



HAL
open science

Modélisation de la micrométéorologie à l'échelle de paysages complexes

Sylvain Dupont

► **To cite this version:**

Sylvain Dupont. Modélisation de la micrométéorologie à l'échelle de paysages complexes. Océan, Atmosphère. Université Paul Sabatier - Toulouse III, 2009. tel-00443770

HAL Id: tel-00443770

<https://theses.hal.science/tel-00443770>

Submitted on 4 Jan 2010

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

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

Sylvain Dupont

Modélisation de la micrométéorologie à l'échelle de paysages complexes

– Habilitation à Diriger des Recherches –

Présentée et soutenue publiquement le **17 décembre 2009**

JURY

Dr. B. Carissimo	Ingénieur-Chercheur EDF, CEREAs, Paris	Rapporteur
Dr. J.-P. Cholet	Professeur des Universités, Université de Grenoble	Rapporteur
Dr. J. Polcher	Directeur de Recherche au CNRS, LMD, Paris	Rapporteur
Dr. Y. Brunet	Directeur de Recherche à l'INRA, Ephyse, Bordeaux	Examineur
Dr. P. Mestayer	Directeur de Recherche au CNRS, LMF, Nantes	Examineur
Dr. E. Richard	Directeur de Recherche au CNRS, LA, Toulouse	Examineur
Dr. F. Roux	Professeur des Universités, Université de Toulouse III	Président

École Doctorale *Sciences de l'Univers, de l'Environnement et de l'Espace*

UNIVERSITÉ PAUL SABATIER, TOULOUSE III

Même la pensée d'une fourmi peut toucher le ciel

Remerciements

Tout d'abord, je tiens à remercier Bertrand Carissimo, Jean-Pierre Cholet et Jan Polcher pour avoir accepté d'être rapporteurs de mon HDR. Merci également à Yves Brunet, Patrice Mestayer, Evelyne Richard et Frank Roux pour leur participation au jury de soutenance.

Ces 11 années de recherche depuis le commencement de ma thèse m'ont permis de rencontrer de nombreuses personnes dans les différents laboratoires où j'ai travaillé, au cours de collaborations, de conférences, de workshops, etc. Ces personnes m'ont aidé, conseillé, encouragé, ..., et donc permis d'avancer dans mes recherches. Il m'est difficile de toutes les recenser ici. Toutefois, je tiens à remercier tout particulièrement trois personnes :

- Patrice Mestayer, qui m'a fait confiance pour me prendre en thèse. En tant que Directeur de ma thèse, il m'a très bien initié à la recherche, avec passion et bonne humeur.
- Jason Ching, qui m'a accueilli sans hésitation en post-doctorat suite à un dîner de conférence ! Ces deux années passées en Caroline du Nord restent un très bon souvenir.
- Yves Brunet, qui m'a extrêmement bien encadré suite à mon arrivée à l'INRA. Grâce à lui, j'ai pu développer en toute tranquillité administrative et budgétaire mes recherches. De plus, malgré ses nombreuses responsabilités et son emploi du temps chargé, il a toujours été présent pour une discussion scientifique.

J'adresse donc ma gratitude à ces trois personnes.

Un remerciement particulier à Isabelle Calmet pour son aide au cours de ma thèse. Je me réjouis de retravailler avec elle dans le cadre du projet ANR VegDUD.

Je remercie vivement le groupe informatique de l'unité Ephyse (Mark Irvine, Patrick Moreau, Guy Pracros, et Tovo Rabemanantsoa), et plus particulièrement son animateur, Patrick Moreau, pour leur aide à la gestion des machines de calcul. De par leur travail, ils ont pleinement contribué à la réussite de l'utilisation de l'approche LES à l'échelle du couvert végétal.

En tant que numéricien, j'ai contribué à peu d'expérimentations autres que numériques. Ma participation récente à la 'manip sous-bois' menée par l'ancien groupe 'Processus Physique' de l'unité Ephyse m'a initié avec plaisir à l'expérimentation de terrain. Bien que les résultats de cette expérimentation ne soient que très brièvement exposés dans ce mémoire, l'analyse étant toujours en cours, je tiens à remercier Jean-Marc Bonnefond, Yves Brunet, Sylvia Dayau, Sandra Debesa, Didier Garrigou, Mark Irvine, Eric Lamaud et Boris Leblanc, pour leur aide-participation-travail à cette expérimentation. Les premiers résultats sont très prometteurs.

Pour valider mes modèles, je me suis appuyé sur plusieurs expérimentations in-situ et de soufflerie auxquelles je n'ai pas participé. Je tiens donc à remercier les nombreuses personnes qui se cachent derrière ces expérimentations.

Que soient ici remerciés les étudiants (stagiaires, thésards, post-doctorants) que j'ai encadrés (que j'encadre toujours) et avec qui j'ai eu (j'ai) plaisir à travailler : Céline Bassette, Ali Chahine, Arnaud Danthez, Mathieu De-

gioannini, Magali De Lucas, Stéphanie Delage, Fabian Krzikalla, David Pivato, Pascal Roux et Emmanuel Stréby.

Merci à Dominique Guyon et Sylvia Dayau pour leur travail sur la cartographie de parcelles forestières et de maïs pour certaines simulations de vent et de dispersion du pollen de maïs.

Je remercie Françoise Prud'Homme, secrétaire de l'équipe Mécanique des Fluides Environnementale (MFE), pour sa disponibilité, sa bonne humeur, ..., malgré les complications données par certains contrats et certaines missions parfois tordues !

Un grand merci à Anne-Marie Bouchon, documentaliste de l'unité Ephyse, pour avoir toujours su dénicher rapidement les articles-livres introuvables, pour ses nombreux conseils bibliographiques, et pour sa relecture très attentive de ce mémoire et ses propositions judicieuses.

Pour finir, je remercie très chaleureusement l'ensemble du personnel de l'unité Ephyse avec qui j'ai un grand plaisir à travailler ...

Table des matières

Partie I Parcours scientifique

1	Parcours et production scientifique	5
1.1	Curriculum Vitae	5
1.2	Liste des publications	8
1.3	Activités d'enseignement	13
1.4	Participation à des programmes de Recherche financés	13
1.5	Cinq publications significatives	14

Partie II Synthèse des travaux de recherche

2	Contexte scientifique	19
	Références	25
3	Modélisation de la canopée urbaine	29
3.1	Introduction	29
3.2	Méthode	32
3.2.1	Approche monocouche (SM2-U)	33
3.2.2	Approche multicouches (MM5, version DA-SM2-U)	34
3.3	Validation de la partie rurale de SM2-U	35
3.4	Validation de la partie hydrique de SM2-U	36
3.5	Validation de la partie thermique de SM2-U	38
3.6	Micrométéorologie à l'échelle de la ville de Philadelphie	40
3.7	Conclusions	44
	Références	45
4	Dynamique des écoulements à l'échelle de couverts hétérogènes	49
4.1	Introduction	49
4.2	Méthode	51
4.3	Écoulement en couvert homogène	53
4.4	Écoulement de lisière	57
4.5	Écoulement au-dessus d'une colline boisée	64
4.6	Impact des hétérogénéités de terrain sur les propriétés des structures cohérentes	70
4.7	Conclusions	72
	Références	73

5	Interaction vent-plante	77
5.1	Introduction	77
5.2	Ecoulement turbulent à l'échelle d'un parc urbain ravagé par une tempête	79
5.3	Impact de la forme des lisières forestières sur la stabilité au vent des arbres	81
5.4	Modélisation du mouvement d'un couvert végétal au vent	84
5.4.1	Méthode	84
5.4.2	Application sur un couvert de luzerne	85
5.5	Conclusions	88
	Références	90
6	Modélisation de la dispersion environnementale de grains de pollen de maïs	95
6.1	Introduction	95
6.2	Dispersion à l'échelle parcellaire	96
6.2.1	Méthode	96
6.2.2	Validation en aval d'une parcelle source	97
6.3	Dispersion à l'échelle régionale	99
6.3.1	Méthode	100
6.3.2	Validation sur la Région Aquitaine	101
6.4	Conclusions	102
	Références	105
 Partie III Projet de recherche		
7	Bilan - Perspectives	111
7.1	Avancées scientifiques	111
7.2	Bilan de la stratégie de modélisation	113
7.3	Perspectives	115
7.3.1	Dynamique des écoulements turbulents et leurs interactions avec le couvert	116
7.3.2	Dispersion de particules biotiques	117
7.3.3	Variabilité microclimatique	119
	Références	120
A	Copie de 5 publications significatives	123

Acronymes

ARPS	Advanced Regional Prediction System
BOD	Bi-Orthogonal Decomposition
CNRM	Centre National de Recherches Météorologiques
CNRS	Centre National de Recherches Scientifiques
EGZ	Enhanced Gust Zone
EPA	Environmental Protection Agency
EPHYSE	Ecologie fonctionnelle et PHYsique de l'Environnement
GCOM2AP	Gérer la COexistence chez le Mais : Apports d'une Approche Pluridisciplinaire
INRA	Institut National de la Recherche Agronomique
ISBA	Interactions between Soil, Biosphere, and Atmosphere
LCPC	Laboratoire Central des Ponts et Chaussées
LES	Large Eddy Simulation
MM5	Penn State/NCAR Mesoscale Model
NCAR	National Center for Atmospheric Research
PEDOCOTESOF	Particle Emission and Deposition Over COMplex TERRain for SOil Fixation
SM2-U	Soil Model for Submesoscales, Urbanized Version
SMOP-2D	Stochastic Mechanistic model for Pollen dispersion and deposition in 2 Dimensions
TEB	Town Energy Budget
TREFLE	Transferts Écoulements Fluides Énergétique
UHE	Urban Hydrological Element
VegDUD	Rôle du végétal dans le développement urbain durable

Partie I
Parcours scientifique

Chapitre 1

Parcours et production scientifique

1.1 Curriculum Vitae

Sylvain DUPONT

INRA, UR1263 Ephyse
B.P. 81
33883 Villenave d'Ornon CEDEX
FRANCE

E-mail : sdupont@bordeaux.inra.fr

Date et lieu de naissance : 10 février 1974, Nantes

Nationalité : Français

Education

- | | |
|-----------------|---|
| 10/1998-09/2001 | Doctorat en dynamique des fluides et des transferts au Laboratoire de Mécanique des Fluides, UMR CNRS 6598, Ecole Centrale de Nantes, France. |
| 1996-1997 | DEA en 'Dynamique des fluides et des transferts' option 'Energétique et Environnement' au laboratoire de Mécanique des Fluides, UMR CNRS 6598, Ecole Centrale de Nantes |
| 1995-1996 | Maîtrise de Physique à l'Université de Nantes |

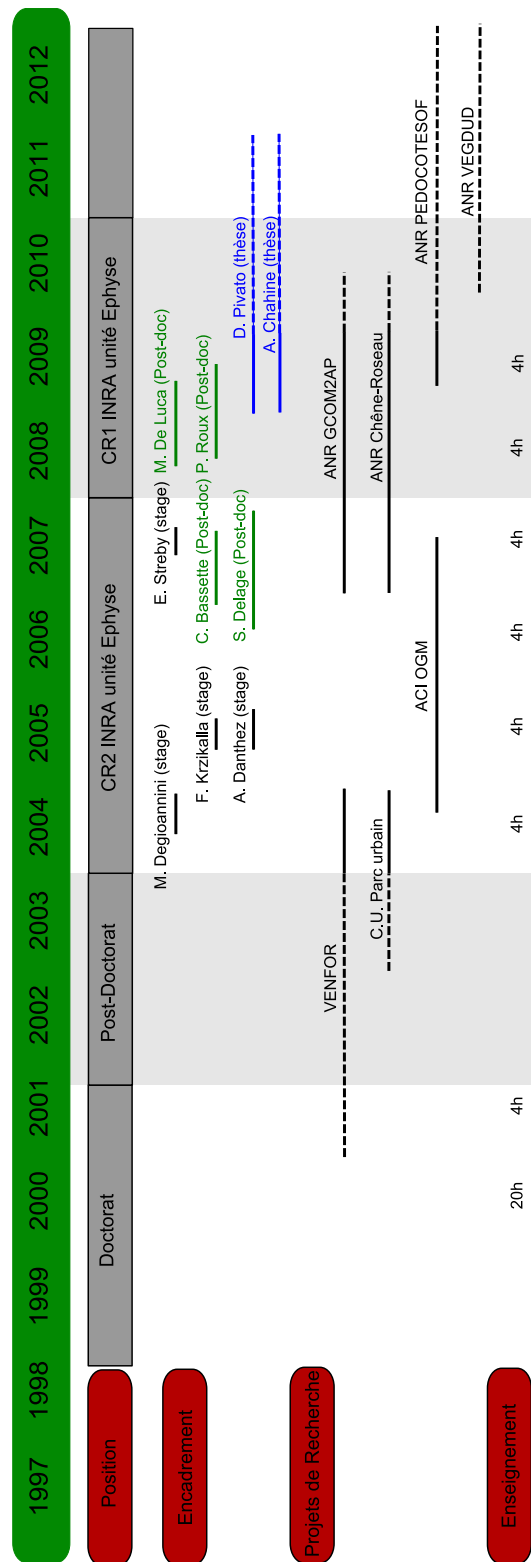


Fig. 1.1 Schématisation de mon parcours scientifique, de mon activité d'encadrement, de mes projets de recherche, et de mes heures d'enseignement

Recherche

- 12/2007-présent Chargé de Recherche 1^{ère} classe à l'INRA, UR1263 Ephyse, Bordeaux, France.
- 12/2003-12/2007 Chargé de Recherche 2^{ème} classe à l'INRA, UR1263 Ephyse, Bordeaux, France.
Sujet de recherche : Modélisation des écoulements atmosphériques turbulents et de la dispersion de particules à l'échelle de couverts végétaux hétérogènes.
- 10/2001-11/2003 Post-Doctorat financé par UCAR (University Corporation for Atmospheric Research) au Air Resources Laboratory NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration), détaché au National Exposure Research Laboratory de US-EPA (U.S. Environmental Protection Agency), Research Triangle Park, Caroline du Nord, USA.
Sujet de recherche : Urbanisation du Penn State/NCAR Mesoscale Model (MM5)
- 10/1998-09/2001 Doctorat au Laboratoire de Mécanique des Fluides, UMR CNRS 6598, de l'Ecole Centrale de Nantes, France.
Sujet de thèse : Développement du modèle de sols urbains SM2-U pour SUBMESO et modélisation de la basse atmosphère urbaine

Activités d'encadrementPost-doctorants :

- Pascal Roux (12 mois, 2008-2009, co-encadrement)
Magali De Luca (13 mois, 2008-2009, encadrement)
Céline Bassette (9 mois, 2006-2007, encadrement)
Stéphanie Delage (16 mois, 2006-2007, co-encadrement)

Doctorants :

- Ali Chahine (2008-2011, co-encadrement)
David Pivato (2008-2011, encadrement)

Stagiaires :

- Emmanuel Streby (3 mois, 2007, encadrement), Master 1^{ère} année Sciences de l'Univers, mention Sciences de l'Atmosphère et Océanographie, Université Paul Sabatier, Toulouse III.
- Arnauld Danthez (6 mois, 2005, encadrement), Master 2^{ème} année Recherche OASC (Océan, Atmosphère et Surfaces Continentales), Université Paul Sabatier, Toulouse III.
- Fabian Krzikalla (4 mois, 2005, encadrement), Diploma thesis, Institute of Hydromechanics, University of Karlsruhe, Allemagne.
- Mathieu Degioannini (4 mois, 2004, encadrement), Ingénieur 3^{ème} année ENSCPB (Ecole Nationale Supérieures de Chimie et de Physique de Bordeaux), Université Bordeaux I.

Comités de thèse :

- Alexis Marceau (2006-2009), Unité Environnement et Grandes Cultures (EGC), INRA Grignon.
Magdalena Mache (2008-2011), Laboratoire de Mécanique des Fluides, Ecole Centrale de Nantes.

Activités d'animation

Depuis 2009	Animateur de l'équipe Mécanique des Fluides Environnementale (MFE).
Depuis 2007	Suppléant de L. DiPietro au conseil scientifique du département 'Environnement et Agronomie' (EA) de l'INRA.
2006-2007	Organisateur des séminaires internes de l'unité Ephyse.
2006	Représentant du corps des chercheurs au conseil de service de l'unité Ephyse.

Revue d'articles

Agricultural and Forest Meteorology, Boundary-Layer Meteorology, Forestry, Journal of Applied Meteorology and Climatology, Journal of Atmospheric Sciences, Journal of Climate, Journal of Hydrology, Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, Comptes-Rendus de l'Académie des Sciences.

1.2 Liste des publications

Articles scientifiques (revues avec comité de lecture)

1. Fesquet C., **S. Dupont**, P. Drobinski, T. Dubos, C. Barthlott, 2009 : Impact of terrain heterogeneity on coherent structure properties : numerical approach, *Boundary-Layer Meteorology*, sous presse.
2. Heinonen T., T. Pukkala, V.-P. Ikonen, H. Peltola, A. Venäläinen, **S. Dupont**, 2009 : Integrating the risk of wind damage into forest planning, *Forest Ecology and Management*, 258, 1567-1577.
3. **Dupont S.**, Y. Brunet, 2009 : Coherent Structures in canopy edge flow : a large-eddy simulation study, *Journal of Fluid Mechanics*, 630, 93-128.
4. Pimont F., J.-L. Dupuy, R.R. Linn, **S. Dupont**, 2009 : Validation of FIRETEC wind-flows over a canopy and a fuel-break, *International Journal of Wildland Fire*, 18, 775-790.
5. **Dupont S.**, Y. Brunet, J.J. Finnigan, 2008 : Large-eddy simulation of turbulent flow over a forested hill : validation and coherent structure identification, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 134, 1911-1929.
6. **Dupont S.**, Y. Brunet, 2008 : Impact of forest edge shape on tree stability : a large-eddy simulation study, *Forestry*, 81, 299-315.
7. **Dupont S.**, Y. Brunet, 2008 : Edge flow and canopy structure : a large-eddy simulation study, *Boundary-Layer Meteorology*, 126, 51-71.
8. **Dupont S.**, Y. Brunet, 2008 : Influence of foliar density profile on canopy flow : a large-eddy simulation study, *Agricultural and Forest Meteorology*, 148, 976-990.
9. **Dupont S.**, Y. Brunet, N. Jarosz, 2006 : Eulerian modelling of pollen dispersal over heterogeneous vegetation canopies, *Agricultural and Forest Meteorology*, 141, 82-104.
10. Berthier E., **S. Dupont**, H. Andrieu, P.G. Mestayer, 2006 : Comparison of two evapotranspiration schemes on a sub-urban site, *Journal of Hydrology*, 328, 635-646.
11. **Dupont S.**, P.G. Mestayer, 2006 : Parameterization of the urban energy budget with the submesoscale soil model, *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 45, 1744-1765.
12. **Dupont S.**, Y. Brunet, 2006 : Simulation of the turbulent flow in an urban forested park damaged by a wind-storm, *Boundary-Layer Meteorology*, 120, 133-161.

13. **Dupont S.**, P. G. Mestayer, E. Guilloteau, E. Berthier, H. Andrieu, 2006 : Parameterization of the urban water budget with the submesoscale soil model, *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 45, 624-648.
14. Mahura A., S. Leroyer, P.G. Mestayer, I. Calmet, **S. Dupont**, N. Long, A. Baklanov, C. Petersen, K. Sattler, W. Nielsen, 2005 : Large eddy simulation of urban features for Copenhagen metropolitan area, *Atmospheric Chemistry & Physics Discussion*, 5, 11183-11213.
15. Otte T.L., A. Lacser, **S. Dupont**, J.K.S. Ching, 2004 : Implementation of an Urban Canopy Parameterization in a Mesoscale Meteorological Model, *Journal of the Applied Meteorology*, 43, 1648-1665.
16. **Dupont S.**, T.L. Otte, J.K.S. Ching, 2004 : Simulation of meteorological fields within and above urban and rural canopies with a mesoscale model (MM5), *Boundary-Layer Meteorology*, 113, 111-158.

Articles scientifiques soumis et en révision (revues avec comité de lecture)

1. **Dupont S.**, F. Gosselin, C. Py, E. de Langre, P. Hémon, Y. Brunet, 2009 : Modelling waving crops using large-eddy simulation, *Journal of Fluid Mechanics*, en révision.
2. Pimont F., J.-L. Dupuy, R.R. Linn, **S. Dupont**, 2009 : Impacts of fuel-break structure on wind-flows and fire propagation simulated with FIRETEC, *Canadian Journal of Forest Research*, soumis.

Ouvrages, chapitres d'ouvrages

1. Brunet Y., **S. Dupont**, D. Sellier, T. Fourcaud, 2009 : Les interactions vent-arbre, de l'échelle locale à celle du paysage : vers des approches déterministes. In : 'Forêt, vent et risque : des connaissances pour une meilleure gestion forestière', INRA (Ed.), Quae, Paris, 38 p. (sous presse).
2. Guilloteau E., **S. Dupont**, 2000 : A new modeling of heat exchanges between urban soil and atmosphere, Surface energy balance in urban areas, M. Piringer edit., EUR 19447, European Communities, Bruxelles, Belgium, 76-91 p.

Communications dans des conférences à comité de lecture

1. **Dupont S.**, F. Gosselin, C. Py, E. de Langre, P. Hémon, Y. Brunet, 2009 : Modelling waving crops using large-eddy simulation, *6th Plant Biomechanics Conference*, Guyana, November, 16-20, 2009, 8p.
2. Brunet Y., **S. Dupont**, P. Roux, D. Sellier, 2009 : Plant motion in heterogeneous landscapes : a coupled flow-tree simulation study, *6th Plant Biomechanics Conference*, Guyana, November 16-20, 2009, 6p.
3. Peltola H., **S. Dupont**, I. Veli-Pekka, H. Väisänen, A. Venäläinen, S. Kellomäki, 2009 : Integrated use of two dimensional airflow model Aquilon and mechanistic model HWIND for risk assessment of tree stands to wind damage, *2nd International Conference Wind Effects on Trees*, Freiburg, Germany, 13-16 October, 8p.
4. Pivato D., **S. Dupont**, Y. Brunet, 2009 : Modelling forest canopy motion using a porous elastic approach, *2nd International Conference Wind Effects on Trees*, Freiburg, Germany, 13-16 October, 8p.
5. Brunet Y., **S. Dupont**, P. Roux, 2009 : Plant motion in heterogeneous landscapes : a coupled flow-tree simulation study, *2nd International Conference Wind Effects on Trees*, Freiburg, Germany, 13-16 October, 8p.
6. Pimont F., J.-L. Dupuy, R.R. Linn, **S. Dupont**, 2009 : Impacts of fuel-break structure on wind-flows and fire propagation simulated with FIRETEC, *The Eighth Symposium on Fire and Forest Meteorology*, Kalispell (Montana), USA, 13-15 October 2009, (summary).
7. **Dupont S.**, Y. Brunet, 2009 : Large eddy simulation of turbulent wind flow over heterogeneous landscape, *European Conference on Application of Meteorology, 9th EMS Annual Meeting*, 28 September - 02 October 2009, Toulouse, France (summary).

8. Brunet Y., **S. Dupont**, 2009 : Ecoulement du vent et structure du paysage, *Carrefours de l'Innovation Agronomique, Sylviculture, Forêts et Tempêtes*, Bordeaux, 30 juin 2009, 8p.
9. **Dupont S.**, Y. Brunet, 2009 : Mesoscale dispersal of maize pollen and implications for gene flow, *The Co-Extra International Conference*, Paris, France, 3-5 June 2009 (summary).
10. Brunet Y., **S. Dupont**, P. Tulet, J.-P. Pinty, C. Lac, J. Escobar, 2008 : Mesoscale modelling of pollen dispersal and implications for gene flow, *4th ESA European Symposium on Aerobiology*, Turku, Finland, 12-16 August 2008 (summary).
11. Brunet Y., X. Foueillassar, **S. Dupont**, 2008. Microclimatic determinism of pollen viability, *4th ESA European Symposium on Aerobiology*, Turku, Finland, 12-16 August 2008 (summary).
12. Fesquet C., **S. Dupont**, P. Drobinski, C. Barthlott, T. Dubos, 2008 : Impact of terrain heterogeneities on coherent structures properties in the surface layer : experimental and numerical approaches, *18th Symposium on Boundary Layers and Turbulence*, Stockholm, Sweden, 9-13 June 2008 (summary).
13. Fesquet C., **S. Dupont**, P. Drobinski, C. Barthlott, T. Dubos, 2008 : Impact of terrain heterogeneities on coherent structures properties in the surface layer : experimental and numerical approaches, *EGU General Assembly 2008*. Vienna, Austria, 13 - 18 April 2008 (summary).
14. Fesquet C., P. Drobinski, **S. Dupont**, C. Barthlott, T. Dubos, 2008 : Impact de la complexité du terrain sur les propriétés des structures cohérentes dans la couche limite atmosphérique : approches expérimentale et numérique, *Atelier de modélisation de l'atmosphère (AMA 2008)*, CNRM - Météo France, Toulouse, 22-24 janvier 2008, 8 p.
15. **Dupont S.**, C. Py, E. de Langre, P. Hémon, F. Gosselin, Y. Brunet, 2008 : Modelling waving crops using Large-Eddy Simulation, *28th Conference on Agricultural and Forest Meteorology*, Orlando, FL, USA, 28 April - 2 May 2008 (summary).
16. **Dupont S.**, Y. Brunet, J. J. Finnigan, 2008 : Large-eddy simulation of turbulent flow over a forested hill, *28th Conference on Agricultural and Forest Meteorology*, Orlando, FL, USA, 28 April - 2 May 2008 (summary).
17. Brunet, Y., **S. Dupont**, S. Delage, P. Tulet, J. P. Pinty, C. Lac, J. Escobar, 2008 : Mesoscale modelling of maize pollen dispersal, *18th Conference on Atmospheric Biogeosciences*, Orlando, FL, USA, 28 April - 2 May 2008 (summary).
18. Brunet, Y., **S. Dupont**, S. Delage, P. Tulet, J. P. Pinty, C. Lac, J. Escobar, 2008 : Atmospheric modelling of maize pollen dispersal at regional scale, *International Conference on Implications of GM-Crop cultivation at large spatial scales*, University of Bremen, Germany, 2nd - 4th April 2008 (summary).
19. Brunet Y., **S. Dupont**, 2008 : Mécanique des fluides et plante virtuelle (modélisation du vent, du transport turbulent, des mouvements des plantes), *Journées Plantes et Peuplements Virtuels*, ENS Lyon, 27-28 mars 2008 (summary).
20. Delage S., Y. Brunet, **S. Dupont**, P. Tulet, J.-P. Pinty, C. Lac, J. Escobar, 2007 : Atmospheric dispersal of maize pollen over the Aquitaine region, *3rd International Conference on Co-existence between GM and non-GM based agricultural supply chains*, Seville, Spain, 20-21 November 2007, 4 p.
21. **Dupont S.**, Y. Brunet, 2007 : Impact of forest edge shape on tree stability : a large-eddy simulation study, *International Conference Wind & Trees*, IUFRO, University of British Columbia, Vancouver, Canada, 5-9 August 2007 (summary), p. 20.
22. Brunet Y., **Dupont S.**, S. Sellier, 2007 : The development of turbulence in forest edge flow and its impact on tree motion, *International Conference Wind & Trees*, IUFRO, University of British Columbia, Vancouver, Canada, 5-9 August 2007 (summary), p. 17.
23. **Dupont S.**, Y. Brunet, 2007 : Dynamique des écoulements atmosphériques en paysage hétérogène, *Atelier de modélisation de l'atmosphère (AMA 2007)*, CNRM - Météo France, Toulouse, 16-18 janvier 2007, 4 p.
24. Brunet Y., **Dupont S.**, Sellier D., 2006 : Roughness sublayer development in canopy edge flows : streamwise variation in turbulence properties and impact on tree motion, *Geophysical Turbulence Program Workshop : Turbulence and Scalar Transport in Roughness Sublayers*, Boulder, Colorado, USA, 26-28 September 2006 (summary).

25. **Dupont S.**, Y. Brunet, 2006 : Large-eddy simulation of forest edge flow with ARPS, *27th Conference on Agricultural and Forest Meteorology, 17th Symposium on Boundary Layers and Turbulence, 17th Conference on Biometeorology and Aerobiology*, San Diego, CA, USA, 22-25 May 2006 (summary).
26. **Dupont S.**, Y. Brunet, 2006 : Numerical investigation of coherent structures in a forest edge flow, *27th Conference on Agricultural and Forest Meteorology, 17th Symposium on Boundary Layers and Turbulence, 17th Conference on Biometeorology and Aerobiology*, San Diego, CA, USA, 22-25 May 2006 (summary).
27. **Dupont S.**, Y. Brunet, N. Jarosz, 2006 : An Eulerian model for pollen dispersal over heterogeneous landscapes, *27th Conference on Agricultural and Forest Meteorology, 17th Symposium on Boundary Layers and Turbulence, 17th Conference on Biometeorology and Aerobiology*, San Diego, CA, USA, 22-25 May 2006 (summary).
28. Brunet Y., **S. Dupont**, D. Sellier, 2006 : L'arbre et le vent, *Colloque 2006 du GEA 'Tous les arbres ne sont pas dans la forêt'*, Montpellier, 10-11 mai 2006 (summary).
29. **Dupont S.**, Y. Brunet, N. Jarosz, 2005 : Validation of a model for pollen dispersal over heterogeneous landscapes, *Proceedings of GMCC-05, 2nd International Conference on Co-existence between GM and non-GM based agricultural supply chains*, Montpellier, 14-15 November 2005, 199-202.
30. Brunet Y., **S. Dupont**, L. Dupuy, T. Fourcaud, P. Lac, D. Sellier, 2005 : Stabilité biomécanique de l'arbre au vent dans le contexte d'événements climatiques extrêmes, *Colloque de la SNHF 'Conséquences prévisibles et constatées du changement climatique sur les végétaux'*, Paris, 11 mai 2005 (summary).
31. Atger C, P. Aversenq, Y. Brunet, Y. Caraglio, C. Chazelle, **S. Dupont**, T. Fourcaud, B. Jabiol, F. Lebourgeois, A. Stokes, M. Vocoret, 2005 : Tempête et déracinement des arbres en parcs urbains : une étude de cas, *Assemblée Générale de la Société Nationale d'Horticulture de France*, Paris, 11-12 mai 2005 (summary).
32. Ching J., **S. Dupont**, S. Burian, 2005 : Advanced Urbanized Meteorological Modeling and Air Quality Simulations with CMAQ at neighborhood scales, *Fifth International Conference on Urban Air Quality*, Valencia, Spain, 29-31 March 2005 (summary).
33. **Dupont S.**, Y. Brunet, S. Dayau, 2004 : Numerical simulation of turbulent flow in a forested park damaged by a windstorm, *26th Conference on Agricultural and Forest Meteorology*, Amer. Meteorol. Soc., 23-27 août 2004, Vancouver, Canada, 2 p.
34. **Dupont S.**, P.G. Mestayer, 2004 : Evaluation of the urban soil model SM2-U on the city center of Marseille (France), *Fifth Symposium on Urban Environment*, Amer. Meteorol. Soc., 23-27 août 2004, Vancouver, Canada, 2 p.
35. Ching J., **S. Dupont**, R.C. Gilliam, S. Burian, 2004 : Neighborhood scale air quality modeling in Houston using urban canopy parameters in MM5 and CMAQ, *Fifth Symposium on Urban Environment*, Amer. Meteorol. Soc., 23-27 Août 2004, Vancouver, Canada, 9 p.
36. Taha H., R.D. Bornstein, **S. Dupont**, J. Ching, 2004 : Application of the urbanized MM5 to the Houston-Galveston TX region, *Fifth Symposium on Urban Environment*, Amer. Meteorol. Soc., 23-27 août 2004, Vancouver, Canada (summary).
37. **Dupont S.**, J. Ching, S. Burian, 2004 : Introduction of urban canopy parameterizations into MM5 to simulate meteorology at neighbourhood scales, *Symposium on Planning, Nowcasting, and Forecasting in the Urban Zone*, 84th AMS Annual Meeting, 10-16 janvier 2004, Seattle (WA), Etats-Unis, 5 p.
38. Bornstein R. D., K. C. Craig, A. Martilli, et **S. Dupont**, 2004 : Highlights and Challenges of Urban Meteorological Modeling, *Symposium on Planning, Nowcasting, and Forecasting in the Urban Zone*, 84th AMS Annual Meeting, 10-16 janvier 2004, Seattle (WA), Etats-Unis (summary).
39. Ching J., **S. Dupont**, J.A. Herwehe, T. otte, A. Lacser, D.W. Byun, R. Tang, 2004 : Air quality modelling at coarse-to-fine scales in urban areas, *Sixth Conference on Atmospheric Chemistry : Air Quality in Megacities*, 84th AMS Annual Meeting, 10-16 janvier 2004, Seattle (WA), Etats-Unis, 4 p.
40. **Dupont S.**, S. Burian, J. Ching, 2003 : Application of the urbanized version of MM5 for Houston, October 27-29, 2003, *Models-3 User's Workshop*, Holiday Inn-RDU Airport, Research Triangle Park, North Carolina, USA, 4 p.

41. Ching J., **S. Dupont**, J. Herwehe, R. Tang, 2003 : Community-scale air toxics modelling with CMAQ, October 27-29, 2003, *Models-3 User's Workshop*, Holiday Inn-RDU Airport, Research Triangle Park, North Carolina, USA, 4 p.
42. Burian S.J., S.P. Velugubantla, S.R.K. Maddula, J. Ching, **S. Dupont**, T.L. Otte, 2003 : Processing LIDAR data to compute urban canopy parameters for Houston, Texas, USA : Results and lessons learned, *Fifth International Conference on Urban Climate (ICUC-5)*, 1-5 September 2003, Lodz, Poland (summary).
43. Pénélon T., **S. Dupont**, J.-M. Rosant, N. Long, P.G. Mestayer, 2003 : Validation du modèle de sol SM2-U, premiers résultats sur le quartier de l'IUT de Saint-Jérôme, *5ème atelier ESCOMPTE*, Toulouse, 26-27 mai 2003 (summary).
44. Long N., S. Leroyer, I. Calmet, **S. Dupont**, P.G. Mestayer, 2003 : Etude de sensibilité pour la simulation de l'écoulement atmosphérique sur Marseille, en fonction de la variabilité spatiale du tissu urbain, avec le modèle SUBMESO et le logiciel DFMap, *5ème atelier ESCOMPTE*, Toulouse, 26-27 mai 2003, (summary).
45. **Dupont S.**, T.L. Otte, J. Ching, 2003 : Simulation at neighborhood scale with CMAQ, *26th NATO/CCMS International Technical Meeting on Air Pollution Modeling and its Applications*, 26-30 May 2003, Istanbul, Turkey, 441-449.
46. **Dupont S.**, T.L. Otte, A. Lacser, J. Ching, 2003 : Using MM5 to simulate the meteorological fields at neighborhood scale, *The Fourth International Conference on Urban Air Quality-Measurement, Modeling and Management*, 25-28 March 2003, Charles University, Prague, Czech Republic, 4 p.
47. Ching J., A. Lacser, T.L. Otte, **S. Dupont**, 2003 : Air quality simulations at neighborhood scales with CMAQ, *The Fourth International Conference on Urban Air Quality-Measurement, Modeling and Management*, 25-28 March 2003, Charles University, Prague, Czech Republic, 4 p.
48. **Dupont S.**, J. Ching, T.L. Otte, 2002 : Modeling at neighborhood scale, *Models-3 User's Workshop*, October 21-23, 2002, U.S. EPA, Research Triangle Park, North Carolina, USA (summary).
49. **Dupont S.**, 2002 : Simulation at neighborhood scale with MM5, *Sixth GMU Transport and Dispersion Modeling Workshop*, July 10-11, 2002, George Mason University Fairfax, Virginia, USA (summary).
50. **Dupont S.**, I. Calmet, P.G. Mestayer, 2002 : Urban canopy modeling influence on urban boundary layer simulation, *Fourth Symposium of the Urban Environment*, Norfolk, Virginia, 20-24 May 2002, 151-152.
51. Ching J., T.L. Otte, **S. Dupont**, S. Burian, A. Lacser, 2002 : Urban morphology for Houston to drive MODELS-3/CMAQ at neighborhood scales, *Fourth Symposium of the Urban Environment*, Norfolk, Virginia, 20-24 May 2002, 35-36.
52. Berthier E., **S. Dupont**, H. Andrieu, P.G. Mestayer, 2001 : Comparison of evapotranspiration in an urban area, as evaluated by both an atmospheric model and a hydrological model, *International Symposium on Environmental Hydraulics*, 5-7 Dec. 2001, 6 p.
53. **Dupont S.**, E. Guilloteau, P.G. Mestayer, 2000 : Energy balance and surface temperatures of urban quarters, *Third Symposium of the Urban Environment*, Davis, California, 14-18 August 2000, 149-150.
54. Berthier E., **S. Dupont**, H. Andrieu, P.G. Mestayer, 2000 : Modélisation des bassins versants urbanisés : comportement des surfaces aménagées, *Colloque 2000 du Programme National de Recherche en Hydrologie*, 16-17 mai 2000, Centre International de Conférence Météo-France, Toulouse, 121-125.

Communications orales sur invitation

1. **Dupont S.**, 2006 : Modélisation des écoulements atmosphériques en zones urbaine et rurale à fine résolution spatiale, *Séminaire invité*, CEREAS, Champs-sur-Marne, France, 27 juin 2006.
2. **Dupont S.**, 2003 : Implementation of MM5-urban canopy parameterization, *Séminaire invité*, University of Houston Collaborator Workshop for Urban Heat Island (UHI), Neighborhood Scale Meteorology, and Air Quality Modeling, Houston, Texas, USA, 22 juillet 2003.

Rapports de fin de contrat et de recherche

1. Brunet Y. (coord.), 2009 : Dispersion du pollen de maïs à longue distance : sources, transport, dépôt, *Rapport final*, ACI 'Impact des OGM', OGM 009, 36 p.
2. Brunet Y. (coord.), 2005 : VENFOR : les interactions entre vent et forêt, de l'échelle de l'arbre à celle du paysage, *Rapport final*, Convention ECOFOR 2002.08, Programme Forêt, Vent et Risques, Septembre 2005, 51 p. + annexes.
3. **Dupont S.**, Y. Brunet, S. Dayau, 2004 : Etude des champs dynamiques dans un parc forestier ravagé par la tempête de 1999, *Rapport interne*, 49 p.
4. **Dupont S.**, 2001 : Proposition d'une nouvelle méthode de détermination de la température de surface de la végétation dans le modèle SM2-U, *Note interne*, Laboratoire de Mécanique des Fluides, UMR 6598 CNRS-ECN, France, 13 p.
5. **Dupont S.**, 2001 : Validation de la nouvelle partie rurale de SM2-U sur les campagnes HAPEX-MOBILHY et EFEDA, *Note interne*, Laboratoire de Mécanique des Fluides, UMR 6598 CNRS-ECN, France, 44 p.
6. **Dupont S.**, 2001 : Paramétrisation de l'albédo effectif d'une rue canyon dans le modèle SM2-U, *Note interne*, Laboratoire de Mécanique des Fluides, UMR 6598 CNRS-ECN, France, 15 p.
7. **Dupont S.**, J.F. Sini, J.M. Rosant, 1997 : La faisabilité de l'étude du transport des matières en suspension dans les réseaux d'assainissement à l'aide du code de calcul CHENSI, *Rapport de fin de contrat*, LCPC 97.

Rapports diplômants

1. **Dupont S.**, 2001 : Modélisation dynamique et thermodynamique de la canopée urbaine : réalisation du modèle de sols urbains pour SUBMESO, *Thèse de doctorat*, Ecole Centrale de Nantes - Université de Nantes, France, 319 p.
2. **Dupont S.**, 1997 : Etude numérique de la couche de surface atmosphérique au-dessus de rugosités de sol dans une configuration en damier, *Rapport de DEA*, 66 p.

1.3 Activités d'enseignement

- 'Turbulence atmosphérique à l'échelle d'un couvert végétal' : cours de Master Recherche Sciences & Technologies, mention 'Systèmes Ecologiques', Université de Bordeaux I, France (2h, 2005, 2006, 2007, 2008).
- 'Les transferts dans le sol' : cours de Master Recherche Sciences & Technologies, mention 'Systèmes Ecologiques', Université de Bordeaux I, France (3h en 2004, 2h en 2005, 2006, 2007, 2008).
- 'Mécanique des Fluides' : travaux dirigés en Maîtrise de Mécanique Technologique, Université de Nantes, France (20h, 2000).
- 'Introduction à la climatologie urbaine' : cours en Master Recherche 'Dynamique des fluides et des transferts' à l'Ecole Centrale de Nantes, France (3h, 2000).

1.4 Participation à des programmes de Recherche financés

- Projet de recherche national 'VegDUD : Rôle du végétal dans le développement urbain durable' de l'appel d'offre de l'ANR Villes durables (2010-2014).

- Projet de recherche national ‘PEDO COTESOF : Emission et dépôts de particules sur des terrains complexes en vue de fixation du sol’ de l’appel d’offre de l’ANR blanc France-Chine (2009-2011).
- Projet de recherche national ‘Chêne-Roseau : mécanismes de l’interaction dynamique entre vent et plantes déformables’ de l’appel d’offre de l’ANR blanc (2006-2009).
- Projet de recherche national ‘GCOM2AP : gérer la coexistence chez le maïs : apports d’une approche pluridisciplinaire’ de l’appel d’offre de l’ANR sur les OGM (2007-2010) (Responsable du Workpackage 2)
- Projet de recherche anglais ‘Agroforestry systems for ammonia batement’ (2007-2010).
- Projet de recherche européen Co-extra, Co-existence & traceability, (2005-2009).
- Projet de recherche national ‘Dispersion de pollen de maïs à longue distance : sources, transport, dépôt’ de l’ACI ‘Impact des OGM’ (2004-2007) (Responsable du volet simulation numérique).
- Projet de recherche national ‘Venfor : les interactions entre vent et forêt, de l’échelle de l’arbre à celle du paysage’, fondé par le GIP ECOFOR (2002-2005).

1.5 Cinq publications significatives

1. **Dupont S.**, Y. Brunet, 2009 : Coherent Structures in canopy edge flow : a large-eddy simulation study, *Journal of Fluid Mechanics*, 630, 93-128.
2. **Dupont S.**, Y. Brunet, J.J. Finnigan, 2008 : Large-eddy simulation of turbulent flow over a forested hill : validation and coherent structure identification, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 134, 1911-1929.
3. **Dupont S.**, Y. Brunet, N. Jarosz, 2006 : Eulerian modelling of pollen dispersal over heterogeneous vegetation canopies, *Agricultural and Forest Meteorology*, 141, 82-104.
4. **Dupont S.**, P.G. Mestayer, 2006 : Parameterization of the urban energy budget with the submesoscale soil model, *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 45, 1744-1765.
5. **Dupont S.**, T.L. Otte, J.K.S. Ching, 2004 : Simulation of meteorological fields within and above urban and rural canopies with a mesoscale model (MM5), *Boundary-Layer Meteorology*, 113, 111-158.

Une copie de ces 5 articles est fournie à l’Appendice A de ce mémoire.

Partie II
Synthèse des travaux de recherche

Chapitre 2

Contexte scientifique

La surface terrestre à petite méso-échelle (c'est-à-dire de quelques mètres à plusieurs kilomètres) est caractérisée par une très forte hétérogénéité spatiale des éléments de surfaces, le plus souvent liée à l'activité de l'homme, à laquelle s'ajoute la topographie. Ainsi, les paysages urbains et ruraux apparaissent le plus souvent très fragmentés à cause pour les premiers de la présence de bâtiments d'hauteur et de densité variables, de végétation, et de surfaces anthropisées, et pour les seconds de la présence de clairières, cultures, routes, parcelles forestières de différentes hauteurs, etc. Comparées aux zones rurales, les zones urbaines sont d'autant plus complexes que les surfaces anthropisées peuvent avoir des propriétés thermiques et hydriques extrêmement variables d'une surface à l'autre et différentes de celles des surfaces naturelles, et que l'hétérogénéité du sous-sol peut être aussi très complexe. Cette hétérogénéité de l'occupation des surfaces est variable d'une région à l'autre de la planète suivant les systèmes de culture pour les paysages ruraux ou suivant l'histoire pour les zones urbaines. Par exemple, les paysages européens sont essentiellement caractérisés par un tissu rural et urbain très dense, les villes avec des rues étroites grossièrement radioconcentriques dues aux évolutions historiques des villes, alors que les paysages américains ont un tissu nettement moins dense du fait de la plus grande superficie du territoire, et plus régulier - découpage du sol en îlots homogènes à mailles rectangulaires ; l'aménagement des surfaces américaines étant plus jeune que celui européen, il a souvent été planifié a priori.

Micrométéorologie

Ainsi cette fragmentation du paysage est caractérisée par une juxtaposition de différents types de surface avec des propriétés thermiques, des états hydriques et des résistances au vent variables, et donc des températures de surface et des bilans d'énergie surfaciques variables eux aussi. Cette hétérogénéité locale des surfaces ajoutée à la topographie agissent sur les échanges entre la canopée et l'atmosphère, et donc sur les champs atmosphériques (vent, température, humidité), générant des conditions micrométéorologiques complexes sensibles à cette hétérogénéité. En zone urbaine, il faut ajouter à cette modification de l'interface, une production de chaleur et une émission de gaz polluants découlant des activités humaines. Sans entrer dans le détail des effets micrométéorologiques engendrés par cette hétérogénéité des surfaces, on peut mentionner, en condition de vent, le développement de couches limites internes aux transitions entre surfaces à l'intérieur desquelles les caractéristiques de l'écoulement (vitesse, température, humidité) s'ajustent avec les nouvelles conditions de surface. Des effets advectifs peuvent apparaître entre surfaces voisines. Par exemple, dans le cas d'une surface sèche amont à une surface irriguée, l'évapotranspiration issue de cette dernière sera fortement augmentée au niveau de la transition par l'advection d'air sec et chaud provenant de la surface amont. En condition anticyclonique (vent faible), des phénomènes de brises thermiques se développent entre surfaces froide et chaude, bien connus des régions côtières (brise de mer/terre) mais aussi des zones urbaines avec la formation d'un système d'écoulement convergeant de basse couche vers les centres urbains et divergeant au sommet de la couche limite. A ces processus s'ajoutent des effets liés à la topographie. Cette dernière modifie l'écoulement de vent avec la formation de zones de survitesse au niveau des sommets, de zones abritées en aval des sommets, et de zones de recirculation très intermittentes, caractérisées par des écoulements secondaires, aux pieds des éléments topographiques. En condition anticyclonique, le bilan radiatif

des surfaces varie suivant leur position, générant des systèmes d'écoulements locaux dans les vallées sur le même principe que les brises thermiques mentionnées précédemment.

Pourquoi modéliser la micrométéorologie ? Quelles limites ?

Bien que ces hétérogénéités de surface soient essentiellement de sous-maille pour les modèles météorologiques, elles peuvent jouer sur les caractéristiques de la couche limite atmosphérique ou sur la formation d'événements météorologiques locaux (brouillard, pluie, orage). Afin d'améliorer les prévisions météorologiques, il est donc important d'améliorer la représentation-paramétrisation des hétérogénéités de sous-maille dans les modèles météorologiques. Les mesures ne pouvant être que ponctuelles, une meilleure compréhension de l'impact de ces hétérogénéités sur les champs micrométéorologiques passe par la simulation numérique des écoulements atmosphériques à fine résolution et ce pour différentes conditions de stratification thermique (stable, neutre, instable). La connaissance des champs micrométéorologiques s'avère aussi souvent indispensable dans de nombreux domaines de la recherche environnementale. Ceci est d'autant plus vrai dans le contexte du changement global et de sa composante climatique liée à l'émission anthropogénique de gaz à effet de serre et aérosols. En effet, bien que les caractéristiques du changement climatique se caractérisent par une évolution de la dynamique de l'atmosphère à de grandes échelles de temps et d'espace, son ressenti et ses conséquences se font au niveau local, d'autant plus qu'un accroissement des événements extrêmes (canicules, sécheresses, incendies de forêt, inondations, tempêtes, etc.) aux conséquences environnementales, sanitaires et économiques lourdes, est envisagé. Bien que la modélisation des champs micrométéorologiques ne puisse pas influencer sur ce changement, elle peut être un outil pour comprendre l'impact du changement climatique sur les écosystèmes, pour explorer différents aménagements des surfaces rurales et urbaines, ou pour modifier les pratiques agricoles, afin de limiter les conséquences de ces événements extrêmes.

Alors que l'échelle locale (mètres) bénéficie depuis longtemps des possibilités offertes par la modélisation, et que la méso-échelle (plusieurs dizaines de kilomètres) est l'objet d'une attention soutenue dans la communauté des atmosphériciens, la simulation des écoulements atmosphériques à petite méso-échelle reste à ce jour limitée. Ceci s'explique par la présence de ces nombreuses sources d'hétérogénéité telles que celles évoquées plus haut et dont la prise en compte explicite s'avère complexe. Bien que les capacités de calcul des ordinateurs ont été largement augmentées au cours de ces dernières années, il n'est toujours pas envisageable à partir d'un modèle atmosphérique de représenter explicitement, à l'échelle d'une ville ou d'un petit paysage, l'ensemble des éléments de rugosité de la surface, et de considérer l'ensemble des échelles spatiale et temporelle des structures turbulentes, c'est-à-dire de l'échelle des éléments de rugosité à celle de la couche limite atmosphérique. Des représentations simplifiées des hétérogénéités de surface doivent être développées dans les modèles d'écoulement tout en restituant correctement leurs impacts dynamiques et thermodynamiques sur les champs micrométéorologiques. L'interaction entre les différentes structures turbulentes composant la couche limite atmosphérique peut être abordée à partir d'une technique d'emboîtement de domaines, mais le passage de l'échelle méso à l'échelle locale en terme de modèle de turbulence reste encore problématique.

Intérêts de la micrométéorologie en zone urbaine

La modélisation des champs micrométéorologiques en zone urbaine est essentiellement motivée par des questions liées à la qualité de l'air et à la climatologie locale. Les pics de pollution ou les périodes de forte canicule, ces dernières étant souvent associées aux premiers, telle que la canicule de l'été 2003 qui a frappé la France, ont des conséquences négatives sur la santé des hommes. La pollution de l'air favoriserait selon l'ADEME¹ la genèse ou la croissance des cancers, les insuffisances respiratoires, les maladies cardio-vasculaires, l'asthme, etc. Les périodes de forte chaleur sont caractérisées par une augmentation de la mortalité des personnes âgées, notamment par déshydratation. Une grande partie de la population (50% au niveau mondial et 75% pour le continent européen) vit en zone urbaine, et la population se sent fortement concernée par ces questions. Comme le montre l'engagement croissant depuis 2000 des collectivités locales dans des démarches d'Agenda 21, beaucoup de politiques urbaines ont pour objectif entre autres, d'amélioration le confort des citoyens en termes de qualité de l'air et de confort climatique tout en limitant la consommation d'énergie des bâtiments, et donc l'aggravation de l'effet de serre et

¹ Agence de l'Environnement et de la Maîtrise de l'Energie

ses conséquences sur le climat de la planète. En France, ces thématiques sont l'objet de plusieurs articles du projet de loi du Grenelle de l'environnement.

Depuis plus d'une dizaine d'années la France, comme beaucoup d'autres pays, s'est dotée d'un réseau de surveillance de la qualité de l'air sur tout son territoire afin notamment d'informer la population sur les pics de pollution. Toutefois, de par la complexité de la canopée urbaine, des sources d'émission, des réactions chimiques, et de la grande gamme d'échelles spatiale et temporelle des processus physiques et chimiques impliqués, et de leur dépendance aux champs météorologiques, il paraît difficile d'extrapoler ces mesures ponctuelles à l'échelle de toute une zone urbaine ou du territoire national, ou tout simplement de comprendre l'ensemble des mécanismes mis en jeu derrière ces pics de pollution. En plus d'informer la population sur la qualité de l'air, il est aussi important de pouvoir prédire ces pics de pollution à un ou plusieurs jours afin de mettre en place des mesures pour limiter ces pics ou préparer les personnes les plus fragiles, d'où l'importance de développer des outils de modélisation de la qualité de l'air. Ces modèles nécessitent de connaître en entrée les champs météorologiques à fine résolution spatiale qui ne peuvent pas être déduits de mesures ponctuelles mais uniquement de modèles météorologiques adaptés à cette résolution spatiale. Ce dernier type de modèle devrait permettre du même coup une meilleure caractérisation de la climatologie urbaine dont le phénomène le plus connu est l'îlot de chaleur, et potentiellement d'imaginer un meilleur aménagement des zones urbaines (en privilégiant la végétation, par exemple) afin de limiter les températures lors de périodes de canicule et ainsi augmenter le confort des citoyens.

Intérêts de la micrométéorologie en zone rurale

En zone rurale, les motivations environnementales pour cette modélisation détaillée des champs micrométéorologiques à l'échelle du couvert hétérogène sont multiples. Je donne ci-dessous quelques exemples concrets de domaines scientifiques nécessitant cette modélisation. Ces domaines sont pour la plupart liés au changement climatique et au possible accroissement des événements extrêmes, mais aussi aux pratiques agricoles nouvelles et à leurs conséquences sur l'environnement, la biodiversité, notamment en termes de dispersion de contaminants et polluants.

Dans le cadre du changement climatique, au cours de ces dernières années, le bilan global de carbone des écosystèmes terrestres a fait l'objet de nombreuses études du fait du rôle important du CO₂ sur l'effet de serre (il représente à lui seul plus de 55% de l'effet de serre anthropique). De ces études, il ressort une grande incertitude sur les échanges de carbone entre la biosphère terrestre et l'atmosphère. Afin de quantifier et comprendre les échanges de CO₂ entre la biosphère terrestre et l'atmosphère, de nombreuses campagnes de mesures par covariance de turbulence de ces échanges ont été mises en place dans le monde au sein de la communauté FLUXNET, avec aujourd'hui près de 280 tours à flux. Il ressort que la méthode de mesure par covariance montre des limites pour des conditions de terrains non homogènes horizontalement. Sur certains sites, les mesures semblent sous-estimer les flux turbulents en conditions nocturnes, notamment à cause de la présence de transport advectif lié à la présence de relief ou d'hétérogénéité du couvert. Le besoin se fait donc sentir de disposer de moyen de calcul capable de simuler les écoulements atmosphériques et la dispersion de scalaire (CO₂) à l'échelle du paysage hétérogène (quelques dizaines de mètres à quelques kilomètres) dans différentes conditions de stratification thermique pour notamment pouvoir quantifier/comprendre ce transport advectif et son impact sur les échanges biosphère-atmosphère.

La propagation des feux de forêt est aussi un domaine où la connaissance précise des champs microclimatologiques est primordiale. La population est fortement concernée par cette thématique puisque la propagation de feux de forêt incontrôlables tels que ceux observés ces dernières années en Grèce ou en Californie sont à l'origine de désastres écologiques, de pertes économiques importantes et de nombreux morts. Cette thématique est d'autant plus cruciale que ces feux de forêt pourraient s'accroître avec le changement climatique. Une meilleure compréhension de la propagation des feux de forêt à l'échelle du paysage complexe passe par la simulation numérique des champs microclimatologiques à fine résolution spatiale.

Les scénarios de gestion agricole actuels engendrent une fragmentation importante du paysage qui semble être responsable de la grande variabilité spatiale des dégâts observés dans les massifs forestiers suite aux tempêtes. On peut citer comme exemple les dégâts du massif forestier des Landes suite aux tempêtes de fin décembre 1999 et plus récemment de fin janvier 2009. Ces tempêtes ont provoqué des pertes économiques extrêmement importantes. D'où l'intérêt de mieux comprendre l'impact de cette hétérogénéité spatiale sur la vulnérabilité des peuplements au vent et ainsi proposer différentes alternatives aux actuels scénarios de gestion des massifs forestiers afin de limiter

les dégâts lors de tempêtes. Là aussi, la modélisation des champs de vent à fine résolution au niveau de paysage fragmenté s'avère utile.

Les conséquences environnementales de certaines pratiques agricoles font l'objet aujourd'hui de nombreuses discussions. Les plus représentatives sont la pollution de l'air par les pesticides vaporisés sur les cultures, dont on sait que la France est fortement consommatrice et dont on suspecte des incidences sur la santé humaine, ou les risques potentiels liés à la dissémination de transgènes dans l'environnement due à l'introduction de variétés génétiquement modifiées (OGM) dans les agro-écosystèmes. Comme pour la dispersion de particules ou gaz polluants en zones urbaines, la dispersion dans l'environnement de particules, aérosols ou gaz émis depuis la surface ou la canopée végétale nécessitent le développement de modèles de dispersion à fine résolution spatiale dépendant des champs micrométéorologiques.

Ces quelques exemples ne sont que partiels, beaucoup d'autres pourraient être cités, par exemple, dans le domaine du développement des énergies renouvelables (identification d'emplacement optimal pour positionner des éoliennes), de la biodiversité (écologie de la biodiversité et de la colonisation de l'espace par les espèces végétales), de la télédétection-télécommunication (propagation d'ondes en milieu complexe, interprétation des données acquises par satellites), etc. Ces exemples confirment tout l'intérêt de modéliser les champs micrométéorologiques à l'échelle de paysages complexes.

Parcours-stratégie

Ainsi, mes travaux de recherche au cours de ces dix dernières années ont principalement eu pour objectif de (i) développer et valider des modèles pour une meilleure simulation des champs micrométéorologiques à l'échelle des canopées urbaine et rurale complexes, et (ii) d'étudier à partir de ces modèles l'impact des hétérogénéités de surface et de la petite topographie sur ces champs et sur la dispersion de scalaires (essentiellement les particules de pollen de maïs). Pour cela, j'ai démarré mes travaux de recherche en m'intéressant à la modélisation de la canopée urbaine dans les modèles météorologiques et à son interaction avec la couche limite urbaine, lors de ma thèse effectuée au LMF² (UMR CNRS 6598) de l'Ecole Centrale de Nantes et de mon post-doctorat au NERL³ de EPA⁴ (Caroline du Nord, USA). J'ai été ensuite recruté fin 2003 en tant que Chargé de Recherche 2^{ème} classe (CR2) au sein d'une nouvelle unité Ephyse⁵ de l'INRA de Bordeaux, dépendant des Départements de recherche EA⁶ et EFPA⁷. L'activité de recherche de cette unité concerne l'analyse et la modélisation du fonctionnement de paysages hétérogènes aux échelles intermédiaires entre les échelles locales et les échelles régionales afin, d'une part de comprendre et quantifier les effets liés à la structure spatiale du paysage dans le fonctionnement des écosystèmes et paysages étudiés, et d'autre part de définir des schémas d'intégration spatio-temporelle basés sur la connaissance des processus spatiaux sous-jacents. Mon recrutement s'est fait sur la thématique modélisation numérique des écoulements atmosphériques à l'échelle du paysage sous la tutelle de Yves Brunet, directeur de l'unité Ephyse à cette période. A mon arrivée, l'unité était essentiellement expérimentale avec une faible activité en mécanique des fluides numériques. Cette activité numérique avait été uniquement initiée au cours de la thèse de Foudhil (2002) effectuée en collaboration avec le laboratoire TREFLE⁸ de l'Université de Bordeaux I, sous l'encadrement de Yves Brunet et Jean-Paul Caltagirone (TREFLE). Au cours de cette thèse, la dynamique de l'écoulement de vent et la dispersion de particules de pollen à l'échelle du couvert avaient été abordées à partir du modèle de mécanique des fluides à moyenne de Reynolds, Aquilon, développé par le laboratoire TREFLE. Mon rôle a été de poursuivre et renforcer cette thématique à l'INRA.

Pour cela, je me suis appuyé sur trois codes numériques existants, différents mais complémentaires (Aquilon, ARPS, MésoNH) pour des échelles allant de l'arbre à l'échelle régionale, et à partir de schémas de turbulence de type statistique (moyenne de Reynolds) et LES (simulation des grandes échelles). Le développement et l'uti-

² Laboratoire de Mécanique des Fluides

³ National Exposure Research Laboratory

⁴ Environmental Protection Agency

⁵ Ecologie fonctionnelle et PHYsique de l'Environnement

⁶ Environnement et Agronomie

⁷ Ecologie des Forêts, Prairies et milieux Aquatiques

⁸ Transferts Écoulements Fluides Énergétique

lisation de ces modèles m'a permis d'aborder des programmes de recherche soit cognitifs, soit orientés vers des applications environnementales, pour répondre à des questions scientifiques liées à la caractérisation de la dynamique des écoulements turbulents à l'échelle de couverts plus ou moins complexes, à l'impact de l'hétérogénéité du paysage sur la stabilité des arbres au vent, et à la dispersion environnementale de particules de pollen de maïs. Mon activité se résume donc au développement, à l'utilisation et à l'application de modèles de mécanique des fluides et météorologiques, afin de répondre à des thématiques environnementales fondamentales et finalisées en relation avec la micrométéorologie. Ce travail s'est concrétisé en 2009 par la formation d'une nouvelle équipe 'Mécanique des Fluides Environnementale' que j'anime (La Figure 2.1 présente l'organigramme de l'unité Ephyse en 2009). Mon travail de recherche a permis d'asseoir la reconnaissance internationale de l'unité Ephyse comme leader dans la modélisation des écoulements turbulents à l'échelle du couvert végétal, notamment dans le domaine de la LES au niveau du couvert, pour laquelle peu de laboratoires dans le monde en ont la maîtrise.

Structure du mémoire

Dans la suite de cette synthèse, j'ai regroupé mes travaux de recherche en quatre chapitres.

Chapitre 3 : Modélisation de la canopée urbaine

Ce chapitre présente mes travaux de thèse au Laboratoire de Mécanique des Fluides (LMF) de l'Ecole Centrale de Nantes et de post-doctorat financé par UCAR⁹ au Air Resources Laboratory de la NOAA¹⁰, détaché au National Exposure Research Laboratory (NERL) de US-EPA¹¹, Caroline du Nord, USA, sur la modélisation de la canopée urbaine dans les modèles météorologiques à fine résolution spatiale (de l'ordre du kilomètre). Pendant ces cinq années, j'ai développé deux modèles de canopée. Le premier est une extension du modèle de sol rural ISBA de Noilhan et Planton (1989) aux surfaces urbaines pour la simulation des flux de chaleur à l'interface canopée-atmosphère afin d'améliorer la simulation de la couche limite urbaine. L'originalité de ce modèle est de prendre en compte de manière simple les processus physiques clés se produisant à l'intérieur de la canopée urbaine, tels que les échanges et le stockage de chaleur, le piégeage radiatif, l'eau interceptée, ou le ruissellement de surface. Les validations des parties hydrique et thermique du modèle, sur respectivement un site périurbain et le centre ville de Marseille, ont permis de montrer que le modèle est capable de simuler les principales caractéristiques du bilan d'énergie des quartiers urbains suivant leur morphologie. Le deuxième modèle est un modèle multicouches de canopée utilisant une approche de traînée que j'ai introduit dans le Penn State/NCAR Mesoscale Model (MM5) afin de mieux représenter les échanges canopée-atmosphère pour la simulation de la qualité de l'air en zone urbaine. Ce modèle unique était le premier modèle capable de simuler les champs météorologiques à l'intérieur et au-dessus de canopées urbaines et rurales. Appliqué sur la ville de Philadelphie, ce modèle simule de manière plus réaliste l'îlot de chaleur urbain par rapport à la version standard de MM5.

Chapitre 4 : Dynamique des écoulements à l'échelle de couverts hétérogènes

Ce chapitre présente mes travaux de recherche suite à mon recrutement à l'INRA sur la modélisation de la dynamique des écoulements turbulents à l'échelle de couverts hétérogènes en terrains plat et complexe. Pour cela, j'ai développé une approche de traînée dans le modèle atmosphérique Advanced Regional Prediction System (ARPS) à partir d'une approche 'simulation des grandes échelles' (LES) afin de prendre en compte l'effet de la canopée végétale sur l'écoulement turbulent en atmosphère neutre. J'ai ensuite validé ce modèle pour différents types d'hétérogénéité dans différentes configurations (couvert homogène, lisière forestière, colline boisée) à partir de mesures de soufflerie et in situ. Ces travaux m'ont permis notamment de (i) confirmer le caractère universel de l'écoulement à l'échelle d'un couvert homogène et de son analogie avec celui d'une couche de mélange plane, (ii) d'identifier les grandes caractéristiques de l'écoulement de lisière et des différentes étapes de développement des structures cohérentes de couvert à partir de la lisière, (iii) de caractériser l'impact d'une légère topographie sur

⁹ University Corporation for Atmospheric Research

¹⁰ National Oceanic and Atmospheric Administration

¹¹ U.S. Environmental Protection Agency

ORGANIGRAMME DE L'UNITE EPHYSE 2009

Equipe de Direction	Direction D. Loustau (DR), J.-P. Lagouarde (DR)			
	Secrétariat <i>Gestion financière:</i> V. Savornin (TR) <i>Gestion administrative:</i> P. Braconnier (TR) <i>Ressources humaines et formation:</i> F. Prud'homme (TR)	Documentation, sites web A.-M. Bouchon (TR)	Informatique <u>P. Moreau (IE)</u> M. Irvine (IE) G. Pracros (TR) T. Rabemanantsoa (AI)	
Equipes scientifiques	Mécanique des Fluides Environnementale <u>S. Dupont (CR)</u> F. Prud'homme (TR) Y. Brunet (DR) M. Irvine (IE) A. Chahine (Doc) D. Pivato (Doc) M. De Luca (Postdoc) P. Roux (Postdoc)	Fonctionnement Biophysique des Ecosystèmes Terrestres <u>E. Lamaud (CR)</u> V. Savornin (TR) A. Bosc (IR) J.-M. Bonnefond (IE) C. Chipeaux (IE) S. Debesa (AT) D. Garrigou (TR) C. Lambrot (AI) D. Loustau (DR) J. Ogée (CR) M. Sartore (TR) P. Trichet (IR) A. Soudant (M2) M. Devaux (Doc) M. Guillot (Doc) V. Moreaux (Doc) O. Shaiek (Doc) M. Dannoura (Postdoc) J. Jouanguy (Post Doc) L. Wingate (Postdoc) B. Leblanc (CDD TR) S. Hayes (CDD AI)	Spatialisation et Télédétection <u>J.-P. Wigneron (DR)</u> <u>P. Braconnier (TR)</u> I. Champion (CR) S. Dayau (AI) D. Guyon (IR) A. Kruszewski (TR) J.-P. Lagouarde (DR) C. Moisy, (IE) P. Moreau (IE) B. Kurz (Doc) H. Lawrence (Doc) N. Yauschew-R. (Doc) M. Crapeau (Postdoc) K. Spannraft (CDD IE)	Qualité: S. Dayau C. Lambrot Prévention: G. Pracros P. Trichet Météologie: J.-M. Bonnefond A. Bosc maintenance et matériel: D. Garrigou A. Kruszewski M. Sartore
	Equipes techniques	Micrométéorologie J.-M. Bonnefond (IE) S. Debesa (AT) D. Garrigou (TR) B. Leblanc (CDD TR)	Ecophysiologie A. Bosc (IR) C. Chipeaux (IE) M. Sartore (TR) Analyses C. Lambrot (AI)	Mesures spatiales D. Guyon (IR) S. Dayau (AI) A. Kruszewski (TR)

Fig. 2.1 Organigramme de l'unité Ephyse en avril 2009

les échanges canopée-atmosphère le long d'une colline, (iv) de mieux comprendre la turbulence dans la zone de sillage d'une colline, et (v), en collaboration avec le LMD¹², d'observer l'indépendance apparente des propriétés principales des structures cohérentes à proximité de la surface à la nature du terrain, contrairement à la dynamique moyenne de l'écoulement.

Chapitre 5 : Interaction vent-plante

Ce chapitre présente mes travaux sur l'interaction entre l'écoulement turbulent et les plantes afin de répondre à des questions liées à la vulnérabilité des plantes au vent lors d'une tempête. J'ai tout d'abord étudié l'impact des hétérogénéités du paysage sur la vulnérabilité des arbres au vent sur un parc urbain et sur une lisière forestière en me basant uniquement sur la dynamique de l'écoulement, sans modèle de dynamique de l'arbre. Ces études m'ont permis de montrer que l'hétérogénéité du couvert forestier pouvait générer des zones de forte turbulence à risque pour la stabilité des arbres. Dans un souci d'application, j'ai ensuite étudié la possibilité d'aménager les lisières forestières de manière à protéger les arbres du couvert. Enfin, j'ai développé une approche originale de simulation couplée d'un écoulement turbulent avec le mouvement d'un couvert végétal à partir d'une approche poreux-élastique, que j'ai ensuite validé à partir d'enregistrements vidéos effectués par Py et al. (2005) sur un couvert de luzerne. Cette validation a permis de montrer que ce modèle est capable de simuler des mouvements de type *honami* du couvert, et de mieux comprendre l'interaction entre structures turbulentes cohérentes de l'écoulement et structures organisées du mouvement du couvert.

Chapitre 6 : Modélisation de la dispersion environnementale de grains de pollen de maïs

Ce chapitre présente mes travaux sur la modélisation de la dispersion et de la perte de viabilité de pollen de maïs à courte (échelle de la parcelle) et longue (échelle régionale) distances afin de répondre à des questions liées à la dissémination d'organismes génétiquement modifiés (OGM) dans l'environnement. A courte distance, il a été montré que l'utilisation d'une approche eulérienne donnait des résultats identiques à une approche lagrangienne et en accord avec les mesures in situ de Jarosz et al. (2003) sur la concentration et le dépôt au sol de grains de pollen en aval d'une parcelle de maïs. A longue distance, une modélisation de la dispersion et du suivi de viabilité des grains de pollen de maïs a été introduite dans MésoNH. Les simulations effectuées avec ce modèle sur la région Aquitaine ont permis de confirmer la possibilité de présence non négligeable de grains de pollen de maïs viables dans toute la couche limite atmosphérique due à la convection thermique fréquente pendant la période de pollinisation.

Suite à cette synthèse, je présente à la Partie III de ce mémoire un bilan de mes activités de recherche et mes perspectives pour les prochaines années.

Références

- Foudhil, H. 2002, *Développement d'un modèle numérique de dispersion atmosphérique de particules à l'échelle d'un paysage hétérogène*, Thèse de Doctorat, Université de Bordeaux I. 283 p.
- Jarosz, N., B. Loubet, B. Durand, A. McCartney, X. Foueillassar et L. Huber. 2003, «Field measurements of airborne concentration and deposition rate of maize pollen», *Agricultural and Forest Meteorology*, vol. 119, n° 1-2, pp. 37–51.
- Noilhan, J. et S. Planton. 1989, «A simple parameterization of land surface processes for meteorological models», *Monthly Weather Review*, vol. 117, n° 3, pp. 536–549.

¹² Laboratoire de Météorologie Dynamique, Ecole Polytechnique

Py, C., E. de Langre, B. Moulia et P. Hemon. 2005, «Measurement of wind-induced motion of crop canopies from digital video images», *Agricultural and Forest Meteorology*, vol. 130, n° 3-4, pp. 223–236.

Chapitre 3

Modélisation de la canopée urbaine

Résumé. Ce chapitre présente mes travaux de thèse au Laboratoire de Mécanique des Fluides (LMF) de l'École Centrale de Nantes et de post-doctorat financé par UCAR¹ au Air Resources Laboratory de la NOAA², détaché au National Exposure Research Laboratory (NERL) de US-EPA³, Caroline du Nord, USA, sur la modélisation de la canopée urbaine dans les modèles météorologiques à fine résolution spatiale (de l'ordre du kilomètre). Pendant ces cinq années, j'ai développé deux modèles de canopée. Le premier est une extension du modèle de sol rural ISBA de Noilhan et Planton (1989) aux surfaces urbaines pour la simulation des flux de chaleur à l'interface canopée-atmosphère afin d'améliorer la simulation de la couche limite urbaine. L'originalité de ce modèle est de prendre en compte de manière simple les processus physiques clés se produisant à l'intérieur de la canopée urbaine, tels que les échanges et le stockage de chaleur, le piégeage radiatif, l'eau interceptée, ou le ruissellement de surface. Les validations des parties hydrique et thermique du modèle, sur respectivement un site périurbain et le centre ville de Marseille, ont permis de montrer que le modèle est capable de simuler les principales caractéristiques du bilan d'énergie des quartiers urbains suivant leur morphologie. Le deuxième modèle est un modèle multicouches de canopée utilisant une approche de traînée que j'ai introduit dans le Penn State/NCAR Mesoscale Model (MM5) afin de mieux représenter les échanges canopée-atmosphère pour la simulation de la qualité de l'air en zone urbaine. Ce modèle unique était le premier modèle capable de simuler les champs météorologiques à l'intérieur et au-dessus de canopées urbaines et rurales. Appliqué sur la ville de Philadelphie, ce modèle simule de manière plus réaliste l'îlot de chaleur urbain par rapport à la version standard de MM5.

3.1 Introduction

La canopée urbaine correspond à la couche de l'atmosphère située juste au-dessus du sol terrestre et entre les éléments de rugosité de surface, bâtiments, végétation, etc. Elle a généralement une structure très complexe de par la diversité de ces éléments de rugosité, des types de surface, et des sources et puits de chaleur et d'humidité. Les zones urbaines modifient les caractéristiques de l'atmosphère d'un point de vue (i) radiatif à cause du piégeage radiatif, des différences d'albédo entre les surfaces urbaines et rurales, et de la pollution atmosphérique ; (ii) thermique à cause de la différence de propriétés thermiques des surfaces urbaines par rapport aux surfaces rurales ; (iii) hydrique à cause de la plus faible évapotranspiration issue des surfaces, de l'évacuation directe des eaux pluviales dans les réseaux d'assainissement, et de la pollution atmosphérique augmentant la concentration des noyaux de condensation au niveau de l'atmosphère ; et (iv) aérodynamique à cause de l'augmentation du frottement dû à la rugosité élevée des sols urbains, et du développement de cellules convectives. L'un des phénomènes climatiques urbains le plus connu et le plus étudié est l'îlot de chaleur. Il caractérise la température plus élevée de l'air d'une ville par rapport à celle qu'aurait cet air sans les constructions urbaines. Les principales causes de l'îlot de chaleur sont le stockage de chaleur par les surfaces urbaines, la réduction de l'évapotranspiration des surfaces urbaines, le dégagement de chaleur anthropique, et la pollution atmosphérique.

¹ University Corporation for Atmospheric Research

² National Oceanic and Atmospheric Administration

³ U.S. Environmental Protection Agency

Etudier la micrométéorologie urbaine, la microclimatologie urbaine, l'îlot de chaleur, ou la qualité de l'air nécessitent la modélisation des champs dynamiques et thermodynamiques à petite méso-échelle (échelle de l'agglomération urbaine). Ces champs résultent de l'interaction entre la météorologie de plus grande échelle et les caractéristiques aérodynamiques et thermodynamiques de la canopée urbaine. Ils sont d'autant plus complexes que la canopée urbaine est très hétérogène tant par les différentes propriétés physiques des surfaces que par la géométrie des éléments de rugosité recouvrant le sol (bâtiments, arbres, etc.). Au début de ma thèse, la plupart des modèles atmosphériques représentaient les caractéristiques aérodynamiques du sol urbain à partir d'une approche de rugosité, c'est-à-dire par un sol apparent où les obstacles sont modélisés par une longueur de rugosité et par une hauteur de déplacement. Ceci s'expliquait et s'explique toujours par l'incapacité des ordinateurs à utiliser des grilles de calcul suffisamment fines pour simuler explicitement des écoulements autour de chaque obstacle d'une zone urbaine. De même, les caractéristiques thermodynamiques étaient modélisées par une longueur de rugosité thermique et hydrique, une température et une humidité spécifique de l'air au niveau de la surface, moyennées sur chaque parcelle urbaine. Les effets dynamiques et thermodynamiques de la canopée urbaine dans les simulations étaient ainsi représentés par trois flux : le flux de quantité de mouvement, le flux de chaleur sensible, et le flux d'humidité (flux de chaleur latente).

Mes travaux de thèse et de post-doctorat ont consisté à (i) développer des modèles de canopée urbaine pour des modèles météorologiques avec plus ou moins de détails suivant leurs applications souhaitées, et à (ii) les valider par rapport à des mesures in situ disponibles. Pour cela, je suis parti du constat suivant.

Au début de ma thèse, il existait différents modèles ayant amélioré la paramétrisation de la canopée urbaine pour la simulation de la climatologie urbaine.

- Tout d'abord les modèles méso-échelles traditionnels représentaient les surfaces urbaines comme un type de sol nu en adaptant un modèle de sol rural (développé pour les surfaces naturelles) avec des valeurs de paramètres du sol (albédo, capacité thermique, etc.) proches des valeurs des surfaces urbaines artificielles. Les récents développements de cette approche correspondaient à des améliorations de ces paramètres caractérisant ce type de sol. Ainsi, Best (2005) a développé un modèle simple de sol urbain dans un modèle météorologique opérationnel à une résolution de l'ordre de 12 km, où les surfaces urbaines sont représentées comme un couvert de béton. Par ailleurs, Rotach (1999) s'est intéressé à l'influence de la paramétrisation de la longueur de rugosité alors que DeRidder et Schayes (1997) se sont focalisés sur l'influence des longueurs de rugosité thermiques.
- Le modèle Local-scale Urban Meteorological Preprocessing (LUMP) de Grimmond et Oke (2002) calcule le bilan d'énergie d'un quartier urbain à partir d'une paramétrisation semi-empirique, incluant le modèle Objective Hysteresis de Grimmond et Oke (1999). Ce dernier modèle considère simplement une corrélation empirique entre le stockage de chaleur des surfaces urbaines, le rayonnement net, et la fraction de surface urbaine, basée sur une série de mesures effectuées sur une douzaine de villes américaines. Ce modèle permet de bien reproduire le décalage de phase entre les flux de rayonnement net et de chaleur sensible, résultant du stockage de chaleur dans les matériaux urbains.
- Des modèles de canopée urbaine spécifiques ont aussi été développés sur une base mécanique (Masson, 2000; Kusaka et al., 2001; Ca et al., 2002; Martilli et al., 2002; Otte et al., 2004). Excepté le modèle de Ca et al. (2002), les autres sont exclusivement urbains, c'est-à-dire adaptés à la structure régulière des centres urbains, mais ignorant la présence de végétation ou de sol nu mélangée aux surfaces artificielles. Ainsi, pour simuler de grandes régions, ces modèles doivent être couplés avec des modèles de sol rural afin de calculer les flux de chaleur issus des surfaces naturelles. Une simple approche d'agrégation est alors utilisée sur les zones urbaines hétérogènes avec le désavantage que les deux modèles (rural et urbain) n'échangent pas entre eux de flux à l'échelle de la sous-maille. Ainsi, utiliser deux schémas incompatibles, un urbain pour les surfaces artificielles et un rural pour les surfaces naturelles ne semble pas une bonne approche pour étudier la microclimatologie urbaine puisque la végétation, les sols artificiels et les bâtiments sont mélangés dans la plupart des quartiers. De plus, cette approche d'agrégation accentue les transferts verticaux et néglige les interactions entre les différents modes de recouvrement, tels que les éléments de végétation situés entre les bâtiments ou au niveau des rues. Dans ces modèles, deux types d'approche se distinguent.
 - Les modèles monocouche de Masson (2000) et Kusaka et al. (2001) utilisent une approche rugosité où l'influence intégrale de la canopée est modélisée. Ces modèles ont été pour l'essentiel développés pour fournir les flux de chaleur issus de la canopée au niveau inférieur des modèles atmosphériques méso-échelles.

Afin de garder raisonnable les temps de calcul et le nombre de paramètre des modèles, ces modèles monocouche doivent rester le plus simple possible tout en traitant correctement les processus clés. Ainsi, dans le modèle Town Energy Budget (TEB) de Masson (2000), la canopée urbaine est représentée par des rues canyons identiques, infinies, et dont toutes les orientations ont la même probabilité, composées de trois types de surface (toit, mur, et rue), où les transferts de chaleur sont calculés au travers de plusieurs couches de matériaux caractérisant les surfaces, généralement quatre. Les flux de chaleur des rues et leurs bilans radiatifs sont obtenus en calculant les bilans séparés des murs et des rues, incluant des réflexions multiples à l'intérieur des rues.

- Les modèles multicouches de Martilli et al. (2002) et Ca et al. (2002) utilisent une approche de traînée. Dans ces modèles, les premières couches du maillage sont situées à l'intérieur de la canopée et les équations du mouvement, de la température, de l'humidité et de l'énergie cinétique turbulente sont modifiées pour inclure des termes sources/puits provenant des bâtiments. Ces modèles ont besoin de connaître les flux de chaleur à plusieurs niveaux à l'intérieur de la canopée. Ces modèles ont été développés essentiellement pour des études liées à la qualité de l'air et donc dans le but d'obtenir une meilleure représentation des échanges canopée-atmosphère.

Pour simuler la climatologie urbaine ou l'impact d'une ville sur son environnement, l'approche de rugosité utilisée par les modèles monocouche peut être supposée satisfaisante si les mailles de la première couche du domaine de calcul sont suffisamment épaisses respectivement pour inclure la sous-couche de rugosité et suffisamment larges pour pouvoir supposer l'homogénéité horizontale du sol. Mais pour la modélisation de la qualité de l'air à petite méso-échelle, les champs météorologiques doivent être simulés de manière détaillée à l'intérieur de la sous-couche de rugosité puisque les polluants primaires sont émis à l'intérieur de celle-ci ainsi que leurs premières réactions chimiques et leurs premiers processus de dispersion. Dans ce cas, l'approche de traînée paraît plus appropriée, l'approche de rugosité n'étant pas satisfaisante à l'intérieur de la sous-couche de rugosité (Martilli et al., 2002).

A partir de ce constat, j'ai tout d'abord développé au cours de ma thèse un nouveau modèle de sol urbain monocouche, appelé Soil Model for Submesoscales, Urbanized Version (SM2-U), capable de simuler les flux radiatif, de chaleur et d'humidité à l'interface canopée-atmosphère afin de fournir des conditions à la limite inférieure aux modèles méso-échelle, en particulier pour le modèle communautaire français SUBMESO, pour la simulation de la couche limite urbaine à haute résolution (moins d'un kilomètre). SM2-U est une extension sur des bases physiques aux surfaces urbaines du modèle de sol rural Interactions between Soil, Biosphere, and Atmosphere (ISBA) (Noilhan et Planton, 1989). Contrairement aux modèles de sol urbain précédents, (i) SM2-U est à la fois un modèle de sols rural et urbain, et (ii) il intègre d'une manière simple les processus physiques clés se produisant à l'intérieur de la canopée urbaine : l'influence des murs des bâtiments est intégrée dans l'équation d'évolution de la température de surface des sols artificiels, permettant au modèle de calculer directement le bilan d'énergie des rues canyons. Je me suis attaché à valider en détail le modèle SM2-U à partir de mesures in situ provenant de différentes campagnes de mesures :

- la partie rurale de SM2-U a été revalidée par rapport aux mesures des campagnes Hydrological Atmospheric Pilot Experiment-Modélisation du Bilan Hydrique (HAPEX-MOBILHY) et European Field Experiment in a Desertification Threatened Area (EFEDA) suite à des modifications effectuées sur cette partie par rapport au modèle initial ISBA (Section 3.3) ;
- la partie hydrique de SM2-U a été validée sur un site périurbain aux échelles d'un événement pluvieux et de plusieurs années, et comparé à un modèle hydrologique urbain UHE⁴ développé par Berthier et al. (2004) (Section 3.4) ;
- la partie thermique de SM2-U a été validée sur le centre ville de Marseille à partir des mesures de Grimmond et al. (2004) effectuées au cours du volet couche limite urbaine (Mestayer et al., 2005) de la campagne ESCOMPTE⁵ (Cros et al., 2004) (Section 3.5).

Ensuite, au cours de mon post-doctorat, j'ai développé une nouvelle paramétrisation de la canopée urbaine à l'intérieur du Penn State/NCAR Mesoscale Model (MM5) afin de détailler les champs turbulents dans la sous-couche de rugosité pour la simulation de la qualité de l'air en zone urbaine. Cette paramétrisation utilise une

⁴ Urban Hydrological Element

⁵ Expérience sur Site pour Contraindre les Modèles de Pollution Atmosphérique et de Transport d'Emissions

approche multicouches basée sur les précédents travaux de Lacser et Otte (2002) et de Martilli et al. (2002), mais, contrairement à ces précédents modèles, mon modèle considère à la fois les canopées urbaine et rurale, c'est-à-dire les effets dynamiques et turbulents des bâtiments et de la végétation. Cette paramétrisation a été couplée à une version adaptée du modèle SM2-U appelée SM2-U(3D) afin de calculer les effets thermodynamiques des éléments de la canopée, c'est-à-dire les flux de chaleur issus des surfaces rurales et urbaines dans chaque couche située à l'intérieur de la canopée. Cette nouvelle version unique de MM5, nommée DA-SM2-U, correspondait au premier modèle atmosphérique méso-échelle capable de simuler les champs météorologiques à l'intérieur et au-dessus de canopées urbaines et rurales ; il a été validé sur la ville de Philadelphie, Pennsylvanie, USA.

Après une brève description des deux modèles de canopée urbaine (Section 3.2), je présente quelques résultats de leur validation.

3.2 Méthode

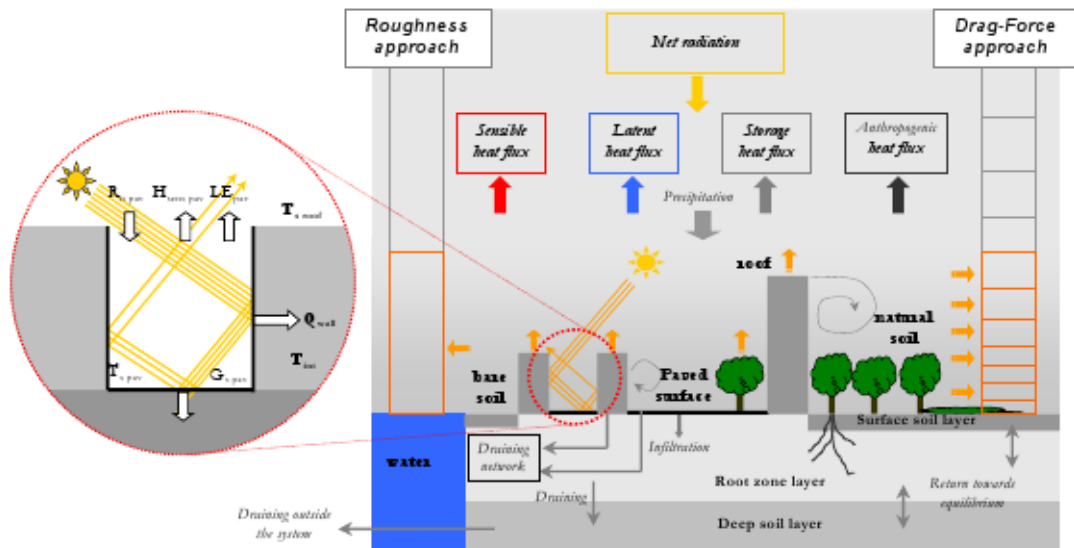


Fig. 3.1 Schématisation des deux paramétrisations de la canopée urbaine développées, une à partir d'une approche de traînée, et l'autre à partir d'une approche de rugosité, telles que introduites dans MM5 (Dupont et al., 2004b).

La Figure 3.1 schématise les deux approches de paramétrisation de la canopée urbaine développées pour les modèles atmosphériques : une approche traditionnelle monocouche (à gauche sur la figure) correspondant à une approche de rugosité couplée au modèle de sol SM2-U, et une approche multicouches (à droite sur la figure) correspondant à une approche de traînée associée au modèle de canopée SM2-U(3D). Dans cette section, ces deux paramétrisations sont décrites brièvement.

3.2.1 Approche monocouche (SM2-U)

Dupont S., P. G. Mestayer, E. Guilloteau, E. Berthier, H. Andrieu, 2006 : Parameterization of the urban water budget with the submesoscale soil model, Journal of Applied Meteorology and Climatology, 45, 624-648.

Dupont S., P.G. Mestayer, 2006 : Parameterization of the urban energy budget with the submesoscale soil model, Journal of Applied Meteorology and Climatology, 45, 1744-1765.

SM2-U correspond à une extension aux surfaces urbaines du modèle de sol rural SM2-ISBA (Guilbaud, 1996) dérivé du modèle 'Force-restore' de Noilhan et Planton (1989), gardant l'approche rugosité où les surfaces sont représentées par une longueur de rugosité et une hauteur de déplacement moyennes. Le modèle est monocouche, c'est-à-dire que la canopée urbaine est totalement incluse dans la première maille du modèle météorologique. Le rôle du modèle est ainsi de fournir des flux, radiatif, de chaleur latente et sensible à la limite inférieure du domaine de calcul d'un modèle atmosphérique.

Dans chaque maille, SM2-U considère huit modes de recouvrement (Figure 3.1) : pour les surfaces naturelles, le sol nu sans végétation sur une grande étendue ; pour les surfaces végétalisées, le sol localisé entre les éléments de végétation (par exemple, les trous d'une pelouse) et les surfaces végétales ; pour les surfaces anthropisées, les toits des bâtiments, les surfaces pavées (sans végétation), la végétation au-dessus des surfaces pavées (par exemple, les arbres le long d'une route), et les surfaces pavées sous la végétation (par exemple, les sols pavés sous les arbres) - ce dernier type de surface est seulement utilisé pour le calcul du bilan hydrique surfacique (Dupont et al., 2006) ; et les surfaces d'eau. Chaque surface est caractérisée par sa densité surfacique dans chaque maille.

Le bilan d'énergie de chacun de ces modes de recouvrement est calculé dans chaque maille suivant :

$$R_n + Q_{anth} = H_{sens} + LE + G_s, \quad (3.1)$$

où R_n est le flux de rayonnement net, Q_{anth} le flux de chaleur anthropique, H_{sens} le flux de chaleur sensible, LE le flux de chaleur latente, et G_s le flux de chaleur stockée.

Les courants advectifs à l'intérieur de la canopée ne sont pas considérés. Le calcul des flux de rayonnement net et de chaleur sensible est similaire à celui du modèle original pour les surfaces rurales mais avec des paramètres adaptés aux matériaux des surfaces urbaines, excepté le fait que le modèle non-itératif de Guilloteau (1998) est utilisé pour le calcul des coefficients de transfert avec des longueurs de rugosité dynamique et thermique différentes. G_s est calculé comme le résidu de (3.1). Q_{anth} est paramétrisé comme une fonction dépendant des activités humaines. LE est calculé à partir du gradient d'humidité spécifique entre la surface et le niveau de référence dans l'atmosphère tel que habituellement effectué dans les modèles atmosphériques, permettant de simuler la condensation sur les surfaces contrairement aux modèles hydrologiques urbains qui utilisent le plus souvent l'équation de Penman-Monteith (Berthier et al., 2004).

Ainsi, pour calculer les flux de chaleur H_{sens} et LE d'un mode de recouvrement, SM2-U détermine sa température et l'humidité spécifique de l'air à sa surface. Les températures des surfaces sont obtenues en résolvant des équations de type 'force-restore' pour les surfaces naturelles, et de simples équations de conduction de chaleur dans un solide pour les surfaces anthropisées. Ces derniers types de surface sont composés de 2 couches : une couche surfacique permettant au mode de recouvrement de répondre rapidement aux variations atmosphériques, et une seconde couche permettant au mode de recouvrement de stocker de la chaleur. De plus, afin de garder le modèle le plus simple possible, l'influence de l'épaisseur de la canopée est considérée au travers de l'équation d'évolution de la température des surfaces pavées, en introduisant dans ce mode de recouvrement le stockage de chaleur par les murs des bâtiments, et le phénomène de piégeage radiatif. Ce dernier est modélisé par un facteur correctif de l'albédo du sol artificiel pour obtenir un albédo effectif des rues. Ainsi, la température des surfaces pavées correspond à une température moyenne des surfaces des rues canyons. Le calcul de la température des surfaces d'eau est séparée (voir Dupont, 2001). Une température du sol profond correspondant à la partie retour à l'équilibre de l'approche 'force-restore' est calculée par une équation de retour à l'équilibre vers la température moyenne des surfaces en contact avec le sol. Au final, les flux moyens à l'interface canopée-atmosphère sont obtenus en moyennant les flux de chacun des modes de recouvrement pondérés par leur superficie dans la maille.

Concernant la partie hydrique, SM2-U étend celle de ISBA aux surfaces urbaines et inclut les développements de la version ISBA-3L (Boone et al., 1999). Bien que le sol urbain soit très hétérogène de par la présence de tranchées, de réseaux d'assainissement, de câbles, de lignes de métro, etc. (Berthier et al., 2004), le sol urbain est supposé homogène dans chaque cellule. SM2-U calcule le bilan hydrique de trois couches de sol : une fine couche superficielle pour les surfaces naturelles, une deuxième couche de sol représentant la zone d'influence des racines de la végétation, et une troisième couche de sol servant de réservoir d'eau pouvant réalimenter la deuxième couche par diffusion en période de sécheresse. Deux couches surfaciques séparées existent sous le sol nu et le sol végétalisé, alors qu'une seule 2^{ème} et 3^{ème} couches existent dans chaque maille (Figure 3.1). La végétation, les toits et les surfaces pavées sont considérés comme des réservoirs pouvant contenir une certaine quantité d'eau au delà de laquelle l'eau en surplus ruisselle vers les surfaces voisines ou vers le réseau d'assainissement. L'écoulement d'eau dans le réseau d'assainissement n'est pas explicitement simulé par le modèle mais le flux d'eau à l'exutoire du réseau peut être une sortie du modèle. Alors que les toits sont considérés comme totalement imperméables, les surfaces pavées sont semi-imperméables et laissent l'eau s'infiltrer vers le bas mais pas vers le haut. Suivant Raimbault (1996), les flux d'eau vers le haut par capillarité sont négligeables et la teneur en eau du sol n'influence pas le bilan hydrique des surfaces artificielles. Les transferts entre les mailles ne sont pas calculés mais sont implicitement considérés au travers des termes de drainage des 2^{ème} et 3^{ème} couches. De plus SM2-U ne considère pas les échanges horizontaux à la surface, notamment ceux liés à la pente du sol, excepté les ruissellements entre les surfaces perméables et semi-perméables.

Pour résumer, la première différence de SM2-U par rapport aux autres modèles de sol urbain consiste dans le fait qu'il est un unique code considérant à la fois les surfaces urbaines et rurales, avec n'importe quelle distribution de mode de recouvrement, gardant les schémas des surfaces rurales préalablement validés lors des nombreuses études de comparaison entre ISBA et des mesures de terrain. SM2-U est un modèle monocouche considérant à la fois les canopées urbaine et rurale, et intégrant les processus physiques clés à l'intérieur de la canopée. SM2-U étant utilisé à haute résolution spatiale, la végétation, les bâtiments, et les surfaces pavées sont souvent mélangés dans chaque cellule, c'est pourquoi les deux couches de sol ont été étendues sous tous les types de surface d'une même cellule. Ainsi, le modèle combine une approche agrégation et une approche intégrée. L'approche agrégation est utilisée pour le calcul des flux à l'échelle de la grille comme la somme des flux de chaque mode de recouvrement, alors que l'approche intégrée est utilisée au travers de l'unique couche d'atmosphère et des deux dernières couches de sol. Les interactions de sous-maille entre surfaces naturelles et artificielles apparaissent directement au travers des ruissellements d'eau de surface et, indirectement, au travers des flux d'évapotranspiration et de chaleur, à partir des contenus en eau des couches de sol et de la température et de l'humidité de la couche atmosphérique de la maille de surface.

La seconde différence de SM2-U par rapport aux précédents modèles est d'intégrer de manière simple les processus physiques à l'intérieur de la canopée urbaine, tels que les échanges de chaleur, la chaleur stockée, le piégeage radiatif, l'eau interceptée, ou le ruissellement de surface. SM2-U résout directement les flux de chaleur provenant des rues canyons en intégrant les murs des bâtiments et les surfaces pavées en un unique bilan d'énergie, sans séparer le bilan d'énergie des murs avec celui des routes, et sans paramétrisation du vent dans la canopée.

Pour plus de détails, le lecteur peut se référer aux articles Dupont et al. (2006) et Dupont et Mestayer (2006) sur respectivement les parties hydrique et thermique de SM2-U.

3.2.2 Approche multicouches (MM5, version DA-SM2-U)

Dupont S., T.L. Otte, J.K.S. Ching, 2004b : Simulation of meteorological fields within and above urban and rural canopies with a mesoscale model (MM5), Boundary-Layer Meteorology, 113, 111-158.

L'approche multicouches consiste à placer plusieurs couches verticales du domaine de calcul du modèle atmosphérique à l'intérieur de la canopée pour obtenir des champs météorologiques plus détaillés dans la sous-couche de rugosité. Les mailles n'étant pas suffisamment fines pour pouvoir représenter en détail chaque élément de la canopée, ces derniers sont représentés par une 'densité' dans chaque maille. Dans ce cas, la paramétrisation de la canopée consiste non seulement à fournir des flux de quantité de mouvement, de chaleur sensible et latente à différents niveaux à l'intérieur de la canopée mais aussi à les introduire comme termes source ou puits à l'intérieur

des équations du mouvement, de la turbulence, et de la thermodynamique du modèle. Pour l'équation du mouvement, il s'agit d'une force de traînée induite par les éléments de la canopée, d'où l'appellation approche de traînée.

Comme on le verra au chapitre suivant, cette approche de traînée a d'abord été introduite pour les canopées végétales afin de mieux représenter les échanges entre l'intérieur du couvert et l'atmosphère au-dessus. Au début des années 2000, cette approche a été étendue aux canopées urbaines par Brown (2000), Ca et al. (2002), Martilli et al. (2002) et Lacser et Otte (2002). La plupart de ces modèles a été développée pour uniquement des canopées de bâtiments sans considérer la présence de végétation dans la canopée, ou alors en utilisant une approche de traînée pour les bâtiments et une approche de rugosité pour la végétation, ce qui peut apparaître inadéquat en présence d'arbres ! A partir de ce constat, j'ai développé une approche de traînée dans le modèle météorologique MM5, version qui a été appelée DA-SM2-U, permettant au modèle de simuler les champs météorologiques à l'intérieur et au-dessus des canopées rurales et urbaines. Cette nouvelle version utilise l'approche de traînée pour représenter les effets turbulents et dynamiques des bâtiments et de la végétation. Cette approche a été introduite à l'intérieur du modèle de couche limite planétaire de type $k-l$ de Gayno-Seaman (Shafran et al., 2000).

Les effets des bâtiments et de la végétation sont représentés en ajoutant : (i) dans les équations de la dynamique une force de frottement induite par les surfaces horizontales des bâtiments et une force de traînée due à la présence des bâtiments et de la végétation ; (ii) dans l'équation de la température, les flux de chaleur sensible provenant des bâtiments et de la végétation, et un flux de chaleur anthropique paramétrisé suivant Taha (1999) ; (iii) dans l'équation de l'humidité spécifique de l'air, les sources d'humidité provenant de l'évapotranspiration de la végétation et éventuellement de l'évaporation de l'eau captée par les toits des bâtiments ; (iv) dans l'équation de l'énergie cinétique turbulente, un terme de production par cisaillement par les surfaces horizontales des bâtiments, un terme source induit par la présence des bâtiments et de la végétation, et un terme de flottabilité provenant des flux de chaleur sensible émis par les bâtiments et la végétation. L'échelle de longueur turbulente a aussi été modifiée à l'intérieur de la canopée urbaine en ajoutant une seconde échelle de longueur afin de considérer les structures turbulentes induites par les bâtiments, comme l'ont proposé Martilli et al. (2002). Ces nouveaux termes sont volumétriques, le volume des bâtiments est considéré dans chaque cellule alors que le volume de la végétation est négligé. Ainsi, le transport vertical turbulent est aussi modifié pour considérer le volume réel d'air dans chaque cellule.

Cette approche utilise une version modifiée du modèle SM2-U, appelée SM2-U(3D), capable de calculer les flux moyens de chaleur (sensible et latente) et les températures de surface dans chaque maille à l'intérieur de la canopée suivant les distributions verticales de la végétation et des bâtiments. Le flux de rayonnement net calculé par SM2-U(3D) est similaire à celui de SM2-U mais atténué exponentiellement à l'intérieur de la canopée. Les flux de chaleur issus des surfaces pavées correspondent dans SM2-U aux flux des rues canyons pour les quartiers denses. Dans SM2-U(3D), ces flux sont redistribués à l'intérieur des rues suivant le facteur de vue des murs et du sol.

Pour plus de détails sur le modèle DA-SM2-U, le lecteur peut se référer à l'article de Dupont et al. (2004b).

3.3 Validation de la partie rurale de SM2-U

Dupont S., P. G. Mestayer, E. Guilloteau, E. Berthier, H. Andrieu, 2006 : Parameterization of the urban water budget with the submesoscale soil model, Journal of Applied Meteorology and Climatology, 45, 624-648.

Alors que ISBA détermine une unique température pour les surfaces naturelles, SM2-U distingue la température de surface de la végétation et du sol nu. Cette modification a été introduite afin de permettre une représentation parallèle de la végétation au-dessus de surface artificielle ; une unique température de surface pour une surface artificielle et sa végétation aurait été erronée à cause de la différence importante de propriété thermique entre les deux types de surface. Cette modification induit des changements dans le calcul de la température de surface moyenne, des flux de chaleur sensible et latente des surfaces naturelles. Les équations des flux de chaleur sont similaires mais séparées pour la végétation et le sol, et l'évapotranspiration des surfaces rurales est calculée à partir de sa propre température de surface et non plus à partir d'une valeur moyenne sur la cellule.

Suite à ces modifications, j'ai validé la partie rurale de SM2-U par rapport aux mesures des campagnes Hydrological Atmospheric Pilot Experiment-Modélisation du Bilan Hydrique (HAPEX-MOBILHY) et European Field Experiment in a Desertification Threatened Area (EFEDA) qui avaient servi de validation à de nombreuses versions de ISBA (voir par exemple, Shao et HendersonSellers (1996), Boone et al. (1999) et pour la version préurbaine de SM2-U, appelée SM2-ISBA (Guilbaud, 1996)). Les données de HAPEX-MOBILHY ont permis de valider le modèle sur une année entière, c'est-à-dire pour différentes saisons, alors que EFEDA, qui concerne une période courte dans une région semi-aride, a permis de tester avec une bonne qualité l'initialisation du modèle.

En moyenne j'ai observé que le comportement du modèle n'était pas perturbé par le calcul séparé des bilans d'énergie et des températures des surfaces naturelles. Au contraire les performances du modèle sont souvent meilleures. De plus, cette approche permet de mieux identifier sur une base physique les différentes contributions des différents processus. Bien qu'un grand nombre d'études raffinant le modèle ISBA ait déjà été publié, l'efficacité du modèle semble dépendre de quelques paramètres empiriques, dont le modèle reste encore très sensible, tels que la résistance stomatique minimum des plantes et la résistance surfacique des plantes au forçage atmosphérique. Malgré tout, les performances du modèle sont très bonnes et le modèle est apparu transposable aux surfaces urbaines.

3.4 Validation de la partie hydrique de SM2-U

Dupont S., P. G. Mestayer, E. Guilloteau, E. Berthier, H. Andrieu, 2006 : Parameterization of the urban water budget with the submesoscale soil model, Journal of Applied Meteorology and Climatology, 45, 624-648.

Berthier E., S. Dupont, H. Andrieu, P.G. Mestayer, 2006 : Comparison of two evapotranspiration schemes on a sub-urban site, Journal of Hydrology, 328, 635-646.

La validation du bilan hydrique du modèle SM2-U était importante puisque le bilan hydrique est lié au bilan thermique au travers de l'évaporation, et que les flux de chaleur latente ont une influence potentiellement importante sur la stratification thermique de l'atmosphère. Le flux de chaleur latente est fortement variable en zone urbaine. Il peut être notamment important pour les zones urbaines où la fraction de la végétation est grande, surtout pour les zones irriguées, alors qu'au-dessus des surfaces artificielles il est faible mais augmente fortement lorsque la surface est humide après une averse. Une grande partie de l'eau tombant sur les surfaces urbaines est collectée et transférée dans les réseaux d'assainissement, retirant de la surface ou de la couche superficielle du sol, une quantité d'eau qui aurait normalement été réémise dans l'atmosphère par évaporation.



Fig. 3.2 Vue aérienne du site de Rezé (France). La région à l'intérieur du contour noir correspond au bassin versant drainé par le réseau d'assainissement

J'ai ainsi validé le modèle SM2-U sur le bassin versant du site périurbain de Rezé, Loire-Atlantique (France), qui était instrumenté par le LCPC⁶ depuis les années 1990 (Berthier et al., 1999) (Figure 3.2). Ce quartier urbain est de type pavillonnaire avec une répartition entre les modes de recouvrement assez homogène. Il est composé de maisons individuelles de faibles hauteurs, un étage au maximum, entourées d'un jardin, et reliées à une route bitumée. La superficie des zones aménagées est presque équivalente à celle des surfaces naturelles : 55.5% de sol naturel et 44.5% de sol aménagé, dont 16.8% de bâtiments et 27.7% de sol artificiel. Le sol artificiel correspond en majorité à des routes bitumées situées à l'intérieur du bassin versant. Une très grande partie des surfaces aménagées est reliée au réseau d'assainissement : 92% des bâtiments et 80% du sol artificiel. Les bâtiments sont typiquement français, leur toiture est en très grande majorité composée de tuiles. Les surfaces naturelles correspondent à du sol nu avec de la végétation. La végétation est très hétérogène en termes de tailles et d'espèces. Le quartier est composé de différents types d'arbres à feuilles caduques et à feuilles persistantes, (la hauteur de certains pouvant être supérieure à celle des bâtiments), de pelouses, de jardins potagers, et de zones arbustives et florales. L'environnement du bassin versant est constitué d'autres lotissements du même type et, à l'ouest du site, d'une zone rurale composée d'arbres. Le bassin s'étend sur 4.7 hectares avec une pente moyenne de 2%, délimité par une ligne noire sur la Figure 3.2, et l'exutoire du réseau d'assainissement instrumenté est situé en bas à droite de la figure.

Les données expérimentales comprenaient le niveau de précipitation, le débit d'eau à l'exutoire, et la teneur en eau à 1.5 m de profondeur en dessous d'une pelouse. Ces données étaient disponibles depuis 1991 avec un pas de temps de 1 minute pour les précipitations et le débit d'eau à l'exutoire, et depuis 1995 avec un pas de temps de 1 heure pour la teneur en eau du sol (Berthier et al., 1999). Par ailleurs, les données météorologiques ont été mesurées sur le site de Météo-France situé à 5 km à l'ouest du site. Pour les simulations numériques, ces variables météorologiques ont été supposées identiques à une hauteur élevée au-dessus du site de Météo-France et de Rezé. Ainsi, la vitesse du vent, la température de l'air, et l'humidité spécifique de l'air ont été extrapolées à un niveau de référence (50 m) à partir d'un algorithme prenant en compte la stabilité de l'atmosphère et en considérant des profils pseudo-logarithmiques (Dupont, 2001).

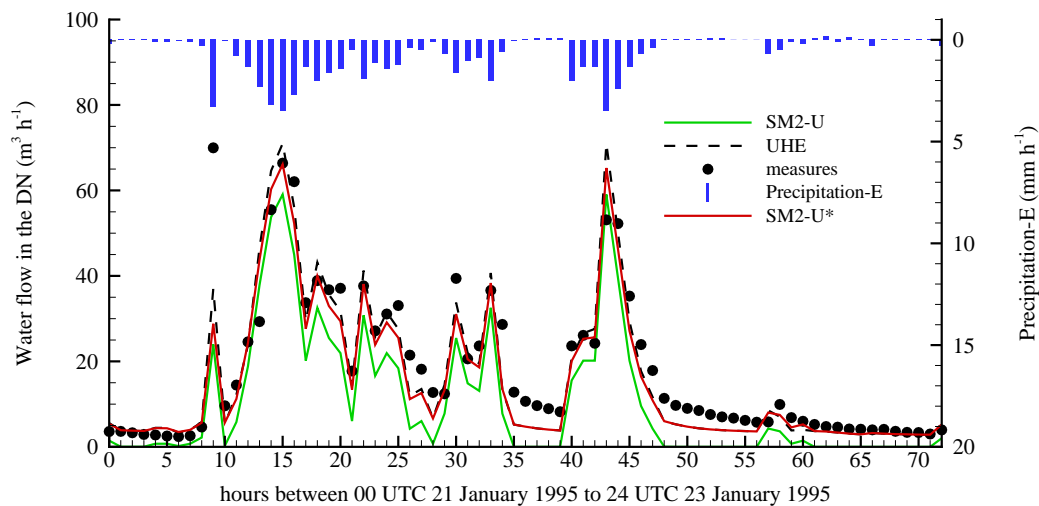


Fig. 3.3 Précipitations (moins l'évaporation) et flux d'eau dans le réseau d'assainissement du site de Rezé au cours d'un événement pluvieux hivernal (21-23 janvier 1995) mesuré à l'exutoire du réseau (ronds noirs), et simulé par SM2-U (ligne continue verte), UHE (ligne pointillée noire) et SM2-U* qui correspond à une version de SM2-U forcée par le flux d'infiltration d'eau du sol dans le réseau simulé par UHE (ligne continue rouge).

Pour cette validation, le modèle SM2-U a été utilisé seul, sans modèle atmosphérique, en le forçant à partir des données météorologiques mesurées (pression, température, humidité, vitesse du vent, précipitation, et rayon-

⁶ Laboratoire central des Ponts et Chaussées

nement). Les différents modes de recouvrement du site étant bien mélangés et le modèle SM2-U ne considérant pas d'échanges horizontaux entre les cellules, le site a été représenté par une seule cellule de calcul.

Le modèle a été comparé aux 5 années de données acquises sur le site ainsi qu'avec le modèle hydrologique urbain UHE développé par Berthier et al. (2004). De manière générale, le débit d'eau dans le réseau d'assainissement est apparu bien simulé par SM2-U, aussi bien à l'échelle de l'année (la valeur du critère de Nash qui compare la forme des hydrogrammes est de 77% et celle du critère du volume total qui estime le biais du modèle est de -7%, 100% et 0% étant respectivement les valeurs recherchées pour ces deux critères) qu'à l'échelle des événements pluvieux estivaux, mais il le sous-estime durant les événements pluvieux hivernaux, notamment entre les averses (voir Figure 3.3). Ce dernier désagrément a été expliqué par la non prise en compte par SM2-U de l'infiltration de l'eau du sol dans le réseau d'assainissement, au travers des microfissures du réseau, qui peut être importante lorsque le sol est saturé.

Afin d'estimer l'impact de cette infiltration sur l'évaluation du flux d'évaporation de SM2-U, une simulation a été refaite avec un forçage additionnel où la quantité d'eau s'infiltrant dans le réseau, évaluée par le modèle UHE, a été retirée à chaque pas de temps de la 2^{ème} couche de sol de SM2-U, où les racines de la végétation puisent l'eau nécessaire à la transpiration, et transférée dans le réseau d'assainissement. Cette simulation forcée a abouti à une meilleure évaluation par le modèle du débit dans le réseau d'assainissement au cours des événements pluvieux hivernaux (Figure 3.3), montrant qu'une paramétrisation de l'infiltration de l'eau du sol dans le réseau d'assainissement est nécessaire pour une bonne modélisation du débit d'eau à l'exutoire. Cette paramétrisation pourrait être fonction de la teneur en eau du sol, de la surface d'échange entre le sol et le réseau d'assainissement, et de la conductivité hydrique des parois du réseau. J'ai par ailleurs montré que ces infiltrations n'ont pas d'impact sur les flux de surface simulés par le modèle ; le surplus d'eau de la deuxième couche de sol, lorsque celle-ci est saturée et pourrait éventuellement s'infiltrer dans le réseau, est drainé en dehors du modèle, de telle manière que la teneur en eau de cette couche reste identique avec ou sans terme d'infiltration dans le réseau. Ainsi, pour la simulation de la couche limite urbaine, le modèle SM2-U n'a pas besoin de considérer une paramétrisation additionnelle de ce processus d'infiltration.

Une étude de sensibilité du modèle a été par ailleurs réalisée sur les paramètres hydrologiques caractérisant les surfaces anthropisées (capacité de stockage maximum des surfaces pavées et des toits, conductivité hydraulique des surfaces pavées) qui sont généralement mal connus. L'écoulement dans le réseau d'assainissement et le flux d'évaporation issus des surfaces urbaines se sont montrés très dépendants de ces paramètres. Il en est ressorti que pour la simulation de la couche limite urbaine pendant et après un événement pluvieux ou un orage, les caractéristiques hydrologiques des surfaces semi-imperméables apparaissent extrêmement importantes du fait de leur impact sur le flux d'évaporation à court terme.

Enfin, la comparaison des modèles SM2-U et UHE a montré une forte différence sur les flux d'évapotranspiration calculés à l'échelle de l'année. Cette différence a été expliquée en partie par une différence de paramétrisation, SM2-U calculant l'évapotranspiration à partir du gradient d'humidité spécifique entre la surface et le niveau de référence dans l'atmosphère, permettant de simuler la condensation sur les surfaces, alors que UHE utilise une évapotranspiration potentielle calculée à partir de la formule de Penman-Monteith adaptée aux surfaces urbaines (Berthier et al., 2006).

3.5 Validation de la partie thermique de SM2-U

Dupont S., P.G. Mestayer, 2006 : Parameterization of the urban energy budget with the submesoscale soil model, Journal of Applied Meteorology and Climatology, 45, 1744-1765.

La partie thermique du modèle SM2-U a été validée par rapport aux mesures de bilan d'énergie effectuées sur le centre ville de Marseille au cours de la campagne UBL-ESCOMPTE⁷ (Mestayer et al., 2005) par les groupes des

⁷ volet couche limite urbaine - Expérience sur Site pour Contraindre les Modèles de Pollution Atmosphérique et de Transport d'Émissions

Universités d'Indiana (USA), de British Columbia (CA), et du Western Ontario (CA), et par le CNRM⁸ (Météo-France) (Grimmond et al., 2004). Les conditions météorologiques de cette campagne sont caractérisées par une alternance de brises de terre/mer et de conditions venteuses, avec essentiellement des jours ensoleillés (Cros et al., 2004). Une validation précédente du modèle Town Energy Budget (TEB) du CNRM avait été effectuée par Lemonsu et al. (2004) sur ce jeu de données. J'ai ici évalué SM2-U sur ce même jeu de données et pour les mêmes paramètres morphologiques utilisés par TEB (voir Lemonsu et al., 2004, pour plus de détails). Dans TEB (Masson, 2000), la canopée urbaine est représentée par des rues canyons identiques, infinies, et dont toutes les orientations ont la même probabilité, composées de trois types de surface (toit, mur, et rue), où les transferts de chaleur sont calculés au travers de plusieurs couches de matériaux caractérisant les surfaces, généralement quatre. Les flux de chaleur des rues et leur bilan radiatif sont obtenus en calculant les bilans séparés des murs et des rues, incluant des réflexions multiples à l'intérieur des rues. Dans ces bilans détaillés, les coefficients d'échange entre les surfaces et l'air à l'intérieur de la canopée, et entre la canopée et l'air au-dessus, et la vitesse du vent à l'intérieur de la canopée, sont calculés à partir de paramétrisations empiriques.

Le site est caractérisé par une faible couverture végétale (13.6%) constituée d'arbres et de végétation de faible hauteur sur du sol naturel, avec des éléments de rugosité hauts (59.5%) correspondant à des bâtiments de 4 à 6 étages, essentiellement entourés par des surfaces pavées (26.9%). Ce quartier est typique des villes historiques européennes : grande densité de bâtiments séparés par des rues étroites ($H/W \approx 1.63$, où H est la hauteur moyenne des bâtiments et W la largeur moyenne des rues). Les toits des bâtiments sont pour la plupart recouverts de tuiles et dans une moindre mesure d'une couche de graviers au-dessus d'une couche de béton. Les surfaces pavées sont en bitume ou en béton.

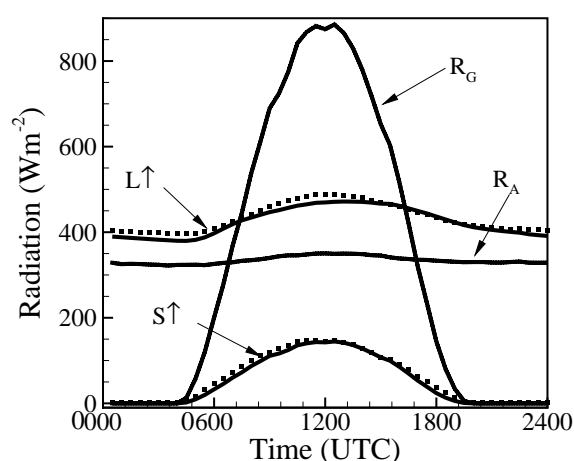


Fig. 3.4 Comparaison sur un cycle diurne moyen des radiations ascendantes de courte ($S\uparrow$) et grande ($L\uparrow$) longueurs d'onde simulées (ligne continue) et observées (symboles). Les radiations descendantes de courte (R_G) et grande (R_A) longueurs d'onde sont aussi indiquées.

Le centre de Marseille étant homogène, la région source influençant les mesures des flux turbulents a été considérée comme circulaire autour du mât de mesure (voir Fig. 1 de Grimmond et al., 2004). Comme pour le site de Rezé, le modèle SM2-U a été utilisé seul sans modèle atmosphérique, en le forçant à partir des données météorologiques mesurées, et avec une seule cellule de calcul.

Les caractéristiques principales du bilan d'énergie du centre ville de Marseille ont été bien reproduites par le modèle, et l'allure journalière des flux de chaleur est bien simulée avec une faible erreur sur les flux radiatifs (Figure 3.4) et une erreur raisonnable sur le flux de chaleur sensible (Figure 3.5). J'ai montré qu'une grande partie de cette erreur est liée à des erreurs non systématiques. Cependant, les erreurs systématiques sont plus importantes la nuit, probablement expliquées par une faible mais systématique sous-estimation de la température de surface ou sous-estimation des flux anthropiques. Le modèle TEB (Lemonsu et al., 2004) a présenté le même niveau de performance que SM2-U. Ce qui m'a permis de conclure que détailler et séparer le calcul du piégeage radiatif et du

⁸ Centre National de Recherches Météorologiques

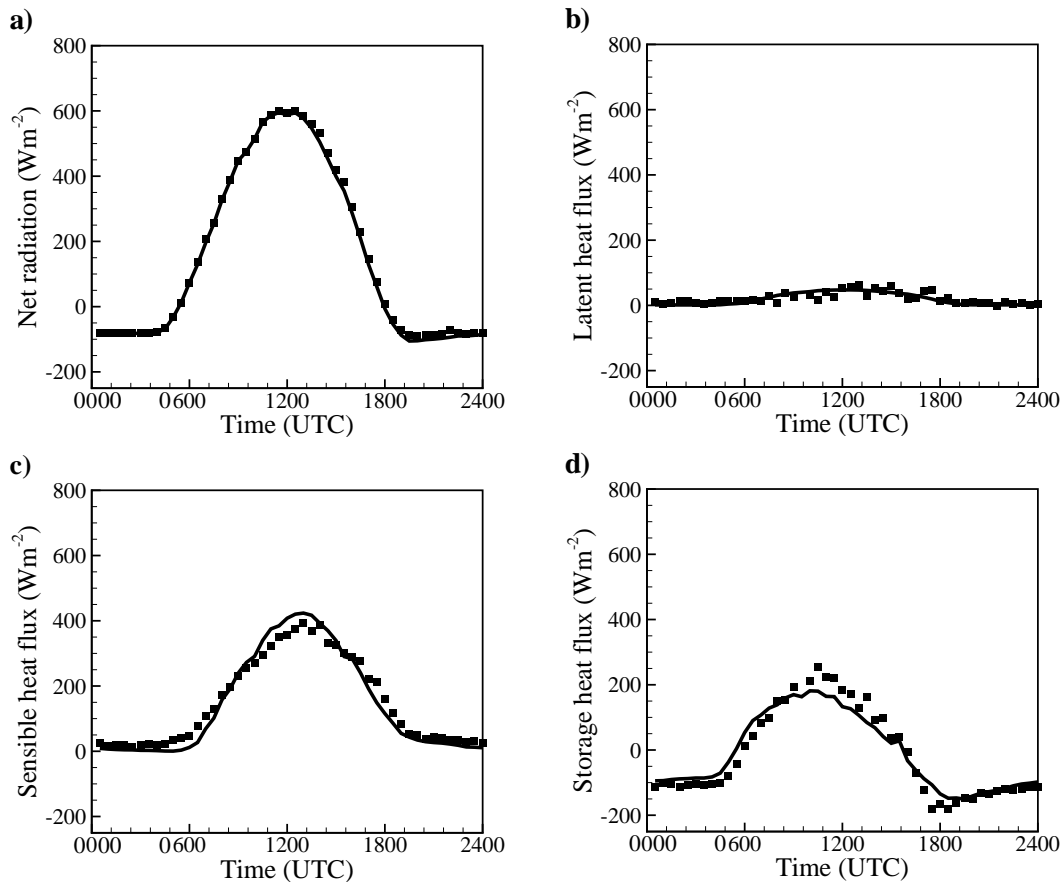


Fig. 3.5 Comparaison sur un cycle diurne moyen des flux (a) de rayonnement net, (b) de chaleur latente, (c) de chaleur sensible, et (d) de chaleur stockée, simulés (ligne continue) et observés (symboles).

bilan d'énergie multicouches dans les murs n'étaient peut-être pas nécessaires et que l'influence des murs peut être simplement considérée en les intégrant avec une équation modifiée des surfaces pavées tel que fait dans SM2-U.

Par ailleurs, une étude de sensibilité du modèle a montré que la bonne paramétrisation de la canopée (murs et toits) est importante pour bien simuler les flux instantanés et les températures de surface, notamment la prise en compte des surfaces des murs et de deux couches pour paramétriser les transferts de chaleur dans les matériaux artificiels afin de permettre à la fois (i) une réponse rapide des surfaces aux variations du forçage environnemental et (ii) une grande capacité de stockage de chaleur. La paramétrisation des transferts/stockages de chaleur est apparue avoir plus d'importance dans le calcul du bilan d'énergie urbain que le calcul d'un albédo et d'une émissivité effectifs. Par exemple, le remplacement de l'albédo et de l'émissivité effectifs des rues par ceux de la surface pavée pour le calcul du piégeage radiatif n'a montré aucune différence pour le calcul des flux de chaleur.

3.6 Micrométéorologie à l'échelle de la ville de Philadelphie

Dupont S., T.L. Otte, J.K.S. Ching, 2004b : Simulation of meteorological fields within and above urban and rural canopies with a mesoscale model (MM5), Boundary-Layer Meteorology, 113, 111-158.

La nouvelle version de MM5 incluant le modèle multicouches, version nommée DA-SM2-U, a été testée sur la ville de Philadelphie, Pennsylvanie, USA, pour la journée du 14 juillet 1995. Cette journée était caractérisée par des conditions anticycloniques, avec un ensoleillement et des températures importantes. De plus, cette version de MM5 a été comparée avec deux autres versions utilisant une approche de rugosité : la première correspondant à la version standard de MM5 (notée ici RA-SLAB) et la seconde à la version standard couplée à SM2-U (notée ici RA-SM2-U). La version standard de MM5, RA-SLAB, représente les zones urbaines par une seule classe en modifiant certains paramètres du modèle de sol rural.

Pour cette validation, MM5 a été utilisé dans une configuration 'one-way' pendant plusieurs jours en juillet, incluant 5 domaines emboîtés avec des résolutions spatiales horizontales de 108, 36, 12, 4, et 1.33 km. La version DA-SM2-U est seulement utilisée dans le dernier domaine. Pour les versions RA-SM2-U et DA-SM2-U, sept sous-catégories urbaines ont été créées suivant Ellefsen (1991) à l'intérieur de l'unique classe urbaine de l'United States Geological Survey (USGS) utilisée par la version RA-SLAB (voir Figure 3.6). Chacune de ces sous-catégories urbaines est caractérisée par une densité surfacique de chacun des modes de recouvrement considéré par SM2-U, par leurs propriétés physiques, par une longueur de rugosité pour les versions RA-SLAB et RA-SM2-U, et une distribution verticale des bâtiments et de la végétation pour le version DA-SM2-U.

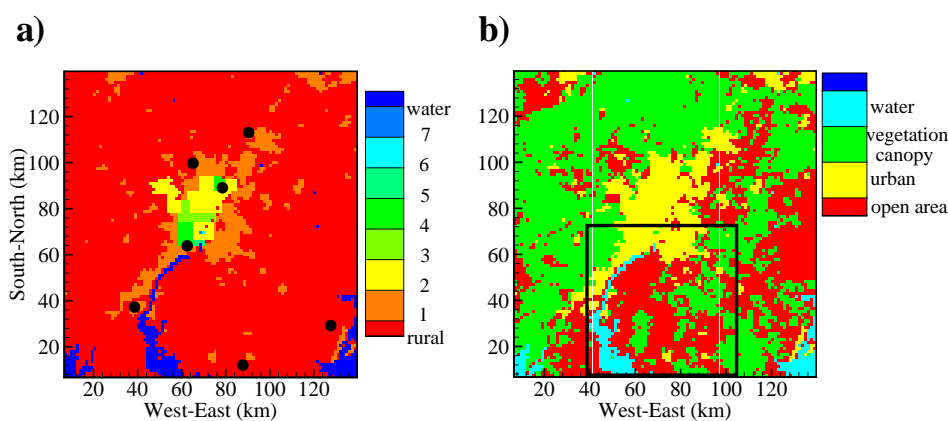


Fig. 3.6 Domaine de calcul de résolution 1.33 km centré sur la ville de Philadelphie, USA. (a) les 7 catégories urbaines considérées dans les simulations avec les positions des stations d'observations (cercles noirs). (b) Principaux types de surface ; la catégorie 'open area' correspond aux surfaces rurales avec une végétation de faible hauteur. Le cadre noir de (b) délimite la région analysée à la Figure 3.9.

L'analyse des profils verticaux de quantité de mouvement et de l'énergie cinétique turbulente à l'intérieur et au-dessus des canopées urbaines et rurales a montré un bon comportement de l'approche de traînée par rapport aux profils observés pour une canopée urbaine par Rotach (1995) et Kastner-Klein (2001), et pour une canopée végétale par Brunet et al. (1994). Par ailleurs, une discontinuité dans le profil de diffusion turbulente est simulée par la version DA-SM2-U à l'interface canopée-atmosphère, avec de faibles valeurs à l'intérieur de la canopée, induisant un faible échange turbulent entre l'intérieur de la canopée et l'atmosphère au-dessus. Cette discontinuité a été expliquée par la modification de la paramétrisation de l'échelle de mélange à l'intérieur de la canopée. Cette discontinuité devrait avoir un impact sur la dispersion des polluants. La nuit, la diffusion turbulente est maximum au-dessus de la canopée, ce qui augmente le mélange dans la partie supérieure de la sous-couche de rugosité. Ce maximum n'est pas simulé par l'approche de rugosité. Cependant, cette augmentation du mélange turbulent due au maximum de l'énergie cinétique turbulente est apparue surestimée au-dessus de la végétation, induisant une couche neutre trop haute. Les profils verticaux de température potentielle de l'air dans les zones urbaines ont montré que les simulations utilisant SM2-U réduisent la tendance de l'atmosphère à devenir stable. Une couche limite neutre a aussi été observée la nuit à cause des flux de chaleur anthropiques et de la libération de la chaleur stockée le jour par les surfaces urbaines.

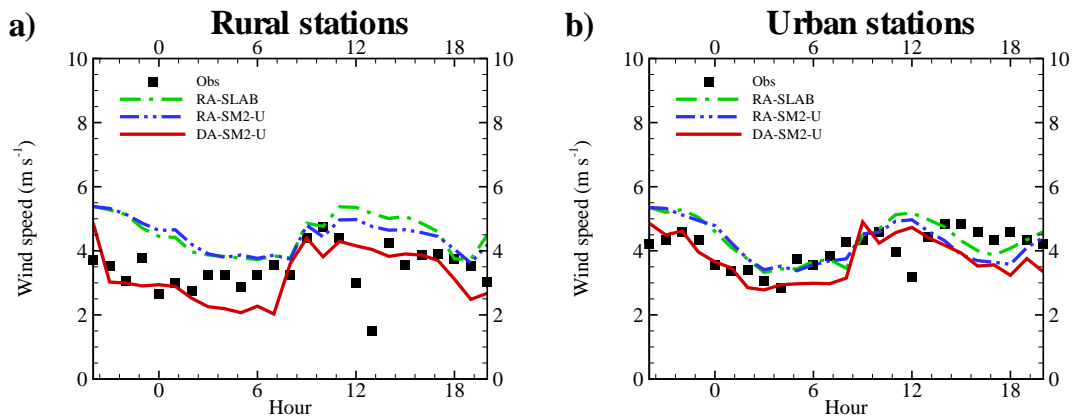


Fig. 3.7 Comparaison des vitesses du vent à 10 m, moyennées sur les stations (a) rurales et (b) urbaines, observées et simulées avec les trois versions de MM5.

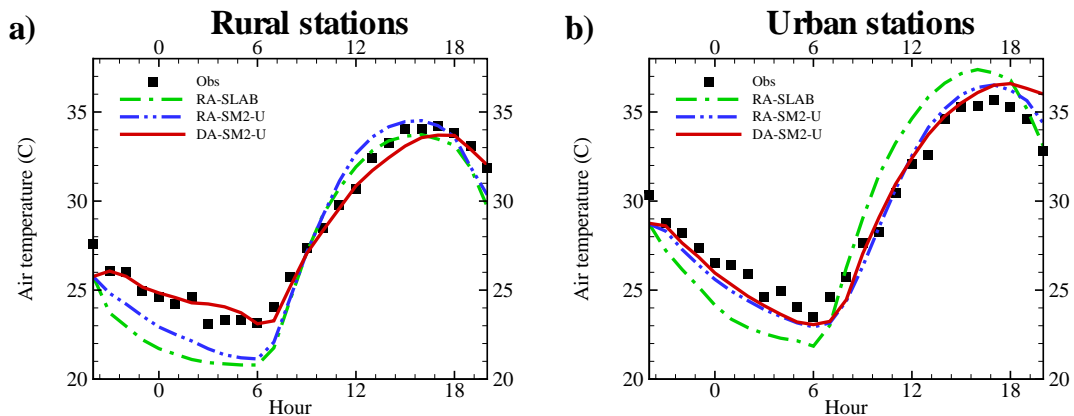


Fig. 3.8 Identique à la Figure 3.7 mais pour la température de l'air à 2 m.

La comparaison des résultats de ces trois versions de MM5 avec les données de sept stations d'observation de surface de l'U.S. National Weather Service, incluant quatre stations urbaines et 3 rurales, a montré un meilleur comportement des deux versions utilisant SM2-U. La vitesse du vent à 10 m simulée par la version DA-SM2-U est plus proche des valeurs mesurées pour l'ensemble des stations de mesures bien qu'une distribution verticale simplifiée ait été utilisée pour les bâtiments et la végétation (Figure 3.7). De même, la simulation de la température de l'air à 2 m a été améliorée au cours de la nuit pour les sites ruraux et sur tout le cycle diurne pour les stations urbaines (Figure 3.8). Cependant, la version DA-SM2-U surestime la température de l'air en fin de journée dans la canopée urbaine. Une partie importante de cette surestimation a été expliquée par les flux de chaleur anthropique qui étaient probablement trop importants à cette heure de la journée. Cette surestimation n'a pas été observée à partir des approches de rugosité car dans cette dernière approche les flux anthropiques sont émis dans la première couche du modèle atmosphérique, incluant entièrement la sous-couche de rugosité, et donc facilitant la dissipation de la chaleur à l'intérieur de la couche limite atmosphérique alors qu'avec l'approche de traînée, la canopée garde une plus grande quantité de chaleur.

En l'absence de mesures plus détaillées sur le terrain, l'évaluation des autres performances du modèle est restée qualitative. Ainsi, à l'intérieur de la canopée (Figure 3.9), les champs météorologiques sont apparus correctement simulés par la version DA-SM2-U suivant la morphologie du couvert : décroissance de la vitesse dans les parties denses de la canopée, contournement de l'écoulement autour des blocs de canopée, air plus chaud à l'intérieur de la canopée végétale qu'au-dessus des surfaces nues rurales durant la nuit, et inversement le jour, air constamment plus chaud dans la canopée urbaine. La Figure 3.10 présente les champs de vent et de température potentielle

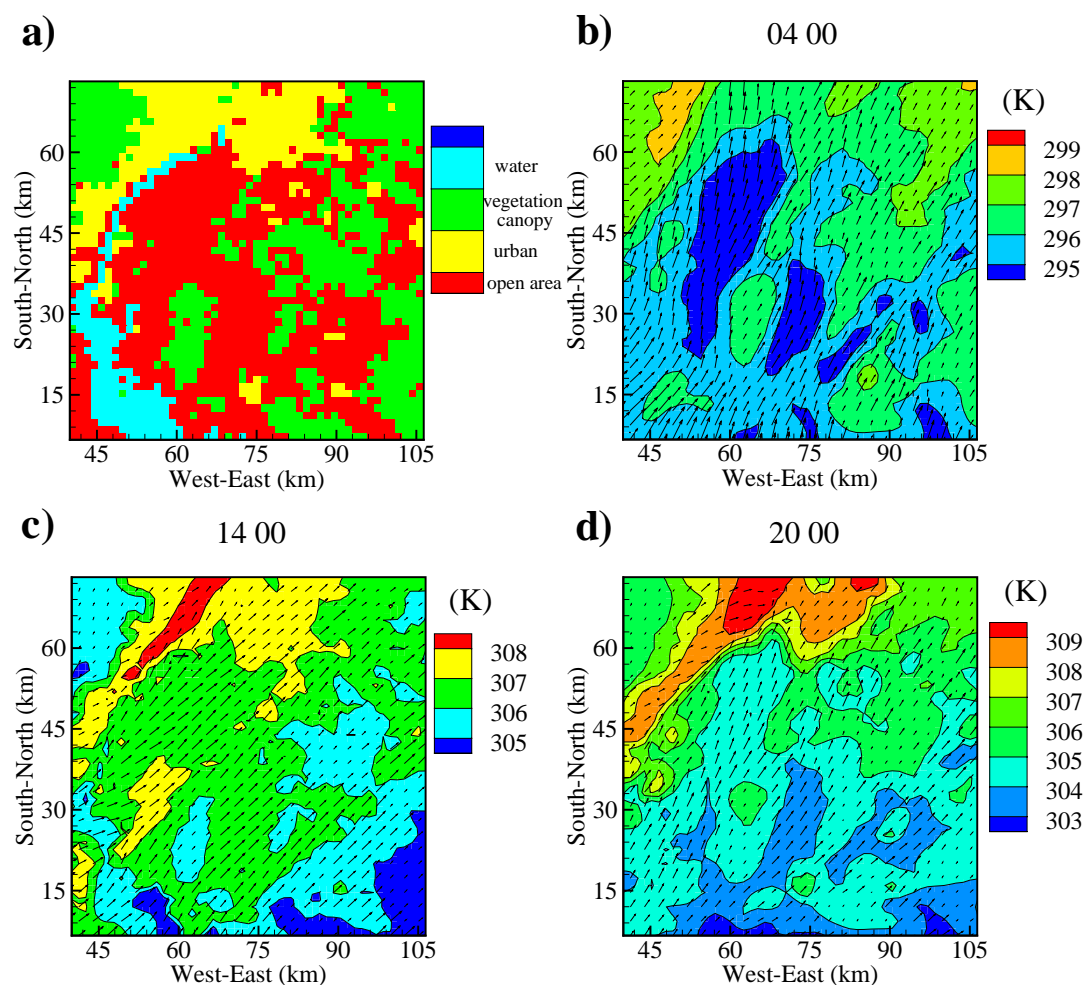


Fig. 3.9 Vecteurs vitesses du vent et température de l'air simulés avec la version DA-SM2-U de MM5, à 04 00 (b), 14 00 (c) et 20 00 (d) heure locale, à 2 m au-dessus du sol sur la partie du domaine représentée en (a) et correspondant au zoom de la Figure 3.6a.

de l'air à 55 m au-dessus du sol (situé au-dessus de la canopée) simulés par les trois versions à 04 00, 14 00 et 20 00 heure locale. La direction du vent est sud-ouest au cours de cette journée. On peut voir que la nuit l'air est plus chaud avec les versions RA-SLAB et RA-SM2-U au-dessus et en aval de la ville, alors qu'il est plus chaud du côté nord-ouest de la ville avec la version DA-SM2-U. Au cours de la journée (14 00 heure locale), un îlot de chaleur urbain est simulé par la version RA-SLAB avec une amplitude de 3 – 4 K, et dans une moindre mesure par les versions RA-SM2-U et DA-SM2-U avec une amplitude de 1 K. La présence d'un faible îlot de chaleur en journée, telle que celle simulée par SM2-U, est en accord avec des observations effectuées au-dessus de nombreuses villes (Oke, 1978), confirmant la surestimation de la température de l'air par la version RA-SLAB. Le soir, un fort îlot de chaleur est simulé par les trois versions (de 5 à 6 K). Cette concentration de chaleur au-dessus de la ville produit un écoulement convergeant vers le centre de la ville, plus fort avec la version DA-SM2-U. De plus, une couche neutre est simulée par les versions DA-SM2-U et RA-SM2-U au-dessus de la zone urbaine, en accord avec l'observation de la réduction de la stabilité de l'atmosphère au-dessus des surfaces urbaines par Roth (2000), alors que la version standard de MM5 produit une couche stable au-dessus de la zone urbaine. L'épaisseur de la couche neutre est en accord avec les valeurs observées par Oke (1995). Ces meilleurs résultats s'expliquent par une meilleure représentation des processus physiques liés aux surfaces urbaines. Ce premier test de SM2-U sur un cas réel, et comparé à des observations, a confirmé son bon comportement.

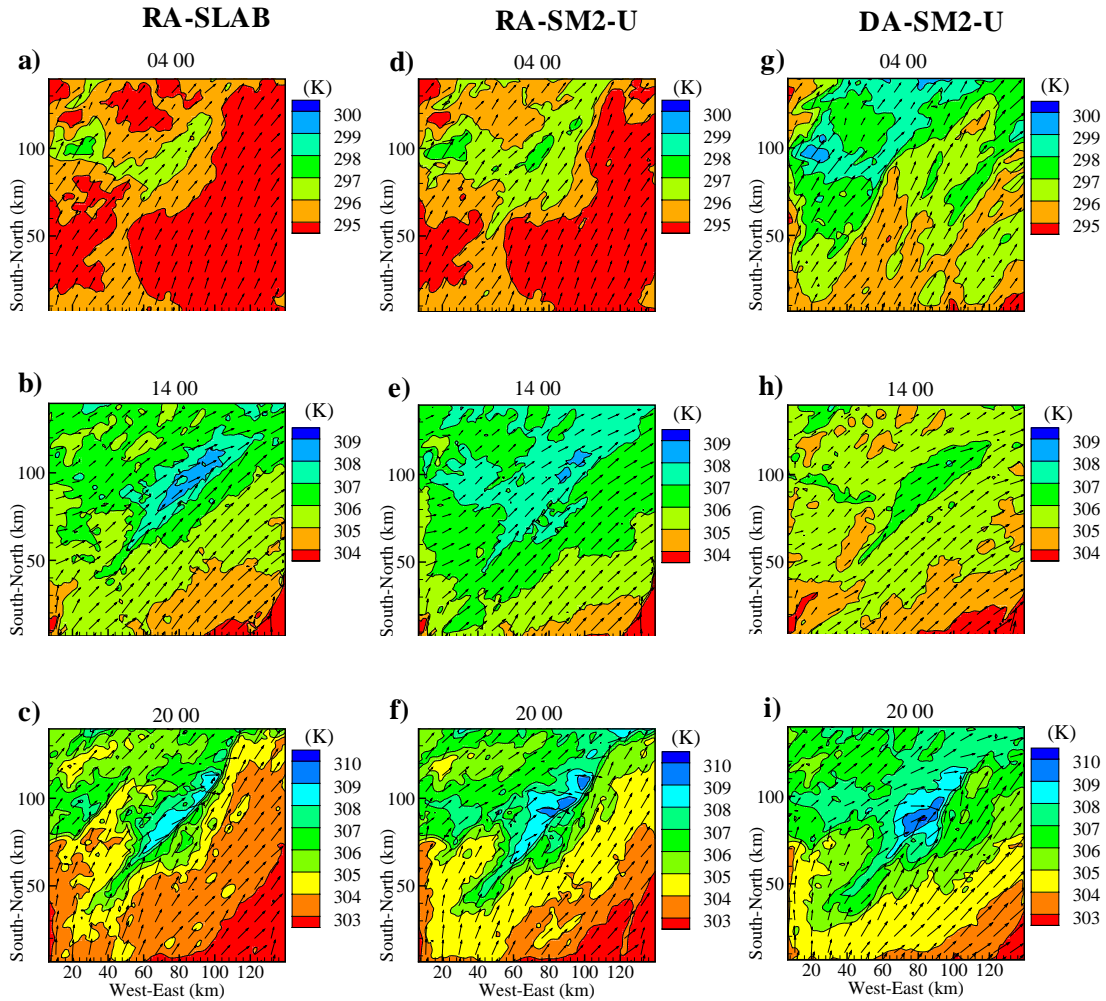


Fig. 3.10 Vecteurs vitesses du vent et température de l'air à 50 m au-dessus du sol sur le domaine complet, simulés avec les trois versions de MM5 : RA-SLAB (a, b et c), RA-SM2-U (d, e et f) et DA-SM2-U (g, h et i), à 04 00, 14 00 et 20 00 heure locale.

Les champs météorologiques simulés par la version urbanisée DA-SM2-U de MM5 sur la ville de Philadelphie ont ensuite été appliqués en entrée du modèle de qualité de l'air CMAQ⁹ (Byun et Ching, 1999). J'ai notamment pu montrer que les champs nocturnes de concentration d'ozone étaient modifiés par la prise en compte plus détaillée de la canopée urbaine, celle-ci libérant plus de chaleur la nuit que pour la version standard de MM5 (Dupont et al., 2003).

3.7 Conclusions

Deux modèles de canopée urbaine ont ainsi été développés, validés et introduits dans le modèle météorologique MM5. Ces modèles ont permis d'obtenir une meilleure simulation de la couche limite urbaine, en particulier pour des conditions anticycloniques pour lesquelles la pollution atmosphérique est importante. Certains aspects de ces

⁹ U.S. EPA Models-3 Community Multiscale Air Quality

modèles restent à améliorer, notamment l'interaction entre les surfaces anthropisées et les surfaces naturelles. De plus, la résolution spatiale de 1 km utilisée dans les simulations avec MM5 n'était peut-être pas judicieuse. Ces points sont discutés plus en détail au chapitre 7 'Bilans - Perspectives' (Section 7.1).

Suite à mon recrutement à l'INRA en décembre 2003, je n'ai pas poursuivi sur cette thématique de modélisation de la couche limite urbaine. A ce jour, le modèle SM2-U est toujours utilisé au Laboratoire de Mécanique des Fluides de l'Ecole Centrale de Nantes (par exemple Leroyer, 2006). Il a été aussi introduit dans le modèle météorologique danois DMI-HIRLAM¹⁰ (Mahura et al., 2005). Suite à un premier exercice réalisé à la fin de mon post-doctorat, la version DA-SM2-U de MM5 couplée au modèle de qualité de l'air CMAQ a été appliquée sur la ville de Houston, Texas, USA (Dupont et al., 2003; Ching et al., 2004a,b, 2005; Taha, 2008b,a). Contrairement à l'étude sur la ville de Philadelphie, une importante base de données morphologiques (concernant aussi bien les bâtiments que la végétation) a été construite sur toute la région de Houston spécialement pour cette version de MM5. Cette étude a permis non seulement de valider le modèle par confrontation avec des observations mais aussi d'étudier l'influence du détail des bases de données morphologiques des surfaces urbaines sur les champs micrométéorologiques (Burian et al., 2003; Dupont et al., 2004a). J'ai par ailleurs fourni cette version urbanisée de MM5 à de nombreuses personnes : R. Bornstein, University of San Jose, USA ; D. Byun, University of Texas, USA ; H. Fernando, Arizona State University, USA ; A. Coppalle, UMR CORIA CNRS, France ; R. San Jose, Technical University of Madrid, Espagne ; T. Morikawa, Japan Automobile Research Institute (JARI), Japon ; T. Nitis, Aristotle University of Thessaloniki, Grèce ; J. Levitin, Israel Meteorological Service, Israel ; M.K. Hwang, Pusan National University, Corée du Sud ; H. Malakooti, CERE, France, etc.

Références

- Berthier, E., H. Andrieu et J. D. Creutin. 2004, «The role of soil in the generation of urban runoff : development and evaluation of a 2D model», *Journal of Hydrology*, vol. 299, n° 3-4, pp. 252–266.
- Berthier, E., H. Andrieu et F. Rodriguez. 1999, «The Rezé urban catchments database», *Water Resources Research*, vol. 35, n° 6, pp. 1915–1919.
- Berthier, E., S. Dupont, P. G. Mestayer et H. Andrieu. 2006, «Comparison of two evapotranspiration schemes on a sub-urban site», *Journal of Hydrology*, vol. 328, n° 3-4, pp. 635–646.
- Best, M. J. 2005, «Representing urban areas within operational numerical weather prediction models», *Boundary-Layer Meteorology*, vol. 114, n° 1, pp. 91–109.
- Boone, A., J. C. Calvet et J. Noilhan. 1999, «Inclusion of a third soil layer in a land surface scheme using the force-restore method», *Journal of Applied Meteorology*, vol. 38, n° 11, pp. 1611–1630.
- Brown, M. 2000, «Urban parameterizations for mesoscale meteorological models», dans *Mesoscale Atmospheric Dispersion*, édité par Z. B. (ed.), Wessels Press. 448 p.
- Brunet, Y., J. J. Finnigan et M. R. Raupach. 1994, «A wind-tunnel study of air-flow in waving wheat - single-point velocity statistics», *Boundary-Layer Meteorology*, vol. 70, n° 1-2, pp. 95–132.
- Burian, S. J., S. Velugubantla, S. Maddula, J. Ching, S. Dupont et T. Otte. 2003, «Processing lidar data to compute urban canopy parameters for Houston, Texas, USA : results and lessons learned», dans *Fifth International Conference on Urban Climate (ICUC-5)*, Lodz, Poland. Summary.
- Byun, D. W. et J. K. S. Ching. 1999, «Science algorithms of the EPA Models-3 Community Multiscale Air Quality (CMAQ) modeling system», Rap. Tech., EPA/600/R-99/030.
- Ca, V. T., Y. Ashie et T. Asaeda. 2002, «A k-epsilon turbulence closure model for the atmospheric boundary layer including urban canopy», *Boundary-Layer Meteorology*, vol. 102, n° 3, pp. 459–490.
- Ching, J., S. Dupont et S. Burian. 2005, «Advanced urbanized meteorological modeling and air quality simulations with CMAQ at neighborhood scales», dans *Fifth International Conference on Urban Air Quality*, Valencia, Spain. Summary.
- Ching, J., S. Dupont, R. Gilliam et S. Burian. 2004a, «Neighborhood scale air quality modeling in houston using urban canopy parameters in MM5 and CMAQ», dans *Fifth Symposium on Urban Environment, American Meteorological Society*. Summary.

¹⁰ Danish Meteorological Institute - High Resolution Limited Area Model

- Ching, J., S. Dupont, J. Herwehe, T. Otte, A. Lacser, D. Byun et R. Tang. 2004b, «Air quality modelling at coarse-to-fine scales in urban areas», dans *Sixth Conference on Atmospheric Chemistry : Air Quality in Megacities, 84th AMS Annual Meeting*, Seattle (WA), Etats-Unis. 4 p.
- Cros, B., P. Durand, H. Cachier, P. Drobinski, E. Frejafon, C. Kottmeier, P. E. Perros, V. H. Peuch, J. L. Ponche, D. Robin, F. Said, G. Toupance et H. Wortham. 2004, «The ESCOMPTE program : an overview», *Atmospheric Research*, vol. 69, n° 3-4, pp. 241–279.
- DeRidder, K. et G. Schayes. 1997, «The IAGL land surface model», *Journal of Applied Meteorology*, vol. 36, n° 2, pp. 167–182.
- Dupont, S. 2001, *Modélisation dynamique et thermodynamique de la canopée urbaine : réalisation du modèle de sols urbains pour SUBMESO*, Thèse de Doctorat, Université de Nantes. 319 p.
- Dupont, S., S. Burian et J. Ching. 2003, «Application of the urbanized version of MM5 for Houston», dans *Models-3 User's Workshop*, Holiday Inn-RDU Airport, Research Triangle Park, North Carolina, USA. Summary.
- Dupont, S., J. Ching et S. Burian. 2004a, «Introduction of urban canopy parameterizations into MM5 to simulate meteorology at neighbourhood scales», dans *Symposium on Planning, Nowcasting, and Forecasting in the Urban Zone, 84th AMS Annual Meeting*, Seattle (WA), Etats-Unis. 5 p.
- Dupont, S. et P. G. Mestayer. 2006, «Parameterization of the urban energy budget with the submesoscale soil model», *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, vol. 45, n° 12, pp. 1744–1765.
- Dupont, S., P. G. Mestayer, E. Guilloteau, E. Berthier et H. Andrieu. 2006, «Parameterization of the urban water budget with the submesoscale soil model», *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, vol. 45, n° 4, pp. 624–648.
- Dupont, S., T. L. Otte et J. K. S. Ching. 2004b, «Simulation of meteorological fields within and above urban and rural canopies with a mesoscale model (MM5)», *Boundary-Layer Meteorology*, vol. 113, n° 1, pp. 111–158.
- Ellefsen, R. 1991, «Mapping and measuring buildings in the canopy boundary-layer in 10 United-States cities», *Energy and Buildings*, vol. 16, n° 3-4, pp. 1025–1049.
- Grimmond, C. S. B. et T. R. Oke. 1999, «Heat storage in urban areas : local-scale observations and evaluation of a simple model», *Journal of Applied Meteorology*, vol. 38, n° 7, pp. 922–940.
- Grimmond, C. S. B. et T. R. Oke. 2002, «Turbulent heat fluxes in urban areas : observations and a local-scale urban meteorological parameterization scheme (LUMPS)», *Journal of Applied Meteorology*, vol. 41, n° 7, pp. 792–810.
- Grimmond, C. S. B., J. A. Salmond, T. R. Oke, B. Offerle et A. Lemonsu. 2004, «Flux and turbulence measurements at a densely built-up site in Marseille : heat, mass (water and carbon dioxide), and momentum», *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, vol. 109, n° D24, p. D24 101.
- Guilbaud, C. 1996, *Etude des inversions thermiques : application aux écoulements atmosphériques dans les vallées encaissées*, Thèse de Doctorat, Université Joseph Fourier. 189 p.
- Guilloteau, E. 1998, «Optimized computation of transfer coefficients in surface layer with different momentum and heat roughness lengths», *Boundary-Layer Meteorology*, vol. 87, n° 1, pp. 147–160.
- Kastner-Klein, P. 2001, «Overview of near-surface turbulence parameterizations», dans *COST 715 Workshop on urban Boundary Layer Parameterizations*, vol. 24/25, Zurich.
- Kusaka, H., H. Kondo, Y. Kikegawa et F. Kimura. 2001, «A simple single-layer urban canopy model for atmospheric models : comparison with multi-layer and slab models», *Boundary-Layer Meteorology*, vol. 101, n° 3, pp. 329–358.
- Lacser, A. et T. L. Otte. 2002, «Implementation of an urban canopy parameterization in MM5», dans *Fourth Symposium on urban Environment*, American Meteorological Society, Norfolk, VA, pp. 153–154. 2 p.
- Lemonsu, A., C. S. B. Grimmond et V. Masson. 2004, «Modeling the surface energy balance of the core of an old mediterranean city : Marseille», *Journal of Applied Meteorology*, vol. 43, n° 2, pp. 312–327.
- Leroyer, S. 2006, *Simulations numériques de l'atmosphère urbaine avec le modèle SUBMESO : application à la campagne CLU-ESCOMPTE sur l'agglomération de Marseille*, Thèse de Doctorat, Université de Nantes. 254 p.
- Mahura, A., S. Leroyer, P. Mestayer, I. Calmet, S. Dupont, N. Long, A. Baklanov, C. Petersen, K. Sattler et N. Nielsen. 2005, «Large eddy simulation of urban features for Copenhagen metropolitan area», *Atmospheric Chemistry and Physics Discussions*, vol. 5, pp. 11 183–11 213.
- Martilli, A., A. Clappier et M. W. Rotach. 2002, «An urban surface exchange parameterisation for mesoscale models», *Boundary-Layer Meteorology*, vol. 104, n° 2, pp. 261–304.

- Masson, V. 2000, «A physically-based scheme for the urban energy budget in atmospheric models», *Boundary-Layer Meteorology*, vol. 94, n° 3, pp. 357–397.
- Mestayer, P. G., P. Durand, P. Augustin, S. Bastin, J. M. Bonnefond, B. Benech, B. Campistron, A. Coppalle, H. Delbarre, B. Dousset, P. Drobinski, A. Druilhet, E. Frejafon, C. S. B. Grimmond, D. Groleau, M. Irvine, C. Kergomard, S. Kermadi, J. P. Lagouarde, A. Lemonsu, F. Lohou, N. Long, V. Masson, C. Moppert, J. Noilhan, B. Offerle, T. R. Oke, G. Pigeon, V. Puygrenier, S. Roberts, J. M. Rosant, F. Said, J. Salmond, M. Talbaut et J. Voogt. 2005, «The urban boundary-layer field campaign in Marseille (UBL/CLU-ESCOMPTE) : set-up and first results», *Boundary-Layer Meteorology*, vol. 114, n° 2, pp. 315–365.
- Noilhan, J. et S. Planton. 1989, «A simple parameterization of land surface processes for meteorological models», *Monthly Weather Review*, vol. 117, n° 3, pp. 536–549.
- Oke, T. 1978, *Boundary Layer Climates*, Methuen and Co. Ltd, U.K. 435 p.
- Oke, T. 1995, *Wind Climate in Cities*, chap. The heat Island of the urban Boundary layer, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, pp. 81–107.
- Otte, T. L., A. Lacser, S. Dupont et J. K. S. Ching. 2004, «Implementation of an urban canopy parameterization in a mesoscale meteorological model», *Journal of Applied Meteorology*, vol. 43, n° 11, pp. 1648–1665.
- Raimbault, G. 1996, «Effets des sols et sous-sol urbains sur le devenir des eaux pluviales», dans *Bulletin Laboratoire des Ponts et Chaussées*, vol. 202, pp. 71–78.
- Rotach, M. W. 1995, «Profiles of turbulence statistics in and above an urban street canyon», *Atmospheric Environment*, vol. 29, n° 13, pp. 1473–1486.
- Rotach, M. W. 1999, «On the influence of the urban roughness sublayer on turbulence and dispersion», *Atmospheric Environment*, vol. 33, n° 24-25, pp. 4001–4008.
- Roth, M. 2000, «Review of atmospheric turbulence over cities», *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, vol. 126, n° 564, pp. 941–990.
- Shafan, P. C., N. L. Seaman et G. A. Gayno. 2000, «Evaluation of numerical predictions of boundary layer structure during the Lake Michigan ozone study», *Journal of Applied Meteorology*, vol. 39, n° 3, pp. 412–426.
- Shao, Y. P. et A. HendersonSellers. 1996, «Validation of soil moisture simulation in landsurface parameterisation schemes with HAPEX data», *Global and Planetary Change*, vol. 13, n° 1-4, pp. 11–46.
- Taha, H. 1999, «Modifying a mesoscale meteorological model to better incorporate urban heat storage : a bulk-parameterization approach», *Journal of Applied Meteorology*, vol. 38, n° 4, pp. 466–473.
- Taha, H. 2008a, «Episodic performance and sensitivity of the urbanized MM5 (uMM5) to perturbations in surface properties in Houston Texas», *Boundary-Layer Meteorology*, vol. 127, n° 2, pp. 193–218.
- Taha, H. 2008b, «Urban surface modification as a potential ozone air-quality improvement strategy in California : a mesoscale modelling study», *Boundary-Layer Meteorology*, vol. 127, n° 2, pp. 219–239.

Chapitre 4

Dynamique des écoulements à l'échelle de couverts hétérogènes

Résumé. Ce chapitre présente mes travaux de recherche suite à mon recrutement à l'INRA sur la modélisation de la dynamique des écoulements turbulents à l'échelle de couverts hétérogènes en terrains plat et complexe. Pour cela, j'ai développé une approche de traînée dans le modèle atmosphérique Advanced Regional Prediction System (ARPS) à partir d'une approche 'simulation des grandes échelles' (LES) afin de prendre en compte l'effet de la canopée végétale sur l'écoulement turbulent en atmosphère neutre. J'ai ensuite validé ce modèle pour différents types d'hétérogénéité dans différentes configurations (couvert homogène, lisière forestière, colline boisée) à partir de mesures de soufflerie et in situ. Ces travaux m'ont permis notamment de (i) confirmer le caractère universel de l'écoulement à l'échelle d'un couvert homogène et de son analogie avec celui d'une couche de mélange plane, (ii) d'identifier les grandes caractéristiques de l'écoulement de lisière et des différentes étapes de développement des structures cohérentes de couvert à partir de la lisière, (iii) de caractériser l'impact d'une légère topographie sur les échanges canopée-atmosphère le long d'une colline, (iv) de mieux comprendre la turbulence dans la zone de sillage d'une colline, et (v), en collaboration avec le LMD¹, d'observer l'indépendance apparente des propriétés principales des structures cohérentes à proximité de la surface à la nature du terrain, contrairement à la dynamique moyenne de l'écoulement.

4.1 Introduction

Les écoulements turbulents au niveau d'un couvert végétal apparaissent dans une large mesure dominés par des structures turbulentes énergétiques, dont les échelles de longueur sont de l'ordre de la hauteur du couvert, évoluant dans un environnement turbulent désorganisé. Ces structures se manifestent de façon intermittente et assurent une part importante des échanges. Elles sont dites 'cohérentes' dans la mesure où elles se distinguent bien de la turbulence de fond et ont une existence propre pendant une certaine durée. Leur présence dans l'écoulement se traduit par des signatures caractéristiques dans les fonctions turbulentes, comme des trains de rafales entrecoupés de périodes plus calmes. Raupach et al. (1996) en ont expliqué l'origine et la dynamique sur la base d'une analogie avec un écoulement de couche de mélange plane (écoulement formé par le mélange de deux régions du fluide animées de vitesses différentes). Ils ont en particulier précisé les rôles respectifs de ces structures et des mouvements de plus grande échelle caractéristiques de la couche limite, qui jouent moins un rôle dans le transport effectif de quantité de mouvement que dans l'initiation des structures cohérentes, rendue possible par la présence du point d'inflexion dans le profil de vitesse. Les structures cohérentes sont caractérisées par un cycle successif de mouvement de balayage et d'éjection qui sont responsables d'une part importante des transferts turbulents de quantité de mouvement, de chaleur, de masse entre la canopée et l'atmosphère (Gao et al., 1989; Lu et Fitzjarrald, 1994). Ainsi, pour une meilleure compréhension et prédiction des échanges à l'interface canopée-atmosphère, une meilleure connaissance de la dynamique de ces structures à fine résolution spatiale est nécessaire. Plus largement, cette connaissance est aussi nécessaire afin d'améliorer la modélisation des écoulements turbulents (Jeong et Hussain, 1995). Une décomposition des champs de l'écoulement en une partie active (structures cohérentes)

¹ Laboratoire de Météorologie Dynamique, Ecole Polytechnique

et inactive est souvent suggérée comme une alternative à la décomposition classique entre une partie moyenne (grande échelle) et fluctuante (sous-maille) (Farge et Schneider, 2006; Katul et Albertson, 1998).

Au cours de ces vingt dernières années, différents types de modèle ont été développés pour simuler les champs dynamique et turbulent moyens à l'intérieur et au-dessus de couches de végétation à partir de différents types de modèles de turbulence. Plusieurs schémas de turbulence du premier ordre ont ainsi été développés pour simuler les écoulements d'air au niveau des lisières forestières (Li et Lin, 1990; Green, 1992; Liu et al., 1996; Foudhil et al., 2005). Cependant, ce type de modèle à moyenne de Reynolds simule seulement des champs moyens et ne permet pas de détailler la turbulence de couvert tel que les modèles utilisant l'approche 'simulation des grandes échelles' (LES). Avec l'approche LES, les structures turbulentes plus grandes de deux fois la taille des mailles sont explicitement résolues alors que les structures turbulentes de sous-maille sont modélisées. Ainsi, si le maillage est suffisamment fin, l'approche LES permet d'avoir accès aux champs dynamiques instantanés et par conséquent est capable de reproduire les structures cohérentes, rafales de vent, dans le couvert végétal.

Au début de ce travail, il existait très peu d'études LES appliquées à l'échelle du couvert végétal (aucunes à l'échelle du couvert hétérogène). Ces travaux se concentraient autour de quelques modèles, tous de mécanique des fluides, et essentiellement appliqués à des couverts homogènes horizontalement sur terrain plat et pour une stratification thermique neutre. Les comparaisons de ces modèles avec des observations in situ et en soufflerie ont montré un bon accord avec les profils moyens de vitesse et de variables statistiques turbulentes (Shaw et Schumann, 1992; Su et al., 1998). Les structures cohérentes ont aussi été étudiées, tout d'abord par Kanda et Hino (1994) puis par Su et al. (2000) à partir d'une analyse basée sur des corrélations spatiales, puis Watanabe (2004) a utilisé une méthode de détection des structures. Pour différents types de stratification thermique, Shen et Leclerc (1997) ont exploré l'influence de l'instabilité sur les structures turbulentes et Dwyer et al. (1997) ont analysé les différents termes de l'équation du bilan de l'énergie cinétique turbulente. Ces études en conditions instables sont restées très qualitatives et appliquées à des tailles de domaine de calcul critiquables. Toutes ces études sur couvert homogène ont montré que l'approche LES est capable de reproduire en détail les comportements observés de l'écoulement turbulent à l'échelle du couvert végétal. A cause des temps de calcul élevés et du problème des conditions aux limites latérales, les modèles utilisant une approche LES ont été essentiellement validés pour des couverts homogènes continus excepté le modèle LES de Patton et al. (1998), validé sur une succession de brise vent, et plus récemment le modèle de Yang et al. (2006b) et Yang et al. (2006a), validé sur une configuration couvert-clairière-couvert.

Tous ces modèles du premier ordre ou LES utilisent l'approche de traînée, qui consiste à prendre en compte l'impact de la végétation sur l'écoulement en modifiant les équations du mouvement par l'ajout d'une force de traînée, et, selon le modèle de turbulence, en ajoutant des termes source et puits dans les équations de l'énergie cinétique turbulente et de son taux de dissipation, ou en modifiant la paramétrisation de la longueur de mélange à l'intérieur de la canopée. Dans cette approche, contrairement aux méthodes classiques dans lesquelles la canopée n'est pas explicitement décrite, le niveau inférieur du domaine de calcul correspond au niveau réel du sol, et de nouvelles couches sont ajoutées à l'intérieur de la canopée.

A partir de ce constat, mon objectif a été d'introduire une approche de traînée dans le modèle atmosphérique ARPS (version 5.1.5), the Advanced Regional Prediction System, développé au Center for Analysis and Prediction of Storms (CAPS) à l'Université d'Oklahoma (USA) (Xue et al., 2000, 2001) pour l'étude des phénomènes complexes (orages, tornades) concernant la couche limite atmosphérique. ARPS est à l'origine un système complet de prévision du temps qui a été validé extensivement pour un ensemble d'écoulements de méso-échelle pendant la dernière décennie. Le modèle peut être utilisé à la fois pour des simulations LES ou méso-échelles. Dans le premier cas, l'intégration des équations est faite sur un petit domaine avec une résolution verticale et horizontale suffisamment fine (moins de 100 m) pour résoudre la plupart des structures turbulentes de la couche limite. Contrairement aux autres modèles LES cités plus haut, ce modèle a l'avantage d'être un système complet de prévision météorologique. Il permet ainsi d'étudier des cas réalistes, en terrain complexe, pour différentes conditions météorologiques et différentes échelles spatiales. Par contre, ce type de modèle a un coût important en temps de calcul. C'est pourquoi l'unité Ephyse a investi dans une machine de calcul, dédiée uniquement à cette thématique, disposant à ce jour de plus d'une centaine de coeurs de calcul. Cette machine est gérée par le groupe informatique

de l'unité et par moi-même. Parallèlement, je bénéficie d'un quota annuel d'heures de calcul sur la NEC SX-8 de l'IDRIS².

Afin d'aborder la modélisation de l'écoulement turbulent à fine résolution à l'échelle du paysage hétérogène en atmosphère neutre et sèche, j'ai :

- (i) modifié le modèle de manière à pouvoir simuler les écoulements turbulents au niveau d'un couvert végétal à fine résolution (de l'ordre de $0.1h$ où h est la hauteur moyenne du couvert), en introduisant une approche de traînée (voir Section 4.2) ;
- (ii) validé les champs dynamique et de turbulence, ainsi que les caractéristiques spatiales des structures cohérentes de couvert, simulés par le modèle en couvert homogène à partir de mesures en soufflerie et in situ (voir Section 4.3) ;
- (iii) abordé un premier type d'hétérogénéité caractéristique du paysage, la lisière forestière, en validant le modèle à partir de mesures en soufflerie, en caractérisant la dynamique de l'écoulement dans cette région ainsi que le processus de développement des structures cohérentes à partir de la lisière (voir Section 4.4) ;
- (iv) abordé un deuxième type d'hétérogénéité, la colline boisée, en validant le modèle à partir de mesures en soufflerie, et en caractérisant la dynamique de l'écoulement et des structures cohérentes à l'échelle de la colline (voir Section 4.5) ;
- (v) étudier, en collaboration avec le LMD³, l'impact des hétérogénéités de surface sur les caractéristiques principales des structures cohérentes à proximité de la surface (voir Section 4.6).

Dans ces différentes études, j'ai réalisé l'ensemble des développements numériques, des simulations et des traitements statistiques des ces dernières. Les résultats scientifiques qui en ont découlé ont fait l'objet de discussions avec Y. Brunet (INRA), J. Finnigan (CSIRO⁴) pour l'étude sur la colline, et avec C. Fesquet, P. Drobinski et T. Dubos du LMD pour la dernière étude.

4.2 Méthode

Dupont S., Y. Brunet, 2008b : Influence of foliar density profile on canopy flow : a large-eddy simulation study, Agricultural and Forest Meteorology, 148, 976-990.

Dans cette section, je décris brièvement le modèle, en me focalisant plus particulièrement sur l'implémentation de la végétation telle que décrite dans Dupont et Brunet (2008b). Une description complète du modèle ARPS dans sa version standard peut être trouvée dans le manuel d'utilisateur de ARPS (Xue et al., 1995) et dans Xue et al. (2000, 2001).

ARPS est un modèle tridimensionnel compressible et non-hydrostatique dans lequel les équations de Navier-Stokes sont écrites en coordonnées de suivi de terrain. La grille est orthogonale dans le plan horizontal et étirée dans la direction verticale. Le modèle résout les équations de conservation pour les trois composantes de vitesse, la pression, la température potentielle et les différentes composantes de l'eau (vapeur, pluie, glace, etc.). Les composantes de vitesse et les variables d'état atmosphériques (densité, pression et température potentielle) sont décomposées en un état de base (barre supérieure dans les équations) et un écart à cet état (prime). Le premier est considéré comme homogène horizontalement, invariant dans le temps et en équilibre hydrostatique. Pour une haute résolution spatiale, les équations de conservation sont filtrées pour séparer les petites des grandes échelles. En conséquence les grandes structures sont résolues explicitement par les équations, tandis que l'effet des petites structures sur les grandes est modélisé. La discrétisation des équations sur la grille est traitée comme une opération de filtrage implicite. En conséquence, les équations filtrées peuvent être considérées comme des équations moyennées en volume sur la grille.

² Institut du Développement et des Ressources en Informatique Scientifique

³ Laboratoire de Météorologie Dynamique, Ecole Polytechnique

⁴ Australian Commonwealth Scientific and Research Organization

Dans la couche de végétation, l'écoulement cisailé au sommet du couvert met en jeu des structures plus grandes que celles qui sont générées dans le sillage des éléments de végétation, et la dissipation d'énergie se produit au niveau des plus petites structures (échelle de Kolmogorov). Toutes les structures de fréquence plus basse que l'échelle de filtrage sont résolues explicitement par le modèle (ce qui est le cas des structures générées par le cisaillement), tandis que les mouvements turbulents se produisant à une échelle de sous-maille sont modélisés par un schéma de fermeture à l'ordre 1.5 impliquant une équation de conservation de l'énergie cinétique turbulente. Les équations de ARPS pour la quantité de mouvement et l'énergie cinétique turbulente de sous-maille ont été modifiées pour prendre en compte l'effet de la végétation sur l'écoulement turbulent de la même façon que Watanabe (2004). Comme les simulations effectuées dans ce chapitre ne concernent que des écoulements neutres, les équations présentées ici sont écrites en coordonnées cartésiennes pour une atmosphère sèche, et par simplification sur terrain plat. Malgré la neutralité de l'atmosphère, les termes de chaleur sont présents dans les équations dans la mesure où l'initiation indispensable des mouvements turbulents dans le modèle est réalisée grâce à des perturbations de température potentielle. L'équation pour la quantité de mouvement s'écrit donc, avec l'approximation de Boussinesq :

$$\begin{aligned} \frac{\partial \tilde{u}_i}{\partial t} + \tilde{u}_j \frac{\partial \tilde{u}_i}{\partial x_j} = & -\frac{1}{\rho} \frac{\partial}{\partial x_i} \left(\tilde{p}'' - \alpha_{div} \frac{\partial \tilde{p}'' \tilde{u}_j}{\partial x_j} \right) - 2\bar{\rho} \omega_j \varepsilon_{ijk} (\tilde{u}_k - \bar{u}_k) - g \left(\frac{\tilde{\theta}''}{\theta} - \frac{c_p}{c_v} \frac{\tilde{p}''}{\bar{p}} \right) \delta_{i3} - \frac{\partial \tau_{ij}}{\partial x_j} \\ & - \frac{C_D}{l^2} |\tilde{u}_i| \tilde{u}_i, \end{aligned} \quad (4.1)$$

où le tilde fait référence aux variables filtrées, ou moyennées sur un volume. Dans cette équation, t est le temps et x_i ($x_1 = x, x_2 = y, x_3 = z$) font référence respectivement aux directions longitudinale, latérale et verticale ; u_i ($u_1 = u, u_2 = v, u_3 = w$) est la composante de la vitesse du vent suivant x_i ; δ_{ij} est le symbole de Kronecker ; α_{div} un coefficient permettant d'atténuer les ondes acoustiques ; p la pression de l'air ; ρ la masse volumique de l'air ; g l'accélération de la gravité ; θ la température potentielle ; τ_{ij} le tenseur des contraintes de sous-maille ; c_p et c_v sont respectivement les chaleurs spécifiques de l'air à pression et volume constants.

Les termes du membre de droite de (4.1) représentent, dans l'ordre, le terme de gradient de pression, le terme de Coriolis, le terme de flottabilité, le terme de transport turbulent et le terme de traînée de pression et de traînée visqueuse induit par la végétation. Dans ce dernier terme, l est la distance moyenne entre les plantes du couvert, $C_D = C_d^{canopy} A_f^{plant}$, où C_d^{canopy} et A_f^{plant} sont le coefficient de traînée moyen du couvert et la densité frontale moyenne des plantes ($m^2 m^{-1}$).

Dans le terme de Coriolis, ω est la vitesse angulaire de la terre et la seconde partie du terme de Coriolis, $-2\bar{\rho} \omega_j \varepsilon_{ijk} \bar{u}_k$, représente la force du gradient de pression géostrophique associé à l'état de base de l'écoulement. La force de Coriolis est seulement appliquée sur les perturbations du vent puisque l'état de base est déjà en équilibre géostrophique. Bien que la force de Coriolis ait une faible influence sur les échelles du mouvement étudiées ici, ce terme est utilisé pour conduire l'écoulement moyen au travers d'un gradient de pression longitudinale lié au vent géostrophique.

Le tenseur de Reynolds de sous-maille τ_{ij} est modélisé à partir d'un modèle de viscosité turbulente de sous-maille (modèle de transport-gradient) selon :

$$\tau_{ij} = -((1 - \delta_{3j}) v_{th} + \delta_{3j} v_{tv}) \left(\frac{\partial \tilde{u}_i}{\partial x_j} + \frac{\partial \tilde{u}_j}{\partial x_i} \right), \quad (4.2)$$

où v_{th} and v_{tv} sont les viscosités turbulentes horizontale et verticale. Elles sont respectivement modélisées comme le produit d'une échelle de longueur horizontale et verticale, l_{th} et l_{tv} , et d'une échelle de vitesse \sqrt{e} (e étant l'énergie cinétique turbulente de sous-maille), toutes deux caractéristiques des structures turbulentes de sous-maille :

$$v_{th} = 0.1 \sqrt{e} l_{th}, \quad (4.3)$$

et

$$v_{tv} = 0.1 \sqrt{e} l_{tv}. \quad (4.4)$$

Pour une atmosphère neutre, les longueurs de mélange dépendent de la taille des mailles :

$$l_{th} = \sqrt{\Delta x \Delta y}, \quad (4.5)$$

et

$$l_{tv} = \Delta z, \quad (4.6)$$

où Δx , Δy et Δz sont respectivement les tailles dans les directions longitudinale, latérale et verticale.

L'échelle de vitesse de sous-maille est calculée en résolvant l'équation de conservation de l'énergie cinétique turbulente de sous-maille :

$$\frac{\partial e}{\partial t} + \tilde{u}_j \frac{\partial e}{\partial x_j} = -\tau_{ij} \frac{\partial \tilde{u}_i}{\partial x_j} + \frac{\partial}{\partial x_j} \left(2 \left((1 - \delta_{j3}) v_{th} + \delta_{j3} v_{tv} \right) \frac{\partial e}{\partial x_j} \right) - \frac{g}{\theta} \tau_{3\theta} - C_\varepsilon \frac{e^{3/2}}{l_{tv}} - 2 \frac{C_D}{l^2} |\tilde{u}_i| e. \quad (4.7)$$

Les termes du membre de droite de (4.7) représentent les termes de production par cisaillement, de production par flottabilité, de transport turbulent, de dissipation et de cascade. Ce dernier terme représente le processus de perte d'énergie qui accélère la dissipation de la turbulence dans le couvert (Finnigan, 2000). La production de sous-maille de l'énergie cinétique turbulente dans les sillages des éléments de végétation n'est pas considérée car leurs échelles sont beaucoup plus faibles que celles qui forment la majeure partie de l'énergie cinétique turbulente de sous-maille (Shaw et Schumann, 1992).

Le flux de chaleur de sous-maille s'écrit :

$$\tau_{3\theta} = -\frac{v_{tv}}{P_r} \frac{\partial \tilde{\theta}}{\partial x_3}, \quad (4.8)$$

où P_r est le nombre de Prandtl.

Par simplification, le tilde sur \tilde{u}_i sera omis dans la suite du chapitre.

4.3 Ecoulement en couvert homogène

Dupont S., Y. Brunet, 2008b : Influence of foliar density profile on canopy flow : a large-eddy simulation study, Agricultural and Forest Meteorology, 148, 976-990.

La version végétalisée de ARPS a tout d'abord été validée sur un couvert horizontalement homogène par rapport aux mesures in situ effectuées par Shaw et al. (1988) sur une forêt canadienne. Ces mesures sont consistantes avec d'autres expérimentations en soufflerie et in situ (Raupach et al., 1986; Brunet et al., 1994; Kaimal et Finnigan, 1994; Finnigan, 2000), et ont déjà été utilisées par Shaw et Schumann (1992) et Su et al. (1998) pour valider leur modèle LES.

Les simulations 3D ont été réalisées sur un domaine de calcul s'étendant sur $400 \times 200 \times 200 \text{ m}^3$, avec une résolution horizontale et verticale de 2 m en dessous de 84 m. Le couvert est caractérisé par une hauteur h de 18 m et une densité frontale correspondant à un indice foliaire (LAI) de 2 identique à celle utilisée par Shaw et Schumann (1992) et Su et al. (1998) (cas 1 sur la Figure 4.1a). L'écoulement est entraîné par forçage géostrophique. Des conditions périodiques ont été appliquées au niveau des parois latérales. Des lois de parois ont été utilisées au sol et une couche d'absorption de Rayleigh au tiers supérieur du domaine. Une perturbation initiale aléatoire de température potentielle est imposée, afin de stimuler l'activité turbulente au départ de la simulation. Après que l'écoulement ait atteint un état stationnaire, des profils de vitesse et de variables statistiques turbulentes ont été calculés à partir d'une procédure de moyenne spatio-temporelle. Les composantes de vitesse u_i ont ainsi été décomposées en $u_i = \langle u_i \rangle_{xyt} + u'_i$, où le symbole $\langle \rangle_{xyt}$ représente la moyenne temporelle et spatiale (sur x et y) et le prime la déviation par rapport à la valeur moyenne.

La Figure 4.2 présente les profils verticaux de différentes variables statistiques du premier au quatrième ordre, adimensionnées de l'écoulement, comparés aux mesures. Cette figure montre que le modèle est capable de reproduire quelques grandes caractéristiques de la turbulence de couvert :

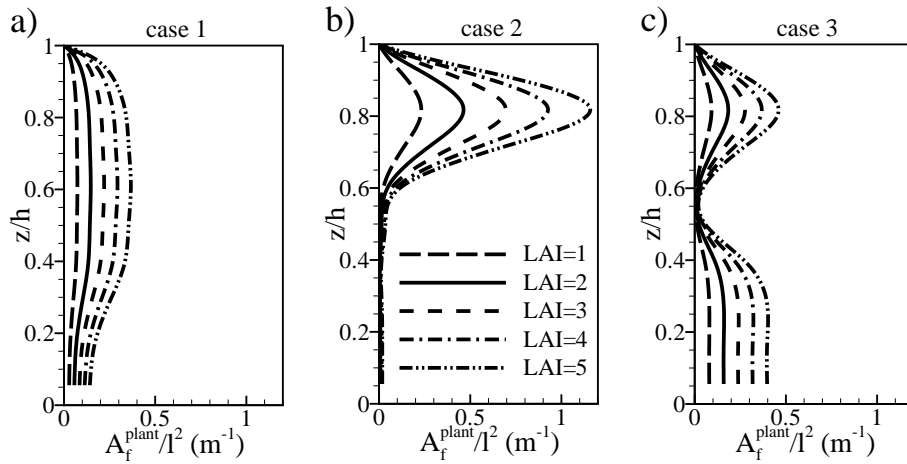


Fig. 4.1 Profils des densités frontales des trois types de couvert considérés dans l'étude de sensibilité, avec cinq valeurs d'indice foliaire (LAI = 1 à 5) pour chaque type de couvert.

- le profil moyen de la vitesse longitudinale $\langle u \rangle_{xyt}$ (Figure 4.2a) est caractérisé par un point d'inflexion au sommet du couvert où se manifeste un fort cisaillement, et une décroissance exponentielle à l'intérieur du couvert ; dans la couche de surface au-dessus, le profil de $\langle u \rangle_{xyt}$ est de type logarithmique ;
- le flux de quantité de mouvement $\langle u'w' \rangle_{xyt}$ (Figure 4.2b) est constant dans cette dernière région, mais décroît très rapidement à l'intérieur du couvert sous l'action des forces de traînée exercées sur l'écoulement par les éléments de feuillage, de même pour les variances de vitesse σ_u , σ_v et σ_w (Figures 4.2c) et l'énergie cinétique turbulente (Figure 4.2d) ;
- les coefficients d'asymétrie Sk_u et Sk_w des composantes longitudinale et verticale de vitesse (Figures 4.1e) sont proches de zéro au-dessus du couvert ($z \geq 2h$), indiquant une distribution symétrique des variations de ces derniers par rapport à leur valeur moyenne. Dans la partie supérieure du couvert en revanche, $Sk_u > 0$ et $Sk_w < 0$, indiquant que la turbulence à l'intérieur du couvert est dominée par d'intenses rafales descendantes, reflet du passage de structures turbulentes (ou tourbillons) ;
- le coefficient d'aplatissement Kt_u (Figure 4.2f) atteint un maximum de 3.5 au niveau du houppier du couvert (3 étant la valeur gaussienne) alors que Kt_w (Figure 4.2f) augmente dans le couvert pour atteindre un maximum de 5 au sol, indiquant la présence de tourbillons intermittents qui ont suffisamment d'énergie pour pénétrer profondément dans le couvert.

Une étude de sensibilité de l'écoulement turbulent à la morphologie du couvert, c'est-à-dire la densité et la distribution verticale foliaire, a été ensuite réalisée pour 3 types de couvert avec 5 niveaux de LAI, de 1 à 5 (Figure 4.1). Ces simulations ont permis de reproduire le comportement 'universel' typique des écoulements de couvert et ont permis de quantifier l'impact de la densité du couvert sur ces caractéristiques (Figure 4.3). Les variations entre profils verticaux obtenues numériquement sont similaires à celles observées expérimentalement sur le terrain et en soufflerie lorsque les profils sont représentés sous la même forme adimensionnelle (Raupach et al., 1996; Novak et al., 2000). Il est ressorti de cette étude de sensibilité que les grandes caractéristiques de l'écoulement de couvert deviennent plus prononcées avec l'augmentation de la densité du couvert : (i) les variables turbulentes telles que l'énergie cinétique turbulente et le flux de quantité de mouvement diminuent plus rapidement à l'intérieur du couvert, puisque les structures cohérentes ont plus de difficulté à pénétrer dans le couvert ; (ii) le changement de direction du vent dans le couvert est plus important dû à un effet indirect de la force de Coriolis ; (iii) la contribution des mouvements de balayage au flux de quantité de mouvement au sommet du couvert est augmentée ; (iv) les composantes de vitesse longitudinale, et dans une moindre mesure verticale, sont corrélées sur une plus petite région longitudinale ; et (v) les structures turbulentes pénétrant dans le couvert sont plus inclinées. Pour un LAI donné, la distribution verticale de la densité foliaire joue aussi un rôle important, la densité de la partie supérieure du couvert exerce une influence majeure sur l'écoulement turbulent. Dans le cas extrême d'un houppier

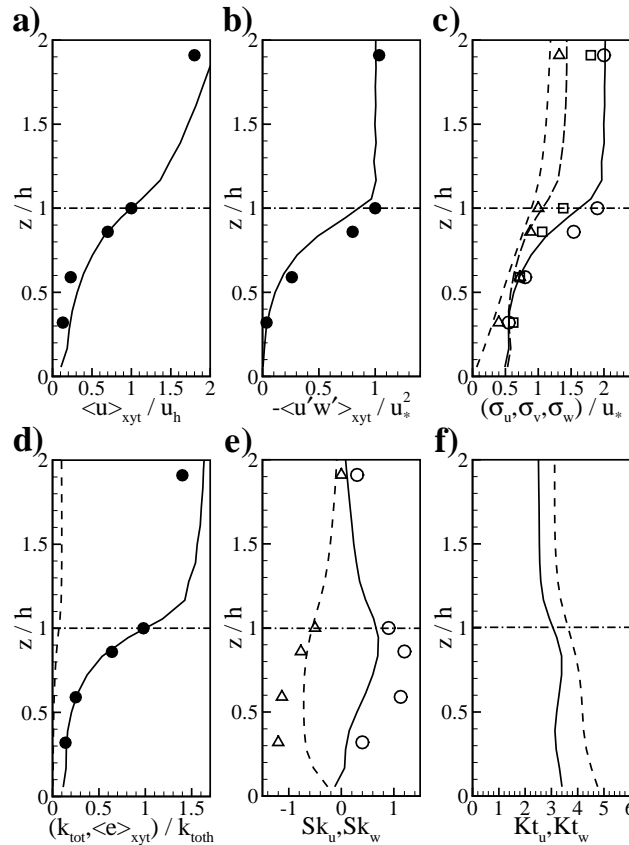


Fig. 4.2 Validation de ARPS par rapport aux mesures in situ de Shaw et al. (1988) sur une forêt homogène. Comparaison entre des profils verticaux moyens simulés (lignes) et observés (symboles) de la vitesse du vent (a), du flux de quantité de mouvement (b), de l'écart-type des trois composantes de vitesse (c) (σ_u : ligne continue, cercle vide; σ_v : ligne en longs pointillés, carré vide; σ_w : ligne en petits pointillés, triangle vide), énergie cinétique turbulente totale et de sous-maille (d) (k_{tot} : ligne continue, symboles; $\langle e \rangle_{xyt}$: ligne en pointillés), coefficient d'asymétrie de u et w (e) (Sk_u : ligne continue, cercle vide; Sk_w : ligne en pointillés, triangle vide), coefficient d'aplatissement de u et w (f) (Kt_u : ligne continue; Kt_w : ligne en pointillés). Les variables sont normalisées soit avec la vitesse longitudinale moyenne au sommet du couvert, u_h , soit avec la vitesse de frottement au-dessus du couvert, u_* , soit avec l'énergie cinétique turbulente au sommet du couvert, k_{toth} . Les données expérimentales proviennent de Su et al. (1998).

très dense au-dessus d'un sous-bois inexistant (cas 2 avec LAI=5 de la Figure 4.1), on a observé qu'en dessous du houppier le flux de quantité de mouvement est dominé par des mouvements d'éjection alors qu'il est dominé par des mouvements de balayage au-dessus.

La forme et les échelles spatiales des structures cohérentes simulées par le modèle au niveau du couvert ont été observées en accord avec les observations faites par Shaw et al. (1995) en soufflerie à partir d'une analyse des auto-corrélations spatiales des composantes de vitesse (Dupont et Brunet, 2008b). De plus, les séparations longitudinales moyennes Λ_w entre deux structures successives au sommet des 15 couverts de la Figure 4.1 ont été déterminées à partir d'une technique de transformée en ondelettes (Brunet et Irvine, 2000; Collineau et Brunet, 1993a,b) appliquée sur des séries temporelles de la vitesse verticale du vent simulée et en utilisant les mêmes hypothèses que Raupach et al. (1996) sur la vitesse de convection des structures, c'est-à-dire $U_c = 1.8 \langle u \rangle_{xyt}^{z=h}$ (Figure 4.4). Pour les couverts avec LAI > 1, une relation claire entre Λ_w et l'échelle de cisaillement $L_s (= \langle u \rangle_{xyt}^{z=h} / (\partial \langle u \rangle_{xyt} / \partial z)_{z=h})$ a été observée, proche de celle prédite par l'analogie couche de mélange proposée par Raupach et al. (1996), $\Lambda_w \approx 8.1L_s$, et confirmée par des mesures en soufflerie et in situ. Cependant, pour les couverts peu denses (LAI = 1), Λ_w est plus petit que la valeur prédite par l'analogie couche de mélange. Avec la diminution de la densité du couvert, l'écoulement turbulent pourrait passer d'un écoulement proche de celui d'une couche de mélange à celui d'une couche limite de surface rugueuse.

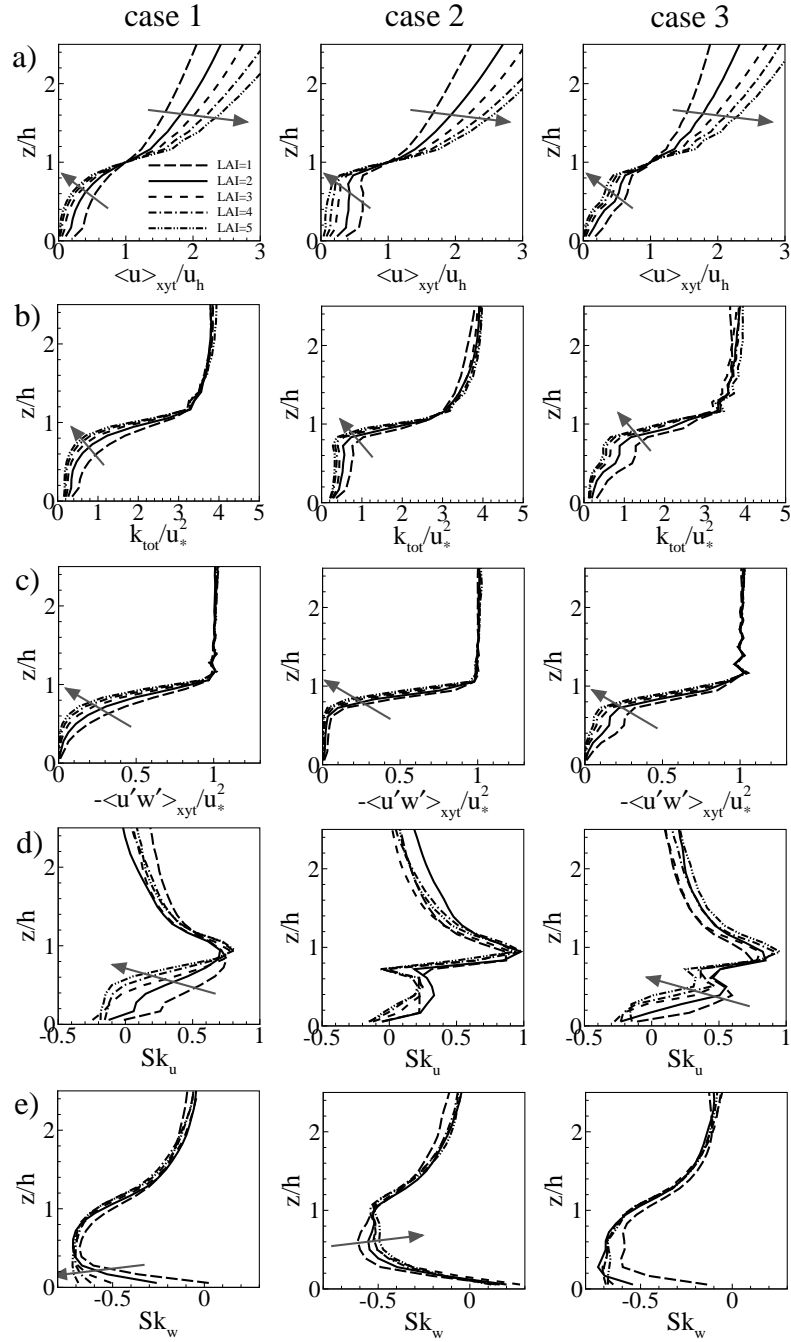
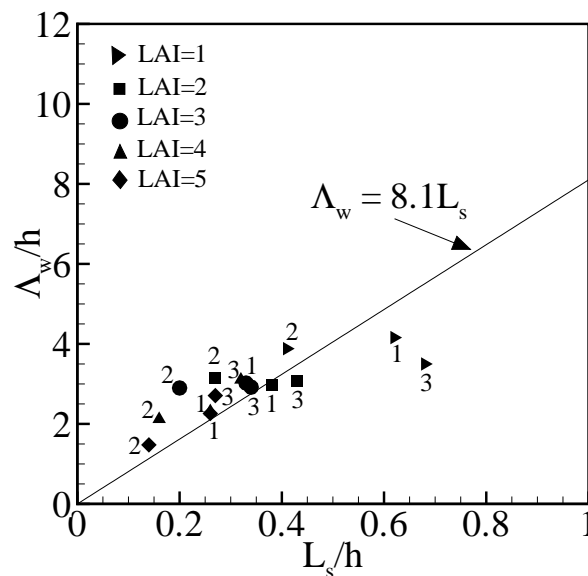


Fig. 4.3 Profils verticaux moyens de la vitesse longitudinale du vent (a), de l'énergie cinétique turbulente totale (b), du flux de quantité de mouvement (c), du coefficient d'asymétrie de u (d) et de w (e), pour les 3 types de couvert (Figure 4.1) correspondant aux cas 1 (figures de gauche), 2 (figures du milieu) et 3 (figures de droite) avec LAI = 1 à 5. Toutes les variables sont normalisées avec la vitesse longitudinale moyenne au sommet du couvert, u_h , et la vitesse de frottement au-dessus du couvert, u_* . Les flèches indiquent l'évolution des profils avec l'augmentation de la densité du couvert.

Fig. 4.4 Distances moyennes longitudinales Λ_w/h entre deux structures cohérentes successives au sommet du couvert, versus l'échelle de cisaillement L_s/h pour tous les types de couvert et toutes les densités considérés dans cette étude (Figure 4.1). La ligne droite indique la prédiction de Raupach et al. (1996), définie par $\Lambda_w = 8.1L_s$.



En conclusion, il est ressorti de cette étude que le modèle développé est capable de simuler correctement la dynamique moyenne de l'écoulement turbulent ainsi que les principales caractéristiques des structures turbulentes cohérentes à l'échelle d'un couvert homogène. Cette étude a permis de vérifier pour la première fois qu'à partir d'une approche LES on retrouvait bien (i) le caractère 'universel' des caractéristiques de l'écoulement turbulent au niveau d'un couvert végétal comme précédemment observé à partir de mesures en souffleries et in situ (Raupach et al., 1996; Novak et al., 2000), et (ii) l'analogie de l'écoulement de couvert avec celui d'une couche de mélange plane à partir des mêmes hypothèses sur la vitesse de convection des structures que celles utilisées par Raupach et al. (1996).

4.4 Ecoulement de lisière

Dupont S., Y. Brunet, 2008a : Edge flow and canopy structure : a large-eddy simulation study, Boundary-Layer Meteorology, 126, 51-71.

Dupont S., Y. Brunet, 2009 : Coherent Structures in canopy edge flow : a large-eddy simulation study, Journal of Fluid Mechanics, 630, 93-128.

L'objectif ici était d'aborder avec le modèle ARPS un premier type d'hétérogénéité spatiale horizontale : une transition clairière-couvert. Ce type d'hétérogénéité est très fréquent à l'échelle du paysage du fait de sa fragmentation. Au démarrage de cette étude, aucune étude LES n'avait été réalisée en ce sens. Pour cela, je me suis appuyé sur les mesures en soufflerie de Raupach et al. (1987) où différents profils de variables statistiques turbulentes allant du premier au troisième ordre ont été mesurés à l'intérieur et au-dessus du couvert et à différentes distances par rapport à la lisière entrante du couvert. Les sorties détaillées du modèle LES m'ont permis (i) de définir les grandes caractéristiques de l'écoulement de lisière, (ii) de définir les différentes étapes de développement des structures turbulentes cohérentes à partir de la lisière et (iii) d'étudier la sensibilité de cet écoulement turbulent à la morphologie du couvert.

Les simulations 3D ont été réalisées avec la même approche que précédemment pour le couvert homogène. Le domaine de calcul s'étend sur $690 \times 200 \times 200 \text{ m}^3$ avec une résolution horizontale et verticale de 2 m en dessous de 84 m. Le couvert est caractérisé par une hauteur h de 18 m et une densité frontale pour la simulation de validation correspondant à un indice foliaire (LAI) de 2 en accord avec le couvert de soufflerie de Raupach et al. (1987). Des conditions périodiques étant appliquées au niveau des parois latérales, le modèle simule un écoulement sur une transition couvert-clairière-couvert, avec une clairière de longueur $20h$ et un couvert de longueur $18h$. Après que l'écoulement ait atteint un état stationnaire, des profils de vitesse et de variables statistiques turbulentes ont été calculés à partir d'une procédure de moyenne spatio-temporelle. Ainsi, les composantes de vitesse u_i ont été décomposées en $u_i = \langle u_i \rangle_{yt} + u'_i$, où le symbole $\langle \rangle_{yt}$ représente la moyenne temporelle et spatiale (sur y) et le prime la déviation par rapport à la valeur moyenne.

Caractéristiques moyennes de l'écoulement de lisière

La Figure 4.5 présente le comportement typique de quelques variables clés (vitesses longitudinale u et verticale w , énergie cinétique turbulente, flux de quantité de mouvement et coefficients d'asymétrie, Sk_u et Sk_w , de u et w) sur une section longitudinale permettant de dresser les grandes caractéristiques des régions de lisière, qui sont aussi schématisées sur la Figure 4.7a.

- Lorsque l'écoulement rencontre la résistance due à la traînée aérodynamique du couvert, il décélère près de la surface du sol et accélère juste au-dessus du sommet du couvert où la vitesse verticale moyenne est positive (et le reste, ici, jusqu'à $x \approx 9h$), et où une couche limite interne se développe (Figure 4.5a-b). De forts gradients de pression horizontaux sont ainsi générés. Cet ensemble décélération-accelération produit le point d'inflexion caractéristique du profil de vitesse attendu dans la partie supérieure du couvert ; au voisinage de la lisière cependant, l'épaisseur de la couche cisailée, et donc l'échelle des tourbillons énergétiques générés par le couvert, est petite devant la hauteur de ce dernier.
- L'épaisseur de la couche de cisaillement augmente rapidement avec la distance à la lisière et les structures turbulentes pénètrent de plus en plus profondément dans le couvert au fur et à mesure de leur développement, transférant de la quantité de mouvement sur une épaisseur de plus en plus grande du couvert (Figure 4.5d).
- A l'intérieur du couvert, l'équilibre de l'écoulement n'est pas atteint de façon monotone mais passe par une zone où les vitesses et la turbulence prennent des valeurs inférieures à ce qu'elles sont plus en aval (non visible sur la Figure 4.5). La turbulence importée de l'amont est atténuée par la traînée aérodynamique avant que la 'nouvelle' turbulence créée par le couvert ne se manifeste (Figure 4.5c). Dans le cas montré ici, une zone avec des valeurs de Sk_u négatives se forme dans la partie basse du couvert à partir de $x = 4h$, dont l'épaisseur décroît plus en aval (Figure 4.5e). Cette région indique la présence de mouvements dits de 'recirculation' où la vitesse horizontale est négative de manière intermittente à cause du passage de structures tourbillonnaires principalement transversales.
- Dans les parties supérieures de la canopée, la distorsion de l'écoulement provoquée par la lisière joue un rôle fondamental dans le retard du développement de la turbulence ; l'énergie cinétique turbulente ne se développe qu'après que le terme d'advection verticale de faibles valeurs d'énergie cinétique turbulente provenant des profondeurs du couvert soit devenu petit devant le terme de production de cisaillement (Morse et al., 2002), c'est-à-dire à partir de $x \approx 9h$, où la vitesse verticale moyenne devient négligeable (Figure 4.5c).
- Si l'écoulement moyen dans le couvert s'équilibre avec ce dernier à une distance de la lisière d'environ $10h$, les statistiques turbulentes (l'énergie cinétique turbulente et le flux de quantité de mouvement) juste au-dessus du sommet continuent à évoluer à l'intérieur de la couche limite interne en croissance.
- Dans la partie supérieure du couvert (pour $0.7h < z < 1h$) et dans la région $2.5h < x < 6h$, un pic de Sk_u (+1.5) est simulé, associé à des valeurs négatives de Sk_w (Figure 4.5e-f). Cette région correspond à la zone d'intensification des rafales (EGZ⁵) observée par Raupach et al. (1987) entre 3 et $7h$ après la lisière, sur les 40% supérieurs de la canopée. Plus en aval, les valeurs de Sk_u deviennent proches de celles observées pour un couvert homogène (+0.5). Cette EGZ peut être expliquée par la faible intensité turbulente de l'écoulement dans cette région due à la distorsion de l'écoulement qui accentue le passage occasionnel de fortes rafales provenant de plus haut ou de la clairière, qui statistiquement augmente le coefficient d'asymétrie de l'écoulement alors que plus loin le passage de rafales est dilué dans une turbulence plus importante. Cette explication a été

⁵ Enhanced Gust Zone

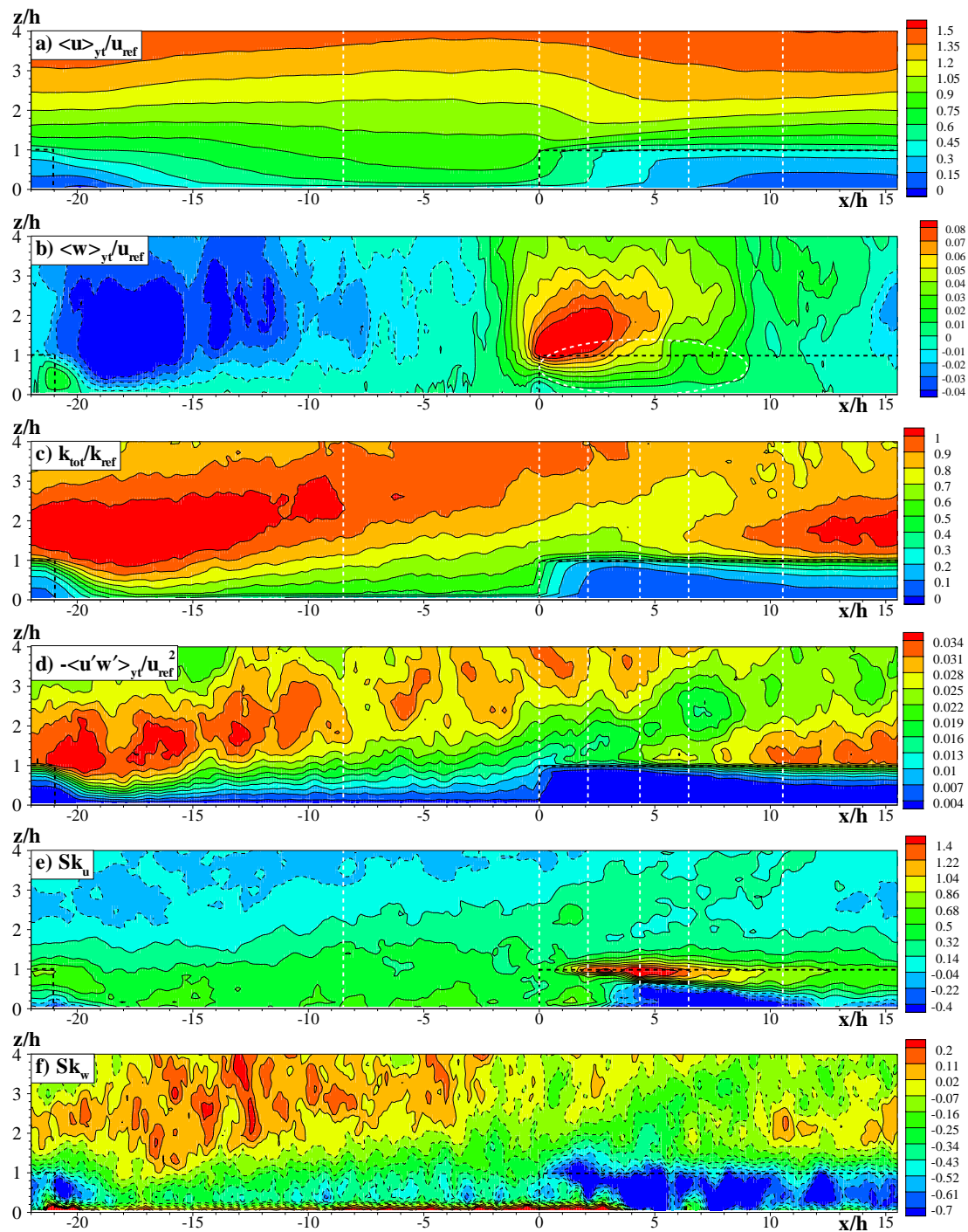


Fig. 4.5 Ecoulement moyen simulé pour une transition couvert-clairière-couvert et pour une densité frontale constante du couvert (LAI = 2) : vitesse longitudinale (a), vitesse verticale (b), énergie cinétique turbulente totale (c), flux de quantité de mouvement (d), coefficients d'asymétrie de u (e) et de w (f). Les variables sont normalisées en utilisant des quantités moyennes à $x = -8.5h$ et $z = 2h$. Les lignes blanches en pointillés indiquent la position des profils mesurés. Les lignes noires en pointillés indiquent le contour des couverts, et l'ellipse blanche en pointillés la région d'ajustement de l'écoulement.

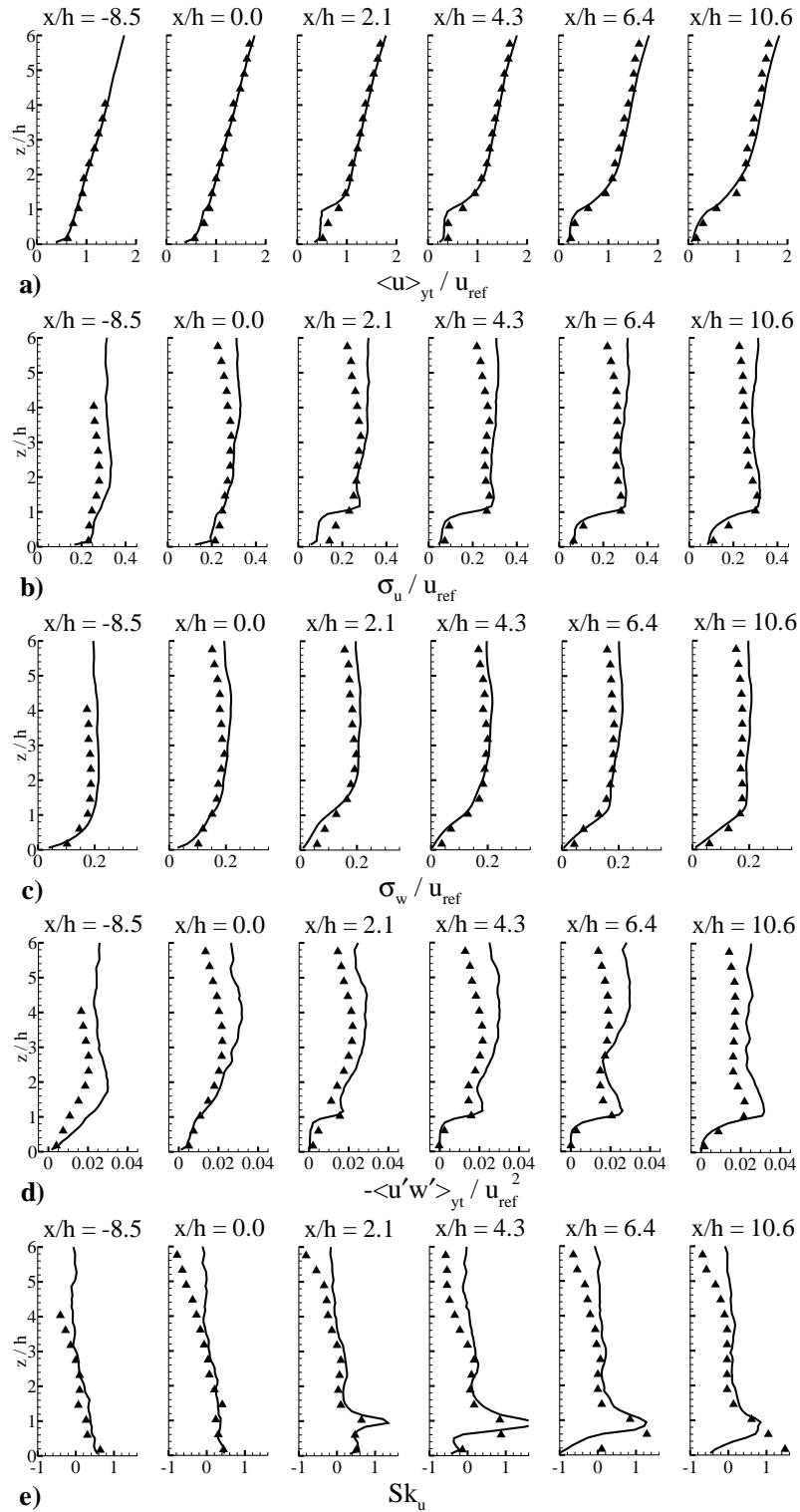


Fig. 4.6 Validation de ARPS par rapport aux mesures de soufflerie de Raupach et al. (1987) sur une transition couvert-clairière-couvert. Comparaison entre les profils verticaux moyens simulés (ligne continue) et observés (triangles) de la vitesse longitudinale (a), de l'écart-type de u (b), de l'écart-type de w (c), du flux de quantité de mouvement (d), et du coefficient d'asymétrie de u (e). Les variables sont normalisées en utilisant des quantités moyennes à $x = -8.5h$ et $z = 2h$.

confirmée par l'observation d'une forte corrélation entre l'évolution de Sk_u et l'énergie cinétique turbulente au sommet du couvert depuis la lisière, Sk_u évoluant inversement à l'énergie cinétique turbulente (Dupont et Brunet, 2008a).

Comparé aux mesures de Raupach et al. (1987) (Figure 4.6), les profils verticaux de ces différentes variables statistiques de l'écoulement apparaissent parfaitement simulés et ce sur toute la région d'ajustement de l'écoulement avec le couvert. La légère surestimation des écarts-types des composantes de vitesse longitudinale et verticale et du flux de quantité de mouvement au-dessus du couvert pourrait s'expliquer par le fait que l'écoulement qui aborde la lisière est toujours légèrement affecté par le couvert amont à la clairière, situation due à l'utilisation de conditions périodiques aux frontières du domaine.

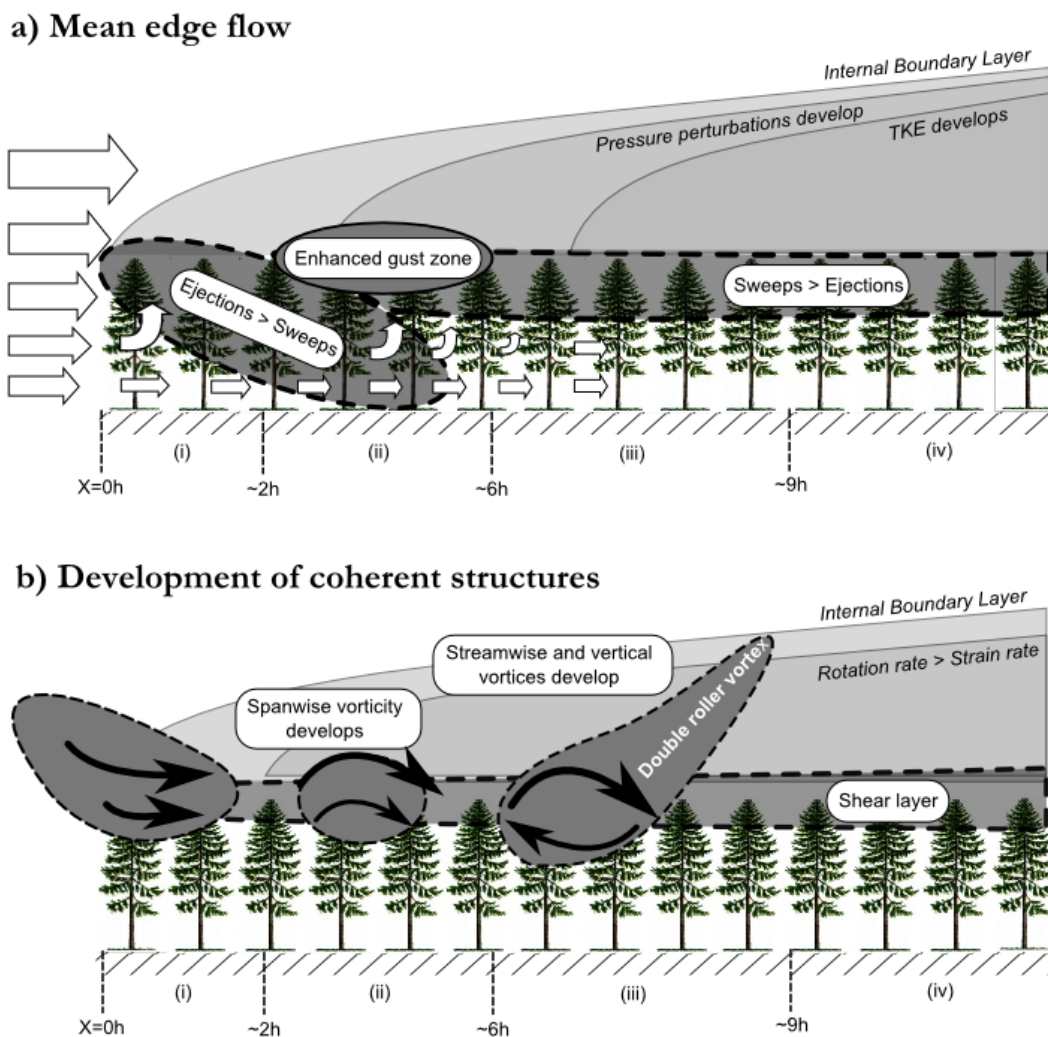


Fig. 4.7 Représentation idéalisée des caractéristiques moyennes de l'écoulement de lisière (a) et des différentes étapes de développement des structures cohérentes depuis la lisière entrante de la canopée (b) pour un couvert d'indice foliaire (LAI) autour de 2.

Développement des structures cohérentes turbulentes à partir de la lisière

Associé au comportement moyen de l'écoulement, j'ai expliqué les différentes étapes de développement des structures cohérentes turbulentes depuis la lisière (Figure 4.7b) à partir de l'analyse des champs de vorticité et des corrélations spatiales des trois composantes de vitesse (Dupont et Brunet, 2009).

- (i) Dans la région de lisière, de $x = 0h$ à $2h$, une rafale de vent importante provenant de la clairière, ou d'au-dessus, et atteignant la couche de cisaillement du couvert, induit le développement d'un point d'inflexion du profil de la vitesse longitudinale du vent au sommet du couvert, provoquant le développement d'instabilités de type Kelvin-Helmholtz. A ce stade, la rafale de vent se déplace quasi parallèlement au sommet du couvert avec un maximum de vitesse à son front et en moyenne une forme quasi elliptique, avec une inclinaison en aval par rapport à l'horizontale proche de celle de la couche limite interne qui se développe à la lisière. A ce stade, les structures cohérentes induites par la canopée ne sont pas encore totalement formées, comme indiqué par les valeurs proches de zéro du Q-critère (figure non présentée), c'est-à-dire que l'amplitude du taux de rotation de l'écoulement est proche de celle du taux de contrainte. De plus, le flux de quantité de mouvement au sommet du couvert est dominé par des mouvements d'éjection au lieu des mouvements de balayage habituellement observés sur couverts homogènes. Cette domination des éjections à la lisière pourrait s'expliquer par la pénétration de structures turbulentes dans le couvert, à partir du bord d'attaque du couvert, qui sont ensuite advectées verticalement vers le sommet du couvert lorsqu'elles ne sont pas totalement dissipées par la traînée du couvert. Ces mouvements d'éjection sont probablement responsables de l'augmentation rapide depuis la lisière de l'efficacité du transfert turbulent vertical $r_{uw} = \langle u'w' \rangle_{yt} / (\sigma_u \sigma_w)$ (figure non présentée), où σ_u et σ_w sont respectivement les écarts-types de u et w .
- (ii) Entre $x = 3h$ et $5h$, la couche de cisaillement au sommet du couvert s'est déjà ajustée et induit la formation de vortex transversaux provenant des instabilités de Kelvin-Helmholtz, indiqué par l'augmentation de la composante latérale de la vorticité du vent (figure non présentée). De plus, des valeurs positives du Q-critère apparaissent autour de $x = 2h$, indiquant que le taux de rotation de l'écoulement devient plus grand que le taux de contrainte. Ces rouleaux peuvent ainsi être considérés comme le premier stade des structures turbulentes cohérentes induites par le couvert derrière la lisière. Au début de leur vie, ces structures sont essentiellement transversales puisque la composante latérale de la vorticité du vent est maximale entre $x = 3h$ et $5h$ et plus grande que les deux autres composantes. Les contours des corrélations des composantes de vitesse longitudinales, par rapport à une référence au sommet du couvert, atteignent un maximum négatif à mi-hauteur du couvert dû à la recirculation induite par la présence de ces rouleaux transversaux. De plus, l'avance temporelle de ce maximum à l'intérieur de la canopée indique que ces structures sont légèrement inclinées lorsqu'elles pénètrent dans le couvert. A cause du rapide ajustement de l'échelle de longueur de cisaillement L_s , la distance moyenne entre deux structures successives au sommet du couvert est aussi ajustée dans cette région, alors que l'échelle de longueur des structures augmente encore avec le développement de la couche limite interne jusqu'à environ $5h$ à $6h$, où la couche interne est suffisamment épaisse pour que les structures se développent pleinement. Dans cette région, l'échelle de longueur des structures turbulentes actives est proche de l'épaisseur de la couche limite interne. Le développement des structures turbulentes est probablement associé à un processus d'agrégation des structures proches les unes des autres comme observé à partir de champs instantanés ainsi que dans les couches de mélange (Winant et Browand, 1974; Dimotakis et Brown, 1976). Avec la formation des structures cohérentes dans cette région, la domination des échanges de quantité de mouvement par les mouvements d'éjection est progressivement remplacée par celle des mouvements de balayage à partir de $x = 3h$, contribuant à maintenir une grande efficacité des transferts verticaux turbulents au sommet du couvert. La présence de ces structures cohérentes est aussi responsable de l'augmentation de la variance de pression au sommet du couvert causée par la présence de régions de faible et forte pression, respectivement au centre et au front de ces structures. Cette région correspond aussi à la zone d'intensification des rafales (EGZ) où le coefficient d'asymétrie de la vitesse longitudinale atteint un maximum, comme vu précédemment.
- (iii) Des instabilités secondaires, probablement expliquées par le fort cisaillement au sommet du couvert, déstabilisent les structures cohérentes transversales. Cela conduit à une augmentation des composantes verticale et longitudinale de la vorticité autour de $x = 6h$, mais la composante transversale reste dominante. Dans le plan transversal, deux vortex longitudinaux en contre rotation ont été observés à partir des corrélations spa-

tiales moyennes croisées entre les composantes longitudinale et verticale de la vitesse du vent, entourant un mouvement de balayage au sommet du couvert. Cette observation est en accord avec le schéma topologique des structures cohérentes obtenu par Finnigan et al. (2009) sur un couvert homogène à partir de simulation LES, comme un vortex aval de type ‘épingle à cheveu’ à tête en bas superposé à un vortex amont du même type mais avec la tête en haut. Dans notre cas, les deux vortex longitudinaux en contre rotation pourraient résulter d’une moyenne d’ensemble de cette paire de vortex en ‘épingle à cheveu’, avec une prédominance du vortex à tête en bas puisque les mouvements de balayage dominant au sommet du couvert les mouvements d’éjection. Ce type de structure est de plus consistant avec la position des maximums des composantes verticale et longitudinale de la vorticité, qui ne sont pas au sommet du couvert comme la composante transversale mais légèrement au-dessus. En effet, la base inférieure du double vortex peut être caractérisée par un vortex transversal au sommet du couvert, induisant un maximum de la vorticité transversale, alors que la paire de vortex aval en contre rotation, caractérisée par de grandes valeurs de la vorticité longitudinale et verticale, est inclinée vers le haut par rapport à l’horizontal. La distance de séparation et l’échelle de longueur de ces structures sont ajustées à ce stade avec le couvert.

- (iv) Plus en aval, à partir de $x = 9h$, toutes les variables turbulentes sont ajustées avec le couvert et montrent des caractéristiques de couvert homogène bien connues. Les vortex transversaux initiaux localisés à quelques h de la lisière sont devenus des structures tridimensionnelles complexes sous l’influence d’instabilités, telles que celles observées en couvert homogène. Ces structures sont plus loin cassées en de plus petites structures, moins cohérentes, et remplacées par d’autres structures en formation, et ainsi de suite.

Ce schéma de formation des structures cohérentes renforce les prédictions de Raupach et al. (1986, 1996) présageant que les structures cohérentes au niveau d’un couvert végétal sont générées au travers d’un mécanisme similaire à celui agissant dans une couche de mélange. Ce résultat confirme aussi la suggestion de Morse et al. (2002) que la lisière forestière génère une couche de mélange plane. Alors que dans les écoulements de couche de mélange plane la couche de cisaillement diminue continuellement, la couche de cisaillement au sommet du couvert s’ajuste à partir de quelques hauteurs de couvert de la lisière et est plus loin maintenue par la traînée du couvert (Nepf et Ghisalberti, 2008). Comparée avec la formation des structures cohérentes sur couvert homogène, la différence principale ici réside dans le fait que les stages successifs de développement des structures se produisent dans des régions relativement bien définies en aval de la lisière, alors qu’ils se produisent à des positions aléatoires au niveau d’un couvert homogène.

Pour finir, contrairement à l’image moyenne des structures cohérentes présentées plus haut et issue d’une analyse en moyenne d’ensemble ou des corrélations spatiales, l’analyse des champs instantanés (figures non présentées) a montré que les structures turbulentes générées par le couvert ressemblent à des bouts de tube localisés dans des régions de faible pression où leurs centres sont caractérisés par un maximum du taux de rotation par rapport au taux de contrainte de l’écoulement.

Sensibilité de l’écoulement de lisière à la morphologie du couvert

Une étude numérique de sensibilité de l’écoulement de lisière à la morphologie du couvert (densité foliaire et distribution verticale de la densité foliaire) a été réalisée. J’ai pu montrer qu’avec l’augmentation de la densité du couvert, l’ajustement des champs turbulents à partir de la lisière, ainsi que le développement des structures cohérentes et de la couche limite interne sont plus rapides. L’EGZ et le maximum de la vorticité transversale, et par conséquent l’enroulement des rafales de vent, se produisent plus près de la lisière. De plus, les processus turbulents sont accentués dans la région d’ajustement : le taux de rotation transversal est plus grand et l’EGZ est plus intense. Une diminution de la distance de séparation des structures cohérentes avec l’augmentation de la densité du couvert est observée, en accord avec Raupach et al. (1996) qui ont prédit que la distance moyenne entre deux structures cohérentes successives Λ_w est proportionnelle à l’échelle de cisaillement L_s , L_s diminuant ici avec l’augmentation de la densité du couvert.

En présence d’un couvert avec une zone de troncs importante, et peu dense telle qu’une forêt de pins maritimes, des modifications importantes de la structure de l’écoulement ont été observées par rapport à un couvert plus homogène verticalement. Dans ce cas particulier (i) l’écoulement ne se stabilise pas avant une distance de l’ordre de 15 à 20 fois la hauteur h de la forêt (contre 7 – 10 h en couvert plus homogène), (ii) un jet de basse couche assez

marqué est présent à partir de la lisière entre le houppier et le sous-bois et (iii) une zone où le flux de quantité de mouvement est positif se forme juste sous le houppier (alors qu'il est bien négatif partout ailleurs), ce qui n'a jamais été observé auparavant à l'intérieur d'un couvert.

Afin de vérifier ces résultats numériques, l'ancienne équipe 'Processus Physiques' de l'unité Ephyse, à laquelle j'appartenais, a réalisé deux campagnes de mesures en 2006 et 2008 sur le site expérimental du Bray (Gironde) afin de caractériser l'écoulement de lisière d'une forêt de pins maritimes de hauteur $h = 21$ m et avec une couche de troncs très peu dense de 13 m d'épaisseur. Cette expérimentation a consisté à mesurer la dynamique du vent à cinq niveaux sous le houppier en 2006, sur un mât situé à $4h$ de la lisière, et à sept niveaux en 2008 à l'intérieur et au-dessus du couvert sur une tour de 40 m de haut située à $10h$ de la lisière. L'analyse des résultats de ces deux campagnes de mesures sont toujours en cours, mais les premières analyses semblent confirmer les résultats de simulation, à savoir (i) un effet de lisière toujours perceptible à $10h$ lorsque le vent provient de la lisière, (ii) la présence d'un jet de basse couche assez marqué entre le houppier et le sous-bois, et (iii) la présence, sous le houppier, d'une zone où le flux de quantité de mouvement est positif dans le cas où le vent provient de la lisière, et bien négatif dans tous les autres cas.

Ce résultat est important dans la mesure où il est souvent admis, pour le positionnement des tours à flux, que les conditions d'homogénéité spatiale sont vérifiées à $10h$ en aval d'une lisière. Or, à cette distance, on est encore loin de vérifier ces conditions d'homogénéité pour ce type de couvert. On peut donc penser ici que les flux de scalaire mesurés à $10h$ de la lisière ne seront pas conservatifs sur la verticale du sous-bois. De plus, cette étude a montré la complémentarité entre mesures et simulations pour des conditions hétérogènes, les mesures permettant de valider les modèles et les simulations permettant d'aider à l'interprétation des mesures, ces dernières n'étant que ponctuelles.

4.5 Ecoulement au-dessus d'une colline boisée

Dupont S., Y. Brunet, J.J. Finnigan, 2008 : Large-eddy simulation of turbulent flow over a forested hill : validation and coherent structure identification, Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 134, 1911-1929.

Après m'être intéressé aux hétérogénéités spatiales horizontales et verticales du couvert, je me suis intéressé à l'effet de la topographie sur la dynamique moyenne de l'écoulement et sur les structures turbulentes à l'échelle d'un couvert. Pour cela, je me suis appuyé sur l'expérimentation Furry Hill de soufflerie effectuée par Finnigan et Brunet (1995) sur une colline 2D boisée, isolée et moyennement abrupte ($H/L = 0.36$, où H est la hauteur de la colline et L la demi-largeur de la colline à mi-hauteur) où différents profils de variables statistiques turbulentes allant du premier au troisième ordre ont été mesurés à l'intérieur et au-dessus du couvert tout le long de la colline. Au démarrage de cette étude, il n'existait à notre connaissance aucune étude de ce genre appliquant une approche LES à l'échelle d'une colline boisée, les seules approches LES appliquées sur une colline étant pour des collines rugueuses. Depuis, seulement deux articles présentent ce type d'étude, le nôtre et celui de Ross (2008). Ce dernier présente uniquement des résultats qualitatifs de comparaison entre son modèle LES et un modèle du premier ordre sur une série de collines boisées.

Une simulation 3D a été réalisée au-dessus d'une colline 2D boisée à partir de deux domaines emboîtés avec une résolution horizontale de 18 et 6 m, respectivement. La taille et la résolution verticale ont été choisies identiques pour les deux domaines. La grille verticale est étirée avec une résolution de 2 m au sol. Le grand domaine s'étend sur $6030 \times 1720 \times 200$ m³ dans les directions x , y et z , respectivement, et le petit domaine sur $2010 \times 594 \times 200$ m³. Le profil de la colline est défini par $z_{ground}(x) = H/(1 + (x/L)^2)$. Le couvert est caractérisé par une hauteur h de 10 m, une densité frontale constante de 0.16 m⁻¹, et par un coefficient de traînée de 0.2. Les caractéristiques du couvert et de la colline ont été choisies de manière à respecter les rapports de similitude h/H et H/L , ainsi que le produit $C_d A_f h$ entre les expérimentations numérique et de soufflerie.

Après que l'écoulement a atteint un état stationnaire, des profils de vitesse et de variables statistiques turbulentes ont été calculés à partir d'une procédure de moyenne spatio-temporelle appliquée au petit domaine. Les vecteurs de vitesse ont été projetés sur les lignes de courant moyennes afin de faciliter l'interprétation des résultats. Par conséquent, les composantes de vitesse u_i peuvent être décomposées en $u_i = \langle u_i \rangle_{yt} + u'_i$, où le symbole $\langle \rangle_{yt}$ représente la moyenne temporelle et spatiale (sur y) et le prime la déviation par rapport à la valeur moyenne.

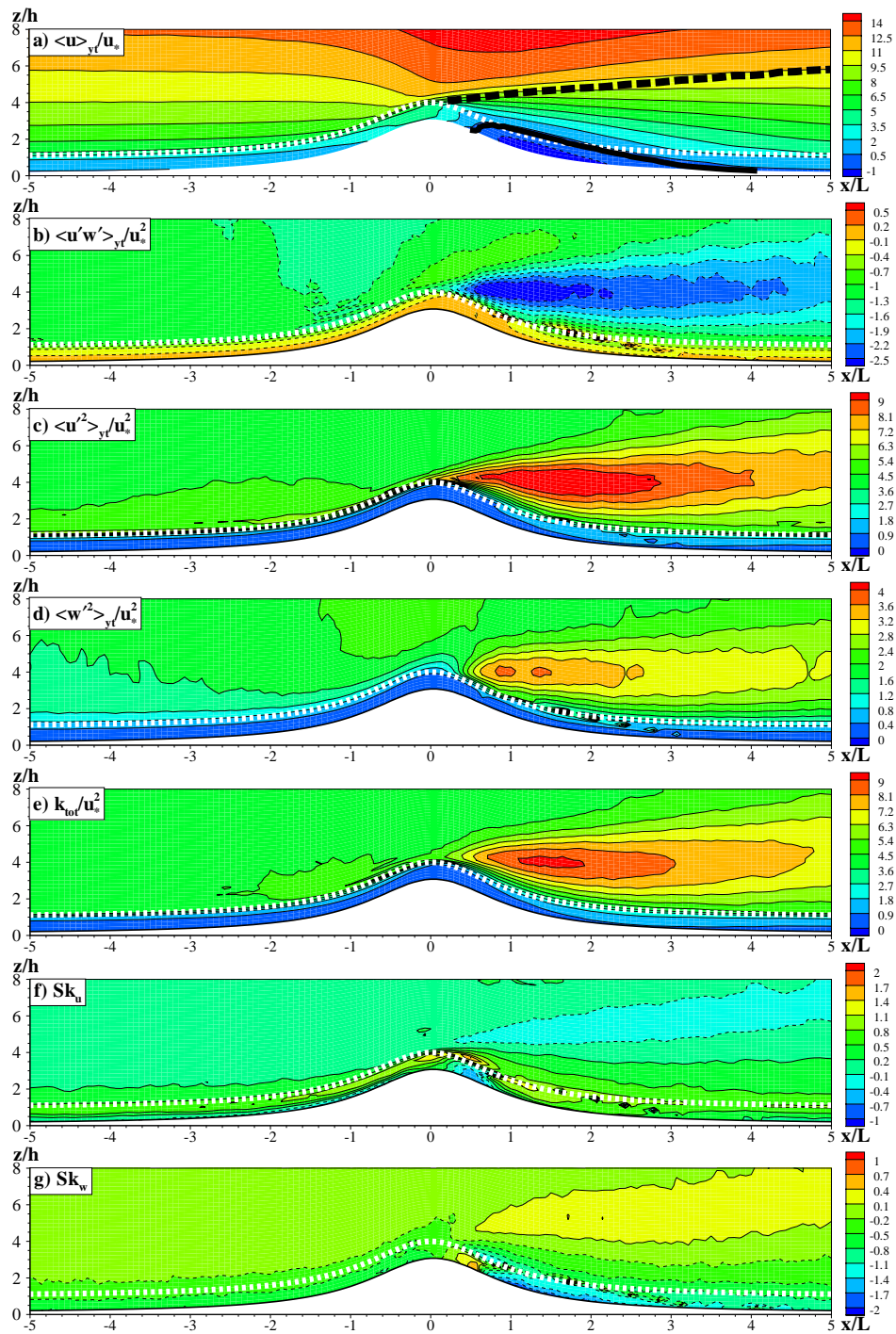


Fig. 4.8 Ecoulement moyen simulé au-dessus d'une colline boisée : vitesse longitudinale u (a), flux de quantité de mouvement (b), variance de u (c), variance de w (d), énergie cinétique turbulente totale (e), coefficient d'asymétrie de u (f) et coefficient d'asymétrie de w (g). Toutes les variables sauf les coefficients d'asymétrie sont normalisées par u_* qui a été déduit du flux de quantité de mouvement au sommet du couvert, à $x = -3L$. La ligne noire épaisse en (a) représente le contour où la vitesse longitudinale est nulle. La ligne noire épaisse en longs pointillés en (a) indique l'épaisseur de la zone de sillage derrière la colline. La ligne blanche en petits pointillés indique le sommet de la canopée.

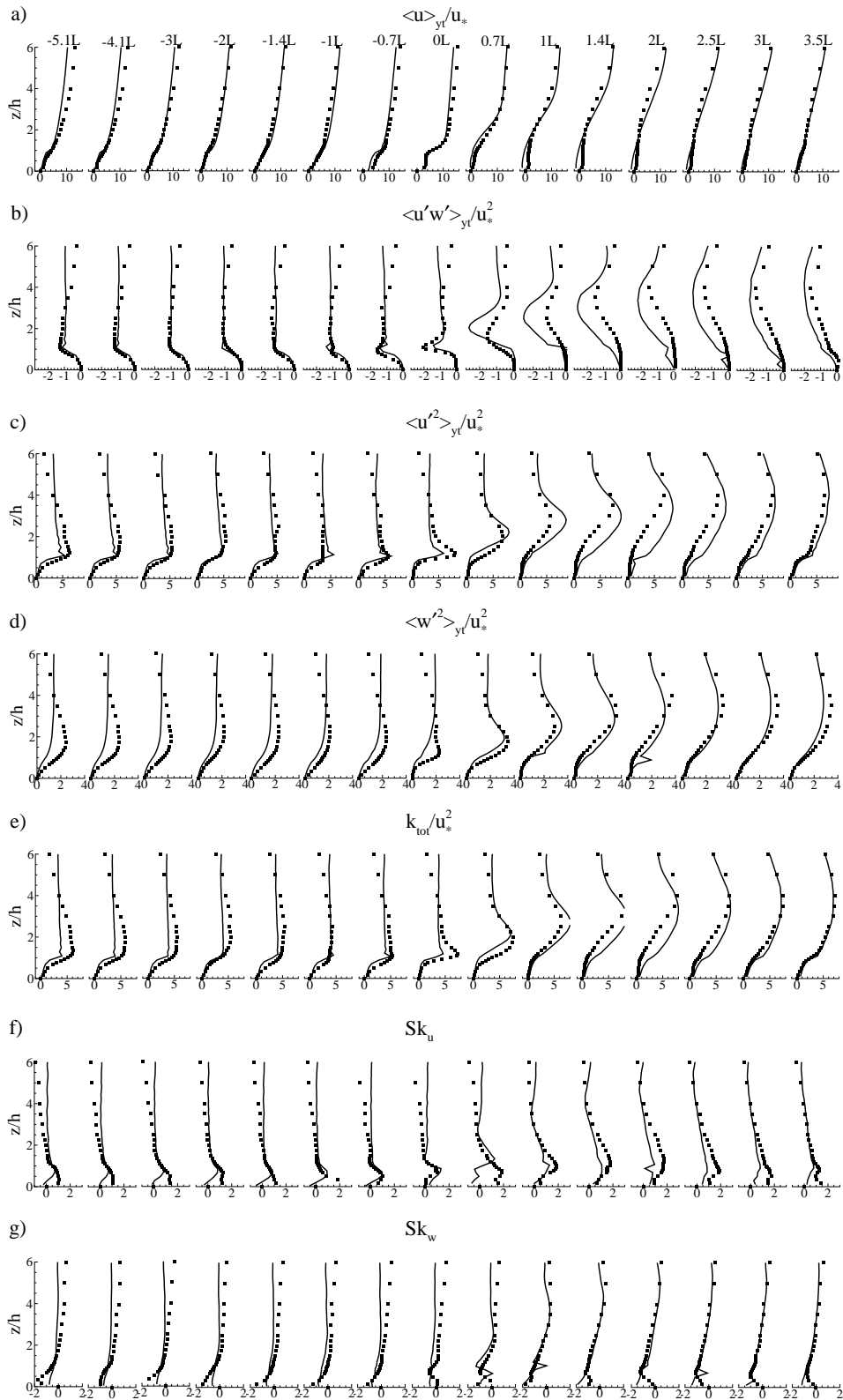


Fig. 4.9 Validation de ARPS par rapport aux mesures de soufflerie de Finnigan et Brunet (1995) au niveau d'une colline boisée. Comparaison entre les profils verticaux moyens simulés (ligne continue) et observés (carrés) de la vitesse longitudinale u (a), du flux de quantité de mouvement (b), de la variance de u (c), de la variance de w (d), de l'énergie cinétique turbulente totale (e), du coefficient d'asymétrie de u (f) et du coefficient d'asymétrie de w (g). Toutes les variables sauf les coefficients d'asymétrie sont normalisées par u_* qui a été déduit du flux de quantité de mouvement au sommet du couvert, à $x = -3L$.

La Figure 4.8 présente les variables clés caractérisant la dynamique moyenne de l'écoulement au niveau de la colline boisée. Les principales caractéristiques de l'écoulement qui en découlent se résument par :

- sur la partie amont de la colline, une accélération de la vitesse du vent à l'intérieur et au-dessus du couvert est observée, avec une quasi disparition du point d'inflexion du profil de vitesse longitudinal au sommet du couvert, et une augmentation de l'énergie cinétique turbulente et du flux de quantité de mouvement dans le couvert, indiquant que les structures turbulentes pénètrent plus profondément dans le couvert ;
- au sommet, un fort cisaillement du vent au niveau du tiers supérieur du couvert, avec un maximum de l'énergie cinétique turbulente et du flux de quantité de mouvement et un fort point d'inflexion, sont observés, alors que dans les deux tiers inférieurs du couvert le flux de quantité de mouvement est proche de zéro, indiquant une faible interaction turbulente entre la partie inférieure du couvert et l'atmosphère au-dessus ;
- le caractère intermittent de la zone de recirculation au pied aval de la colline (observé à partir d'une animation des champs de vitesse) a confirmé les observations récentes de soufflerie de Poggi et Katul (2007b) sur une série de petites collines ($H/L = 0.1$) ;
- une zone de sillage est présente derrière la colline où la vitesse du vent est réduite, chapeauté par une couche de cisaillement caractérisée par un maximum de l'énergie cinétique turbulente et un point d'inflexion du profil de vitesse longitudinale ;
- en aval de la colline, dans la zone de sillage, aucun point d'inflexion n'est observé au sommet du couvert, ni aucun maximum du cisaillement ;
- un maximum du coefficient d'asymétrie de la vitesse longitudinale est observé tout le long de la colline au sommet du couvert.

La Figure 4.9 présente une comparaison entre profils verticaux simulés et mesurés le long de la colline. D'une manière générale, le modèle est en bon accord avec les mesures. Les principales différences sont observées pour la variance de w ($\langle w'^2 \rangle_{yt}$) au niveau de la face amont de la colline au-dessus du couvert, et dans la zone de sillage où le modèle surestime le flux de quantité de mouvement et la turbulence. Cette surestimation a aussi été constatée à partir d'autres modèles LES appliqués à des collines rugueuses (Brown et al., 2001; Allen et Brown, 2002) et à partir de modèles du premier ordre appliqués à des collines rugueuses et boisées (Ross et al., 2004; Ross et Vosper, 2005). Cependant, les mesures de Finnigan et Brunet (1995) ne sont pas suffisamment précises dans cette partie de l'écoulement, à cause de la présence d'une zone de recirculation intermittente, pour attribuer une origine à ces différences, telles que, par exemple, la taille et la résolution du domaine de calcul ou le modèle de turbulence de sous-maille. Cependant, la résolution du domaine de calcul n'était pas suffisante dans le couvert juste en aval du sommet de la colline, les structures turbulentes étant très petites dans cette région comparée aux autres régions.

Ces simulations LES ont par ailleurs permis de confirmer les récentes observations de soufflerie hydraulique faites par Poggi et Katul (2007a) qui ont observé que les mouvements de balayage dominant ceux d'éjection dans le transfert de quantité de mouvement au sommet du couvert tout le long de la colline, en considérant tous les événements turbulents. Pour ce qui est des événements extrêmes, le flux de quantité de mouvement est toujours dominé par des mouvements de balayage mais cette domination est plus faible sur la partie amont et au sommet de la colline, et beaucoup plus grande loin en aval, de $x = 3L$ jusqu'à $10L$. Ce comportement devrait avoir un impact important dans les échanges canopée-atmosphère ainsi que sur la vulnérabilité des arbres au vent lors de tempêtes.

L'analyse des auto-corrélations spatiales de la vitesse longitudinale a montré que les structures turbulentes en amont du sommet de la colline (Figure 4.10) ne sont pas corrélées avec les structures situées dans la zone de sillage. Les structures amonts semblent être essentiellement advectées au-dessus de la zone de sillage. De plus, on a observé que les régions corrélées au sommet du couvert derrière la colline (Figure 4.11, figures de gauche) sont essentiellement confinées dans la zone de sillage, alors que les régions corrélées centrées au niveau de la partie supérieure de la zone de sillage (Figure 4.11, figures de droite) s'étendent à l'intérieur et au-dessus de la zone de sillage, contribuant aux échanges de masse entre la zone de sillage et l'atmosphère au-dessus.

En continuant le schéma proposé par Ayotte et Hughes (2004) sur les caractéristiques des structures turbulentes dans la zone de sillage d'une colline, on peut penser que la turbulence dans la zone de sillage est le résultat de la superposition de structures turbulentes de différentes origines. La couche de cisaillement au-dessus de la zone de sillage induit le développement de grandes structures résultant de l'enroulement d'instabilités de type Kelvin-Helmoltz, comme dans une couche de mélange plane mais avec une procédure beaucoup plus complexe ici due à la présence de la région de recirculation dans la couche de faible vitesse. Ces structures se développent depuis le sommet de la colline, grossissent au cours de leur advection par l'écoulement moyen. Leur présence est proba-

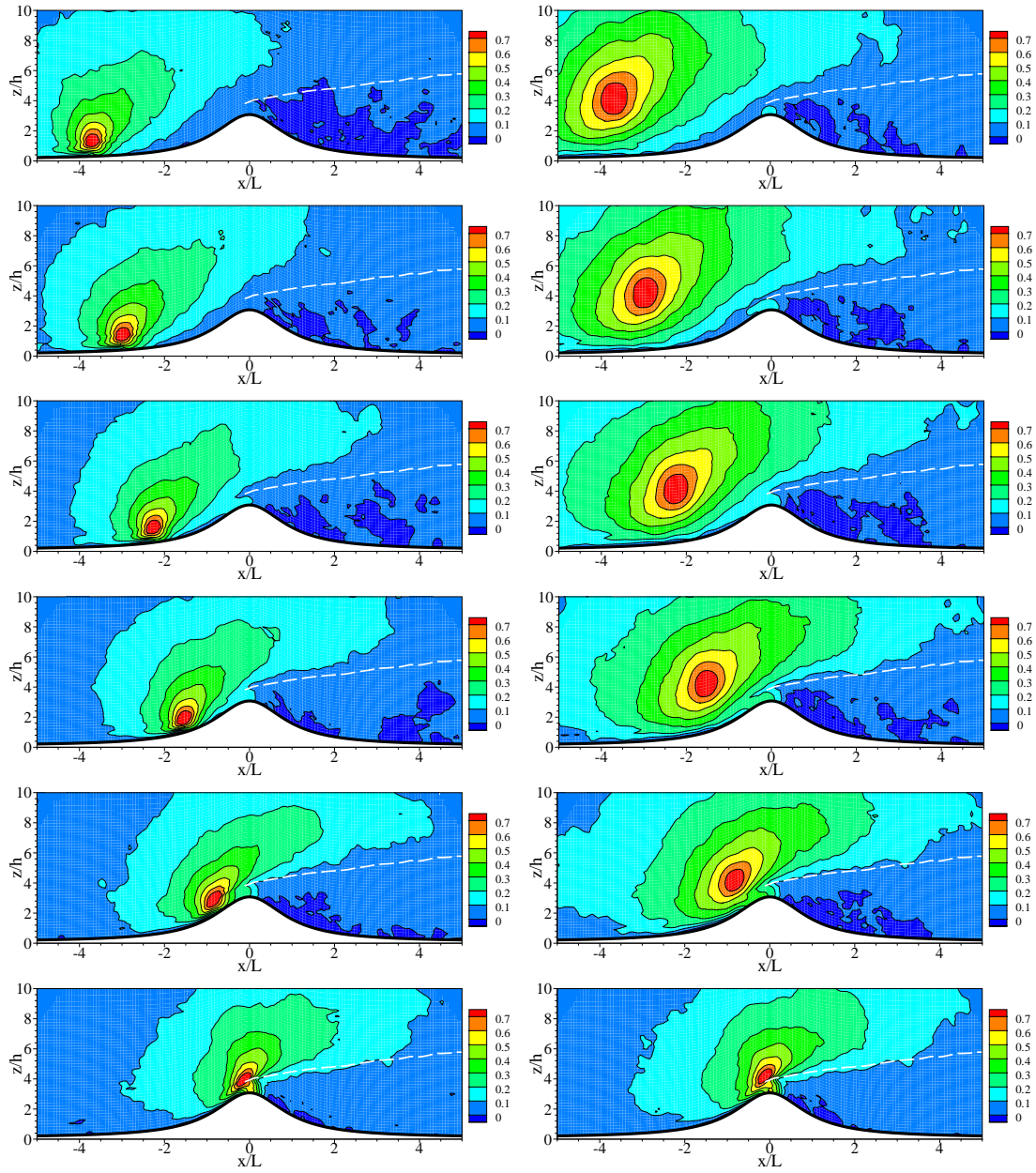


Fig. 4.10 Contours des fonctions d'auto-corrélation de la vitesse longitudinale calculées avec un point référence variant de $x = -4$ à $0L$ au sommet du couvert (figures de gauche) et à $z = 4h$ (figures de droite). La ligne blanche épaisse en longs pointillés indique l'épaisseur de la zone de sillage derrière la colline.

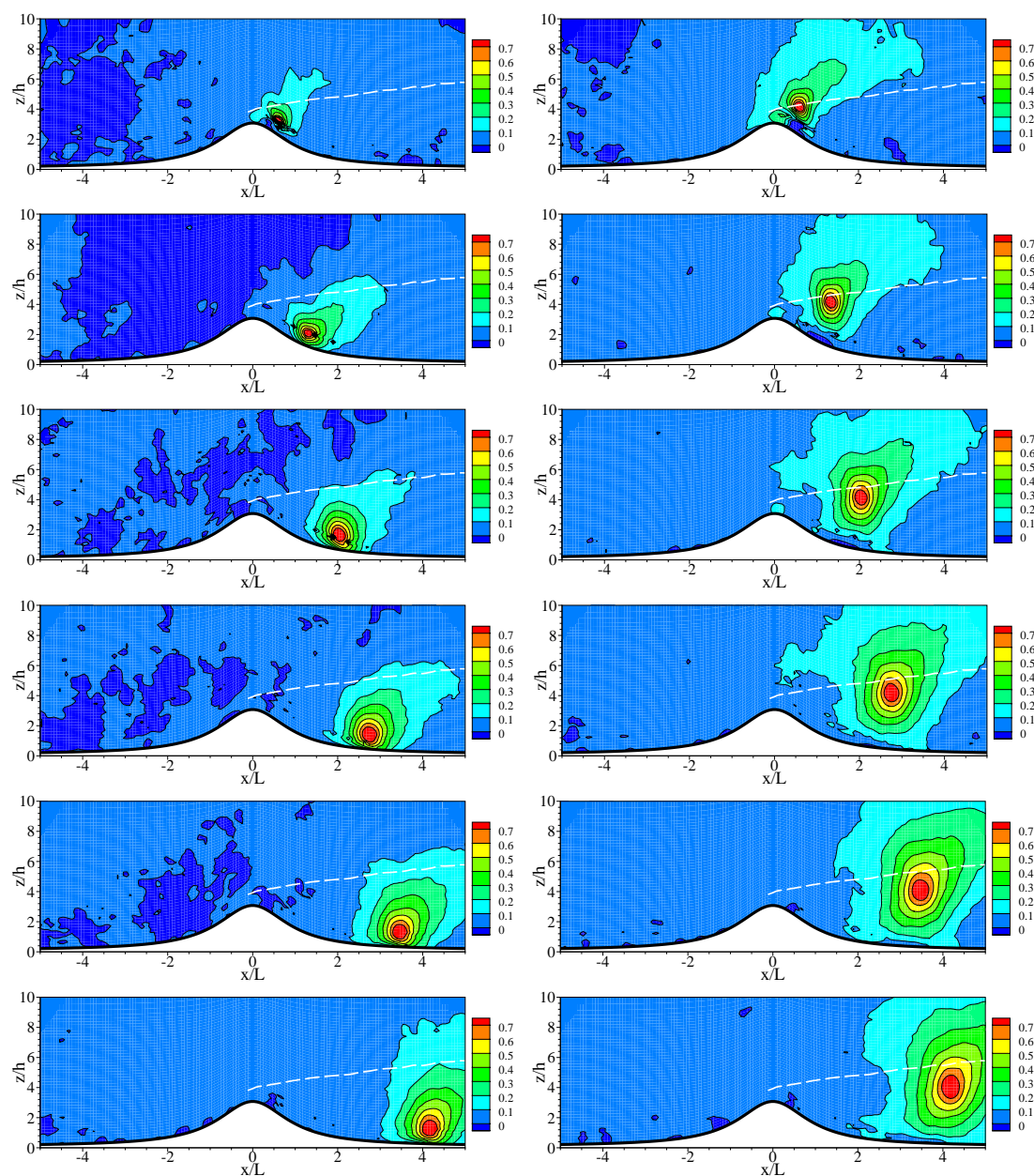


Fig. 4.11 Identique à la Figure 4.10 mais avec un point référence variant de $x = 0$ à $4L$.

blement responsable des fortes valeurs de vorticité qui ont été observées dans cette région (figure non présentée). La présence d'un gradient inverse de pression au pied aval de la colline pourrait aussi induire le développement de structures dont les caractéristiques ne sont pas encore claires à nos yeux. De plus, des structures cohérentes peuvent se développer au sommet du couvert comme observé pour les couverts homogènes en terrain plat. Bien que le profil vertical moyen de la vitesse longitudinale ne montre pas de point d'inflexion et de maximum clair du cisaillement au sommet du couvert, on peut penser que ces deux phénomènes se produisent occasionnellement lorsqu'une forte rafale de vent provenant d'au-dessus pénètre dans le couvert, induisant le développement d'une structure cohérente tel que observé en couvert homogène sur terrain plat.

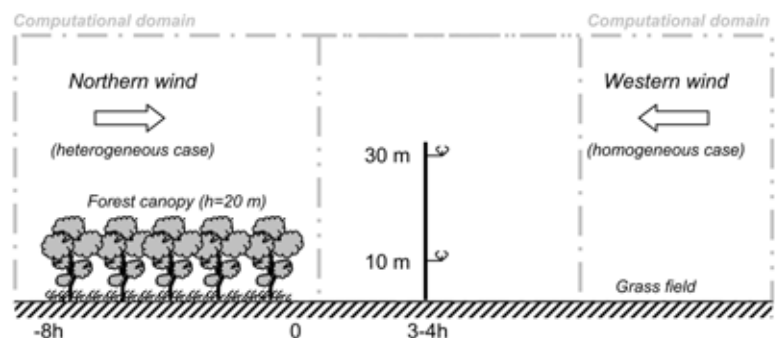
En terme d'échanges canopée-atmosphère, il peut être supposé à partir de ces résultats que les échanges de scalaire en présence d'une colline sont augmentés, comparé à un terrain plat, au niveau du tiers supérieur de la face amont de la colline, de $x = -1L$ à $-0.4L$, où les structures turbulentes pénètrent plus facilement dans le couvert. Au sommet de la colline, les échanges peuvent être aussi accentués mais seulement au niveau du tiers supérieur de la canopée. Les échanges devraient être fortement réduits dans la partie inférieure du couvert au sommet de la colline, ainsi que dans la région située entre le sommet de la colline et la zone de recirculation qui peut être vue comme une région protégée induite par la colline, telle que observée derrière un brise vent où les flux de quantité de mouvement et l'énergie cinétique turbulente sont très faibles. Dans la zone de recirculation, il est difficile de dessiner des conclusions sur l'intensité des échanges. Cette région étant caractérisée par des structures intermittentes, les statistiques moyennes de l'écoulement ne doivent pas être un indicateur approprié. Plus loin en aval, de $x = 3L$ à $10L$, les échanges devraient être augmentés puisque l'énergie cinétique turbulente et le flux de quantité de mouvement moyen sont plus grands dans le couvert. Dans cette région, les transferts de scalaire devraient se produire au travers de mouvements descendants provenant de la couche de cisaillement chapeautant la zone de sillage. La diffusivité turbulente des scalaires devraient être moins anisotrope dans cette région qu'en amont ou sur un terrain plat, l'amplitude des trois composantes de la vorticité ayant été observée du même ordre de grandeur (figure non présentée).

4.6 Impact des h  t  rog  nit  s de terrain sur les propriétés des structures cohérentes

Fesquet C., S. Dupont, P. Drobinski, T. Dubos, C. Barthlott, 2009 : Impact of terrain heterogeneity on coherent structure properties : numerical approach, Boundary-Layer Meteorology, sous presse.

Dans le cadre de la thèse de Clément Fesquet effectuée sous la direction de Philippe Drobinski et Thomas Dubos au Laboratoire de Météorologie Dynamique (LMD) de l'  cole Polytechnique, nous avons réalisé une étude numérique à partir du modèle ARPS sur la sensibilité aux h  t  rog  nit  s de surface des propriétés des structures cohérentes situées à proximité de la surface, en comparaison avec des mesures effectuées par ailleurs sur le site périurbain du SIRTAA⁶ de l'  cole Polytechnique. Sur ce site, des mesures long terme ont été effectuées à partir de deux anémomètres soniques placés à 10 et 30 m sur un mât de 30 m de haut. Suivant la direction du vent, les mesures effectuées par ces deux anémomètres sont représentatives de différents types d'hétérogénité. Pour un vent d'ouest, les mesures sont représentatives d'une surface nue homogène et plate, et pour un vent du nord, les mesures sont sous l'influence d'un couvert d'arbres d'une hauteur h de 20 m et situé à $3.5h$ en amont du mât (Figure 4.12).

Fig. 4.12 Représentation schématique du site expérimental du SIRTAA pour les deux directions de vent, nord et ouest, considérées dans l'étude numérique, correspondant respectivement aux cas hétérogène et homogène, associés respectivement aux domaines de calcul, rectangles en tiret-point et tiret-point-point.



⁶ Site Instrumental de Recherche par Télédétection Atmosphérique

Dans une étude précédente, Fesquet et al. (2006) et Fesquet (2008) ont observé, à partir d'une méthode de détection des structures cohérentes basée sur une transformée en ondelettes (Barthlott et al., 2007) appliquée sur les séries temporelles mesurées de vitesse verticale du vent, que quelle que soit la direction du vent, les structures cohérentes semblent en moyenne avoir les mêmes propriétés physiques, telles que leur fréquence d'occurrence, leur durée de vie, ou leur contribution relative aux flux turbulents (moment et chaleur). Fesquet et al. (2006) et Fesquet (2008) ont suggéré que cette invariance des propriétés des structures cohérentes à la nature du terrain pouvait être reliée à la région de développement de ces structures, située bien au-dessus des hétérogénéités de surface, dans la partie supérieure de la couche de surface, où des instabilités de cisaillement provoquent le développement de ces structures, qui sont ensuite transportées vers la surface au travers d'un mécanisme de type *top-down*, tout en gardant leurs propriétés initiales.

L'objectif de cette étude était double : (i) vérifier l'indépendance des propriétés des structures cohérentes à la nature du terrain, en utilisant le modèle ARPS dans sa version végétalisée telle que présentée précédemment (Section 4.2), dans deux configurations similaires à celles des secteurs ouest (cas homogène) et nord (cas hétérogène) du site expérimental du SIRTA, sous des conditions de stratification thermique neutre et une atmosphère sèche ; et (ii) étudier la possibilité d'un mécanisme de type *top-down* pour expliquer cette invariance des propriétés des structures.

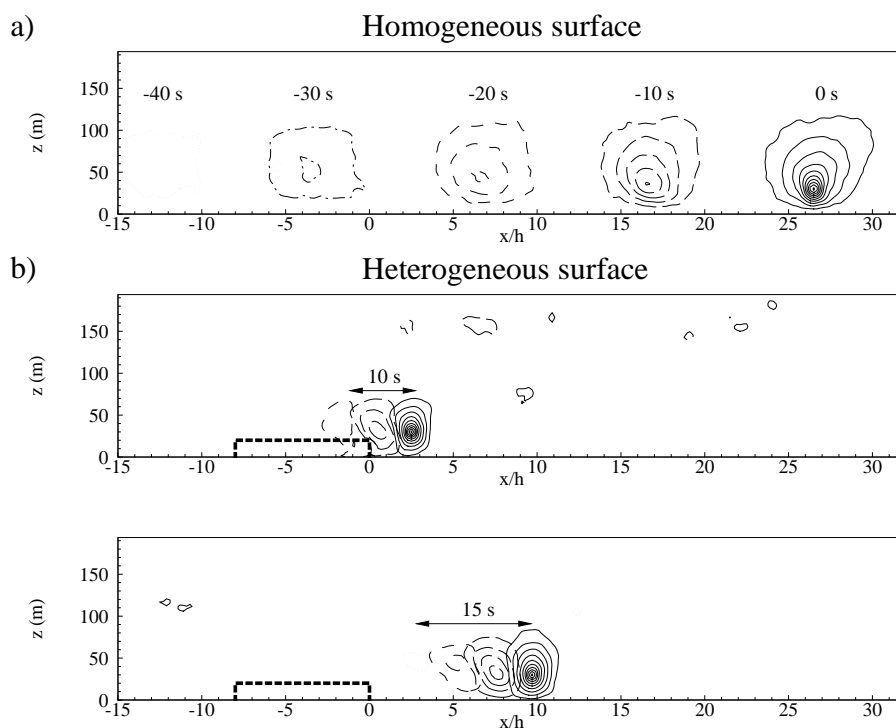


Fig. 4.13 Visualisation des trajectoires moyennes des structures cohérentes à partir des contours des fonctions d'auto-corrélation spatio-temporelle de la vitesse verticale du vent pour les cas homogène (a) et hétérogène (b), pour un point de référence localisé au temps $t = 0$ s à $z = 30$ m et $x = 26.5h$ en (a), et $x = 2.5h$ et $9.5h$ en (b). Les contours varient de 0.1 à 1.0 avec un pas de 0.1. La ligne noire en pointillés indique le contour de la barrière d'arbres.

Deux simulations 3D ont été réalisées : une au-dessus d'une surface nue homogène correspondant au secteur ouest du site vu par le mât de mesure (domaine de calcul représenté en tiret-point-point sur la Figure 4.12), et une autre avec un couvert d'arbres suivi d'un sol nu correspondant au secteur nord du site vu par le mât de mesure (domaine de calcul représenté en tiret-point sur la Figure 4.12). Les domaines de calcul sont identiques dans ces deux configurations, ils s'étendent sur $1116 \times 396 \times 300$ m³ avec une résolution horizontale de 4 m et une résolution verticale commençant à 0.5 m à la surface. Dans le cas hétérogène, le couvert est caractérisé

par une hauteur h de 20 m et une densité frontale correspondant à un indice foliaire (LAI) de 2. Des conditions périodiques étant appliquées au niveau des parois latérales, le modèle simule un écoulement sur une transition couvert-clairière-couvert, avec une clairière de longueur $48h$ et un couvert de $8h$. Après que l'écoulement a atteint un état stationnaire, des séries temporelles des composantes de vitesse du vent ont été enregistrées à différentes hauteurs et en différents points suivant l'axe longitudinal du domaine. Les propriétés des structures cohérentes ont ensuite été extraites de ces séries temporelles à partir de la même méthode (basée sur une transformée en ondelettes) que celle utilisée pour les mesures.

Les résultats issus des simulations ont confirmé les observations. A partir de $3.5h$ derrière la barrière d'arbres, il a été observé que près de la surface (10 et 30 m de haut), les propriétés des structures cohérentes sont similaires à celles observées dans le cas homogène bien que la dynamique de l'écoulement moyen soit très différente dans les deux configurations.

L'analyse des trajectoires des structures cohérentes déduites des corrélations spatio-temporelles de la vitesse verticale simulée (voir Figure 4.13) a montré que les structures sont créées au-dessus des éléments de rugosité de la surface (entre 50 et 100 m de haut). Ces structures semblent être transportées vers la surface, en accord avec les récentes observations de Drobinski et al. (2004) et confirmant le mécanisme *top-down* des structures cohérentes dans la couche limite de surface comme initialement proposé par Hunt et Morrison (2000), Hunt et Carlotti (2001) et Carlotti (2002). Toutefois, ce mécanisme ne semble pas expliquer à lui seul le comportement 'universel' des propriétés des structures cohérentes. Nous avons suggéré qu'une raison plus plausible serait reliée à la nature des structures détectées. La vitesse verticale du vent w , à partir de laquelle les structures cohérentes ont été détectées, est plus représentative de la turbulence active que la composante de vitesse longitudinale u . En d'autres termes, w est plus représentatif des tourbillons de surface provoqués par le développement des couches limites internes induites par l'impact au sol de larges structures descendantes, alors que u inclut la contribution de ces grandes structures provenant des couches supérieures qui sont moins actives dans le transport de la quantité de mouvement. Ainsi, après une hétérogénéité de surface, les grandes structures descendantes sont encore sous l'influence de l'hétérogénéité amont sur une longue distance, alors que les structures turbulentes actives près de la surface s'ajustent ou se développent très rapidement à la nouvelle surface, dépendant seulement des caractéristiques locales de la surface.

Ce résultat est important puisque les structures cohérentes sont connues pour être importantes dans les processus d'échange de quantité de mouvement, de chaleur et de masse entre la surface et l'atmosphère. Une meilleure compréhension des propriétés 'universelles' de ces structures devrait faciliter leur paramétrisation dans les modèles météorologiques même en présence d'hétérogénéités importantes. Dans cette étude, seulement un type d'hétérogénéité a été considéré (transition couvert-clairière), une prochaine étape pourrait consister à étudier d'autres types d'hétérogénéités de surface, représentatives des canopées rurale et urbaine, sur les propriétés des structures cohérentes afin éventuellement d'identifier un processus 'universel' de développement des structures dans la couche atmosphérique de surface.

4.7 Conclusions

Les différents résultats présentés dans ce chapitre démontrent la capacité de l'approche LES à simuler correctement les principales caractéristiques de la dynamique moyenne et des structures cohérentes de l'écoulement à l'échelle de couverts ou terrains complexes. L'utilisation de l'approche LES à l'échelle du couvert hétérogène telle que présentée dans ce mémoire reste encore très marginale à l'échelle internationale. Ainsi, suite à ces travaux, l'unité Ephyse, et en particulier l'équipe Mécanique des Fluides Environnementale (MFE), est, malgré sa petite taille, l'une des équipes leaders sur cette thématique de la modélisation des écoulements turbulents à l'échelle de couverts hétérogènes.

Pour le moment, je me suis attaché à valider-appliquer le modèle sur des hétérogénéités académiques courantes du paysage, et pour une stratification thermique neutre. J'envisage par la suite d'appliquer le modèle sur des paysages réels et d'aborder d'autres types de stabilité (voir mon projet de recherche à la Partie III de ce mémoire) afin notamment d'étudier la variabilité microclimatique induite par l'hétérogénéité du paysage, ce qui impliquera

de résoudre les flux thermo-hydrauliques à l'intérieur du couvert. Une première étude a été débutée dans ce sens au cours du post-doctorat de Céline Bassette (bourse attribuée par le Département 'Environnement et Agronomie' de l'INRA). Mais ce travail n'a pu être finalisé à cause du départ prématuré de Céline suite à son recrutement en tant que Maître de Conférence.

Comme on le verra au chapitre suivant, ces simulations LES peuvent fournir des informations utiles sur les possibles conséquences de l'hétérogénéité du paysage sur la vulnérabilité des arbres au vent, soit à partir d'analyse statistique des champs dynamiques de vent, soit en couplant le modèle LES à un modèle de mouvement du couvert. Nous envisageons aussi à terme d'utiliser le modèle ARPS pour des études liées à la dispersion de particules, telles que celles présentées au chapitre 6. Enfin, ce type de modèle est aussi utile pour étudier, par exemple, la propagation de feu de forêt en paysage complexe. Sur ce sujet, j'ai d'ailleurs contribué à la validation de la partie dynamique du modèle LES de François Pimont (Thésard et maintenant post-doctorant à l'Unité de Recherches Forestières Méditerranéennes, Equipe de Prévention des Incendies de Forêt, INRA Avignon) destiné à la simulation des feux de forêt à l'échelle du couvert (Pimont et al., 2009).

Références

- Allen, T. et A. R. Brown. 2002, «Large-eddy simulation of turbulent separated flow over rough hills», *Boundary-Layer Meteorology*, vol. 102, pp. 177–198.
- Ayotte, K. et D. Hughes. 2004, «Observations of boundary-layer wind-tunnel flow over isolated ridges of varying steepness and roughness», *Boundary-Layer Meteorology*, vol. 112, pp. 525–556.
- Barthlott, C., P. Drobinski, C. Fesquet, T. Dubos et C. Pietras. 2007, «Long-term study of coherent structures in the atmospheric surface layer», *Boundary-Layer Meteorology*, vol. 125, n° 1, pp. 1–24.
- Brown, A. R., J. M. Hobson et N. Wood. 2001, «Large-eddy simulation of neutral turbulent flow over rough sinusoidal ridges», *Boundary-Layer Meteorology*, vol. 98, pp. 411–441.
- Brunet, Y., J. J. Finnigan et M. R. Raupach. 1994, «A wind-tunnel study of air-flow in waving wheat - single-point velocity statistics», *Boundary-Layer Meteorology*, vol. 70, n° 1-2, pp. 95–132.
- Brunet, Y. et M. R. Irvine. 2000, «The control of coherent eddies in vegetation canopies : streamwise structure spacing, canopy shear scale and atmospheric stability», *Boundary-Layer Meteorology*, vol. 94, n° 1, pp. 139–163.
- Carlotti, P. 2002, «Two-point properties of atmospheric turbulence very close to the ground : comparison of a high resolution LES with theoretical models», *Boundary-Layer Meteorology*, vol. 104, n° 3, pp. 381–410.
- Collineau, S. et Y. Brunet. 1993a, «Detection of turbulent coherent motions in a forest canopy. 1. Wavelet analysis», *Boundary-Layer Meteorology*, vol. 65, n° 4, pp. 357–379.
- Collineau, S. et Y. Brunet. 1993b, «Detection of turbulent coherent motions in a forest canopy. 2. Time-scales and conditional averages», *Boundary-Layer Meteorology*, vol. 66, n° 1-2, pp. 49–73.
- Dimotakis, P. E. et G. L. Brown. 1976, «The mixing layer at high Reynolds number : large structure dynamics and entrainment», *Journal of Fluid Mechanics*, vol. 78, pp. 535–560.
- Drobinski, P., P. Carlotti, R. K. Newson, R. M. Banta, R. C. Foster et J. L. Redelsperger. 2004, «The structure of the near-neutral atmospheric surface layer», *Journal of Atmospheric Sciences*, vol. 61, n° 6, pp. 699–714.
- Dupont, S. et Y. Brunet. 2008a, «Edge flow and canopy structure : a large-eddy simulation study», *Boundary-Layer Meteorology*, vol. 126, pp. 51–71.
- Dupont, S. et Y. Brunet. 2008b, «Influence of foliar density profile on canopy flow : a large-eddy simulation study», *Agricultural and Forest Meteorology*, vol. 148, pp. 976–990.
- Dupont, S. et Y. Brunet. 2009, «Coherent structures in canopy edge flow : a large-eddy simulation study», *Journal of Fluid Mechanics*, vol. 630, pp. 93–128.
- Dwyer, M. J., E. G. Patton et R. H. Shaw. 1997, «Turbulent kinetic energy budgets from a large-eddy simulation of airflow above and within a forest canopy», *Boundary-Layer Meteorology*, vol. 84, n° 1, pp. 23–43.
- Farge, M. et K. Schneider. 2006, «Wavelets : application to turbulence», dans *Encyclopedia of Mathematics Physics*, édité par J. P. F. et al., Elsevier, pp. 408–420.

- Fesquet, C. 2008, *Structure de la turbulence atmosphérique à proximité de la surface*, Thèse de Doctorat, Ecole Polytechnique. 131 p.
- Fesquet, C., C. Barthlott, P. Drobinski, T. Dubos, C. Pietras et M. Haeffelin. 2006, «Impact of terrain heterogeneity on near-surface turbulence : long-term investigation at SIRTA observatory», dans *17th Symposium on Boundary Layers and Turbulence*, San Diego, CA, USA. 4 p.
- Finnigan, J. 2000, «Turbulence in plant canopies», *Annual Review of Fluid Mechanics*, vol. 32, pp. 519–571.
- Finnigan, J. et Y. Brunet. 1995, «Turbulent airflow in forests on flat and hilly terrain», dans *Wind and trees*, édité par M.P. Coutts & Grace J., Cambridge University Press, pp. 3–40.
- Finnigan, J. J., R. H. Shaw et E. G. Patton. 2009, «Turbulence structure above a vegetation canopy», *Journal of Fluid Mechanics*, vol. 637, pp. 387–424.
- Foudhil, H., Y. Brunet et J. Caltagirone. 2005, «A fine-scale k-epsilon model for atmospheric flow over heterogeneous landscapes», *Environmental Fluid Mechanics*, vol. 5, n° 3, pp. 247–265.
- Gao, W., R. Shaw et K. Paw U. 1989, «Observation of organised structures in turbulent flow within and above a forest canopy», *Boundary-Layer Meteorology*, vol. 47, pp. 349–377.
- Green, S. R. 1992, «Modelling turbulence air flow in a stand of widely-spaced trees», *PHOENICS, Journal of Computational Fluid Dynamics*, vol. 5, pp. 294–312.
- Hunt, J. C. R. et P. Carloti. 2001, «Statistical structure at the wall of the high Reynolds number turbulent boundary layer», *Flow Turbulence and Combustion*, vol. 66, n° 4, pp. 453–475.
- Hunt, J. C. R. et J. F. Morrison. 2000, «Eddy structure in turbulent boundary layers», *European Journal of Mechanical B/Fluids*, vol. 19, pp. 673–694.
- Jeong, J. et F. Hussain. 1995, «On the identification of a vortex», *Journal of Fluid Mechanics*, vol. 285, pp. 69–94.
- Kaimal, J. C. et J. J. Finnigan. 1994, *Atmospheric Boundary Layer Flows. Their Structure and Measurements*, Oxford University Press, New-York. 289 p.
- Kanda, M. et M. Hino. 1994, «Organized structures in developing turbulent-flow within and above a plant canopy, using a large-eddy simulation», *Boundary-Layer Meteorology*, vol. 68, n° 3, pp. 237–257.
- Katul, G. G. et J. D. Albertson. 1998, «An investigation of higher-order closure models for a forested canopy», *Boundary-Layer Meteorology*, vol. 89, n° 1, pp. 47–74.
- Li, Z. et J. D. Lin. 1990, «Air flow over and through a forest edge : a steady-state numerical simulation», *Boundary-Layer Meteorology*, vol. 51, pp. 179–197.
- Liu, J., J. M. Chen, T. A. Black et M. D. Novak. 1996, «E-epsilon modelling of turbulent air flow downwind of a model forest edge», *Boundary-Layer Meteorology*, vol. 77, n° 1, pp. 21–44.
- Lu, C. H. et D. R. Fitzjarrald. 1994, «Seasonal and diurnal variations of coherent structures over a deciduous forest», *Boundary-Layer Meteorology*, vol. 69, pp. 43–69.
- Morse, A. P., B. A. Gardiner et B. J. Marshall. 2002, «Mechanisms controlling turbulence development across a forest edge», *Boundary-Layer Meteorology*, vol. 103, n° 2, pp. 227–251.
- Nepf, H. et M. Ghisalberti. 2008, «Flow and transport in channels with submerged vegetation», *Acta Geophysica*, vol. 56, n° 3, pp. 753–777.
- Novak, M. D., J. S. Warland, A. L. Orchansky, R. Ketler et S. Green. 2000, «Wind tunnel and field measurements of turbulent flow in forests. Part I : Uniformly thinned stands», *Boundary-Layer Meteorology*, vol. 95, n° 3, pp. 457–495.
- Patton, E. G., R. H. Shaw, M. J. Judd et M. R. Raupach. 1998, «Large-eddy simulation of windbreak flow», *Boundary-Layer Meteorology*, vol. 87, n° 2, pp. 275–306.
- Pimont, F., J.-L. Dupuy, R. Linn et S. Dupont. 2009, «Validation of FIRETEC wind-flows over a canopy and a fuel-break», *International Journal of Wildland Fire*, vol. 18, pp. 775–790.
- Poggi, D. et G. Katul. 2007a, «The ejection-sweep cycle over bare and forested gentle hills : a laboratory experiment», *Boundary-Layer Meteorology*, vol. 122, pp. 493–515.
- Poggi, D. et G. G. Katul. 2007b, «Turbulent flows on forested hilly terrain : the recirculation region», *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, vol. 133, n° 625, pp. 1027–1039.
- Raupach, M. R., E. F. Bradley et H. Ghadiri. 1987, «A wind tunnel investigation into aerodynamic effect of forest clearings on the nesting of Abbott's booby on Christmas Island», Rap. Tech., CSIRO Centre for Environmental Mechanics, Canberra. 21 p.

- Raupach, M. R., P. Coppin et B. J. Legg. 1986, «Experiments on scalar dispersion within a plant canopy, Part I : The turbulence structure», *Boundary-Layer Meteorology*, vol. 35, pp. 21–52.
- Raupach, M. R., J. J. Finnigan et Y. Brunet. 1996, «Coherent eddies and turbulence in vegetation canopies : the mixing-layer analogy», *Boundary-Layer Meteorology*, vol. 78, n° 3-4, pp. 351–382.
- Ross, A. et S. Vosper. 2005, «Neutral turbulent flow over forested hills», *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, vol. 131, pp. 1841–1862.
- Ross, A. N. 2008, «Large-eddy simulations of flow over forested ridges», *Boundary-Layer Meteorology*, vol. 128, pp. 59–76.
- Ross, A. N., S. Arnold, S. B. Vosper, S. D. Mobbs, N. Dixon et A. G. Robins. 2004, «A comparison of wind-tunnel experiments and numerical simulations of neutral and stratified flow over a hill», *Boundary-Layer Meteorology*, vol. 113, pp. 427–459.
- Shaw, R. H., Y. Brunet, J. J. Finnigan et M. R. Raupach. 1995, «A wind tunnel study of air flow in waving wheat : two-point velocity statistics», *Boundary-Layer Meteorology*, vol. 76, n° 4, pp. 349–376.
- Shaw, R. H., D. Hartog et H. H. Neumann. 1988, «Influence of foliar density and thermal stability on profiles of Reynolds stress and turbulence intensity in a deciduous forest», *Boundary-Layer Meteorology*, vol. 45, pp. 391–409.
- Shaw, R. H. et U. Schumann. 1992, «Large-eddy simulation of turbulent-flow above and within a forest», *Boundary-Layer Meteorology*, vol. 61, n° 1-2, pp. 47–64.
- Shen, S. H. et M. Y. Leclerc. 1997, «Modelling the turbulence structure in the canopy layer», *Agricultural and Forest Meteorology*, vol. 87, n° 1, pp. 3–25.
- Su, H. B., R. H. Shaw et K. T. Paw U. 2000, «Two-point correlation analysis of neutrally stratified flow within and above a forest from large-eddy simulation», *Boundary-Layer Meteorology*, vol. 94, n° 3, pp. 423–460.
- Su, H. B., R. H. Shaw, K. T. Paw U, C. H. Moeng et P. P. Sullivan. 1998, «Turbulent statistics of neutrally stratified flow within and above a sparse forest from large-eddy simulation and field observations», *Boundary-Layer Meteorology*, vol. 88, n° 3, pp. 363–397.
- Watanabe, T. 2004, «Large-eddy simulation of coherent turbulence structures associated with scalar ramps over plant canopies», *Boundary-Layer Meteorology*, vol. 112, n° 2, pp. 307–341.
- Winant, C. D. et F. K. Browand. 1974, «Vortex pairing : the mechanism of turbulent mixing-layer growth at moderate Reynolds number», *Journal of Fluid Mechanics*, vol. 63, pp. 237–255.
- Xue, M., K. K. Droegemeier et V. Wong. 2000, «The Advanced Regional Prediction System (ARPS) - A multi-scale nonhydrostatic atmospheric simulation and prediction model. Part I : Model dynamics and verification», *Meteorology and Atmospheric Physics*, vol. 75, n° 3-4, pp. 161–193.
- Xue, M., K. K. Droegemeier, V. Wong, A. Shapiro, K. Brewster, F. Carr, D. Weber, Y. Liu et D. Wang. 2001, «The Advanced Regional Prediction System (ARPS) - A multi-scale nonhydrostatic atmospheric simulation and prediction tool. Part II : Model physics and applications», *Meteorology and Atmospheric Physics*, vol. 76, n° 3-4, pp. 143–165.
- Xue, M., K. K. Droegemeier, V. Wong, A. Shapiro et B. K. 1995, *ARPS version 4.0 user's guide.*, University of Oklahoma, Norman, OK : Center for Analysis and Prediction of Storms. 380 p.
- Yang, B., A. P. Morse, R. H. Shaw et K. T. Paw U. 2006a, «Large-eddy simulation of turbulent flow across a forest edge. Part II : Momentum and turbulent kinetic energy budgets», *Boundary-Layer Meteorology*, vol. 121, n° 3, pp. 433–457.
- Yang, B., M. R. Raupach, R. H. Shaw, K. Tha, U. Paw et A. P. Morse. 2006b, «Large-eddy simulation of turbulent flow across a forest edge. Part I : Flow statistics», *Boundary-Layer Meteorology*, vol. 120, n° 3, pp. 377–412.

Chapitre 5

Interaction vent-plante

Résumé. Ce chapitre présente mes travaux sur l'interaction entre l'écoulement turbulent et les plantes afin de répondre à des questions liées à la vulnérabilité des plantes au vent lors d'une tempête. J'ai tout d'abord étudié l'impact des hétérogénéités du paysage sur la vulnérabilité des arbres au vent sur un parc urbain et sur une lisière forestière en me basant uniquement sur la dynamique de l'écoulement, sans modèle de dynamique de l'arbre. Ces études m'ont permis de montrer que l'hétérogénéité du couvert forestier pouvait générer des zones de forte turbulence à risque pour la stabilité des arbres. Dans un souci d'application, j'ai ensuite étudié la possibilité d'aménager les lisières forestières de manière à protéger les arbres du couvert. Enfin, j'ai développé une approche originale de simulation couplée d'un écoulement turbulent avec le mouvement d'un couvert végétal à partir d'une approche poreux-élastique, que j'ai ensuite validé à partir d'enregistrements vidéos effectués par Py et al. (2005) sur un couvert de luzerne. Cette validation a permis de montrer que ce modèle est capable de simuler des mouvements de type *honami* du couvert, et de mieux comprendre l'interaction entre structures turbulentes cohérentes de l'écoulement et structures organisées du mouvement du couvert.

5.1 Introduction

Les paysages ruraux sont souvent caractérisés par une forte variabilité spatiale causée par la présence de clairières, routes, cultures, parcelles forestières de différentes hauteurs, etc., ainsi que par une variabilité topographique. Cette hétérogénéité pourrait être responsable de la grande variabilité spatiale des dégâts observés dans les massifs forestiers suite à une tempête. On peut citer comme exemple les dégâts du massif forestier des Landes suite aux tempêtes de fin décembre 1999 et plus récemment fin janvier 2009. Il importait ici de chercher à comprendre l'impact de cette hétérogénéité spatiale sur la vulnérabilité des peuplements au vent.

Comme on l'a vu au chapitre précédent, l'écoulement turbulent au niveau d'un couvert végétal est dominé par la présence de structures turbulentes énergétiques, qui se manifestent de façon intermittente et assurent une part importante des échanges entre canopée et atmosphère. Lors d'une tempête, il semble que les arbres ou plantes sont souvent cassés, pliés, ou déracinés non à cause de l'intensité du vent, qui est plus faible que la vitesse de rupture prédite à partir de tests statiques, mais parce que la structure dynamique des arbres interagit avec la périodicité des structures cohérentes du vent qui pénètrent dans le couvert (Finnigan, 1979; Gardiner, 1995). Une visualisation intéressante de l'interaction entre ces structures cohérentes de l'écoulement et le mouvement des plantes est le phénomène de vagues, appelé *Honami*, se propageant à la surface des champs de blé au cours de journées venteuses (Inoue, 1955; Finnigan et Mulhearn, 1978a). Ainsi, le mouvement des plantes est sensible à la fréquence des rafales de vent, qui augmente avec la vitesse du vent, augmentant le risque de casse ou de déracinement. La présence de brusques hétérogénéités de couvert induit de la turbulence additionnelle, une accélération du vent, et par conséquent une augmentation de l'intensité des rafales. Ainsi, les hétérogénéités locales du couvert augmentent le risque potentiel de dommage tel que celui observé par Somerville (1980) dans une forêt Néo-zélandaise.

A cause de la complexité des différents processus impliqués dans l'interaction vent-plante à l'échelle du paysage hétérogène, il s'est avéré indispensable d'utiliser une approche mécaniste de modélisation des processus

physiques liés au développement de ces structures turbulentes et à leur interaction avec le couvert afin d'étudier la vulnérabilité des arbres au vent liée à la fragmentation du paysage.

On a vu au chapitre précédent que plusieurs modèles d'écoulement à l'intérieur et au-dessus des couverts ont été développés à partir de modèles de turbulence de type statistique (voir, par exemple, Li et Lin, 1990; Green, 1992; Liu et al., 1996; Foudhil et al., 2005; Dupont et Brunet, 2006) ou LES (Shaw et Schumann, 1992; Kanda et Hino, 1994; Dwyer et al., 1997; Shen et Leclerc, 1997; Su et al., 1998, 2000; Watanabe, 2004; Dupont et Brunet, 2008c; Yang et al., 2006b,a; Dupont et Brunet, 2008a,b, 2009; Ross, 2008; Dupont et al., 2008). Cependant, dans ces modèles d'écoulement, le couvert est simplement représenté par un terme de traînée dans l'équation du mouvement, sans prendre en compte le mouvement des plantes, ces dernières étant considérées comme fixes.

D'autre part, une grande variété de modèles a été développée pour simuler le mouvement des plantes à partir de modèle simple d'oscillateur mécanique (Finnigan et Mulhearn, 1978b; Mayer, 1987; Flesch et Grant, 1992; Flesch et Wilson, 1999; Farquhar et al., 2000; Doare et al., 2004; Py et al., 2004, 2006; Gosselin et de Langre, 2009) jusqu'à des modèles de dynamique complexe basés sur une approche par éléments finis (Kerzenmacher et Gardiner, 1998; Ikeda et al., 2001; Sellier et al., 2006, 2008; Rodriguez et al., 2008). Dans ces modèles, les plantes sont représentées comme des tiges rigides oscillantes dans une ou deux directions de l'espace, et pour les plus complexes par des tiges flexibles avec des branches. Les modèles complexes sont le plus souvent appliqués à une plante individuelle pour simuler le mouvement d'un arbre par exemple, alors que les modèles simples sont appliqués à l'échelle d'un couvert pour simuler le mouvement d'une culture. Ces derniers modèles sont souvent considérés comme poreux-élastiques lorsque les plantes ne sont pas individualisées (de Langre, 2008). Ces modèles de plante ou culture sont forcés par des champs de vent analytiques (impulsion de vent, train d'ondes sinusoïdales) ou des séries temporelles de vent issues de mesures sans considérer de retour entre le mouvement des plantes et l'écoulement, excepté dans les modèles de Finnigan et Mulhearn (1978b), Ikeda et al. (2001), Py et al. (2006) et Gosselin et de Langre (2009) qui sont discutés plus loin. Cette revue ne serait pas complète sans parler des modèles mécanistes tels que HWIND (Peltola et al., 1999), GALES (Gardiner et al., 2000) ou FOREOLE (Ancelin et al., 2004) qui ont été développés pour la gestion de scénarios forestiers afin de quantifier la stabilité au vent d'un peuplement. Contrairement aux modèles précédents, ces modèles sont uniquement statiques et la turbulence de l'écoulement est prise en compte au travers d'un facteur de rafale déduit de mesures en soufflerie.

Dans une première approche (Section 5.2), je me suis intéressé avec Y. Brunet (Ephyse), dans le cadre du projet VENFOR (coordonné par Y. Brunet) en réponse à l'appel d'offre 'Forêt, Vent et Risques' lancé par le GIP ECOFOR, à évaluer l'impact d'hétérogénéités spatiales sur la vulnérabilité des arbres au vent à partir des statistiques sur l'écoulement de vent déduites de simulations sans utiliser de modèle mécanique de mouvement de l'arbre. Je me suis d'abord intéressé à la dynamique de l'écoulement à l'échelle d'un parc forestier urbain ayant subi de forts dégâts durant la tempête de 1999 (Section 5.2), suite à un contrat avec le cabinet Pousse-Conseil. L'objectif était de voir si la variabilité spatiale du champ de vent ou de la turbulence (rafales de vent locales), résultant de la structure fragmentée du parc lui-même, pouvait expliquer l'hétérogénéité des dégâts observée suite à cette tempête. Puis, je me suis intéressé à l'impact de différentes formes de lisière (angle de la lisière, répartition verticale et horizontale de la végétation) sur la vulnérabilité des arbres du peuplement au vent (Section 5.3).

Dans une seconde approche, je me suis intéressé dans le cadre du projet national 'Chêne-Roseau : mécanismes de l'interaction dynamique entre vent et plantes déformables' financé par l'ANR blanc (en collaboration avec le LadHyX¹ de l'Ecole Polytechnique, l'INRIA et le PIAF² de l'INRA de Clermont-Ferrand), à l'interaction complète entre mouvement des plantes et écoulement turbulent. Alors que l'écoulement turbulent du vent au niveau des couverts a été largement étudié (voir Finnigan, 2000, pour une revue), les mouvements cohérents d'un couvert et son interaction complète avec l'écoulement de vent ont reçu peu d'attention. On peut citer les premiers travaux de Finnigan et Mulhearn (1978a) et Finnigan et Mulhearn (1978b) concernant respectivement une expérimentation en soufflerie et un modèle analytique appliqués à un couvert flexible imitant un couvert de blé. Plus récemment, Ikeda et al. (2001) a introduit une équation de mouvement d'un couvert de plantes flexibles dans un modèle LES 2D. Cependant, leur étude présente seulement des informations qualitatives à partir d'un modèle LES 2D surprenant qui devrait avoir moins de sens physique qu'un modèle 3D. De manière similaire à Finnigan et Mulhearn (1978a), mais dans une soufflerie hydraulique, Ghisalberti et Nepf (2006) ont étudié les structures cohérentes de

¹ Laboratoire d'Hydrodynamique

² Physique et Physiologie Intégratives de l'Arbre Fruitier et Forestier

l'écoulement au-dessus de canopées rigide et flexible. Les données les plus détaillées à ce jour sur le mouvement d'un couvert proviennent certainement de l'expérimentation de Py et al. (2005) où des enregistrements vidéos ont été réalisés sur des champs de luzerne et de blé. L'analyse de ces vidéos leur a permis de caractériser les structures spatio-temporelles des mouvements du couvert sujet à différentes intensités de vent. Py et al. (2006) ont complété cette expérimentation par une analyse d'instabilités linéaires des mouvements du couvert en utilisant un modèle analytique similaire à celui de Finnigan et Mulhearn (1978b) qui couple un écoulement de couche de mélange avec un modèle d'oscillation de canopée végétale au travers de la force de traînée. Ils ont observé qu'avec l'augmentation de la vitesse du vent, lorsque la fréquence des instabilités du vent se rapproche de la fréquence propre des plantes, alors la fréquence de l'écoulement dévie et s'accroche sur celle des plantes. Ainsi, sur un certain intervalle de vitesse du vent, l'écoulement et la canopée végétale bougent en phase. Ce mécanisme d'accrochage a aussi été observé par Gosselin et de Langre (2009) pour un écoulement d'eau sur un couvert de plantes aquatiques avec une version revisitée du modèle de Py et al. (2006). Les longueurs d'onde des structures du couvert les plus instables, déduites de Py et al. (2006) à partir de leur modèle pour des couverts de luzerne et de blé, sont en accord avec celles déduites des enregistrements vidéos (Py et al., 2005), avec la même dépendance que les mesures à l'intensité de la vitesse de vent moyen. Cependant, ces mesures n'ont pas permis de confirmer ou d'infirmer l'existence de ce mécanisme d'accrochage. Ainsi il découlait de ces différentes études une grande incertitude sur la possibilité d'impact du mouvement des plantes sur la turbulence de l'écoulement de vent.

Afin de mieux comprendre cette interaction entre le vent et les plantes à l'échelle du paysage hétérogène, j'ai introduit pour la première fois une équation de mouvement des plantes dans le modèle LES ARPS présenté au chapitre précédent et j'ai validé ce modèle sur un couvert de luzerne à partir des films vidéos de Py et al. (2005).

5.2 Écoulement turbulent à l'échelle d'un parc urbain ravagé par une tempête

Dupont S., Y. Brunet, 2006 : Simulation of the turbulent flow in an urban forested park damaged by a windstorm, Boundary-Layer Meteorology, 120, 133-161.

Les parcs urbains sont de bons exemples de couverts complexes avec de fortes hétérogénéités à de petites échelles spatiales. Ils sont souvent caractérisés par des groupes d'arbres éparpillés, de petites zones boisées, des arbres isolés, des zones ouvertes, des lisières bien délimitées, des bâtiments, etc. J'ai entrepris pour cela une étude à l'échelle d'un parc forestier urbain de 25 hectares ayant subi de forts dégâts au cours de la tempête de 1999. Il a été observé que plusieurs parties du parc ont été dévastées alors que d'autres sont restées intactes. La grande variabilité spatiale des dommages à l'échelle d'un parc peut souvent s'expliquer en termes d'espèce d'arbre, de santé des arbres, de condition du sol ou de l'enracinement des arbres. Cependant, dans ce cas particulier, des études de terrain ont montré que la variabilité des dommages observés ne pouvaient pas s'expliquer par ces facteurs. L'objectif était de voir si les dommages observés dans ce parc urbain pouvaient être la conséquence de la variabilité spatiale des champs de vent et de turbulence (rafales de vent locales), résultant de la structure du parc lui-même, caractérisée par une importante fragmentation du couvert.

Je disposais pour cela d'une description très détaillée de la répartition, très hétérogène, des arbres dans le parc et de leur structure. Des cartes 3D de vitesse moyenne, d'énergie cinétique et de flux de quantité de mouvement ont été générées avec le modèle d'écoulement Aquilon pour des conditions du parc et météorologiques correspondant à celles de la tempête. Aquilon est un code de mécanique des fluides développé au laboratoire TREFLE³ de l'Université de Bordeaux 1 (J.-P. Caltagirone), il repose sur le système de Reynolds et donne accès aux champs moyens 3D de vitesse, de flux de quantité de mouvement et d'énergie cinétique turbulente. La turbulence étant modélisée de manière statistique à partir d'un modèle de fermeture $k - \varepsilon$, les grandeurs simulées correspondent à des grandeurs moyennes, les rafales ne sont pas simulées comme avec l'approche LES utilisée au chapitre précédent ; en revanche, l'énergie cinétique turbulente peut être un bon indicateur de l'intensité de ces rafales. Le code original avait été adapté à la végétation à partir d'une approche de traînée telle que implémentée dans le modèle ARPS (Chapitre 4) au cours de la thèse de Foudhil (2002). Cette version de Aquilon avait été précédemment validée à partir de données issues de souffleries et d'expérimentations in situ, sur les champs de vent, d'énergie cinétique turbulente et de flux de quantité de mouvement dans trois grandes configurations (Foudhil et al., 2005) : un changement de

³ Transferts Écoulements Fluides Énergétique

rugosité de type lisse-rugueux, sans végétation ; un couvert végétal homogène horizontalement ; un écoulement de lisière, avec transitions clairière-forêt et forêt-clairière. A mon arrivée à l'INRA, j'ai repris ce modèle et réactualisé les développements de Foudhil (2002) dans la dernière version standard de Aquilon.

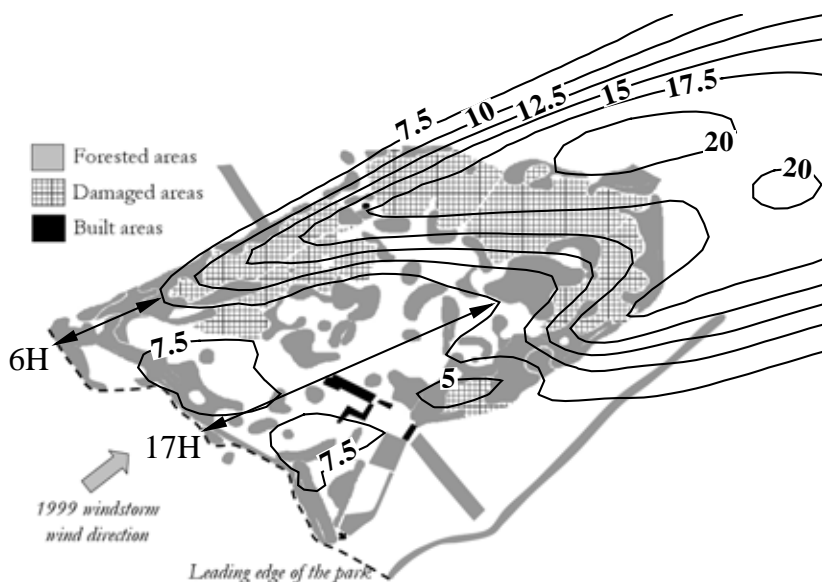


Fig. 5.1 Iso-contours de l'énergie cinétique turbulente simulés à 37 m au-dessus du sol, au niveau d'un parc urbain ravagé au cours de la tempête de 1999, pour des conditions atmosphériques similaires à celles de la tempête.

La Figure 5.1 présente sur une coupe horizontale les iso-contours de l'énergie cinétique turbulente de l'écoulement simulés juste au-dessus des arbres (37 m). On peut voir que la position moyenne de la zone de forte turbulence où les rafales de vent locales devraient être les plus intenses, correspond relativement bien aux zones ravagées (zones quadrillées sur la figure), alors même que les autres variables considérées (nature du sol, type d'arbre, santé des arbres, enracinement, etc.) n'ont pas permis d'expliquer la répartition spatiale des dégâts. La distance à la lisière à partir de laquelle la zone de forte turbulence commence à se développer n'est pas une simple translation de la lisière d'attaque du parc mais dépend de l'hétérogénéité spatiale du couvert ressentie par l'écoulement suite à son passage de la lisière. La région turbulente se développe d'autant plus près de la lisière du parc que le couvert est continu dans la direction de l'écoulement, à cause du plus fort cisaillement du vent au sommet du couvert dans cette région.

Ces résultats de simulation ont confirmé le rôle majeur de la structure spatiale du parc dans le développement de zones turbulentes lors de la tempête qui ont généré les dégâts observés. D'autres cas de simulation ont permis d'étudier différents scénarios : tempête d'été (arbres avec feuilles), tempête en configuration actuelle du parc. Au-delà de l'étude rétrospective des dommages causés par une tempête sur un paysage forestier, l'un des intérêts majeurs de ce type d'approche était de rendre possible des études prospectives, en permettant de tester par exemple divers scénarios d'aménagement du paysage sur les régimes turbulents qui s'y développeraient.

5.3 Impact de la forme des lisières forestières sur la stabilité au vent des arbres

Dupont S., Y. Brunet, 2008b : *Impact of forest edge shape on tree stability : a large-eddy simulation study*, *Forestry*, 81, 299-315.

Les lisières forestières sont une source majeure d'hétérogénéité dans un paysage fragmenté et par conséquent l'écoulement au-dessus de régions forestières est souvent sous leur influence (Chen et al., 1993; Cadenasso et Pickett, 2000). La présence de ces lisières est une source potentielle de dommage des peuplements au vent. Ainsi, étudier la vulnérabilité au vent des arbres à l'échelle du paysage nécessite de mieux comprendre la dynamique de l'écoulement et des arbres, ainsi que leur interaction en aval d'une lisière forestière. Une réponse pour limiter la vulnérabilité des arbres soudainement exposés à un écoulement de lisière, après une éclaircie, pourrait consister à traiter-adapter la lisière par des changements de densité ou de forme. A ma connaissance, la seule étude faite précédemment sur le possible impact d'un traitement de lisière sur la stabilité des arbres est celle de Gardiner et Stacey (1996) qui ont testé l'impact de cinq types de traitement de lisière à partir de mesures en soufflerie. Ils ont observé un léger bénéfice avec des transitions graduelles et aérodynamiques et une augmentation de la vulnérabilité en présence d'une couche végétale de faible hauteur précédant la lisière.

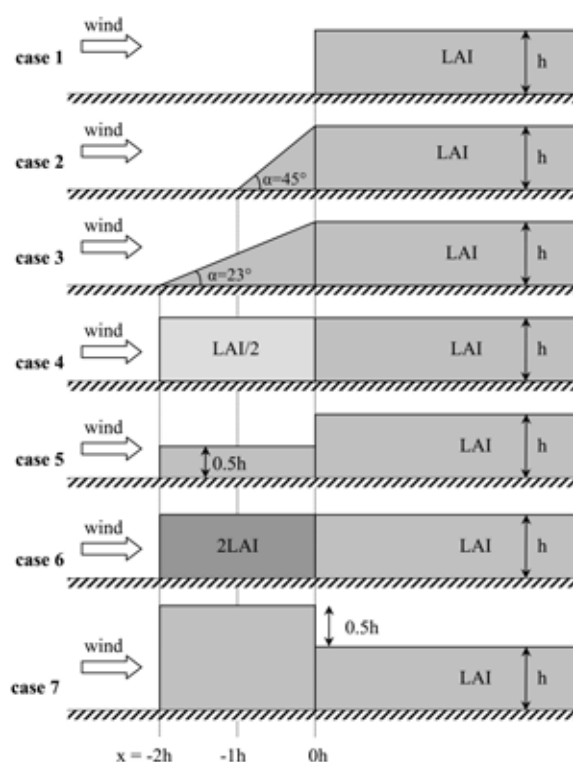


Fig. 5.2 Représentation schématique des sept traitements de lisière considérés dans l'étude.

Cette étude avait deux objectifs : (i) utiliser l'approche LES, précédemment validée sur un écoulement de lisière (Section 4.4), pour étudier la stabilité des arbres situés derrière une lisière forestière et (ii) analyser l'impact de différents types de traitement de lisière (lisières droite, profilée, de faible densité, dense, haute et petite, telles que schématisées sur la Figure 5.2) sur la stabilité des arbres du peuplement aval de la lisière, à partir des champs de vent. Bien que la vulnérabilité des arbres peut dépendre de multiple facteurs tels que leur espèce, leur santé, les conditions de sol ou leur structure racinaire, seule la vulnérabilité des arbres à la dynamique du vent a été considérée dans cette études.

Dans ce sens, une première étude sur la forme des lisières avait été faite avec le modèle Aquilon au cours du stage de Krzikalla (2005), effectué sous mon encadrement. Toutefois, l'approche LES du modèle ARPS a été préférée à l'approche statistique de Aquilon car elle permet d'avoir accès non seulement aux champs moyens mais aussi aux champs instantanés, et donc de reproduire des structures turbulentes, telles que les rafales, qui sont essentielles dans les processus de chablis. Les simulations des écoulements turbulents sur les 7 formes de lisières (Figure 5.2) ont été réalisées dans la même configuration que les simulations d'écoulement de lisière présentées et validées à la Section 4.4. Pour résumer, une configuration couvert-clairière-couvert a été considérée sur un domaine de calcul s'étendant sur $690 \times 200 \times 200 \text{ m}^3$ et avec une résolution horizontale et verticale de 2 m en dessous de 84 m. Le couvert est caractérisé par une hauteur h de 18 m, une densité frontale constante correspondant à un indice foliaire (LAI) proche de 2 et un coefficient de traînée de 0.2. La clairière a une longueur de $20h$.

Comme première approche, le risque de dommage a été uniquement déduit des statistiques sur l'écoulement de vent sans utiliser de modèle mécanique de mouvement de l'arbre. Cela a été possible à partir de l'analyse des coefficients de moment de courbure moyen Q_m et extrême Q_{ex} des arbres et du facteur de rafale $G = Q_{ex}/Q_m$. Le lien entre la vulnérabilité de l'arbre, le moment de courbure extrême et le facteur de rafale n'est pas direct. D'un côté, les arbres adaptent leur résistance de courbure à partir des conditions locales moyennes de charge du vent. La résistance de courbure des arbres dépend ainsi de l'historique de l'environnement des arbres. C'est pourquoi, G est souvent privilégié dans des études de vulnérabilité (Gardiner et Stacey, 1996), il prend en compte implicitement la résistance de courbure moyenne locale. Cependant, les arbres peuvent ne pas uniquement adapter leur résistance de courbure au chargement moyen du vent local mais aussi au chargement extrême local, et donc au facteur de rafale moyen local. D'un autre côté, les arbres adjacents à une éclaircie récente sont souvent plus vulnérables que les arbres situés au niveau d'une lisière naturelle ou établie puisque la structure et le système racinaire des premiers n'ont pas eu le temps de s'adapter à ces nouvelles conditions de vent de lisière, contrairement aux derniers (Gardiner, 1994; Peltola, 1996; Talkkari et al., 2000; Zeng et al., 2004). Ainsi, pour des lisières récentes, Q_{ex} est apparu être un meilleur indicateur de la vulnérabilité des arbres que G . Il s'ensuit que le facteur de rafale et le moment de courbure extrême, par eux-mêmes ou ensemble, ne sont probablement pas suffisants pour caractériser la vulnérabilité des arbres, mais ils représentent les seuls indicateurs possibles de vulnérabilité pouvant être déduits de simulations de vent.

La vulnérabilité des arbres a été tout d'abord étudiée derrière une lisière droite (cas 1 de la Figure 5.2). Il a été observé que G est plus faible dans la région de lisière, de $x = 0$ à $2 - 3h$, alors Q_{ex} est maximum à la lisière et diminue rapidement derrière (Figure 5.3). Plus loin en aval, ces deux variables augmentent jusqu'à $x = 5 - 6h$, où elles atteignent un état d'équilibre avec le peuplement. Ces comportements de G et Q_{ex} sont en accord avec les observations de soufflerie de Stacey et al. (1994) et Gardiner et al. (2005) (Figure 5.3). Les différents stades de variation de G et Q_{ex} en aval de la lisière peuvent s'expliquer ainsi.

- Au niveau de la région de lisière, les grandes valeurs de Q_{ex} sont expliquées par les rafales de vent provenant de la clairière et pénétrant dans le couvert à partir de la lisière, alors que les faibles valeurs de G s'expliquent : (i) à la lisière par les grandes valeurs de moment de courbure moyen Q_m des arbres ; (ii) légèrement plus en aval par la faible intensité des rafales de vent due au faible niveau de l'énergie cinétique turbulente dans cette région, résultant de la distorsion de l'écoulement moyen à la lisière et de sa décélération dans le couvert (dans une région où la zone d'intensification des rafales, EGZ, caractérisée par un maximum du coefficient d'asymétrie de la vitesse longitudinale, n'est pas encore développée) (voir Section 4.4) ; et (iii) par le comportement des rafales extrêmes au-dessus du couvert, se déplaçant essentiellement dans la direction longitudinale, sans pénétrer dans le couvert.
- A partir de $x = 2 - 3h$, la rapide augmentation de G et Q_{ex} s'explique par le développement des structures cohérentes au sommet du couvert (voir Section 4.4) caractérisées par un mouvement de balayage en leur front, conduisant à des rafales capables de pénétrer à l'intérieur du couvert et donc d'importer de grandes valeurs de vitesse de vent.
- A partir de $x = 5 - 6h$, les valeurs de G et Q_{ex} s'ajustent avec le couvert, de manière plus rapide que les variables turbulentes au sommet du couvert telles que l'énergie cinétique turbulente ou le coefficient d'asymétrie de la vitesse longitudinale Sk_u , qui s'ajustent autour de $x = 9 - 10h$ (voir Section 4.4). Ce rapide ajustement s'explique (i) par le rapide ajustement de l'énergie cinétique turbulente dans le couvert (jouant sur le moment de courbure moyen des arbres) et (ii) par une compensation entre l'augmentation de l'énergie cinétique

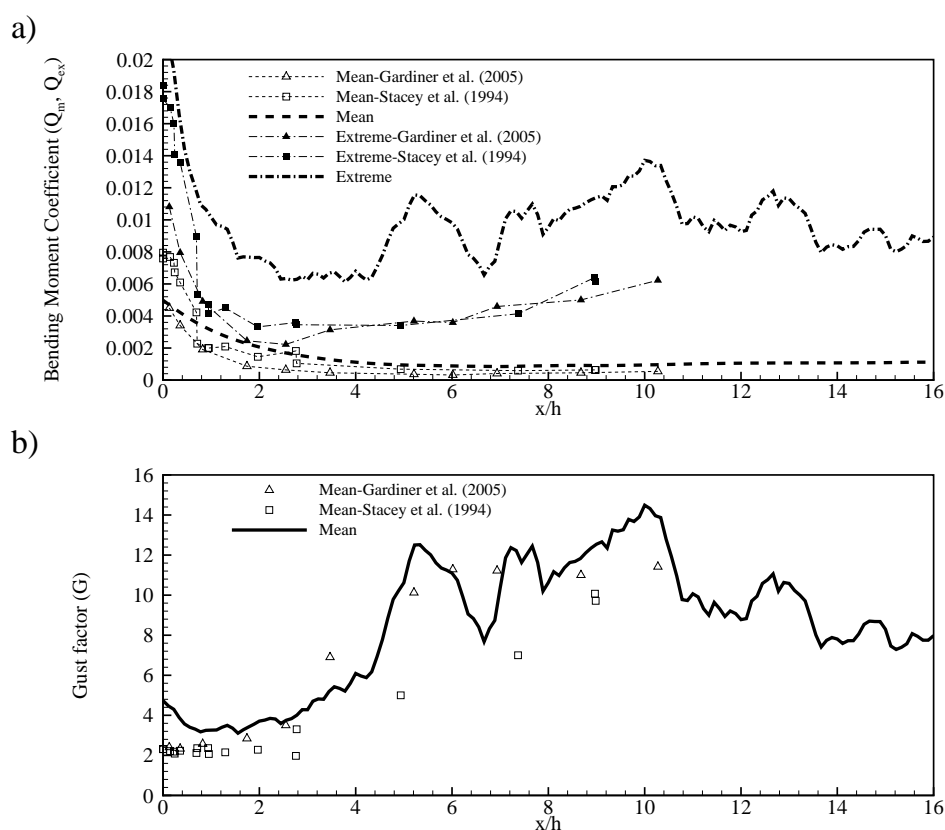


Fig. 5.3 Coefficients de moment de courbure moyen et extrême (a) des arbres et facteur de rafale (b) simulés derrière une lisière droite (cas 1 de la Figure 5.2) et comparés avec les mesures de soufflerie réalisées par Stacey et al. (1994) et Gardiner et al. (2005).

turbulente au sommet du couvert et une réduction de Sk_u à partir de $x = 5h$ jusqu'à $10h$ (responsable du comportement du moment de courbure extrême).

Contrairement à ce qu'il pouvait être pensé au départ concernant la zone d'intensification des rafales (EGZ) observée près du sommet du couvert à quelques h de la lisière et s'étendant sur $3h$ (Section 4.4), cette zone ne semble pas plus à risque en terme de dommage que plus en aval. De manière générale, l'existence de cette zone peut être attribuée à un faible niveau de l'énergie cinétique turbulente dans cette région de l'écoulement. L'augmentation de la vulnérabilité des arbres après quelques h en aval de la lisière semble s'expliquer par la présence de mouvements de balayage. Dans la région de lisière, les structures turbulentes les plus fortes ont une vitesse verticale négligeable et se déplacent parallèlement au sommet du couvert, alors que plus en aval elles pénètrent dans le couvert sous la forme de mouvement de balayage, augmentant ainsi le moment de courbure des arbres.

Pour la plupart des traitements de lisière considérés dans cette étude, G montre un comportement similaire avec la distance à la lisière à celui observé pour une lisière droite (non traitée). En considérant que la vulnérabilité des arbres derrière une lisière établie peut être estimée à partir du facteur de rafale, et que la vulnérabilité des arbres situés derrière une lisière récente peut être estimée à partir du moment de courbure extrême, alors il ressort les conclusions suivantes de l'étude de sensibilité sur les traitements de lisière.

- Pour une lisière établie, il n'y a pas de bénéfice clair à traiter une lisière. La vulnérabilité potentielle des arbres de lisière pourrait être même légèrement augmentée puisque l'augmentation du facteur de rafale est plus proche de la lisière avec un traitement que sans (et la vulnérabilité est légèrement plus forte avec un traitement dense). Le facteur de rafale est seulement réduit derrière un traitement plus haut que le peuplement mais il augmente plus loin en aval à cause de l'interaction du sillage du traitement avec le peuplement.

- Pour une lisière récente, la vulnérabilité des arbres est le plus souvent légèrement réduite dans la région de lisière si un traitement est appliqué, comme observé par Gardiner et Stacey (1996) pour des traitements graduels ou profilés. En effet, les traitements réduisent les moments de courbure moyen et extrême des arbres dans la région de lisière, notamment en aval des traitements dense et haut suivi des traitements profilés et graduels en densité et hauteur. Cependant, le moment de courbure extrême est augmenté plus en aval pour le traitement haut à cause de son sillage, comme mentionné pour les lisières établies.

5.4 Modélisation du mouvement d'un couvert végétal au vent

Dupont S., F. Gosselin, C. Py, E. de Langre, P. Hémon, Y. Brunet, 2009 : Modelling waving crops using large-eddy simulation, Journal of Fluid Mechanics, en révision.

Afin de mieux comprendre l'interaction entre le vent et le mouvement des plantes à l'échelle du paysage, j'ai introduit une équation de mouvement du couvert dans le modèle LES ARPS dans le cadre du projet de recherche 'Chêne-Roseau'. Ce modèle est le premier de la sorte capable de simuler le couplage complet entre l'écoulement turbulent et le mouvement d'un couvert végétal. J'ai ensuite validé ce modèle par rapport aux enregistrements vidéos effectués par Py et al. (2005) sur un couvert de luzerne. Puis, j'ai étudié l'interaction entre les mouvements organisés du couvert et les structures cohérentes du vent.

5.4.1 Méthode

Les plantes d'un couvert de type culture peuvent être vues comme des tiges rigides mécaniques identiques oscillantes dans les deux directions horizontales de l'espace, tel que vérifié par Finnigan et Mulhearn (1978b) et confirmé par les tests en vibration effectués par Py et al. (2005) sur des brins de luzerne et de blé. Suivant l'analyse modale, la déformation de la tige d'une plante peut se décomposer en une série de différents modes de vibration tels que son déplacement q_i dans la direction i , soit la somme des contributions de chaque mode de vibration : $q_i(t) = \sum_n \lambda_i^n(t) \varphi_i^n$, où φ_i^n représente la forme du mode n de la tige et λ_i^n son déplacement associé. Comme l'architecture des plantes d'une culture est relativement 'simple', un seul mode de vibration de forme linéaire, $\varphi_i = z/h$, est considéré. Avec cette approche, les tiges des plantes sont seulement caractérisées par leur hauteur h , leur masse m , leur coefficient d'amortissement adimensionné ξ , et leur fréquence de vibration naturelle f_0 .

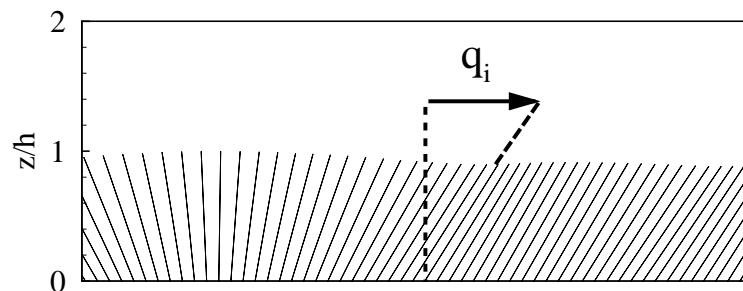


Fig. 5.4 Représentation dans ARPS d'un couvert de plantes comme une succession de tiges rigides sous le vent où q_i est le déplacement de la plante au sommet du couvert dans la direction i .

A l'échelle du couvert, la canopée peut être vue comme une succession de rangées infinies de tiges rigides (Figure 5.4). Afin d'utiliser la même résolution spatiale entre l'écoulement de vent et le mouvement des plantes, la canopée n'est pas vue comme une succession de plantes individuelles mais comme un milieu continu poreux-élastique dont le mouvement est décrit par le déplacement de son sommet moyenné en volume sur la maille $\tilde{q}_i(x, y, t)$. Ainsi, la cinématique de ce milieu continu sous chargement du vent peut être décrite simplement à partir de la forme continue de l'équation d'un oscillateur mécanique amorti :

$$M \frac{\partial^2 \tilde{q}_i}{\partial t^2} + C \frac{\partial \tilde{q}_i}{\partial t} + R \tilde{q}_i = \bar{\rho} \int_0^h C_D \left| \tilde{u}_i - \frac{x_3}{h} \frac{\partial \tilde{q}_i}{\partial t} \right| \left(\tilde{u}_i - \frac{x_3}{h} \frac{\partial \tilde{q}_i}{\partial t} \right) \varphi_i dx_3, \quad (5.1)$$

où $i \in \{1, 2\}$; t est le temps; x_i ($x_1 = x, x_2 = y, x_3 = z$) représentent respectivement les directions longitudinale, latérale et verticale; u_i la composante de vitesse instantanée suivant x_i ; ρ la densité de l'air; $M = m/3$; $C = c/h^2$ avec c le coefficient d'amortissement; et $R = r/h^2 - mg/(2h)$ avec r le coefficient de raideur et g l'accélération de la gravité. Le coefficient d'amortissement est calculé à partir de $c = 4\pi m h^2 f_0 \xi / 3$, et le coefficient de raideur est déduit de la relation $f_0 = R/(4\pi^2 M)$, conduisant à $r = 4\pi^2 m h^2 f_0^2 + mgh/2$. Les termes à gauche du signe égal de (5.1) représentent, respectivement, les termes d'inertie, d'amortissement, de raideur et de gravité. Le terme à droite du signe égal représente le terme de chargement lié au vent. Dans ce dernier terme, $C_D = C_d^{canopy} A_f^{plant}$, où C_d^{canopy} et A_f^{plant} sont le coefficient moyen de traînée du couvert et la densité frontale moyenne de la plante ($m^2 m^{-1}$). Le coefficient de traînée moyen des plantes est supposé égal à celui de la canopée.

Les collisions entre plantes voisines sont négligées puisqu'elles ont été trouvées négligeables par Py et al. (2006) pour un couvert de luzerne. Néanmoins, avec cette forme continue de l'équation de mouvement du couvert, des collisions élastiques entre plantes pourraient dans le futur être facilement considérées comme montré par Doare et al. (2004) au travers d'un terme additionnel dépendant de la dérivée seconde en espace des déplacements des plantes, transformant (5.1) en une équation d'onde.

Le couplage entre ce modèle de mouvement du couvert et le modèle LES d'écoulement se fait au travers du terme de traînée. Ainsi, le modèle présenté à la Section 4.2 pour un couvert fixe a été étendu à un couvert flexible. Pour cela, les termes de traînée dans les équations du mouvement et de l'énergie cinétique turbulente de sous-maille prennent maintenant en compte le mouvement des plantes en retirant aux composantes de vitesse du vent \tilde{u}_i les composantes de vitesse de déplacement des plantes $\partial \tilde{q}_i / \partial t$:

$$\begin{aligned} \frac{\partial \tilde{u}_i}{\partial t} + \tilde{u}_j \frac{\partial \tilde{u}_i}{\partial x_j} = & -\frac{1}{\bar{\rho}} \frac{\partial}{\partial x_i} \left(\tilde{p}'' - \alpha_{div} \frac{\partial \tilde{p} \tilde{u}_j}{\partial x_j} \right) - g \left(\frac{\tilde{\theta}''}{\bar{\theta}} - \frac{c_p \tilde{p}''}{c_v \bar{p}} \right) \delta_{i3} - \frac{\partial \tau_{ij}}{\partial x_j} \\ & - \frac{C_D}{l^2} \left| \tilde{u}_i - (1 - \delta_{i3}) \frac{x_3}{h} \frac{\partial \tilde{q}_i}{\partial t} \right| \left(\tilde{u}_i - (1 - \delta_{i3}) \frac{x_3}{h} \frac{\partial \tilde{q}_i}{\partial t} \right), \end{aligned} \quad (5.2)$$

et

$$\frac{\partial e}{\partial t} + \tilde{u}_j \frac{\partial e}{\partial x_j} = -\tau_{ij} \frac{\partial \tilde{u}_i}{\partial x_j} + \frac{\partial}{\partial x_j} \left(2 \left((1 - \delta_{j3}) v_{th} + \delta_{j3} v_{tv} \right) \frac{\partial e}{\partial x_j} \right) - \frac{g}{\bar{\theta}} \tau_{3\theta} - C_e \frac{e^{3/2}}{l_{tv}} - 2 \frac{C_D}{l^2} \left| \tilde{u}_i - \frac{x_3}{h} \frac{\partial \tilde{q}_i}{\partial t} \right| e. \quad (5.3)$$

Par simplification, le tilde sur \tilde{u}_i et \tilde{q}_i sera omis dans la suite du chapitre.

5.4.2 Application sur un couvert de luzerne

Cette nouvelle version de ARPS a été validée à partir des enregistrements vidéos du mouvement d'un champ de luzerne (*Medicago sativa* L. cv Mercedes) effectués à Lusignan, France, par Py et al. (2005). A partir de ces films vidéos, Py et al. (2005) ont pu en déduire : (i) les champs de vitesse spatio-temporels de la surface du couvert à

partir d'une technique de corrélation et des algorithmes de PIV⁴, et ensuite (ii) les caractéristiques principales des structures cohérentes du couvert (longueur d'onde spatiale et fréquence temporelle) à partir d'une décomposition bi-orthogonale (BOD) de ces champs de vitesse.

Plusieurs simulations 3D ont été réalisées pour différentes intensités de vent sur un même couvert de luzerne homogène horizontalement, de hauteur h égale à 0.69 m. La densité frontale a été prise quasiment constante et proche d'un indice foliaire (LAI) de 3, et le coefficient de traînée a été pris égal à 0.2. Le domaine de calcul s'étend sur $30 \times 15 \times 8 \text{ m}^3$ avec une résolution horizontale de 0.15 m et une résolution verticale de 0.08 m en dessous de 3.5 m, au-dessus la grille s'étire. Des conditions périodiques ont été appliquées au niveau des parois latérales. Les valeurs des propriétés mécaniques des plantes ont été déduites des mesures faites par Py et al. (2005).

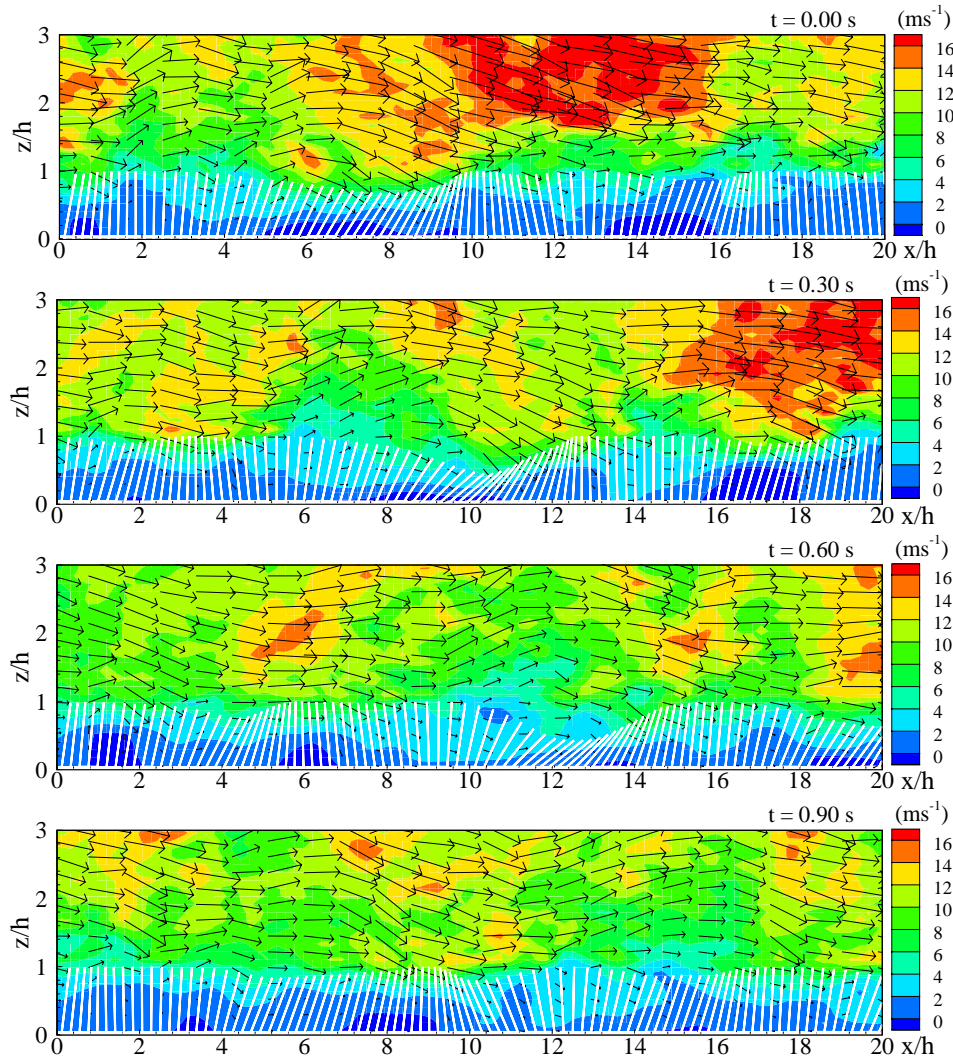
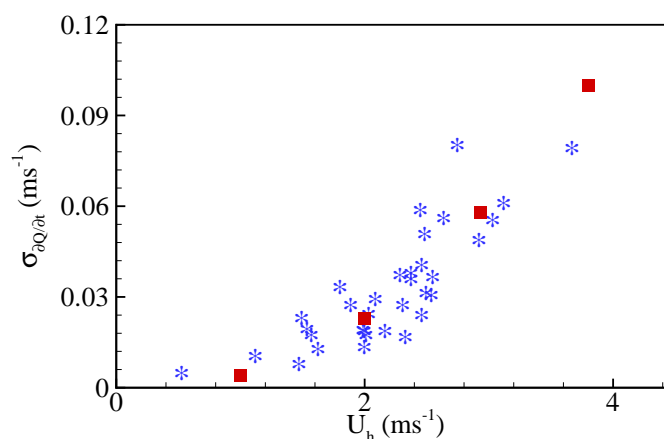


Fig. 5.5 Visualisation dans une coupe verticale longitudinale de l'interaction instantanée entre le vent et les plantes sur une période de 0.90 secondes avec un pas de temps de 0.30 secondes entre les images. La couleur de fond représente l'amplitude de la vitesse longitudinale du vent, les flèches les vecteurs vitesses, et les tiges blanches le déplacement des plantes sous le vent. Pour une meilleure visualisation, le déplacement angulaire des plantes a été multiplié par un facteur de 5.

⁴ particle image velocimetry

La visualisation de l'interaction instantanée entre les plantes et l'écoulement simulée par le modèle confirme le réalisme de notre modèle. La Figure 5.5 montre une vue instantanée de cette interaction dans une coupe verticale longitudinale pour une séquence temporelle de 4 images sur une période de 0.90 secondes. La couleur de fond indique l'intensité de la vitesse longitudinale de l'écoulement, les vecteurs la direction du vent, et les traits blancs représentent les plantes sous le vent. A $t = 0$ s, une rafale de vent pénètre dans le couvert autour de $x = 8h$ provoquant un déplacement vers l'avant d'un groupe de plantes. Après le passage de cette rafale, les plantes se courbent vers l'arrière ($t = 0.30$ s) oscillant autour de leur axe avant d'être amorties et à nouveau chargées par une autre rafale, et ainsi de suite.

Fig. 5.6 Comparaison entre les écarts-types moyens de la vitesse des plantes observés (étoiles) et simulés (carrés) par rapport à la vitesse moyenne du vent au sommet du couvert. Les données expérimentales proviennent de Py et al. (2006).



Les variations et l'amplitude des déplacements et de la vitesse des plantes avec la vitesse du vent au sommet du couvert ont été observées en bon accord avec les mesures faites par Py et al. (2005). On peut notamment le voir à partir de la Figure 5.6 qui présente une comparaison entre les écarts-types des vitesses des plantes simulés et observés en fonction de la vitesse moyenne de l'écoulement au sommet du couvert U_h .

La Figure 5.7 montre une vue instantanée tridimensionnelle du mouvement du couvert de luzerne simulé par le modèle. Sur cette figure, les déplacements des plantes ont été accentués afin de mieux voir les structures oscillantes. Les taches sombres qui apparaissent à la surface du couvert correspondent à des zones où les plantes sont fortement courbées sous le passage de fortes rafales de vent à la surface du couvert. L'animation du mouvement du couvert a indiqué que ces taches ont une certaine durée de vie et se déplacent dans la direction du vent. Elles sont provoquées par la formation ou la descente de structures cohérentes de l'écoulement au sommet du couvert. Ces structures oscillantes du couvert sont connues sous le nom de mouvement *Honami* sur les couverts de blé ; elles ressemblent aussi aux 'cat's-paws' observés sur les surfaces d'eau ; elles ont été observées à l'oeil nu au cours de l'expérimentation de Py et al. (2005). La relation entre ces structures de couvert et les structures cohérentes de l'écoulement est discutée plus loin.

A partir d'une décomposition bi-orthogonale (BOD) du champ de vitesse des plantes similaire à celle effectuée par Py et al. (2005), la présence de structures organisées de mouvement de couvert dans les simulations a été confirmée, avec des caractéristiques spatiales et temporelles en accord avec celles obtenues par Py et al. (2005) (Figure 5.8). Ces structures ont une fréquence temporelle f_p proche de la fréquence naturelle de vibration des plantes f_0 et une longueur d'onde spatiale λ_p de plusieurs h , augmentant avec la vitesse du vent au sommet du couvert.

Bien que ces structures organisées du couvert soient initiées par les structures cohérentes de l'écoulement, leurs caractéristiques spatiales et temporelles diffèrent. En effet, les longueurs d'onde des structures cohérentes de l'écoulement au sommet du couvert ont été observées indépendantes de la vitesse de l'écoulement comme prédit par l'analogie couche de mélange de l'écoulement de couvert (Raupach et al., 1996), et leurs fréquences augmentent avec la vitesse du vent. En conséquence, il est ressorti de cette étude qu'extraire des informations du

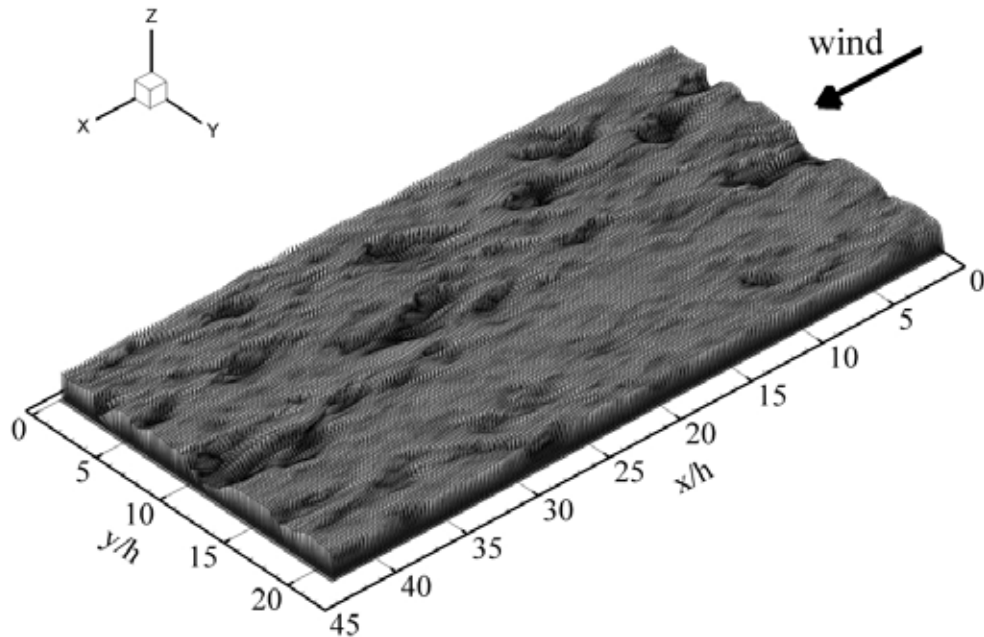


Fig. 5.7 Vue tridimensionnelle du mouvement du couvert de luzerne simulé par le modèle. Pour une meilleure visualisation, le déplacement angulaire des plantes a été multiplié par un facteur de 5.

champ de vitesse du vent à partir d'enregistrements vidéos du mouvement du couvert paraît difficile à première vue.

Par ailleurs, pour la gamme de vitesse considérée dans cette étude, jusqu'à 4.0 ms^{-1} , correspondant à des vitesses de vent couramment observées sur ce type de couvert, j'ai remarqué que le mouvement des brins de luzerne a un impact négligeable sur la vitesse du vent ; aucun mécanisme d'accrochage n'a été observé entre l'écoulement et le mouvement des plantes contrairement aux résultats obtenus par Py et al. (2006) à partir de leur modèle analytique linéaire. Cette différence pourrait s'expliquer par l'importance des perturbations non-linéaires pour ce type d'écoulement à fort nombre de Reynolds. J'ai de plus déduit à partir d'une version simplifiée du modèle qu'une indépendance similaire de l'écoulement aux mouvements des plantes devrait être observée pour un couvert de blé pour le même type de condition de vent. Ce résultat implique qu'il est raisonnable de considérer les plantes comme fixes dans les modèles d'écoulement à l'échelle du couvert.

5.5 Conclusions

On a pu voir dans ce chapitre que les modèles d'écoulement développés permettent à la fois d'aborder des études théoriques sur l'interaction vent-plantes et des études plus appliquées à destination de la communauté des forestiers. Ce constat se traduit aussi au niveau des journaux de publication des articles scientifiques.

L'étude détaillée de l'écoulement de lisière présentée au chapitre précédent a été étendue ici à une étude de vulnérabilité au vent des arbres aval à une lisière. Sur le même principe, on peut dessiner des conclusions sur l'impact d'une colline sur la vulnérabilité des arbres au vent à partir des champs turbulents présentés à la Section 4.5 au niveau d'une colline boisée. Il ressort de ces simulations que les arbres devraient être plus affectés sur

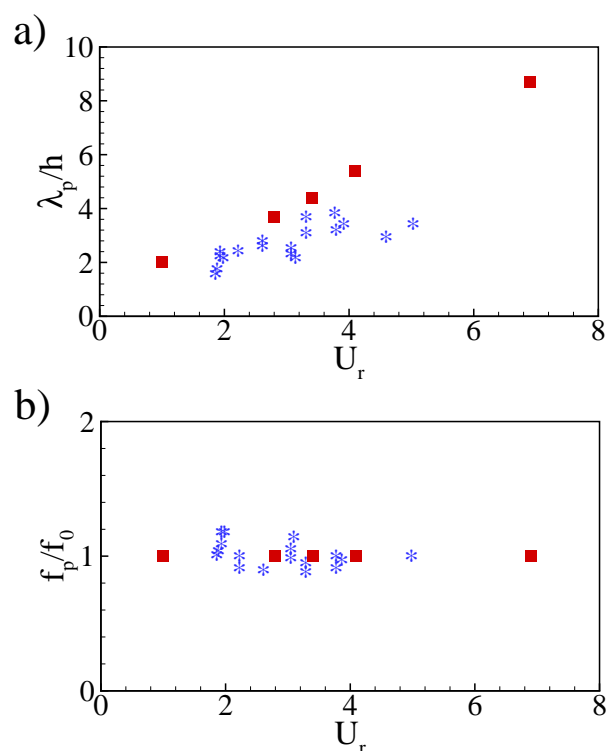


Fig. 5.8 Comparaison entre observation (étoiles) et simulation (carrés) des longueurs d'onde (a) et des fréquences (b) normalisées des structures cohérentes du mouvement du couvert déduites de la décomposition bi-orthogonale (BOD) du champs de vitesse des plantes, en fonction de la vitesse réduite $U_r = U_h / (h f_0)$. Les données expérimentales proviennent de Py et al. (2006).

toute leur hauteur sur la partie amont d'une colline, puisqu'à cet endroit les structures turbulentes pénètrent plus facilement dans le couvert. Au sommet, les arbres devraient être uniquement impactés dans leur partie supérieure (houppier) par des rafales intermittentes et essentiellement transversales puisque l'énergie cinétique turbulente, le coefficient d'asymétrie de la vitesse longitudinale du vent et la vorticité transversale atteignent un maximum dans la partie supérieure du couvert, alors que la partie inférieure semble être déconnectée de l'écoulement au-dessus. Les arbres devraient être moins vulnérables dans la région calme située derrière la colline. Cependant, plus loin en aval, de $x = 1L$ à $10L$ (où L est la demi-largeur de la colline à mi-hauteur), les arbres devraient être beaucoup plus vulnérables à cause des fortes valeurs de la turbulence dans le couvert, des coefficients d'asymétrie et des taux de rotation, notamment dans la direction longitudinale, et aussi de la domination plus forte des mouvements de balayage dans le transfert de quantité de mouvement, indiquant une probabilité plus grande de forts mouvements descendants.

Concernant l'étude de sensibilité de la vulnérabilité des arbres à la forme de la lisière présentée dans ce chapitre, l'influence des caractéristiques de l'écoulement amont à la lisière n'a pas été considérée. Pourtant, l'écoulement amont à la lisière peut être plus ou moins fortement turbulent suivant son histoire récente, en particulier suivant les caractéristiques de la clairière amont telle que sa taille longitudinale. Dans ce sens, deux études ont été réalisées sur l'impact d'une succession de lisières sur la dynamique de l'écoulement. Ce travail a été réalisé au travers des deux stages de Master de Danthez (2005) et Streby (2007) réalisés sous mon encadrement. Pour cela, les tailles respectives des clairières et parcelles forestières imbriquées ont été considérées : d'une part de petites parcelles forestières successives de longueur $3h$ séparées d'une distance D variable ($20h$, $10h$, $5h$, $2.5h$, $0h$), d'autre part de la taille d'une clairière aménagée dans un couvert homogène. On a observé en particulier que l'énergie cinétique turbulente varie effectivement d'une manière notable et passe par un maximum pour $D/h = 5$ (valeur à peu près le double de celle de la longueur de la parcelle). Ainsi pour ces espacements intermédiaires on assiste à une interaction forte de l'écoulement sortant avec la nouvelle parcelle, menant à un maximum de production de turbulence. Ce travail est toujours en cours d'analyse.

L'analyse de la vulnérabilité des arbres au vent présentée dans ce chapitre a été uniquement déduite de l'analyse statistique de la dynamique du vent. Un post-doctorant, Pascal Roux, travaille actuellement sous mon co-

encadrement, dans le cadre du projet de recherche 'Chêne-Roseau', sur le forçage d'un modèle biomécanique, développé précédemment par l'unité Ephyse au cours de la thèse de Damien Sellier (Sellier, 2004; Sellier et al., 2006, 2008), avec les champs de vents simulés avec le modèle ARPS. L'idée est d'utiliser ce couplage afin de calculer un ensemble d'indicateurs de stabilité de l'arbre (liés à la répartition, l'intensité, la durée des contraintes mécaniques qui s'exercent sur et dans la structure) lorsqu'il est soumis, en un endroit quelconque d'un paysage (en aval d'une lisière, le long d'une colline, etc.), à un écoulement turbulent. Cet outil d'étude de la stabilité des arbres est sans équivalent dans la prise en compte des déterminismes physiques sous-jacents. Toutefois, avec cette approche, il n'est pas possible de considérer le mouvement de tous les arbres à l'échelle d'un petit paysage ainsi que l'impact de la dynamique de l'arbre sur l'écoulement, d'où l'intérêt de l'approche poreux-élastique développée dans ARPS.

Concernant cette dernière approche, le développement du modèle poreux-élastique est actuellement poursuivi au travers de la thèse de David Pivato, démarrée en octobre 2008, et que j'encadre. Cette thèse a été financée par le Ministère de la Recherche comme sujet prioritaire sur la thématique biomécanique. L'objectif est d'étendre le modèle poreux-élastique à un couvert d'arbre et d'étudier le mouvement d'un couvert forestier à l'échelle d'un paysage hétérogène. On peut penser que ce modèle devrait devenir un outil formidable pour étudier la vulnérabilité des arbres au vent ou l'impact du vent quotidien sur la croissance des plantes (thigmomorphogénèse) suivant la position dans le paysage des plantes considérées.

A terme, les modèles biomécanique et poreux-élastique devraient permettre un dialogue profitable entre la recherche et le management forestier. Cela peut être obtenu par exemple en analysant les conséquences de différents scénarios de gestion forestière sur le mouvement des arbres.

Références

- Ancelin, P., B. Courbaud et T. Y. Fourcaud. 2004, «Development of an individual tree-based mechanical model to predict wind damage within forest stands», *Forest Ecology and Management*, vol. 203, n° 1-3, pp. 101–121.
- Cadenasso, M. L. et S. T. A. Pickett. 2000, «Linking forest edge structure to edge function : mediation of herbivore damage», *Journal of Ecology*, vol. 88, n° 1, pp. 31–44.
- Chen, J. Q., J. F. Franklin et T. A. Spies. 1993, «Contrasting microclimates among clear-cut, edge, and interior of old-growth Douglas-Fir forest», *Agricultural and Forest Meteorology*, vol. 63, n° 3-4, pp. 219–237.
- Danthez, A. 2005, *Etude des structures turbulentes générées par une haie d'arbres*, Mémoire de Master, Master 2 Recherche OASC, Université Paul Sabatier Toulouse III. 50 p.
- Doare, O., B. Moullia et E. De Langre. 2004, «Effect of plant interaction on wind-induced crop motion», *Journal of Biomechanical Engineering-Transactions of the Asme*, vol. 126, n° 2, pp. 146–151.
- Dupont, S. et Y. Brunet. 2006, «Simulation of turbulent flow in an urban forested park damaged by a windstorm», *Boundary-Layer Meteorology*, vol. 120, n° 1, pp. 133–161.
- Dupont, S. et Y. Brunet. 2008a, «Edge flow and canopy structure : a large-eddy simulation study», *Boundary-Layer Meteorology*, vol. 126, pp. 51–71.
- Dupont, S. et Y. Brunet. 2008b, «Impact of forest edge shape on tree stability : a large-eddy simulation study», *Forestry*, vol. 81, pp. 299–315.
- Dupont, S. et Y. Brunet. 2008c, «Influence of foliar density profile on canopy flow : a large-eddy simulation study», *Agricultural and Forest Meteorology*, vol. 148, pp. 976–990.
- Dupont, S. et Y. Brunet. 2009, «Coherent structures in canopy edge flow : a large-eddy simulation study», *Journal of Fluid Mechanics*, vol. 630, pp. 93–128.
- Dupont, S., Y. Brunet et J. J. Finnigan. 2008, «Large-eddy simulation of turbulent flow over a forested hill : validation and coherent structure identification», *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, vol. 134, pp. 1911–1929.
- Dwyer, M. J., E. G. Patton et R. H. Shaw. 1997, «Turbulent kinetic energy budgets from a large-eddy simulation of airflow above and within a forest canopy», *Boundary-Layer Meteorology*, vol. 84, n° 1, pp. 23–43.
- Farquhar, T., J. Z. Wood et J. van Beem. 2000, «The kinematics of wheat struck by a wind gust», *Journal of Applied Mechanics*, vol. 67, pp. 496–502.

- Finnigan, J. 2000, «Turbulence in plant canopies», *Annual Review of Fluid Mechanics*, vol. 32, pp. 519–571.
- Finnigan, J. J. 1979, «Turbulence in waving wheat. 1. Mean statistics and Honami», *Boundary-Layer Meteorology*, vol. 16, n° 2, pp. 181–211.
- Finnigan, J. J. et P. J. Mulhearn. 1978a, «Modelling waving crops in a wind tunnel», *Boundary-Layer Meteorology*, vol. 14, pp. 253–277.
- Finnigan, J. J. et P. J. Mulhearn. 1978b, «A simple mathematical model of airflow in waving plant canopies», *Boundary-Layer Meteorology*, vol. 14, pp. 415–431.
- Flesch, T. K. et R. H. Grant. 1992, «Corn motion in the wind during senescence. 2. Effect of dynamic-plant characteristics», *Agronomy Journal*, vol. 84, n° 4, pp. 748–751.
- Flesch, T. K. et J. D. Wilson. 1999, «Wind and remnant tree sway in forest cutblocks. II. Relating measured tree sway to wind statistics», *Agricultural and Forest Meteorology*, vol. 93, n° 4, pp. 243–258.
- Foudhil, H. 2002, *Développement d'un modèle numérique de dispersion atmosphérique de particules à l'échelle d'un paysage hétérogène*, Thèse de Doctorat, Université de Bordeaux I. 283 p.
- Foudhil, H., Y. Brunet et J. Caltagirone. 2005, «A fine-scale k-epsilon model for atmospheric flow over heterogeneous landscapes», *Environmental Fluid Mechanics*, vol. 5, n° 3, pp. 247–265.
- Gardiner, B., B. Marshall, A. Achim, R. Belcher et C. Wood. 2005, «The stability of different silvicultural systems : a wind-tunnel investigation», *Forestry*, vol. 78, n° 5, pp. 471–484.
- Gardiner, B., H. Peltola et S. Kellomaki. 2000, «Comparison of two models for predicting the critical wind speeds required to damage coniferous trees», *Ecological Modelling*, vol. 129, n° 1, pp. 1–23.
- Gardiner, B. et G. R. Stacey. 1996, «Designing forest edges to improve wind stability», Rap. Tech. 16, Forest Commission. 8 p.
- Gardiner, B. A. 1994, «Wind and wind forces in a plantation Spruce forest», *Boundary-Layer Meteorology*, vol. 67, n° 1-2, pp. 161–186.
- Gardiner, B. A. 1995, *The interactions of wind and tree movement in forest canopies*, Cambridge University Press. 485 p.
- Ghisalberti, M. et H. Nepf. 2006, «The structure of the shear layer in flows over rigid and flexible canopies», *Environmental Fluid Mechanics*, vol. 6, n° 3, pp. 277–301.
- Gosselin, F. et E. de Langre. 2009, «Destabilising effects of plant flexibility in air and aquatic vegetation canopy flows», *European Journal of Mechanical B/Fluids*, vol. 28, pp. 271–282.
- Green, S. R. 1992, «Modelling turbulence air flow in a stand of widely-spaced trees», *PHOENICS, Journal of Computational Fluid Dynamics*, vol. 5, pp. 294–312.
- Ikeda, S., T. Yamada et Y. Toda. 2001, «Numerical study on turbulent flow and honami in and above flexible plant canopy», *International Journal of Heat and Fluid Flow*, vol. 22, n° 3, pp. 252–258.
- Inoue, R. 1955, «Studies of the phenomena of waving plant ('honami') caused by wind. Part 1 : Mechanism and characteristics of waving plant phenomena», *Journal of Agricultural and Meteorology (Japan)*, vol. 11, pp. 71–82.
- Kanda, M. et M. Hino. 1994, «Organized structures in developing turbulent-flow within and above a plant canopy, using a large-eddy simulation», *Boundary-Layer Meteorology*, vol. 68, n° 3, pp. 237–257.
- Kerzenmacher, T. et B. A. Gardiner. 1998, «A mathematical model to describe the dynamic response of a Spruce tree to the wind», *Trees*, vol. 12, pp. 385–394.
- Krzikalla, F. 2005, *Numerical investigation of the interaction between wind and forest under heterogeneous conditions*, Mémoire de Master, DAAD, Institute of Hydromechanics, University of Karlsruhe (DEU). 114 p.
- de Langre, E. 2008, «Effects of wind on plant», *Annual Review of Fluid Mechanics*, vol. 40, pp. 141–168.
- Li, Z. et J. D. Lin. 1990, «Air flow over and through a forest edge : a steady-state numerical simulation», *Boundary-Layer Meteorology*, vol. 51, pp. 179–197.
- Liu, J., J. M. Chen, T. A. Black et M. D. Novak. 1996, «E-epsilon modelling of turbulent air flow downwind of a model forest edge», *Boundary-Layer Meteorology*, vol. 77, n° 1, pp. 21–44.
- Mayer, H. 1987, «Wind-induced tree sways», *Trees*, vol. 1, pp. 195–206.
- Peltola, H. 1996, «Model computations on wind flow and turning moment for Scots pines along the margins of clear-cut areas», *Forest Ecology and Management*, vol. 83, n° 3, pp. 203–215.

- Peltola, H., S. Kellomaki, H. Vaisanen et V. P. Ikonen. 1999, «A mechanistic model for assessing the risk of wind and snow damage to single trees and stands of Scots pine, Norway Spruce, and birch», *Canadian Journal of Forest Research-Revue Canadienne de Recherche Forestière*, vol. 29, n° 6, pp. 647–661.
- Py, C., E. de Langre et B. Moulia. 2004, «The mixing layer instability of wind over a flexible crop canopy», *Comptes Rendus Mécanique*, vol. 332, n° 8, pp. 613–618.
- Py, C., E. de Langre et B. Moulia. 2006, «A frequency lock-in mechanism in the interaction between wind and crop canopies», *Journal of Fluid Mechanics*, vol. 568, pp. 425–449.
- Py, C., E. de Langre, B. Moulia et P. Hemon. 2005, «Measurement of wind-induced motion of crop canopies from digital video images», *Agricultural and Forest Meteorology*, vol. 130, n° 3-4, pp. 223–236.
- Raupach, M. R., J. J. Finnigan et Y. Brunet. 1996, «Coherent eddies and turbulence in vegetation canopies : the mixing-layer analogy», *Boundary-Layer Meteorology*, vol. 78, n° 3-4, pp. 351–382.
- Rodriguez, M., E. de Langre et B. Moulia. 2008, «A scaling law for the effects of architecture and allometry on tree vibration modes suggests a biological tuning to modal compartmentalization», *American Journal of Botany*, vol. 95, n° 12, pp. 1523–1537.
- Ross, A. N. 2008, «Large-eddy simulations of flow over forested ridges», *Boundary-Layer Meteorology*, vol. 128, pp. 59–76.
- Sellier, D. 2004, *Analyse numérique du comportement mécanique d'arbres sous sollicitation aérodynamique turbulente*, Thèse de Doctorat, Université de Bordeaux I. 115 p.
- Sellier, D., Y. Brunet et T. Fourcaud. 2008, «A numerical model of tree aerodynamic response to a turbulent airflow», *Forestry*, vol. 81, n° 3, pp. 279–297.
- Sellier, D., T. Fourcaud et P. Lac. 2006, «A finite element model for investigating effects of aerial architecture on tree oscillations», *Tree Physiology*, vol. 26, n° 6, pp. 799–806.
- Shaw, R. H. et U. Schumann. 1992, «Large-eddy simulation of turbulent-flow above and within a forest», *Boundary-Layer Meteorology*, vol. 61, n° 1-2, pp. 47–64.
- Shen, S. H. et M. Y. Leclerc. 1997, «Modelling the turbulence structure in the canopy layer», *Agricultural and Forest Meteorology*, vol. 87, n° 1, pp. 3–25.
- Somerville, A. 1980, «Wind stability : forest layout and silviculture», *New Zealand Journal of Forestry Sciences*, vol. 10, pp. 476–501.
- Stacey, G. R., R. E. Belcher, C. J. WoodD et B. A. Gardiner. 1994, «Wind flows and forces in a model Spruce forest», *Boundary-Layer Meteorology*, vol. 69, n° 3, pp. 311–334.
- Streby, E. 2007, *Impact de la fragmentation du paysage sur le flux de quantité de mouvement*, Mémoire de Master, Master 1 Sciences de l'Univers, Université Paul Sabatier, Toulouse. 14 p.
- Su, H. B., R. H. Shaw et K. T. Paw U. 2000, «Two-point correlation analysis of neutrally stratified flow within and above a forest from large-eddy simulation», *Boundary-Layer Meteorology*, vol. 94, n° 3, pp. 423–460.
- Su, H. B., R. H. Shaw, K. T. Paw U, C. H. Moeng et P. P. Sullivan. 1998, «Turbulent statistics of neutrally stratified flow within and above a sparse forest from large-eddy simulation and field observations», *Boundary-Layer Meteorology*, vol. 88, n° 3, pp. 363–397.
- Talkkari, A., H. Peltola, S. Kellomaki et H. Strandman. 2000, «Integration of component models from the tree, stand and regional levels to assess the risk of wind damage at forest margins», *Forest Ecology and Management*, vol. 135, n° 1-3, pp. 303–313.
- Watanabe, T. 2004, «Large-eddy simulation of coherent turbulence structures associated with scalar ramps over plant canopies», *Boundary-Layer Meteorology*, vol. 112, n° 2, pp. 307–341.
- Yang, B., A. P. Morse, R. H. Shaw et K. T. Paw U. 2006a, «Large-eddy simulation of turbulent flow across a forest edge. Part II : Momentum and turbulent kinetic energy budgets», *Boundary-Layer Meteorology*, vol. 121, n° 3, pp. 433–457.
- Yang, B., M. R. Raupach, R. H. Shaw, K. Tha, U. Paw et A. P. Morse. 2006b, «Large-eddy simulation of turbulent flow across a forest edge. Part I : Flow statistics», *Boundary-Layer Meteorology*, vol. 120, n° 3, pp. 377–412.
- Zeng, H. C., H. Peltola, A. Talkkari, A. Venalainen, H. Strandman, S. Kellomaki et K. Y. Wang. 2004, «Influence of clear-cutting on the risk of wind damage at forest edges», *Forest Ecology and Management*, vol. 203, n° 1-3, pp. 77–88.

Chapitre 6

Modélisation de la dispersion environnementale de grains de pollen de maïs

Résumé. Ce chapitre présente mes travaux sur la modélisation de la dispersion et de la perte de viabilité de pollen de maïs à courte (échelle de la parcelle) et longue (échelle régionale) distances afin de répondre à des questions liées à la dissémination d'organismes génétiquement modifiés (OGM) dans l'environnement. A courte distance, il a été montré que l'utilisation d'une approche eulérienne donnait des résultats identiques à une approche lagrangienne et en accord avec les mesures in situ de Jarosz et al. (2003) sur la concentration et le dépôt au sol de grains de pollen en aval d'une parcelle de maïs. A longue distance, une modélisation de la dispersion et du suivi de viabilité des grains de pollen de maïs a été introduite dans MésoNH. Les simulations effectuées avec ce modèle sur la région Aquitaine ont permis de confirmer la possibilité de présence non négligeable de grains de pollen de maïs viables dans toute la couche limite atmosphérique due à la convection thermique fréquente pendant la période de pollinisation.

6.1 Introduction

L'introduction de variétés génétiquement modifiées (OGM) dans les agro-écosystèmes présente des risques potentiels liés à la dissémination de transgènes dans l'environnement, dont la dispersion de pollen par le vent représente l'un des principaux mécanismes. Les nombreuses études récemment menées sur la dispersion du pollen de maïs, même à l'échelle de petites régions agricoles, ne considèrent que la dispersion de pollen au voisinage du sol, immédiatement en aval d'une parcelle source. Les données collectées au champ montrent une décroissance très rapide du dépôt en aval de la parcelle source. Ceci s'explique par la grande taille des grains de pollen de maïs (100 μm). Or des mesures aéroportées effectuées en 2002 et 2003 par Brunet et al. (2004) ont montré (i) en conditions convectives, fréquentes en juillet, une concentration de pollen non négligeable dans toute la couche limite (concentration de l'ordre de 1 grain m^3); (ii) une variation verticale de concentration typique de celle d'une couche limite; (iii) une viabilité décroissante lentement avec l'altitude, tout en restant significative (10-15%) au sommet de la couche limite atmosphérique. Des mesures complémentaires réalisées par Brunet (2009) en chambre climatisée en 2004 montrent que les conditions thermo-hydriques rencontrées en altitude allongent sa durée de vie de plusieurs heures. Enfin, Brunet (2009) a montré l'existence de fécondations à longue distance, avec un taux moyen allant de 0.05% à 0.25% (non négligeable compte tenu des seuils de détection existants ou annoncés), à partir d'un dispositif de mini-parcelles pièges de maïs à grains blancs disposées dans la région en 2005 et 2006, à plusieurs kilomètres de toute parcelle de maïs commercial. Le besoin se faisait donc sentir de développer des outils de prédiction modélisant la dynamique, la turbulence, la concentration de l'air en pollen, et le suivi de la viabilité du pollen à l'échelle de couvert hétérogène ainsi qu'à l'échelle régionale afin de quantifier le taux de pollinisation croisée entre cultures OGM et non-OGM et la dissémination dans l'environnement de grains de pollen OGM.

A l'échelle locale, afin de vérifier la capacité de l'approche eulérienne à simuler correctement la dispersion de particules de pollen, j'ai validé le modèle Aquilon à l'aide de deux campagnes de mesures où la concentration et le taux de dépôt du pollen de maïs avaient été mesurés en aval d'une parcelle source (Jarosz et al., 2004, 2005). Ce travail a été initié sous mon encadrement par le stage ingénieur de Degioannini (2004). Les résultats d'Aquilon ont

été comparés avec ces mesures ainsi qu'avec les sorties d'un modèle lagrangien ayant été préalablement testé sur le même jeu de données (Section 6.2).

A l'échelle régionale, dans le cadre du projet de recherche 'Dispersion de pollen de maïs à longue distance : sources, transport, dépôt' de l'ACI 'Impact des OGM' et du projet européen CoExtra, Y. Brunet et moi-même avons entrepris une modélisation de l'émission, du transport, de la viabilité, et du dépôt de pollen, à partir d'une cartographie par télédétection des zones de maïs, et de l'utilisation du code de calcul atmosphérique MésoNH, développé par la communauté scientifique française (Section 6.3). Une partie de ce travail a été effectué par une post-doctorante (S. Delage, bourse PI Co-extra, juillet 2006-novembre 2007) sous mon co-encadrement avec Y. Brunet, et en collaboration avec le laboratoire d'Aérodologie (CNRS, J. Escobar, J.-P. Pinty, E. Richard) et le CNRM¹ (Météo-France, C. Lac, P. Tulet). Nous avons entrepris la validation de MésoNH par rapport aux mesures aéroportées et initié un programme de simulations visant à déterminer le parcours possible dans l'atmosphère des grains de pollen, leur lieu de retombée, et l'évolution de leur viabilité au cours de leur transport.

6.2 Dispersion à l'échelle parcellaire

Dupont S., Y. Brunet, N. Jarosz, 2006 : Eulerian modelling of pollen dispersal over heterogeneous vegetation canopies, Agricultural and Forest Meteorology, 141, 82-104.

Suite aux travaux de thèse de Foudhil (2002) sur l'adaptation de Aquilon non seulement à la végétation mais aussi à la dispersion de particules lourdes, j'ai repris ce dernier travail en validant le modèle sur la dispersion de pollen de maïs à courte distance en aval d'une parcelle.

6.2.1 Méthode

Le modèle Aquilon simule les champs dynamique et turbulent à l'intérieur et au-dessus de couverts à partir d'une approche $k - \varepsilon$ associée à une approche de traînée. La partie dynamique du modèle a été précédemment validée sur des cas 2D (couverts végétaux continu et discontinu) (Foudhil et al., 2005) et en 3D sur un parc urbain hétérogène (Dupont et Brunet, 2006). Une équation de conservation diffusion-advection pour les particules de pollen a été introduite dans le modèle :

$$\frac{\partial \langle \bar{C} \rangle}{\partial t} = - \langle \bar{u}_j \rangle \frac{\partial \langle \bar{C} \rangle}{\partial x_j} + v_s \frac{\partial \langle \bar{C} \rangle}{\partial x_j} \delta_{j3} - \frac{\partial \langle \bar{u}'_j C' \rangle}{\partial x_j} + \langle \bar{S}_p \rangle + \langle \bar{S} \rangle, \quad (6.1)$$

où la barre supérieure indique une moyenne temporelle et les crochets une moyenne spatiale, t est le temps, C la concentration de l'air en pollen, x_i ($x_1 = x$, $x_2 = y$, $x_3 = z$) les directions longitudinale, latérale et verticale, respectivement, u_i ($u_1 = u$, $u_2 = v$, $u_3 = w$) les composantes de la vitesse du vent le long de x_i , δ_{ij} le symbole de Kronecker, et v_s la vitesse de sédimentation des grains de pollen. Les termes à droite du signe égal de (6.1) représentent le terme de transport advectif par l'écoulement moyen, le terme de sédimentation, le terme de diffusion turbulente, et les termes puits et source liés au dépôt du pollen au sol et sur la végétation, et à l'émission, respectivement.

Le dépôt du pollen sur la végétation est considéré comme la combinaison d'un dépôt par sédimentation sur les surfaces horizontales et d'un dépôt par impaction sur les surfaces verticales :

$$\langle \bar{S}_p \rangle = \langle \bar{S}_s \rangle + \langle \bar{S}_i \rangle, \quad (6.2)$$

où S_s et S_i sont respectivement les taux de dépôt du pollen par sédimentation et impaction. Les paramétrisations de S_s et S_i utilisées dans notre modèle ont été déduites de celles proposées par McCartney (1985). J'ai, par ailleurs, implémenté d'une manière simple un processus de resuspension des grains de pollen déposés sur la végétation,

¹ Centre National de Recherches Météorologiques

incluant aussi le rebond et le réentraînement des grains, au travers de l'introduction d'un taux de resuspension R_p du pollen déposé.

Ainsi, le taux de sédimentation sur la végétation est proportionnel à la concentration locale de l'air en pollen et dépend de la densité horizontale de la végétation, A_h , et de la vitesse de sédimentation des grains de pollen :

$$\langle \overline{S}_s \rangle = (1 - R_p) A_h v_s \langle \overline{C} \rangle. \quad (6.3)$$

Contrairement à la sédimentation, le taux d'impaction dépend de la vitesse du vent :

$$\langle \overline{S}_i \rangle = (1 - R_p) E_i A_f \sqrt{\langle \overline{u}_1 \rangle^2 + \langle \overline{u}_2 \rangle^2} \langle \overline{C} \rangle, \quad (6.4)$$

où E_i est le coefficient d'efficacité de l'impaction, et A_f la densité frontale de la végétation.

Le dépôt au sol est traité quant à lui comme une condition à la limite inférieure du domaine.

6.2.2 Validation en aval d'une parcelle source

Afin de vérifier la capacité de l'approche eulérienne introduite dans Aquilon à simuler correctement la dispersion de particules de pollen de maïs à l'échelle de la parcelle, le modèle Aquilon a été validé par rapport à deux campagnes de mesures (Jarosz et al., 2004, 2005) où la concentration et le taux de dépôt du pollen de maïs ont été mesurés en aval d'une parcelle source. Les résultats de Aquilon ont aussi été comparés avec ceux obtenus avec un modèle lagrangien SMOP-2D² (Loubet et al., 2006) ayant été préalablement testé sur le même jeu de données (Jarosz et al., 2004).

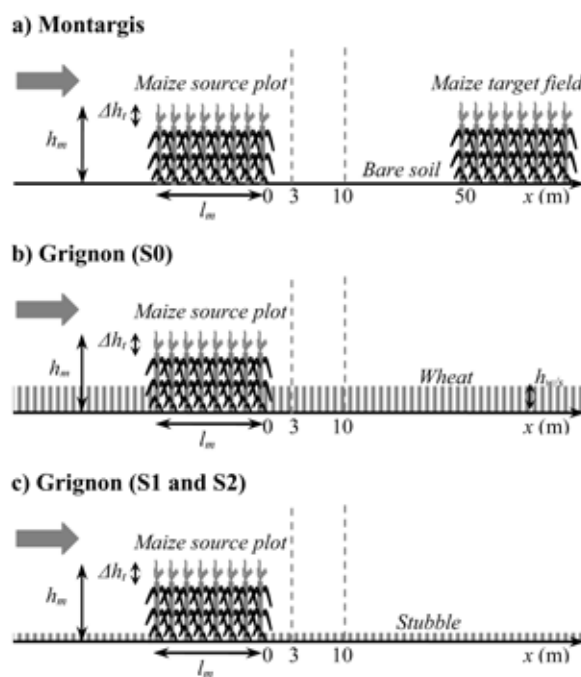


Fig. 6.1 Représentation des trois configurations de simulation effectuées avec Aquilon. Les lignes verticales en pointillés indiquent la position des mâts de mesure. Les flèches à gauche montrent la direction du vent.

Des simulations 2D ont été effectuées dans trois configurations différentes présentées à la Figure 6.1 (Montargis, Grignon (S0) et Grignon (S1 et S2)) pour une stratification thermique neutre de l'atmosphère. La Figure

² (Stochastic Mechanistic model for Pollen dispersion and deposition in 2 Dimensions

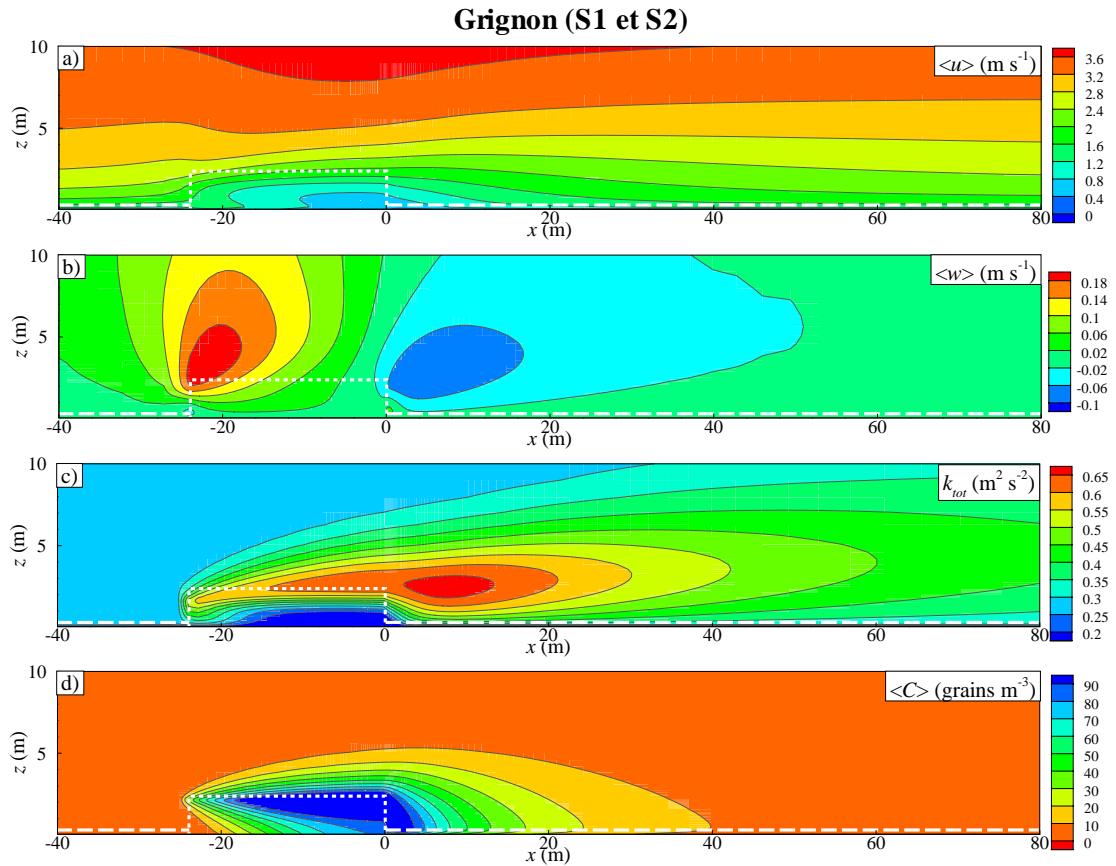


Fig. 6.2 Champs des vitesses horizontale (a) et verticale (b) du vent $\langle u \rangle$ et $\langle w \rangle$, de l'énergie cinétique turbulente k_{tot} (c) et de la concentration de l'air en pollen de maïs $\langle C \rangle$ (d) simulés par Aquilon pour la configuration Grignon (S1 et S2) de la Figure 6.1c ($\langle S \rangle = 224 \text{ grains m}^{-3} \text{ s}^{-1}$). Les lignes blanches en pointillés représentent la parcelle de maïs, et les lignes blanches en longs pointillés représentent le couvert de chaume.

6.2 présente un exemple de champs de vitesse (u et w), d'énergie cinétique turbulente et de concentration simulés pour le cas Grignon (S1 et S2) (Figure 6.1c). On peut voir qu'à partir des panicules des plantes de maïs, un nuage de forte concentration est transporté et diffusé par l'écoulement turbulent en aval de la parcelle de maïs, avec en moyenne une vitesse descendante due à la vitesse de sédimentation des grains de pollen.

Comparé aux mesures (Figure 6.3), le modèle simule bien les profils verticaux de vitesse et de concentration à $x = 3$ et 10 m en aval de la parcelle de maïs, et les taux de dépôt au sol des grains avec la même précision que le modèle lagrangien (Jarosz et al., 2004) (figure non présentée). Le modèle a tendance à surestimer légèrement la concentration à $x = 10$ m, mais la principale différence entre simulation et observation correspond au maximum du taux de dépôt au sol des grains en aval de la parcelle, qui est largement sous-estimé par les deux modèles. Une étude de sensibilité faite avec le modèle Aquilon a montré que cette différence ne pouvait pas s'expliquer par un problème de diffusion turbulente du pollen, ni par la resuspension du pollen. La diffusion turbulente du pollen influence essentiellement l'allure des profils de concentration. Un plus grand taux de resuspension du pollen augmente le maximum du taux de dépôt des grains au sol et déplace ce maximum plus près de la lisière sortante de la parcelle, mais il ne résout pas entièrement le problème de sous-estimation du maximum du taux de dépôt.

En s'appuyant sur les travaux de Wang et Maxey (1993) sur la dispersion de particules lourdes dans un milieu turbulent homogène isotrope à faible nombre de Reynolds, j'ai montré que cette divergence pouvait s'expliquer par une sous-estimation de la vitesse de sédimentation des grains de pollen dans cette région. Le temps caractéristique de retournement des structures turbulentes dans la région de sillage de la parcelle source est en effet du même ordre de grandeur que le temps de réponse des grains de pollen de maïs (c'est-à-dire que le nombre de Stokes est

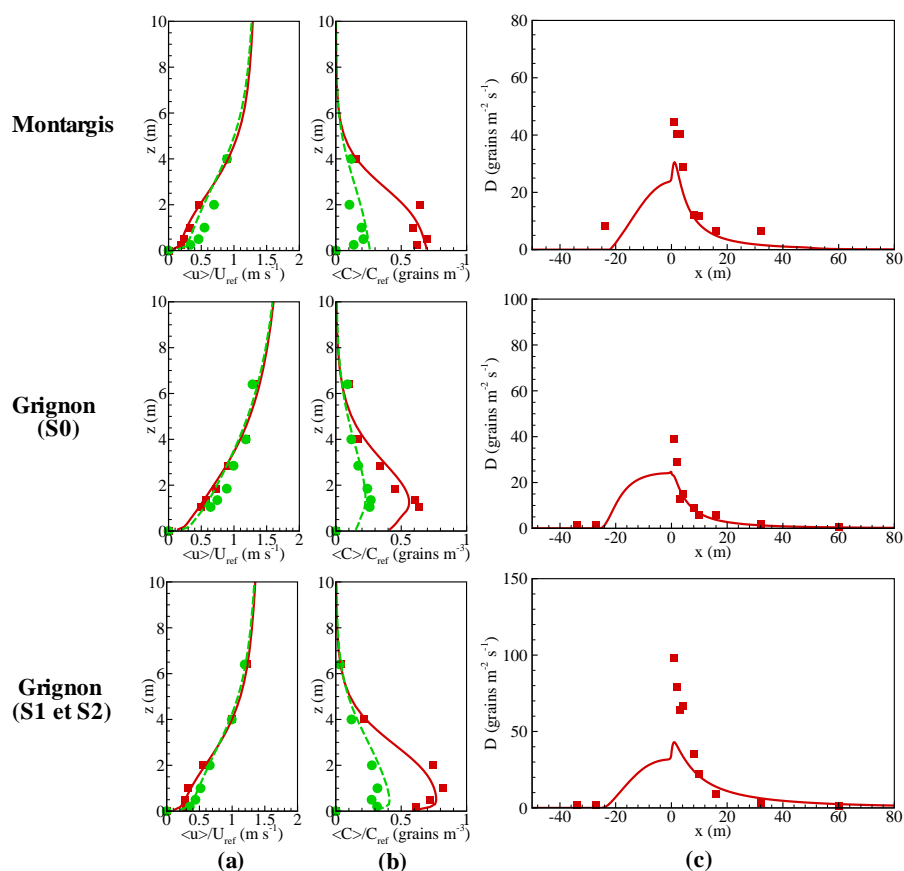


Fig. 6.3 Comparaison entre observations et simulations sur la moyenne des essais des campagnes expérimentales de Montargis et des configurations S0, S1 et S2 des campagnes expérimentales de Grignon. (a) Profils de vitesse normalisés mesurés à $x = 3$ m (carrés rouges) et à $x = 10$ m (cercles verts), et profils simulés par Aquilon à $x = 3$ m (ligne continue rouge) et à $x = 10$ m (ligne en pointillés verts). (b) Identique à (a) mais pour les profils de concentration normalisés. (c) Dépôt au sol mesuré (carrés) et simulé par Aquilon (ligne continue) derrière la parcelle source.

proche de 1), ainsi on peut penser que la turbulence dans cette région conduit à une augmentation de la vitesse de sédimentation apparente. Des simulations effectuées avec une plus grande valeur de vitesse de sédimentation améliorent fortement le maximum du taux de dépôt et les profils de concentration de pollen à 10 m. Il faut noter que cette augmentation de la vitesse de sédimentation des particules de pollen causée par la turbulence est spécifique à la taille et à la densité des particules de pollen de maïs, et ne devrait pas se produire pour des particules plus petites (c'est-à-dire la plupart des grains de pollen et spores).

6.3 Dispersion à l'échelle régionale

Brunet Y. (coord.), 2009 : *Dispersion du pollen de maïs à longue distance : sources, transport, dépôt, Rapport final, ACI 'Impact des OGM', OGM 009, 36 p.*

L'objectif ici était de se doter d'un outil de calcul de la dispersion et de la viabilité du pollen de maïs à grande échelle, capable de simuler émission, transport et dépôt sur la journée. Pour cela, avec S. Delage (Post-doctorante), Y. Brunet (Ephyse), J. Escobar et J.-P. Pinty du Laboratoire d'Aérodynamique (CNRS, Toulouse), et C. Lac et P. Tulet

du CNRM (Météo-France), nous avons adapté le code MésoNH au transport du pollen et entrepris sa validation par rapport aux mesures aéroportées faites par ailleurs par Brunet et al. (2004).

6.3.1 Méthode

MésoNH, utilisé ici dans sa version 4-7, est un modèle météorologique non-hydrostatique tridimensionnel développé conjointement par le CNRM (Météo France) et le Laboratoire d'Aérodynamique (CNRS) (Lafore et al., 1998). La turbulence est modélisée à partir d'un modèle de type $k-l$ où une équation pronostique de l'énergie cinétique turbulente est résolue (Bougeault et Lacarrère, 1989). Les flux surfaciques de chaleur sensible et latente sont résolus à partir du modèle ISBA (Noilhan et Mahfouf, 1996). La microphysique et le rayonnement sont modélisés, respectivement, à partir d'une paramétrisation de type Kessler et du modèle de l'ECMWF³.

La dispersion des grains de pollen dans MésoNH a été introduite dans un cadre eulérien. Dans la mesure où il est fondamental de pouvoir calculer l'évolution de la viabilité du pollen pendant son trajet, et que cette viabilité dépend de sa teneur en eau, il nous a fallu pour cela introduire 4 équations de conservations, correspondant respectivement à la concentration en pollen vivant et mort (équations 6.5 et 6.6), et à leur teneur en eau (équations 6.7 et 6.8) respective.

Concernant la concentration, ces équations s'écrivent respectivement sous la forme :

$$\frac{\partial C^{alive}}{\partial t} = -u_i \frac{\partial C^{alive}}{\partial x_i} + v_s (\theta^{alive}) \frac{\partial C^{alive}}{\partial x_i} \delta_{i3} + \frac{\partial}{\partial x_i} (\tau_{ic}^{alive} (\theta^{alive})) - T_{a \rightarrow d} (\theta^{alive}) C^{alive} \quad (6.5)$$

$$\frac{\partial C^{dead}}{\partial t} = -u_i \frac{\partial C^{dead}}{\partial x_i} + v_s (\theta^{dead}) \frac{\partial C^{dead}}{\partial x_i} \delta_{i3} + \frac{\partial}{\partial x_i} (\tau_{ic}^{dead} (\theta^{dead})) + T_{a \rightarrow d} (\theta^{alive}) C^{alive} \quad (6.6)$$

où les indices *alive* et *dead* se réfèrent respectivement à l'état vivant et mort des grains de pollen ; C est la concentration de l'air en pollen ; t est le temps ; x_i ($x_1 = x$, $x_2 = y$, $x_3 = z$) les directions longitudinale, latérale et verticale, respectivement ; u_i ($u_1 = u$, $u_2 = v$, $u_3 = w$) la composante de la vitesse du vent le long de x_i ; v_s la vitesse de sédimentation des grains de pollen, qui dépend de la teneur en eau relative des grains θ ; τ_{ic} le flux turbulent de pollen dans la direction i ; et $T_{a \rightarrow d}$ le taux de passage de l'état vivant à l'état mort des grains de pollen. Les trois premiers termes à gauche du signe égal des équations (6.5) et (6.6) représentent respectivement les termes de transport advectif horizontal des grains, de transport par sédimentation, et de diffusion turbulente.

Les grains de pollen vivant et mort sont caractérisés par leur teneur en eau relative moyenne $\theta = m_w / m_d$, où m_w est la masse en eau du grain et m_d la masse d'un grain sec. Lorsqu'il est émis, le grain de pollen est pleinement hydraté, sa teneur en eau θ_0 est à son maximum, et il commence alors à perdre plus ou moins rapidement son eau au cours de son transport aérien suivant les conditions climatiques environnementales qu'il traverse. La viabilité du grain de pollen décroissant avec sa teneur en eau, le passage de vivant à mort d'un grain, $T_{a \rightarrow d}$, dépend de sa teneur en eau relative θ . Les équations de conservation de la concentration en eau des grains vivant et mort, $M_w^\phi = m_d \theta^\phi C^\phi$ (où ϕ est soit *alive* ou *dead*), s'écrivent sous la forme :

$$\begin{aligned} \frac{\partial M_w^{alive}}{\partial t} = & -u_i \frac{\partial M_w^{alive}}{\partial x_i} + v_s (\theta^{alive}) \frac{\partial M_w^{alive}}{\partial x_i} \delta_{i3} + \frac{\partial}{\partial x_i} (\tau_{iM_w}^{alive} (\theta^{alive})) \\ & - M_w^{alive} T_{a \rightarrow d} (\theta^{alive}) - m_d C^{alive} R_w (\theta^{alive}) \end{aligned} \quad (6.7)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial M_w^{dead}}{\partial t} = & -u_i \frac{\partial M_w^{dead}}{\partial x_i} + v_s (\theta^{dead}) \frac{\partial M_w^{dead}}{\partial x_i} \delta_{i3} + \frac{\partial}{\partial x_i} (\tau_{iM_w}^{dead} (\theta^{dead})) \\ & + M_w^{alive} T_{a \rightarrow d} (\theta^{alive}) - m_d C^{dead} R_w (\theta^{dead}) \end{aligned} \quad (6.8)$$

³ European Centre for Medium-Range Weather Forecasts

où R_w représente la perte en eau moyenne des grains due à la différence d'humidité relative entre l'intérieur du grain et l'air l'entourant. Le taux de passage de l'état vivant à mort des grains de pollen est calculé à partir de Aylor (2002) et Aylor (2003).

6.3.2 Validation sur la Région Aquitaine

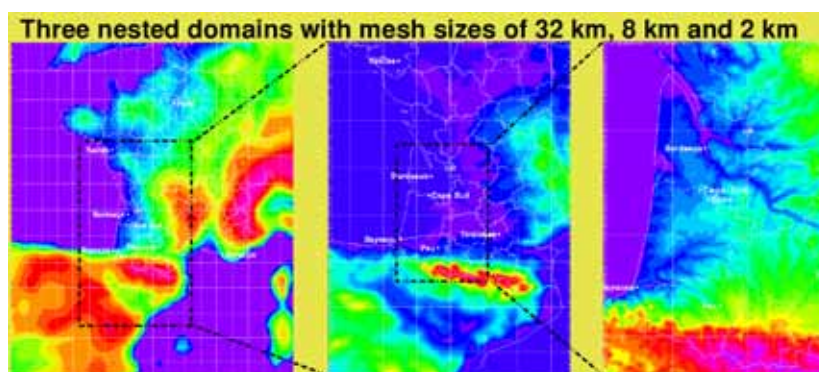


Fig. 6.4 Représentation des trois domaines emboîtés utilisés pour la simulation de la dispersion du pollen de maïs à l'échelle de la région Aquitaine (résolutions horizontales de 32, 8 et 2 km). Les couleurs montrent le relief pris en compte.

Une première évaluation du modèle a été réalisée à l'échelle de la région Aquitaine sur la journée du 12 juillet 2003, à partir des mesures aéroportées faites par Brunet et al. (2004). Trois vols avaient été réalisés durant cette journée, à 11h15 (4 altitudes), 15h00 (7) et 18h30 (5). Une procédure permet d'extraire des sorties de MésosNH les quantités d'intérêt (concentration et viabilité du pollen en l'occurrence) aux endroits voulus (transects parcourus par l'avion) en les moyennant sur le laps de temps adéquat (temps de réalisation des mesures sur chaque transect).

Les champs météorologiques ont été résolus à l'échelle de la région Aquitaine à partir de trois domaines emboîtés de 32, 8 et 2 km de résolution couvrant l'ouest de l'Europe, le sud-ouest de la France et la région Aquitaine (Figure 6.4). La discrétisation verticale est composée de 48 niveaux dont 32 dans la couche limite atmosphérique, entre la surface et 2 500 m. Les champs météorologiques ont été initialisés à partir du modèle à grande échelle de prévision français ARPEGE⁴, de même que les champs aux parois latérales du grand domaine de calcul. La cartographie sous SIG⁵ des champs de maïs sur toute cette région a été introduite dans MésosNH. Cette cartographie a permis de générer, pour chaque maille de calcul, le pourcentage de surface occupée par le maïs. L'émission de pollen à partir de ces champs a été modélisée dans cette première version des simulations, en considérant une variation journalière de type gaussienne avec un maximum à 12h UTC et une largeur de 6h à la moitié de l'émission maximale, cette dernière étant le seul paramètre inconnu.

Pour cette journée de validation (12 juillet 2003) les Figures 6.5 et 6.6 montrent respectivement les panaches de concentration et de viabilité à 500 m et 1 200 m d'altitude et aux trois heures de mesure. On y voit à la fois le départ vers l'ouest du nuage de pollen ce jour-là (vent d'est), le maximum de concentration en milieu de journée, la montée du pollen dans la journée, l'étendue des zones de plus forte concentration. On y voit aussi l'hétérogénéité du nuage, qui reflète celle des sources, atténuée par le transport et la dilution dans l'atmosphère. La viabilité elle-même apparaît fortement hétérogène, avec, même en altitude et tard dans la journée, des bulles de forte viabilité.

La Figure 6.7 montre la variation verticale de concentration en pollen et de la viabilité du pollen aux trois heures de vol. En l'absence de toute connaissance sur les taux d'émission de pollen dans la région survolée ce jour-là, l'émission maximale a été ajustée sur le vol de milieu de journée. Les résultats pour la concentration sont remarquables et montrent que le modèle restitue bien les données expérimentales. En revanche, les résultats sont moins

⁴ Action de Recherche Petite Echelle Grande Echelle

⁵ Système d'Information Géographique

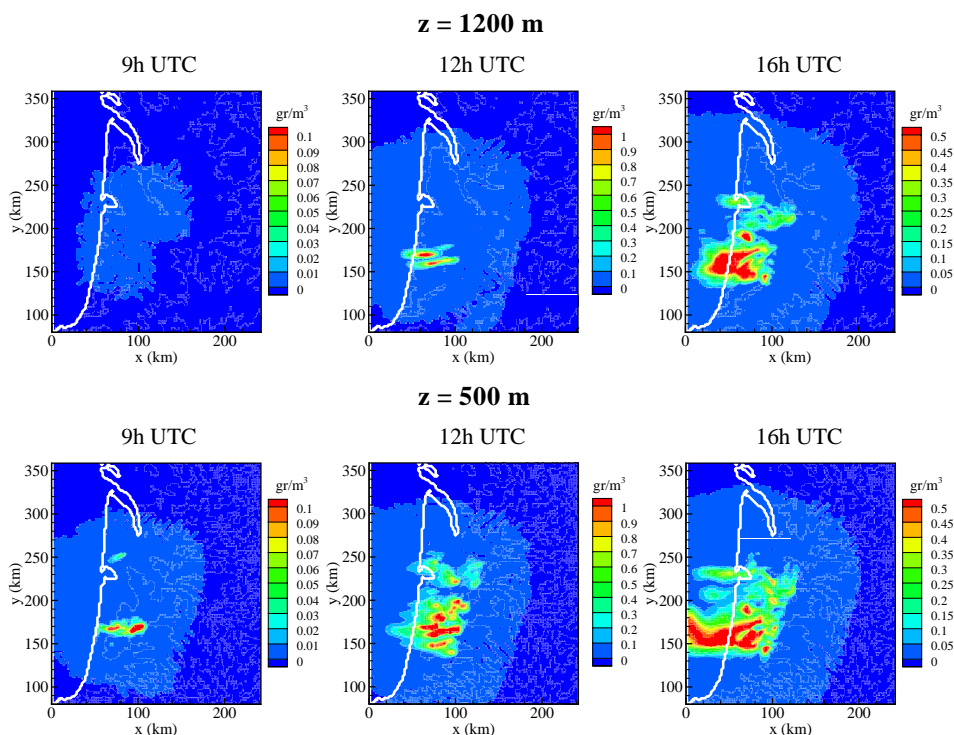


Fig. 6.5 Panaches simulés de concentration en pollen à l'échelle de la région couverte par la cartographie des zones de maïs, à 500 m et 1 200 m d'altitude et aux trois heures de mesure (12 juillet 2003).

bons pour la viabilité, qui est sous-estimée en début de matinée et surestimée par la suite. Il semble que le pollen ne se 'dessèche' pas suffisamment vite dans la simulation, c'est-à-dire que son évaporation est vraisemblablement sous-estimée. Ce résultat pourrait s'expliquer par une surestimation de la perte en eau des grains de pollen avec le modèle de Aylor (2003). Les résultats devraient être nettement améliorés par la suite avec l'utilisation du modèle prédictif d'assèchement du pollen développé par Brunet (2009) et validé avec succès par rapport à des mesures en chambre climatique.

L'important, en ce qui concerne les possibilités de fécondation à longue distance, n'est pas tant la concentration en pollen dans l'atmosphère, que les retombées effectives de pollen viable au sol. Ainsi, la Figure 6.8 montre la cartographie des dépôts de pollen viable, cumulés sur cette même journée. On y voit : (i) des régions de fort dépôt ($> 1 \text{ grain m}^{-2}$) sur les champs de maïs ou à proximité immédiate (zones rouges) ; (ii) des régions de dépôt plus faible mais restant significatif sur des étendues relativement grandes, à distance (plusieurs km) des champs de maïs mais restant sous leur influence et traduisant ainsi l'existence d'un 'bruit de fond' régional en dépôt de pollen (zones orangées-jaunes) ; (iii) une région au sud-sudouest, montrant, à l'extérieur de la zone de cartographie des champs sources, une décroissance régulière des dépôts de pollen en direction du sud-ouest.

6.4 Conclusions

Le modèle eulérien Aquilon de dispersion de grains de pollen de maïs à l'échelle parcellaire fait l'objet actuellement d'une comparaison détaillée avec le modèle lagrangien SMOP-2D de Loubet et al. (2006) forcé avec les champs de vent de Aquilon, ainsi qu'avec une nouvelle version de ARPS incluant une approche lagrangienne de dispersion de particules. Cette dernière version de ARPS vient d'être mise en oeuvre sous mon encadrement

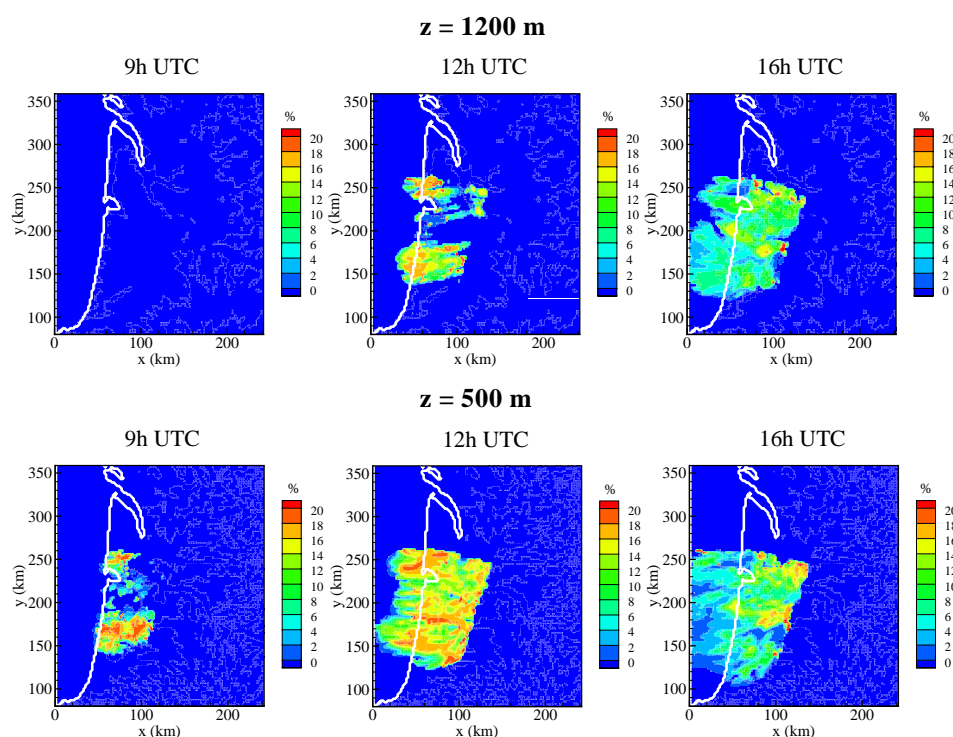


Fig. 6.6 Panaches simulés de viabilité du pollen à l'échelle de la région couverte par la cartographie des zones de maïs, à 500 m et 1 200 m d'altitude et aux trois heures de mesure (12 juillet 2003).

par Magali De Luca (Post-doctorante) à partir de l'approche lagrangienne développée préalablement par Vinkovic et al. (2005, 2006b,a,c) dans le modèle standard ARPS pour la dispersion de gouttelettes d'eau. L'originalité de ce modèle lagrangien par rapport à SMOP-2D est (i) qu'il fonctionne en 3D avec une approche LES, (ii) qu'il utilise une approche stochastique de sous-maille, et (iii) qu'il prend en compte les interactions entre les particules biotiques et les champs de vent instantanés. Bien que l'approche eulérienne ait montré des résultats comparables à l'approche lagrangienne, l'intérêt pour nous, d'introduire une approche lagrangienne dans ARPS, est la facilité de paramétrer avec cette approche les changements physiques des particules au cours de leur transport, notamment de suivre la viabilité des particules de pollen, puisque la trajectoire de chaque particule est modélisée, alors que l'approche eulérienne modélise uniquement les variations de concentration de l'air en particules. De plus, l'approche lagrangienne pourra permettre à l'avenir d'étudier l'interaction entre les structures turbulentes et la trajectoire des particules, et en particulier la dépendance de la vitesse de sédimentation des particules à la taille des structures turbulentes.

Ce travail d'intercomparaison des modèles se fait dans le cadre du projet de recherche 'GCOM2AP : Gérer la COexistence chez le Maïs : apports d'une Approche Pluridisciplinaire', financé par l'ANR 2006 'Programme national de recherche sur les OGM' (mené en collaboration avec notamment les unités Eco-Innov, EGC et MIA de l'INRA) dont je suis responsable du workpackage 'Prise en compte de l'effet des discontinuités spatiales sur la dispersion du pollen'. Toujours dans le cadre de ce projet, une étude de sensibilité de la dispersion du pollen de maïs à la présence de différents types de discontinuités entre deux parcelles de maïs successives (sol nu, culture agricole, haie d'arbres, forêt, etc.) est en cours. L'objectif est d'identifier de nouvelles courbes de dispersion prenant en compte ces hétérogénéités qui seront ensuite introduites dans le modèle statistique d'aide à la décision MAPOD (Angevin et al., 2008).

Concernant le travail de modélisation de la dispersion à longue distance, il est prévu d'incorporer dans MésosNH les derniers développements sur les schémas de viabilité et d'émission (Brunet, 2009), et de reprendre la validation du modèle sur l'ensemble des jours où des vols avion ont été effectués.

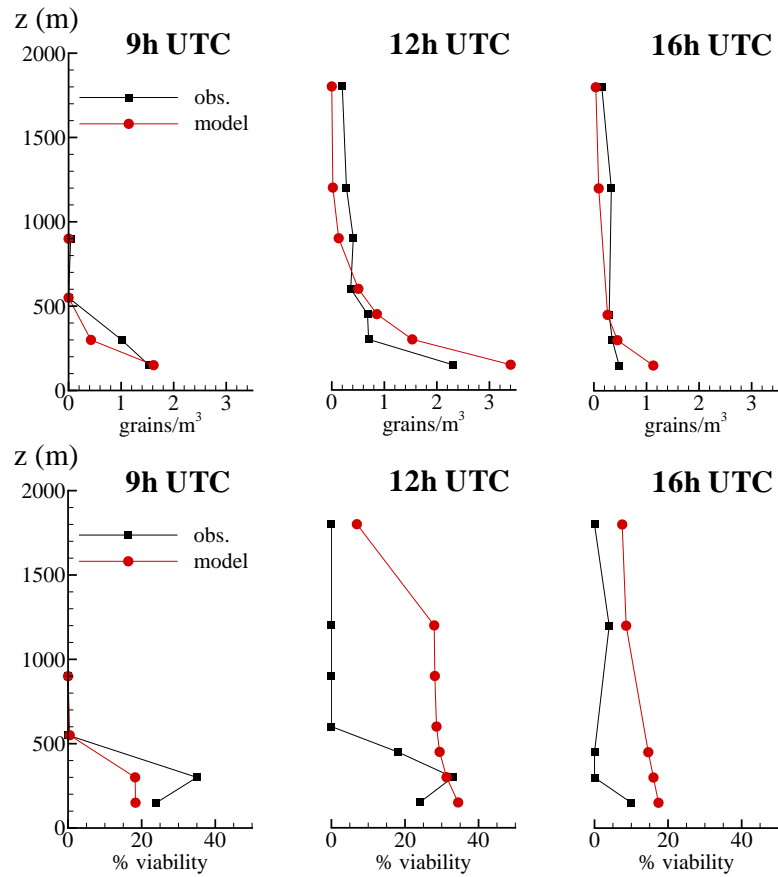


Fig. 6.7 Variations verticales de la concentration de l'air en pollen de maïs (a) et de la viabilité du pollen (b) le 12 juillet 2003, mesurées in situ et simulées par MésosNH au même endroit et aux mêmes heures.

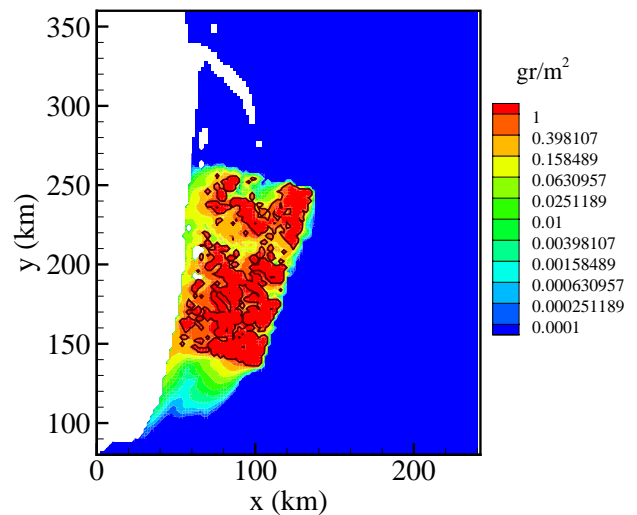


Fig. 6.8 Cartographie des dépôts au sol de pollen viable cumulé sur la journée (en nombre de grains par m²), simulés pour le 12 juillet 2003.

Enfin, comme on le verra dans mon projet de recherche (Partie III), il convient de noter que ces travaux entrepris en simulation fournissent des outils qui dépassent le cadre initial de la problématique OGM. Ces outils devraient en effet pouvoir être utilisés dans d'autres contextes liés à la dispersion du pollen à grande échelle, notamment (i) la prévision des épisodes de contamination de l'air par des pollens allergènes, (ii) l'écologie de la biodiversité et la colonisation de l'espace par les espèces végétales, (iii) la microbiologie atmosphérique, domaine actuellement en pleine expansion, ou à la dispersion d'autres particules telles que la dispersion de pesticides dans l'air. Sur ce dernier point, je suis responsable scientifique de la thèse de Ali Chahine co-encadré par Y. Brunet (INRA) et C. Sinfort (Cemagref), démarrée en novembre 2008, sur la modélisation des phénomènes de dispersion aérienne de pesticides sur les couverts viticoles en prenant en compte les interactions système de pulvérisation-plante à l'aide du modèle ARPS.

Références

- Angevin, F., E. K. Klein, C. Choimet, A. Gauffreteau, C. Lavigne, A. Messean et J. M. Meynard. 2008, «Modelling impacts of cropping systems and climate on maize cross-pollination in agricultural landscapes : the MAPOD model», *European Journal of Agronomy*, vol. 28, n° 3, pp. 471–484.
- Aylor, D. E. 2002, «Settling speed of corn (*Zea mays*) pollen», *Journal of Aerosol Science*, vol. 33, n° 11, pp. 1601–1607.
- Aylor, D. E. 2003, «Rate of dehydration of corn (*Zea mays* L.) pollen in the air», *Journal of Experimental Botany*, vol. 54, n° 391, pp. 2307–2312.
- Bougeault, P. et P. Lacarrère. 1989, «Parameterization of orography-induced turbulence in a mesobeta-scale model», *Monthly Weather Review*, vol. 117, pp. 1872–1890.
- Brunet, Y. 2009, «Dispersion du pollen de maïs à longue distance : sources, transport, dépôt», Rapport de fin de contrat, ACI Impact des OGM. 36 p.
- Brunet, Y., X. Foueillassar, A. Audran, D. Garrigou et S. Dayau. 2004, «Evidence for long-range transport of viable maize pollen», dans *16th Conference on Biometeorology and Aerobiology*, Vancouver, Canada. 2 p.
- Degioannini, D. 2004, «Simulation numérique de dispersion atmosphérique de pollen de maïs. Utilisation du code de calcul Aquilon», Rap. Tech., ENSCPB de 3^{ème} année, option Simulation et Modélisation des Systèmes. 38 p.
- Dupont, S. et Y. Brunet. 2006, «Simulation of turbulent flow in an urban forested park damaged by a windstorm», *Boundary-Layer Meteorology*, vol. 120, n° 1, pp. 133–161.
- Foudhil, H. 2002, *Développement d'un modèle numérique de dispersion atmosphérique de particules à l'échelle d'un paysage hétérogène*, Thèse de Doctorat, Université de Bordeaux I. 283 p.
- Foudhil, H., Y. Brunet et J. Caltagirone. 2005, «A fine-scale k-epsilon model for atmospheric flow over heterogeneous landscapes», *Environmental Fluid Mechanics*, vol. 5, n° 3, pp. 247–265.
- Jarosz, N., B. Loubet, B. Durand, X. Foueillassar et L. Hubert. 2005, «Variations in maize pollen emission and deposition in relation to microclimate», *Environmental Science & Technology*, vol. 39, n° 12, pp. 4377–4384.
- Jarosz, N., B. Loubet, B. Durand, A. McCartney, X. Foueillassar et L. Huber. 2003, «Field measurements of airborne concentration and deposition rate of maize pollen», *Agricultural and Forest Meteorology*, vol. 119, n° 1-2, pp. 37–51.
- Jarosz, N., B. Loubet et L. Huber. 2004, «Modelling airborne concentration and deposition rate of maize pollen», *Atmospheric Environment*, vol. 38, n° 33, pp. 5555–5566.
- Lafore, J. P., J. Stein, N. Asencio, P. Bougeault, V. Ducrocq, J. Duron, C. Fischer, P. Hereil, P. Mascart, V. Masson, J. P. Pinty, J. L. Redelsperger, E. Richard et J. V. G. de Arellano. 1998, «The Méso-NH atmospheric simulation system. Part I : Adiabatic formulation and control simulations», *Annales Geophysicae-Atmospheres Hydrospheres And Space Sciences*, vol. 16, n° 1, pp. 90–109.
- Loubet, B., P. Cellier, C. Milford et M. A. Sutton. 2006, «A coupled dispersion and exchange model for short-range dry deposition of atmospheric ammonia», *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, vol. 132, n° 618, pp. 1733–1763.
- McCartney, H. 1985, *Construction of dispersal models*, chap. Advances in Plant Pathology : Mathematical Modelling of Crop Diseases, London Academic Press, pp. 107–143.

- Noilhan, J. et J. F. Mahfouf. 1996, «The ISBA land surface parameterisation scheme», *Global and Planetary Change*, vol. 13, n° 1-4, pp. 145–159.
- Vinkovic, I., C. Aguirre, M. Ayrault et S. Simoens. 2006a, «Large-eddy simulation of the dispersion of solid particles in a turbulent boundary layer», *Boundary-Layer Meteorology*, vol. 121, n° 2, pp. 283–311.
- Vinkovic, I., C. Aguirre et S. Simoens. 2006b, «Large-eddy simulation and lagrangian stochastic modeling of passive scalar dispersion in a turbulent boundary layer», *Journal of Turbulence*, vol. 7, n° 30, pp. 1–14.
- Vinkovic, I., C. Aguirre, S. Simoens et J. N. Gence. 2005, «Coupling of a subgrid lagrangian stochastic model with large-eddy simulation», *Comptes Rendus Mécanique*, vol. 333, n° 4, pp. 325–330.
- Vinkovic, I., C. Aguirre, S. Simoens et M. Gorokhovski. 2006c, «Large eddy simulation of droplet dispersion for inhomogeneous turbulent wall flow», *International Journal of Multiphase Flow*, vol. 32, n° 3, pp. 344–364.
- Wang, L. P. et M. R. Maxey. 1993, «Settling velocity and concentration distribution of heavy-particles in homogeneous isotropic turbulence», *Journal of Fluid Mechanics*, vol. 256, pp. 27–68.

Partie III
Projet de recherche

Chapitre 7

Bilan - Perspectives

Dans ce chapitre, je présente un bilan de mon activité de recherche depuis ma thèse en termes d'avancées scientifiques et de stratégie de modélisation, puis je présente mon projet de recherche pour les années à venir.

7.1 Avancées scientifiques

Les travaux présentés dans ce mémoire ont contribué à améliorer la modélisation et la compréhension des champs micrométéorologiques à l'échelle de paysages urbains et ruraux hétérogènes à partir du développement de modèles, de leur validation par rapport à des mesures en soufflerie et in situ, d'études applicatives, et d'analyses théoriques s'appuyant sur les sorties des modèles. L'ensemble de ces travaux a fait l'objet de 16 articles scientifiques (dont 10 en premier auteur), 1 article en révision, 1 article en soumission, 2 chapitres d'ouvrage, et plus d'une cinquantaine de communications dans des conférences internationales.

Zones urbaines

Pour les zones urbaines, deux modèles de canopée ont été développés, un modèle monocouche pour des études liées à la climatologie urbaine, et un autre modèle multicouches pour des études liées à la qualité de l'air. Ces modèles ont été implémentés dans différents modèles météorologiques et validés par rapport à des mesures in situ sur des villes françaises et américaines. Il a été montré que ces modèles permettent une meilleure représentation de la micrométéorologie urbaine dans la couche limite urbaine. Il reste toutefois des points à améliorer dans ces modèles. Ainsi, la résolution des flux de chaleur issus des surfaces naturelles et anthropisées reste toujours très découplée dans les modèles de canopée urbaine alors que la végétation est le plus souvent mélangée aux surfaces urbaines, et elle devrait l'être d'autant plus à l'avenir avec le développement des éco-quartiers ou des surfaces urbaines végétalisées. L'interaction entre les surfaces naturelles et anthropisées dans les modèles de canopée urbaine devrait ainsi être mieux prise en compte à l'avenir. Par ailleurs, la paramétrisation des flux de chaleur anthropiques est restée relativement simple dans ces modèles bien que ces flux peuvent être importants suivant les villes et/ou les saisons. Les récents travaux de Pigeon et al. (2007) sur l'estimation des flux anthropogéniques réalisée à partir d'un inventaire de la consommation d'énergie comparé à des mesures du bilan d'énergie sur la ville de Toulouse (France), devraient permettre d'améliorer leur paramétrisation. Enfin, de nombreuses études appliquées à la couche limite urbaine utilisent des modèles méso-échelle avec une résolution horizontale de 1 km telle l'étude que j'ai réalisée sur la ville de Philadelphie avec MM5 (Section 3.6). Avec le recul, cette résolution spatiale me paraît aujourd'hui critiquable puisque l'échelle de coupure du maillage (ici 1 km) est située à la limite supérieure de la zone inertielle du spectre de turbulence de la couche limite atmosphérique. Les schémas de turbulence de type statistiques utilisés par les modèles méso-échelles ont été développés pour modéliser toutes les structures turbulentes de la couche limite atmosphérique. Or avec une résolution de 1 km, ces modèles méso-échelles résolvent explicitement les structures synoptiques mais aussi les plus grosses structures de la couche limite situées à la limite supérieure du spectre (Wyngaard, 2004). La résolution aurait ainsi dû être, soit plus fine avec l'utilisation d'une approche 'simulation des grandes échelles' (LES), soit plus importante de manière à ce que toutes les structures turbulentes soient de sous-maille. La transition entre schémas de turbulence de type statistique et LES au niveau

du pic du spectre de turbulence de la couche limite atmosphérique reste toujours une question de recherche ouverte.

Zones rurales

Pour les zones rurales, l'impact des hétérogénéités du paysage sur la dynamique et sur les structures turbulentes des écoulements atmosphériques a été abordé progressivement en condition thermique neutre, à partir d'une approche LES permettant d'avoir accès au caractère instationnaire de l'écoulement. Pour cela, le modèle atmosphérique ARPS a été utilisé. Ce modèle a été d'abord adapté à l'écoulement de couvert végétal à partir de l'implémentation d'une approche de traînée, permettant au modèle de simuler les écoulements de vent à l'intérieur et au-dessus des couverts, puis étendu à une approche poreux-élastique afin de simuler de manière couplée l'écoulement turbulent et le mouvement du couvert.

Une première étude en couvert horizontalement homogène a permis de valider ARPS et de montrer que le code était capable de reproduire les grandes caractéristiques de la turbulence de couvert. Dans une seconde étude, ARPS a été validé dans des conditions d'écoulement entrant (lisière), en s'appuyant sur des mesures en soufflerie. Cette étude a permis d'affiner la compréhension de la structure de l'écoulement dans la région d'ajustement et de voir l'influence sur cette dernière de la structure verticale du couvert. Cette étude a été affinée par une analyse théorique du développement des structures turbulentes elles-mêmes, générées par le couvert depuis la lisière, à partir des champs de vorticités et des auto-corrélations spatiales des composantes de vitesse calculés sur les sorties de ARPS. Un schéma général de l'évolution de la structure de la turbulence dans ces régions de lisière a été proposé. ARPS a ensuite été validé sur une colline boisée 2D par rapport à des mesures faites en soufflerie. Cette étude a permis d'identifier la variabilité des échanges canopée-atmosphère le long d'une colline, et de mieux comprendre l'origine des différentes structures turbulentes dans la zone de sillage d'une colline. Dans le cadre de la thèse de Fesquet (2008), nous avons observé en accord avec des mesures in situ que les propriétés principales des structures cohérentes à proximité de la surface apparaissent indépendantes de la nature du terrain, contrairement à la dynamique moyenne de l'écoulement. Enfin, la version poreux-élastique de ARPS a été validée à partir d'enregistrements vidéos réalisés sur un couvert de luzerne par Py et al. (2005). Cette validation a permis notamment de mieux comprendre l'interaction entre structures turbulentes cohérentes et structures organisées du mouvement du couvert.

Parallèlement à ces études théoriques, dans un souci d'application de mes modèles, ce travail a été complété en évaluant l'impact de la fragmentation du paysage sur la vulnérabilité de l'arbre au vent. Pour cela, j'ai étudié la relation entre la turbulence de l'écoulement simulée et les zones de dégâts observées suite à la tempête de 1999 sur un parc forestier urbain très hétérogène, et j'ai évalué l'impact de différentes formes de lisière sur les caractéristiques de l'écoulement et son impact sur la stabilité des arbres. L'un des intérêts majeurs de ce type d'approche est de rendre possible des études prospectives, en permettant de tester par exemple divers scénarios d'aménagement du paysage sur les régimes turbulents qui s'y développeraient.

Enfin, dans le cadre de questions scientifiques en relation avec la dissémination dans l'environnement de particules de pollen de maïs OGM, je me suis intéressé à la modélisation eulérienne de la dispersion de ces particules à courte distance à partir du modèle Aquilon et à longue distance à partir du modèle atmosphérique MésoNH. Le premier modèle a été validé par rapport à des mesures in situ en aval d'une parcelle de maïs effectuées par Jarosz et al. (2004, 2005) et le second modèle à l'échelle de la Région Aquitaine à partir de mesures aéroportées effectuées par Brunet et al. (2004). Cette dernière validation a permis de confirmer la possibilité d'observer des concentrations non négligeables de pollen de maïs viable dans toute la couche limite atmosphérique dues à la convection thermique fréquente pendant la période de pollinisation. Ce dernier résultat montre que l'on ne peut pas continuer à travailler en atmosphère neutre à l'échelle du couvert pour des études sur la dispersion de particules, telles que celles effectuées avec Aquilon et ARPS.

Ces différentes études ont ainsi permis de montrer que l'approche LES est bien adaptée à la simulation des écoulements turbulents à l'échelle de couverts complexes, et qu'elle peut être utilisée aussi bien pour des études fondamentales (structures turbulentes cohérentes) que finalisées (traitement de lisière). Concernant ces études finalisées, il n'est pas envisagé de généraliser ce type d'application qui relèvent plus de l'ingénierie (simulations répétitives pour différentes configurations spatiales) que de la recherche, maintenant que les modèles ont été développés. Toutefois, ces applications montrent que les modèles (Aquilon et dans une moindre mesure ARPS)

pourraient être utilisés pour des études concrètes d'ingénierie ou de bureaux d'études. Concernant les études plus fondamentales, des avancées ont été faites sur la caractérisation de la topologie et du développement des structures cohérentes de l'écoulement et de leurs interactions avec le couvert dans des configurations relativement 'simples'. Le lien entre les différentes structures de la couche limite atmosphérique, notamment les structures de type *streak* au sommet de la couche de surface et les structures observées près de la surface ou au sommet des couverts végétaux, reste encore ambigu. De même, le mécanisme *top-down* de déplacement des grandes structures de la couche de surface reste encore sujet à débat. Les hétérogénéités abordées sont restées relativement académiques bien que chacune d'elles soit très représentative du paysage. Par la suite, il est envisagé d'appliquer les modèles à des paysages réels mêlant les différentes hétérogénéités précédemment étudiées afin, par exemple, d'étudier l'intégration des flux à l'échelle du paysage ou l'interaction entre les différentes structures turbulentes générées par la complexité de la surface. Les principales limites pour ce type d'étude restent encore liées aux temps de calcul, aux conditions aux limites latérales du domaine de calcul, et aussi aux méthodes de validation des modèles dans ces configurations complexes telles que celles évoquées à la section suivante.

Enfin, ces simulations ont été réalisées pour une stratification thermique neutre de l'atmosphère, ce qui représente une approximation raisonnable pour des études sur la vulnérabilité des arbres au vent mais qui n'est pas valide pour d'autres thématiques environnementales. Il ressort donc de ces travaux sur la dynamique du vent et sur la dispersion de particules le besoin de passer à des conditions hors neutralité. Dans le futur, l'objectif sera d'aborder d'autres types de stratifications thermiques, impliquant la résolution des flux thermo-hydriques à l'intérieur du couvert, pour notamment des questions scientifiques liées au fonctionnement des plantes ou aux échanges canopée-atmosphère, en lien avec les autres équipes de l'unité Ephyse. Ce dernier point est d'autant plus important que les travaux précédents ont été réalisés avec peu de collaborations au sein de l'unité, mais cette étape était nécessaire afin de développer et valider les modèles. Une collaboration plus étroite entre les équipes de l'unité (Fonctionnement Biophysique des Ecosystèmes Terrestres (FBET) et Spatialisation et Télédétection (ST), voir l'organigramme de l'unité, Figure 2.1) pourrait donc se faire autour des thématiques liées à l'impact de la variabilité microclimatique sur le fonctionnement des plantes et sur les échanges canopée-atmosphère (voir section 7.3.3).

7.2 Bilan de la stratégie de modélisation

Mes travaux de thèse et de post-doctorat m'ont permis d'acquérir une bonne expérience dans l'utilisation et le développement de modèles météorologiques (Submeso et MM5). A mon arrivée à l'INRA, l'unité Ephyse ayant peu d'expérience en simulation numérique des écoulements, ma stratégie de modélisation a consisté à adapter des codes existants pour répondre à mes thématiques de recherche. Ainsi, la dynamique des écoulements atmosphériques à l'échelle du paysage et la dispersion environnementale de pollen ont été abordées à partir de trois modèles, Aquilon, ARPS et MésoNH, dont les codes originaux ont été adaptés à la végétation et/ou à la dispersion de particules de pollen. Au final, ces trois modèles sont différents mais se sont révélés complémentaires.

- Aquilon est un code relativement rapide, pouvant fournir dans des contextes variés une description correcte des champs moyens (représentatifs de l'état moyen de l'écoulement sur une période typique de plusieurs minutes ou dizaines de minutes) de vent et de concentration de l'air en particules, dans des cas simples d'atmosphère sèche et neutre. De par sa rapidité, ce code est relativement bien approprié pour des études de sensibilité lourdes dans des configurations relativement simples. De plus, ce code étant développé à l'Université de Bordeaux I (Laboratoire TREFLE), il me permet d'avoir des contacts dans mon environnement proche avec un laboratoire de mécanique des fluides numériques, bien que nos applications soient différentes. Contrairement aux deux autres modèles, le champ d'application d'Aquilon reste limité à la couche limite de surface. Il est ainsi difficile dans l'état actuel du modèle de l'utiliser dans des configurations réalistes, à cause notamment des conditions de stratification thermique qui doivent être proches du neutre et pour une atmosphère sèche. De plus, Aquilon utilisant un schéma de turbulence de type statistique, les variables simulées sont moyennées spatialement et temporellement. Le modèle n'est ainsi pas capable de simuler explicitement les champs instantanés, et donc les rafales, structures turbulentes (ou tourbillons) cohérentes, qui sont pourtant essentielles dans les processus de chablis, de libération/dépôt de particules de pollen, et d'échanges entre le couvert et l'atmosphère. Ainsi, pour des études plus réalistes, sur terrains complexes, avec différentes condi-

tions météorologiques ou pour des études plus spécifiques sur les structures turbulentes cohérentes, Aquilon s'avère assez limité.

- ARPS permet, au prix d'une plus grande complexité et d'un coût plus important en temps de calcul, une simulation du comportement turbulent des champs de vent à partir d'une approche LES, dans des conditions atmosphériques variées (bien que pour le moment je ne l'ai uniquement utilisé qu'en condition neutre), pour des applications ciblées, plus fondamentales, justifiant une telle lourdeur. Les champs instationnaires issus de ce modèle se sont avérés beaucoup plus intéressants et originaux que les champs moyens issus de Aquilon. C'est pourquoi je me suis fortement investi au cours de ces dernières années dans son développement en introduisant (i) une approche de traînée afin de prendre en compte la canopée végétale, (ii) un modèle eulérien de dispersion de particules biotiques de manière similaire à celui de Aquilon, (iii) un modèle lagrangien de dispersion de particules biotiques (travail effectué dans le cadre du post-doctorat de Magali De Luca), et (iv) un modèle simplifié de dynamique du couvert à partir d'une approche poreux-élastique. Enfin, ARPS étant un modèle atmosphérique complet, il pourra se prêter par la suite à de nombreuses applications pluridisciplinaires relatives aux conséquences de l'hétérogénéité des paysages sur la dynamique de l'écoulement, la dispersion de particules biotiques, et le fonctionnement de la végétation. ARPS reste donc un outil très prometteur.
- MésoNH est assez similaire à ARPS. L'équipe MFE utilise ce modèle principalement à l'échelle régionale pour des simulations de dispersion de particules de pollen de maïs en conditions réelles avec forçage aux frontières extérieures par des champs météorologiques issus de modèles grandes échelles. Pour cela, nous avons introduit des équations d'advection-diffusion de grains de pollen de maïs et de suivi de viabilité de ces grains au cours de leur transport. A cette échelle de travail, MésoNH a été préféré à ARPS car il nous est apparu plus facile d'application pour des cas réels à l'échelle de la France que le modèle américain ARPS. De plus, son utilisation nous a permis de travailler avec le Laboratoire d'Aérodynamique de Toulouse (CNRS) (J.-P. Pinty, J. Escobar, E. Richard) et le CNRM¹ (C. Lac, P. Tulet).

Ces trois modèles seront essentiels dans la suite de mon travail de recherche.

Comme on a pu le voir tout au long de ce mémoire, chacun des développements effectués dans ces modèles a été entrepris afin de répondre à une ou plusieurs questions scientifiques. Concernant l'introduction double d'un modèle eulérien et d'un modèle lagrangien dans ARPS, bien que l'étude effectuée avec Aquilon sur la dispersion de grains de pollen a montré que l'approche eulérienne donne des résultats au moins aussi bons que l'approche lagrangienne, il m'est apparu opportun de développer une approche lagrangienne dans ARPS pour différentes raisons. Tout d'abord, l'approche lagrangienne facilite la paramétrisation des changements physiques des particules au cours de leur transport, notamment le suivi de la viabilité des particules de pollen, puisque la trajectoire de chaque particule est modélisée, alors que l'approche eulérienne modélise uniquement les variations de concentration de l'air en particules. Ensuite, l'approche lagrangienne pourra permettre à l'avenir d'étudier l'interaction entre les structures turbulentes et la trajectoire des particules, et en particulier la dépendance de la vitesse de sédimentation des particules à la taille des structures turbulentes. Enfin, une approche lagrangienne ayant déjà été introduite dans ARPS par I. Vinkovic (LMFA², Ecole Centrale de Lyon), son implémentation dans notre version de ARPS et son extension aux grains de pollen de maïs en ont été facilitées.

L'utilisation des modèles météorologiques (ARPS et MésoNH) a un coût important en temps de calcul. C'est pourquoi l'unité Ephyse a investi en 2005 dans un cluster de PCs qui compte à ce jour plus d'une centaine de coeurs de calcul. Cet investissement ne s'est pas fait sans difficultés à cause de l'inexpérience du personnel informatique de l'unité et de l'INRA pour ce type de machine. Grâce à leur motivation, nous avons pu pour le moment gérer au mieux cette machine, étant pour l'essentiel le seul utilisateur. Toutefois, le renforcement de l'équipe 'Mécanique des Fluides Environnementale' au travers de nouveaux thésards et post-doctorants sur cette thématique simulation numérique, ajouté à l'augmentation régulière de la taille de la machine de calcul à partir de contrats, commence à poser des problèmes concernant la gestion de cette machine et l'assistance informatique-numérique aux étudiants. L'implication plus importante de Mark Irvine (ingénieur d'études à Ephyse) sur cette thématique devrait toutefois atténuer les choses, mais un renforcement dans les années à venir de l'équipe par un ingénieur en calcul numérique

¹ Centre National de Recherches Météorologiques, Météo-France

² Laboratoire de Mécanique des Fluides et d'Acoustique

serait souhaitable. Parallèlement à cette machine locale, je bénéficie d'un quota annuel d'heures de calcul sur le super ordinateur NEC SX-8 de l'IDRIS³.

Enfin on ne peut pas parler de stratégie de modélisation sans parler de stratégie de validation. J'ai pu montrer tout au long de ce mémoire que je me suis attaché à valider mes modèles en me servant de mesures effectuées par ailleurs, et en particulier à partir de mesures issues de soufflerie (pour la lisière forestière et la colline boisée). Ceci s'explique par la facilité de mise en oeuvre pour des couverts hétérogènes de mesures en soufflerie par rapport à des mesures in situ, l'installation de multiples mâts de mesure afin de couvrir une zone hétérogène étant difficilement réalisable. Les mesures en soufflerie ont aussi leurs limites, en particulier si l'on veut aborder des conditions de stratification thermique en dehors de la neutralité. Ainsi, lors de développement ou d'application de modèles en terrains complexes, il est important de réfléchir aux méthodes possibles de validation. Dans ce sens, on voit depuis ces dernières années de plus en plus de campagnes expérimentales dédiées exclusivement à la validation de modèles. On peut citer comme exemple la campagne CHATS⁴ conduite par E. Patton en 2007 (NCAR⁵, USA) pour améliorer la paramétrisation de la turbulence de sous-maille des modèles LES à l'intérieur du couvert. Ces expérimentations de validation des modèles en terrains complexes sont d'autant plus difficiles à réaliser que l'intérêt de la modélisation sur ce type de terrain est justement de fournir des informations là où la mesure n'est pas possible ou difficile à mettre en oeuvre. Des mesures ponctuelles n'étant le plus souvent pas suffisantes pour ce type de condition, elles pourraient y être associées à des mesures intégratives (scintillométrie, radio-sondages, moyens aéroportés). Quoiqu'il en soit, tel que observé sur une lisière de pins maritimes (Section 4.4), mesures et simulations en paysages hétérogènes apparaissent complémentaires, les mesures permettant de valider les modèles et les simulations permettant d'aider à l'interprétation des mesures.

7.3 Perspectives

Il ressort du bilan précédent que les modèles qui ont été développés s'avèrent tout à fait pertinents pour caractériser la microclimatologie et la dispersion de particules à l'échelle de paysages complexes. Ils permettent à la fois d'aborder, pour différents types d'hétérogénéité, des recherches fondamentales sur la caractérisation de la dynamique des écoulements turbulents et des structures turbulentes, et leurs interactions avec le couvert, et des recherches plus finalisées sur, par exemple, la stabilité au vent des arbres ou sur la contamination croisée entre parcelles de maïs. Ces trois modèles (Aquilon, ARPS, et MésoNH) seront donc essentiels dans la suite de mes travaux de recherche. De plus, les modèles développés pour la dispersion de grains de pollen de maïs sont exportables à d'autres types de particules, ils pourront donc être utilisés pour répondre à d'autres thématiques environnementales que la dissémination de particules OGM dans l'environnement. Toutefois les travaux abordés à l'échelle du couvert sont restés limités à une atmosphère neutre. Si l'on veut s'intéresser à l'avenir aux échanges canopée-atmosphère autres que ceux de quantité de mouvement à l'échelle du paysage, d'autres types de stabilité devront être considérés. Ainsi, l'un des principaux objectifs de mes futurs travaux sera d'introduire dans le modèle ARPS la stabilité atmosphérique afin notamment d'étudier la variabilité microclimatique à l'échelle du paysage et ses conséquences sur l'écophysiologie végétale ou sur la phase biosphérique du cycle de carbone. Ces développements permettront notamment d'aborder dans le contexte du changement climatique des thématiques liées à l'amélioration, l'adaptation et l'évaluation des pratiques agricoles, et de manière plus générale la gestion de l'espace rural, à partir de systèmes de production viables et respectueux de l'environnement. De plus, cette thématique permettra de générer plus de liens entre l'équipe Mécanique des Fluides Environnementale (MFE) et les deux autres équipes de l'unité, notamment l'équipe Fonctionnement Biophysique des Ecosystèmes Terrestres (voir l'organigramme de l'unité, Figure 2.1).

Ma thématique de recherche principale reste ainsi la modélisation des champs micrométéorologiques à l'échelle de paysages hétérogènes pour répondre à des thématiques environnementales telles que celles évoquées au Cha-

³ Institut du Développement et des Ressources en Informatique Scientifique

⁴ Canopy Horizontal Array Turbulence Study

⁵ National Center for Atmospheric Research

pitre 2 et en accord avec le projet de recherche de l'unité Ephyse sur le fonctionnement du peuplement à l'échelle du paysage. Mon rôle s'orientera de plus en plus vers l'animation de cette recherche au sein de l'équipe MFE et de futurs projets de recherche, vers l'encadrement de doctorants et post-doctorants, tout en gardant une activité de recherche personnelle conséquente. Ainsi, mon projet de recherche se découpe en 3 volets : un volet 'Dynamique des écoulements turbulents et leurs interactions avec le couvert' qui correspond à une continuité des travaux précédents avec pour objectif d'aborder des paysages de plus en plus complexes, le volet 'Dispersion de particules biotiques' où l'objectif est de s'intéresser à différents types de particules au travers de collaborations extérieures, et le volet 'Variabilité microclimatique' où l'objectif est d'aborder pour la première fois des conditions thermiques hors de la neutralité (conditions instables et stables) à partir de l'approche LES appliquée à l'échelle du couvert. Ces trois volets sont détaillés par la suite. Pour chacun de ces sous-projets de recherche, une composante expérimentale est associée à la composante de modélisation au travers de campagnes de mesures mises en oeuvre au sein de l'unité Ephyse ou à partir de collaborations extérieures.

7.3.1 Dynamique des écoulements turbulents et leurs interactions avec le couvert

Il s'agit ici de continuer mes précédentes études sur l'impact des hétérogénéités du paysage sur la dynamique des écoulements turbulents et des structures turbulentes cohérentes et leurs interactions avec le couvert pour une stratification thermique neutre. Les questions scientifiques abordées sont liées à une meilleure représentation des hétérogénéités de sous-maille dans les modèles météorologiques, à la stabilité au vent des arbres, et de manière plus fondamentale à une meilleure compréhension de la topologie et dynamique des différentes structures turbulentes composant la couche limite de surface.

Hétérogénéités de sous-maille

Une meilleure paramétrisation des hétérogénéités de sous-maille dans les modèles atmosphériques passe par une meilleure compréhension de la dynamique des écoulements au niveau des différentes hétérogénéités composant le paysage. La dynamique de l'écoulement au niveau des lisières végétales est maintenant relativement bien connue. Sur ce type d'hétérogénéité, j'envisage simplement de finaliser la caractérisation de l'écoulement spécifique de lisière et du sous-bois d'une forêt de pins maritimes à partir des mesures effectuées par l'unité Ephyse en 2006 et 2008. J'envisage aussi de poursuivre l'étude sur la dynamique des écoulements induite par une succession de transitions clairière-forêt. Ce type d'étude pourra déboucher sur une modélisation de l'intégration spatiale des flux pour une mosaïque de surfaces, utilisable par des modèles méso-échelle. Les configurations étudiées pourront en outre être reproduites dans la soufflerie de l'Ecole Centrale de Nantes dont l'INRA est copropriétaire.

Stabilité des plantes au vent

L'objectif ici est de poursuivre les travaux sur l'impact de l'hétérogénéité du paysage sur la vulnérabilité des arbres au vent. Cette thématique de recherche reste importante notamment dans le contexte régional depuis la tempête de janvier 2009 qui a ravagé la forêt des Landes. J'envisage de poursuivre les études lancées dans le cadre du projet 'Chêne-Roseau' au travers de l'encadrement d'un post-doctorant et d'un thésard.

Dans le cadre du post-doctorat de Pascal Roux, nous travaillons sur le forçage du modèle biomécanique de pin maritime développé au cours de la thèse de Sellier (2004) par les sorties de ARPS. Ce couplage devrait fournir un ensemble d'indicateurs de stabilité de l'arbre (liés à la répartition, l'intensité, la durée des contraintes mécaniques qui s'exercent sur et dans la structure) lorsqu'il est soumis, en un endroit quelconque d'un paysage (ici en aval d'une lisière forestière et le long d'une colline), à un écoulement turbulent.

Dans le cadre de la thèse de David Pivato démarrée en octobre 2008, nous envisageons d'étendre le modèle poreux-élastique à un couvert d'arbres et de déterminer l'impact de l'hétérogénéité du paysage (lisière, fragmentation du paysage - alternance de parcelles boisées et de clairières, mosaïque du paysage -, et relief - colline pouvant elle-même porter une couverture végétale hétérogène) sur les mouvements des plantes au vent. Cet objectif devrait être atteint par une extension du modèle poreux-élastique de dynamique du couvert à plusieurs modes de vibration, dépendant du type de végétation considérée, en s'appuyant sur des concepts de dynamique sur base modale. A des fins de validation, plusieurs ensembles de données expérimentales acquises in situ sont disponibles : base de

données des dégâts au cours de la tempête de 1999 sur la forêt de pins de Nezer au sud de Bordeaux, mesures sur la dynamique de pins maritimes, mesures réalisées par la Forest Research, UK, (Barry Gardiner) avec qui nous collaborons. Une campagne de mesures sur la dynamique des arbres et de l'écoulement environnant pourra aussi être mise en oeuvre au cours de la thèse. Des études de sensibilité aux caractéristiques des hétérogénéités considérées sont prévues.

A plus long terme, il pourra être envisagé d'appliquer ces modèles sur une partie de la forêt de Nezer, caractérisée par sa forte fragmentation, où une première étude empirique a été faite afin d'analyser la position et l'intensité des dégâts occasionnés par la tempête de 1999, compte tenu de la structure de ce paysage hétérogène. Enfin, le modèle poreux-élastique pourra être utilisé à partir de collaborations extérieures pour d'autres thématiques que la stabilité au vent des arbres, telles que l'influence du vent sur le taux de croissance des plantes (thigmomorphogénèse) ou pour améliorer le mouvement des plantes dans les films d'animation ou jeux vidéos.

Structures turbulentes cohérentes

Notre compréhension de la dynamique et de la topologie des structures turbulentes cohérentes de la couche limite de surface, et de leurs interactions entre elles, est encore très limitée malgré les petites avancées obtenues ces dernières années, notamment grâce à l'approche LES. Ces structures étant responsables de l'essentiel des échanges entre le couvert et l'atmosphère, une meilleure caractérisation en est cruciale. A l'échelle du couvert, j'envisage de revisiter les hypothèses de l'analogie couche de mélange, en particulier celle sur la vitesse de convection des structures turbulentes au sommet des couverts, et les limites de la validité de cette analogie, notamment pour les couverts très parsemés. A l'échelle de la couche limite de surface, j'envisage d'apporter ma contribution à la schématisation de la dynamique des structures turbulentes en m'appuyant sur des résultats de simulations LES. Ce travail pourrait être effectué en collaboration avec P. Drobinski (LMD⁶, Ecole Polytechnique) et/ou E. Patton (Division MMM⁷ du NCAR⁸, Boulder, Colorado, USA). Une meilleure compréhension de la dynamique de ces structures pourra déboucher à long terme sur une éventuelle amélioration des modèles de turbulence.

7.3.2 Dispersion de particules biotiques

L'objectif à court terme de l'équipe MFE sur cette thématique est de finaliser les travaux de recherche sur la dispersion de particules de pollen de maïs. Forts de cette expérience acquise sur ces particules, et grâce à notre modèle ARPS doté à la fois d'une approche eulérienne et lagrangienne de dispersion de particules, nous envisageons d'étendre, au travers de collaborations, cette activité à des champs connexes tels que les pesticides, les microbes, et les poussières. L'équipe MFE est fortement sollicitée sur cette thématique comme le montrent le nombre et la diversité des contrats de recherche (voir section 1.4). La taille actuelle de l'équipe étant petite, nous privilégions ici les projets débouchant sur des opportunités intéressantes de collaboration et sur des thématiques en accord avec celles de l'INRA.

Pollen de maïs

Dans le cadre du projet de recherche 'GCOM2AP : Gérer la COexistence chez le Maïs : apports d'une Approche Pluridisciplinaire', financé par l'ANR 2006 'Programme national de recherche sur les OGM' et mené en collaboration avec notamment les unités Eco-Innov, EGC⁹ et MIA¹⁰ de l'INRA, nous sommes en train de réaliser une intercomparaison (et couplage le cas échéant) de différents modèles physiques eulérien et lagrangien (Aquilon, ARPS, SMOP-Aquilon et SMOP-ARPS) en milieu hétérogène à partir des campagnes de mesures ayant déjà servi à quelques validations (Dupont et al., 2006b). Le modèle lagrangien introduit dans ARPS au cours du post-doctorat de Magali De Luca, discuté à la Section 6.4, fera l'objet d'une comparaison spécifique avec l'approche eulérienne

⁶ Laboratoire de Météorologie Dynamique

⁷ Mesoscale & Microscale Meteorology

⁸ National Center for Atmospheric Research

⁹ Environnement et Grandes Cultures

¹⁰ Mathématiques et Informatique Appliquées

que j'ai par ailleurs introduite dans ARPS. L'un des intérêts de ce projet est sa pluridisciplinarité, mêlant physiciens, biologistes et statisticiens.

La sensibilité de la dispersion du pollen de maïs à la présence de différents types de discontinuités entre les parcelles de maïs (sol nu, culture agricole, haie d'arbres, forêt, etc.) et à différents arrangements spatiaux de celles-ci est actuellement étudiée à partir du modèle Aquilon. Les résultats de cette étude de sensibilité serviront de base pour analyser l'effet des hétérogénéités sur les fonctions de dispersion du maïs et pour en intégrer une représentation paramétrique dans les modèles statistiques. L'objectif central du projet est de disposer d'un outil permettant de prédire la dispersion des transgènes et le taux d'impuretés OGM dans les parcelles non OGM à l'échelle de paysages agricoles variés et réalistes, c'est-à-dire prenant en compte la diversité des climats, des parcellaires et des pratiques agricoles et comportant des obstacles (haies, bosquets, routes, etc.).

Concernant la dispersion de pollen de maïs à longue distance, nous envisageons de finaliser la validation du transport des particules de pollen de maïs simulé avec MésoNH sur quelques-unes des journées pendant lesquelles l'unité a effectué des mesures aériennes sur la région landaise. Nous évaluerons ensuite numériquement les possibilités de parcours dans l'atmosphère et de dépôt au sol du pollen de maïs, pour des conditions climatiques typiques correspondant à la période de pollinisation (juillet).

Pesticides

Les cultures viticoles sont des cultures très consommatrices en pesticides induisant une pollution de l'air potentiellement nuisible à la santé publique. Forts de notre expérience acquise en modélisation de la dispersion de pollen de maïs à l'échelle locale, nous avons entrepris une étude sur la modélisation de la dispersion aérienne de pesticides sur un couvert viticole au travers de la thèse de Ali Chahine, dont je suis le responsable scientifique, et qui est co-encadrée par Y. Brunet (INRA) et C. Sinfort (Cemagref). Cette thèse consiste dans un premier temps à appliquer le modèle ARPS incluant le modèle lagrangien développé pour le pollen de maïs à un couvert viticole, et à le valider à partir des données expérimentales acquises au Cemagref de Montpellier. Le modèle ainsi développé sera utilisé à l'échelle des parcelles pour tester différents scénarios et aménagements possibles pour limiter la pollution par les pesticides. Ensuite, les résultats du modèle seront intégrés au sein de la plateforme Drift-X, développée au Cemagref, afin de prévoir les contaminations aériennes à l'échelle d'une petite région. Cet outil pourra ensuite être utilisé pour prévoir des niveaux d'exposition dans un paysage donné et pour des traitements phytosanitaires donnés, à partir de cartographies de la concentration. L'expérience acquise sur cette modélisation à l'échelle d'un couvert viticole pourra par la suite servir à d'autres études sur ce type de couvert, comme par exemple la dynamique des populations de bio-agresseurs.

Poussières

L'érosion éolienne des surfaces terrestres et par conséquent l'augmentation des surfaces désertiques est un problème important tout particulièrement en Chine puisque l'on considère que 38.2% des surfaces de ce pays sont concernées par ce phénomène. Dans le cadre du projet 'PEDO COTESOF : Emission et dépositions de particules sur des terrains complexes en vue de fixation du sol' financé par l'ANR blanc France-Chine (en collaboration avec le LMFA¹¹ de l'Ecole Centrale de Lyon, le LISA¹² de l'Université Paris 7-Paris 12, UMR CNRS 7583, et le département de mécanique de l'Université de Lanzhou en Chine), nous envisageons d'étudier l'impact de la végétation dans la limitation de l'érosion éolienne des sols en terrain complexe (colline) à partir de simulations numériques effectuées avec ARPS et de mesures in situ. L'intérêt pour nous dans ce projet est (i) d'initier à l'INRA la thématique érosion éolienne des sols à partir de simulations LES, (ii) de formaliser une collaboration avec le LMFA qui avait débuté ces dernières années par la mise en commun de nos développements dans le modèle ARPS (la paramétrisation du couvert développée à Ephyse et le modèle lagrangien développé au LMFA), et (iii) d'initier des collaborations avec la Chine.

¹¹ Laboratoire de Mécanique des Fluides et d'Acoustique

¹² Laboratoire Inter-universitaire des Systèmes Atmosphériques

Autres particules

Par la suite, la dispersion d'autres types de particules pourra être abordée : (i) dispersion de pathogènes ; (ii) dispersion d'aérosols en zone urbaine ou périurbaine ; (iii) dispersion du pollen pour des problèmes liés aux allergies, domaine pour lequel existe une forte demande ; (iv) dispersion environnementale des microbes situés sur les plantes (bactéries, virus, etc.) pour des questions liées à la prévision des épidémies de maladies végétales aériennes ; et (v) dispersion de gènes dans l'environnement pour des questions liées à l'impact du changement climatique sur la biodiversité.

7.3.3 Variabilité microclimatique

L'utilisation de l'approche LES à l'échelle du couvert hétérogène telle que présentée dans ce mémoire reste encore très marginale à l'échelle internationale, et a été essentiellement réalisée en condition thermique neutre. J'envisage par la suite d'aborder des conditions thermiques hors de la neutralité (conditions instables et stables) en collaboration avec E. Patton (Division MMM¹³ du NCAR¹⁴, Boulder, Colorado, USA), qui est l'un des principaux développeurs des premières applications LES à l'échelle du couvert.

Le passage à des conditions non neutres reste encore un challenge et ce pour différentes raisons. Tout d'abord, cela nécessite l'estimation des flux thermo-hydriques à l'intérieur des couverts végétaux, qui implique la résolution des bilans radiatif, thermique et hydrique à différents niveaux. Pour cela le NCAR vient de coupler son modèle LES à un modèle de sol multicouches ; j'envisage à Ephyse d'introduire dans le modèle ARPS le modèle SVAT¹⁵, MuSICA¹⁶, développé par ailleurs au sein de l'unité Ephyse (Ogée et al., 2003). Ensuite, en conditions instables, le modèle doit prendre en compte des structures couvrant une grande gamme d'échelles spatiales allant de l'échelle de la couche limite convective à celle du couvert. Ceci passe par une augmentation de la taille du domaine de calcul, et donc du temps de calcul, dans la mesure où l'on doit garder une résolution suffisante à l'échelle du couvert ; alternativement, on peut utiliser plusieurs emboîtements de domaines, mais dans ce cas le passage de l'échelle méso à l'échelle locale en terme de modèle de turbulence reste encore problématique. En conditions stables, l'approche LES a été très peu utilisée à cause (i) de la taille des structures turbulentes qui diminue avec l'augmentation de la stabilité, rendant le modèle de plus en plus dépendant à la paramétrisation de sous-maille de la turbulence, (ii) du caractère très intermittent de la turbulence pour lequel on peut penser que les hétérogénéités de surface jouent un rôle, et (iii) au développement de courants jets ou d'ondes de gravité.

Régime instable

Mon premier objectif est d'étudier la variabilité microclimatique (rayonnement, température, humidité, etc.) induite par l'hétérogénéité du paysage et ses conséquences sur le fonctionnement des écosystèmes. La nouvelle version de ARPS couplée à un modèle SVAT sera dans un premier temps validée sur une forêt homogène (à partir des mesures existantes issues du site expérimental du Bray) puis dans un second temps appliquée à une transition de type clairière-forêt ou culture-forêt. Une campagne expérimentale pourra être mise en oeuvre dans ce sens, en collaboration avec les deux autres équipes de l'unité, avec des mesures de flux par eddy-covariance et des mesures intégrées par scintillométrie. Une étude de sensibilité permettra d'analyser l'effet des hétérogénéités sur la variabilité microclimatique et éventuellement de proposer une méthode permettant d'intégrer ces hétérogénéités dans les modèles SVAT. Ce travail se fera avec M. Irvine (ingénieur d'études à Ephyse) qui a souhaité réorienter son activité vers la modélisation au sein de l'équipe MFE. Par ailleurs, dans le cadre du projet 'VegDUD : Rôle du végétal dans le développement urbain durable' de l'ANR 'Villes durables', coordonné par M. Musy (CERMA¹⁷, Ecole Nationale Supérieure d'Architecture de Nantes) et P. Mestayer (LMF¹⁸, Ecole Centrale de Nantes), qui débutera en 2010, il pourra être envisagé en collaboration avec I. Calmet du LMF d'étendre le modèle SVAT

¹³ Mesoscale & Microscale Meteorology

¹⁴ National Center for Atmospheric Research

¹⁵ Soil-Vegetation-Atmosphere-Transfer

¹⁶ Multi-layer simulator of the interactions between a coniferous stand and the atmosphere

¹⁷ Centre de recherche méthodologique d'architecture

¹⁸ Laboratoire de Mécanique des Fluides

à la canopée urbaine afin d'étudier l'impact de la végétation sur la microclimatologie urbaine. Cette thématique de variabilité microclimatique s'inscrit pleinement dans le projet 'modélisation du fonctionnement' de l'unité Ephyse, et ce projet constituera une première étape de couplage entre les modèles de mécanique des fluides et les modèles physico-biologiques développés au sein de l'unité.

Régime stable

Mon second objectif est d'aborder la modélisation de l'écoulement en régime stable à l'échelle du couvert. Cette thématique est importante pour la prédiction de phénomènes locaux tels que la formation de brouillard, de courants d'advection, d'ondes de gravité, etc. Les écoulements d'advection jouent notamment un rôle important dans la fermeture de l'équation bilan du carbone à l'échelle du paysage et dont la compréhension reste encore limitée à ce jour (Feigenwinter et al., 2008). Pour cela, j'envisage avec E. Patton de comparer nos modèles et de les confronter aux mesures faites par ailleurs par J. Finnigan (CSIRO¹⁹, Australie) en soufflerie sur une colline végétalisée en conditions stables et in situ sur un couvert homogène en terrain plat (expérimentation CHATS²⁰ conduite par E. Patton en 2007 au NCAR, USA). Si dans un premier temps des surfaces simples (homogènes sur terrain plat) seront considérées pour la mise en oeuvre et la validation des modèles, des surfaces plus complexes seront considérées dans la suite du travail. Il pourra aussi être envisagé de valider les modèles par rapport aux mesures effectuées en terrain complexe au cours des expérimentations Advex (Feigenwinter et al., 2008).

A terme, cette étude devrait notamment permettre de (i) mieux comprendre l'impact des hétérogénéités de surface sur la microclimatologie et donc sur le fonctionnement des couverts, sur les échanges sol-plante-atmosphère, (ii) avancer sur la modélisation du régime stable de l'atmosphère à partir de l'approche LES, éventuellement proposer une nouvelle paramétrisation de la turbulence de sous-maille, et (iii) ouvrir des portes sur le couplage entre modèle LES et modèle Méso-échelle, ou sur une meilleure représentation des hétérogénéités de sous-maille dans ces derniers modèles. Enfin, ARPS sera l'un des premiers modèles capables de simuler les champs microclimatiques instantanés à l'échelle d'un couvert hétérogène. Par la suite, le modèle pourra être appliqué à plus grande échelle sur des couverts plus ou moins fragmentés et des terrains complexes afin d'étudier par exemple l'intégration des flux à l'échelle d'un parcellaire ou aider à l'interprétation des mesures effectuées à partir d'une tour à flux en paysage hétérogène (détermination des zones de footprint).

En conclusion, ces perspectives peuvent paraître assez vastes mais elles couvrent trois principaux thèmes de recherche : dynamique des écoulements turbulents et leurs interactions avec le couvert, dispersion des particules biotiques, et microclimatologie, avec une interaction forte entre ces trois thématiques à l'échelle du paysage. Comme indiqué plus haut, ces thématiques seront abordées au sein de l'équipe MFE autour de différents projets financés, avec l'aide de plusieurs doctorants et post-doctorants, et à partir de nombreuses collaborations extérieures mais aussi au sein de l'unité.

Références

- Brunet, Y., X. Foueillassar, A. Audran, D. Garrigou et S. Dayau. 2004, «Evidence for long-range transport of viable maize pollen», dans *16th Conference on Biometeorology and Aerobiology*, Vancouver, Canada. 2 p.
- Feigenwinter, C., C. Bernhofer, U. Eichelmann, B. Heinesch, M. Hertel, D. Janous, O. Kolle, F. Lagergren, A. Lindroth, S. Minerbi, U. Moderow, M. Molder, L. Montagnani, R. Queck, C. Rebmann, P. Vestin, M. Yernaux, M. Zeri, W. Ziegler et M. Aubinet. 2008, «Comparison of horizontal and vertical advective CO₂ fluxes at three forest sites», *Agricultural and Forest Meteorology*, vol. 148, n° 1, pp. 12–24.
- Fesquet, C. 2008, *Structure de la turbulence atmosphérique à proximité de la surface*, Thèse de Doctorat, Ecole Polytechnique. 131 p.

¹⁹ Commonwealth Scientific and Industrial Research Organisation

²⁰ Canopy Horizontal Array Turbulence Study

- Jarosz, N., B. Loubet, B. Durand, X. Foueillassar et L. Hubert. 2005, «Variations in maize pollen emission and deposition in relation to microclimate», *Environmental Science & Technology*, vol. 39, n° 12, pp. 4377–4384.
- Jarosz, N., B. Loubet et L. Huber. 2004, «Modelling airborne concentration and deposition rate of maize pollen», *Atmospheric Environment*, vol. 38, n° 33, pp. 5555–5566.
- Ogée, J., Y. Brunet, D. Loustau, P. Berbigier et S. Delzon. 2003, «MuSICA, a CO₂, water and energy multilayer, multileaf pine forest model : evaluation from hourly to yearly time scales and sensitivity analysis», *Global Change Biology*, vol. 9, n° 5, pp. 697–717.
- Pigeon, G., D. Legain, P. Durand et V. Masson. 2007, «Anthropogenic heat release in an old european agglomeration (Toulouse, France)», *International Journal of Climatology*, vol. 27, pp. 1969–1981.
- Py, C., E. de Langre, B. Moullia et P. Hemon. 2005, «Measurement of wind-induced motion of crop canopies from digital video images», *Agricultural and Forest Meteorology*, vol. 130, n° 3-4, pp. 223–236.
- Sellier, D. 2004, *Analyse numérique du comportement mécanique d'arbres sous sollicitation aérodynamique turbulente*, Thèse de Doctorat, Université de Bordeaux I. 115 p.
- Wyngaard, J. C. 2004, «Toward numerical modeling in the 'terra incognita'», *Journal of the Atmospheric Sciences*, vol. 61, n° 14, pp. 1816–1826.

Appendice A

Copie de 5 publications significatives

1. **Dupont S.**, T.L. Otte, J.K.S. Ching, 2004 : Simulation of meteorological fields within and above urban and rural canopies with a mesoscale model (MM5), *Boundary-Layer Meteorology*, 113, 111-158.
2. **Dupont S.**, P.G. Mestayer, 2006 : Parameterization of the urban energy budget with the submesoscale soil model, *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 45, 1744-1765.
3. **Dupont S.**, Y. Brunet, N. Jarosz, 2006 : Eulerian modelling of pollen dispersal over heterogeneous vegetation canopies, *Agricultural and Forest Meteorology*, 141, 82-104.
4. **Dupont S.**, Y. Brunet, J.J. Finnigan, 2008 : Large-eddy simulation of turbulent flow over a forested hill : validation and coherent structure identification, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 134, 1911-1929.
5. **Dupont S.**, Y. Brunet, 2009 : Coherent Structures in canopy edge flow : a large-eddy simulation study, *Journal of Fluid Mechanics*, 630, 93-128.

