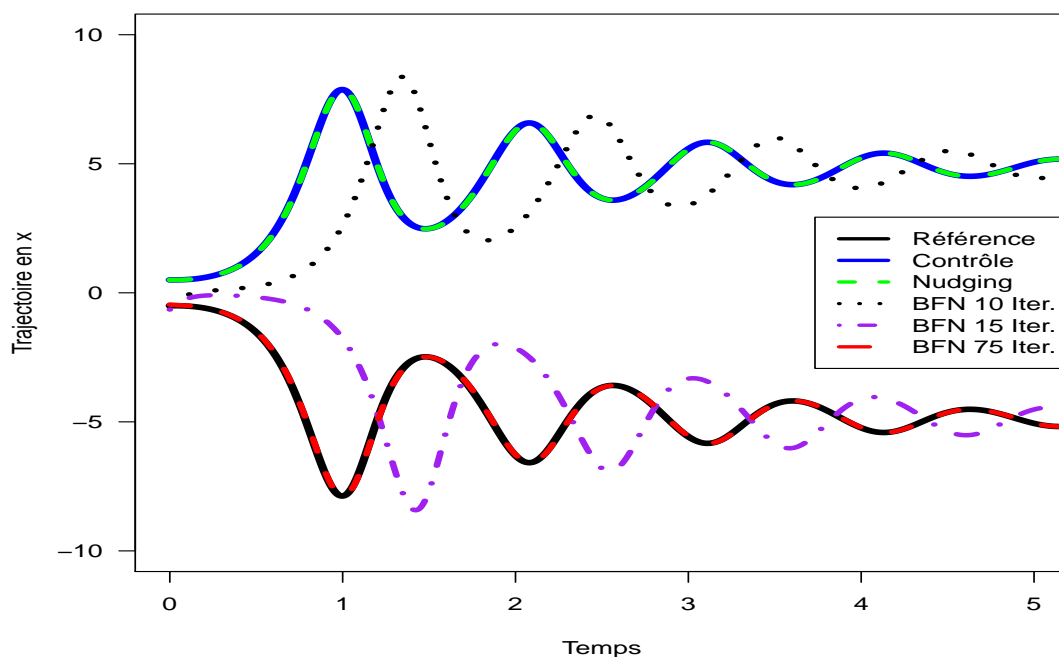


FIGURE 7.6 – Trajectoire de la variable x prévue sur 500 pas de temps à l'issue d'un nudging et d'un BFN après 10, 15 et 75 itérations. Les trajectoires du contrôle (état perturbé) et de la référence (état "vrai") sont également représentées.

(Figure 7.6) montrent que 15 itérations sont nécessaires pour permettre une bifurcation de l'état initial vers le bon attracteur. Les itérations suivantes permettent d'ajuster la phase des oscillations et améliorent ainsi la période transitoire pour atteindre le point fixe. La prévision réalisée avec l'état obtenu par un nudging simple ne permet pas de s'éloigner du contrôle. Le comportement du nudging simple pourrait être amélioré au prix d'une valeur plus élevée du coefficient k mais ce qui irait à l'encontre des recommandations de Stauffer et Seaman [1990]. Comme noté par Stensrud et Bao [1992] l'utilisation de fenêtres d'assimilation longues avantage le nudging direct qui contrairement au 4D-Var ou au BFN ne dépend pas de certaines hypothèses défavorables aux longues fenêtres temporelles (approximation linéaire tangente, inversion d'un modèle dissipatif).

Les méthodes d'assimilation de données par nudging direct et BFN (Back and Forth Nudging) ont été examinées sur le problème de l'initialisation du modèle de Lorenz (1963) décrivant la convection de Rayleigh-Bénard. Ce modèle a déjà fait l'objet de plusieurs études en assimilation de données. Nous nous sommes appuyés plus particulièrement sur l'étude de Stensrud et Bao [1992] qui ont comparé le nudging à une méthode variationnelle de type 4D-Var. Les expériences jumelles réalisées montrent la convergence du BFN sur des fenêtres d'assimilation assez courtes lorsque le coefficient de relaxation rétrograde est dix fois supérieur à celui du mode direct. Ce comportement est en accord avec la descrip-

tion du BFN faite par Auroux et Blum [2005] qui indiquent que le problème inverse étant mal posé il est nécessaire de stabiliser les équations intégrées avec un pas de temps négatif en augmentant le coefficient de relaxation. Les exemples présentés dans Auroux et Blum [2008] montrent que ces paramètres dépendent du type de modèle utilisé et doivent donc être ajustés de manière semi-empirique en fonction du problème considéré. Avec le modèle de Lorenz nous avons montré qu'il fallait 75 itérations pour obtenir une trajectoire avec une erreur négligeable. Toutefois, pour une condition initiale convergeant vers un point fixe, il a suffi de 15 itérations pour lui permettre de changer de bassin d'attraction et pour conduire à une convergence vers la bonne solution. Le meilleur comportement du BFN sur des fenêtres courtes par rapport au nudging direct est en accord avec les résultats de Stensrud et Bao [1992] qui eux montrent la supériorité du 4D-Var, ce système présentant un certain nombre de caractéristiques communes avec le BFN (comme la prise en compte simultanée de l'ensemble des observations sur la fenêtre temporelle). Bien qu'effectué avec un modèle hautement simplifié, l'avantage d'utiliser le BFN sur des fenêtres courtes par rapport à un nudging direct apparaît compatible avec l'assimilation de données de profilers de vent à très fine échelle et haute fréquence temporelle.

Dans la suite nous avons introduit la méthode du BFN dans le modèle Més0-NH et réalisé des tests de sensibilité dans des conditions idéalisées. Nous montrons en particulier que certains choix de paramètres pour le BFN sont assez différents entre le modèle de Lorenz et Més0-NH. Les résultats obtenus ont fait l'objet d'une publication soumise au *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*.

7.3 Application à des situations idéalisées avec Méso-NH

7.3.1 Résumé long de l'article

Le contenu de cette partie correspond à l'article Boilley et Mahfouf [2011] soumis en Octobre 2010 dans la revue *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*.

Pour assimiler à méso-échelle les données fournies par les nouveaux systèmes de mesures tels que les profileurs de vent, les radiomètres ou les lidar, il existe principalement trois méthodes : les systèmes variationnels de type 3D-Var et 4D-Var et les méthodes de nudging. Dans le 3D-Var, la dimension temporelle des observations n'est pas prise en compte contrairement au 4D-Var. Cependant le 4D-Var nécessite une linéarisation des paramétrisations physiques, ce qui peut poser problème en présence de processus non linéaires de fine échelle (comme la microphysique nuageuse et précipitante). Les méthodes de nudging plus simples à mettre en œuvre, prennent en compte la dimension temporelle des observations, mais utilisent des coefficients de relaxation et des fonctions de poids dont l'estimation est souvent empirique.

Récemment, Auroux et Blum [2005] ont proposé une amélioration de la méthode de nudging : la méthode de nudging direct et rétrograde (BFN). Cette méthode consiste en un ajustement itératif vers les observations par la réalisation d'intégrations directes et rétrogrades, dans le temps, des équations du modèle avec un terme de nudging. Cet article présente les résultats obtenus avec la méthode du BFN dans Méso-NH. Son principe a été expliqué en détails au début de ce chapitre mais la spécification des divers coefficients empiriques pour leur utilisation dans Méso-NH est présentée dans cet article.

Nous avons réalisé des simulations à haute résolution dans lesquelles des données simulées à haute fréquence temporelle de type profileur de vent ont été assimilées. Ces résultats préfigurent l'étude de cette méthode sur des situations réelles et ont permis un premier examen du comportement de Méso-NH suite à l'introduction des observations.

Nous avons tout d'abord étudié le BFN en considérant un vent stationnaire : l'intensité du vent dans les observations simulées est deux fois plus élevée que celle de l'état de référence du modèle. La convergence est atteinte au bout de quatre itérations et la solution obtenue est plus proche des observations qu'avec une méthode de nudging direct. Un calcul de budget des tendances de la quantité de mouvement a permis de montrer que la tendance du nudging ne domine pas celles produites par la dynamique et la physique avec une valeur du coefficient de relaxation de 10^{-3} . L'intégration rétrograde d'une version adiabatique de Méso-NH permet de prescrire un coefficient de relaxation rétrograde égal à celui du mode direct sans noter de divergence de l'état du modèle. L'intégration à rebours des équations pronostiques permet de propager l'information contenue dans les observations en amont de leur localisation de manière similaire à une assimilation 4D-Var, contrairement au nudging direct.

Dans une seconde partie de l'étude, l'état de référence du modèle est toujours choisi stationnaire, mais une rotation de 90° sur une heure de la direction du vent est introduite dans les observations. Dans ce cas, l'expérience montre l'aptitude du modèle à ajuster son champ de vent à ce changement rapide de direction.

Ces résultats sont encourageants pour l'analyse des phénomènes de cisaillements de vent lors de situations réelles à fine échelle dans une zone munie d'un système d'observations fournissant des données à haute fréquence temporelle.

7.3.2 Assimilation of low-level wind in a high resolution mesoscale model using the back and forth nudging algorithm

Abstract

The performance of a new data assimilation algorithm called Back and Forth Nudging (BFN) is evaluated using a high resolution numerical mesoscale model and simulated wind observations in the boundary layer. This new algorithm, of interest for the assimilation of high frequency observations provided by ground-based active remote sensing instruments, is straightforward to implement in a realistic atmospheric model. The convergence towards a steady state profile can be achieved after four iterations of the BFN algorithm, and the algorithm provides an improved solution with respect to direct nudging. It is shown that the contribution of the nudging term does not dominate over other model physical and dynamical tendencies. Moreover, by running backwards integrations with an adiabatic version of the model, the nudging coefficients do not need to be increased in order to stabilize the numerical equations. The BFN ability to produce model changes upstream from the observations is demonstrated in a similar way to 4D-Var assimilation systems. The capacity of the model to adjust to rapid changes in wind direction with the BFN is encouraging for improving the detection and prediction of low level wind shear phenomena through high resolution mesoscale modelling over airports, for example.

7.3.3 Introduction

Recent progress in mesoscale data assimilation has been such that a number of weather centers run operationally convective scale numerical models with grid mesh lower than 5 km (e.g. COSMO consortium, UK MetOffice, Météo-France). These models are initialized by assimilating both conventional and satellite observations, together with dedicated data such as radial Doppler winds [Montmerle et Faccani, 2009], radar reflectivities [Caumont et al., 2010] or wind profiles from vertically pointing UHF/VHF radars. However the potential of these mesoscale data is not yet fully exploited. For example, their spatial and temporal distributions are thinned to avoid correlated observations and spin-up problems. Radar reflectivity innovations need to be converted into humidity profile increments before assimilation. Wind observations from UHF radars are often not assimilated in the boundary layer due to large discrepancies between measurements and model counterparts. The increase in resolution of mesoscale models below 1 km and the availability of new types of ground based active instruments with high temporal sampling capabilities (microwave radiometers, water vapour and wind lidars, cloud and wind radars) present new challenges for data assimilation. Indeed, detection and forecast of weather hazards (wind shears, wind bursts, fog events) over sensitive areas such as airport runways could be improved using such high resolution numerical systems, with obvious consequences in

terms of security and economy. The present study proposes a preliminary investigation in this area by assimilating, at a high frequency, low level simulated UHF wind profiler observations into a sub-kilometric mesoscale model.

Three main assimilation techniques are currently used for operational mesoscale prediction models : three-dimensional variational (3D-Var), four dimensional variational (4D-Var) systems, and nudging. Ensemble Kalman Filter (EnKF) is a promising mesoscale assimilation system which is still under development. For example, a recent study by Bonavita et al. [2010] demonstrates the performance of this method over 3D-Var. In 3D-Var systems the time dimension of observations is not accounted for. However the Increment Analysis Update (IAU ; [Bloom et al., 1996]) method incorporates analysis increments as a continuous forcing over a period of time but these increments need to be computed first by a data assimilation system. 4D-Var systems provide an analysis consistent with the model dynamics and all observations over a given time window. Nevertheless, they require the linearization of physical processes that can be questionable at sub-kilometre scale (e.g. cloud microphysics). Nudging schemes are simpler to develop but rely on empirical coefficients that are more difficult to define objectively than background error covariance matrices [Zou et al., 1992]. An advantage of the nudging over 3D-Var is that it accounts for model dynamics in order to fit observations. Recently, Auroux et Blum [2005] proposed a new nudging technique : *Back and Forth Nudging* (BFN). It consists of iterative model adjustments towards the observations through a series of forward and backward nudging integrations. Such a back-and-forth method could be applied to IAU but it would required an assimilation system (e.g. 3D-Var) to compute the analysis increments. The BFN algorithm aims at determining an optimal initial condition by considering all available data over a time window as is done by a 4D-Var. Indeed, Auroux et Blum [2008] found the BFN compared favourably against 4D-Var with simple models (Lorenz model, Burgers equations, shallow water model). One objective of our study is to examine the BFN with a more realistic numerical model : the atmospheric mesoscale model Meso-NH [Lafore et al., 1998]. In this preliminary investigation only simulated observations are considered in order to control the solution where the BFN should converge. We chose low level wind observations to restrict the relevant physical processes to turbulence in the planetary boundary layer. Moreover a number of numerical simulations with Meso-NH at 500 m resolution have shown that this model has some skill in forecasting low level wind shear events, although not necessarily at the proper location or the correct time [Bidet et Schwartz, 2006; Boilley et al., 2008]. In a future study we plan to examine how the assimilation of wind profiler data could allow Meso-NH to better predict these weather hazards. In section 2 the mesoscale model is presented together with the back and forth nudging technique. Section 3 describes the experimental design. Results from data assimilation and sensitivity experiments are shown in Section 4. In particular the BFN is compared to the standard nudging technique. Conclusions and perspectives from this study are provided in Section 5.

7.3.4 Model and back and forth nudging algorithm

7.3.4.1 Description of the model

The numerical simulations are performed with the non-hydrostatic Meso-NH model [Lafore et al., 1998] which is based on the anelastic approximation with purely explicit second order accurate spatial and temporal discretizations. The prognostic variables are the three wind components, dry potential temperature, the mixing ratio of six different classes of water, and turbulent kinetic energy. The model contains a comprehensive set of physical parametrization schemes to describe sub-grid scale processes. In particular, the turbulent flux computations use the Cuxart et al. (2000) method, and can either be purely vertical or fully 3D. In the former case, the mixing length is given by the Bougeault et Lacarrère [1989] formulation and in the latter case by Deardorff [1972].

7.3.4.2 BFN algorithm

The back and forth nudging (BFN) algorithm introduced by Auroux et Blum [2005] consists of repeatedly performing forward and backward integrations of the model with relaxation (or nudging) terms, using opposite signs in direct and inverse integrations, so as to make the backward evolution numerically stable. The aim of the nudging term is to assimilate data by constraining the model dynamical tendencies to draw towards observations. After each iteration (which consists of a forward integration followed by a backward integration), an estimate of the initial condition of the system is obtained. The forward and backward integrations (with the relaxation terms) are repeated until convergence is reached. This method allows the model to find a trajectory over a given time window that is both consistent with the dynamics and the available observations. We refer to Auroux et Blum [2008] for further details of the algorithm. The Meso-NH equations for each prognostic variable \mathbf{X} have been modified to take into account the nudging towards available observations, \mathbf{Y}_o :

$$\frac{\partial \mathbf{X}}{\partial t} = F(\mathbf{X}) - \frac{1}{\tau} \frac{\sum W_{xyzt}^2 [H(\mathbf{X}) - \mathbf{Y}_o]}{\sum W_{xyzt}} \quad (7.8)$$

where F represents the dynamical and physical model tendencies. The second term on the right-hand side is the nudging term ; the summation is over all observations. The nudging time constant, τ , determines the rate at which the model variable converges towards observations. The observation operator, H , gives the model equivalent of the observations (in our study H is a simple spatial interpolation scheme). Details about the spatial and temporal weighting function, W , that spreads the observation departure $[H(\mathbf{X}) - \mathbf{Y}_o]$ back to the model space are given in the next section. Nielsen-Gammon et al. [2007] reported that "observation nudging" is appropriate when high frequency observations are available or when the analysis cannot resolve important features in the model simulation. They also mention that the particular form of the nudging weight (square value in the numerator) suggested by Benjamin et Seaman [1985] reduces the strength of the nudging when multiple observations affect a given model point.

The backward nudging consists of integrating the model equations backward in time starting from the state obtained at the end of the forward model integration. The backward

equations of the model state $\tilde{\mathbf{X}}$ with a nudging term can be written :

$$\frac{\partial \tilde{\mathbf{X}}}{\partial t} = F(\tilde{\mathbf{X}}) + \frac{1}{\tau'} \frac{\sum W'_{xyzt} [H(\tilde{\mathbf{X}}) - \mathbf{Y}_o]}{\sum W'_{xyzt}} \quad (7.9)$$

The relaxation constant, τ' , and the weighting function, W' , can be different from values specified in the forward integration. Indeed, Auroux et Blum [2008] recommend using a τ' smaller than τ in order to stabilize the backward integration when irreversible (dissipative) processes are present in the model equations.

7.3.5 Experimental design

The objective of this study is to examine the suitability of the BFN algorithm for a high resolution numerical atmospheric mesoscale model and high temporal frequency observations, knowing that direct nudging schemes are currently tested in that context (COSMO consortium ; [Hug et al., 2010]).

7.3.5.1 Domain and initial conditions

The initial conditions for the assimilation experiment are obtained after 4h of simulation in the following configuration. The experimental domain has been defined over flat terrain without heat and water exchanges between the surface and the atmosphere. The horizontal resolution is 500 m, and there are 40 grid points in each direction. The vertical resolution varies with height from 10 m above the ground to 800 m in the stratosphere, with 60 levels in total. The top of the model is at an altitude of 14 km. The resolution in the boundary layer is such that 32 levels are located below 2 km. The model time step has been set to 6 s. The initial conditions are horizontally homogeneous, the horizontal wind has a zonal direction and an intensity of 1 m/s with a reduction in the boundary layer using a log-shape profile. The potential temperature is set equal to the surface temperature (281 K) below 1 km (neutral stability) with a stable profile in the troposphere. The water vapour mixing ratio is set to zero and moist physical processes are not activated in the model. The normal velocity component at the lateral boundaries is computed using a wave-radiation open boundary condition proposed by Carpenter [1982] with a phase speed value set to the normal velocity. The tangential velocity and all the other prognostic variables are extrapolated from the interior at outflow boundary points and specified as large scale values at inflow boundary points. Given the small size of the domain and the need to reach a stationary solution when no data are assimilated, the effect of the Earth's rotation has been neglected. The vertical diffusion scheme is the only physical process activated in the model, and it uses the Bougeault et Lacarrère [1989] mixing length formulation. This choice is justified by the experimental design (observations in the lower troposphere and a short temporal assimilation window). This simplified model configuration allows to start an examination of the influence of (dissipative) physical processes on the BFN algorithm, without the full complexity of other parametrizations schemes available in Meso-NH.

7.3.5.2 Data assimilation experiments

Backward integrations of atmospheric models have already been performed in the context of digital filtering initialization [Lynch et Huang, 1992] and data assimilation (quasi-inverse algorithm proposed by [Kalnay et al., 2000]). In order to avoid computational blow-up, the model can either be run adiabatically, or the sign of the dissipative terms can be changed. The solution proposed by Auroux et Blum [2005] is to keep the model equations unchanged, but to increase the weight of the nudging term in the forcing tendencies (i.e. the factor τ' defined in Equation (2) should be much smaller than τ defined in Equation (1)). The current implementation of the BFN algorithm in Meso-NH is such that in the backward integration all physical processes are switched-off. This approach allows the use of the same time constant τ in the direct and retrograde integrations of the model. This choice has some similarities with the incremental approach of variational data assimilation [Courtier et al., 1994] which solves the minimization with a simplified linearized numerical model.

The weight W_{xyzt} of the nudging coefficient defined in Equation (3) allows the influence of a given observation to be distributed in space and time. It has the same role as the gain matrix in Kalman filters and variational assimilations. It is a function of the difference in three-dimensional space and time between the observation location and the grid point location, and is expressed as the product of a horizontal weight W_{xy} , a vertical weight W_z and a temporal weight W_t :

$$W_{xyzt} = W_{xy} \times W_z \times W_t \quad (7.10)$$

The horizontal weight is defined as a function of the distance d between an observation and a model grid point with a scale radius R_{xy} following an exponential correlation model :

$$W_{xy} = \exp\left(-\frac{d^2}{R_{xy}^2}\right) \quad (7.11)$$

The same model is used for the vertical weight, with a scale radius R_z . The temporal weight W_t is defined as a function of the time window half-width τ_o . The weight is defined as 1 when the model is within $\tau_o/2$ of the observation time, 0 when it is beyond $1.5 \times \tau_o$ of the observation time, and a linear transition from 0 to 1 (or 1 to 0) when the model is between $-1.5 \times \tau_o$ and $-0.5 \times \tau_o$ (or $0.5 \times \tau_o$ and $1.5\tau_o$) of the observation time.

We have considered the assimilation of simulated horizontal wind observations over an assimilation window of one hour. In order to mimic the vertical extent of data from a UHF wind profiler we have assumed that observations are provided from 100 to 3000 m above the surface, with a temporal availability of 10 min. In a first set of experiments, a single profile located at the centre of the domain with a constant direction (zonal wind) and intensity of 2 m/s (except near the surface) is considered. These experiments have been carried out to examine the convergence of the BFN and its sensitivity to the various tunable input parameters. In a second set of experiments, a steady wind rotation is assimilated to demonstrate the capacity of the BFN algorithm to improve the model simulation of wind shear events.

Typical values of τ vary between 1000 s and 10000 s [Stauffer et Seaman, 1990]. Stauffer and Seaman (1990) argue that τ should be similar in magnitude to the slowest adjustment timescale of the relevant forcing tendencies F . In the present experimental set-up it has

been set to 1000 s. Similarly the scale radius is set to $R_{xy}=1500$ m on the horizontal and to $R_z=100$ m on the vertical. The sensitivity of the results to these specifications is assessed below.

7.3.6 Numerical results

7.3.6.1 Observations with a constant wind

We first study the numerical convergence of the BFN algorithm towards a simulated observation wind profile with a westerly direction (i.e. $u_{obs}=2$ m/s and $v_{obs}=0$ m/s) located at the centre of the experimental domain. Observations are provided at each model level between 100 m and 3000 m. We consider observations extracted at the end of a reference 4h-simulation (considered as the truth) initialized with a constant value of 2 m/s above 1000 m, values decreasing toward zero at the roughness length level ($z_0=1$ cm), following a log-shape profile. The vertical model resolution is around 25 m below 500 m, which compares well with the vertical resolution of an UHF wind profiler (around 35 m). Above 500 m the vertical model resolution becomes coarser with values around 200 m at 3000 m. The assimilation window is set to 1 hour and the temporal weight W_t is set to one (the model is continuously forced towards the same observation profile), to examine the behaviour of the BFN in a stationary regime (as if the same wind profile was observed at each time step).

Convergence of the BFN

Figure 7.7 represents the evolution of the mean absolute difference between the zonal wind fields of two consecutive iterations, for all the vertical levels concerned by the nudging and all the horizontal grid points, for 10 BFN iterations. It shows that during the 5 first iterations of the BFN, the error is reduced by more than 90% while the 5 following iterations only induce a gain of 2.5%. For that reason the following experiments are limited to 5 BFN iterations.

We then define a global measure for the BFN convergence that is based on a weighted root mean square error $RMSE(t)$ using the horizontal weight W_{xy} of the nudging coefficient :

$$RMSE(t) = \sqrt{\frac{\sum W_{xy} [(u_t - u_{obs})^2 + (v_t - v_{obs})^2]}{\sum W_{xy}}} \quad (7.12)$$

where the summation is over all model grid points on the horizontal and over all vertical levels between 100 m and 3000 m. This formulation gives a stronger weight to grid points located close to the observations, since they are most influenced by the nudging. Figure 7.8 shows the evolution of the $RMSE(t)$ over the assimilation window for 5 iterations of the BFN. After one iteration, the direct nudging has decreased the error by 0.23 m/s, with a fast decrease during the first half of the period and a slower reduction afterwards. The backward nudging contributes to a further decrease of the error by 0.07 m/s. The following iterations continue to reduce the value of $RMSE(t)$ but at a slower rate. After 5 iterations of the BFN the initial error has been reduced by 40 %. Auroux [2008] reported a similar convergence rate in a shallow water model forced with perfect observations. It is encouraging that the backward integration significantly reduces the error remaining after each direct nudging integration, and that the subsequent direct model integrations also generate a more accurate solution. Except for the first direct integration, the error minimum is obtained in the middle of the assimilation window. This behaviour is consistent with a strong constraint variational assimilation, where the closest fit of a model solution to observations is found at the mid-point of the assimilation window, and the farthest fit occurs at the start and finish of the window [Talagrand, 1999].

The error reduction in the zonal wind is examined further at the observation point for an arbitrary altitude (2000 m) above the boundary layer (Figure 7.9). This diagram shows the difference $(u_{obs} - u_t)$ at the beginning and end of each assimilation window (black bars), and also in the middle (grey bars). One would expect the best fit to observations for that particular location due to small turbulence effect above the boundary layer and to the horizontal scale radius centered on the observation location. This is indeed the case in that the initial error of 1 m/s is reduced to 0.38 m/s after one BFN iteration (i.e. one forward integration followed by a backward integration). Each iteration brings a further reduction of the error. Almost no changes can be noticed by the last iteration (small reduction of 0.01 m/s), showing that the algorithm has converged at that particular location. When examining the error in the middle of the time window, it appears that the model has reached the observed value of 2 m/s after the second iteration. At the next iteration, the model slightly overshoots the observation by 0.05 m/s since the error has changed sign. Then, the error is slightly reduced by the subsequent iterations. The overshooting of the

model at the observed location allows the surrounding points to better fit the observation, as shown in the evolution of the global $RMSE(t)$ (Figure 7.9).

The effect on potential temperature of wind assimilation is negligible. The maximum difference between the initial and after 10 iterations potential temperature field is about 2.10^{-2} degrees.

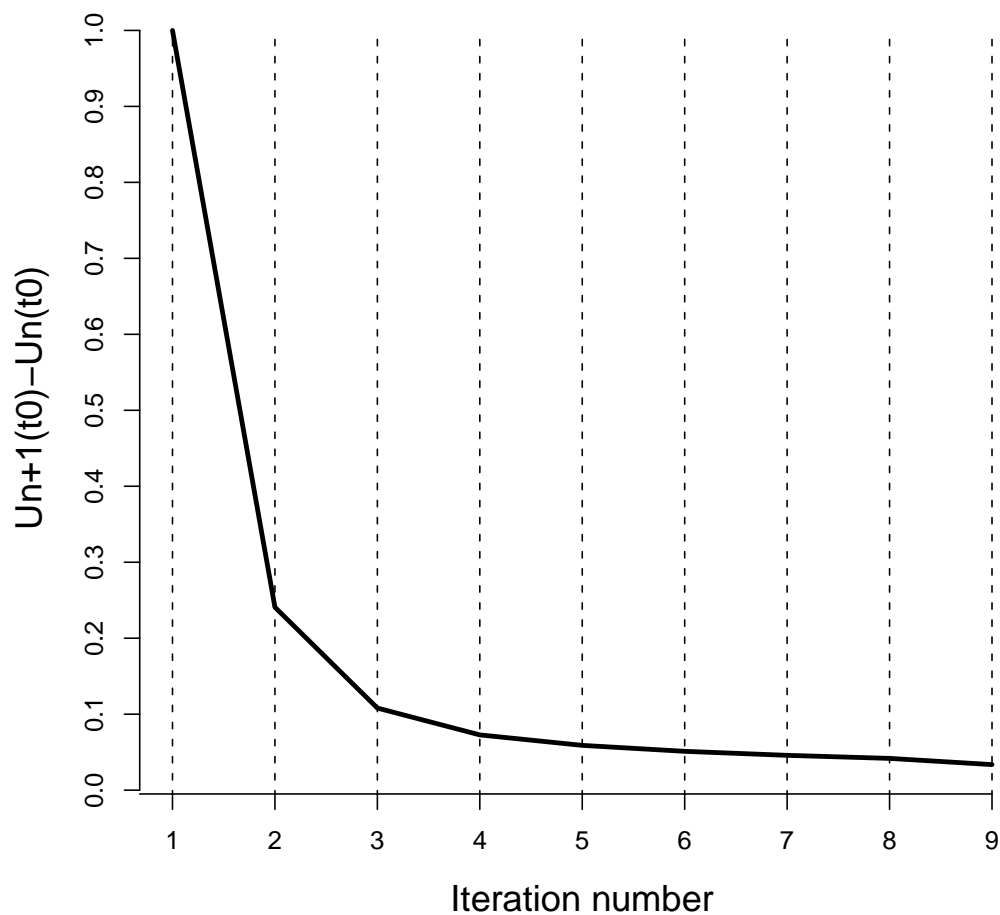


FIGURE 7.7 – Difference between zonal wind fields at initial time of two consecutive iterations versus the number of BFN iterations.

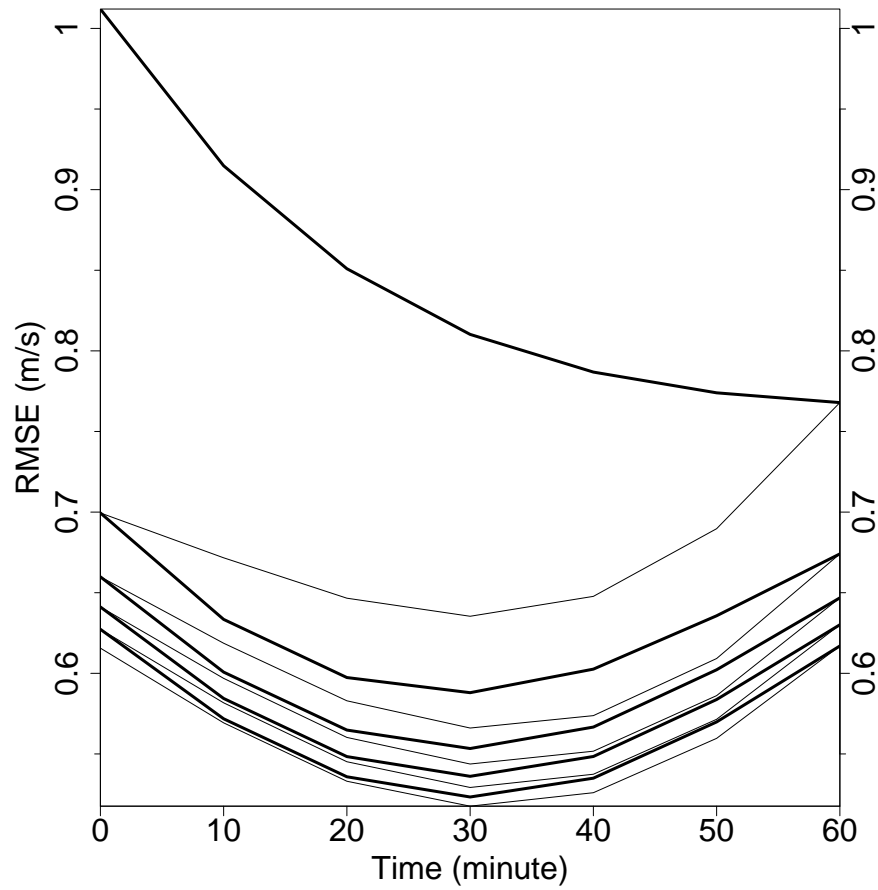


FIGURE 7.8 – Root mean square error (RMSE) between BFN iterates (5 iterations) and the true wind profile over the assimilation window (constant wind observation). Each thick solid line represents a direct nudging integration and each thin solid line represents a retrograde nudging integration.

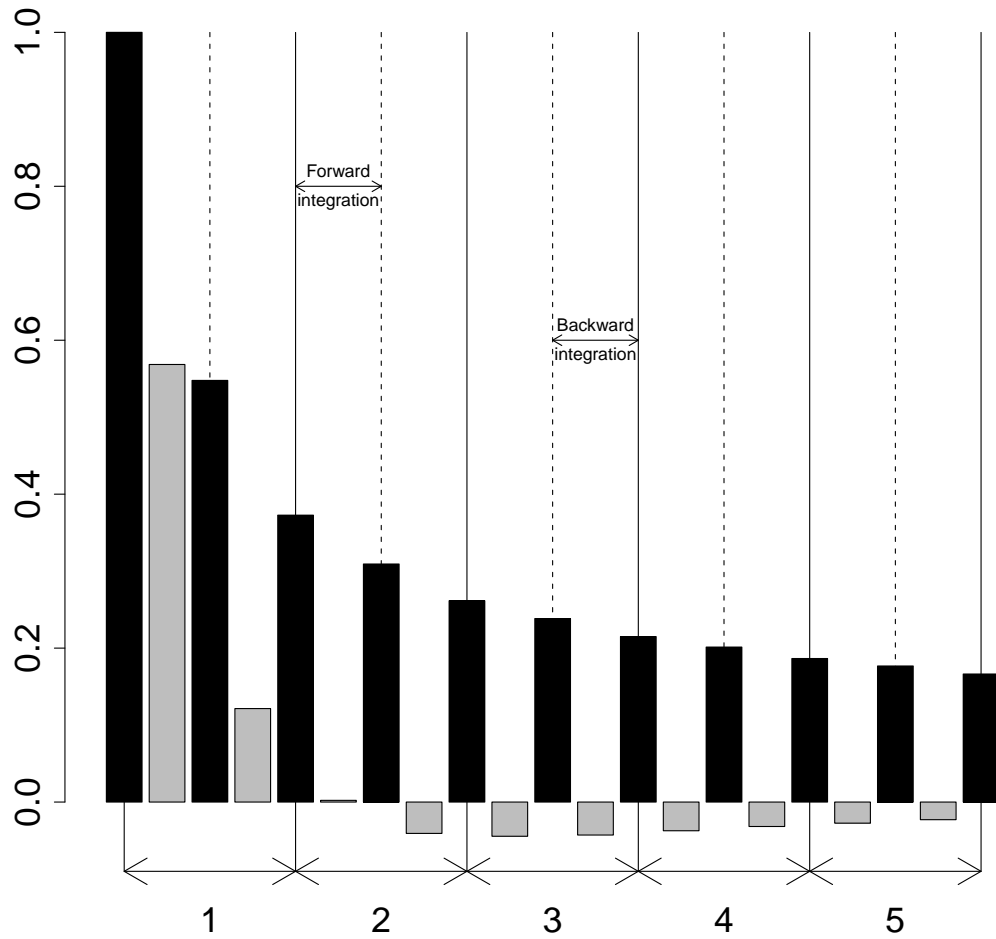


FIGURE 7.9 – Observed minus modelled zonal wind at observation location during the BFN iterations (at an altitude of 2000 m). Black bars correspond to values at both ends of the assimilation window and grey bars correspond to values at the middle of the assimilation window. Vertical lines allow to distinguish between forward and backward model integrations.

Sensitivity to the nudging time scale

In order to examine the contribution of the nudging term to the dynamical model tendencies, the budget terms for the momentum equations have been computed at each model level, and integrated temporally every minute (10 model time steps) :

$$\begin{aligned} \overline{\frac{\partial \rho u}{\partial t}} &= \overline{\left(\frac{\rho u}{t}\right)_{advx}} + \overline{\left(\frac{\partial \rho u}{\partial t}\right)_{advy}} \\ &+ \overline{\left(\frac{\partial \rho u}{\partial t}\right)_{pres}} + \overline{\left(\frac{\partial \rho u}{\partial t}\right)_{turb}} + \overline{\left(\frac{\partial \rho u}{\partial t}\right)_{nudg}} \end{aligned}$$

The subscripts *advx*, *advy*, *pres*, *turb* and *nudg* correspond respectively to the contributions of advection along x, advection along y, pressure gradient, vertical turbulent diffusion and nudging. The overline operator represents the spatial and temporal averages of the tendencies. Other budget terms are not examined here because they represent a negligible contribution to the total tendencies. The budget terms are examined for three values of the nudging time scale τ : 500 s, 1000 s and 2500 s, at two particular model levels within and above the boundary layer (150 m and 2000 m). To examine the magnitude of the individual terms, their absolute values are plotted in Figure 7.10 for 5 iterations of the BFN. For all values of τ , except at the beginning of the first iteration, the nudging term is rather small compared to the advection and pressure terms. A rapid mass adjustment to wind changes imposed by the nudging can be seen on the pressure term at the beginning of the first iteration. The large initial contribution of the pressure term which counterbalances the nudging term decreases when τ increases. With a value of $\tau=500$ s, a stationary solution is obtained at the end of the first BFN iteration, whereas with $\tau=2500$ s after 5 BFN iterations an increase of the advection terms can still be noticed. As shown previously in Figure 7.8, with $\tau=1000$ s the stationary regime is reached after 4 BFN iterations. The rather large value of the pressure gradient at the beginning of each model integration highlights a model imbalance between the wind and mass fields. This is the result of the method used to integrate backwards the model Meso-NH. Instead of setting the model time step to a negative value, the wind components are inverted. Since the temperature and pressure fields are not modified accordingly, an initial adjustment process takes place during the first two minutes of each model integration.

The above results show that regardless of the value of τ (between 500 s and 2500 s), the nudging tendencies represent a small contribution to the momentum budget except at the beginning of the first model integration, started from an equilibrium state. The BFN being an iterative technique, a similar fit to observations can be reached for large values of τ when increasing the number of iterations. In the following, the value of $\tau=1000$ s is kept since it allows the nudging term to remain a small contribution to the dynamical equations while achieving a rapid convergence of the BFN technique.

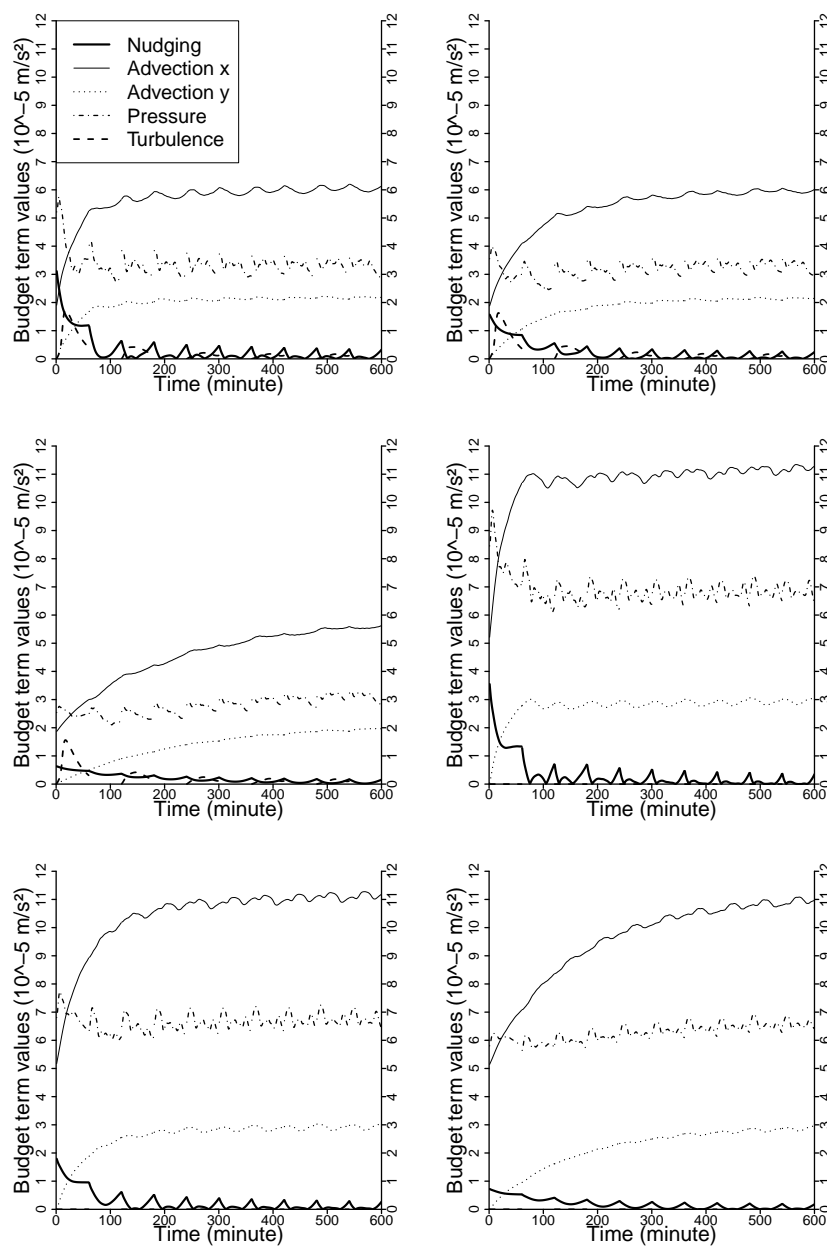


FIGURE 7.10 – Evolution of the budget terms (absolute values) from the zonal wind dynamical equations at two model levels (top row = 150 m ; bottom row = 2000 m) for three values of the nudging time constant τ (left column = 500 s ; middle column = 1000 s ; right column = 2500 s). The horizontal axis represent the time over the ten 1-hour model integrations (5 direct runs and 5 retrograde runs in alternance). The existence of discontinuities for the turbulence term is the consequence of adiabatic backward integrations of Meso-NH.

Horizontal wind increments

Horizontal wind increments produced by the BFN along the various iterations are displayed at 2000 m in Figure 7.11. After the first forward integration, a zonal wind increase of about 0.5 m/s is noticed downstream of the observation, and is extending about 5 km eastwards. This spatial extent is consistent with the imposed horizontal scale radius of 1500 m. After the first backward integration, this structure has intensified and is located upstream of the observation location. After four iterations, a dipole structure of the increments is noticeable with two vortices generated north and south of the observation, associated with return easterly flows corresponding to the model dynamical response to the nudging term. Since only one observation is assimilated at each model level, the increments reflect the horizontal structure of "equivalent" background error covariances as in a variational data assimilation system. Their structure is consistent with the simple two-dimensional formulation proposed by Bougeault et Lacarrère [1989], assuming an isotropic and completely non divergent flow. Indeed vertical velocity increments produced during the BFN are small (about 1 cm/s) and restricted to levels with an observation available (100 m and 3000 m). This simple experiment shows the capacity of nudging to develop balanced wind increments [Barwell et Bromley, 1988], using the model dynamics and an homogeneous nudging weight W_{xy} . The dynamics moves also the increments downstream of the observation. When examining the increments of the zonal wind intensity at the end of the first backward integration (Figure 7.12), a similar structure of increments is noticed, with larger magnitude and a position upstream the observation location. Such behaviour is typical of 4D-Var assimilation that allows increments at the beginning of the time window to be created upstream of the observation when available later in the time window, generating so called flow dependent structure functions [Rabier et al., 1998]. The westward propagation of this increment with a slight modification Barwell et Bromley [1988] in magnitude is clearly shown when examining its structure and location after the second forward model integration. This explains why the *RMSE* is minimum in the middle of the assimilation window, since the largest corrections are located near the observation, whereas before that time the maximum is upstream and subsequently downstream.

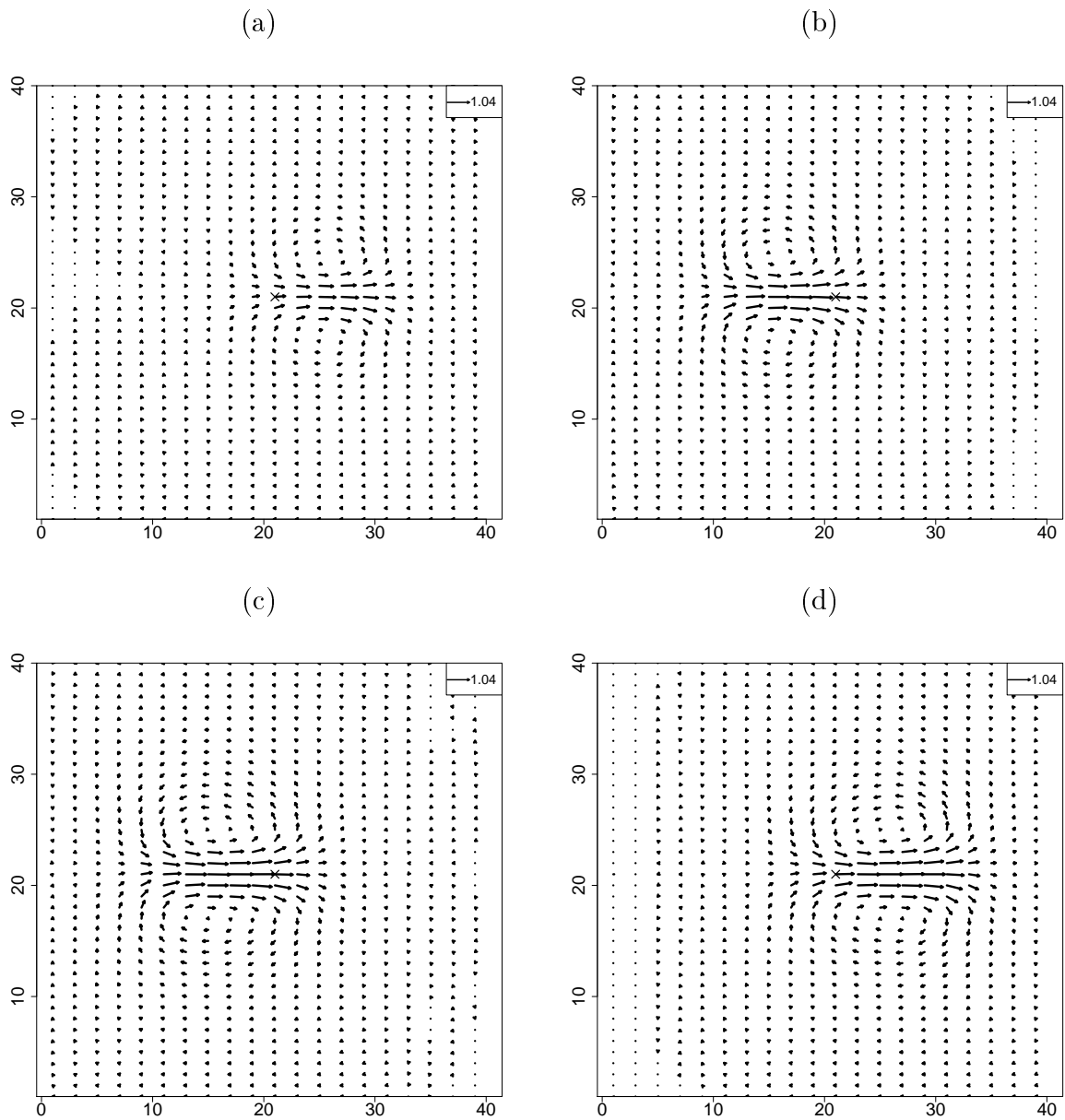


FIGURE 7.11 – Wind vector increments at 2000 m during the BFN (1st forward integration (a); 1st backward integration (b); 4th backward integration (c); 5th forward integration (d)). Maximum vector represented on each graphic legend correspond to 1,04 m/s. The 'X' correspond to the observation location

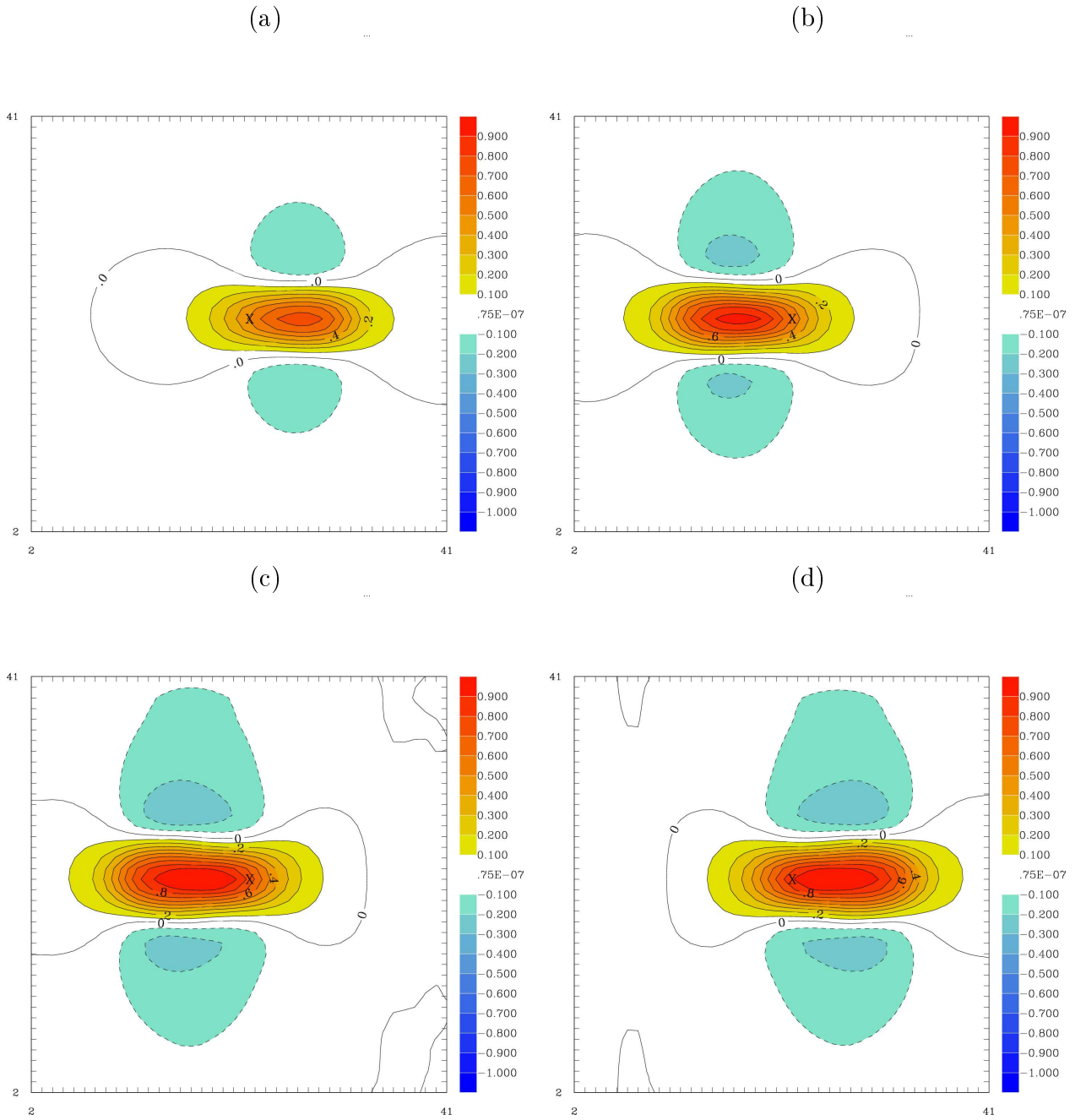


FIGURE 7.12 – Same as Figure 4 but for the zonal wind increments

Sensitivity to the vertical length scale R_z

Given the horizontal size of the domain, the influence of the horizontal radius R_{xy} has not been studied. Indeed a significantly larger value than 1500 m would produce increments close to the lateral boundaries of the domain, requiring either a larger domain or a weaker mean flow intensity. In practice, the value of R_{xy} should depend upon the location of the instrument, with larger values over flat areas than near coastlines or mountainous regions. On the other hand we have examined the influence of the vertical radius R_z . The value of 100 m set in the previous experiments has been reduced to 10 m in a sensitivity study. When $R_z=10$ m, each simulated observation influences only one given level. Such an assumption is probably reasonable for UHF wind profiler data which have a vertical resolution around 35 m, higher than that of most numerical models. Since the observed wind profile is uniform above 1000 m the influence of R_z can only be noticed below that level where the wind intensity varies with height. Wind profiler instruments cannot provide useful data below around 100 m. Therefore, it is interesting to examine if an imposed vertical correlation of 100 m could be useful for retrieving near surface wind. The evolution of the wind profile at location of the observation is shown in Figure 7.13, for two BFN experiments with $R_z=10$ m and $R_z=100$ m. After one forward integration, with $R_z=10$ m a better adjustment is noticed above 100 m since each level is only influenced by the observation towards which it should converge, whereas with $R_z=100$ m each model level also sees the influence of observations below and above, imposing an implicit smoothing. Below 100 m, the lack of downward influence of the first observation above the ground with $R_z=10$ m leads to a slower wind speed increase with respect to $R_z=100$ m. In the first backward integration, the nudging term, with $R_z=100$ m having a contribution down to the surface, allows the profile to get closer to the observation. This is also the case with $R_z=10$ m above 100 m. Below that level the vertical wind structure shows unrealistic features only in this model integration. During the next forward integration, the turbulence removes the spurious vertical gradients noticed in the backward integration with $R_z=10$ m, and the resulting profile after one hour is similar below 100 m to the one obtained with $R_z=100$ m.

From the above results, it appears that the influence of low level observations down to the surface helps to produce realistic model fields in areas where the physical processes are important in the forward integration and switched off in the backward integration. On the other hand, the fit to the observations is more difficult with $R_z=100$ m in regions with significant vertical gradients (below 1000 m). A possible solution to this problem would be to keep a small scale radius for the wind profiler observations and to include surface wind observations.

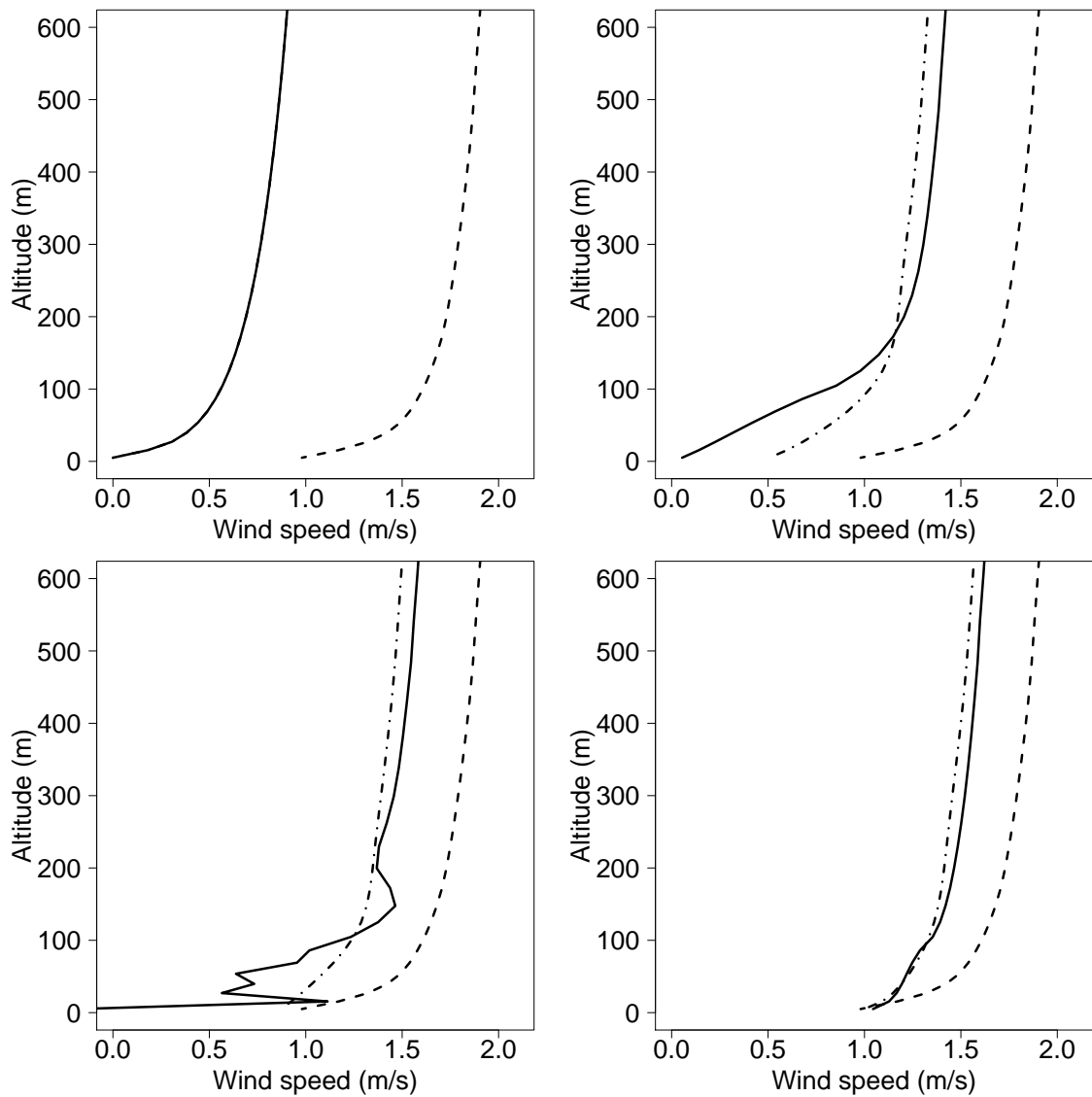


FIGURE 7.13 – Influence of the vertical length scale R_z on zonal wind profiles at observation location during the first iterations of the BFN. The dashed line is the observed profile, the solid line is the model profile from a nudging with $R_z=1\text{m}$, the dash-dotted profile is the model profile resulting from a nudging with $R_z=100\text{ m}$. Top left : profiles at initial time, top right : profiles after one forward integration, bottom left : profiles after one backward integration, bottom right : profiles after the 2nd forward integration.

Impact on short-range forecasts

To assess the ability of the model to maintain the increased wind produced by the assimilation of the observed profile, forecast experiments have been undertaken starting from the model solution obtained at the end of the assimilation window after the direct nudging, and after 4.5 iterations of the BFN. We define a normalised improvement factor as :

$$IF = \sqrt{\frac{\sum(u_t - u_{ref})^2 + (v_t - v_{ref})^2}{\sum(u_0 - u_{ref})^2 + (v_0 - v_{ref})^2}}$$

where (u_0, v_0) is the wind field at the end of the 4.5 BFN iteration, (u_t, v_t) is the wind field at time t of the forecasting period, and (u_{ref}, v_{ref}) is the wind field at the end of the BFN integration. Figure 7.14 shows the evolution of IF over four hours. Since the domain is rather small, the wind changes are mostly carried out of the domain by advection through the eastern boundary. Moreover, the western boundary maintains a constant value of u_{ref} , forcing the model towards this state. Both simulations maintain the initial value of IF during the first hour of the integration. After that time a significant decrease in the improvement factor is noticed, and it is reduced from 0.95 to 0.35 during the next hour for the BFN. This corresponds to the time when the area of maximum wind increase reaches the eastward boundary of the domain. A much slower decrease takes place afterwards. The direct nudging has a smaller initial IF , because it has produced smaller wind increases than the BFN. Therefore, with a slower advection term, the analysis increment is maintained within the experimental domain over a longer period. The decrease is then slower during the second hour of simulation, but the IF remains lower for the direct nudging than for the BFN.

7.3.6.2 Observations with a wind rotation

In order to examine the adjustment of the model initial state towards a rapidly changing wind direction, as could occur with low level wind shear events, the previous westerly wind observation profile of 2 m/s has been progressively rotated by 90 degrees counter-clockwise within an hour. A set of seven observations sampled every 10 minutes and starting at initial time are ingested in the nudging schemes with a 5 minutes temporal window τ_o . This allows for equal temporal contribution of each observation over the assimilation window. Figure 7.15 shows the evolution of the horizontal wind at the end of forward and backward integrations of the BFN. Starting from a uniform zonal wind (Fig. 7.15a), the direct nudging leads to a south westerly wind at the observed location, and up to 5 km downstream with a non negligible increase in wind intensity (Fig 7.15b). A wind increase is also noticed south-west of the observations, which is compensated by a wind decrease in the north-west and south-east regions near the observation. After 2 BFN iterations (Fig. 7.15c), the region of increased intensity westerly wind at the observed location (at time $t=0$) is surrounded by an area of south-westerly wind in the lower left corner of the domain. This wind structure reveals that at the initial time, there is information on the wind rotation present in "future" observations obtained by the backward integration of the model. The next direct integration (Fig 7.15d) intensifies and propagates westwards the patterns noticed at time $t=0$. At the observed location it can be seen that the wind has a more pronounced southerly component than after the first direct nudging. The spa-

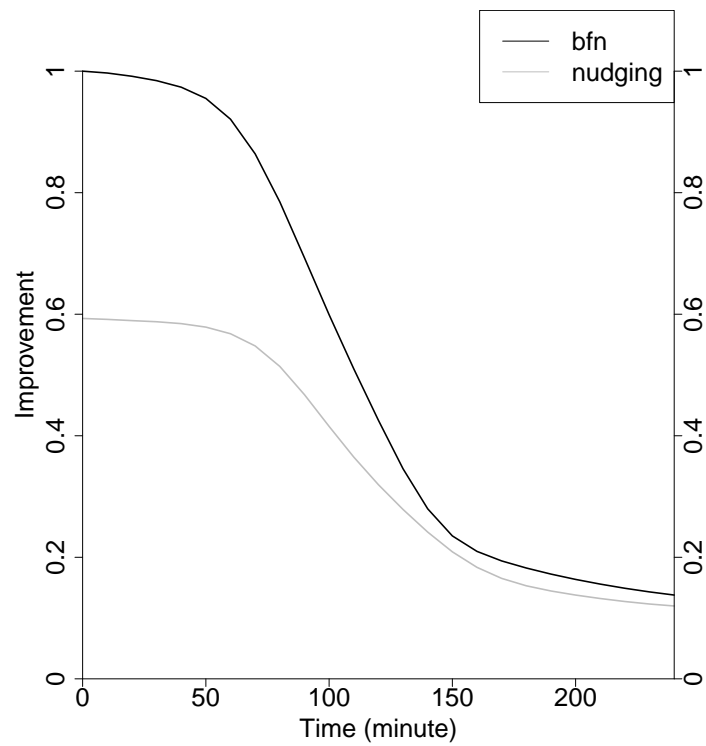


FIGURE 7.14 – Improvement factor (departure in RMS from the initial state) during a 4-hour forecast after a direct nudging and a BFN (experiment with constant zonal wind)

tial extent of the wind modification is about 5 km in each direction, which is compatible with the horizontal scale radius (1.5 km) and with the mean advection time (4 km/hour). The existence of stagnation areas close to the observed location (northwestwards and southeastwards) reveals that the nudging constraint does not prevent the model dynamics from generating increments consistent with its equations. The improvement factor IF computed during a 4-hour model forecast remains above 0.40 during the first 180 min for the BFN which correspond to the maximum value of the IF maintained for 80 minutes for the direct nudging (figure 7.16). The zonal wind component has increased less than in the previous experiment (at the expense of meridional wind changes) and there is a south-westerly dominant flow in the central part of the domain (rather than a westerly flow). As a consequence, increments generated during the assimilation experiments are advected north-eastward and then carried out of the domain, through the eastern boundary, more slowly.

7.3.7 Conclusions and perspectives

The use of high temporally resolved ground based observations (a few minutes) is still a challenge for current operational NWP systems, since it requires efficient data assimilation systems within high resolution numerical models. The present study makes preliminary steps in this research area. A new data assimilation technique, called *Back and Forth Nudging* (BFN), proposed by Auroux et Blum [2005] which fits a model trajectory to available observations over a given time window through iterative direct and backward integrations of a numerical model is tested. The BFN has been examined with the atmospheric numerical mesoscale model Meso-NH [Lafore et al., 1998]. This technique has similarities with 4D-Var assimilation, but is much simpler to implement. This method was successfully examined with rather simple models, but not yet with more realistic numerical models including diabatic (irreversible) processes.

First the BFN is implemented in Meso-NH and tested against simulated observations in order to control its behaviour. The model has been run at small horizontal scale (500 m), and over a short assimilation window (1 hour), using low level wind profile observations. It is shown that the BFN is more efficient at correcting the model state than direct nudging since it allows the observations to be seen several times by the model trajectory. The backward integrations allow the observation information to be propagated upstream, whereas the direct nudging can only propagate the information downstream. With a single wind profile observation, it is shown that the convergence of the BFN is reached in 4 iterations. The contribution of the nudging term to the momentum equations is examined and found to have a smaller magnitude than advection terms, and of comparable magnitude to the vertical diffusion tendencies. Despite running the backward integration with an adiabatic version of the model the convergence is not hampered, even though spurious features have been observed near the surface when no observations are assimilated below a certain level. Finally an experiment with a rotation of the wind (90 degrees in one hour) demonstrated the ability of the BFN to find a solution compatible with both the model equations and the observations varying rapidly in time. Forecast integrations subsequent to the analysis period have shown that wind changes can be maintained in the model for around two hours, corresponding to the advection time through the eastern lateral boundary of the domain.

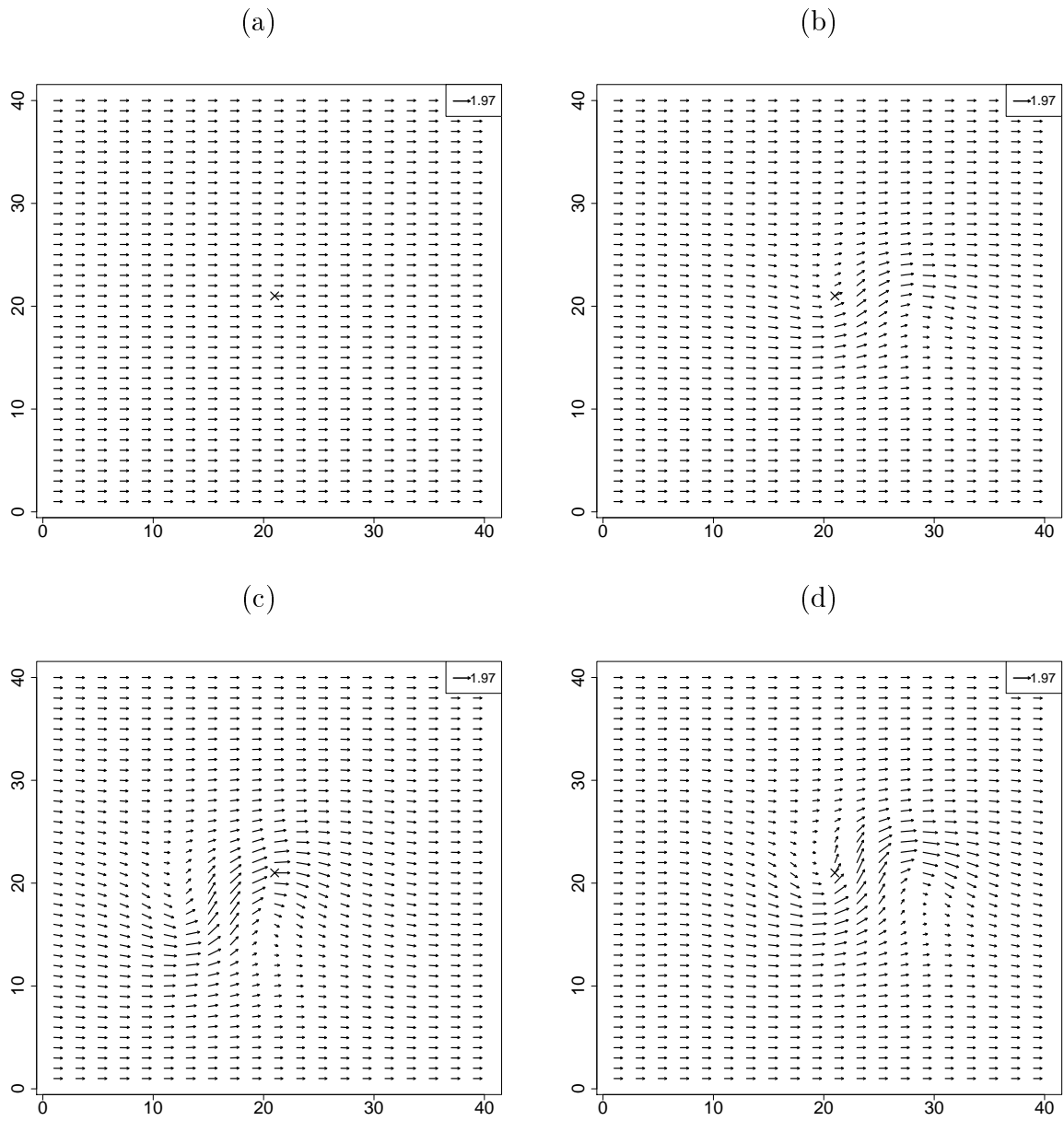


FIGURE 7.15 – Wind vector at 2000 m during the BFN iterations with an observation having a 90 degree rotation in one hour (from westerly to southerly direction). a : at initial time, b : after one forward integration, c : after two backward integrations, d : after three forward integrations. Maximum vector represented on each graphic legend correspond to 1,04 m/s. The 'X' correspond to the observation location

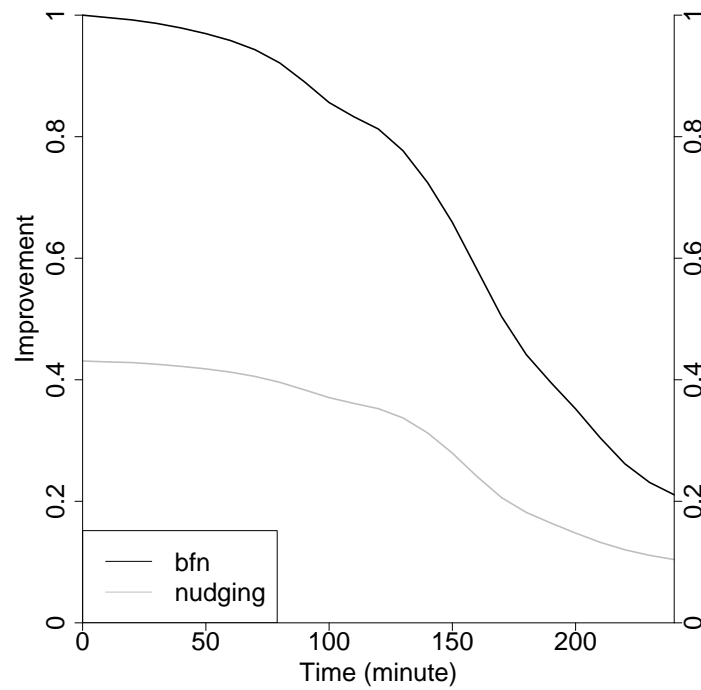


FIGURE 7.16 – Improvement factor (departure in RMS from the initial state) during a 4-hour forecast after direct nudging and BFN (experiment with wind rotation)

It is planned to examine the behaviour of the BFN with Meso-NH on real meteorological situations. The surroundings of the Nice airport are of particular interest because of the availability of an operational wind profiler and frequent low level wind shear hazards. The initial conditions will be taken from an operational atmospheric analysis and surface conditions will be realistic (orography and physiography). First, modelled profiles shifted in time and considered as truth will be assimilated to determine the coefficients to be applied for real conditions and then, observed profiles will be assimilated with the BFN technique. In both cases, particular attention will be paid to the influence of the nudging term compared to model tendencies. Indeed the nudging relaxation and weighting terms (responsible of the nudging term influence) include the observations and guess errors as well as horizontal correlation. During backward integrations on real cases, the diffusion term will keep the same sign but tests could be done with a inverted sign. With real cases experiments, we would like to address the question if high temporal data provided by a wind profiler can modify the initial state of the numerical model to produce better short range forecasts (less than three hours) of wind shear events. That is important over strategic areas like airports, wind farms or for chemical dispersion.

Acknowledgements

This study has been partly funded by a scholarship from the Agence Natianale de la Recherche Technique through a partnership between Météo-France and Degréane-Horizon. We acknowledge Jean-Pierre Claezman (Degréane-Horizon) for his involvement in initiating the partnership. Technical support and scientific advices from Christine Lac and Valéry Masson were instrumental for the inclusion of the BFN in the Meso-NH model. We would like to thank Clara Draper for her careful reading of the manuscript.

7.4 Conclusion

Cette partie nous a permis de présenter et d'étudier une méthode d'assimilation de données développée récemment à l'INRIA par Auroux et Blum [2005]. Cette méthode, appelée 'nudging direct et rétrograde', a été mise en place tout d'abord dans les équations de Lorenz pour étudier son comportement. Les résultats obtenus dans ce chapitre ainsi que ceux obtenus par Auroux et Blum [2008] montrent un bon comportement de cette méthode par rapport à un nudging simple et par rapport à une méthode de type 4D-Var sur des fenêtres d'assimilation courtes et avec des observations fréquentes. Cette méthode est donc adaptée pour assimiler des données de profileur de vent ou de lidar.

Ces résultats nous ont encouragés à mettre en œuvre cet algorithme dans un modèle météorologique complet, ce qui n'avait pas été réalisé jusqu'alors. Les premiers essais avec des observations simulées ont montré la capacité du système d'assimilation à corriger l'état initial par rapport à une méthode de nudging simple et à propager par les intégrations rétrogrades l'information des observations en amont du point d'observation. La convergence de cette méthode dans Mésos-NH est atteinte en seulement quatre itérations avec des coefficients de relaxation directs et rétrogrades égaux et un poids du terme de nudging inférieur ou équivalent à celui des autres termes. De plus, cette méthode fournit un champ cohérent entre les observations et les équations du modèle même lors d'une variation rapide de la direction du vent.

Cette méthode peut donc être envisagée pour assimiler des données à haute fréquence d'instruments installés sur une zone d'intérêt comme un aéroport et produire des champs analysés à une fréquence et une résolution supérieure à celle des systèmes numériques de prévision du temps à fine échelle opérationnels.

Conclusions et Perspectives

Conclusions générales

Cette thèse s'est concentrée sur l'étude des cisaillements de vent dans la couche limite atmosphérique à méso-échelle. Plus particulièrement, elle s'est focalisée sur la plateforme aéroportuaire de Nice qui est régulièrement concernée par des variations de la direction et de l'intensité du vent selon l'horizontale appelées cisaillements de vent horizontaux ou renverse. La première partie décrit les différentes conditions météorologiques connues conduisant à des événements de cisaillement, puis le cas particulier des cisaillements de vent horizontaux dans la région de relief accidenté autour de Nice.

L'étude d'événements de cisaillements de vent nous a montré l'importance d'avoir de nombreux types de mesures disponibles mais aussi une haute fréquence temporelle pour pouvoir documenter de manière précise l'évolution du vent lors des renverses sur Nice. Cette densité de données a pu être obtenue grâce à une campagne de mesures lidar ('LIDAR 2009' comprenant un lidar et un anémomètre sonique) au début de l'année 2009, mais aussi par les améliorations techniques du profileur de vent déjà en place sur l'aéroport et l'augmentation du nombre de messages AMDAR disponibles. L'ensemble de ces instruments permet d'obtenir des données à haute fréquence sur la verticale et l'horizontale dans les premiers kilomètres de l'atmosphère qui est une zone assez peu couverte par les observations conventionnelles.

Nous avons utilisé le modèle numérique de recherche Méso-NH pour examiner sa capacité à reproduire trois épisodes de cisaillements de vent observés dans la région niçoise et analyser l'origine et l'évolution de ces phénomènes :

- a) le 12 Mars 2005 qui est une situation de recirculation dans le golfe de Gênes,
- b) le 27 Mars 2009 qui est une recirculation similaire au 12 Mars 2005,
- c) le 24 Mars 2009 qui est un cas de contournement des Alpes.

Ces trois situations sont résumées par les schémas conceptuels de la figure 7.17. Ces principes d'écoulements ont été obtenus grâce à l'utilisation conjointe des observations et de la simulation numérique. Nous avons utilisé et mis en place des outils permettant de passer de l'espace modèle à l'espace des observations pour comparer la simulation avec le jeu complet d'appareils de mesures disponible : anémomètre, thermomètre, hygromètre, profileur de vent, lidar, satellite, messages AMDAR. Cela a conduit à une bonne compréhension des flux à l'origine des renverses de vent. La comparaison systématique des résultats du modèle avec les observations a généralement montré la capacité du modèle numérique à reproduire la structure horizontale et verticale des flux de basses couches

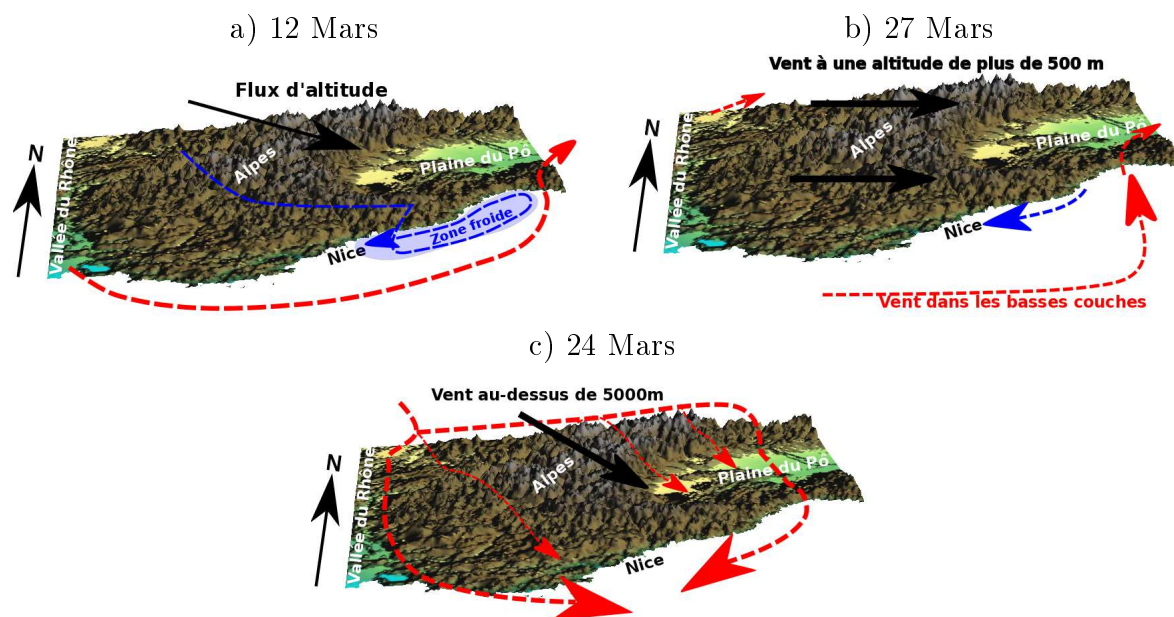


FIGURE 7.17 – Schéma de principe des situations de cisaillement de vent étudiées dans la thèse : (a) 12 Mars, (b) 27 Mars et (c) 24 Mars

mais aussi sa difficulté à placer correctement en espace et en temps le front de renverse. En effet, l'étude du 12 Mars, qui s'appuie principalement sur les résultats de la simulation Méso-NH par manque d'observations, montre la capacité du modèle à générer un vortex dans le golfe de Gênes et ainsi à propager un courant de retour le long des côtes. On observe un déplacement progressif d'Est en Ouest mais le courant de retour ne parvient pas jusqu'à la plateforme aéroportuaire où il a pourtant été observé. Les diagnostics disponibles dans Méso-NH nous ont malgré tout permis d'identifier les écoulements conduisant à la genèse du vortex. Les écoulements catabatiques apportent de l'air plus froid et plus stable en bord de côtes que l'écoulement synoptique au large. L'écoulement synoptique qui franchit le relief surplombant Nice génère des ondes piégées à l'origine d'une canalisation du vent dans les basses couches. Il se met alors en place un fort vent chaud en surface. La différence de densité avec la masse d'air en bord de côte provoque le contournement de la zone froide (7.17.a) et sa mise en rotation à l'origine du courant de retour.

La situation du 27 Mars (7.17.b) s'apparente aussi à une recirculation dans le golfe de Gênes par le fait qu'une masse d'air plus froide et stable par rapport au flux synoptique est présente en bord de côte. Cette fois, c'est la rencontre frontale de ces deux flux de densité différente qui produit un mouvement ascendant provoquant, par conservation de la masse, un mouvement côtier opposé au flux synoptique dans la masse d'air froide. Des ondes de gravité piégées sont également simulées sur cette situation et montrent des perturbations de température et de vent en phase dans les basses couches influençant le phénomène de renverse.

Le 24 Mars est une situation de cisaillement de vent provenant d'écoulements de grande échelle. Un flux de Nord-Ouest se scinde en deux pour emprunter la vallée du Rhône à l'Ouest et franchir le relief alpin à l'Est. Ces deux flux se rencontrent à nouveau sur la mer

Méditerranée. La présence d'une zone de bas géopotentiel sur la plaine du Pô va modifier cette rencontre au cours de la journée. En début de journée, sa présence sur la plaine du Pô courbe les lignes de courant vers l'Est permettant à une partie du flux de longer la chaîne des Apennins par le Nord. La partie qui franchit le relief se mêle à l'écoulement d'Ouest et ne provoque pas de renverse. Le déplacement du talweg vers le Sud au cours de la journée va déplacer la courbure et en faire apparaître une seconde, opposée en direction, juste derrière le relief côtier des Apennins. Cette seconde courbure crée un mouvement d'Est en Ouest proche des côtes opposé au flux d'Ouest provenant de la vallée du Rhône ; il apparaît un front de renverse qui se déplace vers l'Ouest en fonction de la position du talweg.

Pour les trois cas étudiés dans cette étude, le modèle numérique a très bien reproduit la structure verticale et horizontale du vent. Le flux synoptique, les phénomènes de franchissement des reliefs et les variations locales du vent lors des épisodes de renverse (passage du front compris) sont bien reproduits. La position spatio-temporelle du front de renverse n'est pas exacte vis-à-vis des observations et les écoulements très locaux comme les brises de vallées sont systématiquement sous-estimés. Sur les trois cas étudiés, on peut dire que le modèle se comporte bien et fournit des informations sur la possibilité d'apparition d'un cisaillement de vent dans la région de l'aéroport sans toutefois fournir une information précise sur sa localisation et l'heure d'apparition.

Dans les deux situations de recirculation, on observe dans la simulation numérique un phénomène d'ondes de relief piégées, au-dessus de l'aéroport de Nice. Ainsi, lorsque l'écoulement nocturne est faible et piloté par les brises de vallées, et que les conditions d'altitude sont favorables à l'apparition d'ondes piégées en aval du relief des Alpes du Sud dans la journée, l'aéroport de Nice est susceptible d'être soumis à un phénomène de cisaillement de vent de type recirculation.

Nous avons réalisé des tests de sensibilité à différents paramètres de la simulation et, en particulier, l'apport d'une plus fine résolution pour améliorer la position spatio-temporelle du front de cisaillement. La situation du 12 Mars 2005 a montré l'apport d'une plus fine échelle (2.5 km) par rapport à l'échelle opérationnelle de l'époque (10 km) sur le développement, le positionnement et le maintien dans le golfe de Gênes du phénomène de cisaillement.

La mise en opérations en 2008 du modèle AROME à 2.5 km de résolution possédant un système d'assimilation de données (3D-Var) a permis, pour les situations de cisaillement observées pendant la campagne 'LIDAR 2009', d'initialiser le modèle Mésoscale-NH avec les analyses de ce modèle. La comparaison des résultats des deux modèles numériques a montré la ressemblance générale des champs obtenus et l'amélioration des résultats lors d'une augmentation de résolution verticale. Une résolution verticale fine dans la couche limite est nécessaire à la bonne représentation des cisaillements de vent dans les basses couches. Nous avons réalisé des prévisions à une échelle de 500 m pour déterminer l'apport d'une fine résolution sur la capacité d'un modèle à échelle régionale à prévoir l'apparition de cisaillements de vent sur l'aéroport. La fine résolution permet de reproduire plus fidèlement des écoulements locaux comme les brises de vallée ou le contournement d'un relief de faible extension qui ne sont pas simulés à une résolution de 2.5 km. Les variations rapides de la direction et de l'intensité du vent local sont également mieux reproduites à 500 m de résolution. Cet apport ne se traduit pas systématiquement par une amélioration des

scores mais l'information est pertinente. Enfin, la réduction du domaine à une zone d'intérêt restreinte lors de la descente en échelle augmente considérablement la dépendance aux conditions de couplage.

Les erreurs dans l'état initial des modèles de prévision numérique sont corrigés au moyen d'une méthode d'assimilation de données. Dans notre étude, de nombreuses données étaient disponibles sur l'aéroport et ses alentours. De plus, des appareils comme le profileur de vent fournissent des données à haute fréquence temporelle qui ne sont pas prises en compte dans les systèmes d'assimilation méso-échelle opérationnels.

Pour cela, la méthode envisagée dans cette thèse pour améliorer les prévisions à courte échéance des modèles numériques régionaux a été d'assimiler les données disponibles à une fréquence supérieure à celle des systèmes d'assimilation de données opérationnels. Nous avons mis en place un système d'assimilation de données appelé "nudging direct et rétrograde" (BFN) tout d'abord dans le système d'équations de Lorenz puis dans Méso-NH. Les avantages de ce système sont sa relative facilité de mise en œuvre par rapport à une méthode variationnelle (pas besoin de l'adjoint du modèle), sa capacité à assimiler des données à haute fréquence et son principe d'intégrations rétrogrades qui permet d'ajuster de manière itérative la trajectoire du modèle en prenant en compte toutes les observations sur une fenêtre d'assimilation comme le fait un 4D-Var. Auroux et Blum [2008] ont montré que cette méthode converge plus rapidement qu'une méthode de type 4D-Var avec un modèle de type 'shallow water'. Quatre itérations suffisent pour le modèle Méso-NH en conditions idéalisées pour converger vers une solution de référence. Enfin, les corrections apportées par ce système sont cohérentes avec la physique du modèle car le terme de nudging ne domine pas les autres termes de tendance des équations du modèle. Lors des phases de prévision réalisées avec Méso-NH, l'incrément introduit au cours de l'assimilation est conservé jusqu'à son évacuation du domaine de simulation après environ une heure d'intégration confirmant la compatibilité de l'information introduite.

Il reste toutefois que le BFN est basé sur une méthode de nudging qui utilise des coefficients de relaxation et des poids (horizontaux, verticaux et temporels) empiriques. L'application de cette méthode au système de Lorenz a montré la sensibilité de la méthode à la longueur de la fenêtre d'assimilation, particulièrement en mode rétrograde. Cette méthode est donc particulièrement adaptée aux petites fenêtres temporelles d'assimilation dans lesquelles des données à haute fréquence temporelle sont disponibles. Les tests de cette méthode que nous avons réalisés utilisaient un profil vertical d'observations de vent toutes les dix minutes sur une fenêtre temporelle d'une heure.

Perspectives

Il serait intéressant de poursuivre ce travail de thèse par un approfondissement de l'étude du système d'assimilation de données mis en place dans Méso-NH. L'assimilation de plusieurs profils verticaux permettrait d'étudier le comportement du système d'assimilation et la réaction du modèle numérique en présence d'un cisaillement de vent : chaque profil mesurant un vent opposé en deux points du domaine.

Cette méthode pourrait ensuite être appliquée à un cas réel, tout d'abord avec des données simulées, puis avec des observations réelles. En effet, il serait possible de considérer

le cas du 24 Mars 2009 pour lequel la simulation avait 2 h de retard, d'en extraire des profils verticaux simulés, de modifier l'heure des profils en l'avancant de deux heures et de les assimiler par le biais du système d'assimilation dans une nouvelle simulation (principe des systèmes d'observations simulées ou OSSE). Les premiers tests réalisés avec cette méthode montrent une forte sensibilité de la méthode au rayon d'influence horizontal des observations lors de l'utilisation d'un profil unique.

Il serait envisageable de réaliser plusieurs assimilations dans lesquelles on prendrait en compte différents appareils de mesures. Ainsi, sur l'aéroport de Nice il serait possible de considérer les données du profileur, des anémomètres pour documenter l'effet de chacune de ces observations et le rayon d'influence à attribuer à chacune. Ensuite on pourrait introduire l'ensemble des observations disponibles dans le BFN.

L'algorithme BFN tel qu'il a été introduit dans Mésos-NH permet l'assimilation de deux autres variables pronostiques : la température potentielle et le rapport de mélange en vapeur d'eau. Un essai a été mené prouvant le fonctionnement de l'algorithme mais aucune étude approfondie sur l'introduction de ce type d'observations n'a été réalisée.

Des développements seraient nécessaires pour améliorer les fonctionnalités du système d'assimilation. Outre des développements techniques comme la parallélisation et l'optimisation du code, la mise en place d'un opérateur d'observation pour pouvoir considérer des mesures de vitesse radiale permettrait d'ajouter, en plus dans les tests du paragraphe précédent, les données du lidar.

Un développement assez simple serait d'attribuer des paramètres spécifiques à chaque type d'observation permettant ainsi de modifier, selon l'altitude des mesures, les influences verticale et horizontale (par exemple, on pourrait envisager des valeurs plus faibles pour le vent à 10 m par rapport à celui en atmosphère libre ; [Stauffer et Seaman, 1994]).

Il serait envisageable pour les simulations à 2.5 km de résolution du modèle AROME d'augmenter la fréquence des cycles d'assimilation de données pour passer de 3 h actuellement, à 1 h. Des études sont envisagées dans ce sens dans le cadre du projet SESAR (Single European Sky ATM Research) pour l'étude de la propagation des turbulences de sillage lors du passage d'un avion. Dans ce cadre, des prévisions à courte échéance et à une échelle de 500 m doivent être produites comme conditions initiales d'un modèle de mécanique des fluides (Computational Fluid Dynamics) pour prévoir la trajectoire et le temps de vie du vortex de sillage.

Un système similaire à celui mis en place sur l'aéroport de Dubaï (présenté au chapitre 3) pourrait être envisageable en couplant le BFN avec un système variationnel. Cela permettrait de réaliser des prévisions à courte échéance et fine échelle entre chaque cycle d'assimilation variationnel. Cette méthode serait particulièrement adaptée à un domaine de simulation réduit dans lequel des observations à haute fréquence seraient disponibles.

Dans le but de caractériser de manière plus générale que dans ce travail de thèse, les épisodes de cisaillement de vent dans la région niçoise, il serait intéressant d'avoir un relevé complet des situations de cisaillement de vent qui se sont produites sur l'aéroport de Nice pendant une période d'une à plusieurs années. La comparaison des observations et des simulations opérationnelles du modèle AROME permettrait de réaliser une étude des caractéristiques de ces événements et de déterminer les capacités et les défauts de la

simulation numérique. Il serait ainsi possible de confirmer si les ondes piégées contribuent systématiquement aux événements de type recirculation. Cela fournirait aussi le pourcentage d'apparition des différentes causes et une évaluation des scores de prévision des cisaillements de vent.

Nous avons vu au cours de ce travail que les simulations à 500 m de résolution permettent une meilleure représentation des phénomènes liés au relief local grâce à une description plus fine de l'orographie et des reliefs de faible extension. Des simulations à cette échelle peuvent donc être réalisées pour caractériser des effets locaux engendrés par un relief. L'augmentation du nombre de points de grille permet de positionner plus précisément les événements étudiés.

Nous avons vu que le domaine choisi dans cette étude pour la plus fine résolution était sensible aux conditions de couplage. Pour réduire cette dépendance, il est envisageable de choisir un domaine de simulation plus grand pour que le flux aux bords du domaine ne conditionne pas complètement l'écoulement à l'intérieur. Une autre méthode serait de fournir des conditions aux limites latérales plus fréquentes (une analyse toute les 3 h pour le domaine à 500 m dans cette étude) pour imposer une contrainte importante sur l'écoulement dans le domaine et éviter ainsi une trop grande dérive du champ simulé par la fine échelle par rapport aux champs de plus grande échelle.

Nous avons cité, dans la conclusion du chapitre 6, qu'une meilleure représentation de la texture des sols et des types de surface pourrait conduire à des simulations plus réalistes des flux de surface et donc de la structure de l'atmosphère dans les basses couches. De récentes bases de données à haute résolution commencent à être utilisées dans les modèles numériques et vont ainsi améliorer la représentation de l'interface sol atmosphère (Harmonized World Soil Database, European Soil DataBase).

Bien que nous n'ayons pas montré de dépendance de la simulation des cisaillements de vent à la représentation de la turbulence dans cette étude, la résolution de 500 m se situe dans ce que l'on appelle la zone grise. Cela signifie qu'à ces échelles la turbulence n'est ni complètement résolue explicitement par les équations, ni correctement décrite par les schémas de paramétrisation présentés dans cette thèse. Des études récentes cherchent un moyen de mieux représenter les flux turbulents à cette échelle intermédiaire [Honnert et al., 2011].

Il est nécessaire de rappeler que l'aéroport de Nice se situe dans une zone de relief complexe à l'interface terre/mer où les écoulements sont pilotés à la fois par les flux de grande échelle et des contributions locales. Sur des plateformes aéroportuaires dans des régions moins complexes, le bénéfice de simulations à fine résolution (500 m) pourrait être plus marqué.

Pour la problématique de détection des cisaillements de vent sur la plateforme aéroportuaire de Nice, prévoir de manière déterministe la position exacte du front de renverse paraît être un projet ambitieux dans l'état actuel des outils numériques et des résolutions présentés dans cette thèse. Une méthode envisageable pour fournir des prévisions utiles à plus ou moins longue échéance, serait de considérer une approche ensembliste utilisant plusieurs intégrations d'un modèle numérique à partir d'états initiaux perturbés autour d'une analyse pour obtenir, non pas une prévision déterministe de la position du cisaillement mais une probabilité d'apparition d'épisodes dangereux dans la zone considérée. A titre d'exemple, un système de prévision d'ensemble uni-dimensionnel a été développé

pour la prévision des occurrences de brouillard sur l'aéroport de Roissy-Charles de Gaulle [Roquelaure et Bergot, 2008]. L'approche tri-dimensionnelle des phénomènes de renverse constitue toutefois un degré de complexité supplémentaire.

Liste des figures

2.1	Coupe verticale schématique d'une circulation de brise de mer en journée d'après Stull [1988]	19
2.2	Coupe verticale de la circulation dans une vallée en présence de vents catabatiques.	20
2.3	(a) Collecte de vent froid dans une vallée durant la nuit. (b) Brise de vallée s'établissant durant la journée. Schémas d'après Stull [1988]	21
2.4	Trajet d'une particule lors d'un effet de fœhn (d'après [Delmas et al., 2007]) et émagramme associé. A : La particule humide est au sol et sa température est de 15°C. Elle commence son ascension le long de l'adiabatique sèche. B : La particule atteint le point de rosée, la vapeur d'eau commence à condenser, la particule suit la courbe adiabatique humide. C : La particule atteint le sommet du relief puis redescend toujours le long de l'adiabatique humide jusqu'au point D qui est le point de rosée pour la particule asséchée. Elle continue alors sa descente le long de l'adiabatique sèche pour atteindre le sol avec une température de 19,5°C.	22
2.5	Lignes de courants selon une coupe verticale perpendiculaire à l'axe du relief selon Ólafsson et Bougeault [1996], les contours pointillés correspondent à une zone de fortes turbulences.	23
2.6	Vue artistique d'un phénomène de rafale sous orage. Image issue de la NASA. 24	
2.7	Evolution temporelle du vent nocturne autour du vent géostrophique (vent zonal de 10 m.s ⁻¹)	26
2.8	Trajectoire de vol d'un avion soumis à un changement de l'intensité du vent debout ou vent de face. Images issues de OACI [2005]	29
2.9	Trajectoire de vol d'un avion soumis à un cisaillement de vent lors des phases d'approche. Images issues de OACI [2005]	30
3.1	(a) Localisation de Nice dans un domaine géographique englobant du Sud-Est de la France ainsi que l'arc Alpin. Le relief provient de la base de données SRTM (Shuttle Radar Topography Mission) à 90 m de résolution. Le carré noir représente le domaine du graphique (b) : relief sur la région niçoise.	32
3.2	Climatologie des vents observés sur l'aéroport de Nice entre 1981 et 2001. Le tableau est un récapitulatif du pourcentage d'intensité observé en fonction de la direction (d'après [Lac, 2003]).	34

3.3	Zone d'influence de la brise de la vallée du Var, repoussant le flux synoptique en altitude	35
3.4	Principe du contournement de l'arc alpin par un flux de nord-ouest à l'origine d'un cisaillement de vent sur la Méditerranée.	36
3.5	Schéma de principe d'un décrochage derrière le relief alpin lors d'un fort flux d'ouest.	37
3.6	Position des capteurs disponibles sur la plateforme aéroportuaire de Nice Côte d'Azur durant la campagne de mesures "LIDAR 2009".	41
3.7	Balayages réalisés par le lidar installé sur l'aéroport de Nice pendant la campagne de mesures en 2009.	42
3.8	Correspondance entre la distance par rapport au lidar (en km) et l'altitude (km) de la cible selon les élévations : 2° en bleu et 4° en noir.	42
4.1	Spectre électromagnétique et longueur d'onde associée.	52
4.2	Radar profileur de vent PCL-1300 sur l'aéroport de Nice.	54
4.3	Disposition typique de trois antennes d'un radar profileur de vent. L'antenne 1 tire au zénith (antenne verticale) et les antennes 2 et 3 tirent avec des angles d'élévation α (73°) par rapport au sol et azimut β_2 et β_3 par rapport au nord géographique (antennes obliques). L'ouverture du faisceau à 3 dB est de $\theta_b = 8,5^\circ$ pour le PCL-1300. Les deux panneaux d'antennes supplémentaires permettent d'ajouter un contrôle de qualité.	56
4.4	Représentation temps-distance des signaux émis par le radar et retro-diffusés par les cibles atmosphériques [Puygrenier, 2005].	56
4.5	Diagramme synoptique du fonctionnement du radar PCL-1300.	57
4.6	Distribution en altitude des spectres en fréquences reçus par le profileur de vent et convertis en vitesse de la cible.	60
4.7	Signal reçu pour une porte donnée. \bar{N} et $\Delta\bar{N}$ représentent respectivement le niveau moyen du bruit et l'écart type du bruit. Sr représente l'amplitude du pic maximum correspondant au signal de l'atmosphère, l'intervalle $[f_1, f_2]$ est la gamme de fréquence du signal atmosphérique.	61
4.8	Direction du vent observé par le radar profileur de vent PCL-1300 installé sur l'aéroport de Nice entre minuit et midi le 27 Mars 2009. Le graphique (a) est obtenu après traitement des données brutes. Le graphique (b) est le champ stocké dans la banque de données de Météo-France.	62
4.9	Description schématique d'une méthode d'assimilation de données	66
4.10	Cycle d'assimilation et répartition des observations (ronds noirs) pour un schéma d'assimilation de type 3D-VAR. Les observations effectuées à différents instants sont comparées à un état modèle au milieu de la fenêtre d'assimilation.	67
4.11	Cycle d'assimilation et principe d'une assimilation 4D-Var. x_a^i représente l'état analysé et x_b^i représente l'ébauche pour le cycle d'assimilation i	68
4.12	Principe des méthodes d'assimilation séquentielles	69

-
- 5.1 Domaines Mésio-NH : l'ensemble du graphique représente le domaine à 10 km de résolution, le rectangle représente l'emplacement de la grille à 2,5 km de résolution. Le champ coloré représente le relief à 10 km de résolution. 75
- 5.2 Domaine de simulation Mésio-NH à 2,5 km de résolution. 76
- 5.3 Schéma conceptuel des écoulements de grande échelle pour la situation du 12 Mars 2005. Les pointillés correspondent aux flux de basses couches, le rouge à une zone de température et/ou de turbulence plus élevées que dans les zones bleues. 78
- 5.4 Géopotential à 500 hPa à 12 h le 12 Mars 2005 issu de l'analyse du Centre Européen (ECMWF). Les champs colorés correspondent aux analyses de la température à 850 hPa. 79
- 5.5 Lignes de courant simulées par Mésio-NH au niveau modèle correspondant à une altitude de 5 km au dessus du sol sans relief à 12 h UTC le 12 Mars 2005, superposées au relief du domaine à 2,5 km de résolution. 80
- 5.6 Profils verticaux enregistrés par le profileur de vent le 12 Mars 2005 entre 0 et 1900 m d'altitude et entre 11 h et 15 h UTC. Les champs colorés sont la largeur spectrale maximale de tous les faisceaux. Une variation de cette largeur indique une variation du champ de vent, une zone turbulente ou une zone de cisaillement. 81
- 5.7 Schéma conceptuel des écoulements dans les basses couches dans la région de Nice le 12 Mars 2005, lorsque le soleil n'est pas encore levé (a), lors de l'apogée du vortex (b) et lors de la phase de déclin du vortex (c). Les flèches et plans en rouge sont plus chauds que ceux en bleu. 82
- 5.8 Position des particules initialement (0 h) contenues dans le rectangle bleu et dans les 500 premiers mètres d'altitude après 12 h de simulation. 83
- 5.9 Champ de vent à 10 m observé par le réseau de stations de surface le 12 Mars 2005 à 8 h, 10 h et 15 h UTC. Les lettres correspondent aux noms des stations : Cannes (Ca), Valbonne (Va), Nice (Ni), Cap Ferrat (Fe), Menton (Me), Andora (An). La colonne de droite correspond à une coupe du vent simulé au premier niveau du modèle superposé au relief à une résolution de 2,5 km. 84
- 5.10 Température observée à 2 m (carrés de couleur) le 12 Mars 2005 à 8h (a) [prévision 8 h], 10 h (b) [prévision 10 h] et 15 h UTC (c) [prévision 15 h] superposée au champ simulé par Mésio-NH. 86
- 5.11 Direction du vent à 10 m mesuré à la station d'Andora en Italie (en rouge), à la station de Cap Ferrat (en vert) et sur l'aéroport de Nice (en noir), le 12 Mars 2005. Les directions sont des directions météorologiques. 87
- 5.12 Coupes verticales des isolignes de température potentielle superposée au module du vent (a), de la direction du vent (b) et de la vitesse verticale (c) sur 10 km d'altitude selon un axe Ouest/Est passant par Monaco (c) le 12 Mars 2005 à 10 h UTC [prévision 10 h]. 88
-

-
- 5.13 Rétrotrajectoires (pour les 12 h de simulation) à partir de particules présentes à 12 h UTC le 12 Mars 2005 dans le Golfe de Gênes sur le graphique de gauche. Altitude correspondante de ces particules en fonction de leur longitude sur le graphique de droite. 89
- 5.14 Position des particules initialement (0 h) contenues dans le carré bleu dont l'extension verticale est comprise entre 800 m et 1500 m d'altitude après 15 h de simulation, c'est-à-dire à 15 h UTC le 12 Mars 2005. 90
- 5.15 Schéma conceptuel des écoulements de grande échelle pour la situation du 27 Mars 2009. 92
- 5.16 Situation synoptique à 6 h du 27 Mars 2009 issue des analyses du CEP-MMT. Les champs colorés correspondent à la température à 850 hPa en °C et les isolignes correspondent au géopotential à 500 hPa en dmgp (décamètres géopotentiels). 93
- 5.17 Lignes de courant issues de Méso-NH au niveau modèle correspondant à une altitude de 5000 m au dessus du sol sans relief à 6 h UTC le 27 Mars 2009 superposé au relief de l'ensemble du domaine de simulation. 94
- 5.18 Profils verticaux de direction (en °) de vent observés par le radar profileur de vent (a) et simulés par Méso-NH (b) entre 6 h UTC et midi le 27 Mars 2009 sur l'aéroport de Nice. 94
- 5.19 Profils verticaux d'intensité (en m.s⁻¹) du vent observés par le radar profileur de vent (a) et simulés par Méso-NH (b) entre 6 h et 12 h UTC le 27 Mars 2009 sur l'aéroport de Nice. 95
- 5.20 Position géographique des trajets des deux avions ayant fourni des messages AMDAR le 27 Mars 2009. Les vents observés et simulés sont présentés sous forme de profils verticaux. Le vol EU3714 a décollé à 6h55 UTC et le vol EU8632 a atterri à 8h37 UTC. Les valeurs en rouge sont les altitudes (en m) de l'avion et celles en bleu sont les heures d'observation pour le premier et le dernier point du trajet représenté. 97
- 5.21 Schéma conceptuel des écoulements dans les basses couches dans la région de Nice le 27 Mars 2009, lorsque le soleil n'est pas encore levé (a), une fois que le soleil s'est levé (b) et à la mi journée lorsque le flux est établi (c). Les flèches et plans en rouge sont plus chauds que ceux en bleu. 98
- 5.22 Champs de vent à 10 m observés par le réseau de stations de surface le 27 Mars 2009 à 6 h (a), 9 h (b) et 11 h UTC (c), colonne de gauche. Les lettres correspondent aux noms des stations : Cannes (Ca), Valbonne (Va), Nice (Ni), Cap Ferrat (Fe), Menton (Me), Andora (An). La colonne de droite représente le champ de vent simulé par Méso-NH à 2,5 km de résolution (échantillonné une flèche sur trois) au premier niveau du modèle superposé au champ de relief. 99
- 5.23 Coupes verticales du vent radial obtenues par balayages verticaux du lidar dans l'axe de la vallée du Var (335°) à 8 h (a) et à 8h30 UTC (b). Les couleurs froides correspondent à un vent venant vers l'instrument et les couleurs chaudes correspondent à un vent s'éloignant de l'instrument. . . . 100
-

-
- 5.24 Schéma conceptuel des écoulements de basses couches autour de Nice le 27 Mars 2009, lors de la phase de transition. Les flèches et plans en rouge sont plus chauds que ceux en bleu. Les lettres correspondent à : Antibes (A), Nice (N) et Cap Ferrat (CF). (1) correspond à la phase précédant la transition, (2) à la transition et (3) à la seconde transition. 101
- 5.25 Vent radial autour de l'aéroport de Nice fourni par balayages horizontaux du lidar à 4° (a et b) et 2° (c et d) d'élévation à 8 h (a, c) et à 8h30 UTC (b, d) le 27 Mars 2009. 103
- 5.26 Séries temporelles (échantillonnage minute) entre 6 h et 11 h UTC de la direction (a) et de l'intensité (b), observées par les quatre anémomètres présents sur les pistes de l'aéroport de Nice le 27 Mars 2009 et simulées par Méso-NH. 104
- 5.27 Vent radial autour de l'aéroport de Nice obtenu par balayages horizontaux du lidar à 2° d'élévation à 9h20 (a) et à 10 h UTC (b) le 27 Mars 2009 et équivalent simulé à 9h30 (c) [prévision 3h30] et 10 h UTC (d) [prévision 4 h]. 105
- 5.28 Température observée à 2 m (carrés de couleur) le 27 Mars 2009 à 11 h UTC (prévision 5 h) au niveau des stations du Sud-Est de la France superposée au champ simulé par Méso-NH 106
- 5.29 Coupes verticales de la vitesse verticale (a) et des isolignes de température potentielle superposées au module du vent (b) sur 10 km d'altitude selon un axe Ouest/Est passant par Nice simulées le 27 Mars 2009 à 8 h UTC (prévision 2 h) en haut et 10 h UTC (prévision 2 h) en bas. 107
- 5.30 Schéma conceptuel des écoulements de grande échelle pour la situation du 24 Mars 2009. 109
- 5.31 Situation synoptique du 24 Mars 2009 issue des analyses du Centre Européen (ECMWF) à 12h (a) et 18h UTC (b). Les champs colorés correspondent à la température à 850 hPa (°C) tandis que les isolignes correspondent au géopotential à 500 hPa (dmgp). 111
- 5.32 Lignes de courant issues de Méso-NH au niveau modèle correspondant à une altitude de 5000 m au dessus du sol en l'absence de relief, superposées au relief de l'ensemble du domaine de simulation à 12h (a) et 18h (b) [prévision 6 h]. 112
- 5.33 Température de brillance observée par l'instrument SEVIRI embarqué à bord de Meteosat Second Generation dans le canal infrarouge à 10,8 μm (a) comparé à l'équivalent Méso-NH (2,5 km de résolution) simulé avec le schéma de transfert radiatif (RTTOV) (b) à 13 h [prévision 1 h] et 14h30 UTC [prévision 2h30 h]. 113
- 5.34 Series temporelles de la direction (a), du rapport signal sur bruit [SNR] (b) pour le 'mode haut', de la direction (c) et de l'intensité (d) pour le 'mode bas' observées par le profileur de vent sur l'aéroport de Nice le 24 Mars 2009. 114
-

5.35	Schéma conceptuel des écoulements dans les basses couches dans la région de Nice le 27 Mars 2009, lorsque le soleil n'est pas encore levé (a), une fois que le soleil s'est levé (b) et à la mi journée lorsque le flux est établi (c). Les flèches et plans en rouge sont plus chauds que ceux en bleu.	115
5.36	Champ de vent à 10 m observé par le réseau de stations de surface le 24 Mars 2009 à 12 h (a) et à 13 h UTC(b). Les graphiques du bas présentent l'humidité relative (en %) en bleu et la température (en °C) en rouge à 2 m enregistrées par les stations de surface sur la zone représentée par le rectangle pointillé noir de (a) aux mêmes heures. Les lettres correspondent aux noms des stations : Cannes (Ca), Valbonne (Va), Nice (Ni), Cap Ferrat (Fe), Menton (Me), Andora (An).	116
5.37	Vent radial obtenu par balayages horizontaux du lidar à 4° d'élévation à 12 h (a), 12h45 (b), 13 h (c), 14 h UTC (d) le 24 Mars 2009	119
5.38	Coupes verticales du vent radial fournies par balayage vertical selon un axe 44-224° qui correspond à la direction des pistes de l'aéroport de Nice réalisé par le lidar à 12h33 (a) et 12h37 (b) UTC.	120
5.39	Séries temporelles (échantillonnage minute) de la direction (a) et de l'intensité (b) du vent à 10 m entre 12 h et 18 h UTC le 24 Mars 2009 sur l'aéroport de Nice enregistrées par les quatre anémomètres présents lors de la campagne de mesures et simulées par Méso-NH.	120
5.40	Vitesse radiale du vent sur : le balayage lidar à 13 h UTC sur l'aéroport de Nice en haut, le balayage à 15 h UTC [prévision 3 h] obtenu par la simulation à 2,5 km de résolution	121
5.41	Température (à gauche) et humidité (à droite) observées à 2 m (carrés de couleur) le 24 Mars 2009 à 13 h UTC (en haut) et à 14 h UTC (en bas) superposées aux champs simulés par Méso-NH.	122
6.1	Séries temporelles horaires de la direction à gauche et de l'intensité du vent à 10 m à droite observées en noir, simulées par Mnhcep en vert et simulées par Mnharp en rouge à Nice (a), Cap Ferrat (b) et Andora (c) le 12 Mars 2005 entre 00 h UTC et 24 h UTC.	127
6.2	Températures observées à 2 m (carrés de couleur) le 12 Mars 2005 à 8h UTC (a), 10 h UTC (b) et 15 h UTC (c) superposées au champ de température à 2 m simulé par Mnhcep.	129
6.3	Coupes verticales des isolignes de température potentielle superposée au module du vent (a), de la vitesse verticale (b) et de la direction du vent (c) sur 10 km d'altitude selon un axe Ouest/Est passant par Monaco (voir Figure 5.12) le 12 Mars 2005 à 10 h UTC [prévision 10 h] pour la simulation Mnhcep.	130
6.4	Champ de vent au premier niveau du modèle AROME (17 m) superposé au module du vent : analyse à 6 h UTC (a), ébauche (prévision 3 h du réseau de 3 h) (b), et prévision 1 h issue de l'analyse (c) le 27 Mars 2009. .	131

6.5	Champ de vent au premier niveau du modèle AROME (17 m) superposé au module du vent : analyse à 12 h (a), ébauche (prévision 3 h du réseau de 9 h) (b), et prévision 1 h issue de l'analyse (c) le 24 Mars 2009.	132
6.6	Prévision 3 h du réseau de 12 h (à 15 h UTC) du champ de vent au premier niveau du modèle AROME (a) et du modèle Méso-NH (b) le 24 Mars 2009.	133
6.7	Champ de vent à 15 h UTC [prévision 3 h] le 24 Mars 2009 simulé au premier niveau (17 m) du modèle Méso-NH avec 41 niveaux sur la verticale (au lieu de 60 niveaux : voir Figure 6.6b).	134
6.8	Serie temporelle de la direction et de l'intensité du vent observé (-o-) et obtenue avec les simulations Méso-NH à 10 km de résolution (.) et à 2,5 km de résolution (+) le 12 Mars 2005 pour l'aéroport de Nice en haut, pour cap Ferrat au milieu et pour Andora en bas.	136
6.9	Coupe verticale de la vitesse verticale au niveau de la coupe présentée sur la Figure 5.12 pour la simulation à 10 km de résolution, le 12 Mars 2005 à 10 h UTC [prévision 10 h] (figure à comparer avec la Figure 5.12.c).	137
6.10	Position de la grille de simulation à 500 m de résolution (rectangle noir) par rapport à la grille à 2,5 km de résolution.	139
6.11	Relief obtenu autour de la région de Nice pour les simulations Méso-NH à 2,5 km de résolution (a) et à 500 m de résolution (b).	140
6.12	Vent simulé au premier niveau (environ 14 m) par Méso-NH à 2,5 km de résolution à gauche et à 500 m de résolution à droite (1 flèche sur 2) sur la zone de la baie des Anges et de la vallée du Var à 7 h et 8h30 UTC le 27 Mars 2009 (simulation démarrant à 6 h UTC).	142
6.13	Comparaison du vent à 10 m enregistré par les stations de surface (en rouge) et le vent à 10 m simulé au point le plus proche de l'observation (en bleu) à 9 h UTC [prévision 3 h] le 27 Mars 2009 à 2,5 km de résolution (a) et 500 m de résolution (b). Les lettres correspondent aux noms des stations côtières de Cannes (Ca), Valbonne (Va), Nice (Ni), Cap-Ferrat (CF) et Monaco (Mo).	143
6.14	Vent simulé avec Méso-NH au premier niveau le 27 Mars 2009 à 15 h UTC [prévision 3 h] sans schéma de microphysique activé.	144
6.15	Température (à gauche) et humidité (à droite) observées à 2 m (carrés de couleur) le 24 Mars à 13 h UTC (en haut) et à 14 h UTC (en bas) superposées aux champ simulés par Méso-NH sans schéma de microphysique activé.	145
7.1	Exemple d'une évolution temporelle du terme de nudging W_t	150
7.2	Trajectoire de la variable x pendant 20 unité de temps (adimensionnées) à partir de l'état initial (0.5, 0.5, 9) en noir et (-0.5, -0.5, 9) en rouge.	153
7.3	Evolution de l'erreur quadratique moyenne de la trajectoire du modèle en fonction du nombre d'itérations du BFN pour différentes valeurs du coefficient de relaxation rétrograde comprises entre 0.01 et 2 et une fenêtre d'assimilation de 0,5.	155

-
- 7.4 Evolution de l'erreur quadratique moyenne des variables x , y et z en fonction des itérations du BFN pour différentes fenêtres d'assimilations comprises entre 0.25 et 0.70. La figure de gauche représente les itérations jusqu'à 200 et celle de droite les 16 premières. 156
- 7.5 Trajectoire des variables x , y et z du modèle de Lorenz pour une fenêtre d'assimilation de 0.7 (exprimée en nombre de pas de temps) au cours des itérations du BFN pour $k = 0.01$ et $k' = 0.1$. Les courbes en trait plein correspondent aux intégrations directes et celles en tiretés aux intégrations rétrogrades. 157
- 7.6 Trajectoire de la variable x prévue sur 500 pas de temps à l'issue d'un nudging et d'un BFN après 10, 15 et 75 itérations. Les trajectoires du contrôle (état perturbé) et de la référence (état "vrai") sont également représentées. 158
- 7.7 Difference between zonal wind fields at initial time of two consecutive iterations versus the number of BFN iterations. 168
- 7.8 Root mean square error (RMSE) between BFN iterates (5 iterations) and the true wind profile over the assimilation window (constant wind observation). Each thick solid line represents a direct nudging integration and each thin solid line represents a retrograde nudging integration. 169
- 7.9 Observed minus modelled zonal wind at observation location during the BFN iterations (at an altitude of 2000 m). Black bars correspond to values at both ends of the assimilation window and grey bars correspond to values at the middle of the assimilation window. Vertical lines allow to distinguish between forward and backward model integrations. 170
- 7.10 Evolution of the budget terms (absolute values) from the zonal wind dynamical equations at two model levels (top row = 150 m; bottom row = 2000 m) for three values of the nudging time constant τ (left column = 500 s; middle column = 1000 s; right column = 2500 s). The horizontal axis represent the time over the ten 1-hour model integrations (5 direct runs and 5 retrograde runs in alternance). The existence of discontinuities for the turbulence term is the consequence of adiabatic backward integrations of Meso-NH. 172
- 7.11 Wind vector increments at 2000 m during the BFN (1st forward integration (a); 1st backward integration (b); 4th backward integration (c); 5th forward integration (d)). Maximum vector represented on each graphic legend correspond to 1,04 m/s. The 'X' correspond to the observation location . . 174
- 7.12 Same as Figure 4 but for the zonal wind increments 175
- 7.13 Influence of the vertical length scale R_z on zonal wind profiles at observation location during the first iterations of the BFN. The dashed line is the observed profile, the solid line is the model profile from a nudging with $R_z=1\text{m}$, the dash-dotted profile is the model profile resulting from a nudging with $R_z=100\text{ m}$. Top left : profiles at initial time, top right : profiles after one forward integration, bottom left : profiles after one backward integration, bottom right : profiles after the 2nd forward integration. 177
-

7.14	Improvement factor (departure in RMS from the initial state) during a 4-hour forecast after a direct nudging and a BFN (experiment with constant zonal wind)	179
7.15	Wind vector at 2000 m during the BFN iterations with an observation having a 90 degree rotation in one hour (from westerly to southerly direction). a : at initial time, b : after one forward integration, c : after two backward integrations, d : after three forward integrations. Maximum vector represented on each graphic legend correspond to 1,04 m/s. The 'X' correspond to the observation location	181
7.16	Improvement factor (departure in RMS from the initial state) during a 4-hour forecast after direct nudging and BFN (experiment with wind rotation)	182
7.17	Schéma de principe des situations de cisaillement de vent étudiées dans la thèse : (a) 12 Mars, (b) 27 Mars et (c) 24 Mars	188

Liste des tableaux

2.1	Type de cisaillements de vent ainsi que la caractéristique principale de leur apparition, l'ordre de grandeur de leur durée de vie et les différents moyens de les détecter.	27
4.1	Tableau comparatif des principales caractéristiques du profileur de vent PCL-1300 et du lidar WindTracer [®] de Lockheed Martin	64
6.1	Comparaison des moyennes et des écarts-types d'erreur de prévision pour la simulation à 2,5 km de résolution (deux premières colonnes) et celle à 10 km de résolution (deux dernières colonnes) pour la direction du vent à 10 m. Les scores sont calculés par rapport aux stations de surface disponibles dans le domaine à 2,5 km de résolution le 12 Mars 2005.	135
6.2	Idem au Tableau 6.1 pour l'intensité du vent à 10 m.	135

Acronymes

ADM-Aeolus :	Earth Explorer Atmospheric Dynamics Mission
ALADIN :	Aire Limitée pour l'Adaptation Dynamique par un Développement InterNational
AROME :	Application de la Recherche à l'Opérationnel à Méso-Echelle
ARPEGE :	Action de Recherche Petite Echelle Grande Echelle
AMDAR :	Aircraft Meteorological Data Relay
ATM :	Air Traffic Management
BDF :	Backward Differentiation Formula
BFN :	Back and forth Nudging
CALIPSO :	Cloud Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observations
CEPMET :	Centre Européen pour les Prévisions Météorologiques à Moyen Terme
CLA :	Couche Limite Atmosphérique
CNRM :	Centre National de Recherche Météorologique
COSMO :	Consortium for Mesoscale Modeling
DSO :	Direction des Systèmes d'Observation
ECMWF :	European Centre for Medium-Range Weather Forecasts
ECUME :	Exchange Coefficients from Unified Multi-campaigns Estimates
EUMETNET :	EUropean METeoroological NETwork
FAA :	Federal Aviation Agency
FAO :	Food and Agriculture Organisation
FFT :	Fast Fourier Transformation
GTOPO30 :	Global TOPOgraphy database at a 30-arc second resolution
INRIA :	Institut National de Recherche en Informatique et Automatique
JAWS :	Juneau Airport Weather System
MUSCAT :	MUltiple-Doppler Synthesis and Continuity Adjustment Technique
OACI :	Organisation de l'Aviation Civile Internationale
OSSE :	Observing System Simulation Experiments
OMM :	Organisation Météorologique Mondiale
RADOME :	Réseau d'Acquisition de Données et d'Observations Météorologiques Etendues
RTTOV :	Radiative Transfer for TIROS Operational Vertical Sounder
SAD :	Spaced Antenna Drift
SESAAR :	Single European Sky ATM Research
SEVIRI :	Spinning Enhanced Visible and Infrared Imager
SURFEX :	SURFace EXternalisée
SNR :	Signal to Noise Ratio
SRTM :	Shuttle Radar Topography Mission
TEB :	Town Energy Balance
TIROS :	Television InfraRed Observation Satellite
WRF :	Weather Research & Forecasting Model

Bibliographie

- Andersson, E. et Garcia-Mendez, A. : Assessment of European wind profiler data, in a NWP context, Tech. rep. number 372, ECMWF, [Available from ecmwf web site under : <http://www.ecmwf.int/publications.html>], 2002.
- Anthes, R. A. : Data assimilation and initialization of hurricanes prediction models, *J. Atmos. Sci.*, 31, 702–719, 1974.
- Archer, C. L., Jacobson, M. Z., et Ludwig, F. L. : The Santa Cruz Eddy. Part I : observations and statistics, *Mon. Wea. Rev.*, 133, 767–782, 2005.
- Auroux, D. : Back and Forth Nudging algorithm on a shallow water model, *Int. J. Numer. Meth. Fluids*, 61, 911–929, 2008.
- Auroux, D. et Blum, J. : Back and forth nudging algorithm for data assimilation problems, *C. R. Acad. Sci., Ser. I* 340, 873–878, 2005.
- Auroux, D. et Blum, J. : A nudging-based data assimilation method : the Back and Forth Nudging (BFN) algorithm, *Nonlin. Processes Geophys.*, 15, 305–319, 2008.
- Bao, J.-W. et Errico, R. : An adjoint examination of a nudging method for data assimilation, *Mon. Wea. Rev.*, 125, 1355–1373, 1997.
- Barrere Jr., C. A., Eilts, M., Johnson, J., Fritchie, R., Spencer, P., Shaw, B., Li, Y., Ladwig, W., Schudalla, R., et Mitchell, D. : An Aviation Weather Decision Support System (AWDSS) For The Dubaï International Airport, dans : Preprints, 13th conf. on Aviation, Range and Aerospace Meteorology, p. 4.7, Amer. Meteor. Soc., New Orleans, LA, 2008.
- Barwell, B. et Bromley, R. : The adjustment of numerical weather prediction models to local perturbations, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 114, 665–689, 1988.
- Belamari, S. et Pirani, A. : Validation of the optimal heat and momentum fluxes using the orca2-lim global ocean-ice model, Rap. tech., Marine Environment and Security for the European Area Integrated Project (MERSEA IP), deliverable D4.1.3, 2007.
- Benjamin, S. et Seaman, N. : A simple scheme for objective analysis in curved flow, *Mon. Wea. Rev.*, 113, 1184–1198, 1985.
- Benjamin, S., Schwartz, B. E., Szoke, E., et Koch, S. : The value of wind profiler data in U.S. weather forecasting, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 85, 1871–1886, 2004.
-

- Bidet, Y. et Schwartz, E. : Modélisation par Mésos-NH d'une situation de cisaillement de vent sur l'aéroport de Nice, Rapport d'étude, Météo-France/DIRSE, [Disponible sur demande à CNRM/RETIC 42 av. G. Coriolis 31057 Toulouse Cedex 01 France], 2006.
- Bloom, S., Takacs, L. L., Silva, A. M. D., et Ledvina, D. : Data assimilation using incremental analysis updates, *Mon. Wea. Rev.*, 124, 1256–1271, 1996.
- Boilley, A. et Mahfouf, J.-F. : Assimilation of low-level wind in a high resolution mesoscale model using the back and forth nudging algorithm, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, Submitted, 2011.
- Boilley, A., Mahfouf, J.-F., et Lac, C. : High resolution numerical modeling of low level wind-shear over the Nice-Côte d'Azur airport, dans : Proceedings of the 13th AMS Conference on mountain meteorology, Amer. Meteor. Soc., Whistler, BC, Canada, 2008.
- Bonavita, M., Torrisi, L., et Marcucci, F. : Ensemble data assimilation with the CNMCA regional forecasting system, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 136, 132–145, 2010.
- Bougeault, P. et Lacarrère, P. : Parametrization of orographic induced turbulence in a mesobeta scale model, *Mon. Wea. Rev.*, 117, 1872–1890, 1989.
- Bousquet, O. et Chong, M. : A Multiple-Doppler Synthesis and Continuity Adjustment Technique (MUSCAT) to recover wind components from doppler radar measurements, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 15, 343–358, 1998.
- Bouttier, F. : The use of profiler data at ECMWF, Tech. Rep. 331, ECMWF, http://www.ecmwf.int/publications/library/ecpublications/_pdf/tm/301-400/tm331.pdf, 2001.
- Brinkmann, W. A. R. : What is foehn ?, *Weather*, 26, 230–239, 1971.
- Bubnová, R., Hello, G., Bénard, P., et Geleyn, J.-F. : Integration of the fully elastic equations cast in the hydrostatic pressure terrain-following in the framework of the Arpege/Aladin NWP system, *Mon. Wea. Rev.*, 123, 515–535, 1995.
- Caniaux, G., Redelsperger, J.-L., et Lafore, J.-P. : A numerical study of the stratiform region of a fast-moving squall line. Part I. General description, and water and heat budgets., *J. Atmos. Sci.*, 51, 2046–2074, 1994.
- Carpenter, K. : Note on the paper 'Radiation conditions for the lateral boundaries of limited-area numerical models' by M.J. Miller and A.J. Thorpe, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 108, 717–719, 1982.
- Caumont, O., Ducrocq, V., Wattrelot, E., Jaubert, G., et Pradier-Vabre, S. : 1D+3DVar assimilation of radar reflectivity data : a proof of concept, *Tellus Series A-Dynamic Meteorology and Oceanography*, 62, 173–187, 2010.
- Caya, A., Sun, J., et Snyder, C. : A comparison between 4DVAR and the ensemble Kalman filter techniques for radar data assimilation, *Mon. Wea. Rev.*, 133, 3081–3094, 2005.
-

- Charron, M., Houtekamer, P. L., et Bartello, P. : Assimilation with an ensemble Kalman filter of synthetic radial wind data in anisotropic turbulence : perfect model experiments, *Mon. Wea. Rev.*, 134, 618–637, 2005.
- Cohn, S. A., Braid, J. T., Dierking, C., Politovich, M. K., et Wade, C. G. : Weather patterns of Juneau Alaska and their relationship to aircraft hazards, dans : Preprints, 11th Conference on Aviation, Range, and Aerospace Meteorology, p. 1.7, Amer. Meteor. Soc., Hyannis, MA, 2004.
- Courtier, P., Thépaut, J.-N., et Hollingsworth, A. : A strategy for operational implementation of 4D-Var, using an incremental approach, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 120, 1367–1387, 1994.
- Cressman, G. : An operational objective analysis system, *Mon. Wea. Rev.*, 87, 367–384, 1959.
- Crook, N. A., Clark, T. L., et Moncrieff, M. W. : The Denver cyclone. Part I : generation in low froude number flow, *J. Atmos. Sci.*, 47, 2725–2742, 1990.
- Deardorff, J. : Numerical investigation of neutral and unstable planetary boundary layers, *J. Atmos. Sci.*, 29, 9–115, 1972.
- Delmas, R., Chauzy, S., Verstraete, J.-M., et Ferré, H. : *Atmosphère, océan et climat*, Belin - Pour la science, Edition Belin, 2007.
- Desroziers, G., Pouponneau, B., Thépaut, J., Janisková, M., et Veersé, F. : Four-dimensional variational analyses of FASTEX situations using special observations, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 125, 3339–3358, 1999.
- Dixon, M., Li, Z., Lean, H., Roberts, N., et Ballard, S. : Impact of data assimilation on forecasting convection over the United Kingdom using a high-resolution version of the met office unified model, *Mon. Wea. Rev.*, 137, 1562–1584, 2009.
- Doviak, R. J. et Zrnić, D. S. : *Doppler Radar and weather observations*, Academic press, 1984.
- Drechsel, S., Chong, M., Mayr, G. J., Weissmann, M., Calhoun, R., et Dornbrack, A. : Three-dimensional wind retrieval : application of MUSCAT to dual-doppler lidar, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 26, 635–646, 2009.
- Drobinski, P., Steinacker, R., Richner, H., Baumann-Stanzer, K., Beffrey, G., Benech, B., Berger, H., Chimani, B., Dabas, A., Dorninger, M., Dürr, B., Flamant, C., Frioud, M., Furger, M., Gröhn, I., Gubser, S., Gutermann, T., Häberli, C., Häller-Scharnhost, E., Jaubert, G., Lothon, A., Mitev, M., Pechinger, U., Piringner, M., Ratheiser, M., Ruffieux, D., Seiz, G., Spatzierer, M., Tschannett, S., Vogt, S., Werner, R., et Zängl, G. : Föhn in the Rhine Valley during MAP : A review of its multiscale dynamics in complex valley geometry, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 133, 897–916, 2007.
- DSO/DOA/DEP et CDM06 : Expérimentation d'un lidar vent à Nice pour la détection du cisaillement de vent, Rap. tech., Météo-France, disponible sur demande à : DSO/DOA/DEP, 42 av G. Coriolis, 31057 Toulouse Cedex, 2009.
-

- Evensen, G. : Sequential data assimilation with a nonlinear quasigeostrophic model using Monte Carlo methods to forecast error statistics, *J. Geophys. Res.*, 99, 10 143–10 162, 1994.
- Fast, J. D. : Mesoscale modeling and four-dimensional data assimilation in areas of highly complex terrain, *J. Appl. Meteor.*, 34, 2762–2782, 1995.
- Fouquart, Y. et Bonnel, B. : Computations of solar heating of the Earth's atmosphere : a new parameterization, *Beitr. Phys. Atmosph.*, 53, 35–62, 1980.
- Fujita, T. T. : The Downburst- Microburst and Macrobust, Satellite and Mesometeorology Research Project, Dept. of the Geophysical Sciences, University of Chicago, research paper n. 210, 1985.
- Gal-Chen, T. et Sommerville, C. J. : On the use of a coordinate transformation for the solution of the Navier-Stokes equation, *J. Comput. Phys.*, 17, 209–228, 1975.
- Gauthier, P. : Chaos and quadri-dimensional data assimilation : a study based on the Lorenz model, *Tellus Series A-Dynamic Meteorology and Oceanography*, 44A, 2–17, 1992.
- Gauthier, P., Tanguay, M., Laroche, S., Pellerin, S., et Morneau, J. : Extension of 3D-VAR to 4D-VAR : implementation of 4DVAR at the meteorological service of Canada, *Mon. Wea. Rev.*, 135, 2239–2354, 2007.
- Guo, Y.-R., Kuo, Y.-H., Dudhia, J., Parsons, D., et Rocken, C. : Four-dimensional variational data assimilation of heterogeneous mesoscale observations for a strong convective case, *Mon. Wea. Rev.*, 128, 619–643, 2000.
- Hermes, L. G., Witt, A., Smith, S. D., Klinge-Wilson, D., Morris, D., Stumpf, G. J., et Eilts, M. D. : The gust-front detection and wind-shift algorithms for the terminal doppler weather radar system, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 10, 693–709, 1993.
- Hildebrand, P. H. et Sekhon, R. S. : Objective determination of the noise level in Doppler spectra, *J. Appl. Meteor.*, 13, 808–811, 1974.
- Honda, Y., Nishijima, M., Koizumi, K., Ohta, Y., Tamiya, K., Kawabata, T., et Tsuyuki, T. : A pre-operational variational data assimilation system for a non-hydrostatic model at the Japan Meteorological Agency : formulation and preliminary results, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 131, 3465–3475, 2005.
- Honnert, R., Masson, V., et Couvreur, F. : A new Diagnostic for evaluating the representation of turbulence in atmospheric models at the kilometeric scale., *J. Atmos. Sci.*, To be submitted, 2011.
- Huang, X.-Y. et Lindskog, M. : A feasibility study of assimilating european wind profiler data using the HIRLAM 3D-VAR system, *Tech. rep.*, Hirlam, [Available from hirlam group website : hirlam.org], 2003.
-

- Hug, C., Kaufmann, P., et Ruffieux, D. : Verification of COSMO-2 with independent data from a wind profiler, Tech. rep., COSMO, newsletter No 10 : <http://cosmo-model.cscs.ch/content/model/documentation/newsLetters/newsLetter10/default.htm>, 2010.
- Jiang, Q., Doyle, J. D., et Smith, R. B. : Interaction between trapped waves and boundary layers, *J. Atmos. Sci.*, 63, 617–633, 2006.
- Kadowaki, T. : A 4 dimensional variational assimilation scheme for the JMA global spectrum model., Tech. rep., Research activities in atmospheric and oceanic modelling. Working Group for Numerical Experimentation, blue Book Series, 2005.
- Kalman, R. E. : A new approach to linear filtering and prediction problems, *Transactions of the ASME–Journal of Basic Engineering*, 82, 35–45, 1960.
- Kalnay, E., Pu, Z.-X., et Gao, J. : Application of the quasi-inverse method to data assimilation, *Mon. Wea. Rev.*, 128, 864–875, 2000.
- Keppenne, C. L. : Data assimilation into a primitive-equation model with a parallel ensemble Kalman filter, *Mon. Wea. Rev.*, 128, 1971–1981, 2000.
- Krishnamurti, T. N., Bedi, H., Heckley, W., et Ingles, K. : Reduction of the spinup time for evaporation and precipitation in a spectral model, *Mon. Wea. Rev.*, 116, 907–920, 1988.
- Kunii, M., Shoji, T., Ueno, M., et Saito, K. : Mesoscale data assimilation of myanmar cyclone nargis, *J. Met. Soc. of Japan*, 88, 455–474, 2010.
- Lac, C. : Climatologie de vent à échelle fine sur le pourtour Méditerranéen., Rapport d'étude, Météo-France, disponible par demande à l'équipe CNRM/RETIC : retic@cnrm.meteo.fr, 2003.
- Lafore, J.-P., Stein, J., Asencio, N., Bougeault, P., Ducrocq, V., Duron, J., Fischer, C., Hereil, P., Mascart, P., Pinty, J., Redelsperger, J., Richard, E., et de Arellano, J. V.-G. : The Meso-NH atmospheric simulation system. Part I : Adiabatic formulation and control simulations., *Annales geophysicae*, 16, 90–109, 1998.
- LeDimet, F.-X. et Talagrand, O. : Variational algorithms for analysis and assimilation of meteorological observations : Theoretical aspects, *Tellus*, 38A, 97–110, 1986.
- Levinson, D. H. et Banta, M. : Observations of a terrain-forced mesoscale vortex and canyon drainage flows along the front range of Colorado., *Mon. Wea. Rev.*, 123, 2029–2050, 1995.
- Lorenc, A. C. : A global 3-dimensional multivariate statistical interpolation scheme, *Mon. Wea. Rev.*, 109, 701–721, 1981.
- Lorenc, A. C., Ballard, S. P., Bell, R. S., Ingleby, N. B., Andrews, P. L. F., Barker, D. M., Bray, J. R., Clayton, A. M., Dalby, T., Li, D., Payne, T. J., et Saunders, F. W. : The Met. Office global three-dimensional variational data assimilation scheme, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 126, 2991–3012, 2000.
-

- Lorenz, E. N. : Deterministic non periodic flow, *J. Atmos. Sci.*, 20, 130–141, 1963.
- Louis, J.-F. : Parametric model of vertical eddy fluxes in the atmosphere, *Bound. Layer Met.*, 17, 187–202, 1979.
- Lynch, P. et Huang, X.-Y. : Initialization of the HIRLAM model using a digital filter, *Mon. Wea. Rev.*, 120, 1019–1034, 1992.
- Macpherson, B. : Operational experience with assimilation of rainfall data in the Met Office mesoscale model., *Meteor. Atmos. Phys.*, 76, 3–8, 2001.
- Masson, V. : A physically-based scheme for the urban energy budget in atmospheric models, *Bound. Layer Met.*, 94, 357–397, 2000.
- Masson, V., Champeaux, J.-L., Chauvin, F., Meriguet, C., et Lacaze, R. : A global database of land surface parameters at 1-km resolution in meteorological and climate models, *J. Climate*, 16, 1261–1282, 2003.
- Meyer, D., Isaming, M., et Proseus, E. : Study of network expansion LLWAS (LLWAS-NE) fault identification and system warning optimization through joint use of LLWAS-NE and TDWR data, dans : Preprints, American Meteorological Society 79th Annual Conference, p. 10.5, A.M.S., Dallas, TX, 1999.
- Miller, R. N., Ghil, M., et Gauthiez, F. : Advanced data assimilation in strongly nonlinear dynamical-systems, *J. Atmos. Sci.*, 51, 1037–1056, 1994.
- Mlawer, E. J., Taubman, S. J., Brown, P., Iacono, M., et Clough, S. : Radiative transfer for inhomogeneous atmospheres : RRTM, a validated correlated-k model for the longwave., *J. Geophys. Res.*, 102D, 16 663–16 682, 1997.
- Montmerle, T. et Faccani, C. : Mesoscale assimilation of radial velocities from doppler radars in a preoperational framework, *Mon. Wea. Rev.*, 137, 1939–1953, 2009.
- Morse, C., Carson, S., Albo, D., Mueller, S., Gerding, S., et Goodrich, R. : Generation of turbulence and wind shear alerts : anatomy of a warning system, dans : Preprints, 11th Conference on Aviation, Range and Aerospace Meteorology, p. 4.7, Amer. Meteor. Soc., Hyannis, MA, 2004.
- Nielsen-Gammon, J. W., McNider, R. T., Angevine, W. M., White, A. B., et Knupp, K. : Mesoscale model performance with assimilation of wind profiler data : sensitivity to assimilation parameters and network configuration, *J. Geophys. Res.*, 112, DO9119, doi :10.1029/2006JD007633, 2007.
- Noilhan, J. et Planton, S. : A simple parameterization of land surface process for meteorological models, *Mon. Wea. Rev.*, 117, 536–549, 1989.
- OACI : Manual on low-level Wind shear and turbulence, Rap. tech., Organisation de l'aviation civile internationale, doc 9817 - AN/449, disponible sur commande sur le site de l'OACI, 2005.
- Ólafsson, H. et Bougeault, P. : Nonlinear flow past an elliptic mountain ridge, *J. Atmos. Sci.*, 53, 2465–2489, 1996.
-

- Pergaud, J., Masson, V., Malardel, S., et Couvreur, F. : A parameterization of dry thermals and shallow cumuli for mesoscale numerical weather prediction, *Bound. Layer Met.*, 132, 83–106, 2009.
- Pinty, J.-P. et Jabouille, P. : A mixed-phase cloud parameterization for use in mesoscale non-hydrostatic model : simulations of a squall line and of orographic precipitations., dans : *Proc. Conf. of Cloud Physics*, pp. 217–220, Amer. Meteor. Soc., 1998.
- Politovich, M. K., Goodrich, R. K., Morse, C. S., Yates, A., Barron, R., et Cohn, S. A. : The Juneau terrain-induced turbulence alert system, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 92, 299–313, 2011.
- Proctor, F. H. : Numerical simulations of an isolated microburst. Part I : dynamics and structure, *J. Atmos. Sci.*, 45, 3137–3160, 1988.
- Puygrenier, V. : Etude de la couche limite atmosphérique côtière durant ESCOMPTE 2001. Evaluation et amélioration des performances d'un radar UHF., Thèse de doctorat, Université Toulouse III - Paul Sabatier, disponible sur These En Ligne, 2005.
- Rabier, F., Thépaut, J.-N., et Courtier, P. : Extended assimilation and forecast experiments with a four-dimensional variational assimilation system, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 124, 1861–1887, 1998.
- Rabier, F., Jarvinen, H., Klinker, E., Mahfouf, J.-F., et Simmons, A. : The ECMWF operational implementation of four-dimensional variational assimilation. I : Experimental results with simplified physics, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 126, 1143–1170, 2000.
- Ramamurthy, M., Rauber, R., Collins, B., et Malhotra, N. : A comparative study of large-amplitude gravity-wave events, *Mon. Wea. Rev.*, 121, 2951–2974, 1993.
- Roquelaure, S. et Bergot, T. : A local ensemble prediction system for fog and low clouds : construction, bayesian model averaging calibration, and validation, *J. Appl. Meteor. Climatol.*, 47, 3072–3088, 2008.
- Rémy, S. et Bergot, T. : Ensemble Kalman filter data assimilation in a 1D numerical model used for fog forecasting, *Mon. Wea. Rev.*, 138, 1792–1810, 2010.
- Saunders, R., Matricardi, M., Brunel, P., English, S., Bauer, P., O’Keeffe, U., Francis, P., et Rayer, P. : RTTOV-8 science and validation report, NWP SAF Report, http://research.metoffice.gov.uk/research/interproj/nwpsaf/rtm/rttov8_svr.pdf, 2005.
- Schraff, C. H. : Mesoscale data assimilation and prediction of low stratus in the Alpine region, *Meteor. Atmos. Phys.*, 64, 21–50, 1997.
- Schwartz, E. : Quelques situations génératrices de turbulence à Nice et dans le département des Alpes-Maritimes, Internal report, Météo-France/DIRSE, [Available upon request at CNRM/RETIC 42 av. G. Coriolis 31057 Toulouse Cedex 01 France], 2007.
- Scialom, G. et Lemaître, Y. : A New Analysis for the Retrieval of Three-Dimensional Mesoscale Wind Fields from Multiple Doppler Radar, *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 7, 640–665, 1990.
-

- Scorer, R. S. : Theory of waves in the lee of mountains, *Tellus*, 75, 41–56, 1949.
- Seaman, C. J., Sengupta, M., et Vonderhaar, T. : Mesoscale satellite data assimilation : impact of cloud-affected infrared observations on a cloud-free initial model state, *Tellus Series A-Dynamic Meteorology and Oceanography*, 62A, 298–318, 2010.
- Seity, Y., Brousseau, P., Malardel, S., Hello, G., Bénard, P., Bouttier, F., Lac, C., et Masson, V. : The AROME-France convective scale operational model, *Mon. Wea. Rev.*, 139, 976–991], 2011.
- Shaw, B., Spencer, P., Carpenter Jr., R. L., et Barrere Jr., C. A. : Implementation of the WRF model for the Dubaï International airport aviation weather decision support system, dans : Preprints, 13th conf. on Aviation, Range and Aerospace Meteorology, p. P5.2, Amer. Meteor. Soc., New Orleans, LA, 2008.
- Shun, C. et Chan, P. : Applications of an infrared doppler lidar in detection of wind shear, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 25, 637–655, 2008.
- Simmons, A. et Burridge, D. M. : An energy and angular-momentum conserving finite difference scheme and hybrid vertical coordinates, *Mon. Wea. Rev.*, 109, 758–766, 1981.
- Skamarock, W. C., Klemp, J. B., Dudhia, J., Gill, D. O., Barker, M., Wang, W., et Powers, J. G. : A description of the advanced research WRF version 2., NCAR technical note, nCAR/TN-468+(STR) : <http://nldr.library.ucar.edu/repository/assets/technotes/asset-000-000-000-787.pdf>, 2005.
- St-James, J. et Laroche, S. : Assimilation of wind profiler data in the Canadian meteorological centre's analysis systems, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 22, 1181–1194, 2005.
- Stauffer, D. R. et Bao, J.-W. : Optimal determination of nudging coefficients using the adjoint equations, *Tellus*, 45A, 358–369, 1993.
- Stauffer, D. R. et Seaman, N. L. : Use of four-dimensional data assimilation in a limited-area mesoscale model. Part I : Experiments with synoptic-scale data, *Mon. Wea. Rev.*, 118, 1250–1277, 1990.
- Stauffer, D. R. et Seaman, N. L. : Multiscale four-dimensional data assimilation, *J. Appl. Meteor.*, 33, 416–434, 1994.
- Stein, J., Richard, E., Lafore, J.-P., Pinty, J.-P., Asencio, N., et Cosma, S. : High - resolution non-hydrostatic simulations of flash-flood episodes with grid-nesting and ice-phase parametrization, *Meteor. Atmos. Phys.*, 72, 101–110, 2000.
- Stensrud, D. J. et Bao, J.-W. : Behaviors of variational and nudging assimilation techniques with a chaotic low-order model, *Mon. Wea. Rev.*, 120, 3016–3028, 1992.
- Stull, R. B. : An introduction to boundary layer meteorology, Kluwer academic publishers, 1988.
- Talagrand, O. : Assimilation of observations, an introduction, *J. Meteorol. Soc. Jpn*, 75, 191–209, 1997.
-

- Talagrand, O. : A posteriori evaluation and verification of analysis and assimilation algorithms, 1999.
- Targ, R., Steakley, B. C., Hawley, J. G., Ames, L. L., Forney, P., Swanson, D., Stone, R., Otto, R. G., Zarifis, V., Brockman, P., Calloway, R. S., Klein, S. H., et Robinson, P. A. : Coherent lidar airborne wind sensor II : flight-test results at 2 and 10 mm, *Applied Optics*, 35, 7117–7127, 1996.
- Tatarskii, V. I. : Wave propagation in a turbulent medium, McGraw-Hill, New-York, 1961.
- Thépaut, J. N. et Courtier, P. : Four-dimensional variational data assimilation using the adjoint of a multi-level primitive-equation model, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 117, 1227–1254, 1991.
- Trémolet, Y. : Accounting for an imperfect model in 4D-Var, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 132, 2483–2504, 2006.
- Vukicevic, T., Sengupta, M., Jones, A. S., et Haar, T. V. : Cloud-resolving satellite data assimilation : information content of IR window observations and uncertainties in estimation, *J. Atmos. Sci.*, 63, 901–919, 2006.
- Wilson, J. W., Roberts, R. D., Kessinger, C., et McCarthy, J. : Microburst wind structure and evaluation of Doppler radar for airport wind shear detection, *J. Climate Appl. Meteor.*, 23, 898–915, 1984.
- Woodman, R. F. et Guillen, A. : Radar observations of winds and turbulence in the stratosphere and mesosphere, *J. Atmos. Sci.*, 31, 493–505, 1974.
- Wyngaard, J. C. : Toward numerical modeling in the “Terra Incognita”, *J. Atmos. Sci.*, 61, 1816–1826, 2004.
- Yang, S. C., Baker, D., Li, H., Cordes, K., Huff, M., Nagpal, G., Okereke, E., Kalnay, J. V. E., et Duane, G. S. : Data assimilation as synchronization of truth and model : Experiments with the three-variable Lorenz system, *J. Atmos. Sci.*, 63, 2340–2354, 2006.
- Yap, K. S. : Impact of a newtonian assimilation and physical initialization on the initialization and prediction by a tropical mesoscale model, *Mon. Wea. Rev.*, 123, 833–861, 1995.
- Zou, X., Navon, I. M., et LeDimet, F.-X. : An optimal nudging data assimilation scheme using parameter estimation, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 118, 1163–1186, 1992.
- Zou, X., Wu, Y., et Ray, P. S. : Verification of a high-resolution model forecast using airborne Doppler radar analysis during the rapid intensification of hurricane guillermo, *J. Appl. Meteor. Climatol.*, 49, 807–820, 2010.
- Zupanski, M., Zupanski, D., Vukicevic, T., Eis, K., et Haar, T. V. : CIRA/CSU four-dimensional variational data assimilation system, *Mon. Wea. Rev.*, 133, 829–843, 2005.
- Zängl, G. et Hornsteiner, M. : Can trapped gravity waves be relevant for severe foehn windstorms ? A case study, *Meteo. Zeitschrift*, 16, 203–212, 2007.
-

TITLE : **Modelling windshear situations
and
data assimilation in the boundary layer.**

AUTHOR : **Alexandre BOILLEY**

ADVISOR : Jean-François MAHFOUF

SCIENTIFIC FIELD : Atmospheric Physics

**AFFILIATION AND ADDRESS
OF LABORATORY :** Centre National de Recherches Météorologiques,
Météo-France, 42 Avenue Gaspard Coriolis, 31057,
TOULOUSE Cedex 1, France

PLACE OF DEFENSE : Centre National de Recherches Météorologiques, Météo-France

DATE OF DEFENSE : March, 29th 2011

ABSTRACT

The objective of this thesis is to study the ability of numerical weather prediction model to represent windshears in the lower layer of the atmosphere over an airport area and to determine the impact of high temporal frequency observations on predictions. The study focuses on the international Nice Côte d'Azur airport where horizontal windshears, also called wind reversals, happen regularly.

Both high temporal frequency data (wind profiler, wind lidar, sonic anemometer) and numerical simulations performed with the mesoscale research model Meso-NH at 2.5 km resolution, supply a general picture of the evolution of the various flows leading to a windshear event over the airport. We then ran experimental simulations at 500 m resolution, centered on the airport platform. Such a resolution provides improvement of local flow and generates rapid and local wind changes but does not improve the windshear front position compared to a 2.5 km resolution simulation.

In order to constrain numerical simulations toward high temporal frequency observations we considered a data assimilation system based on the nudging technique called the 'Back and Forth Nudging' (BFN) technique. We first applied this algorithm to the Lorenz system. The promising results allowed the implementation of the BFN within the Meso-NH model. We performed assimilation experiments in idealized conditions with high temporal frequency of wind profiles that show a consistent response of the model.

KEY WORDS :

Meteorology, wind shear, numerical modelling, nudging, Més0-NH, high-resolution, data assimilation, wind profiler, wind lidar data processing, Nic airport.

TITRE : Modélisation de cisaillements de vent
et
assimilation de données dans la couche limite atmosphérique

AUTEUR : Alexandre BOILLEY

DIRECTEUR DE THESE : Jean-François MAHFOUF

DISCIPLINE : Physique de l'Atmosphère

**INTITULE ET ADRESSE
DU LABORATOIRE :** Centre National de Recherches Météorologiques,
Météo-France, 42 Avenue Gaspard Coriolis, 31057,
TOULOUSE Cedex 1, France

LIEU DE SOUTENANCE : Centre National de Recherches Météorologiques, Météo-France

DATE DE SOUTENANCE : 29 Mars 2011

RÉSUMÉ

L'objectif de cette thèse est d'étudier la capacité des modèles météorologiques à prévoir des épisodes de cisaillements de vent dans les basses couches de l'atmosphère sur une zone limitée à un aéroport et d'examiner l'apport pour la modélisation d'observations locales à haute fréquence. Nous avons choisi l'aéroport international de Nice, régulièrement soumis à des variations rapides de la direction et de l'intensité du vent selon l'horizontale dans la CLA, appelées aussi renverses.

L'ensemble des mesures à haute fréquence temporelle (profileur de vent, lidar vent, anémomètre sonique) et des simulations numériques obtenues avec le modèle de recherche MésO-NH à 2.5 km de résolution, a fourni une vision de l'enchaînement complexe des écoulements conduisant à des cisaillements de vent d'origine différente.

Nous avons, ensuite, augmenté la résolution horizontale de 2.5 km à 500 m sur un domaine centré sur l'aéroport de Nice. Cela permet d'améliorer la représentation d'écoulements locaux et de variations locales du vent mais n'améliore pas la position des cisaillements de vent par rapport à une échelle plus grossière.

Pour améliorer les prévisions et contraindre le modèle numérique vers les observations disponibles sur le site d'étude, nous avons mis en place un système d'assimilation de données basé sur le 'nudging' et permettant de prendre en compte des données à haute fréquence temporelle : le "nudging direct et rétrograde" (BFN pour 'Back and Forth Nudging'). Cet algorithme a été testé sur les équations de Lorenz puis introduit dans MésO-NH. Nous avons conduit des simulations avec assimilation de données simulées dans des conditions idéalisées qui ont montré une réponse cohérente du modèle numérique à l'introduction de profils verticaux de vent.

MOTS CLÉS :

Météorologie, cisaillement de vent, modélisation numérique, MESO-NH, haute résolution, assimilation de données, nudging, profileur de vent, lidar vent, traitement du signal, Nice, aéroport.