



Circulations à fine échelle et qualité de l'air hivernal dans une vallée alpine urbanisée

Tiphaine Sabatier

► To cite this version:

Tiphaine Sabatier. Circulations à fine échelle et qualité de l'air hivernal dans une vallée alpine urbanisée. Météorologie. Université Paul Sabatier - Toulouse III, 2018. Français. NNT : 2018TOU30340 . tel-02417418

HAL Id: tel-02417418

<https://theses.hal.science/tel-02417418>

Submitted on 18 Dec 2019

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.



THÈSE

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

Délivré par l'Université Toulouse 3 - Paul Sabatier

Présentée et soutenue par
Tiphaine SABATIER

Le 28 novembre 2018

Circulations à fine échelle et qualité de l'air hivernal dans une vallée alpine urbanisée

Ecole doctorale : **SDU2E - Sciences de l'Univers, de l'Environnement et de
l'Espace**

Spécialité : **Océan, Atmosphère, Climat**

Unité de recherche :
CNRM - Centre National de Recherches Météorologiques

Thèse dirigée par
Alexandre PACI

Jury

M. Hervé DELBARRE, Rapporteur
M. Eric PARDYJAK, Rapporteur
M. Joan CUXART RODAMILANS, Examineur
Mme Céline MARI, Examineur
Mme Stella MELO, Examineur
M. Alexandre PACI, Directeur de thèse

Remerciements

Quelques mois après la soutenance arrive le moment délicat de remercier celles et ceux qui ont participé à l'éclosion de ce travail, tant sur le plan scientifique que sur le maintien de mon équilibre mental. En tout premier lieu, je tiens à remercier les membres de mon jury pour avoir fait le déplacement jusqu'à la ville rose le jour J. Merci aux rapporteurs Eric Pardyjak et Hervé Delbarre pour avoir pris le temps de faire une lecture approfondie du manuscrit et ouvert de nouvelles perspectives à ce travail. Je remercie également Céline Mari pour avoir accepté de présider ce jury ainsi que Stella Melo et Joan Cuxart pour leurs questions enrichissantes et bienveillantes.

J'adresse ensuite naturellement mes remerciements aux personnes qui se sont investies dans ce travail et m'ont accompagnée au quotidien. Évidemment, merci à Alexandre de m'avoir donné l'opportunité de vivre cette aventure, de la confiance que tu m'as accordée dans l'orientation que j'ai donnée à cette thèse et de ta disponibilité lors de ces trois années. Un grand merci à Guylaine pour ton investissement dans ce travail avec ton enthousiasme sans limite et pour avoir été présente jusqu'au bout, y compris lors de ton congé maternité. Enfin, merci à Christine pour m'avoir initiée au monde du numérique et pour ta capacité à allier avec tant de finesse les aspects scientifiques et humains. Je tiens ensuite à remercier celles et ceux qui ont suivi ce travail d'un peu plus loin. Côté observation, merci à Thierry, Jean-Marie, Alain et Rémi pour m'avoir initiée au monde de la mesure par télédétection ; Cyrielle pour sa vision et ses connaissances chimie-aérosols ; William et Jacques pour leur réactivité et leur travail indispensable de mise en forme des données. Côté numérique, merci à Valéry pour sa vision globale des rouages du modèle (et pour ses belles chemises fleuries !) ; Stéphanie et Aaron pour leur aide précieuse sur l'initialisation des surfaces et Yann pour sa rigueur scientifique exemplaire. Merci également aux membres de mon comité de thèse : Pierre Durand, Alexander Gohm et Ludovic Thobois pour nos échanges annuels qui ont sans aucun doute participé à l'avancement de ces travaux.

J'en viens maintenant aux remerciements du groupe au sein duquel j'ai réalisé cette thèse : le GMEI. Ce groupe restera pour moi une famille un peu étrange où se mêlent les accents chantants du sud-ouest, les éternelles discussions rugby-piste-cyclable-bus-etc, le brouhaha de l'atelier et des personnalités hors-normes qui rendent la pause café si animée (dans le bon sens du terme bien entendu !). Un merci du fond du coeur aux piliers de cette pause café et leurs discussions de flamants vieux « *Qu'est ce qui diiit ?* » : Gilles, qui sous ses airs d'ours des cavernes garde un oeil attentif sur la maison ; Olivier l'indien rocker saltimbanque ; Jacques le grand adepte de sport à la télé ; William et Jean-Claude les deux grands sages et puis Renaud le prolongement humain de l'internet ! Un merci particulier à la triplète 4M qui ne se déplace jamais sans sa bonne humeur : Joël pour tes « *Bonjour Pomponette* », ton piment à la cantine et ton esprit de baroudeur ; Patrick pour nous avoir « *fait mourir de plaisir* » avec tes pâtisseries et pour cette journée mémorable en Cerdagne « *Heureusement qu'on s'est ta....* » (Non ? Bon okay on garde ça

entre nous) ; et Eric pour ta réserve infinie de jeux de mots, pour t'être assuré au moins deux fois par jour que l'on ne s'endormait pas dans le bureau et pour ne jamais m'avoir laissée m'écraser contre le mur d'escalade. Je tiens également à remercier Diane, Anne et Pauline qui ont complété ce tableau par une touche de féminité, de douceur et de finesse et qui se sont toujours rendues disponibles. Un merci particulier à Cyrielle pour son soutien sans limite lors de la dernière ligne droite et pour nos tentatives de psychanalyse souvent infructueuses mais toujours ponctuées de rire. Évidemment, un immense merci à Vinciane pour m'avoir accueillie dans son bureau, soutenue et nourrie lors des derniers mois et pour avoir développé toutes sortes de ruses pour que ledit bureau sente toujours le printemps ! Enfin, merci aux jeunes pousses du groupe : Thomas R. pour être toujours prêt à sortir faire un bonhomme de neige ou rendre hommage à un phasme parti trop tôt ; Thomas F. pour avoir fait exploser mon taux de glycémie quotidien lors des derniers mois ; Hugo pour sa force tranquille et son besoin grandissant de vie ; Laura pour nous avoir gâté avec ses tiramisus à tomber à la renverse et Axel pour son optimisme communicatif !

Je tiens également à adresser un immense merci à l'équipe MOANA/TROPICS pour m'avoir accueillie durant ma première année. Merci pour la bonne humeur générale qui règne dans ce couloir, ponctuée d'éclats de rire en provenance de la salle café. Plus particulièrement, merci à Françoise et Fleur pour votre générosité et votre passion scientifique ; Florent pour ta bonne humeur et ton rire si communicatif et Florence pour ton caractère boudeur si attachant.

Un immense merci s'impose également aux personnes trop souvent dans l'ombre sans qui rien de tout cela n'aurait été possible. Merci à Ouria, Anita, Laurent et Sébastien pour votre gentillesse et votre efficacité, vous rendez paisible le monde de l'administration. Merci à l'ensemble de l'équipe CTI pour le lien quasi-mystique que vous entretenez avec les PC et qui vous permet de tout déboguer avec une efficacité remarquable. Mention spéciale à Serge et ses passages dans le couloir toujours ponctués d'une note d'humour.

Merci aux thésards avec qui j'ai partagé cette épopée au sein du laboratoire et au-delà ! Merci aux « anciens » de nous avoir montré le chemin et plus particulièrement merci à Simon pour avoir largement détérioré mes connaissances géographiques et partagé des footings rythme mamie ; Maxime M. et son monde de bisounours ; Xavier et sa poésie ou encore Carole, Lucie... Un merci particulier à ceux qui ont vécu l'aventure en même temps que moi : Maxence et son univers bien à lui, Dominique et sa force tranquille, Julien le passionné de météo et aussi Imane, Mary, Rémi, Yann... Je n'oublierai pas non plus les petits jeunes qui prennent la relève en particulier Léo et ses saluts matinaux suivis d'un « *je file, mon réveil n'a pas sonné !* », Najda et son si grand sourire, Alix, Nicolas, Maroua, César, Alexane, Thibault.. Évidemment, un merci du fond du coeur à celui et celles avec qui cette aventure aura permis de construire de belles amitiés qui perdureront au-delà de la thèse. Sofia, ma quasi-soeur jumelle, merci pour ta générosité, ta folie et pour ce lien un peu étrange qui fait que tu as toujours tout compris. Quentin, merci d'avoir toujours su me dire avec délicatesse que « *mon français ardéchois n'était pas toujours très français* », pour ces pauses cafés à défaire puis refaire le monde et pour les à-côtés indis-

pensables à mon équilibre mental ! Enfin, merci à Elsa et Jessica pour avoir partagé de vrais moments de vie remplis de rires, de doutes, de larmes, le tout parfois combiné ! Elsa merci pour ton omniprésence et ton soutien inconditionnel même une fois partie et Jessica merci de t'être assurée du contenu de mon tiroir à chocolat, d'avoir partagé nos retours à vélo et merci pour tout le reste...

L'aboutissement d'un doctorat implique nécessairement un certain nombre d'années passées sur les bancs de l'école qui s'accompagnent de belles rencontres. Un merci du fond du coeur à Noémie et Cédric avec qui cette aventure a commencé il y a maintenant quelques années ; Isabel pour cette année de Master mémorable avec nos sessions de « *tu pleures/je ris, tu ris/je pleure* » ; François pour ton calme parfois un peu trop calme et Alicja pour nos innombrables après-midis à siroter du thé !

Enfin, je ne saurais comment remercier ma famille pour m'avoir toujours encouragée dans mes choix, pour avoir fait le déplacement le jour J et pour les multiples relectures de ce manuscrit. Un merci particulier à Lili pour être bien plus qu'une soeur ; à Clo pour être quasiment une seconde maman et bien sûr à mes parents qui m'ont inculqué l'importance des différentes formes d'intelligence et ont cru si fort en moi que cette thèse devient finalement un peu la leur. Pour terminer, merci à Maxime d'avoir su apaiser les moments d'agitation intérieure, relativiser les périodes de doute, embellir les phases de joie et partager ces quelques années de vie, tout simplement.

Résumé

Les vallées alpines urbanisées sont régulièrement soumises à des épisodes de pollution aux particules fines, en particulier sous des conditions hivernales anticycloniques. Ces épisodes se développent du fait de la conjonction de l'augmentation des émissions et de la stratification de l'atmosphère qui inhibe le mélange vertical et isole l'atmosphère de vallée de la dynamique de grande échelle. Le transport des polluants devient alors principalement piloté par les écoulements locaux d'origine thermique. Ces écoulements se caractérisent par une forte dépendance aux spécificités locales de la zone et sont difficiles à représenter dans les modèles numériques de prévision du temps, tout comme les conditions stables qui les accompagnent. L'amélioration de la prévision des situations de pollution hivernale en zone de montagne nécessite donc une meilleure compréhension de la dynamique locale en condition stable. Cette thèse s'inscrit dans ce contexte et vise à améliorer la compréhension de la structure des circulations locales à l'échelle de la vallée. Pour cela, l'étude s'appuie sur les données acquises lors de la campagne Passy-2015 et sur des simulations numériques haute résolution réalisées avec le modèle Mésos-NH. La campagne s'est déroulée durant l'hiver 2014-2015 dans le bassin de Passy, situé à proximité du Mont-Blanc et à la confluence de trois vallées. Les concentrations en PM₁₀ observées dans ce bassin excèdent régulièrement les seuils réglementaires et montrent des hétérogénéités marquées au sein du bassin et avec les vallées adjacentes. L'étude de la dynamique met en évidence le rôle des circulations locales vis-à-vis des disparités dans la distribution spatiale des polluants. En particulier, les écoulements dans le bassin sont organisés selon différentes strates et génèrent des niveaux de ventilation hétérogènes. En journée, les échanges de masse s'opèrent de manière préférentielle entre les segments de vallée les plus ensoleillés. La nuit, la convergence des flux issus des vallées tributaires et l'orographie locale induisent une structure des écoulements très hétérogène sur la verticale et l'horizontale dans le bassin de Passy. Ces caractéristiques des circulations de jour et de nuit tendent à limiter la ventilation dans le bassin, en particulier dans le secteur Est qui se trouve être le secteur le plus pollué lors des épisodes hivernaux. À l'approche du printemps, l'augmentation du flux solaire incident rééquilibre les échanges de masse inter-vallées réduisant ainsi l'accumulation de polluants dans le bassin. L'analyse des mécanismes pilotant les circulations locales souligne en particulier l'importance des caractéristiques aux échelles hectométriques des champs orographiques et de surface (couvert neigeux) qui déterminent la distribution de l'énergie reçue en surface.

Abstract

Air quality issues are frequent in urbanized valleys, particularly in wintertime under anticyclonic conditions. Pollution episodes occur due to the combination of increased emissions and atmospheric stratification that inhibits vertical mixing and isolates the valley atmosphere from large-scale dynamics. The transport of pollutants then becomes mainly driven by local thermally driven flows that largely depend on local characteristics and are difficult to represent in numerical weather prediction models. Improving the forecasting of winter pollution situations in mountain areas therefore requires a better understanding of local dynamics under stable conditions. This thesis falls within this objective and aims at improving the understanding of local wind dynamics at valley scale. It is based on high-resolution numerical simulations performed with Méso-NH and data from the Passy-2015 field experiment that took place during the winter of 2014-2015 within the Passy basin, located near Mont-Blanc and at the confluence of three valleys. The PM₁₀ concentrations observed in this basin regularly exceed the regulatory thresholds and show marked heterogeneities within the basin and with adjacent valleys. The wind dynamics study highlights local flow characteristics that are consistent with the PM₁₀ heterogeneities observed within the valley. In particular, flows within the basin show a stratified structure and give rise to heterogeneous ventilation levels. During the day, mass exchanges preferentially occur between the sunniest valley sections. At night, the convergence of flows from tributary valleys, along with the local orography, induces a very heterogeneous flow structure on the vertical and horizontal in the Passy basin. These characteristics tend to reduce ventilation in the basin especially in the eastern sector, which is also the most polluted sector during wintertime episodes. As spring approaches, the increase of solar radiation balances inter-valley mass exchanges, thus reducing pollutant accumulation within the basin. The analysis of mechanisms controlling local circulations underlines the importance of fine scale characteristics of topography and surface (snow cover) that determine the distribution of energy received at the surface.

Table des matières

Résumé	vii
Abstract	ix
Table des matières	xi
Introduction	1
1 Dynamique atmosphérique en zone de relief	5
1.1 Quelques notions à propos de la couche limite	6
1.1.1 Comment décrire l'état de l'atmosphère ?	6
1.1.2 Échelles spatiale et temporelle	8
1.1.3 La Couche Limite Atmosphérique et ses trois états	9
1.2 La pollution en terrain montagneux	12
1.2.1 Qu'est-ce qu'un épisode de pollution ?	12
1.2.2 Sensibilité des zones de montagne	15
1.3 Principes généraux de la dynamique atmosphérique en zone de relief	18
1.3.1 Dynamique des écoulements	18
1.3.2 Cycle de vie des CAP et interaction avec les écoulements	23
1.3.3 Cas particulier de la dynamique en bassin	25
1.4 Dépendance des écoulements aux spécificités locales	25
1.4.1 Dépendance orographique	26
1.4.2 Effets des couverts de sol	29
1.4.3 Effets des perturbations météorologiques	30
1.5 Conclusion	32
2 Cas d'étude : la vallée de l'Arve	33
2.1 Présentation de la zone	34
2.1.1 Spécificités géographiques	34
2.1.2 Anthropisation de la vallée	36
2.2 Qualité de l'air	36
2.2.1 Normes	36
2.2.2 La situation dans la vallée de l'Arve	37
2.3 Une volonté d'amélioration	40
2.4 Motivations scientifiques du projet Passy-2015	40
2.4.1 Bilan des travaux effectués	41
2.4.2 Motivations et objectifs de la thèse	44
3 Moyens d'observation et outils numériques	45
3.1 Moyens d'observation	46
3.1.1 Avant-propos : qu'est-ce qu'une observation ?	46

3.1.2	La campagne de mesures Passy-2015	47
3.1.3	Réseaux opérationnels	54
3.1.4	Limitations de la mesure en condition stable	55
3.2	Outils numériques	57
3.2.1	Préambule : modélisation de l'atmosphère	57
3.2.2	Le modèle Mésos-NH	58
3.2.3	Exemples d'utilisation en terrain complexe	61
3.3	Conclusion	61
4	Potentiel de l'utilisation du lidar vent scannant	63
4.1	Le principe de mesure	64
4.2	Traitement et validation des données de V_{los}	66
4.3	Traitement du CNR	67
4.3.1	Détermination de la fonction instrumentale	68
4.3.2	Limitations	69
4.4	Informations dérivées du CNR	70
4.4.1	Structure verticale	70
4.4.2	Évolution temporelle du CNR et concentrations en PM10	72
4.4.3	Variations spatiales du CNR : un traceur de la dynamique	74
4.5	Conclusions	75
5	Écoulements locaux à partir des observations	77
5.1	Conditions sur l'hiver 2014-2015	78
5.2	Influence des écoulements de grande échelle	80
5.3	Restitution des écoulements locaux lors d'un épisode stable persistant et pollué	83
5.3.1	Contexte grande-échelle	83
5.3.2	Circulations dans la couche intermédiaire : Article	84
5.3.3	Circulations dans la couche de proche-surface	116
5.4	Restitution des écoulements lors d'un épisode d'inversion nocturne pré-printanier	120
5.4.1	Caractéristiques des circulations par rapport à POI1	120
5.4.2	Conséquences sur la pollution	125
5.5	Conclusion	126
6	Écoulements locaux à partir de la simulation de référence	129
6.1	Configuration de la simulation de référence	130
6.1.1	Domaine de simulation	130
6.1.2	Caractéristiques numériques	131
6.1.3	Initialisation	132
6.2	Évaluation de la simulation de référence	133
6.3	Vers une meilleure compréhension de la dynamique	136
6.3.1	Dynamique des écoulements de pente	136
6.3.2	Dynamique des écoulements de vallée	139

6.3.3	Structure nocturne des écoulements	145
6.3.4	Oscillations nocturnes	150
6.3.5	Indices de stagnation et de recirculation	152
6.4	Conclusion	153
7	Analyse de phénomènes clés pour la qualité de l'air	155
7.1	Description des jeux de simulations	156
7.2	Impacts de la dissymétrie du bilan d'énergie des versants Nord et Sud et du manteau neigeux	158
7.2.1	Impacts sur le transport des traceurs	159
7.2.2	Impacts sur la dynamique proche de la surface	161
7.2.3	Impacts sur la structure des écoulements dans le bassin	163
7.2.4	Impacts sur le transport dans les vallées tributaires en journée	164
7.3	Échanges entre le bassin de Passy et les vallées voisines	166
7.3.1	Évolution de la structure thermique	167
7.3.2	Impacts sur le transport des traceurs	168
7.3.3	Impacts sur la dynamique des écoulements de pente	169
7.3.4	Impacts sur la structure des écoulements dans le bassin	170
7.3.5	Impacts sur le transport dans les vallées tributaires en journée	171
7.4	Conclusions	172
	Conclusions et Perspectives	175
	Annexe A Acronymes	181
	Annexe B Instrumentation Campagne Passy-2015	183
	Annexe C Dynamique de l'épisode pré-printanier	185
	Annexe D Caractéristiques des champs de surface	187
	Annexe E Analyses de sensibilité	189
	Bibliographie	191

Introduction

« Une montagne est un relief suffisamment élevé et étendu pour faire apparaître un étagement des écosystèmes et induire une mutation des milieux naturels et des activités humaines. »

Chardon [1990]

La surface de la Terre est couverte d'eau à 70%. Parmi les 30% de terres émergées, entre 25% et 50% correspondent à des zones de relief¹ (Barry [1992]; De Wekker and Kossmann [2015]; Kapos et al. [2000]; Rotach et al. [2014]). Ces chiffres nous mènent au constat sans équivoque suivant : la Terre n'est pas plate. Les zones de relief qui la jalonnent ont un poids démographique qui est loin d'être marginal puisqu'elles regroupent environ 15% de la population mondiale (Meybeck et al. [2001]; Fort [2015]). Ce pourcentage augmente largement si l'on considère les populations dépendantes des ressources naturelles et énergétiques qui y sont associées. En particulier, les montagnes représentent une des ressources majeures en eau douce qu'elles stockent sous forme de glacier puis restituent aux plaines voisines selon un cycle annuel (Fort [2015]). Par ailleurs, les montagnes abritent une biodiversité extrêmement variée qui s'explique par les micro-climats locaux dépendants de l'altitude et de l'exposition. Cette biodiversité est très sensible au changement climatique en raison de son caractère endémique qui réduit considérablement les niches habitables (Beniston [2003]).



Figure 1 – Mer de nuages au-dessus du lac d'Annecy, vue du Mont-Veyrier.

D'un point de vue météorologique, les zones de relief représentent des barrières naturelles qui isolent l'environnement atmosphérique dont les caractéristiques évoluent différemment vis-à-vis des plaines adjacentes. Si ces caractéristiques confèrent son caractère grandiose à la montagne

1. ce pourcentage étant fonction de la définition choisie pour caractériser lesdites zones de relief.

(Figure 1), elles sont à l'origine de phénomènes météorologiques critiques pour les populations locales. Ces dernières sont exposées à des phénomènes à enjeux tels que des minima de températures extrêmes, des précipitations intenses, du brouillard ou encore des nappes de pollution. Ces phénomènes sont pilotés par la dynamique locale spécifique à la zone qui se met en place. En effet, le relief a un double impact sur la dynamique atmosphérique ; d'une part il modifie les écoulements de grande échelle, d'autre part il génère sa propre dynamique. Cette dynamique locale se développe sur toute une gamme d'échelles, de la pente à la vallée jusqu'au massif montagneux (Zardi and Whiteman [2013] ; Schmidli et al. [2018] ; Serafin et al. [2018]). En été, cette dynamique induit un brassage efficace de l'atmosphère et favorise l'export d'humidité, de CO₂ ou encore de polluants vers l'atmosphère libre (Noppel and Fiedler [2002] ; Henne et al. [2004] ; Rotach et al. [2014]). Ces effets peuvent être ressentis dans un périmètre spatial plus étendu que le relief d'origine. En hiver, les zones de montagne sont fréquemment confrontées à des situations d'accumulation d'air froid dans les zones de dépression orographique, ce qui se traduit par de forte stratification thermique. Ces conditions favorisent le découplage entre la dynamique locale et la dynamique de grande échelle. Par ailleurs, la stratification thermique tend à inhiber le mélange vertical et est généralement associée à de faibles intensités des écoulements horizontaux (Reeves and Stensrud [2009] ; Whiteman et al. [2001]). Dans un même temps, ces conditions sont favorables à l'augmentation des émissions avec l'utilisation du chauffage au bois ou encore la consommation accrue des systèmes moteurs (VanReken et al. [2017]). La conjugaison de ces conditions rend les zones de relief particulièrement sensibles aux épisodes locaux de pollution hivernale (Heimann et al. [2007] ; Schäfer et al. [2008]). Afin d'en limiter l'intensité, des dispositifs de réduction des émissions peuvent être lancés mais doivent être initiés suffisamment tôt (Whiteman et al. [2014]). La prévision des conditions météorologiques de fine échelle qui pilotent l'accumulation de polluants représente donc un challenge de taille. Les difficultés principales émanent de la multitude de processus opérant à des échelles trop fines pour être résolues par les modèles numériques de prévision du temps. Ces modèles utilisent alors des paramétrisations physiques qui reposent sur des hypothèses valables en terrain plat mais pas nécessairement adaptées pour les zones de relief. L'amélioration de ces paramétrisations et *a fortiori* de la prévision requiert une meilleure compréhension de la dynamique locale.

Ce travail de thèse s'inscrit dans ce contexte et se concentre sur l'analyse des écoulements développés à fine échelle dans les basses couches atmosphériques d'une vallée alpine sous des conditions hivernales. Pour cela, nous nous appuyons sur les données acquises lors de la campagne de mesures Passy-2015 (Paci et al. [2016]) et sur des simulations numériques haute-résolution réalisées avec le modèle Mésos-NH (Lac et al. [2018]). Cette campagne s'est déroulée durant l'hiver 2014-2015 dans la vallée de l'Arve (Haute-Savoie). Située au coeur de l'arc alpin, cette vallée fait aujourd'hui partie des zones les plus polluées de France avec des concentrations hivernales en PM₁₀ qui dépassent régulièrement les seuils réglementaires fixés par les normes européennes (Air-Rhône-Alpes [2015]). En outre, des variations dans les concentrations mesurées sont observées très localement au sein même de la vallée sur seulement quelques kilomètres. Ces variations suggèrent des hétérogénéités dans les sources d'émissions et/ou une influence de la dynamique

locale qui pilote le transport des polluants. Ce travail se concentre sur ce second aspect et vise à améliorer la compréhension de ces circulations locales et de leur impact sur la structure de la pollution. En faisant l'hypothèse que les polluants sont advectés passivement par les écoulements, nous chercherons à déterminer si les circulations locales agissent en faveur de leur accumulation dans certains secteurs ou inversement, si elles tendent à homogénéiser les concentrations.

Les réponses à cette question seront apportées au fil des 7 chapitres qui composent ce manuscrit. Le Chapitre 1 donne un aperçu de l'état des connaissances sur la dynamique atmosphérique en zone de relief. La présentation de la vallée de l'Arve, les problématiques de qualité de l'air associées et les objectifs de la campagne Passy-2015 feront l'objet du Chapitre 2. Les outils expérimentaux et numériques utilisés seront ensuite détaillés dans le Chapitre 3. Le Chapitre 4 se concentrera sur l'instrument central utilisé au cours de ce travail : le lidar vent scannant. Une attention particulière sera portée sur les différentes possibilités d'utilisation de cet instrument pour la restitution des écoulements. L'analyse de ces écoulements s'articulera ensuite selon deux axes. Les observations de la campagne seront étudiées dans le Chapitre 5 afin de caractériser la dynamique lors de deux épisodes associés à des niveaux de pollution différents. Une approche numérique semi-idéalisée sera ensuite utilisée dans le Chapitre 6 afin d'approfondir la compréhension de l'origine des structures observées. Enfin, le Chapitre 7 se concentrera sur l'analyse de l'importance relative de certains phénomènes sur le transport des polluants. Les conclusions et perspectives feront l'objet de la dernière partie du manuscrit.

Chapitre 1

Dynamique atmosphérique en zone de relief

*« À l'origine fut la vitesse, le pur mouvement furtif,
le vent-foudre. Puis le cosmos décéléra, prit
consistance et forme, jusqu'aux lenteurs habitables,
jusqu'au vivant, jusqu'à vous. Bienvenue à toi, lent
homme lié, poussif tresseur des vitesses. »*

La horde du contrevent - Alain Damasio

Sommaire

1.1 Quelques notions à propos de la couche limite	6
1.1.1 Comment décrire l'état de l'atmosphère ?	6
1.1.2 Échelles spatiale et temporelle	8
1.1.3 La Couche Limite Atmosphérique et ses trois états	9
1.2 La pollution en terrain montagneux	12
1.2.1 Qu'est-ce qu'un épisode de pollution ?	12
1.2.2 Sensibilité des zones de montagne	15
1.3 Principes généraux de la dynamique atmosphérique en zone de relief	18
1.3.1 Dynamique des écoulements	18
1.3.2 Cycle de vie des CAP et interaction avec les écoulements	23
1.3.3 Cas particulier de la dynamique en bassin	25
1.4 Dépendance des écoulements aux spécificités locales	25
1.4.1 Dépendance orographique	26
1.4.2 Effets des couverts de sol	29
1.4.3 Effets des perturbations météorologiques	30
1.5 Conclusion	32

L'atmosphère en zone de relief représente un environnement particulier pouvant être affecté par des épisodes de pollution hivernaux particulièrement intenses. Ce chapitre vise à fournir les définitions et concepts nécessaires à la compréhension de cet environnement. Les notions de

couche limite atmosphérique et de pollution en zones montagneuses sont introduites dans un premier temps. Les concepts théoriques de la dynamique et de la thermodynamique en zone de relief sont ensuite présentés avec une attention particulière portée sur les écoulements. Enfin nous verrons au travers de la dernière partie que les écoulements locaux sont fortement dépendants du cas d'étude, ce qui représente un challenge important pour la prévision des situations météorologiques propices aux épisodes de pollution.

1.1 Quelques notions à propos de la couche limite

Cette première partie est largement inspirée par les ouvrages de référence tels que [Stull \[1988\]](#), [Malardel \[2005\]](#) et [Whiteman \[2000\]](#), que le lecteur intéressé est invité à consulter pour plus de détails.

1.1.1 Comment décrire l'état de l'atmosphère ?

L'atmosphère est une enveloppe gazeuse entourant la Terre qui s'étend sur une centaine de kilomètres et se compose de plusieurs strates aux propriétés différentes. Les études météorologiques se concentrent principalement sur la troposphère, située au contact de la surface terrestre et contenant environ 90% de la masse atmosphérique. La troposphère se développe sur une épaisseur variable en fonction de la localisation sur le globe. Elle atteint les 16km au niveau de l'équateur et n'excède pas les 6-7km au niveau des pôles. Les transferts d'énergie qui ont lieu dans cette couche ont un rôle clé dans la répartition de l'énergie solaire reçue à l'équateur. De manière générale, l'état de la troposphère peut être caractérisé par quatre paramètres principaux que sont :

- **la température** qui rend compte de l'état d'agitation des atomes/molécules constituant la matière. La température d'un système est fonction de l'énergie cinétique moyenne de ces atomes/molécules, le zéro absolu correspondant à un état théorique où l'ensemble des constituants de la matière serait figé. En moyenne, la température diminue avec l'altitude selon un gradient adiabatique. Celui-ci désigne la variation de température par unité d'altitude d'une particule d'air n'échangeant pas d'énergie thermique avec l'atmosphère ambiante. Les valeurs théoriques de ce gradient sont de $-9.8^{\circ}\text{C.km}^{-1}$ pour une masse d'air sec et de $-6.5^{\circ}\text{C.km}^{-1}$ pour une masse d'air saturé ;
- **la pression atmosphérique** qui représente le poids de la colonne d'air se trouvant au-dessus d'un point donné. Les variations de pression horizontales sont largement inférieures aux variations verticales, c'est pourquoi il est commun de ramener la pression au niveau de la mer afin de pouvoir effectuer des comparaisons ;
- **l'humidité** qui représente la teneur en vapeur d'eau de l'atmosphère. L'eau sur Terre se répartit en trois réservoirs : solide, liquide et gazeux. Dans l'atmosphère, l'état gazeux est associé à la vapeur d'eau, l'état liquide aux gouttelettes présentes dans les nuages ou

le brouillard et l'état solide à la neige par exemple. Les changements de phase de l'eau représentent des échanges d'énergie importants ;

- **le vent** qui représente le déplacement d'une masse d'air par rapport à la surface de la Terre, et qui résulte d'un mouvement d'une zone de haute pression vers une zone de basse pression. La différence de pression est la conséquence des variations de température ou d'humidité des masses d'air. On distingue généralement les composantes horizontales du vent (U , V) de la composante verticale (W).

De nombreux paramètres thermodynamiques sont ensuite définis à partir de ces quatre quantités afin de caractériser l'état de l'atmosphère. En particulier, les variables suivantes visent à décrire la structure thermique.

La température potentielle se définit comme la température qu'aurait une masse d'air si elle était ramenée de manière adiabatique (c'est-à-dire sans échange de chaleur avec l'extérieur) à une pression de référence standard P_0 (habituellement fixée à 1000hPa) :

$$\theta = T \left(\frac{P_0}{P} \right)^{\frac{R_d}{C_{pd}}} \quad (1.1)$$

avec R_d la constante des gaz parfaits pour l'air sec et C_{pd} la capacité thermique massique de l'air sec à pression constante. L'intérêt de la température potentielle est de pouvoir effectuer des comparaisons de masses d'air se trouvant à différentes altitudes. Les profils verticaux de θ sont également utilisés afin de caractériser la stabilité statique qui représente la résistance de l'atmosphère au mélange vertical ou encore la répartition verticale de la densité du fluide. Ainsi, le signe du gradient vertical de θ permet de différencier les différents états de l'atmosphère :

- stable si $\frac{\partial \theta}{\partial z} > 0$
- neutre si $\frac{\partial \theta}{\partial z} = 0$
- instable si $\frac{\partial \theta}{\partial z} < 0$

Les conditions stables fréquemment rencontrées la nuit et en hiver favorisent l'accumulation de polluants en basses couches et seront centrales dans le cadre de ce travail.

La pulsation de Brünt-Väisälä représente la fréquence d'oscillation d'une masse d'air autour de sa position d'équilibre. Elle est définie par :

$$N = \sqrt{\frac{g}{\theta_0} \frac{\partial \theta}{\partial z}} \quad (1.2)$$

où g représente l'accélération de la gravité (m.s^{-2}) et θ_0 une température potentielle de référence. Cette grandeur n'a de sens que lorsque l'atmosphère est stable.

1.1.2 Échelles spatiale et temporelle

La troposphère est un espace particulièrement complexe mêlant des processus couvrant de larges gammes d'échelles spatiale et temporelle.

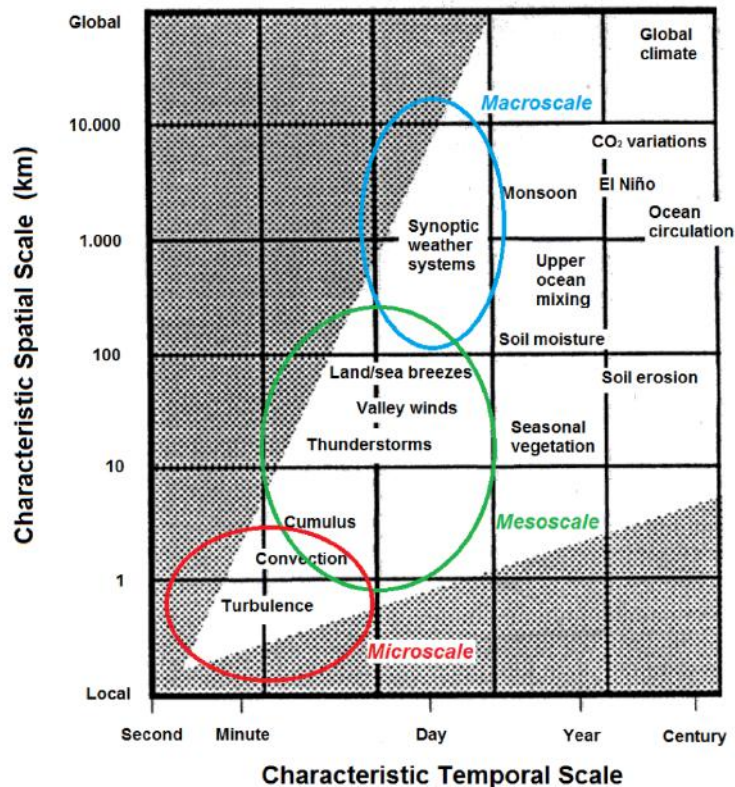


Figure 1.1 – Échelles spatiale et temporelle caractéristiques des processus atmosphériques. Source : Duine [2015].

La Figure 1.1 donne un aperçu de ces échelles et des phénomènes associés. Chaque classe de phénomènes peut être décrite en termes d'échelle spatiale et de temps de vie (Whiteman [2000]). Les échelles d'intérêt pour la météorologie sont :

- l'échelle synoptique associée aux systèmes de haute et basse pression qui modulent les régimes de temps au gré de leurs déplacements (Cassou et al. [2004]). Ces systèmes évoluent sur des distances de quelques milliers de kilomètres et des échéances de quelques jours. Dans le cadre de cette thèse, nous nous intéresserons aux situations hivernales anticycloniques qui sont généralement associées à des périodes de ciel clair ;
- la mésoéchelle regroupe les systèmes évoluant sur des échéances allant de la dizaine de minutes à la journée et sur des échelles spatiales de la centaine de mètres à la dizaine de kilomètres. Ces systèmes concernent par exemple les brises qui se développent aux interfaces terre-lac ou au sein des zones de montagnes. Ce travail de thèse s'inscrit dans cette gamme d'échelles ;
- la micro-échelle associée à des processus fine-échelle (de l'ordre de la centaine de mètres ou moins) et sur des périodes inférieures à l'heure. La turbulence est l'un des processus clé

de la micro-échelle puisqu'elle permet à l'atmosphère de s'adapter rapidement aux perturbations qui lui sont imposées. Elle se manifeste sous forme de tourbillons qui permettent le transport vertical et favorisent le mélange. La turbulence est associée à trois caractères importants : (i) aléatoire donc non prévisible (ii) diffusive, elle tend à mélanger le fluide et à le rendre homogène et (iii) dissipative ce qui lui confère la capacité de dissiper l'énergie sous forme de chaleur par les forces de viscosité agissant à l'échelle moléculaire. La turbulence prend son origine dans des instabilités qui sont principalement dynamiques (associées au cisaillement de vent) ou thermiques (associées aux modifications de la flottabilité des masses d'air).

L'ensemble de ces processus interagissent en permanence, créant ainsi la complexité du système atmosphérique. La plus grande variabilité spatiale et temporelle est observée dans la couche limite atmosphérique.

1.1.3 La Couche Limite Atmosphérique et ses trois états

La troposphère se décompose en deux strates principales : la couche limite atmosphérique (CLA) et l'atmosphère libre. La CLA représente la strate de la troposphère en contact avec la surface où les temps de réponse sont de l'ordre de l'heure ou moins (Stull [1988]). L'atmosphère libre est quant à elle caractérisée par des temps de réponse de l'ordre de la journée. L'amplitude du cycle diurne de température est par exemple plus marquée dans la CLA que dans la troposphère libre. Cette différence s'explique par l'influence de la surface qui représente la condition à la limite inférieure de la CLA. En raison de son immobilité et des hétérogénéités qui la constituent, la surface perturbe et ralentit les écoulements. Elle est également le siège d'échanges de masse, de quantité de mouvement et d'énergie avec l'atmosphère via la CLA.

Interaction avec la surface : bilan d'énergie

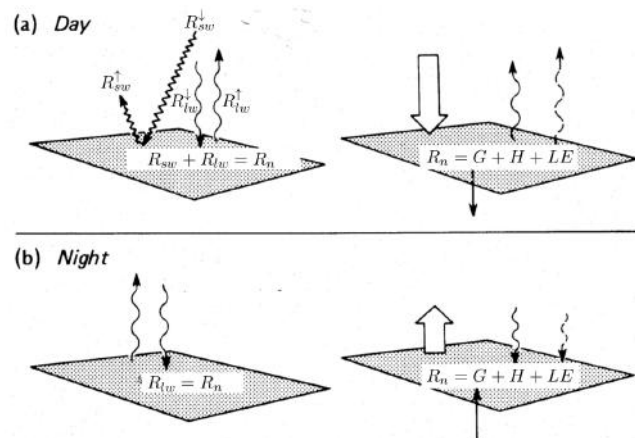


Figure 1.2 – Bilan d'énergie (a) le jour et (b) la nuit. Source : Blein [2016], adapté de Oke [2002].

Tout corps émet une radiation électromagnétique qui est fonction de sa température. Plus un corps est chaud, plus il émet à une faible longueur d'onde ce qui permet de transporter plus d'énergie. La surface de la Terre est soumise à deux sources principales de flux radiatifs,

le rayonnement aux courtes longueurs d’onde ou *shortwave* (SW), émis par le soleil dont la température de surface approche les 6000K, et le rayonnement aux grandes longueurs d’onde ou *longwave* (LW) émis par la surface et l’atmosphère. Si l’on considère une fine couche de surface en équilibre, l’énergie nette (RN) résulte de l’équilibre suivant :

$$RN = SW \downarrow - SW \uparrow + LW \downarrow - LW \uparrow = H + LE + G \quad (1.3)$$

Le rayonnement solaire descendant (SW↓) est le moteur du système en journée et dépend de l’angle solaire zénithal, de l’altitude, de l’exposition et de l’orographie environnante ([Hoch and Whiteman \[2010\]](#)). À l’échelle journalière, le SW↓ se caractérise par un cycle diurne avec un maximum atteint autour du midi solaire. Le rayonnement solaire montant (SW↑) représente la fraction du SW↓ directement réémise par la surface vers l’atmosphère. Cette fraction correspond à l’albédo qui est fonction du couvert et du taux d’humidité des sols. À ces flux solaires dans le visible viennent s’ajouter les flux longwave dans l’infra-rouge. Le LW↓ est fonction de la température de toute la colonne atmosphérique et varie peu sur un cycle diurne. Le LW↑ dépend quant à lui de la température de surface et devient le principal contributeur du refroidissement de la surface la nuit. Ces quatre termes sont appelés flux radiatifs, leur somme représente le rayonnement net (RN) qui conditionne la teneur des échanges entre la surface et l’atmosphère.

Ces échanges se manifestent par différents processus : (i) le flux de chaleur sensible (H) qui représente les échanges de chaleur avec l’atmosphère sans changement de phase, (ii) le flux de chaleur latent (LE) qui rend compte des échanges de chaleur associés aux changements de phase de l’eau et (iii) le flux de chaleur échangé avec le sous-sol (G). L’ensemble de ces échanges pilote l’évolution de la CLA lui permettant de réagir rapidement au forçage imposé par la surface.

Cycle diurne idéalisé de la CLA en terrain plat

La CLA subit des variations dans sa structure spatiale au cours d’un cycle diurne. La Figure 1.3 illustre son évolution typique pour des conditions synoptiques calmes en terrain plat. Ce cycle diurne se décompose en deux régimes : le régime de jour convectif et le régime stable nocturne.

En journée par temps de ciel clair, le SW↓ représente le principal apport du bilan d’énergie. La surface accumule de l’énergie et devient plus chaude que l’air sus-jacent. L’énergie accumulée est utilisée pour réchauffer la CLA ce qui permet le développement d’une couche convective de mélange. Sous ces conditions, la turbulence est principalement d’origine thermique. Les flux turbulents favorisent l’homogénéisation des profils de température potentielle, d’humidité ou encore de polluants. Au sommet de la couche convective mélangée se trouve la zone d’entraînement qui délimite la CLA de l’atmosphère libre par la présence d’une inversion de température. Cette couche acquiert les mêmes caractéristiques que la couche mélangée à mesure que la turbulence se développe verticalement.

Dès le coucher du soleil, les flux SW cessent, la surface se refroidit radiativement et RN devient négatif. Ce refroidissement modifie les effets de flottabilité qui agissent désormais comme un puits pour la turbulence qui décroît progressivement (Serafin et al. [2018]). Ces mécanismes permettent la formation d'une fine couche limite stable. Cette couche s'épaissit progressivement au cours de la nuit mais l'absence de mélange turbulent limite son extension verticale. Au-dessus de la couche limite stable se trouve la couche résiduelle qui se refroidit moins vite en raison de son isolement de la surface.

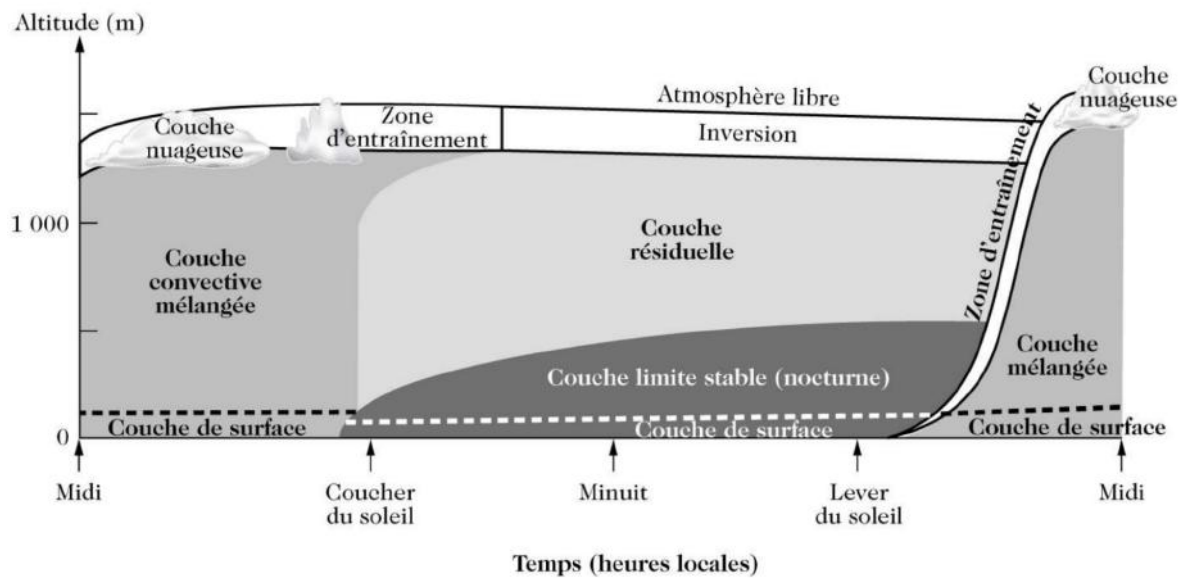


Figure 1.3 – Cycle diurne idéalisé de la structure de la CLA en terrain plat par temps de ciel clair. Source : Delmas et al. [2005], adapté de Stull [1988].

Le cycle diurne introduit ci-dessus est très sensible à la présence de nuages qui exercent un pouvoir réfléchissant du $SW\downarrow$ et représentent également une source de $LW\downarrow$. La durée respective des régimes convectif et stable est conditionnée par le cycle saisonnier. L'hiver, la réduction de la durée et de l'intensité du flux solaire incident favorise le régime stable au détriment du régime convectif. Sous certaines conditions, la convection développée en journée n'est pas suffisante pour détruire la couche stable qui peut persister une voire plusieurs journées. Par la suite, ces conditions seront référées comme « inversions persistantes », par opposition aux « inversions nocturnes » détruites en journée (Whiteman et al. [2001]). Une seconde distinction importante concerne le type d'inversion et les mécanismes associés. Les inversions mentionnées précédemment se forment localement par leur base au contact de la surface qui se refroidit radiativement, on parle alors « d'inversions de surface ». Une autre possibilité est que l'inversion se forme par le haut via l'advection grande échelle d'une masse d'air chaud en altitude. Ces situations d'origine non-locale, favorisent le découplage entre la CLA et la troposphère libre et seront nommées « inversions d'altitude ».

Caractérisation de la CLA par l'instrumentation

Les études météorologiques et les applications associées s'intéressent aux hauteurs caractéristiques des couches précédemment introduites. En journée, la hauteur de la couche convective

mélangée définit le volume d'air disponible pour le mélange des variables scalaires telles que les polluants. Elle peut être déterminée à partir des profils de température potentielle mais également à partir de profils de turbulence, d'aérosol ou d'humidité (Seibert et al. [2000]). Ces méthodes largement utilisées en terrain plat présentent certaines limitations en zone de montagne en raison de la structure verticale atmosphérique plus complexe (De Wekker and Kossmann [2015]).

En régime stable, la couche limite est définie au sens strict par la hauteur de la couche dans laquelle le gradient de température potentielle est positif. Dans certains cas, les gradients de température absolue sont utilisés afin d'identifier les couches d'inversion de température (Whiteman et al. [2004a]; Largeron and Staquet [2016]). Bien que les deux informations puissent différer légèrement, la température absolue présente l'avantage d'être plus disponible grâce aux réseaux de mesures opérationnels. L'énergie nécessaire pour détruire la stabilité est une quantité complémentaire de la hauteur de l'inversion elle-même et s'avère importante pour certaines applications. Des grandeurs intégrées ont donc été dérivées pour répondre à ces besoins tel que le *heat deficit* (Q) défini par Whiteman et al. [1999] selon :

$$Q = c_p \int_0^h \rho(z) [\theta_h - \theta(z)] A(z) dz \quad (1.4)$$

avec c_p la capacité thermique de l'air à pression constante, ρ la masse volumique de l'air, z l'altitude, h la hauteur de l'inversion, θ_h la température potentielle au sommet de l'inversion, $\theta(z)$ la température potentielle dans l'inversion et $A(z)$ la surface d'intégration. Le *heat deficit* exprimé en joule représente l'énergie à fournir pour détruire l'inversion.

1.2 La pollution en terrain montagneux

Un épisode de pollution se met en place sous l'influence couplée de multiples facteurs tels que les taux d'émissions, les réactions physico-chimiques, l'environnement météorologique local et de grande échelle, la situation géographique et la saison (Kukkonen et al. [2005]; Schnitzhofer et al. [2008]; Silva et al. [2007]; Steyn et al. [2013]). Le but de cette partie est de mettre en exergue les raisons pour lesquelles la prévision des épisodes de pollution hivernaux reste un challenge important.

1.2.1 Qu'est-ce qu'un épisode de pollution ?

Au sens littéral, la pollution représente la dégradation d'un écosystème par l'introduction de substances pouvant altérer son bon fonctionnement. On répertorie ainsi les polluants atmosphériques comme des substances en suspension dans l'air pouvant se trouver sous forme solide, liquide ou gazeuse. Les polluants les plus couramment rencontrés dans l'atmosphère sont :

- les composés gazeux qui regroupent de nombreuses familles : les oxydes d'azote (NOx), les composés organiques volatiles (COV) ou encore l'ozone (O3) ;
- les particules fines en suspension, référées par la suite comme *particulate matter* (PM). Ces particules se subdivisent en deux classes ; les particules primaires émises de manière directe et les particules secondaires formées suite à des réactions photochimiques.

La pollution de l'air est un enjeu sociétal d'actualité puisqu'elle affecte directement la santé humaine et animale, la biosphère et le climat. Afin de limiter ces effets, des réglementations sont définies sous forme de normes et de seuils limites. Les épisodes de pollution correspondent aux périodes durant lesquelles les seuils réglementaires sont dépassés. Dans la suite de ce travail, ce sont les épisodes de pollution aux PM qui vont nous intéresser. Le temps de vie important de ces particules leur permet de s'accumuler dans l'atmosphère lorsque les conditions météorologiques sont favorables ([Schnitzhofer et al. \[2008\]](#)). Les PM sont classés en fonction de leur diamètre. On distingue les particules grossières dont le diamètre est inférieur à $10\mu\text{m}$ (PM₁₀), les particules fines avec un diamètre inférieur à $2.5\mu\text{m}$ (PM_{2.5}) et les particules ultra fines avec un diamètre inférieur à $1\mu\text{m}$ (PM₁). Ces particules sont émises par diverses sources anthropiques à savoir les secteurs domestique (combustion de la biomasse pour le chauffage notamment), agricole (épandage d'engrais) et du transport et de l'industrie (combustion d'énergie fossile, résidu de production). En hiver, le secteur agricole représente sans doute une source mineure tandis que la contribution du secteur domestique augmente dans les vallées alpines avec le chauffage au bois ([Aymoz et al. \[2007\]](#); [Szidat et al. \[2007\]](#)). À ces sources viennent s'ajouter les émissions naturelles dont les aérosols organiques secondaires formés à partir des émissions gazeuses ([Seinfeld and Pandis \[2012\]](#)). L'ensemble de ces composés en suspension dans l'air affecte directement la santé. Les PM, et plus généralement la pollution de l'air extérieur, ont été classés cancérogènes avérés pour l'Homme par l'Organisation Mondiale de la Santé (OMS) et l'Agence Internationale de Recherche contre le Cancer ([IARC \[2011\]](#)).

De nombreuses études ont mis en avant des corrélations entre la pollution de l'air et une détérioration de la santé humaine ([Pope III and Dockery \[2006\]](#)). En raison de leurs petites tailles, les PM sont capables de pénétrer en profondeur dans le système respiratoire ([Miller et al. \[1979\]](#); [Pope III and Dockery \[2006\]](#)). [Beard et al. \[2012\]](#) montrent une augmentation de 42% des consultations médicales en raison de problème respiratoire durant les épisodes de pollution, par rapport aux périodes d'air pur. Des corrélations entre les niveaux de PM₁₀ et les décès dus à des cancers du poumon ou des maladies cardiovasculaires ont également été démontrées ([Dockery et al. \[1993\]](#)).

Outre leur concentration dans l'air, la composition de ces particules est un facteur important à prendre en compte. En Argentine, [López et al. \[2011\]](#) ont étudié la composition des PM et montrent que la fraction la plus fine des particules peut contenir une part importante de métaux toxiques. En particulier, les émissions issues de l'industrie peuvent contenir des traces de HAP (Hydrocarbures Aromatiques Polycycliques) dont le benzo[a]pyrène, qui fait partie des substances cancérogènes avérées. Afin de prévenir et limiter ces effets néfastes, il est nécessaire d'identifier les situations propices à l'accumulation des polluants.

Origine des épisodes de pollution

La compréhension de l'origine des épisodes de pollution n'est pas triviale car plusieurs facteurs interviennent ([Schäfer et al. \[2008\]](#); [Steyn et al. \[2013\]](#)). Au premier ordre, la pollution atmosphérique requiert la présence de particules en suspension dans l'air. Ces particules peuvent

être émises localement (épisode d'origine locale) ou bien advectées par le vent sur de longues distances (épisode d'origine non locale) (Kukkonen et al. [2005]; Vardoulakis and Kassomenos [2008]).

Le type de pollution évolue au gré des saisons en réponse à l'évolution de l'ensoleillement et des taux d'émissions. En été, l'ensoleillement favorise la photolyse et donc la formation de particules secondaires issues de composés gazeux (Seinfeld and Pandis [2012]). Ces processus donnent lieu à des épisodes de pollution estivaux pouvant être particulièrement intenses dans les villes du Sud de l'Europe (Kukkonen et al. [2005]; Asimakopoulos et al. [2012]; Kassomenos et al. [2014]). L'hiver, les émissions locales associées aux secteurs domestique et du transport augmentent. Cette augmentation couplée au piégeage par les inversions thermiques, favorise l'accumulation de particules dans les basses couches de la CLA (Malek et al. [2006]; Harnisch et al. [2009]; Silcox et al. [2012]; Largeron and Staquet [2016], VanReken et al. [2017]). En zone de montagne, la barrière naturelle formée par le relief limite le transport horizontal favorisant encore davantage les concentrations élevées de polluant dans ces situations. Un pic journalier de PM_{2.5} à $132.5\mu\text{g.m}^{-3}$ a par exemple été enregistré en janvier 2014 dans le bassin urbanisé de Salt Lake City, le seuil d'alerte étant fixé à $65\mu\text{g.m}^{-3}$ (Malek et al. [2006]).

La pollution et la météorologie sont étroitement liées puisque cette dernière conditionne le temps de vie en suspension des particules présentes dans l'atmosphère. De nombreuses études se sont intéressées à la caractérisation de ce lien. À grande échelle, la formation des épisodes de pollution s'effectue préférentiellement sous des conditions de haute pression (Finardi et al. [2002]; Kukkonen et al. [2005]; Schnitzhofer et al. [2009]; Largeron and Staquet [2016]) qui représentent un environnement favorable à la formation d'inversion thermique (Reeves and Stensrud [2009]). La situation synoptique agit donc comme un précurseur à la mise en place des épisodes de pollution locaux, mais aussi à leur dissipation. En effet, les chutes de concentration en PM coïncident souvent avec l'arrivée d'un système dépressionnaire synonyme de précipitations et de vent intense (Schäfer et al. [2008]). Plus localement, l'environnement géographique module le forçage synoptique, générant des écoulements locaux, intrinsèques à la zone, qui conditionnent la ventilation des masses d'air polluées. Les fortes concentrations en polluant sont généralement observées sous des conditions de vent peu intense (Grivas et al. [2004]; Pernigotti et al. [2007]; Harnisch et al. [2009]). Cependant, la réciproque n'est pas vraie puisque les rafales de vent peuvent générer une remise en suspension des particules et donc des augmentations locales de polluants (Triantafyllou [2001]). Ce lien étroit et complexe entre pollution et météorologie doit donc être pris en considération pour une prévision correcte de la qualité de l'air.

Prévision de la qualité de l'air

La prévision de la qualité de l'air peut s'effectuer via différentes approches impliquant le couplage entre plusieurs modèles numériques. Pour les prévisions à l'échelle locale, les modèles de Prévision Numérique du Temps (PNT) sont utilisés conjointement avec les modèles de Chimie, en prenant en compte la topographie, l'occupation des sols et les cadastres d'émissions. Ces modèles donnent accès à des cartes à résolution kilométrique qui peuvent être corrigées à

l'aide des stations de mesures ponctuelles. À fine échelle, des modèles de dispersion plus sophistiqués prenant en considération la description des rues et des bâtis, peuvent être utilisés. Cette étape représente toutefois un coût de calcul élevé et ne peut être utilisée de manière opérationnelle actuellement. Quelle que soit l'approche choisie, la prévision de la qualité de l'air requiert des données météorologiques fournies par les modèles de PNT et est donc dépendante de la performance de ces modèles (Seaman [2000]).

1.2.2 Sensibilité des zones de montagne

Les zones de montagne sont considérées comme des zones « à enjeux » en raison de leur vulnérabilité aux épisodes de pollution mais également aux températures minimales extrêmes (Clements et al. [2003]; Steinacker et al. [2007]), aux épisodes de brouillard (Hang et al. [2016]; Price et al. [2018]), aux précipitations orographiques (Colle et al. [2013]) et au changement climatique (Barnett et al. [2005]; López-Moreno et al. [2017]).

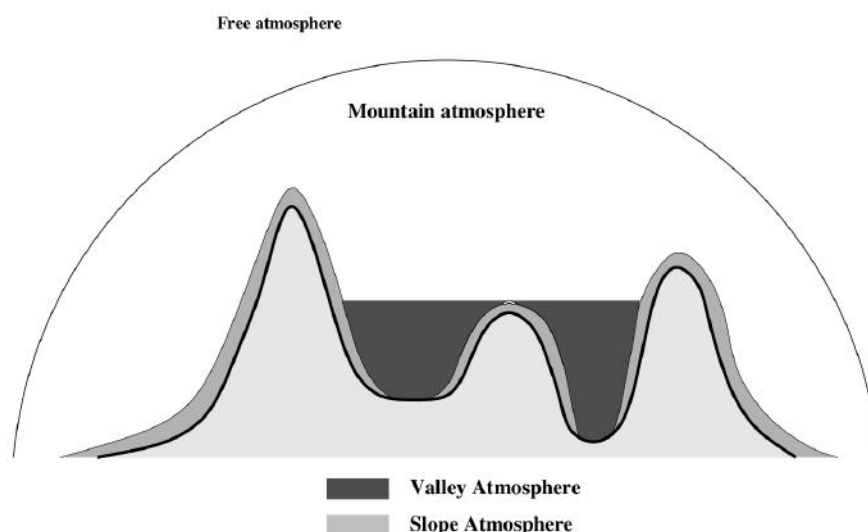


Figure 1.4 – Décomposition schématique des compartiments atmosphériques en zone de relief. Source : Arduini [2017], adapté de Ekhardt [1948].

La sensibilité des zones de montagne à la pollution s'explique par la combinaison de deux facteurs : (i) une forte restriction des zones aménageables et donc une concentration des axes routiers et des zones urbanisées dans des couloirs fermés qui forment les vallées et (ii) une dynamique locale spécifique à l'environnement montagneux. À cause de la topographie qui la borde, l'atmosphère montagnaise devient un environnement en partie isolé de la dynamique de grande échelle. La Figure 1.4 représente une vue schématique des différents « compartiments atmosphériques » proposés par Ekhardt [1948] avec une distinction entre les atmosphères de pente, de vallée, de montagne et l'atmosphère libre. Lorsque les conditions sont favorables, l'atmosphère de vallée est découplée des conditions de grande échelle laissant alors les processus locaux piloter la dynamique. En hiver, ces conditions sont propices à la mise en place et à la persistance de fortes inversions thermiques qui favorisent le piégeage des polluants dans les basses couches de l'atmosphère (Gohm et al. [2009]; Pernigotti et al. [2007]; Perrino et al. [2014]; VanReken et al. [2017]).

La prévision des situations stables représente un challenge actuel en raison de la difficulté des modèles de PNT à reproduire les inversions thermiques en basses couches (Sandu et al. [2013]). De par leur vocation opérationnelle, ces modèles doivent avoir des temps de calcul inférieurs à la durée de l'évolution réelle qu'ils cherchent à simuler. Malgré l'augmentation des capacités de calcul, des restrictions existent encore et les modèles de PNT utilisent des résolutions horizontales de l'ordre du kilomètre. À ces résolutions, les processus importants en situations stables ont des échelles caractéristiques inférieures à la taille de la maille et doivent être paramétrés. Le développement de paramétrisations robustes s'avère être un défi à cause de la multiplicité de processus et de leurs interactions (Steenefeld [2014]). Il est aujourd'hui reconnu que les modèles de PNT ont tendance à surestimer les températures à 2m et donc à sous-estimer l'intensité des inversions thermiques (Sandu et al. [2013]; Zhong and Chow [2013]). Atlaskin and Vihma [2012] montrent que ce biais chaud augmente rapidement avec la stabilité.

Les zones de relief représentent une difficulté supplémentaire pour les modèles de PNT pour plusieurs raisons. Premièrement, la dynamique en zone de montagne est pilotée par divers processus associés à une large gamme d'échelles (Whiteman [2000]). De nombreux tests de sensibilité à la résolution ont montré que les résolutions kilométriques actuellement utilisées dans les modèles de PNT étaient insuffisantes pour rendre compte des processus locaux (Whiteman et al. [2001]; Billings et al. [2006]; Wagner et al. [2014]). Les modèles de PNT reposent donc sur des paramétrisations physiques pour la représentation des processus sous maille. Or, ces paramétrisations sont basées sur des approximations et des concepts théoriques valables en terrain plat homogène mais pas nécessairement en terrain à l'orographie complexe (Rotach and Zardi [2007]; Zhong and Chow [2013]). Par ailleurs, les champs topographiques sont généralement lissés par rapport à l'orographie réelle. Ce lissage tend à aplatir les reliefs et à sous-estimer les inversions thermiques (Arnold et al. [2012]; Leukauf et al. [2015]; Schmidli et al. [2018]) mais également à gommer les détails orographiques qui laissent pourtant une empreinte importante sur la dynamique locale. Les circulations complexes observées dans les vallées ne peuvent alors être correctement reproduites. Enfin, les bases de données utilisées pour l'initialisation des champs de surface ne sont pas toujours disponibles à des résolutions suffisamment fines pour reproduire les fortes variations des couverts de sol observées en zone de relief (Zhong and Chow [2013]).

La prévision météorologique en zone de montagne est donc associée à de nombreuses erreurs qui se répercutent dans la prévision de la qualité de l'air. L'amélioration de l'ensemble de la chaîne de prévision passe par une adaptation des paramétrisations des processus sous maille qui requiert une meilleure compréhension de la dynamique locale. Pour répondre à ce besoin, de nombreuses campagnes de mesures se sont déroulées lors des dernières décennies. Le Tableau 1.1 regroupe un échantillon de ces campagnes, en particulier celles visant à améliorer la compréhension de la dynamique en terrain montagneux et/ou la dynamique en conditions stables. Cette compréhension nouvelle a permis d'étayer les premiers concepts théoriques apparus au milieu du siècle dernier.

Projet/Campagne	Lieu	Période	Problématiques
ASCOT (Atmospheric Studies in Complex Terrain Clements et al. [1989])	Brusk Creek Valley (Colorado)	Sept-Oct 1984	Transport et diffusion par les vents de vallée. Influence des vallées tributaires. Périodes de transition.
VTMX (Vertical Transport and Mixing Doran et al. [2002])	Salt Lake Valley (Utah)	Oct 2000	Processus physiques qui affectent le transport vertical et le mélange en vallée urbanisée.
TRANSFLEX (TRANSition FLOW Experiment Fernando et al. [2013])	Phoenix (Arizona)	Janvier 2006	Mécanismes associés aux transitions nocturnes en terrain complexe. Impact sur la qualité de l'air.
METCRAX (Meteorological Experiments in Arizona's Meteor Crater Whiteman et al. [2008])	Meteor crater (Arizona)	Octobre 2006	Évolution d'une CAP en bassin. Influence des seiches atmosphériques sur le mélange et le transport.
PCAPS (Persistent Cold-Air Pool Study Lareau et al. [2013])	Salt Lake Valley (Utah)	Déc 2010 - Féb 2011	Cycle de vie des inversions persistantes et amélioration de leur prévision. Influence sur la qualité de l'air.
MAP-Riviera (Mesoscale Alpine Program in the Riviera valley Bougeault et al. [2001] ; Rotach et al. [2004])	Riviera valley (Suisse)	Août-Oct 1999	Structure de la turbulence en terrain complexe. Écoulements à l'échelle des pentes et de la vallée.
INNAP (Boundary layer structure in the INN valley during high Air Pollution Schmitzhofer et al. [2009])	Inn valley (Autriche)	Jan-Fév 2006	Distribution spatiale des polluants en vallée alpine urbanisée.
COLPEX (Cold-Air Pooling Experiment Price et al. [2011])	Angleterre	Jan 2009 - Avr 2010	CAP en terrain collineux, compréhension des processus et représentation par les modèles. Influence sur le brouillard.
POVA (Pollution des Vallées Alpines Jaffredo et al. [2005])	Alpes (France)	Fév 2001 - Juin 2003	Comparaison de la pollution dans deux vallées alpines. Dév. d'un outils numérique pour des études de scénarios.
KASCADE (KAtabatic winds and Stability over CAadarache for Dispersion of Effluents Duine et al. [2017])	Vallée de la Durance (France)	Jan-Mars 2013	Caractérisation de la couche limite stable et des écoulements locaux. Influence sur la dispersion en cas d'incident.
Passy-2015 (Paci et al. [2016])	Alpes (France)	Nov 2014 - Avr 2015	Influence de la dynamique atmosphérique locale sur les épisodes de pollution hivernaux.

Tableau 1.1 – Projets et campagnes de mesures en lien avec la dynamique en zone de relief et/ou en situations stables.

1.3 Principes généraux de la dynamique atmosphérique en zone de relief

Dans un cadre totalement idéalisé, la dynamique atmosphérique en terrain de montagne paraît assez intuitive. En conditions de ciel clair, elle se caractérise par la mise en place d'écoulements en réponse à des gradients de densité locaux. Ces écoulements remontent le long des pentes en journée ce qui génère du transport vertical et un brassage de l'atmosphère. La nuit, l'air froid s'écoule le long des pentes et s'accumule en fond de vallée pour former un bassin d'air froid, qui sera nommé *Cold Air Pool* (CAP) par la suite. Ces CAP sont associées à de fortes inversions thermiques et à des vents de faible intensité (Reeves and Stensrud [2009]; Whiteman et al. [2001]). La complexité de la dynamique atmosphérique en zone de montagne réside dans la multitude d'interactions ayant lieu sur une large gamme d'échelles spatiales et temporelles (Fernando [2010]; Schmidli et al. [2018]; Serafin et al. [2018]). L'objectif de cette partie est de présenter les phénomènes principaux pris individuellement avant de pouvoir discuter de la dynamique dans son ensemble.

1.3.1 Dynamique des écoulements

Les écoulements en zone de relief résultent d'interactions entre des processus mécaniques (forcés par l'orographie) et thermiques (variations de densité) qui sont en plus modulés par le flux de grande échelle (Whiteman [2000]). Cette partie propose une description des processus à l'œuvre à l'échelle d'une pente puis d'une vallée. L'influence de l'écoulement de grande échelle est ensuite discutée.

À l'échelle d'une pente

La circulation de pente résulte du chauffage ou du refroidissement différentiel entre l'air à proximité des pentes et l'air ambiant à la même altitude se trouvant au centre de la vallée. Ceci entraîne des variations de densité qui se traduisent par des vents remontant la pente en journée (les anabatiques) et des vents descendant la pente la nuit (les catabatiques) (Zardi and Whiteman [2013]).

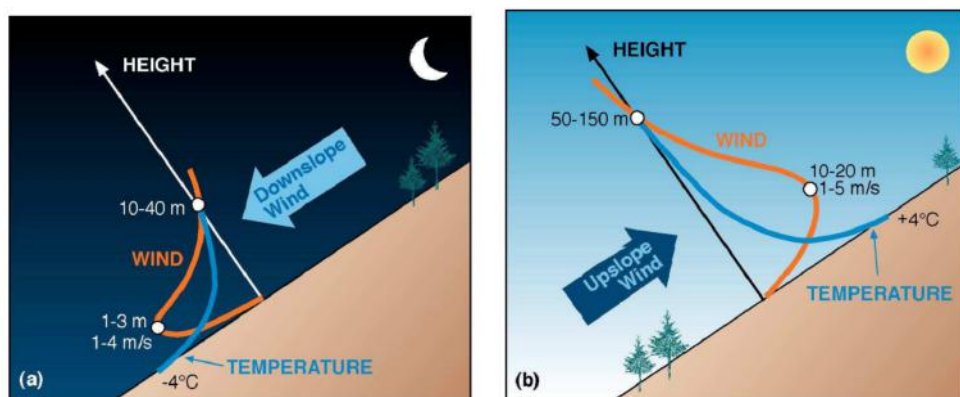


Figure 1.5 – Représentation schématique de la dynamique des écoulements (a) nocturne et (b) journalier développés à l'échelle d'une pente. Source : Whiteman [2000].

En journée et en conditions de ciel clair, le chauffage radiatif de la surface permet le réchauffement de l'atmosphère proche via le flux de chaleur sensible. L'air au contact de la surface devient rapidement plus chaud et moins dense que l'air ambiant, les écoulements anabatiques se forment. Ces écoulements peuvent atteindre quelques centaines de mètres d'épaisseur mais restent plaqués contre les pentes en raison de la pression appliquée par les masses d'air sus-jacentes plus froides (Sturman [1987]). Le maximum d'intensité de l'ordre de 5m.s^{-1} se situe généralement une dizaine de mètres au-dessus du sol (Figure 1.5-b). Les vents anabatiques représentent un moyen de transport efficace puisqu'ils peuvent brasser entre 3 et 5 fois le volume d'air d'une vallée sous des conditions estivales (Henne et al. [2004]; Leukauf et al. [2015]).

La nuit, la circulation le long des pentes s'inverse suite au refroidissement radiatif de la surface. L'air au contact de la surface devient plus dense et s'écoule le long de la pente sous les effets de la gravité, formant les vents catabatiques. Ces écoulements perdurent tant que la flottabilité de leur masse d'air est supérieure à celle de l'air ambiant. Ils sont caractérisés par une structure en jet avec un maximum d'intensité de l'ordre de $1\text{-}4\text{m.s}^{-1}$ situé quelques mètres au-dessus du sol (Figure 1.5-a). Les écoulements catabatiques les plus intenses sont généralement observés sur des pentes d'inclinaison intermédiaire (Zardi and Whiteman [2013]), bien qu'ils se développent également sur des pentes de faible inclinaison (1° pour Whiteman and Zhong [2008]) ou de fortes inclinaisons (30° pour Nadeau et al. [2013]). Ces écoulements possèdent souvent un caractère intermittent (Monti et al. [2002]; Whiteman and Zhong [2008]) et sont associés à des oscillations de vitesse et de température avec des périodes variant entre 5 et 90 minutes (Zardi and Whiteman [2013]). McNider [1982] suggère que ces oscillations résultent de l'équilibre fragile entre le refroidissement radiatif imposé par la surface et le réchauffement de la masse d'air dicté par le gradient thermique adiabatique. De par leur proximité directe avec la surface, les écoulements catabatiques sont sensibles aux aspérités de fine échelle qui la composent. Une augmentation locale de la rugosité peut par exemple augmenter l'altitude du jet (Zhong and Whiteman [2008]). Les caractéristiques de ces écoulements résultent donc d'une combinaison complexe entre l'inclinaison de la pente, la stabilité thermique et la friction.

À l'échelle d'une vallée

Les premiers modèles conceptuels proposés par Defant [1949] s'appliquent aux écoulements mis en place entre une vallée et sa plaine adjacente. Ces concepts peuvent être étendus aux écoulements développés au sein même d'une vallée, dès lors que les caractéristiques morphologiques de cette vallée varient selon son axe (Rampanelli et al. [2004]). Les mécanismes à l'origine des vents de vallée diffèrent de ceux à l'origine des vents de pente en termes d'échelles spatiale et temporelle. Les vents de vallée se forment en réponse à des gradients de pression horizontaux (Figure 1.6) et peuvent donc apparaître même si le fond de vallée est plat (Whiteman [2000]; Rampanelli et al. [2004]). Ces gradients naissent des variations de température entre la vallée et la plaine (ou au sein même de la vallée). En journée, l'atmosphère de vallée est plus chaude que celle de la plaine ce qui crée un gradient de pression négatif et un vent orienté de la plaine vers la vallée (Figure 1.6-a). La nuit, l'ensemble du processus s'inverse, le vent s'écoule de la vallée

vers la plaine (Figure 1.6-b). Par la suite, les acronymes *up-valley wind* (UVW) et *down-valley wind* (DVW) seront utilisés pour caractériser ces écoulements thermiques développés à l'échelle de la vallée.

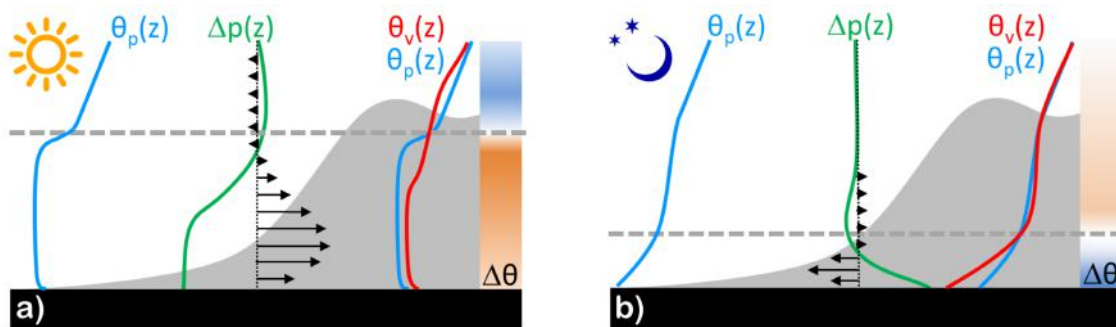


Figure 1.6 – Représentation schématique des différences de température (entre une vallée et sa plaine adjacente) qui pilotent les écoulements de vallée développés (a) en journée et (b) la nuit. Source : [Serafin et al. \[2018\]](#).

Les mécanismes à l'origine des différences de température ont été largement étudiés par la communauté scientifique mais leurs importances relatives restent incertaines. En journée, les mécanismes principaux permettant d'expliquer l'augmentation de la température de l'atmosphère de vallée sont :

- la théorie du volume (*Topographic Amplificator Factor* (TAF)), initialement proposée par [Wenger \[1923\]](#) ; [Steinacker \[1984\]](#) puis [Whiteman \[1990\]](#). Celle-ci suggère que pour un apport d'énergie donné, les effets de réchauffement ou de refroidissement sont amplifiés à mesure que le volume d'air est réduit. À volume d'air équivalent, la surface d'une vallée est supérieure à la surface d'une plaine, générant une augmentation du cycle diurne de température dans la vallée ;
- la subsidence d'air au centre de la vallée en situation d'inversion persistante. Celle-ci apparaît en réponse à la divergence des flux engendrée par les écoulements anabatiques qui s'échappent par les deux versants. Lorsque l'atmosphère est stratifiée, cette subsidence représente une advection d'air plus chaud qui permet le réchauffement de l'air par des processus adiabatiques ([Serafin and Zardi \[2010\]](#)).

L'argument du TAF basé sur des considérations purement géométriques permet d'expliquer pourquoi l'atmosphère de vallée dans son ensemble est généralement plus chaude que l'atmosphère de plaine ([Arduini et al. \[2017\]](#)). Cependant, cet argument suppose que l'atmosphère de vallée est totalement isolée de l'atmosphère libre, négligeant ainsi l'ensemble des échanges ayant lieu par le biais des vents de pente ([Schmidli and Rotunno \[2010\]](#) ; [Arduini et al. \[2017\]](#)). Cette hypothèse représente une limitation importante, c'est pourquoi les études récentes privilégient le mécanisme de subsidence pour expliquer le réchauffement de l'atmosphère de vallée ([Rampanelli et al. \[2004\]](#) ; [Serafin and Zardi \[2010\]](#)).

La nuit, le refroidissement de la vallée est particulièrement intense dans les premières centaines de mètres au-dessus du sol. Ce refroidissement résulte de la combinaison des effets de

volume, des effets radiatifs et de l'advection d'air froid par les vents catabatiques. La convergence d'air froid en fond de bassin permet le renforcement de la CAP et/ou la formation du DVW qui évacue cet apport de masse vers la plaine. L'équilibre entre ces deux processus dépend des caractéristiques morphologiques de la vallée (Arduini et al. [2017]). La couche de DVW est généralement moins épaisse que son analogue journalière (Schmidli and Rotunno [2010]) et souvent caractérisée par une structure en forme de jet avec un maximum d'intensité situé quelques dizaines de mètres au-dessus du sol (Gudiksen and Shearer [1989]; Pinto et al. [2006]). Sturman [1987] explique cette structure en jet par le découplage entre la couche d'inversion de surface fortement stratifiée et l'atmosphère sus-jacent. Ce découplage permet d'isoler le jet des aspérités de la surface et donc de réduire la friction.

Les transitions entre les régimes de UVW et DVW sont décalées par rapport aux transitions des écoulements de pente (Stewart et al. [2002]). Ces derniers réagissent très rapidement (de l'ordre de la dizaine de minutes) aux variations dans le bilan d'énergie puisque les volumes mis en jeu sont limités (Serafin et al. [2018]). À l'inverse, les vents de vallée ont une inertie plus importante car les transitions nécessitent la modification (chauffage/refroidissement) de l'ensemble de l'atmosphère de vallée (Schmidli and Rotunno [2010]). Une fois établis, les vents de vallée ont tendance à surpasser les écoulements de pente, comme l'ont montré de nombreuses campagnes de mesures (Weigel and Rotach [2004]; De Wekker and Kossmann [2015]).

En plus des écoulements se développant dans l'axe de la vallée, un second type de circulation peut se mettre en place perpendiculairement à l'axe de la vallée, en réponse au chauffage différentiel entre les versants (Bader and Whiteman [1989]). Ces écoulements sont généralement observés lors des phases de transition, durant lesquelles les différences de température inter-versants sont les plus marquées (Sturman [1987]).

Ainsi, les écoulements thermiques se développent à plusieurs échelles avec les vent anabatiques et catabatiques le long des pentes, les vents de vallée qui s'écoulent dans l'axe de celle-ci et les circulations perpendiculaires à l'axe de la vallée. L'ensemble de ces systèmes peuvent être associés à une branche de circulation retour, observée en altitude (Whiteman [2000]). La complexité dans l'analyse de ces systèmes réside dans leur capacité à interagir les uns avec les autres (Porch et al. [1989]). En outre, l'ensemble des écoulements thermiques développé au sein d'une vallée peut être modulé par l'écoulement de grande échelle.

Influence de l'échelle synoptique

La capacité de l'écoulement de grande échelle à pénétrer dans les vallées est fonction du degré de stabilité, des caractéristiques propres de l'écoulement de grande échelle telles que son intensité et sa direction relative par rapport à l'axe de la vallée, et enfin du degré de couplage entre l'atmosphère de vallée et l'atmosphère libre qui en découle.

Le degré de corrélation entre l'écoulement en fond de vallée et le flux de grande échelle a été étudié par Whiteman and Doran [1993]. Ces travaux ont permis d'établir quatre signatures

associées à différents mécanismes, et des niveaux de corrélation divers entre les écoulements locaux et grande-échelle. Ces signatures sont représentées sur la Figure 1.7 avec sur chaque panel la direction de l'écoulement de vallée en fonction de la direction de l'écoulement de grande échelle (pour une vallée orientée NE-SO). Les mécanismes associés sont :

- les vents thermiques correspondant à un découplage total entre l'atmosphère de vallée et la troposphère libre. Le vent de vallée est piloté par les processus locaux précédemment présentés et se caractérise par deux directions associées aux régimes de vent montant et descendant. Ces régimes sont représentés par les deux segments horizontaux du panel 1.7-a. Ce premier mécanisme est favorisé dans les conditions de ciel clair avec un faible forçage synoptique (Kossmann and Sturman [2003]) ;
- le transfert vertical de quantité de mouvement qui implique un couplage total entre le vent de vallée et le vent de grande échelle (panel 1.7-b). Ce mécanisme génère des directions de vent totalement indépendantes des axes locaux de la vallée. De tels écoulements ont plus de chance d'être observés dans les couches de l'atmosphère proches des sommets, sous des conditions instables ou neutres (Zardi and Whiteman [2013]) ;
- les effets de canalisation forcée qui représentent une déviation de l'écoulement de grande échelle selon l'axe de la vallée (panel 1.7-c). La direction des vents locaux devient dépendante de la direction relative du vent de grande échelle par rapport à l'axe local de la vallée. Les vents de vallée montant sont attendus lorsque la direction de l'écoulement de grande échelle se trouve dans le cadran $-90 : +90^\circ$ par rapport à l'axe local de la vallée. Bien que toujours alignés sur l'axe de la vallée, ces vents se distinguent des vents thermiques par l'absence du changement de direction quotidien du vent ;
- les écoulements forcés par le gradient de pression synoptique, qui prévaut sur le gradient de pression local. L'intensité du vent de vallée devient proportionnelle à la valeur du gradient de pression synoptique. Une distribution bimodale dans la direction du vent de vallée est à nouveau observée mais ne montre pas de dépendance temporelle (panel 1.7-d). En fonction de la forme de la vallée, ce mécanisme peut générer des mouvements compensatoires d'ascendance à la confluence des écoulements aux directions opposées (Kossmann and Sturman [2003]).

Si ces signatures sont bien définies théoriquement, en réalité les mécanismes peuvent se superposer. Par exemple, l'intensité et l'épaisseur des écoulements d'origine thermique peuvent être modulées par la direction et l'intensité du vent de grande échelle (Doran [1991] ; Weigel and Rotach [2004]). De la même manière, le gradient de pression synoptique peut perturber les heures de transition en favorisant l'écoulement dans une direction donnée. Ces effets ont été observés dans le bassin de Salt Lake City où la transition nocturne du vent de vallée peut être décalée de plusieurs heures en fonction de l'intensité et du signe du gradient de pression de grande échelle (Banta et al. [2004] ; Pinto et al. [2006]).

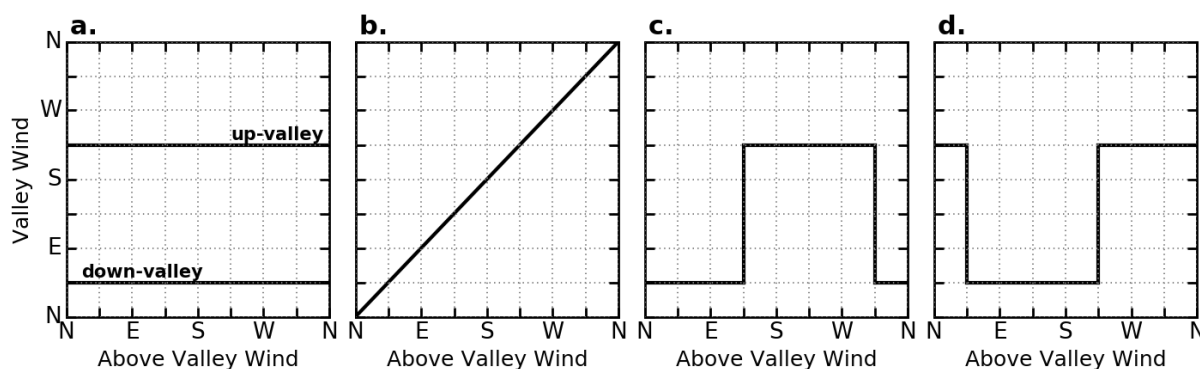


Figure 1.7 – Représentation conceptuelle des signatures associées aux mécanismes de (a) vents thermiques ; (b) transfert vertical de quantité de mouvement ; (c) canalisation forcée de l'écoulement de grande échelle et (d) écoulement forcé par le gradient de pression synoptique. Ces signatures sont déterminées pour une vallée linéaire orientée NE-SO. Adapté de [Whiteman and Doran \[1993\]](#).

1.3.2 Cycle de vie des CAP et interaction avec les écoulements

Cette partie propose une approche plus orientée sur la thermodynamique des processus développés au sein d'une vallée. Pour cela, les mécanismes à l'origine de la formation et de la destruction des CAP sont présentés dans un premier temps. Les interactions entre la CAP et les écoulements locaux sont discutées par la suite.

Mécanismes de formation

Les mécanismes menant à la formation d'une CAP sont multiples et peuvent se produire simultanément. Comme en terrain plat, suite au coucher du soleil, la surface se refroidit radiativement entraînant la formation d'inversions thermiques de surface. En terrain complexe, ces inversions sont alimentées et renforcées par le drainage d'air froid des écoulements catabatiques. [McNider and Pielke \[1984\]](#) et [Leukauf et al. \[2015\]](#) suggèrent que ce mécanisme d'advection est la cause principale du refroidissement nocturne en zone de montagne. Cette affirmation est plus nuancée par [Mahrt et al. \[2010\]](#) et [Bodine et al. \[2009\]](#) ce qui laisse supposer que la contribution des écoulements catabatiques au refroidissement est fonction du caractère « plus ou moins réceptacle » de la vallée.

La convergence d'air froid en fond de bassin génère un mouvement vertical ascendant qui permet à l'inversion thermique de se construire verticalement depuis sa base ([McNider and Pielke \[1984\]](#) ; [Arduini et al. \[2016\]](#)). Un second mécanisme permet à l'inversion de se former par son sommet grâce à l'advection d'une masse d'air chaud en altitude. L'inversion d'altitude isole l'atmosphère de vallée des conditions de grande échelle, ce qui représente une condition favorable à la mise en place de la dynamique locale. La formation et le renforcement des CAP apparaissent largement dictés par les variations de température de mi-niveau, c'est-à-dire les températures à proximité des sommets ([Reeves and Stensrud \[2009\]](#)). Ces variations sont induites par les mouvements des centres de haute et de basse pression. La dynamique à l'échelle synoptique apparaît donc comme l'un des facteurs dominant sur le cycle de vie des CAP.

Mécanismes de destruction

De la même manière que pour sa mise en place, la destruction d'une CAP est conditionnée par différents processus pouvant opérer ensemble ou séparément durant la journée. Selon [Whiteman \[1982\]](#), ces mécanismes sont :

- la subsidence du sommet de l'inversion en réponse à l'appel d'air généré par les écoulements anabatiques qui s'échappent le long des versants de la vallée ([Rampanelli et al. \[2004\]](#); [Serafin and Zardi \[2011\]](#));
- le développement d'une couche convective en surface qui érode petit à petit l'inversion par sa base. Ce mécanisme est analogue à celui ayant lieu en terrain plat mais peut être limité en zone de relief en raison du transport associé aux vents anabatiques qui représente un mécanisme antagoniste. En effet, [Serafin and Zardi \[2010\]](#) montrent par une simulation idéalisée que la présence de vents anabatiques retarde la mise en place et l'efficacité de la convection en vallée;
- l'érosion turbulente de l'inversion par son sommet lorsque le vent de grande échelle est suffisamment intense pour former du mélange turbulent. Ce mécanisme est d'autant plus limité que la zone est encaissée ([Dorninger et al. \[2011\]](#)).

Sous certaines conditions, la CAP peut également être déplacée dynamiquement par le passage d'un front ([Lareau and Horel \[2015\]](#)) ou la mise en place d'un föehn ([Flamant et al. \[2006\]](#)).

Interactions CAP-écoulements

En journée, la présence d'une inversion d'altitude au centre de la vallée force une fraction des vents anabatiques à se détacher des pentes et à s'écouler horizontalement vers le centre de la vallée (Figure 1.8-a) ([Vergeiner and Dreiseitl \[1987\]](#); [De Wekker and Kossmann \[2015\]](#)). Ce mécanisme de détrainement peut créer des intrusions horizontales d'aérosols en altitude comme observé par [Harnisch et al. \[2009\]](#) et [Gohm et al. \[2009\]](#), et modélisé par [Lehner and Gohm \[2010\]](#).

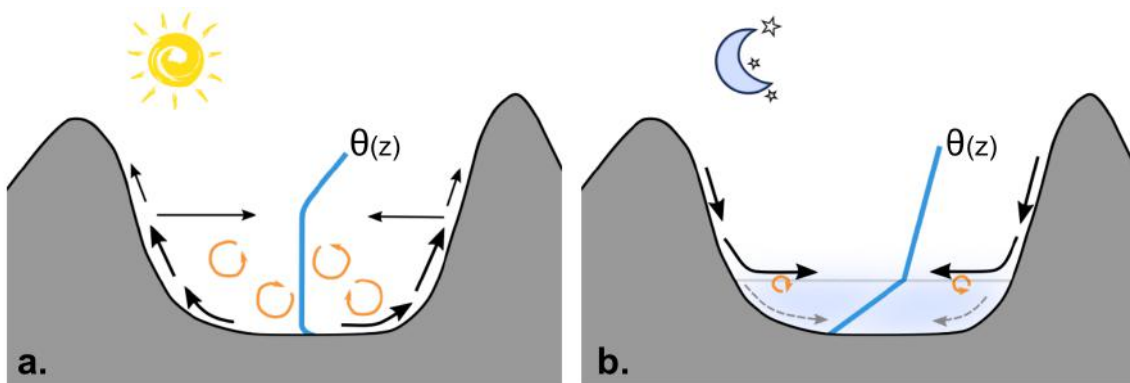


Figure 1.8 – Représentation schématique de (a) l'influence d'une inversion thermique d'altitude sur les écoulements anabatiques et (b) la trajectoire des écoulements catabatiques à l'approche de l'inversion thermique de surface. Inspiré de [Gohm et al. \[2004\]](#) et [Serafin et al. \[2018\]](#).

La nuit, l'intensité des écoulements catabatiques est inversement proportionnelle à l'intensité de l'inversion thermique (Zhong and Whiteman [2008]). La capacité des vents catabatiques à atteindre le fond de vallée évolue à mesure que l'atmosphère se stabilise. Lorsque la stratification devient trop importante, ils sont forcés de s'écouler horizontalement, au-dessus de la CAP (Figure 1.8-b) (Monaghan [2007]; Retallack et al. [2010]), laissant l'atmosphère sous-jacente au repos (Zhong and Whiteman [2008]) ce qui est favorable à l'accumulation de polluants. L'augmentation progressive de l'épaisseur de la CAP se traduit donc par un retrait progressif des vents catabatiques (Mahrt et al. [2010]). Par ailleurs, l'interaction entre ces écoulements et l'environnement stratifié favorise la propagation d'ondes de gravité (Whiteman [2000]; Largeron et al. [2013]).

1.3.3 Cas particulier de la dynamique en bassin

Les bassins représentent une classe particulière de la famille des zones de relief. De Wekker and Kossmann [2015] définissent les bassins comme « des zones de relief concaves qui diffèrent d'une vallée par le peu, voire l'absence d'embouchures ». Plusieurs campagnes de mesures se sont déroulées dans ces environnements, souvent associés à des températures minimales extrêmes (Whiteman et al. [1999]; Clements et al. [2003]; Steinacker et al. [2007]). Ces campagnes ont privilégié les environnements simplifiés présentant peu d'aspérités tels que le bassin autrichien de Grunloch (Steinacker et al. [2007]) ou encore un cratère de météorite en Arizona (Whiteman et al. [2008]).

La principale différence entre la dynamique de bassin et celle de vallée est l'absence de système de vent de vallée. Or, ces systèmes ont une importance énergétique puisqu'ils tendent à équilibrer les différences de température qui en sont à l'origine (De Wekker and Kossmann [2015]; Whiteman [2000]). En journée, le UVW qui s'écoule de la plaine vers la vallée advecte de l'air froid limitant ainsi le différentiel de température entre les deux environnements (Weigel and Rotach [2004]). La nuit, le DVW permet l'évacuation de l'air froid accumulé en basses couches, limitant ainsi le développement vertical de l'inversion de surface (Clements et al. [2003]; Arduini et al. [2016]). L'absence de DVW permet aux inversions thermiques de bassin de devenir plus épaisses, entraînant un refroidissement accru de l'atmosphère (Arduini et al. [2016]). Comme nous le verrons par la suite, la zone étudiée dans le cadre de ce travail se situe à l'intermédiaire entre une vallée et un bassin. Il sera donc intéressant de voir quelle structure se dessine dans ces conditions.

1.4 Dépendance des écoulements aux spécificités locales

L'hiver, la stabilité thermique réduit fortement le mélange vertical et favorise l'accumulation des polluants dans les premières centaines de mètres au-dessus du sol (Harnisch et al. [2009]). La nuit, les polluants sont piégés dans les basses couches par les inversions de surface. En journée, la présence d'inversion d'altitude limite le transport de polluants vers la troposphère libre. Ces conditions favorisent le découplage entre la dynamique à l'échelle synoptique et la dynamique dans la vallée. Les vents locaux deviennent alors les moteurs principaux de la dispersion

des particules (Gohm et al. [2009]; Pardyjak et al. [2009]; Schäfer et al. [2008]). Si les schémas conceptuels prédisent une symétrie dans le cycle des écoulements sur un cycle diurne, la réalité montre des hétérogénéités importantes dans la distribution des polluants.

Cette dernière partie a donc deux objectifs : (i) montrer que les écoulements observés en réalité ne se résument pas aux schémas conceptuels précédemment introduits et (ii) discuter des situations où les écoulements favorisent l'accumulation de polluants dans des zones restreintes¹. Pour ce faire, nous considérerons dans un premier temps des vallées idéalisées avec des couverts de sol homogènes ce qui permettra d'analyser la dépendance des écoulements purement orographiques aux caractéristiques morphologiques de la vallée. Dans un second temps, nous augmenterons le degré de complexité en considérant les couverts de sol et l'influence météorologique locale. Ce découpage permet d'étudier l'influence de facteurs associés à différentes échelles de temps : décennale pour l'urbanisation des surfaces, saisonnière pour la végétation et journalière à horaire pour la météorologie locale.

1.4.1 Dépendance orographique

Caractéristiques morphologiques : encaissement, largeur, pente

De nombreux travaux ont été menés afin d'évaluer la sensibilité des écoulements à la structure de la zone, en privilégiant l'approche numérique idéalisée. Par exemple, Wagner et al. [2015a,b] ont testé la sensibilité du vent de vallée développé en journée à la longueur, la largeur et l'encaissement de la vallée ainsi qu'à l'inclinaison du fond de vallée. Ces travaux montrent que le UVW est peu sensible à la longueur de la vallée mais plutôt dépendant de son encaissement et de sa largeur puisque les vents les plus intenses sont observés dans les vallées encaissées et/ou étroites (Wagner et al. [2015a]). Ceci s'explique par une augmentation du différentiel de température entre la vallée et la plaine, pour les vallées les plus étroites (cohérent avec l'argument du volume TAF). Ces résultats sont en accord avec les travaux de Colette et al. [2003] et Serafin and Zardi [2010] qui montrent que plus la vallée est large, moins l'influence de l'orographie est importante et plus la dynamique se rapproche de celle observée en plaine. L'inclinaison de la pente apparaît également comme un facteur clé puisque le fait d'incliner le fond de vallée augmente l'intensité du UVW d'un facteur 1.9 par les effets cumulés de la diminution du volume d'air et l'addition de la force de flottabilité (Wagner et al. [2015b]). Ces effets sont également observés par Rampanelli et al. [2004] qui expliquent la diminution du volume d'air de la vallée à l'approche de la section amont. Cette diminution du volume d'air favorise les contrastes de température entre les différents segments de la vallée et donc le développement de vents thermiques plus intenses.

Variation dans l'axe de la vallée

Les exemples précédents discutent de la dépendance des écoulements aux caractéristiques d'une vallée linéaire. Dans la réalité, les vallées rencontrées sont rarement linéaires mais présentent des variations morphologiques le long de leurs axes qui sont sources de contraintes pour

1. Les travaux cités par la suite ne se cantonnent pas seulement à des situations hivernales mais mettent en exergue les hétérogénéités observées ou simulées dans les écoulements.

les écoulements. Par exemple, lorsqu'un écoulement s'approche d'une zone de resserrement, il subit une accélération forcée afin d'assurer la conservation de la masse. Zängl [2004] montre par exemple un *low-level-jet* à la sortie de la vallée d'Inn (Autriche) qu'il explique par un resserrement local de l'orographie. Ces jets jouent un rôle sur la pollution puisqu'ils créent de la turbulence par cisaillement et augmentent le mélange en basses couches (Banta et al. [2004]). Les écoulements peuvent également être perturbés par les variations de largeur dans l'axe de la vallée. Par exemple, Arduini et al. [2017] ont comparé la dynamique nocturne pour deux configurations : une vallée séparée d'une plaine par une vallée plus étroite (configuration *pooling*) et une vallée séparée d'une plaine par une vallée plus large (configuration *draining*). La configuration *pooling* est associée à des inversions thermiques plus épaisses et plus intenses. Ces caractéristiques s'expliquent par un retard dans la mise en place du DVW par rapport à la configuration *draining*. Dans la vallée d'Adige (Italie), Giovannini et al. [2017] rapportent des variations dans les caractéristiques du UVW observé en journée grâce à un réseau de mesures dense déployé sur 140km. Très localement, la présence de dépression orographique perturbe les champs de température et de pression, créant ainsi des anomalies dans les intensités des écoulements. À l'échelle de la vallée, les auteurs montrent une augmentation de l'amplitude du cycle diurne de pression dans la partie amont qu'ils expliquent par une diminution du volume d'air. Un argument similaire est proposé par Rucker et al. [2008] qui observent une accélération du UVW dans la vallée de Wipp (Autriche). Enfin, Wagner et al. [2015b] ont testé l'influence de l'évasement horizontal de la vallée sur les caractéristiques du UVW. Ces tests montrent que le rétrécissement graduel de la section augmente les flux de masse horizontaux et verticaux par rapport à une vallée linéaire. L'export de matériel vers l'atmosphère libre est alors plus efficace.

Orientation et effet d'ombrage

L'orientation de la vallée joue un rôle clé dans la structure des écoulements en conditionnant le flux solaire incident reçu par les différents versants du massif. Les effets d'ombre portée influencent largement le bilan d'énergie en surface en modifiant les heures locales de lever et coucher du soleil (Whiteman et al. [1989a,b] ; Matzinger et al. [2003]). Ceci est particulièrement important en conditions de ciel clair, où le rayonnement solaire incident est principalement direct. À l'inverse, les conditions nuageuses favorisent le rayonnement diffus ce qui réduit les différences inter-sites (Matzinger et al. [2003]). À l'échelle d'une pente, Colette et al. [2003] montrent que la prise en compte des effets d'ombre portée peut décaler d'une heure la mise en place des écoulements anabatiques pour une vallée encaissée idéalisée (par rapport à une simulation sans ombre portée). Ce décalage implique un retard de 30 minutes pour la destruction de l'inversion thermique. Les auteurs préconisent donc une représentation adéquate des effets d'ombrage pour les simulations en zone de relief.

À l'échelle d'une vallée, les hétérogénéités d'insolation se traduisent par des variations locales de pression susceptibles de créer des brises secondaires, perpendiculaires à l'axe de la vallée. Ces brises favorisent le transport d'humidité ou de polluants d'un versant à l'autre, créant ainsi des structures très hétérogènes. Dans la vallée d'Inn (Autriche), la distribution spatiale et l'évolution temporelle des aérosols ont été étudiées à partir de mesures aéroportées d'un

lidar aérosol. Les coupes transverses montrent une accumulation de polluants sur le versant ensoleillé pendant l’après-midi (Gohm et al. [2006, 2009]). Cette dissymétrie dans la distribution des polluants est sensible au cycle saisonnier en raison de l’évolution de l’angle solaire zénithal. Bader and Whiteman [1989] ont par exemple étudié l’influence de forçages estival et hivernal sur la dispersion d’un panache dans une vallée orientée NO-SE, lors de la transition matinale. Le forçage estival entraîne une asymétrie dans la distribution des traceurs avec une accumulation sur le versant Sud-Ouest tandis que le forçage hivernal permet une distribution plus homogène. Ces travaux soulignent également la sensibilité à la position des émissions, les particules émises en altitude pouvant perdurer plus longtemps dans la couche résiduelle nocturne.

Courbure de la vallée

Les effets de courbure peuvent également perturber la dynamique des écoulements comme le montre Weigel and Rotach [2004] dans la vallée encaissée de la Riviera (Suisse), orientée NNO-SSE. En conditions estivales convectives, une anomalie est observée à l’entrée de cette vallée avec le UVW qui est plaqué contre le versant Est. Les auteurs justifient cette trajectoire par la courbure à 90° entre la vallée de la Riviera et la vallée aval, qui plaque l’écoulement contre le versant Est sous l’effet de la force centrifuge. Ces travaux révèlent également le développement d’une cellule de circulation perpendiculaire à l’axe de la vallée. Cette cellule est contraire aux schémas théoriques puisque la branche subsidente est observée le long du versant Est ensoleillé tandis que la branche ascendante est observée le long du versant Ouest ombragé. Cette géométrie s’explique par l’advection d’air froid associée au UVW qui vient déséquilibrer la structure des profils thermiques inter-versants. Le développement de cette cellule perturbe également la structure thermique au centre de la vallée et stoppe l’augmentation de la couche de mélange. Ces effets sont limités à la partie aval de la vallée, la partie amont montrant quant à elle un UVW bien défini sur la largeur de la vallée et une couche de mélange plus développée (Weigel et al. [2006]). Les zones de courbure peuvent donc générer des hétérogénéités dans la structure des écoulements sur quelques kilomètres seulement.

Vallées tributaires

Les vallées rencontrées en zone de montagne sont rarement isolées mais font plutôt parties d’un réseau avec une vallée principale connectée à plusieurs vallées tributaires. Chacune des vallées appartenant au système peut théoriquement développer son propre système de vent thermique générant ainsi des dynamiques complexes au niveau des zones de confluences des différents écoulements (Porch et al. [1989]; Steyn et al. [2013]). La contribution d’une vallée tributaire sur l’écoulement nocturne de la vallée principale a été étudiée dans le cadre de la campagne ASCOT. L’étude numérique idéalisée réalisée par O’Steen [2000] estime qu’une vallée tributaire peut alimenter entre 5 et 15% du volume du courant de drainage de la vallée principale, ce qui est en accord avec les valeurs rapportées par Porch et al. [1989]. Les lâchers de traceurs passifs effectués depuis la vallée tributaire ont révélé une augmentation de la dilution du panache à la confluence entre les différents écoulements (Gudiksen and Shearer [1989]). Ce processus est bien reproduit par les simulations de O’Steen [2000] et souligne la capacité des vallées tributaires à

générer des zones de cisaillement qui représentent une des rares sources de mélange turbulent en conditions stables.

En journée, des perturbations dans l'établissement des UVW par les vallées tributaires ont été mises en évidence. Par exemple, [Chemel \[2005\]](#) montre par une approche numérique que la transition matinale du vent de vallée montant est retardée dans la partie amont de la vallée de Chamonix. Ce décalage s'explique par la présence d'un écoulement en provenance de la mer de glace advectant des masses d'air froid. Dans la vallée d'Inn (Autriche), [Zängl \[2004\]](#) met en évidence des variations dans l'intensité du vent observé en journée le long de l'axe de la vallée. En particulier, une diminution est observée à l'intersection entre la vallée principale et la vallée tributaire de Wipp, qui dévie une partie de l'écoulement. Enfin les travaux numériques effectués par [Largerou \[2010\]](#) soulignent la complexité des structures de vent observées dans le complexe de vallées grenobloise. La morphologie « en Y » de la zone génère de nombreux courants thermiques qui interagissent à la confluence des vallées. En conditions stables hivernales, ces interactions créent une structure verticale stratifiée avec les courants les plus denses qui s'écoulent proche de la surface. Ainsi, certaines parties de la zone sont ventilées sur un cycle diurne tandis que d'autres se retrouvent avec des masses d'air stagnantes, propices à l'accumulation de polluants.

Ces différents exemples illustrent l'effet des spécificités orographiques locales sur les systèmes de vent dans une vallée. Nous allons maintenant voir que le couvert de sol représente une source additionnelle de spécificité pour les écoulements.

1.4.2 Effets des couverts de sol

Les sources de variabilité dans le bilan d'énergie en surface sont multiples et couvrent une large gamme d'échelle. Localement, les couverts de sol sont composés d'une mosaïque de textures aux propriétés différentes. Cette diversité peut générer des micro-systèmes très locaux auxquels la dynamique de pente est très sensible ([Whiteman \[2000\]](#)). Les analyses numériques de sensibilité menées par [Lehner and Gohm \[2010\]](#) montrent par exemple que l'introduction d'une zone de forêt sur le versant de la vallée entraîne une intensification des vents anabatiques, favorisant ainsi le transport vertical de traceurs passifs vers la troposphère libre. Ceci s'explique par une diminution de l'albédo par rapport à l'herbe ou à la roche, initialement présentes sur l'ensemble du versant. Une conclusion importante de cette étude est qu'une augmentation de l'albédo des surfaces le long de la pente a un effet similaire à la présence d'une inversion d'altitude, à savoir une redirection horizontale des écoulements anabatiques vers le centre de la vallée.

À une échelle un peu plus large, la présence de zones urbanisées, de lacs ou la proximité de la mer peut créer des brises additionnelles qui viennent se superposer aux « vents orographiques » ([Steyn et al. \[2013\]](#)). Les zones urbanisées sont en moyenne plus chaudes que leur environnement et développent des îlots de Chaleur Urbain (ICU) particulièrement marqués la nuit ([Oke \[1976\]](#) ; [Stewart \[2011\]](#)). La présence de ville en vallée alpine peut influencer la dynamique locale en générant une anomalie de basse pression. Cette anomalie crée un gradient de pression ville-campagne qui se superpose au gradient de pression pilotant le vent de vallée. En fonction de

l'intensité de l'ICU, cette situation peut entraîner une réduction de l'intensité du vent de vallée aux abords de la ville ([Giovannini et al. \[2017\]](#)) voire la création d'une brise de ville opposée au vent de vallée. Cette situation observée par [Leo et al. \[2015\]](#) entraîne une phase de stagnation entre 1800 et 2000 heure locale, qui favorise l'accumulation des polluants au-dessus de la ville. La présence de zones urbaines en vallée alpine peut également avoir des impacts contre-intuitifs sur les niveaux de pollution hivernaux comme le souligne [Rendón et al. \[2014\]](#). Ces travaux montrent que plus la fraction de couvert urbain augmente, plus l'inversion thermique est détruite rapidement, favorisant ainsi le mélange et la dilution des concentrations (malgré des émissions plus importantes). Cependant, la présence d'un ICU peut également créer une zone de basse pression en fin d'après-midi qui génère une branche retour au-dessus de la couche des vents anabatiques ([Rendón et al. \[2015\]](#)). Cette branche retour implique la ré-advection des polluants vers le centre urbain, qui sont ensuite piégés par l'inversion thermique durant la nuit.

La présence de lac ou la proximité de la mer peuvent aussi générer des brises additionnelles en raison de l'inertie thermique plus importante de l'eau qui la rend moins sensible au cycle diurne de température ([Crosman and Horel \[2010\]](#); [Retallack et al. \[2010\]](#)). Dans le cadre de la campagne VTMX, [Alexandrova et al. \[2003\]](#) mettent en lien une diminution de la concentration en PM10 avec l'arrivée d'une brise de lac advectant de l'air pur. À partir d'une expérience numérique, [Leo et al. \[2015\]](#) montrent que les gradients terre-mer se superposent aux gradients orographiques locaux et viennent perturber les phases de transitions. En particulier, le gradient terre-mer développé en journée favorise la transition matinale et renforce l'intensité du vent de vallée montant. Ces différents cas illustrent la dépendance très locale des écoulements qui est fonction de l'arrangement morphologique du couvert dans la zone (taille de la ville, distance ville-côte, orographie voisine) ([Crosman and Horel \[2010\]](#)). La combinaison des systèmes de brises vient perturber les écoulements orographiques pouvant les intensifier, les annuler ou les inverser, créant ainsi des circulations contre-intuitives.

1.4.3 Effets des perturbations météorologiques

Nous avons vu jusqu'à présent que le bilan d'énergie en zone de montagne dépendait de facteurs orographiques (orientation et inclinaison de la vallée et des pentes) et des couverts de sol naturel et urbain. Une compréhension plus complète de l'évolution du bilan d'énergie nécessite la prise en compte d'un dernier facteur important : l'environnement météorologique.

Humidité

Le contenu en eau de l'atmosphère et des sols conditionne le partitionnement entre les flux de chaleur latent (H) et sensible (LE). Une atmosphère humide tend à ré-équilibrer les flux H et LE. En journée, cela se traduit par une augmentation de l'évaporation au détriment du réchauffement de l'atmosphère proche-surface. La nuit, les atmosphères humides limitent le refroidissement comme le montrent [Whiteman et al. \[2004c\]](#) en comparant les inversions thermiques qui se développent dans deux bassins, l'un associé à un environnement sec, l'autre à un environnement humide. Cette comparaison effectuée en conditions de ciel clair, montre que les inversions se

développent sur la même hauteur mais sont plus intenses dans le bassin le plus sec (24K contre 13K pour 120m d'épaisseur). Les taux d'humidité influencent également les écoulements. À l'échelle d'une pente, [Banta and Gannon \[1995\]](#) montrent que l'augmentation du contenu en eau des sols réduit l'intensité des écoulements catabatiques. Ceci s'explique par les effets couplés de (i) l'augmentation de la conductivité thermique des sols humides et donc la diminution du refroidissement nocturne et (ii) l'augmentation du $LW\downarrow$ à cause de l'augmentation de l'humidité des masses d'air au contact du sol. En journée, les simulations de [Ookouchi et al. \[1984\]](#) mettent également en évidence une diminution de l'intensité des vents anabatiques développés sur un sol humide, l'intensité maximale de l'écoulement pouvant diminuer de 30%. À l'échelle d'une vallée, [Chow et al. \[2006\]](#) démontrent par une analyse de sensibilité numérique qu'une mauvaise initialisation du contenu en eau des sols peut décaler les heures de transition entre les régimes du vent de vallée, ainsi que leurs intensités. Des conclusions identiques sont rapportées par [Szintai et al. \[2010\]](#) ce qui souligne la nécessité de disposer de champs d'humidité réalistes afin de bien reproduire numériquement les caractéristiques des écoulements observés.

Nuage

La nuit, l'apparition de nuage (ou de brouillard) pouvant être sporadique tend à réduire l'intensité des inversions thermiques en homogénéisant les profils de température potentielle entre le sol et la base du nuage ([Whiteman \[2000\]](#)). La réduction de l'intensité thermique permet l'augmentation du mélange turbulent et donc la dilution des polluants. [VanReken et al. \[2017\]](#) nuancent cependant ces conclusions en montrant à partir d'observations que la formation d'une couche nuageuse coïncide effectivement avec une diminution des concentrations de polluants primaires, mais implique un comportement plus compliqué pour les polluants secondaires. Les auteurs suggèrent une augmentation des réactions chimiques, possiblement liée au taux d'humidité accru, et conseillent d'adapter les stratégies de management des épisodes de pollution lors des conditions de ciel nuageux. Enfin, l'influence des nuages semble dépendre de leur composition. Selon [Neemann et al. \[2015\]](#), les nuages à dominante glace renforcent les inversions thermiques par rapport aux nuages d'eau liquide, en augmentant le refroidissement nocturne et en réduisant le forçage radiatif des nuages.

Neige

La présence d'un couvert neigeux a deux influences majeures : l'augmentation de l'albedo des surfaces et la réduction du transfert de chaleur venant du sol ([Whiteman et al. \[2004b\]](#); [Billings et al. \[2006\]](#); [Silcox et al. \[2012\]](#)). Ces effets cumulés tendent à augmenter l'intensité des inversions thermiques en réduisant l'apport d'énergie en surface ([Steinacker et al. \[2007\]](#); [Lehner and Gohm \[2010\]](#); [Neemann et al. \[2015\]](#)). En vallée alpine, ceci se traduit par une prédominance du régime de vent descendant au détriment du régime de vent montant ([Zardi and Whiteman \[2013\]](#)). Le degré d'hétérogénéité du couvert de neige apparaît également comme un facteur important puisqu'il peut induire de forts gradients dans l'albédo des surfaces. [Chazette et al. \[2005\]](#) rapportent par exemple des comportements différents entre deux vallées alpines, l'une étant totalement enneigée, l'autre caractérisée par un couvert de neige épars. Lorsque le

couvert de neige est total, les polluants restent confinés en basses couches tandis qu’un couvert de neige hétérogène permet la formation d’intrusion horizontale d’aérosol en altitude. Enfin, l’important pouvoir réflecteur de la neige est susceptible d’augmenter les concentrations de polluants secondaires, l’énergie réfléchie devenant disponible pour la photochimie, comme suggéré par [Whiteman et al. \[2014\]](#) et [Neemann et al. \[2015\]](#).

L’ensemble de ces études met en exergue la large gamme de processus pouvant modifier les circulations en zone de montagne et participer au piégeage des polluants. Par ailleurs, les hétérogénéités observées dans les écoulements soulignent l’importance de la localisation des sources d’émissions puisque certaines zones de l’atmosphère sont plus favorables au mélange que d’autres ([Bader and Whiteman \[1989\]](#); [Gudiksen and Shearer \[1989\]](#); [Retallack et al. \[2010\]](#); [Steyn et al. \[2013\]](#)).

1.5 Conclusion

La dynamique atmosphérique en zone de montagne résulte d’interactions entre différents processus ayant lieu sur une large gamme d’échelles spatiale et temporelle. Les épisodes de pollution hivernaux se forment du fait de la conjugaison de conditions favorables. Les situations anticycloniques agissent comme un précurseur à la mise en place d’inversions thermiques persistantes. Ces inversions tendent à inhiber le mélange vertical, laissant alors les écoulements locaux piloter la dispersion des polluants. Ces écoulements sont modulés par la morphologie de la zone, les couverts de sol et la situation météorologique. Les réseaux de mesures denses ou les campagnes de mesures apparaissent alors nécessaires pour une meilleure compréhension de la dynamique locale ([Hang et al. \[2016\]](#); [Duine et al. \[2017\]](#)).

Chapitre 2

Cas d'étude : la vallée de l'Arve

*« L'air, c'est l'âme à fleur de peau ;
cela se respire. »*

Pierre Baillargeon

Sommaire

2.1	Présentation de la zone	34
2.1.1	Spécificités géographiques	34
2.1.2	Anthropisation de la vallée	36
2.2	Qualité de l'air	36
2.2.1	Normes	36
2.2.2	La situation dans la vallée de l'Arve	37
2.3	Une volonté d'amélioration	40
2.4	Motivations scientifiques du projet Passy-2015	40
2.4.1	Bilan des travaux effectués	41
2.4.2	Motivations et objectifs de la thèse	44

Ce chapitre est consacré à la présentation de la zone étudiée dans le cadre de cette thèse. La première partie s'attache à la description morphologique de la zone et aux problématiques locales de qualité de l'air. Les actions lancées pour améliorer cette situation sont ensuite présentées avant d'introduire les motivations du projet Passy-2015 et de la thèse.

2.1 Présentation de la zone

2.1.1 Spécificités géographiques

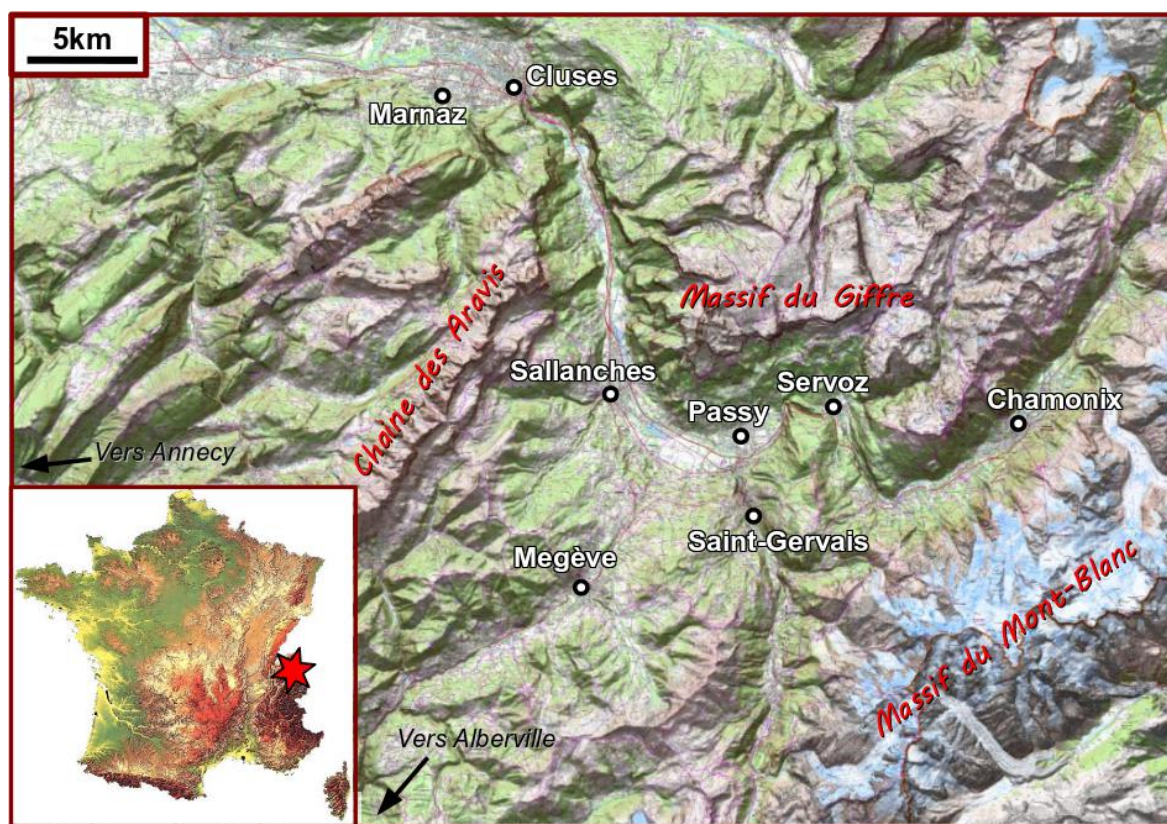


Figure 2.1 – Présentation de la zone d'intérêt avec les communes en blanc, les chaînes de montagne en rouge et les villes voisines en noir. Fonds de carte issus de <http://www.cartesfrance.fr/> et <https://www.geoportail.gouv.fr/>.

La vallée de l'Arve est une ancienne vallée glaciaire située dans le département français de la Haute-Savoie (74). Longue de 105km, elle prend naissance au pied du Mont-Blanc et s'étend jusqu'au Lac Léman, limitrophe de la Suisse. Dans le cadre de cette étude, nous nous intéressons plus particulièrement à la partie amont de cette vallée, représentée sur la Figure 2.1. Située au cœur de l'arc alpin, cette zone est composée d'un réseau de vallées étroites et encaissées au cœur de massifs montagneux dont le massif du Giffre au Nord, la chaîne des Aravis à l'Ouest et le massif du Mont-Blanc au Sud-Est. Ces massifs culminent respectivement à 2636m (Aiguille Rouge), 2750m (Pointe Percée) et 4810m (Mont-Blanc).

	Megève	Saint-Gervais	Passy	Chamonix
Altitude (m ASL)	1000	850	560	1030
Longueur (km)	15	12	23	22
Pente (%)	2	5	<1	1
Azimut (° p/r Nord)	225	170	-	45
Profondeur (m)	700	1200	1000	1200
Largeur en fond de bassin (m)	1500	600	200 : 2000	800

Tableau 2.1 – Dimensions caractéristiques moyennes des vallées constituant le réseau de la zone d'étude.

Les vallées d'intérêt pour cette étude sont spécifiées en couleur sur la Figure 2.2 et leurs dimensions caractéristiques moyennes sont répertoriées dans le Tableau 2.1. Au centre du réseau se trouve le bassin de Passy délimité par Cluzes au Nord-Ouest et Servoz à l'Est. Le choix de la nomenclature « bassin » fut motivé par trois particularités géographiques à savoir (i) sa localisation au point de convergence des trois vallées qui l'entourent, (ii) ses extrémités Nord-Ouest et Est très resserrées et (iii) son fond de vallée assez plat, lié au fait que cette zone accueille l'une des rares plaines alluviales de montagne du massif alpin. Le bassin peut être décomposé en deux parties, l'une arrondie à l'Est, l'autre plus linéaire à l'Ouest. Sa profondeur moyenne est de 1000m et sa largeur maximale de 2km. On notera une diminution progressive de cette largeur à l'approche des extrémités. Au Nord-Ouest se trouve le rétrécissement de Cluzes associé à une diminution de la largeur atteignant 200m au niveau de l'embouchure. Ce rétrécissement est le point de communication entre le bassin et la partie aval de la vallée de l'Arve, qui est moins encaissée comme le montre la Figure 2.2. À l'Est se trouve le méandre de Servoz qui est associé à une pente importante, de l'ordre de 5%, en comparaison avec la pente moyenne du bassin (inférieure à 1%). Ce méandre forme un verrou naturel entre le bassin de Passy et la vallée amont de Chamonix (en bleue sur la Figure 2.2). Cette vallée, située au pied du Mont-Blanc fait environ 21km de long, 1.2km de largeur et 1300m de profondeur. Elle diffère du bassin par son caractère plus linéaire, à l'exception du méandre de Servoz qui constitue sa partie aval.

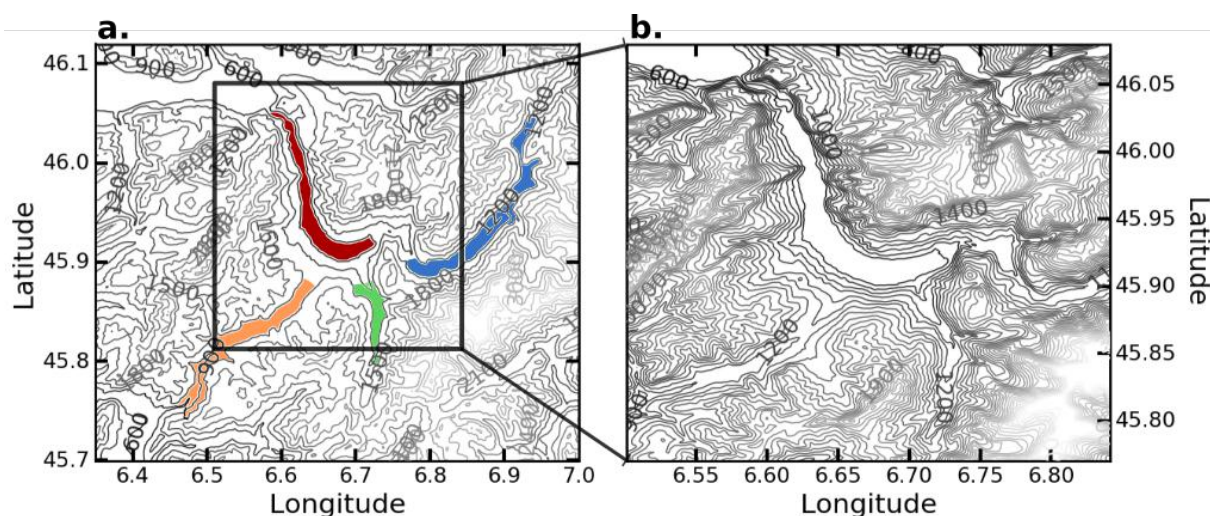


Figure 2.2 – (a) Lignes de niveau espacées de 300m sur la zone d'intérêt, avec le bassin de Passy en rouge, la vallée de Chamonix en bleu, et les vallées tributaires de Megève et Saint-Gervais en orange et vert respectivement. (b) Zoom avec espacement de 100m entre les lignes de niveau.

Enfin, deux vallées tributaires se déversent dans le bassin de Passy : les vallées de Megève et Saint-Gervais, représentées en orange et vert respectivement sur la Figure 2.2. Se situant toutes deux sur le versant Sud du bassin, ces vallées diffèrent par leurs spécificités morphologiques. En effet, la vallée de Saint-Gervais est très encaissée avec une largeur maximale de 1km et une extrémité Sud fermée par une succession de col culminant à 2400m en moyenne. À l'inverse, la vallée de Megève est plus large et ouverte de part et d'autre d'un col avec l'extrémité Nord-Est donnant sur le bassin tandis que l'extrémité Sud-Ouest mène à la vallée connexe d'Alberville située 35km au sud-ouest du bassin (cf. Figure 2.1). Le col situé au centre de la vallée de Megève culmine à 1100m ASL.

2.1.2 Anthropisation de la vallée

Le réseau de vallées précédemment introduit regroupe plusieurs communes, indiquées en blanc sur la Figure 2.1. Le nombre de résident et la densité d'habitant par commune sont reportés dans le Tableau 2.2. Ces chiffres témoignent de l'urbanisation de l'ensemble des vallées, qui reste toutefois modérée puisque les densités moyennes de population n'excèdent jamais les 250 hab.km^{-2} . Le bassin de Passy, qui regroupe les communes de Passy et Sallanches apparaît comme le plus densément peuplé.

L'urbanisation de la région s'est accompagnée du développement d'activités industrielles, principalement concentrées en fond de vallée. Plusieurs usines sont notamment installées dans la commune de Passy. La vallée de l'Arve est également un lieu de passage important en raison de l'autoroute qui la traverse. Depuis l'ouverture du tunnel du Mont-Blanc en 1965, elle est devenue une voie d'accès principale vers l'Italie notamment pour le transport de marchandises. Enfin, sa localisation privilégiée au cœur des Alpes a favorisé le développement du tourisme hivernal et estival. Cette anthropisation a entraîné une augmentation des sources locales d'émissions de PM10 qui participent largement aux épisodes de pollution hivernaux.

	Megève	Saint-Gervais	Passy	Sallanches	Chamonix	Alberville	Lyon
Nb Hab.	3210	5534	11011	16050	8906	18969	513275
Densité	73	87	138	244	76	1081	10722

Tableau 2.2 – Nombre de résidents et densité de population en hab.km^{-2} pour les communes situées dans la zone d'intérêt et pour des villes voisines. Les chiffres donnés sont ceux de la population municipale, fournis par l'IGN et datant de 2015.

2.2 Qualité de l'air

La qualité de l'air est un enjeu sanitaire et sociétal dont l'ampleur augmente progressivement. Dans un communiqué récent (Mai 2018), l'OMS a déclaré qu'actuellement « neuf personnes sur dix sont exposées quotidiennement à un air contenant de hauts niveaux de polluants » ou encore que « chaque année, 7 millions de personnes meurent à cause de la qualité de l'air ». Face à ces chiffres alarmants, et afin de limiter les dégâts de ce « tueur invisible », la première conférence mondiale sur la pollution de l'air et ses impacts sur la santé devrait se tenir en octobre-novembre 2018.

2.2.1 Normes

Les normes concernant la qualité de l'air sont définies à différents niveaux : international, national et local. L'OMS fournit des recommandations quant aux valeurs limites à ne pas dépasser. L'union européenne fixe ensuite des exigences qui doivent être respectées par les pays membres, lesquels peuvent à leur tour définir des normes propres, plus sévères s'ils le souhaitent. Ces recommandations ont toutes pour objectif d'évaluer l'exposition des populations à la pollution de l'air ainsi que les actions mises en oeuvre afin d'améliorer les niveaux de pollution. Concernant les PM10, les directives européennes fixent une valeur limite en moyenne journalière

de $50\mu\text{g.m}^{-3}$ qui ne doit pas être dépassée plus de 35 jours par an. Les normes nationales françaises utilisent deux seuils : le seuil de recommandation et d'information lorsque la moyenne journalière de concentration en PM10 excède $50\mu\text{g.m}^{-3}$ et le seuil d'alerte lorsque cette même concentration excède $80\mu\text{g.m}^{-3}$. Des dispositifs d'urgence sont mis en place lorsque le seuil d'alerte est dépassé. L'ensemble des normes nationales est défini dans le code de l'environnement en vigueur depuis octobre 2010, et accessible dans l'article R221-1 (<https://www.legifrance.gouv.fr/>). Régionalement, le suivi quotidien de la qualité de l'air est effectué par les Associations Agréées de Surveillance de la Qualité de l'Air (AASQA). Ces associations ont pour objectif de collecter et communiquer publiquement les informations en lien avec la qualité de l'air. Lorsque les normes ne sont pas respectées, les instances politiques sont alertées et les AASQA les accompagnent dans les décisions de mise en place de plan d'action à moyen et long terme. En Haute Savoie, l'association Atmo Auvergne-Rhône-Alpes (Atmo AuRA) assure ce suivi (<https://www.atmo-auvergnerhonealpes.fr/>).

2.2.2 La situation dans la vallée de l'Arve

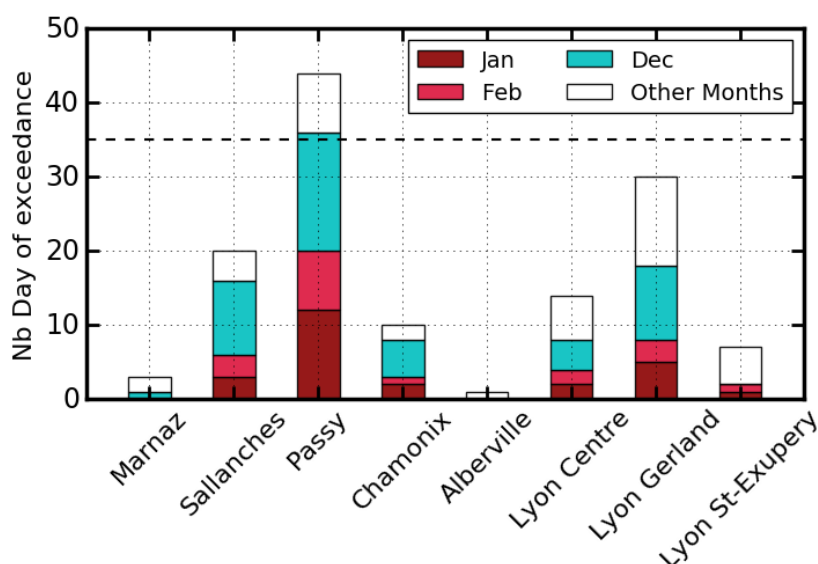


Figure 2.3 – Nombre de jours de dépassement du seuil de $50\mu\text{g.m}^{-3}$ enregistré sur l'année 2015 pour différentes stations situées dans la vallée de l'Arve et dans des villes de la même région. La décomposition en couleur met en évidence la contribution des mois hivernaux (janvier, février, décembre) sur le score annuel. La ligne horizontale noire représente le seuil de 35 jours de dépassement toléré par les directives européennes. Données fournies par F. Troude, Atmo Auvergne Rhône-Alpes.

La vallée de l'Arve, et plus particulièrement le bassin de Passy, fait actuellement partie des zones les plus polluées de France ([Air-Rhône-Alpes \[2015\]](#)). La Figure 2.3 représente le nombre de jours de dépassement du seuil de $50\mu\text{g.m}^{-3}$ enregistré sur l'année 2015 par les stations situées dans la vallée, mais également dans d'autres villes de la région. Le cumul de jours de dépassement est indiqué par le sommet de chaque boîte, tandis que la contribution des mois hivernaux est représentée en couleur.

Sur l'année 2015, la station la plus critique est celle de Passy avec 44 jours de dépassement, soit 9 jours de plus que la limite fixée par les directives européennes. La station voisine de Sallanches montre également un nombre élevé de jours de dépassement qui reste toutefois inférieur de moi-

tié à celui de Passy. Les stations de Chamonix et Marnaz, situées respectivement en amont et en aval du bassin, ont enregistré moins de 10 jours de dépassement. De fortes hétérogénéités sont donc visibles au sein de la vallée de l'Arve.

Passons maintenant aux stations situées en dehors de la vallée de l'Arve (cf. Tableau 2.2 pour le nombre de résident et la densité). Les stations de Lyon, troisième ville française avec une population municipale de 513275hab et une densité 10722hab.km^{-2} , montrent des scores élevés sans pour autant excéder le seuil annuel de 35 jours. En faisant l'hypothèse raisonnable que les émissions dans la vallée de l'Arve ne sont pas supérieures à celles de la ville de Lyon, la comparaison des scores met en évidence l'influence sur la qualité de l'air de la dynamique atmosphérique développée en zone de relief. Pourtant, la station d'Alberville elle aussi située en zone montagneuse et urbanisée (densité : 1081hab.km^{-2}) a enregistré un seul jour de dépassement sur l'année 2015. Cette comparaison suggère donc une dynamique locale particulière dans la vallée de l'Arve.

La comparaison inter-stations met donc en évidence des niveaux de PM10 anormalement élevés au sein de la vallée de l'Arve ainsi que d'importantes hétérogénéités au sein même de cette vallée. La décomposition mensuelle souligne le fait que la vallée de l'Arve est particulièrement sensible à la pollution hivernale puisqu'à l'exception de la station de Marnaz, 80% des jours de dépassement sont associés aux mois hivernaux (Janvier-Février-Décembre).

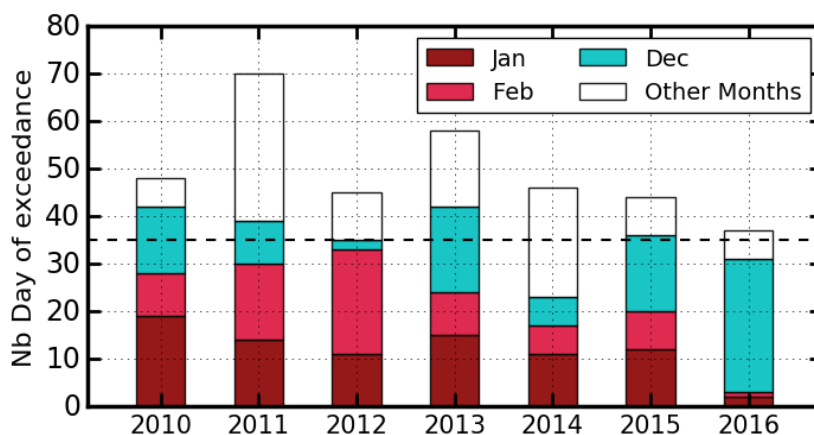


Figure 2.4 – Évolution annuelle du nombre de jours de dépassement du seuil de $50\mu\text{g.m}^{-3}$ pour la station de Passy. Les couleurs représentent la contribution des mois hivernaux par rapport au reste de l'année. La ligne horizontale noire représente le seuil de 35 jours de dépassement toléré par les directives européennes. Données fournies par F. Troude, Atmo Auvergne Rhône-Alpes.

La Figure 2.4 représente l'évolution du nombre annuel de jours de dépassement enregistré à Passy entre 2010 et 2016. Sur ces dernières années, le seuil de 35 jours a été systématiquement dépassé, soulignant un problème récurrent de qualité de l'air dans cette zone. Durant l'hiver 2016-2017, un épisode particulièrement intense a touché la zone menant à 30 jours consécutifs de dépassement du seuil. Cet épisode a eu de nombreuses conséquences sur les populations comme par exemple l'interdiction d'activités extérieures pour les scolaires.

Si l'on s'intéresse maintenant à la dynamique des concentrations au cours d'un épisode de pollution, des comportements différents entre les stations de la vallée peuvent être identifiés. La Figure 2.5 représente les évolutions journalières moyennes (panel 2.5-a) et horaires (panel 2.5-b) des concentrations de PM₁₀ durant un épisode de pollution documenté en février 2015. En se basant sur la série journalière de concentration à Passy, l'épisode de pollution débute le 9 février et se termine le 13 février. Avant le 9 février, les concentrations des quatre stations sont très proches puis elles divergent de manière significative. Les stations de Passy et Sallanches montrent une dynamique similaire bien que les concentrations à Passy soient plus élevées. À l'inverse, la station de Chamonix montre une évolution différente des deux stations du bassin avec une diminution des concentrations journalières au cours de l'épisode. Concernant l'évolution horaire (panel 2.5-b), les séries de Passy et Sallanches présentent un cycle diurne à deux pics ; le premier centré sur 2300 UTC et le second entre 0900 et 1000 UTC. Pour la station de Chamonix, le cycle diurne est caractérisé par un pic majeur, situé entre 1200 et 1800 UTC, qui est donc décalé par rapport aux stations du bassin. La série de Marnaz, bien qu'entachée de données manquantes, montre des niveaux de pollution globalement plus faibles que ceux mesurés dans le bassin.

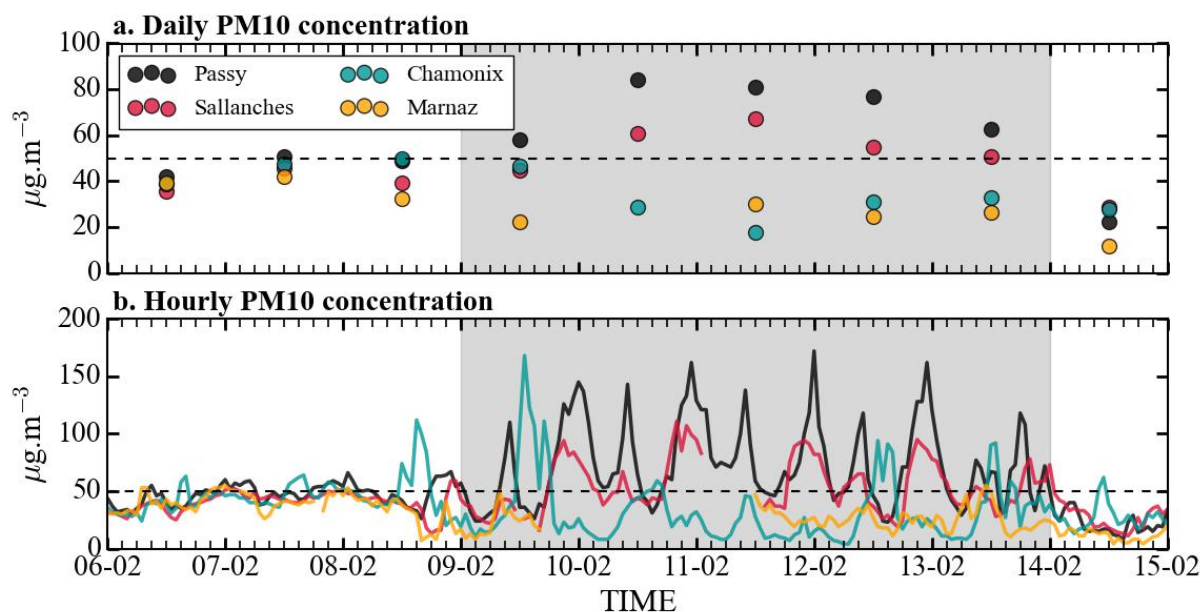


Figure 2.5 – Évolution temporelle des concentrations de PM₁₀ (a) moyennes journalières et (b) horaires pour les stations de Passy, Sallanches, Chamonix et Marnaz sur la période du 6 au 14 février 2015. La ligne horizontale tiretée représente le seuil des $50\mu\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$. La zone grisée représente l'épisode de pollution défini à partir de la série journalière de la station de Passy.

Ces variations spatiales dans les comportements observés à l'échelle d'un cycle diurne et d'un épisode de pollution suggèrent des différences locales dans la dynamique atmosphérique. En effet, les spécificités de la dynamique des émissions ne peuvent sans doute pas expliquer l'ensemble des hétérogénéités observées. Afin d'améliorer la qualité de l'air dans la vallée de l'Arve, différents dispositifs ont donc été lancés au cours des dernières années.

2.3 Une volonté d'amélioration

En 2012, un Plan de Protection de l'Atmosphère (PPA) a été adopté par le préfet de la région. Dans le cadre de ce PPA, le « Fond Air Bois » a été mis en place afin de réduire les émissions de PM10 issues de l'utilisation de la biomasse en tant que source d'énergie. Les particuliers ont été encouragés et subventionnés afin de remplacer leurs anciens systèmes de chauffage par des systèmes plus récents, plus performants et donc à priori moins émetteurs.

Dans ce cadre, le projet DECOMBIO (DEconvolution de la contribution de la COMbustion de la BIOmasse aux PM10) a été lancé en 2013 ([Chevrier et al. \[2016\]](#)). Ce projet de recherche d'une durée de cinq ans vise à évaluer l'impact de l'action public de renouvellement des dispositifs de chauffage au bois individuels financée par le Fond Air Bois. Pour cela, deux axes principaux ont été mis en œuvre :

- la mise en place d'un dispositif robuste de suivi du carbone suie, qui est un traceur de la combustion ;
- le suivi sur l'ensemble du projet des potentielles modifications de concentration de PM10 observées et des avancées du dispositif de remplacement des systèmes de chauffage. Ce suivi a pour but de déterminer les liens entre ces deux points tout en considérant l'influence de la météorologie à travers les températures minimales et les gradients thermiques, issus de capteurs déployés sur les versants du bassin.

Le suivi de la composition chimique des particules a été effectué à Marnaz, Passy et Chamonix qui se situent respectivement en aval, à l'intérieur et en amont du bassin de Passy (Figure 2.1). Ceci a permis d'étudier l'évolution des concentrations en carbone suie et de déterminer via des méthodes de déconvolution la part des émissions issue de la combustion de la biomasse et celle issue de la combustion de pétrole. Grâce à ce dispositif, [Chevrier et al. \[2016\]](#) ont montré qu'en hiver, 50% du carbone suie total est issu de la combustion de la biomasse à Passy. En été, les concentrations de carbone suie diminuent et la part issue de la combustion de la biomasse devient quasiment nulle.

2.4 Motivations scientifiques du projet Passy-2015

Le projet Passy-2015 et la campagne de mesure associée ([Paci et al. \[2016\]](#)) reposent sur la collaboration entre différents organismes :

- Centre National de Recherches Météorologiques (CNRM), Toulouse ;
- Institut des Géosciences de l'Environnement (IGE), Grenoble ;
- Laboratoire des Écoulements Géophysiques et Industriels (LEGI), Grenoble ;
- National Centre for Atmospheric Science (NCAS), Hatfield ;
- Agence Atmo Auvergne Rhône-Alpes (Atmo AuRA), Lyon.

Ce projet vient en complément du projet DECOMBIO dans lequel la prise en compte du facteur météorologique se limite au degré de stabilité atmosphérique. Bien que ce paramètre soit de première importance dans les études de dispersion, son utilisation seule ne rend pas compte des écoulements locaux qui deviennent la principale source de ventilation en hiver. Le but du projet Passy-2015 est donc de fournir une vue plus globale et une meilleure compréhension de la dynamique atmosphérique locale en période hivernale, puis d'évaluer son influence sur la pollution. Cette étape est un levier incontournable vers l'amélioration de la prévision du temps dans ces conditions et donc vers une meilleure prévision des situations météorologiques favorables à la mise en place et à la persistance des épisodes de pollution. Le projet Passy-2015 vise à répondre aux questions suivantes :

- Quels sont les phénomènes météorologiques favorisant d'une part les fortes concentrations de PM10 enregistrées dans le bassin de Passy en hiver, d'autre part les hétérogénéités locales observées dans la distribution des polluants dans le bassin et ses alentours ?
- Comment l'évolution temporelle d'un épisode de pollution est-elle affectée par la dynamique atmosphérique aux échelles diurne et inter-journalière ?
- Quelle est la capacité des modèles numériques à reproduire cette dynamique ?
- Quelles sont les voies d'amélioration des modèles de prévision du temps, et donc des prévisions de qualité de l'air dans ces conditions ?

La mise en commun des résultats des projets DECOMBIO et Passy-2015 permettra *in fine* d'évaluer l'importance relative de la dynamique des sources d'émissions et de la dynamique atmosphérique.

2.4.1 Bilan des travaux effectués

Afin de mieux appréhender les objectifs de ce travail de thèse, un bilan des travaux effectués en lien avec le projet Passy est proposé dans cette section.

L'influence de la structure thermique moyenne de l'atmosphère sur les concentrations de PM10 a été étudiée par Chemel et al. [2016]. Leurs travaux ont pour objectif d'évaluer le niveau de corrélation entre les concentrations horaires et journalières de PM10 mesurées à Sallanches et le *heat deficit* (défini dans la Section 1.1.3). Cette grandeur intégrée a été dérivée à partir de profils de température issus d'un radiomètre micro-onde. La comparaison des séries moyennes journalières révèle un bon accord avec un coefficient de détermination $R^2=0.69$ (panels 2.6-a et -b) tandis que les résultats de l'analyse horaire sont moins clairs avec un $R^2=0.31$ (panels 2.6-c et -d). Si la structure thermique apparaît comme un paramètre clé pour les concentrations journalières, ce n'est pas le cas pour les concentrations horaires. Chemel et al. [2016] justifient le $R^2=0.31$ par l'absence de prise en compte des écoulements locaux qui représentent un vecteur de première importance sur le transport horizontal des polluants à l'échelle horaire.

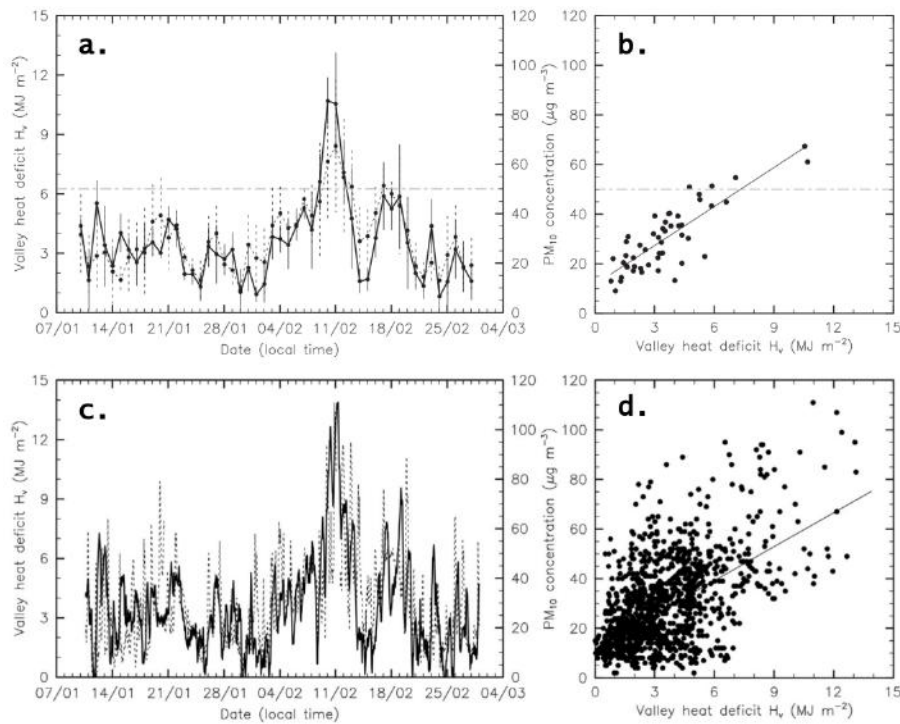


Figure 2.6 – Séries temporelles (a) journalières et (c) horaires du *heat deficit* (trait plein) et des concentrations de PM10 (trait tireté) à Sallanches lors de la campagne Passy-2015. Diagrammes de dispersion associés aux séries (b) journalières et (c) horaires avec les régressions linéaires représentées par les lignes noires. Source : [Chemel et al. \[2016\]](#).

Dans le cadre de sa thèse, [Arduini \[2017\]](#) a étudié l'impact de la dynamique locale sur les bilans de chaleur et de masse en utilisant le modèle numérique de méso-échelle WRF dans un cadre idéalisé. Ses travaux ont notamment mis en évidence l'influence des variations morphologiques de la vallée (rétrécissement, élargissement) sur la mise en place des écoulements nocturnes et le refroidissement de l'atmosphère ([Arduini et al. \[2017\]](#)). Une simulation en cas réel utilisant la véritable orographie de la vallée de l'Arve a également été effectuée afin de reproduire un épisode d'inversion thermique persistante (POI1) documenté durant la campagne Passy-2015. Cette simulation souligne la contribution importante des vallées tributaires sur le transport de masse et de chaleur. En outre, ces travaux mettent en évidence le comportement spécifique de la vallée de Megève, qui en fonction de l'épaisseur de la CAP développe un écoulement qui s'écoule vers le bassin ou qui s'en échappe. L'évolution de la structure thermique au cours de l'épisode apparaît comme le facteur qui pilote la direction de l'écoulement dans cette vallée.

Enfin, une simulation en cas réel de la POI1 a également été effectuée avec le modèle Méso-NH ([Larger et al. \[2018\]](#), en révision) afin d'évaluer la capacité du modèle à reproduire les caractéristiques de l'inversion thermique persistante et la dynamique à l'échelle de la vallée. Le domaine de simulation, composé de deux domaines imbriqués avec des résolutions de 500m et 100m, est initialisé à partir des champs issus du modèle opérationnel AROME ([Seity et al. \[2011\]](#)). AROME est également utilisé pour le forçage des conditions aux limites avec un rappel toutes les trois heures. Afin de fixer la configuration optimale pour cette simulation, différents tests de sensibilité ont été effectués et ont montré que :

- une bonne représentation de la dynamique du bassin requiert la prise en compte du Mont-Blanc dans le domaine fils ;
- la résolution horizontale de 500m du domaine père est insuffisante pour reproduire correctement la dynamique de l'inversion ;
- la sensibilité à la résolution verticale est relativement faible concernant la dynamique de l'inversion à l'échelle de la vallée ($\delta z=10\text{m}$ vs $\delta z=24\text{m}$). Néanmoins, cette résolution revêt son importance pour la représentation des écoulements de pente qui n'ont pas été analysés.

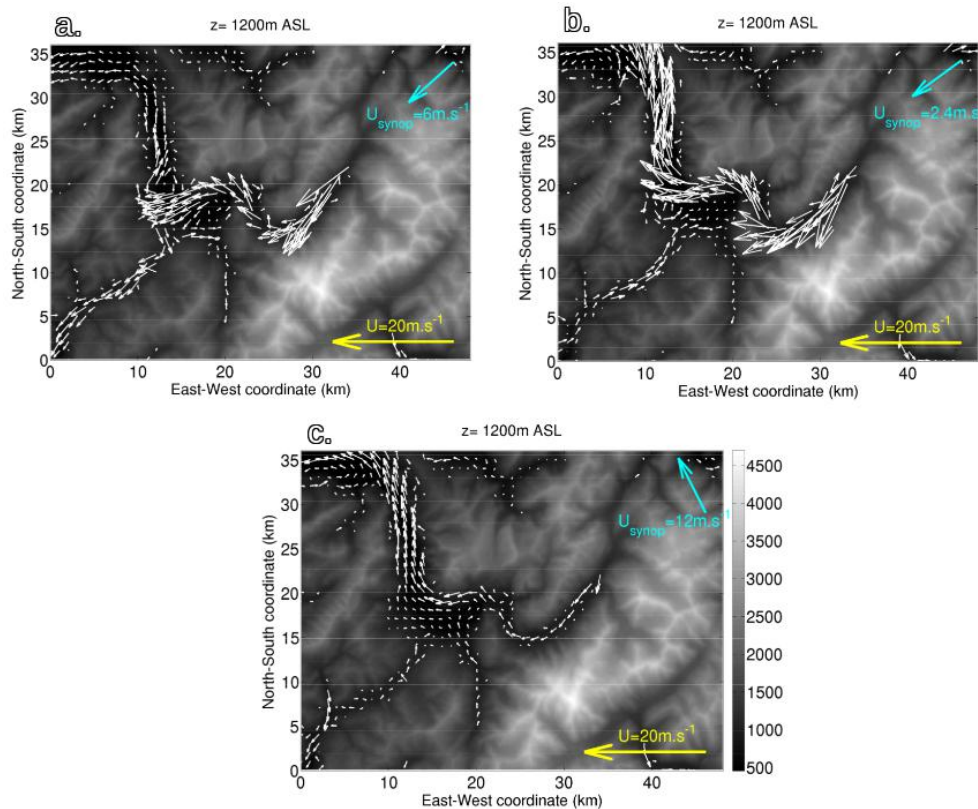


Figure 2.7 – Champs de vent à 1200m ASL à 0600 UTC les (a) 10, (b) 11 et (c) 12 février. Les caractéristiques du vent de grande échelle sont matérialisées par la flèche bleue. Source : [Largerion et al. \[2018\]](#).

La comparaison du profil de température avec des mesures issues de radiosondages montre que l'évolution temporelle de l'inversion persistante est bien reproduite par le modèle. En revanche, la comparaison des champs de température à 2 mètres (T2m) avec les observations met en évidence des biais chauds en fond de bassin (pouvant atteindre 8K) et des biais froids en altitude (de l'ordre de 3K en moyenne).

Concernant la structure des écoulements, une structure en 3 couches est identifiée avec :

- des intensités de vent faibles, typiquement inférieures à 1m.s^{-1} , entre 500 et 1000m ASL ;
- deux jets observés entre 1000 et 2000m ASL ;
- l'influence directe de l'écoulement de grande échelle au delà de 2000m ASL.

Une attention particulière a été portée sur les jets observés dans la seconde couche, dont le comportement évolue en fonction de la circulation grande échelle. La Figure 2.7 représente le champ de vent à 1200m ASL à 0600 UTC les 10, 11 et 12 février, panels 2.7-a, -b et -c respectivement. Les caractéristiques du vent de grande échelle sont indiquées en bleu. La comparaison des panels 2.7-a et -b montre une canalisation différente de l'écoulement de Chamonix en fonction de l'intensité de l'écoulement de grande échelle. Le 10 février, le jet est canalisé par la vallée de Megève tandis qu'il poursuit sa trajectoire dans la vallée de Passy le 11 février. Pour ces deux journées, l'écoulement de grande échelle est aligné avec la vallée de Chamonix, générant un jet dont l'intensité dépasse les 10m.s^{-1} . Le changement de direction de l'écoulement de grande échelle le 12 février va de pair avec une diminution notable de l'intensité du jet, qui devient inférieure à 3m.s^{-1} dans la vallée de Chamonix.

2.4.2 Motivations et objectifs de la thèse

Ce travail de thèse s'inscrit dans les objectifs de la campagne Passy-2015 et en complément des travaux précédemment introduits. Le but principal est la caractérisation des circulations en basses couches sur des échelles de temps et d'espace respectivement de l'ordre de l'heure et de la centaine de mètres. Les objectifs de la thèse peuvent se décliner en deux parties avec une première partie basée sur les observations de la campagne :

- **Objectif 1** : Effectuer une restitution des circulations en basses couches en se basant principalement sur les données du lidar vent scannant. Dans une vallée à l'orographie si complexe, quel est l'apport d'un instrument scannant par rapport aux instruments profi-leurs plus communément utilisés ? En quoi la complexité orographique de la zone vient-elle perturber la vision classique de système de vent de vallée introduite dans la partie 1.3.1 ?
- **Objectif 2** : Évaluer dans quelle mesure ces circulations peuvent contribuer aux concentrations de PM10 mesurées dans la zone. En faisant l'hypothèse que les PM10 sont advectés passivement par la dynamique, les écoulements vont-ils favoriser leur accumulation dans certaines zones ou inversement homogénéiser les concentrations ?

L'approche numérique semi-idéalisée (modèle MésO-NH) est ensuite utilisée en complément de l'analyse des observations afin de :

- **Objectif 3** : Disposer d'une simulation dans un contexte idéalisé, totalement découplé de la grande échelle afin d'examiner la structure des écoulements purement locaux. Ces derniers seront ensuite mis en perspective avec les écoulements observés lors de la campagne.
- **Objectif 4** : Déterminer via des tests de sensibilité (i) les processus principaux qui pilotent la dynamique observée dans bassin ainsi que (ii) les processus dont la prise en compte serait bénéfique pour une meilleure prévision des situations favorables aux épisodes de pollution hivernaux et de leurs caractéristiques dans cette vallée, et plus généralement dans les zones alpines.

Chapitre 3

Moyens d'observation et outils numériques

« - Bonjour tout le monde - Salut toute seule ! »

Café 4M-GMEI

Sommaire

3.1 Moyens d'observation	46
3.1.1 Avant-propos : qu'est-ce qu'une observation ?	46
3.1.2 La campagne de mesures Passy-2015	47
3.1.3 Réseaux opérationnels	54
3.1.4 Limitations de la mesure en condition stable	55
3.2 Outils numériques	57
3.2.1 Préambule : modélisation de l'atmosphère	57
3.2.2 Le modèle Mésos-NH	58
3.2.3 Exemples d'utilisation en terrain complexe	61
3.3 Conclusion	61

Un volet important de cette thèse repose sur l'étude des observations acquises lors de la campagne de mesures Passy-2015. Ce chapitre s'attache donc à la présentation de cette campagne avec une attention particulière portée sur les instruments utilisés dans le cadre de ce travail. Les moyens numériques utilisés font l'objet de la seconde partie du chapitre avec une description du modèle Mésos-NH et des principaux schémas d'intérêt.

3.1 Moyens d'observation

3.1.1 Avant-propos : qu'est-ce qu'une observation ?

Comme nous l'avons vu dans le premier chapitre, les échelles de temps et d'espace qui influencent un système météorologique sont multiples (section 1.1.2). L'approche expérimentale ne permettant pas la couverture de l'ensemble de ces échelles, les méthodes d'observations adéquates doivent être choisies pour couvrir les échelles d'intérêt.

Les différentes approches d'observation

La famille des observations peut se décliner en deux catégories qui sont (i) les observations continues acquises par les satellites, les réseaux de mesures, les sites instrumentés et (ii) les observations sporadiques, acquises lors de campagnes de mesures sur une durée déterminée. Les données satellitaires donnent accès à une vaste couverture spatiale, à l'échelle du globe, mais souvent avec une résolution temporelle limitée. De plus, les performances dans les basses couches de l'atmosphère restent limitées. Les réseaux opérationnels sont déployés à l'échelle d'un pays et permettent de collecter en continu des paramètres météorologiques de base qui servent notamment à alimenter les modèles de prévision numérique du temps. Les sites instrumentés fournissent également des mesures pérennes, mais plus élaborées. Ces mesures sont utilisées pour caractériser sur le long-terme un processus et sont donc indispensables pour les travaux sur le climat. Enfin, les campagnes de mesures sont mises en place sur un temps imparti afin d'échantillonner certains processus spécifiques à une zone ciblée. Une campagne se décompose généralement en plusieurs phases : une phase avec des mesures déployées sur une zone géographique élargie afin d'appréhender la dynamique locale puis des Phases d'Observations Intensives (POI) durant lesquelles des moyens matériels et humains supplémentaires sont mis en oeuvre afin d'effectuer une documentation plus fine d'un processus. Pour répondre à ces besoins variés, différentes familles de capteurs sont déployés permettant la caractérisation spatiale et temporelle à des échelles et des résolutions diverses.

Les types des capteurs

Deux familles principales se distinguent à savoir (i) les mesures dites « *in situ* », qui échantillonnent par une mesure directe un faible volume d'air par rapport au volume dans lequel la dynamique a lieu et (ii) les mesures de télédétection qui échantillonnent une zone plus élargie de l'atmosphère par une mesure à distance (Banta et al. [2013]).

Les capteurs d'observations in-situ sont installés au niveau du sol ou sur des mâts instrumentés pouvant atteindre plusieurs centaines de mètres (Driedonks et al. [1978]). Ils peuvent également être embarqués via différents moyens de déplacement (avion, drone, ballon libre ou captif) afin d'augmenter la zone échantillonnée. Dans tous les cas, ces mesures sont représentatives d'un volume d'air restreint. À l'inverse, la mesure par télédétection permet d'échantillonner des volumes atmosphériques plus vastes et fournit des mesures représentatives d'un état moyen, intégré à l'échelle d'une porte. La télédétection se base sur la mesure d'un rayonnement élec-

tromagnétique dans une gamme de fréquence donnée qui renseigne sur les cibles présentes dans l'atmosphère. En fonction de leurs états, ces cibles émettent ou réfléchissent du rayonnement dont une partie est détectée par l'instrument. On distingue les capteurs passifs qui mesurent l'énergie naturellement rayonnée et les capteurs actifs qui génèrent leur propre énergie et mesurent la part réfléchiée par les cibles. En fonction de la longueur d'onde et de la méthode de traitement utilisée, il est possible de remonter à la mesure de paramètre de l'état dynamique, thermodynamique ou chimique de l'atmosphère.

Quel que soit le type de capteur utilisé, la caractérisation d'une grandeur se fait par l'intermédiaire d'une mesure d'un paramètre physique/électrique qui est ensuite convertie grâce à des procédures de traitement du signal et des courbes d'étalonnage. Le fonctionnement des instruments utilisés dans le cadre de cette thèse est décrit dans la partie suivante.

3.1.2 La campagne de mesures Passy-2015

La campagne de mesures Passy-2015 s'est déroulée de fin novembre 2014 à fin mars 2015 avec une période centrale de deux mois en janvier-février (Paci et al. [2016]). Afin de documenter précisément les périodes d'intérêt, une veille continue a eu lieu, permettant le déclenchement de POI lorsque les prévisions météorologiques semblaient favorables à la mise en place d'un épisode de pollution. Deux POI ont eu lieu sur la période, la première du 6 au 14 février 2015 et la seconde du 17 au 20 février 2015. Elles seront par la suite référées comme **POI1** et **POI2**.

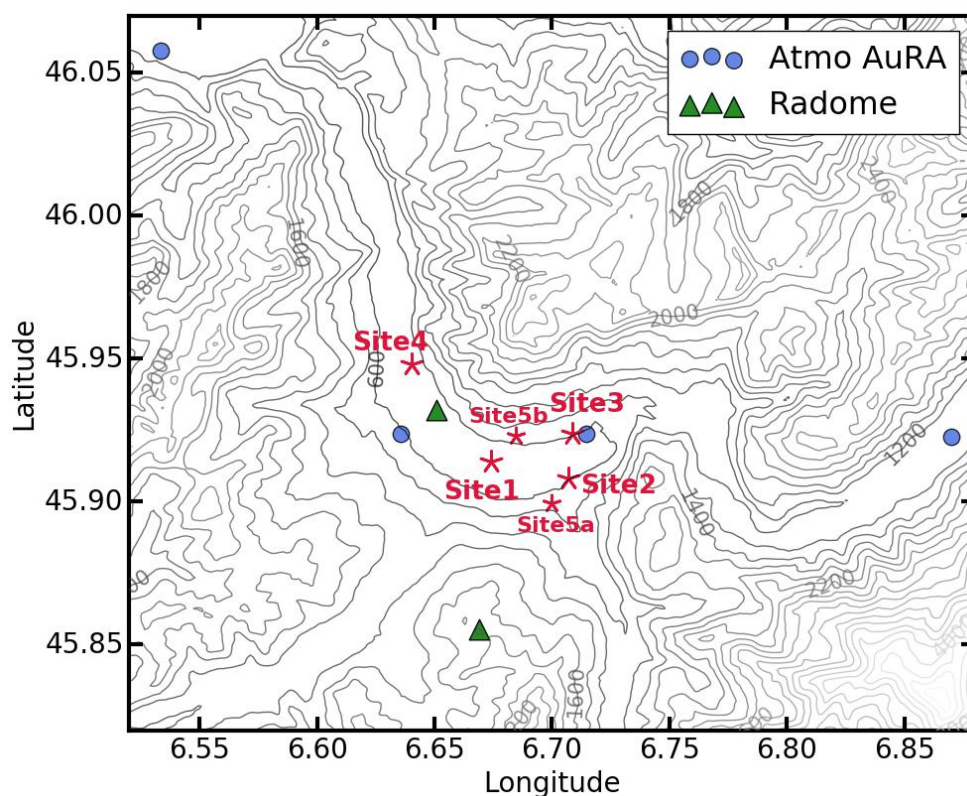


Figure 3.1 – Localisation des sites de mesures déployés lors de la campagne Passy-2015 (étoiles rouges), des stations du réseau opérationnel de Météo-France : Radome (triangles verts) et du réseau Atmo AuRA (cercles bleus). L'espacement entre les lignes de niveau est de 200m.

Au cours de la campagne, cinq sites de mesures étaient déployés dans le bassin de Passy. Ces sites sont indiqués par les étoiles rouges sur la Figure 3.1. Les coordonnées des sites ainsi que la liste complète des instruments sont disponibles dans l'Annexe B. Pour l'heure, nous allons nous concentrer sur les instruments utilisés dans le cadre de cette étude. Le Tableau 3.1 donne la liste de ces instruments, en spécifiant les paramètres mesurés, les incertitudes associées, les résolutions spatiales et les périodes de disponibilité. La Figure 3.2 présente une vue schématique de l'instrumentation des Sites 1 et 2.

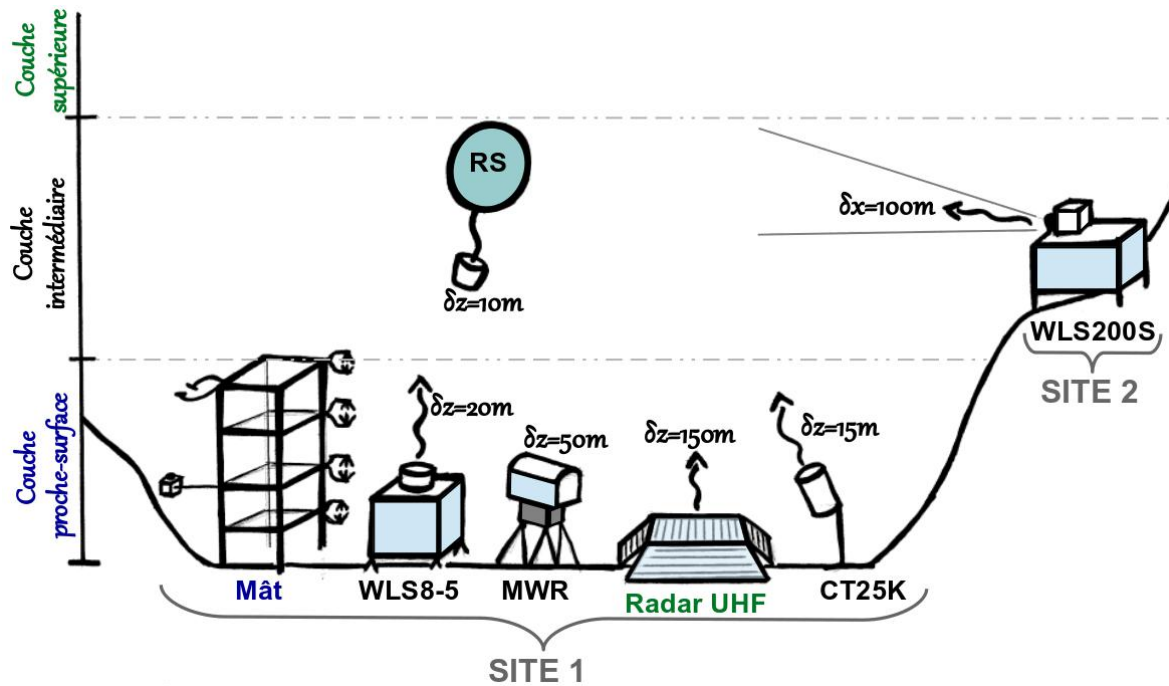


Figure 3.2 – Représentation schématique de l'instrumentation des Sites 1 et 2 lors de la campagne Passy-2015.

3.1.2.a Description de l'atmosphère sur la verticale

Le Site 1, situé au centre du bassin, a été instrumenté de manière à fournir une description de l'atmosphère sur la verticale. La documentation de la colonne atmosphérique, à partir du sol jusqu'à environ 5km, s'est faite grâce à la synergie des divers instruments déployés. Ces derniers sont présentés dans trois parties, représentatives des trois couches atmosphériques à documenter, à savoir les couches de :

- proche-surface entre le niveau du sol et 10m ;
- intermédiaire entre 10m et 1000m ;
- supérieure entre 1000 et 5000m.

Bien que ce découpage ne soit pas totalement exact, certains instruments échantillonnant plusieurs couches, il donne un aperçu de leurs aptitudes à documenter les différentes strates de la CLA.

Couche	Capteur (Site)	Param. mesurés (incertitude)	Nb Lev.	Premier niveau (Réso.)	Dispo.
Surf.	Baromètre PTB210, Vaisala (1)	P ($\pm 0.6\text{hPa}$)	1	30cm	1min
	Anémomètre sonique Gill HS50 (1)	U, V, W ($\pm 1\%$)	4	2.5m ($\Delta z=2.5\text{m}$)	1min (mean)
	Sonde température PT1000, Atexis (1)	T ($\pm 0.1\text{K}$)	1	5m	1min
	Sonde humidité HMP45, Vaisala (1)	RH ($\pm 5\%$)	1	5m	1min
	Pyrradiomètre CNR1, Kipp and Zonen (1)	Flux SW et LW ($\pm 10\%$)	1	5m	1min
Interm.	Diffusiomètre PWD22, Vaisala (1)	Visibilité ($\pm 10\%$)	1	10m	14 sec
	Lidar Vent WLS8-5, Leosphere (1)	U, V, W (0.1m.s^{-1}), CNR	23	40m ($\Delta z=20\text{m}$)	3sec
	Radiomètre micro-onde HATPRO, RPG (1)	T ($\pm 0.5\text{K}$)	21	0m ($\Delta z=50\text{-}200\text{m}$)	6min
	Lidar Vent Scannant WLS200S, Leosphere (2)	V_{los} (0.2m.s^{-1}), CNR	59	200m ($\Delta\text{LOS}=100\text{m}$)	10min
Sup.	Radiosonde RS92-SGP, Vaisala RS92-SGP (1)	T, RH, P, U, V	200	2m ($\Delta z=10\text{m}$)	1h30-3h
	Ceilomètre CT25K, Vaisala (1)	Bases nuage, βT^2 ($\pm 2\%$)	256	15m ($\Delta z=15\text{m}$)	15sec
Sup.	Radar UHF PCL-1300, Degreane (1)	U, V, W (1m.s^{-1})	40	150m ($\Delta z=150\text{m}$)	15min

Tableau 3.1 – Caractéristiques des instruments déployés sur les Sites 1 et 2 lors de la campagne Passy-2015 avec pour chaque capteur : sa référence, les paramètres mesurés, les incertitudes associées fournies par le constructeur, le nombre de niveaux échantillonné, l’élévation du premier niveau, la résolution si plusieurs niveaux sont disponibles et la période de disponibilité des données utilisées dans le cadre de ce travail.

Description de la couche de proche-surface

La stabilité thermique rencontrée en hiver génère une structure très stratifiée de la CLA. Une documentation fine échelle des basses couches est importante puisque la majorité des échanges surface-atmosphère est cloisonnée à cette couche. Pour répondre à ce besoin, un mât instrumenté de 10m a été déployé et instrumenté sur plusieurs niveaux (Figure 3.3). Les paramètres renseignés sont :

- **Pression** mesurée à l'aide d'une cellule capacitive, caractérisée par sa capacité $C = \varepsilon \frac{s}{d}$. Ce composant est constitué de deux armatures mobiles de surface s qui entourent un diélectrique caractérisé par sa permittivité ε . En fonction de la pression, le cellule est plus ou moins comprimée ce qui entraîne une variation de la distance d entre les armatures. En s'assurant d'un ε constant, les variations de pression entraînent des déformations qui se répercutent sur la capacité ;
- **Humidité** mesurée avec une sonde contenant un diélectrique. À l'inverse des mesures de pression, le système est rigide et ne peut être déformé. Les variations de capacité sont alors induites par des variations de permittivité qui est fonction de l'humidité ;
- **Température** mesurée grâce à des sondes platine dont la résistance varie en fonction de la température ;
- **Composantes horizontales du vent** obtenues grâce à des anémomètres soniques. Ces capteurs sont constitués de trois couples de transducteur entourant un volume de contrôle. Dans chaque couple, chaque transducteur est alternativement émetteur et récepteur d'un train d'onde ultra-sonore. Les temps de transit aller-retour sont mesurés et la composante radiale du vent est déduite comme étant la différence entre la valeur mesurée et la vitesse de propagation de l'onde. Cette détermination pour les trois couples de transducteur permet de déduire les composantes du vent selon les trois dimensions ;
- **Flux radiatifs** mesurés avec un pyrromètre. Ce capteur est composé d'un couple de pyranomètres et d'un couple de pyrghénomètres pour la mesure des flux SW et LW respectivement. Les mesures sont effectuées à l'aide d'une thermopile qui détermine une tension entre deux soudures exposées à des températures différentes, l'une au contact du rayonnement, l'autre protégée. Pour la mesure des flux SW, la tension générée est directement fonction de l'irradiation solaire. Pour les flux LW, une correction de la température du boîtier est nécessaire afin de s'affranchir des effets de rayonnement qui lui sont propres ;
- **Visibilité** mesurée grâce à un diffusionmètre à temps présent. Cet instrument est composé d'un émetteur d'onde lumineuse et d'un récepteur, pointant dans la même direction. L'onde émise est diffusée par les particules présentes dans le volume de contrôle. Ainsi, la mesure de diffusion latérale permet de déterminer le niveau d'obstruction de visibilité. L'hypothèse sous-jacente à cette mesure est que le volume de contrôle est représentatif d'une zone plus large, ce qui constitue une de ses principales limitations.



Figure 3.3 – Mât de mesures de 10m déployé sur le Site 1 lors de la campagne Passy-2015 sur lequel on peut distinguer les anémomètres soniques sur plusieurs niveaux, l’abri socrima à 5m abritant les capteurs de température et humidité et le diffusiomètre installé à 10m. Crédit photo : Q. Rodier.

Description de la couche intermédiaire

Durant les POI, des radiosondages étaient lancés toutes les 3h environ, donnant accès aux profils de Pression-Température-Humidité avec une résolution d’environ 10m dans la couche 2-2000m AGL. Le suivi par GPS du déplacement de la sonde permet la détermination des deux composantes de la vitesse horizontale du vent. Afin d’accroître la fréquence des lâchers et donc de mieux capturer l’évolution temporelle de la structure atmosphérique, la technique développée par [Legain et al. \[2013\]](#) a été adoptée. Cette technique consiste à utiliser un système de double ballon, le premier assurant l’ascension de la sonde jusqu’à une altitude de consigne, prescrite avant le lâcher. La sonde redescend ensuite sous le second ballon qui sert de parachute et permet un retour au sol en douceur. Un logiciel de suivi de trajectoire permet de prévoir la zone d’atterrissage de la sonde et donc d’ajuster les paramètres du sondage (altitude maximale) afin de pouvoir la récupérer pour un nouveau lâcher.

Afin d’assurer une mesure continue tout au long de la campagne, des instruments de télédétection ont également été déployés. La structure du vent a été capturée par un Lidar Doppler profileur, le WLS8-5 développé par Léosphère. Cet instrument opérant à une longueur d’onde de $1.54\mu\text{m}$ fournit les deux composantes horizontales du vent ainsi que la vitesse verticale. Ces mesures sont disponibles à une résolution verticale de 20m dans la gamme d’altitude 40-500m AGL, à une cadence de 3sec. La structure thermique de l’atmosphère a été dérivée à partir des mesures d’un radiomètre micro-onde (*Micro-Wave Radiometer* (MWR)), le HATPRO (Humidity And Temperature PROfiler). Le MWR est un instrument de télédétection passif qui effectue une mesure de tension qui est fonction de la luminance. La luminance est ensuite transformée en température de brillance, qui représente la température qu’aurait un corps noir s’il émettait

la même intensité que l'objet étudié à la longueur d'onde captée par le récepteur. Grâce à des méthodes d'inversion, il est ensuite possible de déterminer des paramètres physiques de l'atmosphère à partir de la température de brillance dans plusieurs gammes de fréquence. Enfin, un ceilomètre (CT25K) a été déployé afin d'identifier les épisodes nuageux. Cet instrument peut être considéré comme un lidar basse puissance qui opère à une longueur d'onde de 905nm avec système de détection directe. Il renseigne sur la hauteur de la base des nuages et la visibilité verticale.

Description de la couche supérieure

L'accès à la couche supérieure requiert des moyens de télédétection puissants. La mesure du vent grande échelle a été obtenue grâce à un radar UHF qui fonctionne dans le domaine des hautes fréquences. Un signal électromagnétique est émis par cinq faisceaux dans cinq directions différentes (quatre faisceaux inclinés à 17° par rapport à la verticale et un faisceau vertical). Cette configuration permet une reconstitution des composantes horizontale et verticale du vent avec une résolution de 150m.

3.1.2.b Structure 3D de l'atmosphère

L'étude des hétérogénéités spatiales dans la structure des écoulements requiert des moyens de mesure capables d'échantillonner l'atmosphère en deux ou trois dimensions. Ces instruments ont été installés au niveau du Site 2, sur la terrasse du Lycée du Mont-Blanc. Cette position, 40m au-dessus du fond de vallée, a permis une vue d'ensemble du bassin sans obstacle. La mesure du vent a été effectuée grâce à un lidar Doppler scannant, le WLS200S développé par Léosphère (Figure 3.4). Grâce à ses capacités scannantes, ce lidar fournit des coupes horizontales (*Plan Position Indicator* (PPI)) et verticales (*Range Height Indicator* (RHI)) de l'atmosphère. L'ensemble de ces coupes se caractérise par une valeur d'azimut, i.e. l'angle par rapport au Nord et un angle d'élévation par rapport à l'horizontal. De par la géométrie de mesure, le WLS200S mesure des vitesses radiales (*Line-of-Sight Velocity* (V_{los})) qui représentent la composante du vecteur vent projetée sur l'axe de visée de l'instrument. En plus de cette mesure, le lidar fournit une valeur de *Carrier-to-Noise Ratio* (CNR) qui est utilisée pour filtrer les données de V_{los} . Ce paramètre peut également servir à l'analyse de la distribution des aérosols sous certaines conditions. Cela fera l'objet du chapitre suivant, spécialement consacré au potentiel du lidar vent scannant pour l'analyse des écoulements en zones de relief polluées.

Au cours de la campagne, une résolution de 100m fut choisie afin de capter un maximum de détails dans le bassin de Passy dont la largeur n'excède pas les 2km. La stratégie de mesure choisie était la suivante :

- un PPI à élévation 0 toutes les 10 minutes (en rouge sur la Figure 3.5-b) ;
- un ensemble de trois RHI toutes les 30 minutes (en vert sur la Figure 3.5-b) ;
- un ensemble de PPI, avec augmentation graduelle de l'angle d'élévation entre 1 et 15° , intercalé entre les deux types de coupe précédentes (en noir sur la Figure 3.5-b).



Figure 3.4 – Installation du WLS200S dans le secteur Est du bassin (cf. Figure 3.1) lors de la campagne de mesures Passy-2015. Crédit photo : O. Garrouste.

Les RHI étaient effectués aux azimuts 295° , 350° et 28° (Figure 3.5-a) afin d'étudier la circulation dans l'axe de la vallée (azimuts 295° et 28°), en provenance de la vallée amont de Chamonix (azimut 28°) et le long du versant Nord du bassin (azimut 350°). Cette stratégie de mesure a finalement permis d'échantillonner un volume d'atmosphère toutes les heures avec une résolution de 100m.

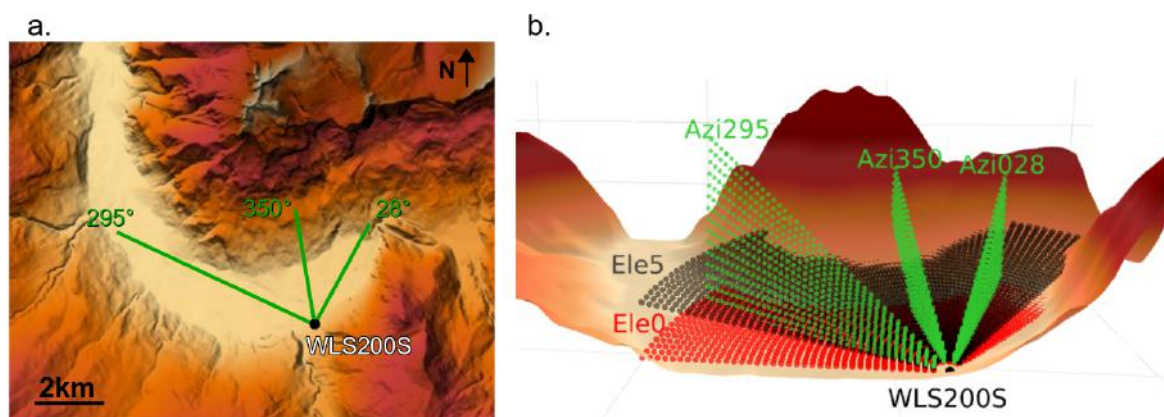


Figure 3.5 – Représentation schématique des différentes coupes effectuées avec le WLS200S durant la campagne Passy-2015 avec (a) les trois azimuts des coupes verticales en vert et (b) une coupe horizontale à élévation 0° en rouge, une coupe horizontale à élévation 5° en noir, les trois coupes verticales en vert.

3.1.3 Réseaux opérationnels

Le réseau Radome de Météo-France

Le réseau Radome de Météo-France est constitué d'un ensemble de stations météorologiques répondant aux critères de l'organisme mondial de la météorologie. 554 stations sont répertoriées en France métropolitaine avec un maillage horizontal moyen d'environ 30km. L'ensemble de ces stations fournit en continu les paramètres de base en surface que sont la température, l'humidité sous abri, les précipitations et le vent. Des paramètres complémentaires sont accessibles sur certaines stations tels que la pression, le flux solaire incident, la visibilité etc. Une vingtaine de stations Radome sont déployées dans la zone d'étude, trois d'entre elles ont été utilisées.

En particulier, la mesure de pression de la station d'Annecy (45km à l'Ouest du bassin) a été utilisée afin de combler les plages de données manquantes du baromètre déployé au Site 1. La Figure 3.6 représente les séries temporelles de pression ramenée au niveau de la mer (P_{sea}) mesurée du 7 janvier au 4 mars par le baromètre et la station Radome. Les deux séries montrent un bon accord avec un biais moyen de 0.66hPa et un coefficient de détermination de 0.99.

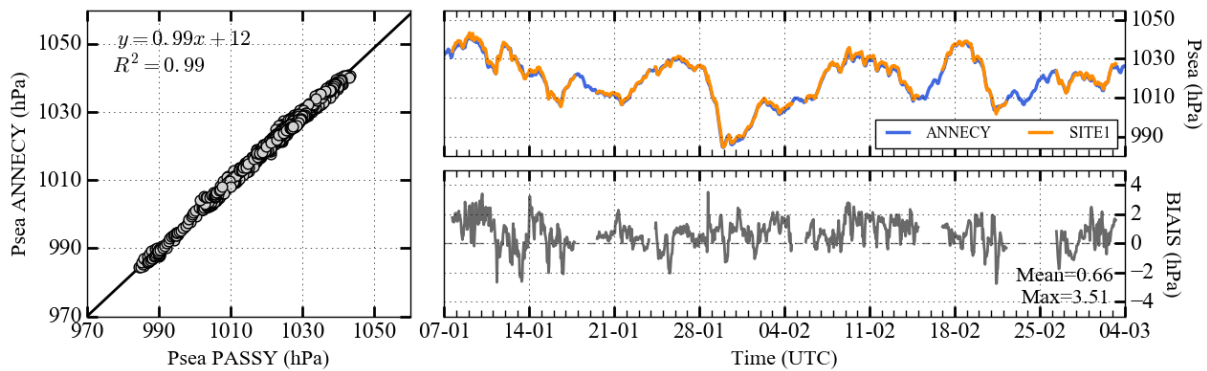


Figure 3.6 – Évolution temporelle des séries de P_{sea} mesurées au Site 1 et à la station d'Annecy du réseau Radome, située 45km à l'ouest du bassin. Le panel en bas à droite représente l'évolution temporelle du biais.

Les mesures de température des stations Radome ont également été utilisées afin de caractériser le degré de stabilité atmosphérique dans le bassin. L'intérêt d'utiliser ces données est qu'elles sont disponibles en continu et peuvent donc être utilisées en dehors des périodes de mesures de la campagne. Un gradient de température est calculé à partir des stations situées en fond de vallée et en altitude, comme proposé par [Larger and Staquet \[2016\]](#). Les stations utilisées sont celles de Sallanches et Mont-Arbois, situées respectivement à 541 et 1833m ASL, et représentées par les triangles verts sur la Figure 3.1. La Figure 3.7 représente la comparaison entre la température mesurée au sol par la station de Mont-Arbois et celle extraite des profils de radiosondage (RS) à l'altitude la plus proche. Cette comparaison souligne les variations diurnes plus marquées pour la station sol que celles observées à altitude équivalente en milieu de vallée. Ce comportement s'explique par l'inertie thermique plus importante des masses d'air situées en milieu de vallée que des masses d'air à proximité de la surface ([Whiteman et al. \[2004a\]](#)).

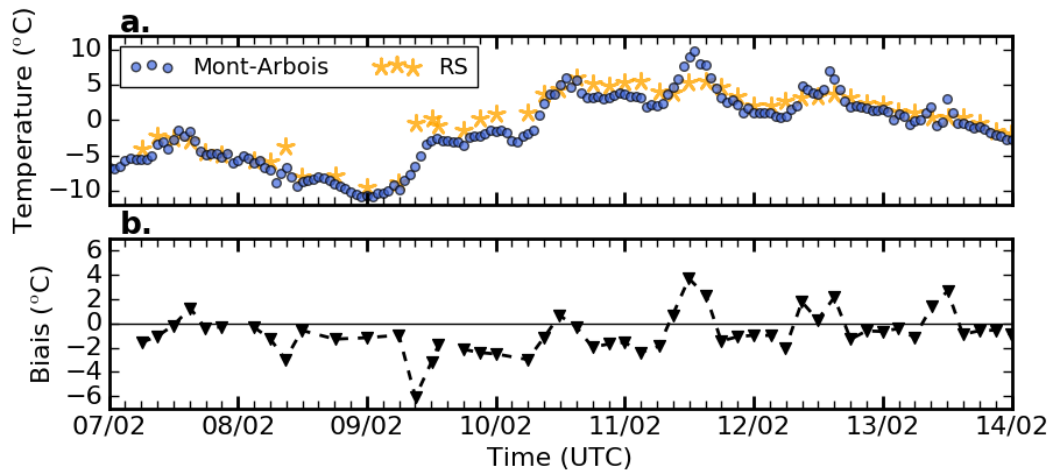


Figure 3.7 – Évolution temporelle (a) des séries de température mesurées par la station sol Mont-Arbois du réseau Radome, et extraite des profils de radiosondages (RS) à la même altitude (1833m AGL), (b) du biais entre les deux séries.

Enfin, les séries de vent de stations Radome ont également été analysées mais leur utilisation s'avère très limitée sur les périodes stables puisque les intensités inférieures à 0.5m.s^{-1} sont automatiquement rejetées.

Le réseau Atmo AuRA

Les mesures de concentrations en PM10 sont fournies à une cadence horaire par Atmo Auvergne Rhône-Alpes. Quatre des treize stations disponibles dans le département sont utilisées et indiquées par les cercles bleus sur la Figure 3.1. Les mesures de concentration sont effectuées par des TEOM FDMS 1405-F (Tapered Element Oscillating Microbalance) développés par Thermo Fisher Scientific. Ces instruments mesurent en temps réel la masse des particules séchées qui se déposent sur un filtre. Ce filtre est situé à l'extrémité supérieure d'un cône oscillant. Cette extrémité est fixe, permettant à la partie inférieure du cône d'osciller à sa fréquence naturelle. L'accumulation de particules sur le filtre vient perturber cette fréquence et le suivi de ces perturbations permet de calculer la masse grâce à la relation :

$$f = \sqrt{\frac{K}{M}} \quad (3.1)$$

où f représente la fréquence d'oscillation, M la masse des particules et K une constante propre du système oscillant (Delmas et al. [2005]). En maintenant un débit constant grâce à une pompe de prélèvement, la concentration en particules peut être déterminée.

3.1.4 Limitations de la mesure en condition stable

L'étude des observations implique de travailler avec des plages de données manquantes engendrées par le dysfonctionnement des instruments. En conditions stables, les causes de dysfonctionnement deviennent plus nombreuses car les capteurs atteignent leurs limites de bon fonctionnement. En effet, les conditions stables sont généralement associées à des températures très négatives, une humidité relative importante et un vent faible. La combinaison des tem-

pératures négatives et du taux d'humidité élevé favorise le dépôt de givre sur les instruments comme le montre les photos de la Figure 3.8, prises lors de la campagne Passy-2015. Les faibles intensités de vent tendent à aggraver ces situations en limitant la ventilation nécessaire au bon fonctionnement des capteurs. Ces situations ont été rencontrées à de nombreuses reprises durant la campagne de mesures et ont engendré des plages de données manquantes de plusieurs heures pour les mesures in-situ. En outre, les faibles intensités de vent représentent également une limitation pour les radiosondages qui s'élèvent verticalement mais ne s'éloignent pas suffisamment de la sonde de surface pour assurer une bonne réception. Sous ces conditions, les mesures de vent dans les premières dizaines de mètres ne peuvent être effectuées.



Figure 3.8 – Anémomètre sonique et abri de la thermosonde recouverts de givre lors de la campagne Passy-2015. Crédit Photo : Q. Rodier.

La Figure 3.9 rend compte des périodes de disponibilité des mesures utilisées dans le cadre de cette étude. Les lignes en trait plein représentent les journées avec des plages de mesures complètes, les pointillés représentent les journées associées aux plages de mesures partielles. Les zones bleutées mettent en évidence les deux périodes qui seront étudiées en détails dans le Chapitre 5.

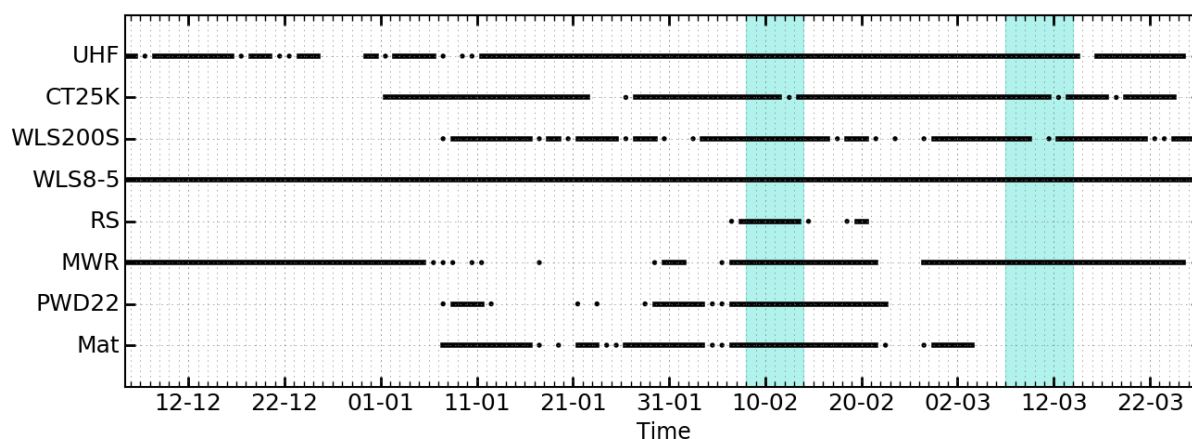


Figure 3.9 – Disponibilité des mesures obtenues par les différents capteurs lors de la campagne de mesures Passy-2015. Les périodes étudiées en détails sont colorées en bleu. La ligne Mat regroupe les mesures de température, humidité, vent et rayonnements SW et LW.

3.2 Outils numériques

3.2.1 Préambule : modélisation de l'atmosphère

Les modèles numériques permettent d'anticiper l'état et le comportement futur d'un système en utilisant ses lois d'évolution. Les lois d'évolution du fluide atmosphérique sont aujourd'hui bien connues et sont utilisées afin de prévoir l'évolution météorologique. Différentes approches numériques ont été développées en faisant appel à des approximations diverses. Les simulations numériques directes (DNS) résolvent la totalité des équations de Navier-Stokes sans paramétrisation des processus turbulents. Elles permettent une représentation réelle des écoulements, aux erreurs de discrétisation numérique près. Cependant, les résolutions et les pas de temps nécessaires à la représentation de l'ensemble des échelles engendrent des coûts de calcul trop importants, rendant cette approche inappropriée pour la prévision du temps. Afin de pallier à ces limitations, une approche alternative a été développée et se base sur des paramétrisations physiques. De manière schématique, les processus qui se produisent à une échelle de l'ordre ou inférieure à la taille de la maille sont paramétrés, les processus d'une échelle supérieure sont résolus explicitement. Cette approche permet la prise en compte des processus de fines échelles qui influencent le comportement des grandes échelles. Des simulations sur une large gamme d'échelles sont alors possibles et permettent différents types d'application :

- les simulations globales avec des résolutions horizontales de l'ordre de la centaine de kilomètres. Ces simulations sont utilisées entre autres pour la prévision saisonnière et les évolutions climatiques passées ou futures ;
- les simulations de méso-échelle avec des résolutions horizontales de l'ordre du kilomètre à la dizaine de kilomètres. Cette classe concerne notamment les modèles de prévision numérique du temps utilisés de manière opérationnelle ;
- les simulations méso-échelle haute-résolution avec des résolutions horizontales de l'ordre de la centaine de mètres ;
- les simulations LES avec des résolutions horizontales de l'ordre du mètre à la dizaine de mètres.

La détermination du type de simulation dépend de l'échelle caractéristique des processus à modéliser, des ressources numériques à disposition et des contraintes opérationnelles. Concernant les LES, il n'existe pas de définition stricte mais plutôt des critères devant être respectés. Cette approche requiert notamment que 70 à 80% des tourbillons les plus énergétiques soient résolus et que les mailles soient proches de l'isotropie ([Cuxart \[2015\]](#)). La Figure 3.10 donne un ordre de grandeur des résolutions à utiliser pour remplir les critères de la LES en zone complexe. En régime convectif, les tourbillons les plus énergétiques sont associés à des échelles de quelques centaines de mètres, une résolution de 50m est donc suffisante. En revanche, ces résolutions ne sont plus satisfaisantes en régime stable, puisque la taille des tourbillons les plus énergétiques diminue à mesure que la stabilité augmente. Des résolutions métriques sont alors nécessaires pour répondre aux critères de la LES ([Beare and Macvean \[2004\]](#)).

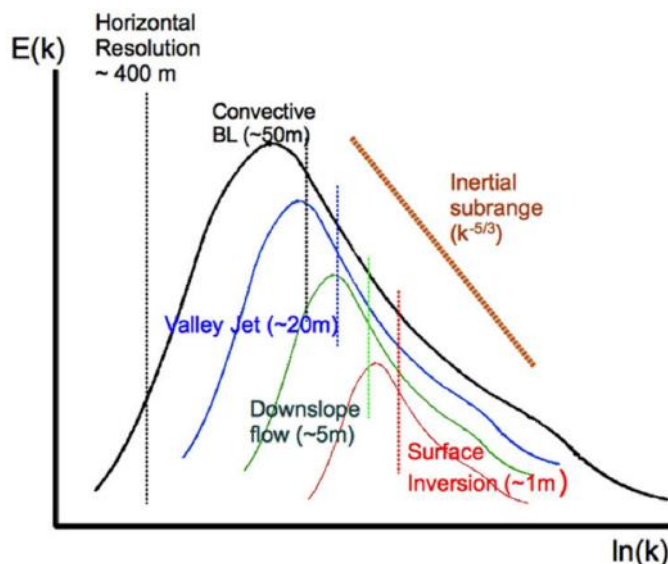


Figure 3.10 – Représentation conceptuelle des résolutions nécessaires pour la simulation LES des phénomènes observés en zone complexe. Source : Cuxart [2015].

Dans le cadre de ce travail, des simulations méso-échelle haute-résolution ont été réalisées avec le modèle Mésos-NH afin d'améliorer la compréhension des écoulements dans le bassin de Passy. Ces simulations seront présentées dans les Chapitres 6 et 7.

3.2.2 Le modèle Mésos-NH

Le modèle atmosphérique de recherche Mésos-NH est développé grâce aux efforts conjoints du Laboratoire d'Aérodynamique (LA) et du Centre National de Recherche Météorologique (CNRM). Il a pour vocation de modéliser la dynamique atmosphérique de l'échelle synoptique à la micro-échelle (Lac et al. [2018]). Nous proposons ici un aperçu global des caractéristiques du modèle sans entrer dans le détail des multiples équations qui le composent. Le lecteur intéressé pourra se référer à la documentation en ligne pour plus de détails (<http://mesonh.aero.obs-mip.fr/>).

Mésos-NH se base sur l'hypothèse non-hydrostatique qui permet la représentation des fluctuations de pression sur la verticale en résolvant explicitement la vitesse verticale. Le modèle repose sur l'approximation anélastique qui consiste à négliger les variations temporelles et horizontales de la masse volumique. Ces variations, induites par les ondes acoustiques, ne présentent pas d'intérêt pour la prévision des phénomènes météorologiques et sont donc filtrées. La pression est traitée de manière diagnostique grâce à une équation elliptique résolue de manière itérative par un solveur de pression. En zone de relief, le solveur ne converge pas toujours vers une solution physique, les pentes trop fortes doivent alors être lissées. Afin d'éviter un lissage trop important de l'orographie, un filtre de Laplace est utilisé localement permettant de corriger seulement les zones associées aux fortes pentes (Larger et al. [2018]). Le modèle est discrétisé sur une grille C de type Arakawa avec les variables scalaires centrées et les variables vectorielles décentrées. Le maillage utilisé est non-cartésien, défini avec la coordonnée verticale qui est fonction du relief et est dilatée de manière non-rectiligne (Gal-Chen and Somerville [1975]).

Les variables pronostiques de Mésos-NH sont les composantes du vent (U , V , W), la température potentielle (THT), les rapports de mélange des différents hydrométéores, l'énergie cinétique turbulente (ECT) et les traceurs scalaires. Chacune de ces grandeurs (X) évolue selon une équation de la forme :

$$\frac{dX}{dt} = D + P \quad (3.2)$$

où D regroupe les processus dynamiques explicitement résolus par le modèle et P les processus physiques, associés à des paramétrisations sous-maille. La dynamique représente la description d'un fluide laminaire, adiabatique, sans interaction avec l'extérieur et sans changement d'état. La physique s'attache à la résolution des processus non résolus explicitement mais qui jouent un rôle significatif sur l'évolution de l'atmosphère (Malardel [2005]). Elle rend compte des effets moyens à l'échelle d'une maille de la turbulence, du rayonnement, de la microphysique, de la convection, et des échanges avec la surface.

Conditions initiales et conditions aux limites

Selon les besoins, Mésos-NH peut être utilisé en configuration réaliste ou idéalisée. L'approche réaliste requiert l'initialisation des champs atmosphériques qui s'effectue généralement grâce aux champs de modèles de plus grande échelle (ECMWF-IFS, ARPEGE, AROME). L'approche idéalisée consiste à utiliser des champs initiaux et/ou des conditions aux limites simplifiées. L'initialisation de l'atmosphère peut s'effectuer avec un profil très idéalisé ou bien plus réaliste, obtenu à partir d'observations. Dans les deux cas, le profil est interpolé verticalement et horizontalement sur l'ensemble du domaine. L'approche idéalisée a été privilégiée pour ce travail comme nous le verrons dans les Chapitres 6 et 7.

Mésos-NH est un modèle à aire limitée, ce qui nécessite de spécifier le type de conditions appliqué aux limites du domaine de simulation. Les conditions latérales peuvent être prescrites afin d'assurer la conservation de la masse (rigide ou cyclique) ou non (ouverte). Pour les zones complexes, l'utilisation de conditions aux limites ouvertes est essentielle afin d'assurer le réalisme de la simulation (les conditions cycliques supposeraient de ne pas avoir de relief aux bords). Par ailleurs, une couche absorbante peut être activée au sommet du domaine afin d'inhiber la réflexion des ondes de gravité (Lafore et al. [1997]).

Schéma d'advection

L'advection de la quantité de mouvement s'effectue via un schéma de transport centré d'ordre 4 (CEN4TH), qui présente l'avantage d'être précis, avec une résolution effective de l'ordre de $5-6 \delta x$ (Ricard et al. [2013]) et peu diffusif (Lac et al. [2018]). Les variables scalaires sont advectées par le schéma PPM (Piecewise Parabolic Method). Le schéma temporel du modèle est de type *Forward-In-Time*. Pour l'advection de la quantité de mouvement, un schéma explicite Runge-Kutta d'ordre 4 (RKC4) est utilisé.

Schéma de Turbulence

À l'exception des simulations DNS, les mouvements turbulents ne peuvent être tous résolus en raison du coût numérique engendré. Seule l'évolution du champ moyen est donc pronostique, les fluctuations autour de cet état moyen sont paramétrées. Dans Mésos-NH, le schéma de turbulence implémenté par Cuxart et al. [2000] est inspiré du schéma 3D de Redelsperger and Sommeria [1981]. Ce schéma utilise une fermeture d'ordre 1.5 avec une équation pronostique pour l'énergie cinétique turbulente (ECT). Le schéma est fermé par la longueur de mélange qui représente la taille caractéristique des tourbillons les plus énergétiques. Les autres moments d'ordre 2 sont diagnostiqués à partir de l'ECT et de la méthode des K-gradients. Pour le travail présenté dans les Chapitres 6 et 7, la longueur de mélange utilisée est celle de Deardorff [1974] considérée comme le minimum entre la taille de la maille et un terme prenant en compte les effets de stabilité grâce à la fréquence de Brunt-Väisälä :

$$L_m = \min \left((\delta x \delta y \delta z)^{1/3}, 0.76 \sqrt{\frac{ECT}{N^2}} \right) \quad (3.3)$$

Le second terme permet de diminuer la longueur de mélange lorsque la stratification s'intensifie. Cette formulation a été privilégiée car elle est mieux adaptée aux conditions stables.

Schéma de rayonnement

Le schéma de rayonnement représente le transfert radiatif d'énergie au sein de l'atmosphère. Ce schéma, provenant du centre européen (ECMWF) repose sur une approche 1D qui tient compte des interactions avec les aérosols et les nuages. Le rayonnement courte longueur d'onde est déterminé à partir des équations de Fouquart and Bonnel [1980]. La prise en compte des effets d'ombrage s'effectue par une modification du rayonnement descendant en fonction de la forme du relief et de l'orientation par rapport à l'angle zénithal. Le rayonnement grande longueur d'onde est modélisé grâce au module RRTM (Rapid Radiative Transfer Model, Mlawer et al. [1997]).

Modèle de surface

La prise en compte des processus liés à la surface s'effectue grâce au couplage avec la plateforme de modélisation SURFEX (SURFace EXternalisée, Masson et al. [2013]). SURFEX rend compte des échanges d'eau et d'énergie entre le sol, la végétation et le premier niveau atmosphérique. La plateforme permet de représenter la dynamique 1D des sols en se basant sur une approche par mosaïque. Les surfaces sont décomposées en quatre couverts et traitées indépendamment par différents modèles : ISBA pour les couverts naturels (Noilhan and Planton [1989], Boone et al. [1999]); TEB pour les couverts urbains (Masson [2000]); WATFLX pour l'eau continentale et SEAFIX pour l'eau océanique. À chaque pas de temps, Mésos-NH communique vers SURFEX les variables du premier niveau atmosphérique nécessaires à la détermination des interactions surface-atmosphère. Chaque modèle de surface calcule les flux de quantité de mouvement, de chaleur latente et sensible ainsi que les variables relatives à l'état de la surface

(température, albédo, émissivité). Après pondération par les fractions de couvert, une valeur moyenne représentative de la maille est déterminée pour chacun de ces paramètres puis renvoyée vers Méso-NH.

3.2.3 Exemples d'utilisation en terrain complexe

Méso-NH a été utilisé avec succès pour des simulations en zone complexe. Une liste non-exhaustive de ces travaux est proposée dans le Tableau 3.2. Ce dernier est composé en trois parties, les simulations méso-échelles pour lesquelles $\delta x > 500m$, les simulations méso-échelles haute-résolution avec $500m > \delta x > 50m$ et enfin les simulations LES avec $\delta x < 25m$. L'ensemble de ces travaux montrent une bonne correspondance entre les simulations et les observations.

	Objectif	δx
Stein [2004]	Régime d'écoulement en situation convective (MAP).	2.5km
Lascaux et al. [2006]	Précipitations orographiques (MAP).	2km
Beffrey et al. [2004]	Interaction foehn et masse d'air stable (MAP).	625m
Cuxart and Jiménez [2012]	Brouillard radiatif dans un bassin.	2km
Largerón [2010]	Système de vents de vallée lors d'épisodes de pollution hivernaux.	333m
Largerón et al. [2018]	Représentation de l'inversion persistante de température observée durant la campagne Passy-2015.	100m
Vionnet et al. [2014] Vionnet et al. [2017]	Étude des processus qui pilotent la redistribution de la neige, et la variabilité spatiale associée.	50m
Blein [2016]	Amélioration de la compréhension et de la représentation des écoulements catabatiques.	10m
Brun et al. [2017]	Cas idéalisé d'un écoulement catabatique sur une pente incurvée. Analyse statistique de la turbulence.	25m

Tableau 3.2 – Liste non exhaustive des études numériques qui ont utilisé le modèle Méso-NH pour des simulations méso-échelles, méso-échelles haute-résolution et LES.

3.3 Conclusion

La dynamique atmosphérique en zone de montagne est un domaine d'étude complexe du point de vue expérimental et numérique. Concernant le domaine expérimental, le challenge réside dans les couvertures spatiales restreintes et dans la représentativité limitée d'un point de mesure en raison des micro-climats locaux (Banta et al. [2013]; Steyn et al. [2013]). L'approche numérique permet de remédier à ces limitations en fournissant des informations avec une couverture spatiale complète. Toutefois, la qualité des champs numériques est largement influencée par les résolutions du modèle, les paramétrisations utilisées et la qualité des champs utilisés pour l'initialisation. La synergie observations-modèle numérique apparaît donc nécessaire pour assurer une compréhension la plus juste possible des écoulements.

Chapitre 4

Potentiel de l'utilisation du lidar vent scannant

« Seulement parce que je me trompe, je rencontre ce qui ne se cherche pas »

Orides Fontela

Sommaire

4.1	Le principe de mesure	64
4.2	Traitement et validation des données de V_{los}	66
4.3	Traitement du CNR	67
4.3.1	Détermination de la fonction instrumentale	68
4.3.2	Limitations	69
4.4	Informations dérivées du CNR	70
4.4.1	Structure verticale	70
4.4.2	Évolution temporelle du CNR et concentrations en PM10	72
4.4.3	Variations spatiales du CNR : un traceur de la dynamique	74
4.5	Conclusions	75

Ce chapitre est consacré au lidar vent scannant, le WLS200S, qui fut central au cours de ce travail. Cet instrument permet la détermination de la vitesse du vent dans l'axe de visée (vitesse radiale) par l'analyse du décalage en fréquence induit par les diffuseurs atmosphériques en mouvement (effet Doppler). Si le WLS200S est optimisé pour la mesure du vent, le principe même de cette mesure repose sur les aérosols présents dans l'atmosphère. Ce lidar peut donc fournir de l'information qui va au-delà des champs de vitesse radiale. Afin d'évaluer ce potentiel, le fonctionnement du WLS200S est présenté avec une description du principe de mesure, de la chaîne de traitement et des différents paramètres fournis. Le traitement et la validation des mesures de vitesse radiale sont ensuite proposés avant d'introduire le traitement appliqué au *Carrier-to-Noise Ratio* (CNR). Ce paramètre est alors utilisé pour étudier la distribution horizontale et verticale des aérosols.

4.1 Le principe de mesure

Les LiDAR (Light Detection And Ranging) appartiennent à la famille des instruments de télédétection dits actifs, c'est-à-dire qu'ils émettent de l'énergie dans l'atmosphère et étudient la part rétrodiffusée par les composants qui s'y trouvent. Ces instruments sont largement utilisés dans la communauté scientifique pour les études météorologiques (Banta et al. [1997]; Rucker et al. [2008]; Retallack et al. [2010]), l'énergie éolienne (Rhodes and Lundquist [2013]; Iungo et al. [2013]; Simley et al. [2016]) ou encore pour les applications opérationnelles telles que la sécurité des zones aériennes avec le suivi des zones de cisaillement (Chan and Shao [2007]; Boilley [2011]). Au-delà de ces applications atmosphériques, les lidars sont également utilisés pour la détection de cibles fixes telles que les surfaces continentales (Laplaige [2012]). Pour répondre à ces enjeux divers, la technologie s'est développée et a largement évolué depuis son apparition au milieu des années 1960 (Fujii and Fukuchi [2005]). Plusieurs familles de lidar sont aujourd'hui disponibles et diffèrent par le type d'émission (continue ou pulsée) ou encore la méthode de détection (directe ou hétérodyne). Le WLS200S fait partie de la catégorie des lidars à émission pulsée et à détection hétérodyne qui fournissent une information résolue en distance sur la puissance et la fréquence du signal détecté. Il opère dans le proche-infrarouge à une longueur d'onde de $1.54\mu\text{m}$.

La technique lidar étant détaillée dans plusieurs ouvrages de référence (Fujii and Fukuchi [2005]; Schumann [2012]), seules les grandes lignes du fonctionnement sont présentées de manière à bien appréhender la signification des différents paramètres fournis par l'instrument. De manière générale, la mesure du vent par effet Doppler se décompose en trois étapes :

- l'émission dans l'atmosphère d'une onde lumineuse ;
- l'acquisition de l'énergie rétrodiffusée ;
- le traitement et l'analyse du signal.

Pour satisfaire ces étapes, le lidar est composé d'un système optique comprenant un laser et un récepteur, d'un détecteur et d'un système électronique pour l'acquisition et le traitement du signal.

Une impulsion lumineuse de durée τ , de longueur d'onde λ et d'énergie E , est émise par le laser dans une direction de visée. Cette onde interagit avec les composants présents dans l'atmosphère à savoir les molécules et les particules. Ces interactions se manifestent sous trois formes : pour chaque couche atmosphérique traversée, l'onde est en partie absorbée, en partie transmise et en partie diffusée (Hinds [2012]). Grâce à ce dernier processus, une partie de l'onde incidente revient vers l'instrument et permet la mesure du vent par effet Doppler. La diffusion s'effectue de manière différente selon le rapport entre la longueur d'onde du faisceau lumineux et la taille des diffuseurs atmosphériques (r). À l'échelle moléculaire ($\lambda \gg r$), la diffusion de Rayleigh est à l'œuvre tandis qu'à l'échelle particulaire ($\lambda \leq r$), c'est la diffusion de Mie qui domine. Les lidars

Doppler opérant en surface favorisent généralement la diffusion de Mie qui permet une détermination plus précise de la vitesse ([Schumann \[2012\]](#)). Suite à l'émission de l'impulsion lumineuse, le système optique bascule en mode récepteur afin de mesurer la fraction du signal rétrodiffusée par les diffuseurs atmosphériques, c'est-à-dire renvoyée en direction de l'instrument. Le signal reçu est discrétisé temporellement et associé à des portes en utilisant l'équivalence entre le temps de trajet aller-retour (t) et la distance (z) : $t = \frac{2z}{c}$ (avec c la vitesse de la lumière). La mesure en une porte donnée est représentative d'un état moyen de l'atmosphère sur la distance correspondante.

La détermination de la vitesse du vent s'effectue par la mesure du décalage en fréquence Δf entre l'onde émise et l'onde rétrodiffusée. Ce décalage est induit par le mouvement relatif des diffuseurs atmosphériques dans la direction de propagation de l'onde incidente. Lorsqu'une particule s'approche du lidar, elle *comprime* la période, augmentant ainsi la fréquence. Inversement, une particule qui s'éloigne du lidar *dilate* la période et diminue la fréquence. En faisant l'hypothèse que le mouvement des particules est piloté par le vent, le décalage en fréquence ainsi mesuré permet de déterminer la vitesse radiale du vent (V_{los}) grâce à la relation :

$$\Delta f = -\frac{2V_{los}}{\lambda} \quad (4.1)$$

Il est important de garder à l'esprit que seule la composante tangente à l'axe de visée de l'instrument est mesurable par cette approche. La détermination du vent en trois dimensions nécessite une étape supplémentaire de reconstitution des trois composantes suite à la mesure de V_{los} selon différents axes de visée.

La difficulté de la mesure réside dans les faibles ordres de grandeur mis en jeu. À titre d'exemple, pour un lidar opérant à $1.5\mu\text{m}$, une vitesse radiale de 1m.s^{-1} équivaut à un $\Delta f = -1.33\text{MHz}$. En comparaison, la fréquence de l'onde émise est de 194THz ($\frac{c}{\lambda}$). Le lidar met en oeuvre une détection hétérodyne. Cette méthode consiste à mélanger le signal reçu avec un signal extrêmement stable émis par un oscillateur local. Cette opération fait apparaître un terme d'interférence qui favorise la détection de Δf . Une fois converti dans le domaine fréquentiel, l'application d'un filtrage sur le signal permet l'identification du pic associé à Δf . En revanche, le spectre associé à une impulsion lumineuse est entaché d'un niveau de bruit élevé en raison du phénomène de chatoiement. Pour pallier à cette limitation, une série de N pulses est envoyée dans l'atmosphère et les N spectres correspondants sont moyennés de manière à augmenter l'énergie associée à Δf et donc la précision de la mesure ([Fujii and Fukuchi \[2005\]](#) ; [Banta et al. \[2013\]](#)).

Un exemple de spectre est représenté sur la Figure 4.1 afin de mieux appréhender la signification des différents paramètres fournis par le lidar à savoir : la vitesse radiale (V_{los}) et le *Carrier to Noise Ratio* (CNR). Le CNR est une grandeur sans dimension qui représente le rapport entre la puissance associée au pic Doppler et la puissance du bruit. Sur le spectre, le CNR correspond au ratio entre l'aire associée au pic et l'aire associée au bruit. Cette quantité rend compte de la qualité de la mesure et peut donc être utilisée pour effectuer un contrôle de qualité des données.

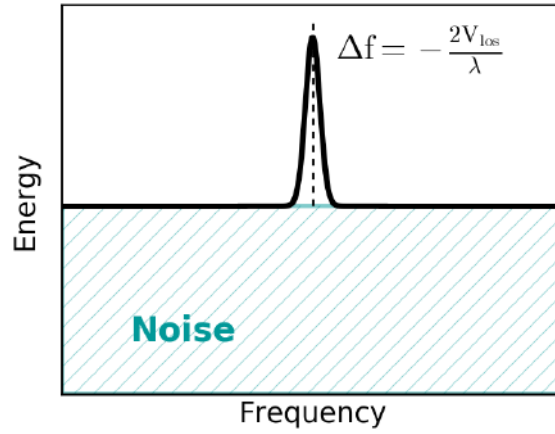


Figure 4.1 – Représentation schématique de la signification des paramètres V_{los} et CNR déterminés à partir d'un spectre moyen.

En résumé, la mesure du vent par lidar Doppler repose sur l'advection par le vent de diffuseurs atmosphériques qui induit un décalage en fréquence de l'onde lumineuse incidente. Ce décalage en fréquence est déterminé par une détection hétérodyne des signaux rétrodiffusés suivi d'une analyse spectrale qui fournit un spectre d'énergie. La moyenne des spectres correspondant aux différentes impulsions émises durant le temps d'accumulation permet la détermination de V_{los} et du CNR. Cette opération est appliquée sur chaque segment de signal, correspondant aux différentes portes.

4.2 Traitement et validation des données de V_{los}

Les mesures de V_{los} doivent être filtrées afin de s'affranchir des cas où (i) la quantité d'aérosols dans l'atmosphère est trop faible pour assurer une mesure correcte ou (ii) le faisceau lumineux entre en contact avec une cible fixe.

Méthode de filtrage des données

Le filtrage de la base données de V_{los} est effectué par la méthode usuelle qui consiste à rejeter les valeurs pour lesquelles le CNR est en-dehors d'une gamme donnée (Cariou et al. [2011]; Aitken et al. [2012]). Les valeurs seuils choisies sont -29dB pour la limite inférieure et -10dB pour la limite supérieure. La Figure 4.2 représente les distributions des mesures de CNR et de V_{los} , obtenues à partir de l'ensemble des coupes horizontales à élévation 0° disponible sur la campagne (de janvier à mars 2015). Les panels 4.2-a et 4.2-b représentent les distributions avant filtrage. Pour le CNR, deux modes principaux sont observés, le premier centré autour de -33dB associé aux valeurs aberrantes et le second autour de -15dB associés au signal physique. La queue de distribution observée entre -10 et 10dB représente les cas pour lesquels le faisceau lumineux interagit avec une cible dure. Les valeurs seuil de CNR choisies pour le filtrage représentent les transitions entre ces différents modes. Pour V_{los} , une distribution centrée sur zéro est observée, avec de lourdes queues irréalistes avant filtrage (panel 4.2-b). L'application du filtre permet d'exclure les données de V_{los} appartenant à ces queues de distribution et associées à du signal non-physique.

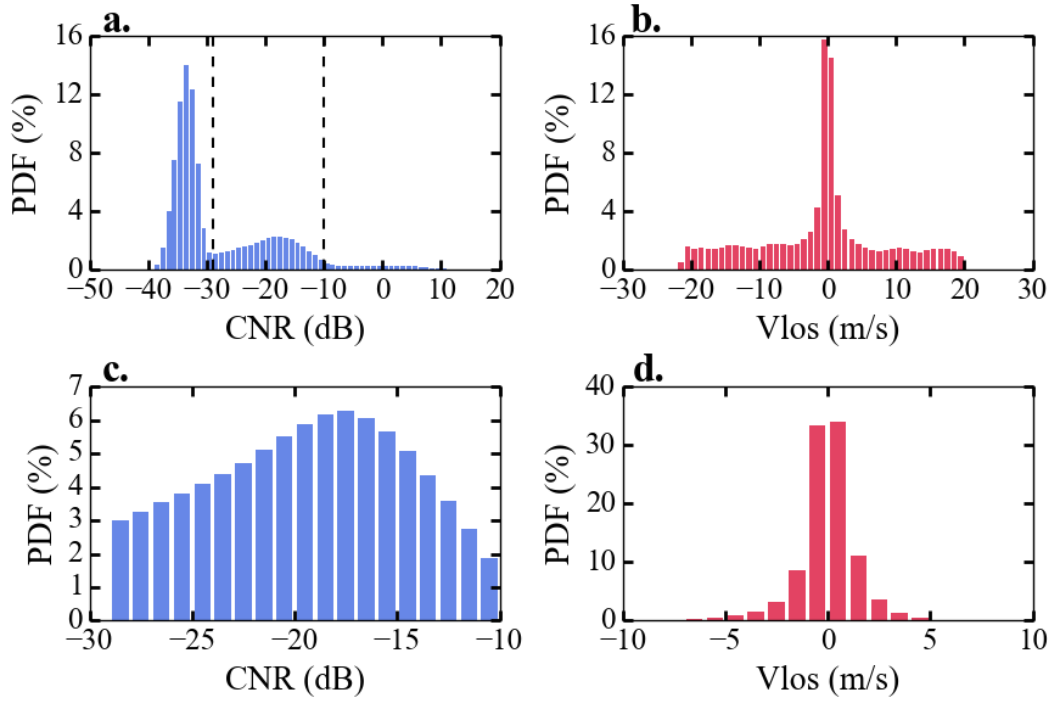


Figure 4.2 – Distributions du CNR (en bleu) et de V_{los} (en rouge) avant (a-b) et après filtrage (c-d). Les lignes verticales noires du panel (a) représentent les seuils de CNR utilisés.

Inter-comparaison des mesures de vitesse

Les mesures de V_{los} du WLS200S ont été comparées aux mesures de vent acquises par le lidar profileur WLS8-5 situé au Site 1. Cette comparaison est disponible dans la section 3.3 de l'article restitué dans la partie 5.3.2 du présent manuscrit. Cette comparaison a montré des résultats probants avec une équation de régression égale à $y = 0.93x + 0.01$ et un coefficient de corrélation de 0.95. Ces résultats sont satisfaisants compte tenu des faibles intensités de vent en jeu (souvent inférieures à 2m.s^{-1}) et de la géométrie de mesure différente entre les deux instruments. En effet, la mesure est intégrée horizontalement sur 100m pour le WLS200S alors qu'elle est intégrée verticalement sur 20m pour le WLS8-5. Ces différences de volumes peuvent induire des écarts non négligeables en particulier en conditions stables.

4.3 Traitement du CNR

Le CNR porte une information représentative de l'état de l'atmosphère moyen à l'échelle de la porte et du temps d'accumulation. Après adaptation des formulations de [Fujii and Fukuchi \[2005\]](#) ; [Chouza et al. \[2015\]](#) et [Maksimovich et al. \[2015\]](#) le CNR peut s'exprimer comme suit :

$$CNR(R) = 10\log_{10} \left(\frac{1}{R^2} I(R) \beta(R) T^2(R) \right) \quad (4.2)$$

avec R la distance au lidar dans la direction de la ligne de visée, $\beta(R)$ le coefficient de rétrodiffusion des aérosols, $T^2(R)$ la transmission atmosphérique qui vaut $T^2(R) = \exp(\int_0^R \alpha(x) dx)$ avec α le coefficient d'extinction des aérosols. Enfin, $I(R)$ regroupe les dépendances instrumentales et notamment le rendement hétérodyne qui rend compte de la qualité de superposition de l'onde

rétrodiffusée par l'atmosphère et de l'onde émise par l'oscillateur local. Ce rendement est dépendant des réglages du faisceau laser (distance du *waist*, réglage focale) et affecte principalement le signal sur les premières portes.

L'expression 4.2 fait apparaître nettement le lien entre le CNR et le contenu en aérosol de l'atmosphère et souligne qu'en l'absence d'aérosol la mesure ne peut s'effectuer. Si le WLS200S n'est pas conçu et optimisé pour la mesure des aérosols, le principe même de sa mesure est basé sur leur présence. Afin d'optimiser l'utilisation de cet instrument, le potentiel du CNR à restituer de l'information sur la distribution des aérosols a été étudié. En s'appuyant sur l'équation 4.2, les paramètres en lien avec le contenu en aérosols de l'atmosphère peuvent s'exprimer selon :

$$\log_{10}(\beta(R)T^2(R)) = \log_{10}\left(\frac{10^{0.1CNR(R)}R^2}{I(R)}\right) \quad (4.3)$$

Une échelle logarithmique est appliquée car elle est plus adaptée à la gamme de variations du paramètre. Par la suite, la quantité $\log_{10}(\beta(R)T^2(R))$ sera simplement exprimée comme βT_{WLS}^2 .

4.3.1 Détermination de la fonction instrumentale

La détermination de la fonction instrumentale $I(R)$ s'effectue en analysant des tirs horizontaux dans des situations où la zone de l'atmosphère traversée peut être considérée comme bien mélangée. En supposant un facteur de transmission proche de 1, l'évolution du signal avec la distance n'est *a priori* pas influencée par la distribution des aérosols et devient principalement dépendante des effets instrumentaux. La détermination de la fonction instrumentale s'effectue donc en sélectionnant les périodes qui vérifient les deux critères suivants :

- une différence de concentration horaire en PM10 entre les stations de Passy et Sallanches inférieure à $20\mu\text{g.m}^{-3}$;
- des conditions de ciel clair.

Ces critères ont permis d'identifier 18 journées entre janvier et mars 2015, pour lesquelles les deux conditions étaient généralement vérifiées en début d'après-midi (i.e. durant la phase convective). Pour chacune des journées, un βT_{WLS}^2 moyen est calculé en utilisant les tirs horizontaux dans la gamme d'azimut $275\text{--}300^\circ$, c'est-à-dire les tirs effectués vers le secteur Ouest du bassin qui est le plus dégagé. Les séries de βT_{WLS}^2 moyennes sont ensuite normalisées et sont représentées sur la Figure 4.3 avec une couleur différente pour chaque journée.

La fonction moyenne résultante est représentée par la série de losanges noirs. Cette courbe révèle une dépendance intrumentale dans les premiers 1400m avant d'atteindre un pallier. La fonction instrumentale correspondante est déterminée en ajustant la formulation de Chouza et al. [2015] (équation 12 de leur papier) et vaut :

$$I(R) = \left[1 + \left(\frac{175}{R}\right)^2\right]^{-1} \quad (4.4)$$

Cette correction est appliquée à l'ensemble des champs de CNR qui sont présentés par la suite de manière à s'affranchir de cette dépendance instrumentale. La superposition des différentes courbes permet également de s'assurer de la stabilité temporelle de la fonction instrumentale au cours de la campagne.

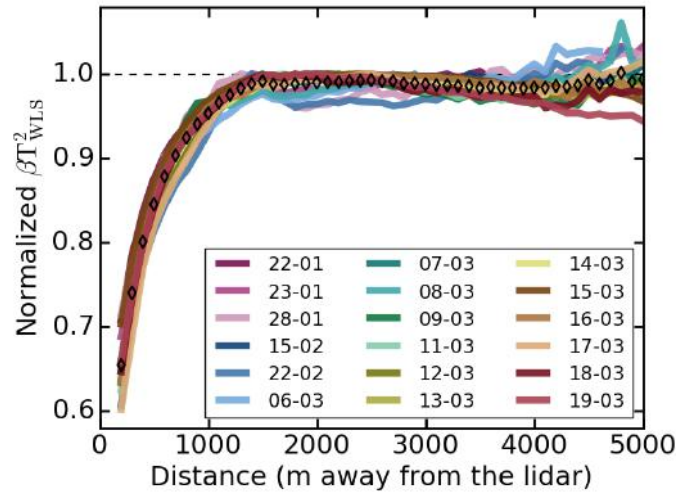


Figure 4.3 – βT_{WLS}^2 normalisées déterminées à partir de tirs horizontaux pour les journées vérifiant les conditions de ciel clair et de faible différence de concentration en PM10 entre Passy et Sallanches. La série de losanges représente la fonction moyenne.

4.3.2 Limitations

Le CNR est influencé par trois facteurs principaux : la rétrodiffusion des aérosols, l'humidité relative et la turbulence (Aitken et al. [2012]). Afin de pouvoir utiliser le CNR comme proxy des aérosols, la contribution des deux autres facteurs doit être évaluée. La turbulence dégrade le CNR en perturbant les fronts d'onde ce qui détériore ensuite la qualité de superposition des champs et donc la qualité de la mesure. Pour notre cas d'étude, l'environnement étant en général stratifié, la perturbation du CNR par la turbulence est supposée faible. En revanche, l'impact de l'humidité ne peut être négligé puisque cette dernière conditionne les propriétés optiques des aérosols. L'augmentation de l'humidité relative entraîne de la condensation sur les aérosols et donc une augmentation de leur section efficace, on parle de croissance hygroscopique (Hinds [2012]; Seinfeld and Pandis [2012]). La formation de brouillard nocturne, couramment observée en conditions stables, représente alors une source de perturbation majeure pour l'instrument en raison de la formation de gouttelettes qui génèrent une extinction accélérée, voire totale, de l'onde lumineuse émise par le lidar (Elias et al. [2009]).

Les propriétés hygroscopiques des aérosols sont fonction de leurs caractéristiques physicochimiques (Liu et al. [2011]). Tao et al. [2016] discutent de l'évolution du coefficient d'extinction en fonction de l'humidité relative pour différentes familles d'aérosols et montrent qu'en dessous de 80%, la sensibilité à l'humidité relative apparaît assez faible. Ces résultats sont en accord avec les travaux de Wulfmeyer and Feingold [2000] et Aitken et al. [2012]. En revanche, une fois le seuil de 80% passé, le coefficient d'extinction peut évoluer très rapidement avec l'humidité en particulier pour les aérosols urbains. Des conclusions similaires sont rapportées par Elias et al.

[2009] pour la section efficace de rétrodiffusion des aérosols.

4.4 Informations dérivées du CNR

L'information exploitable à partir des mesures de CNR revêt différentes formes :

- la portée verticale de l'instrument ;
- l'évolution temporelle de βT_{WLS}^2 en un point donné ;
- l'analyse des variations spatiales de βT_{WLS}^2 .

4.4.1 Structure verticale

La portée verticale du WLS200S se définit comme l'altitude maximale qui vérifie la condition sur les valeurs seuils de CNR définies dans la partie 4.2. Ce paramètre peut sous certaines conditions donner une estimation de la base des nuages ou de la hauteur de la couche d'aérosols. Pour justifier ce propos, un diagramme (z,t) de βT_{WLS}^2 est représenté sur la Figure 4.4-a. Les profils sont extraits de la coupe verticale à azimuth 295°, c'est-à-dire en direction du Site 1 (cf. Figure 3.5), à 2000m du lidar. Ce diagramme est mis en regard avec un diagramme (z,t) de rétrodiffusion obtenu à partir du ceilomètre CT25K (Figure 4.4-b), opérant à 905nm avec une méthode de détection directe. Cet instrument initialement conçu pour la détection de nuages est aujourd'hui de plus en plus utilisé pour l'analyse de la distribution verticale des aérosols dans la couche limite atmosphérique (Emeis et al. [2004, 2009]). En outre, les travaux de Münkelt et al. [2007] et Aitken et al. [2012] soulignent la capacité de cet instrument à restituer les concentrations en PM sous des conditions d'humidité inférieures à un seuil de 60%.

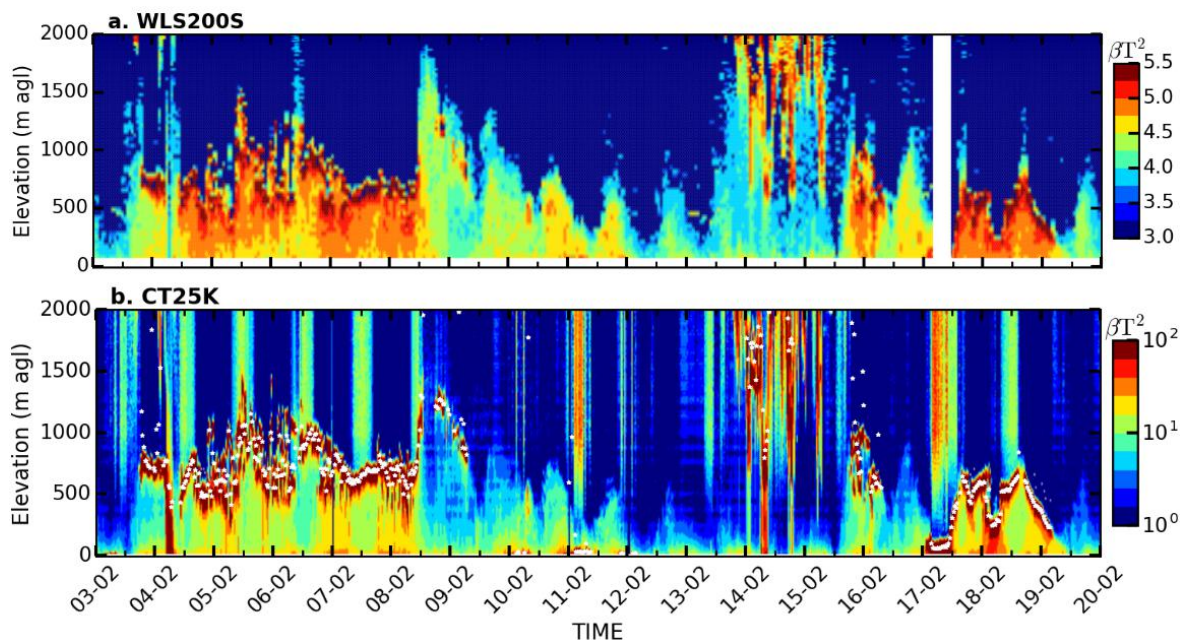


Figure 4.4 – Diagrammes (z,t) de rétrodiffusion obtenus à partir (a) d'un profil du lidar WLS200 extrait de la coupe verticale à azimuth 295° et (b) du ceilomètre CT25K situé au Site 1.

Bien que l'information verticale issue du lidar WLS200S soit moins fine que celle du ceilomètre CT25K, des correspondances sont notables. En particulier, les épisodes nuageux mis en évidence par les étoiles blanches sur la Figure 4.4-b, sont bien identifiés par le lidar WLS200S (du 4 au 8 février). Ce résultat est intéressant au vu des différences de volumes de mesure des deux instruments. Tandis que le CT25K effectue une intégration verticale sur une porte de 15m, la coupe verticale du WLS200S est construite à partir d'une succession de tirs à azimuth fixe avec une augmentation graduelle de l'angle d'élévation. Les profils présentés sur la Figure 4.4-a sont extraits à 2000m du lidar, une altitude AGL de 1000m représente ainsi un angle d'élévation de 30°. Le volume d'intégration est donc plus proche de l'horizontale que de la verticale. En l'absence de mesure du ceilomètre, le WLS200S peut donc être utilisé comme substitut pour la détection de nuages et la hauteur de leur base. L'utilisation d'un seuil critique sur la valeur du gradient vertical de CNR permet de caractériser de manière automatique l'altitude du couvert nuageux (Royer et al. [2016]).

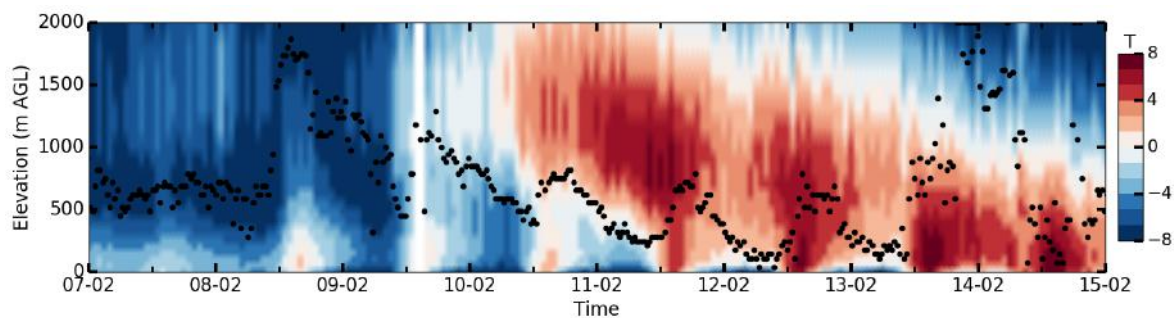


Figure 4.5 – Diagramme (z,t) de la température mesurée par le radiomètre micro-onde situé au Site 1. Les points noirs représentent la portée verticale du WLS200S, issue des profils verticaux présentés sur la Figure 4.4.

La seconde information importante concerne le cycle diurne de la portée du WLS200S observé du 9 au 13 février. Ce cycle se caractérise par un minimum de portée autour de 0800 UTC suivi d'une augmentation de la portée avec un maximum atteint entre 1600 et 1800 UTC. Les portées maximales atteintes en journée diminuent au cours de la période et passent de 1400m AGL le 9 février à seulement 650m AGL le 12 février (Figure 4.4-a). La compréhension de cette évolution requiert la prise en compte du profil thermique, représenté sur la Figure 4.5. La portée verticale du lidar est superposée en noir sur ce diagramme (z,t) de température qui est issu du radiomètre micro-onde. Cette superposition met en évidence l'influence de l'inversion thermique d'altitude qui limite l'extension verticale de la couche d'aérosol. L'affaissement de cette inversion au cours de l'épisode va de pair avec une diminution de la portée maximale atteinte en journée. L'absence de signal dans la masse d'air associée à l'inversion thermique résulte de caractéristiques différentes : une humidité relative inférieure à 30% (non montré) et un contenu en aérosol probablement plus faible. L'augmentation de la portée observée le 13 février coïncide avec l'affaissement final de l'inversion d'altitude et la destruction du forçage associé. Un cycle diurne similaire de la portée a également été identifié sur les autres périodes d'inversion thermique d'altitude documentées durant la campagne (non montré).

Les minima de portée atteints la nuit résultent des effets couplés de l'inversion thermique de surface qui piège les aérosols en basses couches et de la formation de brouillard nocturne qui génère une forte extinction de l'onde lumineuse (cf. partie 4.3.2).

La portée verticale du lidar représente donc une source d'information sur la structure de l'atmosphère. Par ailleurs, l'évolution temporelle de la portée horizontale peut également être utilisée comme indicateur de la présence du brouillard (cf. Figure 8 de Paci et al. [2016]). La combinaison des mesures d'un diffusiomètre (PWD22) déployé en fond de vallée, et les observations du WLS200S situé 40m au-dessus, renseigne par exemple sur l'extension verticale de la nappe de brouillard.

4.4.2 Évolution temporelle du CNR et concentrations en PM10

L'évolution temporelle de CNR en un point donné rend compte de l'évolution des caractéristiques des masses d'air. Les travaux de Aitken et al. [2012] et Chen et al. [2017] rapportent une bonne correspondance entre les niveaux de PM et le CNR en situation de ciel clair. Ces travaux comparent le CNR extrait d'un lidar profileur avec les concentrations de PM enregistrées à la même altitude par un capteur installé sur un mât. La Figure 4.6-a, extraite de Chen et al. [2017], illustre cette comparaison et souligne une bonne correspondance ($R^2 = 0.97$) entre les concentrations de PM1 mesurées à 260m AGL et le CNR mesuré sur une porte de 20m centrée autour de 240m AGL.

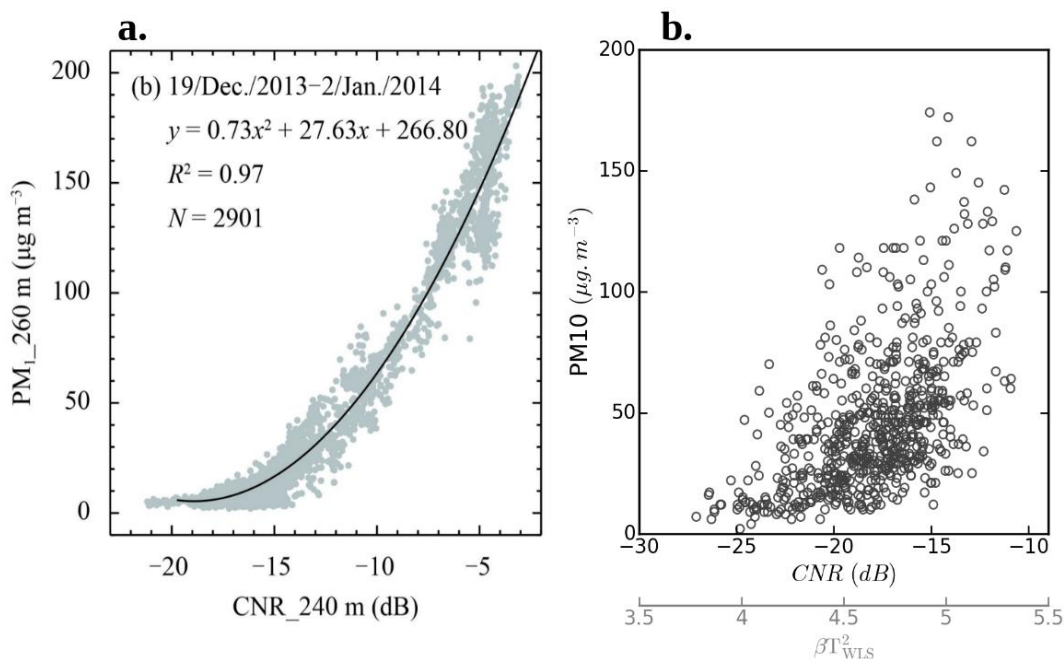


Figure 4.6 – Concentrations en PM en fonction (a) du CNR (source : Chen et al. [2017]) et (b) du CNR mesuré par le WLS200S durant la campagne Passy-2015 et du βT_{WLS}^2 correspondant.

Afin d'évaluer si une telle relation existe, un tracé similaire est effectué en utilisant les données de la campagne Passy-2015 sur la période allant de janvier à mars 2015 (Figure 4.6-b). Les situations de ciel nuageux sont rejetées. Les concentrations de PM10 utilisées sont celles fournies

à une cadence horaire par la station Atmo Auvergne Rhône-Alpes (AuRA) de Passy, située au Site 3 dans le secteur Est du bassin (cf. Figure 3.1). Ces mesures sont mises en regard avec les valeurs de CNR moyennées horairement et extraites au niveau de la porte la plus proche de la station AuRA. Cette porte de résolution 100m est extraite d'un tir horizontal et se situe à 1600m du WLS200S dans la ligne de visée. En outre, un différentiel vertical de 15m sépare la porte du WLS200S et la station AuRA. La sensibilité au choix de cette porte a été vérifiée et s'est montrée peu influente assurant ainsi la robustesse de la comparaison. Afin d'assurer l'homogénéité entre les figures de cette partie, la Figure 4.6-b est associée à un axe des abscisses dédoublé avec l'évolution du CNR et du βT_{WLS}^2 correspondant.

La comparaison des deux diagrammes de la Figure 4.6 souligne une tendance similaire avec toutefois une dispersion plus importante pour les données de Passy-2015. Cette dispersion peut se justifier par une configuration instrumentale moins favorable et une influence de l'humidité. Le premier point rend compte des différences dans les volumes d'air échantillonnés (mesure intégrée sur 100m pour le WLS200S *versus* mesure locale pour les PM10 et $\delta z=15m$ entre les deux mesures) mais également de l'éloignement entre les instruments. Cet éloignement peut biaiser les valeurs de CNR en fonction des masses d'air traversées le long du trajet optique. La présence de nappes de brouillard nocturnes éparées observées durant la campagne, peut alors représenter un facteur limitant en générant une augmentation de la rétro-diffusion non représentative d'une augmentation de la concentration en PM10. Concernant l'humidité, les données disponibles sur le mât (Site 1) sur la période janvier-février 2015 montrent que l'humidité relative excède les 80% dans 60% des situations. La récurrence de ce taux critique (d'après Elias et al. [2009]; Tao et al. [2016]) explique certainement une part de la variabilité observée.

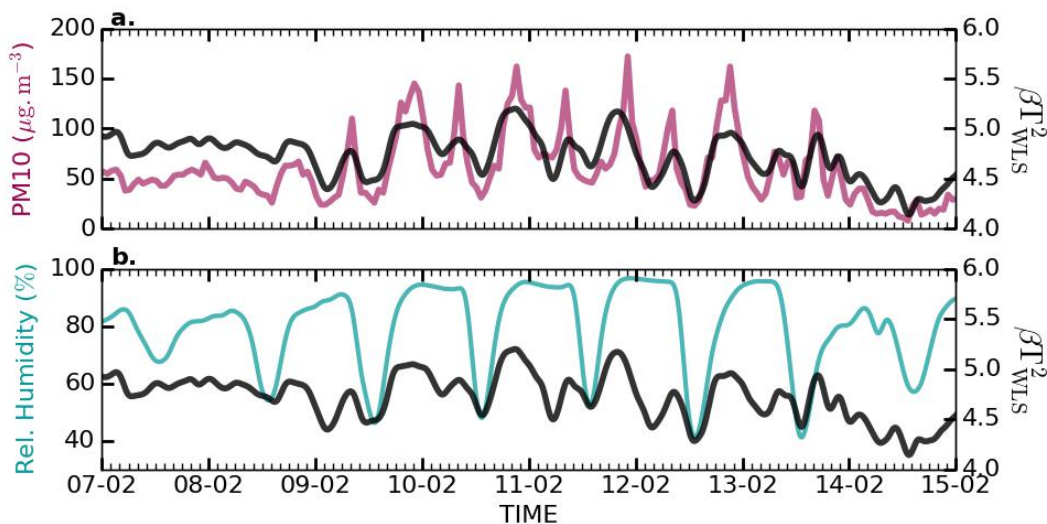


Figure 4.7 – Évolution sur la POI1 des données horaires de βT_{WLS}^2 ainsi que des séries (a) de concentrations en PM10 mesurées à la station de Passy située au Site 3 et (b) d'humidité relative mesurée à 5m au niveau du Site 1 (cf. Figure 3.1 pour l'emplacement des Sites).

La Figure 4.7 permet d'illustrer ce propos avec les séries horaires sur la POI1 du βT_{WLS}^2 , des concentrations en PM10 et de l'humidité enregistrée au Site 1. Le panel 4.7-a souligne la capacité du βT_{WLS}^2 à reproduire le cycle diurne à deux pics caractéristiques de la dynamique des PM10.

Le cycle de βT_{WLS}^2 se distingue par un pic majeur entre 1500 et 0500 UTC et un pic secondaire entre 0600 et 1100 UTC. Le premier pic apparaît déphasé d'environ une heure par rapport au pic de concentration de PM10 nocturne. L'humidité semble participer à ce déphasage comme le montre le panel 4.7-b puisque l'augmentation de βT_{WLS}^2 observée à 1500 UTC coïncide avec l'augmentation de l'humidité relative.

Les mesures disponibles ne permettent pas d'aller plus loin dans la caractérisation de l'influence respective de l'humidité et des changements de concentrations. Un dispositif instrumental dédié pourrait permettre une meilleure caractérisation des capacités de l'instrument en identifiant de manière plus précise les valeurs seuils d'humidité au-delà desquelles le signal est significativement influencé par la croissance hygroscopique des aérosols.

4.4.3 Variations spatiales du CNR : un traceur de la dynamique

Si le lien entre CNR et concentrations en PM10 paraît difficile à établir, le constat plus général selon lequel les variations de CNR résultent de variations des propriétés des masses d'air reste vrai. Cette propriété peut être utilisée afin d'identifier des écoulements non détectables par l'analyse des champs de vitesse radiale.

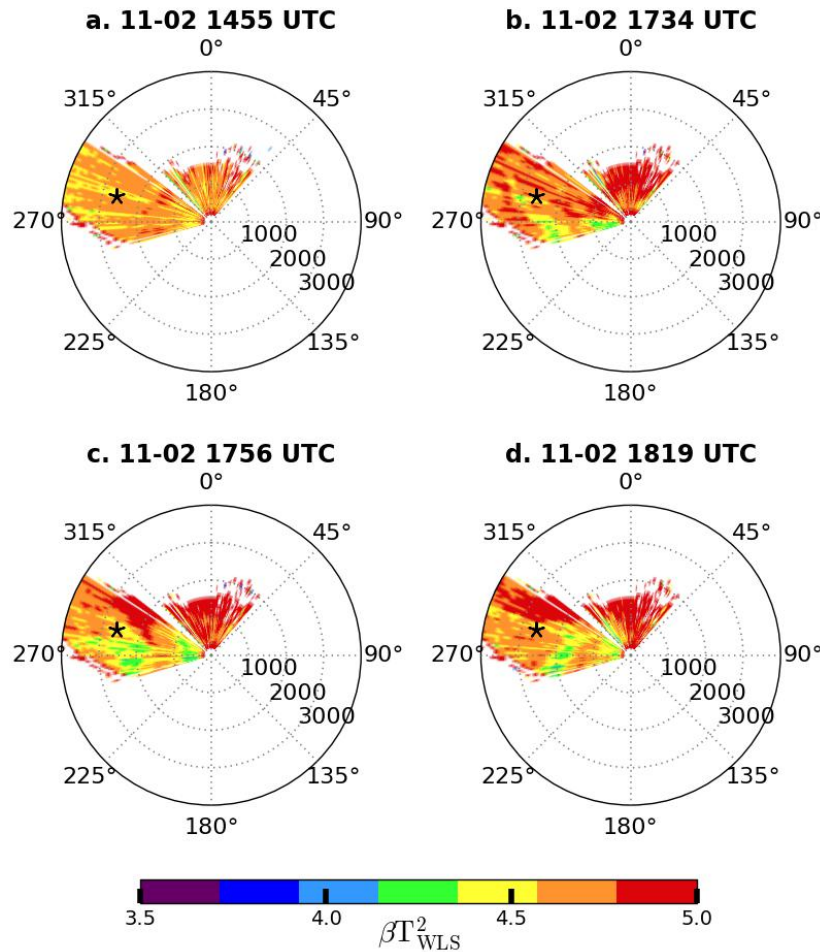


Figure 4.8 – Coupes horizontales à élévation 0° de βT_{WLS}^2 instantanées obtenues le 11 février. Les coupes sont centrées sur la position du WLS200S (Site 2). L'étoile noire matérialise l'emplacement du Site 1.

La Figure 4.8 représente une série de coupes horizontales instantanées de βT_{WLS}^2 obtenues le 11 février. La comparaison des phases convectives mélangées (panel 4.8-a) et nocturnes stables (panels 4.8-b à -d) met en exergue les différences dans l’homogénéité des masses d’air présentes dans le bassin. À 1455 UTC, la carte apparaît relativement homogène tandis qu’à partir de 1734 UTC, de fortes variations de βT_{WLS}^2 sont observées. En particulier une dissymétrie nocturne est observée entre les secteurs Ouest et Est du bassin, le secteur Est étant systématiquement associé à des intensités de βT_{WLS}^2 plus élevées. Cette dissymétrie peut s’expliquer par une masse d’air plus polluée à l’Est, ce qui serait cohérent avec les mesures de PM10 de Passy et/ou par une masse d’air plus humide. En l’absence de mesure spatialisée d’humidité, nous ne pouvons conclure quant au facteur prépondérant.

Des structures jaunes (associées à de faibles βT_{WLS}^2) sont observées pendant quelques heures dans le secteur Ouest du bassin entre 2000 et 3000m. Ces structures témoignent de l’arrivée d’une masse d’air avec un contenu en aérosol et/ou un taux d’humidité plus faible que les masses d’air présentes dans le bassin. Les changements de direction observés suggèrent un écoulement dont la trajectoire évolue en formant des méandres, ce type de comportement ayant déjà été reporté dans la littérature sous des conditions stables (Etling [1990]). En raison de sa localisation, cette intrusion est interprétée comme un écoulement en provenance de la vallée tributaire de Megève, encadrée dans le versant Sud du bassin de Passy (cf. Figure 2.2).

Bien que qualitative, cette méthode donne accès à des écoulements perpendiculaires à l’axe de visée du WLS200S qui sont donc non-déTECTABLES par l’analyse des champs de vitesse radiale. Les coupes de βT_{WLS}^2 représentent donc un complément pour la restitution des écoulements en zone complexe.

4.5 Conclusions

Le WLS200S est un lidar Doppler à émission pulsée et à détection hétérodyne qui permet la mesure de la composante radiale du vent. Cette mesure repose sur le décalage en fréquence porté par l’onde lumineuse rétrodiffusée par les aérosols en mouvement. Grâce à ses capacités scannantes, ce lidar offre la possibilité d’effectuer des coupes horizontales et verticales et a donc fourni une riche base de données pour la caractérisation des écoulements durant la campagne Passy-2015.

Bien que la mesure des aérosols ne soit pas la fonction première de cet instrument, le principe même de sa mesure requiert la présence de particules qui diffusent la lumière émise. De l’information sur la distribution des aérosols peut donc être extraite des mesures du WLS200S. Cette information est portée par le *Carrier-to-Noise Ratio* (CNR). Après correction des dépendances instrumentales, le CNR permet d’analyser la distribution des masses d’air en utilisant les variations de leurs caractéristiques (contenu en aérosols et en humidité principalement). Par exemple, la comparaison de la portée verticale du WLS200S avec les profils d’un ceilomètre a souligné le potentiel de cet instrument pour la détection des nuages. Cette faculté peut s’avérer utile en raison des capacités scannantes du WLS200S qui donnent accès à une information plus complète

en termes de distribution spatiale que celle fournie par un profileur unique. Par ailleurs, la portée verticale du WLS200S permet également la détection des inversions thermiques d'altitude. Ces inversions, associées à des masses d'air plus sèches et moins polluées, limitent l'extension verticale des couches d'aérosols.

Les coupes horizontales de CNR peuvent quant à elles être utilisées comme des traceurs de la dynamique. Ces coupes permettent en particulier de détecter des écoulements perpendiculaires à l'axe de visée du lidar, et donc invisibles à partir des champs de vitesse radiale. En outre, les capacités du CNR à reproduire la dynamique temporelle des PM10 ont été évaluées. Si une tendance similaire à celle rapportée dans la littérature ([Chen et al. \[2017\]](#)) est bien observée, le signal reste plus dispersé. Cette dispersion peut s'expliquer par la configuration moins optimale de la comparaison mais aussi par des taux plus élevés d'humidité relative. Ces conditions entraînent une augmentation de la section efficace des aérosols par hydratation et donc une forte atténuation du signal émis par le lidar. Malgré ces limitations, les informations issues du CNR apportent un complément aux champs de vitesse radiale et représentent donc un atout pour la restitution des écoulements en zone de montagne polluée.

Afin de caractériser de manière plus précise les effets relatifs de la concentration en aérosols et de l'humidité sur le CNR, un dispositif expérimental dédié pourrait être envisagé en déployant un réseau dense de capteurs d'humidité et de concentrations en PM. Une caractérisation des propriétés optiques et hygroscopiques des aérosols permettrait de rendre cette analyse plus complète.

Chapitre 5

Écoulements locaux à partir des observations

« *Fa pas caud nimao !* »

Patois ardéchois

Sommaire

5.1	Conditions sur l'hiver 2014-2015	78
5.2	Influence des écoulements de grande échelle	80
5.3	Restitution des écoulements locaux lors d'un épisode stable persistant et pollué	83
5.3.1	Contexte grande-échelle	83
5.3.2	Circulations dans la couche intermédiaire : Article	84
5.3.3	Circulations dans la couche de proche-surface	116
5.4	Restitution des écoulements lors d'un épisode d'inversion nocturne pré-printanier	120
5.4.1	Caractéristiques des circulations par rapport à POI1	120
5.4.2	Conséquences sur la pollution	125
5.5	Conclusion	126

Ce chapitre s'attache à la caractérisation des écoulements dans le bassin de Passy à partir des observations. La première partie donne un aperçu général des conditions rencontrées lors de la campagne Passy-2015 et permet d'identifier les épisodes qui seront analysés en détail. La seconde partie vise à déterminer l'influence des écoulements de grande échelle sur les circulations dans le bassin lors de la période hivernale. Par la suite, nous nous concentrerons sur un épisode d'inversion persistante, l'objectif étant de restituer la dynamique des écoulements en basses couches dans les conditions les plus critiques pour la pollution hivernale. Les circulations observées seront ensuite confrontées à celles développées lors d'un épisode pré-printanier d'inversion nocturne. Cela permettra de mettre en évidence les caractéristiques spécifiques des circulations associées aux pics de pollution hivernaux. Leurs influences sur le transport des polluants seront

discutées au fil du chapitre, permettant de faire émerger les caractéristiques de la dynamique favorisant la stagnation ou la ventilation dans différents secteurs.

5.1 Conditions sur l'hiver 2014-2015

La Figure 5.1 présente une vue d'ensemble des conditions rencontrées sur l'hiver 2014-2015. Les épisodes de pollution sont identifiés à partir de la série de concentration journalière de PM10 mesurée à Passy. En appliquant le critère : « $[PM10]_{jour} > 50 \mu g.m^{-3}$ sur au moins 2 jours consécutifs », sept épisodes sont détectés au cours de l'hiver. Ces derniers sont numérotés sur le panel 5.1-a et surlignés en gris sur l'ensemble des panels.

Afin de vérifier que ces épisodes de pollution sont bien d'origine locale, les sorties du Modèle de Chimie Atmosphérique à Grande Échelle (MOCAGE) ont été analysées. Ce modèle est utilisé quotidiennement à Météo-France pour la prévision régionale de la qualité de l'air et permet d'établir entre autres, des cartes de concentration de PM10 en surface, à 500m et 1000m à l'échelle de la France. La résolution horizontale de MOCAGE est de 10km, ce qui ne permet pas une représentation en détail de l'orographie du bassin et de sa dynamique associée. Les structures de pollution modélisées sont donc principalement associées à des processus dynamiques d'échelle régionale. L'analyse de ces cartes permet d'obtenir une information sur une éventuelle origine non locale des épisodes de pollution, résultant de l'advection vers le bassin de pollution formée en dehors. Sur l'hiver, les sorties MOCAGE font apparaître deux périodes avec des concentrations en PM10 supérieures à $30 \mu g.m^{-3}$: du 11 au 12 janvier et du 25 au 29 janvier. Ces périodes sont associées à de légers pics sur la série de PM10 mesurée à Passy mais ne correspondent pas aux épisodes surlignés en gris sur le panel 5.1-a. Pour le reste de l'hiver, les concentrations modélisées par MOCAGE dans la zone d'étude n'excèdent pas les $30 \mu g.m^{-3}$. Ces faibles concentrations suggèrent que les épisodes de pollution identifiés sont d'origine locale, et non pas induits par une contribution d'advection non-locale. Toutefois, cette analyse présente certaines limitations puisque (i) MOCAGE est basé sur des inventaires d'émissions qui sont forcément incomplets et (ii) des mécanismes d'advection peuvent avoir lieu à des échelles spatiales intermédiaires, non représentées par le modèle.

Les différents panels de la Figure 5.1 permettent de comparer les conditions atmosphériques lors des épisodes de pollution. À l'exception de l'épisode 4, des similarités sont notables. En particulier, la série de pression atmosphérique ramenée au niveau de la mer (P_{sea}) montre que les épisodes se développent préférentiellement en conditions anticycloniques, c'est-à-dire lorsque $P_{sea} > 1013.25 hPa$ (panel 5.1-b). Ceci est en accord avec les observations de Largeron and Staquet [2016] pour les vallées grenobloises et de Kukkonen et al. [2005] pour quatre grandes villes européennes.

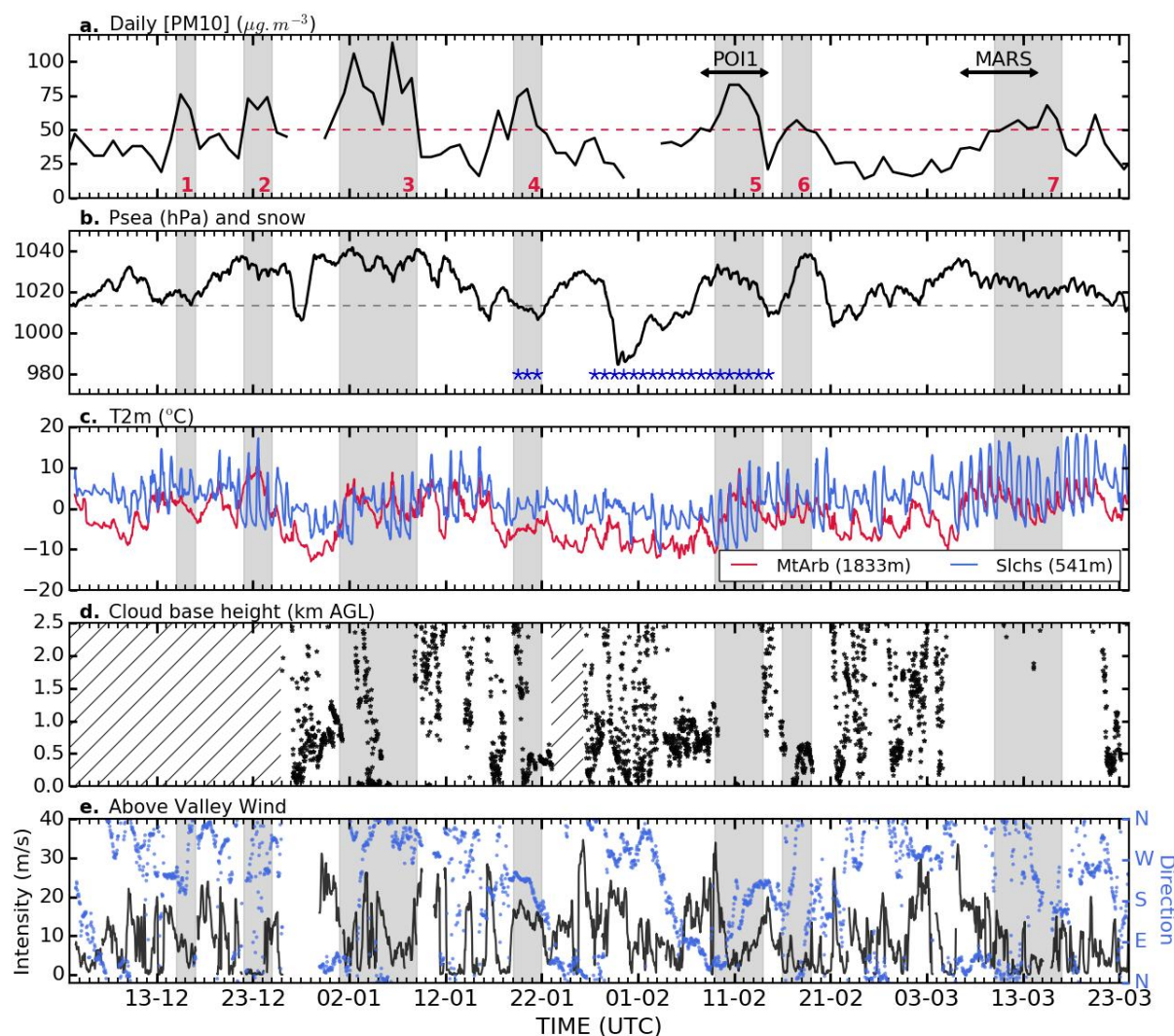


Figure 5.1 – Évolution temporelle sur l'hiver 2014-2015 (a) des concentrations journalières moyennes de PM10 mesurées à la station de Passy. La ligne rouge tiretée représente le seuil réglementaire de $50\mu\text{g.m}^{-3}$; (b) de pression atmosphérique ramenée au niveau de la mer (P_{sea}) mesurée à la station Radome d'Annecy. La ligne grise tiretée représente la P_{sea} de référence (1013.25hPa). Les étoiles bleues représentent les journées pour lesquelles l'albédo est supérieur à 0.5 en raison de neige au sol; (c) de température à 2 mètres (T2m) aux deux stations Radome respectivement situées en fond de bassin (Sallanches) et en altitude proche du niveau moyen des sommets environnants (Mont-Arbois); (d) de hauteur de la base des nuages détectée par le ceilomètre au Site 1. Les périodes hachurées indiquent les plages de données manquantes; (e) du vent de grande échelle moyen mesuré entre 3000 et 4000m AGL par le radar UHF situé au Site 1. L'intensité est représentée en trait plein noir et la direction en points bleus. Les périodes grisées représentent les épisodes de pollution définis à partir de la série de concentrations en PM10. Ces épisodes sont numérotés en rouge sur le panel (a).

L'analyse des séries de température à 2 mètres (T2m) souligne que les épisodes de pollution coïncident avec des situations d'inversion thermique (panel 5.1-c). Ces inversions se déclenchent généralement suite à une advection d'air chaud en altitude comme le montre la série de la station de Mont-Arbois, située 1300m au dessus du fond de bassin. La série de Sallanches, située en fond de bassin, montre quant à elle une augmentation de l'amplitude de son cycle diurne lors des épisodes anticycloniques. Cette observation est cohérente avec le concept du TAF qui prédit un cycle diurne de température plus marqué pour un volume d'air réduit (cf. section 1.3.1). Notons que ces épisodes coïncident avec les périodes de ciel clair, identifiables à partir du panel 5.1-d qui représente l'évolution de la hauteur de la base des nuages mesurée par le ceilomètre

au Site 1. L'épisode numéro 3 est un exemple intéressant de l'influence du couvert nuageux qui entraîne une diminution sporadique de $45\mu\text{g.m}^{-3}$ pour la concentration en PM10 à Passy. Cette diminution de concentration coïncide avec une augmentation de la T2m à Sallanches qui n'est plus caractérisée par un cycle diurne marqué. La présence de nuages génère donc un environnement moins favorable à l'accumulation de PM10 en basses couches. Cette observation rejoint les conclusions de [VanReken et al. \[2017\]](#).

Enfin, le panel 5.1-e représente l'évolution temporelle de l'écoulement de grande échelle moyen dans la couche 3000-4000m AGL déterminés à partir du radar UHF. Les faibles intensités semblent être propices à la mise en place des épisodes de pollution, cette condition étant favorable au découplage entre l'atmosphère de vallée et l'atmosphère libre. Toutefois, ce critère n'apparaît pas être une condition obligatoire, comme en témoigne l'épisode 1.

Cette vue d'ensemble nous permet finalement d'identifier les conditions favorables aux épisodes de pollution hivernaux dans la zone d'étude à savoir ; des situations anticycloniques de ciel clair associées à des inversions thermiques. L'épisode 4 se démarque puisque qu'il se déroule sous des conditions perturbées, avec présence de nuages et absence d'inversion thermique. L'hypothèse de transport longue distance est écartée puisque les stations voisines de Passy ne montrent pas des concentrations en PM10 élevées (non montré). On peut alors supposer que cet épisode est lié à une décharge ponctuelle d'émissions à proximité de Passy. Toutefois, l'absence de données ne permet pas de conclure de manière définitive.

Afin de mieux comprendre comment la dynamique locale participe à la pollution, deux épisodes vont être étudiés en détail dans la suite de ce chapitre. Le premier est considéré comme représentatif des conditions les plus favorables à la mise en place d'un épisode de pollution hivernal. Il débute le 9 février, se termine le 13 février et est associé à une inversion persistante de température. Cet épisode a été largement documenté au cours de la POI1 et sera référé comme tel par la suite. Le second épisode sélectionné est celui du 7 au 13 mars, caractérisé par une situation d'inversion nocturne et des concentrations en PM10 plus faibles que sur la POI1. L'analyse et la comparaison des structures observées feront l'objet des parties 5.3 et 5.4. Avant cela, une analyse de l'influence de l'écoulement de grande échelle sur les circulations locales est proposée pour la période hivernale 2014-2015.

5.2 Influence des écoulements de grande échelle

Les écoulements de grande échelle interagissent avec l'orographie locale et sont susceptibles de moduler voire d'inhiber les écoulements thermiques ([Fernando \[2010\]](#)). Comme nous l'avons vu dans la section 1.3.1, il est possible de déterminer la nature d'un écoulement de vallée en analysant ses caractéristiques par rapport à l'écoulement de grande échelle. D'après [Whiteman and Doran \[1993\]](#), les quatre mécanismes pouvant générer des vents de vallée sont (i) les mécanismes thermiques, (ii) la canalisation par le relief du flux grande-échelle, (iii) le transfert vertical de quantité de mouvement et (iv) les écoulements pilotés par le gradient de pression synoptique.

Chacun d'eux est associé à une signature particulière qui est fonction des caractéristiques orographiques de la zone. Ces signatures sont identifiables en représentant la direction du vent local en fonction de la direction du vent de grande échelle. Un exemple de ces signatures pour une vallée linéaire orientée NE-SO est présenté sur la Figure 1.7. Pour notre cas d'étude, en raison de la courbure du bassin et de sa localisation au point de convergence de plusieurs vallées, la représentation conceptuelle de ces signatures est plus difficile car elle dépend de l'altitude. Une analyse de la nature des écoulements est donc proposée pour différentes couches d'atmosphère dans le bassin. Dans la suite, les altitudes de ces couches seront exprimées en mètre par rapport au Site 1, où sont déployés les capteurs utilisés.

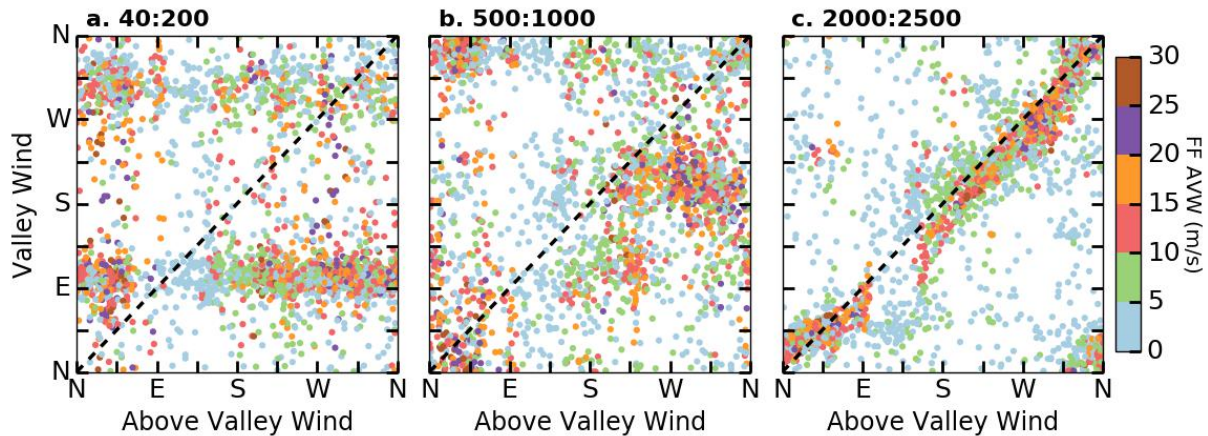


Figure 5.2 – Direction du vent de vallée en fonction de la direction du vent de grande échelle pour l'hiver 2014-2015 dans les couches (a) 40-200m, (b) 500-1000m et (c) 2000-2500m. Chaque point représente une valeur moyenne horaire, sa couleur est associée à l'intensité du vent de grande échelle.

L'écoulement de grande échelle est déterminé en moyennant les mesures du radar UHF entre 3000m et 4000m. Cette gamme représente le meilleur compromis entre une altitude suffisamment élevée pour minimiser l'influence de l'orographie locale et un bon taux de disponibilité des données. Le vent de vallée est quant à lui calculé dans trois couches différentes :

- entre 40m et 200m afin de rendre compte des écoulements en fond de bassin (à partir des données du lidar profileur WLS8-5) ;
- entre 500m et 1000m pour représenter la couche atmosphérique en dessous de l'altitude moyenne des sommets située aux alentours de 1000m (à partir des données du radar UHF) ;
- entre 2000m et 2500m de sorte à passer au-dessus de cette altitude moyenne (à partir des données du radar UHF).

La représentation de la direction du vent de vallée mesuré dans ces trois couches en fonction du vent de grande échelle est proposée sur la Figure 5.2. Les directions sont moyennées au pas de temps horaire pour la période du 4 décembre 2014 au 24 mars 2015. Le panel 5.2-a montre une distribution bimodale de la direction du vent en fond de bassin. Sur les 2430 cas représentés, 52% se trouvent dans le cadran E-SE et 30% dans le cadran Nord-Ouest. Ces directions correspondent aux axes locaux du bassin au niveau du Site 1 (cf. Figure 2.2). Cette distribution signifie que les écoulements entre 40m et 200m ne sont pas sous l'influence directe de l'écoulement de

grande échelle mais qu'ils sont soit d'origine thermique soit forcés de s'écouler selon ces axes par des effets de canalisation orographique. La principale différence entre ces deux processus concerne leur dépendance au cycle diurne, les vents d'origine thermique étant caractérisés par des vents remontant la vallée le jour (cadran Nord-Ouest) et descendant la vallée la nuit (cadran E-SE). Afin de vérifier si une telle dépendance existe, les pourcentages de données associés aux intervalles journaliers $[1000 : 1800[$ UTC et nocturnes $[0000 : 1000[\cup [1800 : 2400[$ UTC ont été calculés. Lorsque l'écoulement de vallée est dans le cadran E-SE, 80% des cas appartiennent à l'intervalle nocturne. Lorsque l'écoulement de vallée est dans le cadran Nord-Ouest, 55% des cas appartiennent à l'intervalle de jour. Ces valeurs sont cohérentes avec une dominance des processus thermiques concernant l'origine des vents en fond de bassin. Ce processus n'est cependant pas observé dans 100% des cas car cette analyse regroupe une large gamme de conditions météorologiques. En particulier, les situations dépressionnaires ou nuageuses observées sur la Figure 5.1 ne favorisent pas la mise en place de processus thermiques locaux. À titre comparatif, les mêmes calculs ont été effectués sur la période du 6 au 21 mars, caractérisée par un ciel clair et un cycle diurne marqué de la T2m en fond de bassin (Figure 5.1). Sous ces conditions, la dépendance horaire devient beaucoup plus nette avec 100% des cas appartenant au cadran E-SE, qui sont associés à l'intervalle nocturne et 79% des cas appartenant au cadran Nord-Ouest associés à l'intervalle de jour.

Si l'on s'intéresse maintenant aux couches supérieures, plus l'altitude augmente, plus la signature du transfert vertical de quantité de mouvement est claire. En effet, le panel 5.2-c montre une correspondance très nette entre les directions des vents, à l'exception des cas où l'intensité du vent de grande échelle est inférieure à 5m.s^{-1} . Ceci signifie que le vent dans cette couche est directement sous l'influence de l'écoulement de grande échelle. La couche 500-1000m est la plus complexe puisqu'elle ne montre pas de signature dominante mais plutôt une superposition de signaux (panel 5.2-b). Afin de mieux comprendre cette superposition, les roses des vents pour chacune des couches sont représentées sur la Figure 5.3. Les lignes de niveau orographiques ont été ajoutées pour une meilleure visualisation du relief local.

La rose des vents du panel 5.3-b, associée à la couche 500-1000m fait apparaître deux dominantes : N-NO et S-SO. Ces deux composantes peuvent vraisemblablement être associées au mécanisme de canalisation du flux grande échelle par la partie aval de la vallée (pour la composante N-NO) et par la vallée de Megève (pour la composante S-SO). La vallée de Megève étant orientée SO-NE, il est cohérent d'observer une composante de S-SO lorsque la direction de l'écoulement de grande échelle est dans le cadran SE-NE (ce qui est le cas sur la Figure 5.2-b). Ainsi, le niveau de couplage entre le vent dans le bassin et le vent de grande échelle augmente logiquement avec l'altitude.

La sensibilité aux altitudes choisies pour définir les couches a été testée. Les tests effectués entre 500m et 2000m sont ceux qui montrent le plus de variabilité. Cette variabilité reflète la complexité orographique locale avec différents segments de vallée qui convergent vers le Site 1. En fonction de la tranche d'altitude considérée, le mécanisme de canalisation évolue d'une vallée

à l'autre en fonction des dimensions caractéristiques (cf. Tableau 2.1.)

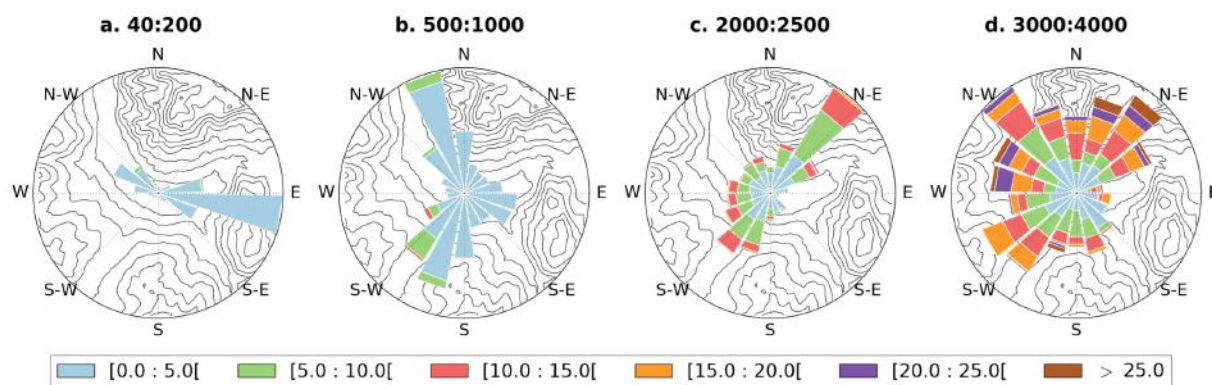


Figure 5.3 – Roses des vents calculées à partir des séries de données moyennées au pas de temps horaire sur l'hiver 2014-2015 pour les couches (a) 40-200m, (b) 500-1000m, (c) 2000-2500m et (d) 3000-4000m.

Cette analyse sur la période hivernale nous permet de conclure qu'en raison de l'encaissement important de la zone, les écoulements en fond de vallée sont dans une certaine mesure abrités de l'écoulement de grande échelle. Cette caractéristique se reflète dans les intensités des vents qui diminuent à mesure que le fond de vallée approche (Figure 5.3). En particulier, les intensités dans la couche 40-200m excèdent rarement 5m.s^{-1} , ce qui représente une condition favorable à l'accumulation de polluants. Les écoulements dans cette même couche sont associés à deux directions préférentielles, en phase avec le cycle du vent remontant la vallée le jour et descendant la nuit. Ceci signifie qu'en moyenne ils ne sont pas sous l'influence directe de l'écoulement de grande échelle. Sous des conditions anticycloniques de ciel clair, ce phasage est encore plus marqué, et donc en accord avec un découplage quasi-complet et une origine thermique des écoulements. La caractérisation de ces écoulements sur un épisode anticyclonique stable persistant est proposée dans la partie suivante.

5.3 Restitution des écoulements locaux lors d'un épisode stable persistant et pollué

La capacité de prévision des situations météorologiques favorables à la mise en place d'un épisode de pollution s'appuie sur une bonne compréhension de la dynamique. L'analyse des données acquises lors de la POI1 est présentée dans cette partie et contribue à améliorer cette compréhension. Rappelons que cet épisode se caractérise par une inversion de température persistante et des concentrations en PM10 dépassant les seuils réglementaires durant cinq jours consécutifs (Figure 5.1). Avant d'étudier les circulations mises en place localement durant cet épisode, une description de l'évolution de la situation synoptique est brièvement présentée.

5.3.1 Contexte grande-échelle

L'évolution de la situation synoptique rencontrée lors de la POI1 est présentée sur la Figure 5.4. Chaque panel représente les données de réanalyse de ECMWF (ERA-Interim) à 1200 UTC

du 6 au 14 février 2015. Les isolignes de P_{sea} sont représentées en blanc tandis que l'altitude du géopotential 500hPa est donnée par l'échelle de couleur. Cette figure permet de mieux appréhender l'évolution du contexte synoptique et fait ressortir plusieurs phases. Le 6 février, un centre dépressionnaire est localisé au dessus de la méditerranée entraînant des situations nuageuses comme le montre la hauteur de la base des nuages sur la Figure 5.1-d. Ce centre dépressionnaire se comble progressivement laissant place à une situation anticyclonique qui perdure plusieurs jours sur l'Europe de l'ouest. Cette phase s'accompagne d'une advection d'air chaud en altitude au-dessus du bassin de Passy comme le montre la série de T2m mesurée à Mont-Arbois (Figure 5.1-b). Le 12 février, un système dépressionnaire se creuse au sud de l'Islande et se décale progressivement vers l'Europe. Son arrivée au-dessus des Alpes le 14 février s'accompagne de précipitations qui mettent fin à l'inversion de température ainsi qu'à l'épisode de pollution. Ce contexte anticyclonique agit donc comme un précurseur à la formation de l'inversion d'altitude qui renforce le découplage de la dynamique locale avec les écoulements de grande échelle (Reeves and Stensrud [2009]).

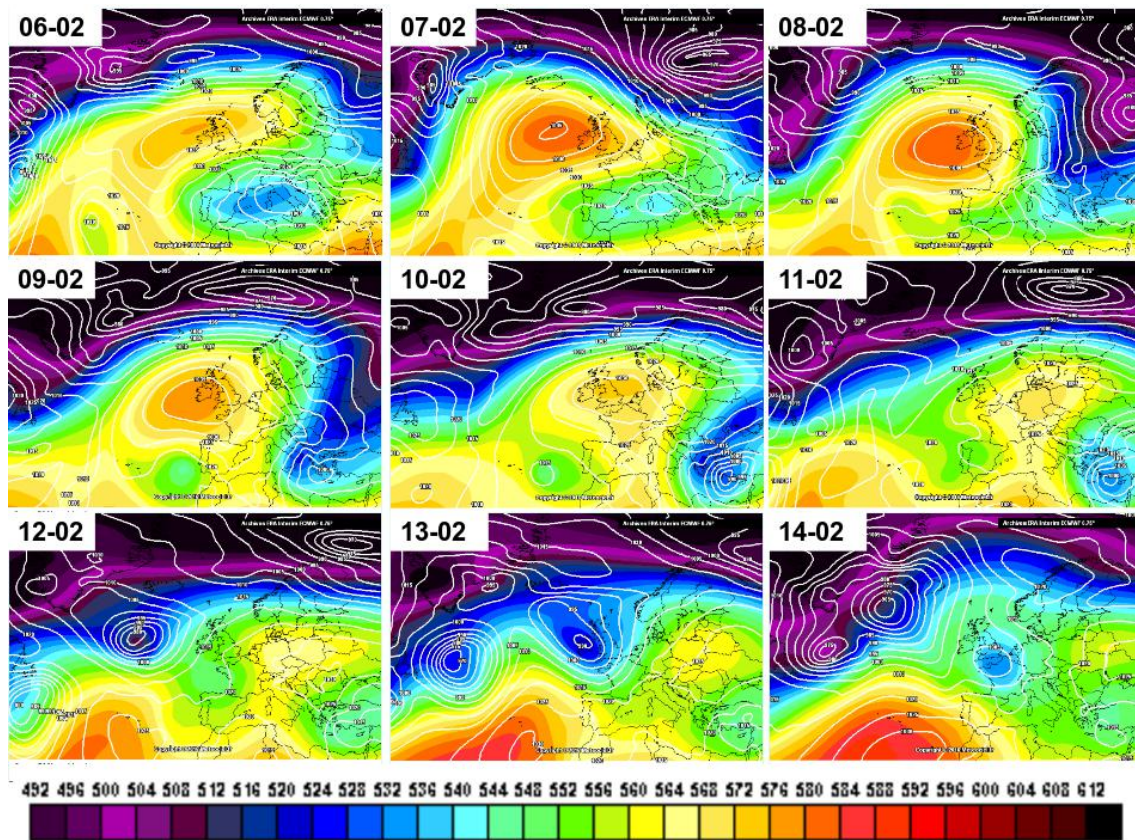


Figure 5.4 – Évolution des conditions de grande échelle du 6 au 14 février 2015. Chaque panel représente une journée à 1200 UTC avec en couleur l'altitude du géopotential à 500hPa et en blanc les isolignes de pression au niveau de la mer. Données de réanalyse de ECMWF (ERA-Interim).

5.3.2 Circulations dans la couche intermédiaire : Article

Ces travaux ont fait l'objet d'un article paru dans le numéro spécial *Atmospheric Processes over Complex Terrain* de la revue *Atmosphere* et est présenté ici dans sa version publiée. Un

résumé est proposé en introduction de l'article afin de présenter son contenu ainsi que les conclusions majeures. Des informations complémentaires sont fournies à la suite de l'article concernant l'analyse des oscillations.

Résumé :

La dynamique des écoulements est un paramètre clé dans la dispersion des polluants en terrain montagneux, notamment l'hiver lorsque le mélange turbulent est inhibé par la stabilité thermique. Cet article propose une analyse des circulations dans le bassin de Passy, lors d'un épisode stable persistant documenté lors de la campagne de mesures Passy-2015. L'objectif est de caractériser les écoulements locaux et d'identifier les caractéristiques pouvant influencer l'accumulation de polluants dans certains secteurs du bassin. En effet, le suivi quotidien des concentrations de PM₁₀ montre des niveaux particulièrement élevés dans le bassin ainsi que des hétérogénéités au sein même de celui-ci, observées sur quelques kilomètres. La restitution des circulations est effectuée en grande partie grâce aux données acquises avec un instrument de télédétection novateur, le lidar vent scannant. Après validation de la qualité des données, ces dernières sont utilisées afin de rendre compte de la dynamique dans les basses couches de l'atmosphère. La structure générale des écoulements est en accord avec le concept théorique de vent thermique, avec des transitions entre les régimes de vent montant et descendant qui se produisent à heure fixe au cours de l'épisode. Néanmoins, une organisation plus complexe est observée avec des structures cisailées sur la verticale mais aussi perpendiculairement à l'axe du bassin. Ces écoulements génèrent de la variabilité dans les niveaux de ventilation des différentes sections du bassin. Parmi les caractéristiques observées, celles qui sont de première importance par rapport à la dispersion des polluants sont :

- des vents avec de faibles intensités, généralement inférieures à 2m.s^{-1} , observés la nuit comme le jour ;
- un régime de vent de vallée montant établi pendant 7h en journée qui transporte les émissions de la partie Ouest (Sallanches) vers la partie Est (Passy) du bassin. Les effets combinés de la faible intensité de l'écoulement et de la forte intensité de l'inversion d'altitude s'opposent au franchissement du verrou menant à la vallée amont, et donc à l'advection de polluants hors du bassin. Ceci est en accord avec les niveaux de PM₁₀ mesurés par la station amont de Chamonix, qui restent faibles lors des journées les plus stables ;
- une advection par les écoulements nocturnes des émissions en provenance des vallées tributaires de Megève, Saint-Gervais et Chamonix, vers le bassin de Passy ;
- une structure nocturne composée de plusieurs strates avec une première couche au contact de la surface soumise au refroidissement radiatif et donc associée à un fort gradient de température. Des oscillations de la direction du vent y sont observées avec une période de l'ordre de l'heure. Ces oscillations favorisent la stagnation des masses d'air et donc l'accumulation de polluants émis en surface. La signature du vent de vallée descendant est observée au-dessus de cette couche stagnante à partir de 1700 UTC avec une structure de

jet. Ce jet est observé entre 80m et 160m au-dessus du sol dans la partie Est du bassin. Cette altitude laisse supposer qu'il provient de la vallée amont de Chamonix. La structure du jet évolue à mesure qu'il avance dans le bassin avec des modifications de son altitude et de son épaisseur dans la partie centrale. La capacité du jet à pénétrer plus en profondeur au centre du bassin peut favoriser le mélange turbulent et donc la dilution des concentrations. Cette caractéristique pourrait participer aux différences dans les concentrations de PM10 mesurées dans le bassin entre la partie Est (Passy) et la partie Ouest (Sallanches). Une dernière caractéristique importante du jet nocturne concerne sa trajectoire puisqu'il reste plaqué contre le versant nord du bassin. La partie Sud est quant à elle soumise à un écoulement de direction opposée qui remonte le bassin.

L'impact cumulé de ces caractéristiques sur la dispersion des émissions a été évalué en calculant un indice de ventilation journalier. Ce dernier fait apparaître des secteurs où le brassage dynamique de l'atmosphère est faible. La comparaison avec les concentrations de PM10 montre que ces secteurs sont ceux où les niveaux de pollution sont les plus élevés. Ainsi, au-delà des variations pouvant exister dans les taux d'émissions, les zones de stagnation ou de ventilation déduites de l'étude des écoulements locaux en conditions stables sont cohérentes avec la structure spatiale de la pollution observée dans le bassin. La complexité orographique de la zone se répercute sur la structure des écoulements, qui se révèle être plus compliquée que celle du classique schéma de vent de vallée. En outre, ce travail soulève de nombreuses questions concernant les mécanismes à l'origine des structures observées. L'approche numérique sera par la suite utilisée afin de mieux identifier les processus en jeu (Chapitres 6 et 7 du présent manuscrit).

Article

Wintertime Local Wind Dynamics from Scanning Doppler Lidar and Air Quality in the Arve River Valley

Tiphaine Sabatier *, Alexandre Paci , Guylaine Canut, Yann Largeron, Alain Dabas , Jean-Marie Donier and Thierry Douffet

Centre National de Recherches Météorologiques, METEO-FRANCE & CNRS, UMR 3589, 31100 Toulouse, France; alexandre.paci@meteo.fr (A.P.); guylaine.canut@meteo.fr (G.C.); ylargeron@gmail.com (Y.L.); alain.dabas@meteo.fr (A.D.); jean-marie.donier@meteo.fr (J.-M.D.); thierry.douffet@meteo.fr (T.D.)

* Correspondence: tiphaine.sabatier@meteo.fr; Tel.: +33-561-079-896

Received: 25 January 2018; Accepted: 16 March 2018; Published: 21 March 2018



Abstract: Air quality issues are frequent in urbanized valleys, particularly in wintertime when a temperature inversion forms and the air within the valley is stably stratified over several days. In addition to pollutant sources, local winds can have a significant impact on the spatial distribution and temporal evolution of pollutant concentrations. They can be very complex and difficult to represent in numerical weather prediction models, particularly under stable conditions. Better knowledge of these local winds from observations is also a prerequisite to improving air quality prediction capability. This paper analyses local winds during the Passy-2015 field experiment that took place in a section of the Arve river valley, near Chamonix–Mont-Blanc. This location is one of the worst places in France regarding air quality. The wind analysis, which is mainly based on scanning Doppler lidar data sampling a persistent temperature inversion episode, reveals features consistent with the higher pollutant concentrations observed in this section of the valley as well as their spatial heterogeneities. In particular, an elevated down-valley jet is observed at night in the northern half of the valley, which, combined with a weak daytime up-valley wind, leads to very poor ventilation of the lowest layers. A northeast–southwest gradient in ventilation is observed on a daily-average, and is consistent with the PM₁₀ heterogeneities observed within the valley.

Keywords: local wind dynamics; air quality; scanning Doppler wind lidar; alpine valley; Passy-2015 field experiment; cold air pool

1. Introduction

The cumulative effects of local emissions and specific orography result in urbanized mountainous areas being substantially affected by pollution episodes in wintertime [1–4]. Pollution episodes of airborne particulate matter with diameters of less than 10 μm (PM₁₀) have been increasingly documented over the last two decades. These particles can penetrate deeply into the respiratory system and have been associated with increased health issues, such as asthma, cardiovascular risks and lung cancer [5–7]. PM₁₀ pollution episodes are frequent in winter because of the development of cold air pools resulting from the filling of valley bottoms with cold air [8]. The temperature inversion thus generated drastically reduces the vertical mixing and may trap the pollutants near the ground, especially when it persists over several days [3,9]. This is favoured by the length of the nights in winter. As a result, the pollutant redistribution becomes essentially driven by horizontal wind dynamics, which is local and mainly thermally driven [10]. A thermo-topographic conceptual model was introduced by Wagner [11] and Ekhardt [12] who first linked temperature gradients to the development of valley

wind systems. In reality, these systems are much more complex because of their dependence on the thermal stratification structure [13], flux exchanges with tributary valleys [14], and valley dimensions, as shown by several idealized modelling studies [15,16]. Indeed, the valley depth, width, length and slope inclination drive the temperature range within the valley, leading to more or less intense wind systems [17]. As a result, over complex terrain, the variety of topography can generate a myriad of local meteorological processes that influence pollutant dispersion [18–20]. The structure of the along-valley wind can be altered by local heterogeneities. For instance, Rucker et al. [21] reported a wind acceleration in the up-valley direction as a consequence of volume effect and variations in the heating rate. In the Adige Italian valley, Giovannini et al. [22] characterised the along-valley wind over 140 km using permanent weather stations. They stated that anomalies in the along-valley wind reversal can be explained by change in the valley geometry that modifies heating and cooling of the atmosphere or by the urban heat island that modifies the pressure field.

In recent decades, several field campaigns have been designed and run to understand the influence of local dynamics on pollution. For instance, vertical transport and mixing of pollutants were investigated in October 2000 in Salt Lake Valley during the VTMX campaign (Vertical Transport and Mixing, [23]). Banta et al. [24] and Darby et al. [1] have shown that the Salt Lake basin dynamics can be dominated by local features such as a nocturnal low level jet, which may generate regions of convergence motion. As a result, large differences in tracer dispersion and so in concentrations, were observed depending on the presence or absence of small scale thermally forced flows. In Austria, Gohm et al. [25] and Harnisch et al. [26] investigated the mechanism responsible for pollutant transport within the urbanized Inn valley using airborne observations of aerosol backscatter intensity, temperature and wind. They highlighted three types of wintertime dynamics leading to pollutant concentration heterogeneities: (i) pollutant gradients observed at the valley scale were associated with an advection of polluted air by a density current while (ii) temporal variations at a specific location were explained by multiple flow reversals and (iii) asymmetric pollutant distribution in the cross-valley direction was explained by an advection of the particles by up-slope winds running along the sidewalls warmed by the sun. Complementary idealized modelling studies have shown that the slope circulation is largely dependent on the albedo and thus on the ground coverage of the sidewalls [13]. More recently, the KASCADE experiment (KAtabatic winds and Stability over CAadarache for Dispersion of Effluents) took place in the French pre-Alps to characterize the local dynamics at the intersection of two valleys under stable conditions. Duine et al. [27] have shown that the onset, speed and depth of the down-valley winds depend on the valley dimensions: the larger valley was influenced by large scale circulation whereas the narrower one was primarily affected by thermally driven winds. All these studies finally revealed the need for dedicated local field experiments since the valley wind dynamics are complex, strongly influenced by the local terrain characteristics, and sometimes decoupled from the large scale wind. The understanding of the wind structure complexity requires high frequency measurements with large spatial coverage. This was pointed out by Banta et al. [24] and Rucker et al. [21], who both used scanning Doppler wind lidar.

A recent field experiment (Passy-2015) dealing with air pollution and wind dynamics took place in the vicinity of the town of Passy in the Arve river valley in 2015. This location in the French Alps close to Mont-Blanc is one of the worst places in France regarding air quality. European standards state that the daily-averaged concentration of PM₁₀ of $50 \mu\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$ must not be exceeded, with a tolerance for 35 exceedances per year (directive 2008/50/EC). These limits are regularly exceeded near the town of Passy. For instance, during the winter of 2016–2017, the local air quality agency reported that 30 consecutive days were over the limit during a single pollution episode [28]. Besides the large PM₁₀ concentration recorded in winter, strong spatial heterogeneities are observed over a few tens of kilometres within this narrow steep-sided valley. These heterogeneities may be due to variations in emission rate and/or to local dynamics. To evaluate the role of the local dynamics, a better understanding is needed. This was the main motivation for the Passy-2015 field experiment that took place during winter 2014–2015 in the Arve river valley [29].

The present study focuses on an analysis of the local wind dynamics in the section of the Arve river valley close to the town of Passy, during a persistent temperature inversion episode. Chemel et al. [30] have shown a good overall correlation between the daily PM10 concentration and the heat deficit, with a correlation coefficient ranging between 0.44 and 0.69 over January and February 2015. Using temperature profiles acquired from a radiometer at a given site within the valley, they revealed that the hourly PM10 evolution cannot be solely explained by the temperature inversion dynamics and is probably influenced by the local dynamics. The aim of the present study is to characterise the fine-scale wind dynamics within the valley on the basis of the field experiment dataset and to identify which features of this local dynamics may participate in the observed high concentrations and spatial heterogeneities in PM10. This study mainly relies on data from a scanning Doppler Wind Lidar (DWL), which offers the advantage of mapping out the velocity field in the horizontal and vertical and thus providing 3D wind data.

The paper is organized as follows: Section 2 gives an overview of the Passy-2015 field experiment and Section 3 introduces the scanning DWL and the associated database. Local wind characteristics retrieved from the scanning DWL are presented in the Section 4 based on a spatial and temporal analysis. A discussion of the results and their relevance to an understanding of the PM10 concentrations observed within the valley is finally proposed in Section 5.

2. Passy-2015 Field Experiment

2.1. Context: A Steep Sided Polluted Alpine Valley

The Arve River Valley is located in the French Alps close to the border between France and Switzerland. It starts in the vicinity of Mont-Blanc and extends over about 100 km to Lake Geneva. This study focuses on a section of the Arve River Valley close to the town of Passy, hereafter referred to as the Passy basin. The topography of the Passy basin and its surroundings is presented in Figure 1. This section of the valley is approximately 23 km long, has a maximum width of 2 km and an average valley bottom slope of 1%. The basin is confined by the Giffre range (about 2000 m Above Sea Level (ASL)) to the north, the Aravis range (about 2000 m ASL) to the west and the Mont-Blanc range (rising to 4808 m ASL) to the southeast. The floor in the centre of the Passy basin is around 560 m ASL, giving a valley depth of more than 1500 m. The Passy basin is connected with the upstream part of the Arve river valley (Chamonix, 1030 m ASL) and the downstream part (Marnaz, 480 m ASL) through two constricted passageways, at Servoz and Cluzes, respectively. At Servoz, the valley is less than 50 m wide and its floor rises by 200 m over a distance of 4 km. This forms a natural barrier between the upper part of the valley and the Passy basin. Two smaller tributary valleys are connected to the south of the basin, orientated in a northeasterly direction (“Megève” valley) and northwesterly direction (“Saint-Gervais” valley).

The Arve river valley regularly experiences severe pollution episodes in winter. The valley is urbanized, with 27,000 residents within the Passy basin (Passy, Sallanches), 10,000 residents in the upstream town of Chamonix and about 6000 residents in each of the southern tributary valleys (Megève and Saint-Gervais). An Atmosphere Protection Plan [31] has been in force for the whole Arve River Valley since February 2012 for winter PM10 pollution episodes among other things. PM10 can have anthropogenic or natural origins, the former being the main source of pollution within the valley. Anthropogenic PM10 results from residential heating (wood burning), transport (the valley has been one of the major access roads to Italy through the Mont-Blanc tunnel since it was opened in 1965) and industrial emissions.

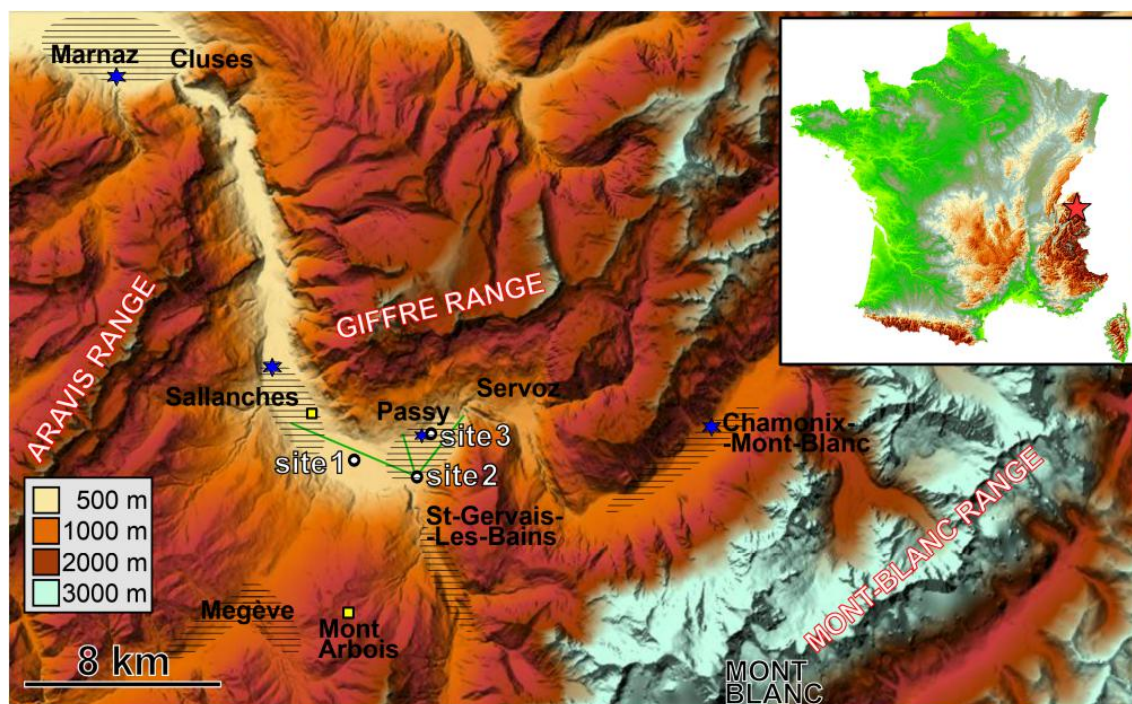


Figure 1. Location of the Passy-2015 field experiment, in the Arve River Valley, close to Mont-Blanc (source: [32]). Mountain ranges are indicated in white upper case letters, and the three measurement sites used in this study in white lower case letters. The urbanized areas are represented by hatched zones, with a maximum housing density of $245 \text{ hab} \cdot \text{km}^{-2}$ in the Sallanches town. The Meteo-France automatic weather stations are indicated by yellow squares and the automatic TEOM-FDMS stations of the local air quality agency by blue stars. Green lines represent the baseline of the scanning lidar vertical scans. Adapted from [29].

In 2015, the local air quality agency, Atmo Auvergne-Rhône-Alpes, recorded 44 and 20 days when PM₁₀ concentration exceeded the air quality standard at Passy and Sallanches, respectively [33]. In contrast, the neighbouring cities outside the Passy basin were significantly less affected, with 10 days at Chamonix (20 km up the valley) and only 3 days at Marnaz (20 km down the valley). Figure 2a displays the time evolution of PM₁₀ for the four towns through January and February 2015. Grey areas represents the pollution episodes based on PM₁₀ levels measured at Passy. It can be seen that PM₁₀ time series at Passy and Sallanches display similar trends. However, concentrations at Sallanches remain systematically lower during pollution events, whereas the two towns are only 5 km apart. At Chamonix, the PM₁₀ time series appears significantly distinct from those at Passy and Sallanches during pollution peaks but remains similar the rest of the time. Table 1 lists the pollution episodes represented in grey and gives the day of the episode during which the maximum PM₁₀ concentration was reached for the three stations. While the maximum was reached on the same day for the two stations within the Passy basin, it was shifted towards the beginning or the end of the episodes for the Chamonix up-valley station.

Figure 2b displays the time evolution of the sea level pressure (P_{sea}) measured in the middle of the Passy basin. In addition, the P_{sea} time series recorded by the METEO-FRANCE automatic weather station at Annecy, 45 km west of the Passy basin, is represented. The two series are very close, with an average difference of 0.65 hPa and a maximum difference of 3.5 hPa. Annecy P_{sea} measurements can therefore be used to complete data missing from the Passy P_{sea} series. The temperature gradient between 540 and 1833 m ASL is represented in blue. It was computed using METEO-FRANCE automatic weather stations of Sallanches (541 m ASL) and Mont-Arbois (1833 m ASL). It appears that

pollution episodes occur during anticyclonic conditions, which favour the development of persistent temperature inversion ($dT/dz > 0$), as already noted by [34–36].

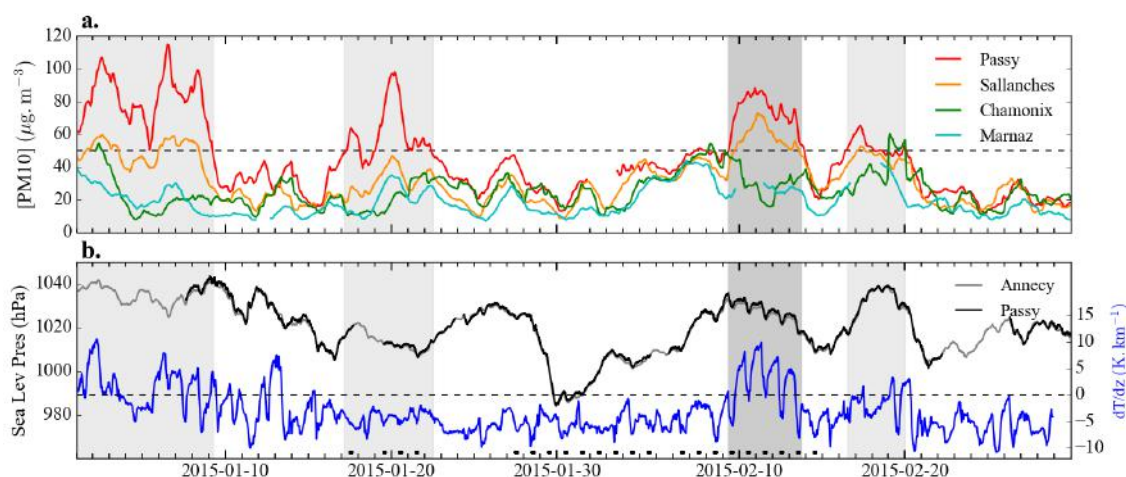


Figure 2. (a) time evolution of PM10 concentrations obtained by applying a 24 h-moving average on raw data recorded at four stations of the Arve river valley: Passy in red, Sallanches in orange, Chamonix in green and Marnaz in cyan. Grey areas represent PM10 pollution episodes based on Passy PM10 measurements; (b) time evolution of the sea level pressure measured in the middle of the Passy basin and at Annecy, in black and grey, respectively, and the temperature gradient between Sallanches and Mont-Arbois, in blue. Annecy, Sallanches and Mont-Arbois stations are the closest stations of the METEO-FRANCE operational network for both measurements. Black dots show the days for which albedo at Site 1 was above 0.5, i.e., the days with snow on the ground.

Table 1. Pollution episodes during the winter 2015 in the Arve River Valley. The maximum daily $[PM_{10}]$ (in $\mu\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$) recorded during the episode for the stations of Passy, Sallanches and Chamonix are given together with the day during the episode at which this maximum was reached (in parentheses).

Episode	Time	Max $[PM_{10}]_{Passy}$ (Day of the Max/Epis. Duration)	Max $[PM_{10}]_{Sallanches}$ (Day of the Max/Epis. Duration)	Max $[PM_{10}]_{Chamonix}$ (Day of the Max/Epis. Duration)
1	1–8 January	115 (6/8)	60 (6/8)	60 (1/8)
2	17–22 January	98 (4/6)	48 (4/6)	37 (5/6)
3	9–14 February	88 (3/6)	73 (3/6)	48 (1/6)
4	16–20 February	66 (2/5)	54 (2/5)	61 (3/5)

The high levels of PM10 and the spatial variability could be explained by emissions rates and/or local dynamics. However, the emissions cannot solely explain the important pollutant levels, which are similar or higher than the levels measured in more urbanized areas. For instance, the nearby urban area of Lyon, which is the third most densely populated city in France, show lower wintertime PM10 levels while there are 50 times more residents. A better understanding of the local mechanisms within the Passy basin and its vicinity is therefore needed to understand its importance on pollutant dispersion. This was one of the main reasons for the Passy-2015 field experiment.

2.2. Objectives and Overview of the Field Experiment

The Passy-2015 field experiment was designed to give a better understanding of the atmospheric dynamics in the Passy basin under anticyclonic wintertime episodes and improve numerical weather prediction and air quality models in these conditions. More precisely, the objectives were to determine which mechanisms may:

- lead to the high PM10 concentrations observed in the Passy basin during winter,
- participate in the spatial variations of PM10 concentrations observed within the Passy basin and its vicinity,
- pilot the time evolution of PM10 concentrations (diurnal cycle and over the whole episode).

The field experiment was conducted in winter 2014/2015, from November 2014 to April 2015, with a larger set of instruments in January and February 2015 [29]. Observations were reinforced during two Intensive Observation Periods (IOPs) in February 2015. IOPs were planned according to weather and air quality forecasts. The first one took place from 6 to 14 February and the second from 17 to 20 February, corresponding respectively to episodes 3 and 4 of Table 1. The present study focuses on IOP1, which was the most thermally stable and polluted of the two IOPs as shown in Figure 2. A persistent temperature inversion developed from 9 to 13 February. Largeron and Staquet [9] have suggested that the use of a simple temperature gradient can be relevant to describe the overall thermal inversion dynamics and the PM10 concentration evolution during a pollution peak. Based on this consideration and on Largeron et al. [37], the three phases of the persistent inversion cycle during IOP1 are defined as:

- the formation stage: an anticyclone formed at the beginning of IOP1 and reached a pressure maximum on the morning of 9 February. The temperature inversion became established during the same day, with a reduction of the synoptic wind and an advection of warm air above the Passy basin (Figure 3). This advection generated a capping inversion, which favoured the decoupling of the atmosphere within the valley from the atmosphere above and thus allowed the development of local dynamics. This stage was associated with an increase of the temperature gradient as observed in Figure 2.
- the stagnation stage: from 10 to 12 February, the capping inversion persisted over the period with its top lowering slowly day by day. A ground-based inversion developed at night and was destroyed in the early afternoon because of weak convection. The maximum intensity of the temperature inversion was reached on 11 February at 6:00 a.m. UTC.
- the destruction stage: the sea level pressure dropped during the night of 13 February and the temperature gradient became negative. This was explained by the elevated inversion erosion caused by an increasing synoptic wind and a rain episode on 14 February. Figure 2 shows that this rain event appeared coincidentally with the drop in the PM10 concentrations.

In this study, we focus our analysis on the wind dynamics within the Passy basin in the first few hundred metres above the ground. The main objective is to characterize the wind dynamics during this persistent temperature inversion episode, and to identify which features may contribute to the observed PM10 concentration heterogeneities described previously.

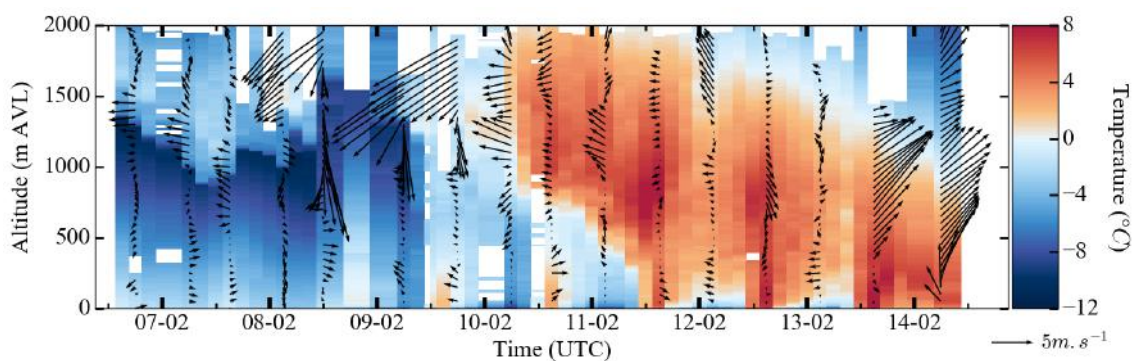


Figure 3. Space and time (z,t) diagram of temperature obtained from high-frequency radiosoundings launched from the Passy basin centre (Site 1) during IOP1. Wind profiles are superimposed with wind direction given by the arrow orientation (a northerly wind points towards the bottom) and wind force given by the vector length.

2.3. Instrumentation and Measurement Strategy

Figure 1 and Table 2 present the instruments used in this study and the three corresponding sites deployed within the Passy basin. A complete description of the large set of instruments deployed is available in [29]. Situated in the valley centre, Site 1 was the most instrumented. Its elevation is taken as the valley level reference and used to define elevation in metres Above Valley Level (m AVL). Site 1 was dedicated to the vertical description of the atmosphere from the ground up to a few kilometres AVL. A profiler Doppler wind lidar (DWL) the WLS8-5 was used in this study. It provided profiles of wind speed and direction every 3 s from 40 m up to 500 m AVL with a 20 m vertical resolution. More technical details of the WLS8-5 specifications are given in Table 3. During IOPs, radiosoundings were launched every 3 h using a technique of reusable radiosondes developed by Legain et al. [38]. Radiosoundings provided profiles of wind, temperature and humidity, with a 10 m vertical resolution up to 2000 m AVL. Fog episodes were detected using data from a Present Weather Detector (PWD22) and a Ceilometer (CT25K). The CNR1 net radiometer measuring radiative fluxes was used to derived the surface albedo. The bare ground has an albedo of 0.2 and a threshold of 0.5 was used to identify the days with snow cover (black dots in Figure 2).

Table 2. Description of the sites shown in Figure 1 with their geographical coordinates, their elevation in metres Above Sea Level (m ASL) and in metres Above Valley Level (m AVL). The instruments used in this study are described along with the parameters measured, the measurement geometry (Z refers to vertical profile, H to horizontal profile and L to local measurement) and the period at which measurements are available.

Site	Coord. (N, E)	Elev. (m ASL)	Elev. (m AVL)	Sensor	Variables	Meas. Geom.	Meas. Available Every
1	45.9140 6.6741	560	0	Profiler Doppler Wind Lidar WLS8-5 (Leosphere)	DD, FF, CNR	Z	3 s
				Radiosonde RS92-SGP (Vaisala)	T, RH, DD, FF	Z	3 h
				Ceilometer CT25K (Vaisala)	Cloud layer bottom	Z	15 s
				Net Radiometer CNR1 (Kipp and Zonen)	$SW_{\downarrow}$, $SW_{\uparrow}$	L	30 min
				Present Weather Detector PWD22 (Vaisala)	Visibility	L	14 s
				Barometer PTB210 (Vaisala)	P	L	1 min
2	45.9080 6.7072	602	42	Scanning Doppler Wind Lidar WLS200S (Leosphere)	V_{los} , CNR	Z H	30 min 10 min
3	45.9235 6.7136	588	28	TEOM-FDMS (Thermo Fisher Sci.)	PM10	L	1 h

Site 2 was installed in the southeastern part of the valley, 2.6 km away from Site 1 and about 40 m higher. The main purpose of this site was to describe the spatial variability of the lower levels of the atmosphere. Its panoramic view permitted scanning of the atmosphere with horizontal and vertical cross-sections. A scanning DWL was deployed and will be described in the following section. The pollutant monitoring was performed at Site 3 by an automatic TEOM-FDMS station of the local air quality agency Atmo Auvergne-Rhône-Alpes. It provided hourly-averaged PM10 concentrations. TEOM-FDMS stations are also routinely-operated at Sallanches, Marnaz and Chamonix (blue stars in Figure 1). Finally, some of the 20 Meteo-France automatic weather stations located in the area of interest were also used in this study (Annecy, Sallanches and Mont-Arbois, yellow squares in Figure 1).

3. Material: WLS200S Lidar

The database analysed here was provided mainly by a 3D long range DWL, the WLS200S, developed by Leosphere [39] and located at Site 2. Another DWL, the WLS8-5 located at Site 1 is also used.

3.1. Lidar Specifications

3.1.1. Instrument Description

The WLS200S and WLS8-5 specifications are given in Table 3.

Table 3. Characteristics of the 3D long range Doppler wind lidar WLS200S and profiler Doppler wind lidar WLS8-5 (both designed by Leosphere) used during the Passy-2015 field experiment.

	WLS200S	WLS8-5
Wavelength (μm)	1.54	1.54
Accumulation time (sec)	1	3
Nb. Pulses averaged	10,000	30,000
Scan speed ($\text{deg}\cdot\text{s}^{-1}$)	1	-
Range resolution (m)	100	20
Range gates	59	24
Azimuth Range ($^\circ$ relative to north)	250 to 60	-
Elevation Range ($^\circ$ relative to Horiz.)	0 to 90	-
Scan cone angle ($^\circ$)	-	14.93
Speed accuracy (from manufacturer) ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$)	0.2	0.1
Direction accuracy (from manufacturer) ($^\circ$)	-	2

A DWL is an active remote sensing instrument that emits a laser pulse into the atmosphere and records the radiation backscattered by particles. The WLS200S operates at a wavelength of $\lambda = 1.54 \mu\text{m}$, which means that the laser beam is mainly scattered by atmospheric aerosol particles having diameters above about 100 nm. Because of their movements relative to the instrument, the backscattered signal is subject to the Doppler effect and its frequency is shifted compared to the emitted laser pulse frequency [40]. Since the particle movements are assumed to follow the wind, the frequency shift is proportional to the wind velocity in the Line-Of-Sight (LOS) direction. This leads to the relation $\Delta f = -\frac{2V_{los}}{c}$, where c corresponds to the speed of light and V_{los} to the LOS velocity, counted positive when the wind is blowing away from the lidar.

3.1.2. Measured Quantities

The WLS200S provides high resolution range-resolved measurements of:

- the Line-Of-Sight velocity (V_{los}) in $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$. Negative velocities represent a flow toward the lidar while positive velocities indicate a flow away from the lidar. To facilitate the plot interpretation, a convention based on the north–south or west–east direction is applied in this study whenever possible, and is specified in the figure caption.
- the Carrier to Noise ratio (CNR) in dB, corresponding to the ratio of the power of the received heterodyne signal to the noise power. The CNR depends, among others things, on aerosol content and can be expressed by the Equation (1) [41]:

$$\text{CNR}(R) = 10 \log_{10} \left(\frac{1}{R^2} I(R) \beta(R) T^2(R) \right), \quad (1)$$

where R represents the distance from the lidar in the LOS direction, $\beta(R)$ is the backscatter coefficient, $T^2(R) = \exp(-2\alpha R)$ is the atmospheric transmission (with α being the extinction coefficient) and $I(R)$ gathers together the geometric dependences on R , including the heterodyne efficiency, which mainly affects the signal in the nearest range gates. The CNR gives an indication of the measurement quality and is used for data quality checking (Appendix A).

3.1.3. Limitations

Under clear sky conditions, the lidar sensitivity depends on the aerosol content meaning that pollution episodes are favourable to longer ranges. Under fog conditions, high extinction caused by water droplets may lead to a severely reduced range. Long distance ranges are automatically discarded by the CNR thresholding during fog episodes. These episodes detected by PWD22 and CT25K are consistent with the time periods filtered by the CNR thresholding. The most important episodes occurred in the nights of 10 to 11 and 11 to 12 February.

3.2. Scanning Strategy

During the Passy-2015 field experiment, the WLS200S was operated with the following strategy:

- An horizontal Plan Position Indicator scan (PPI) every 10 min. This was obtained by the lidar beam scanning in azimuth, between 250° and 60° with respect to the north, while keeping the elevation angle at 0° (in red in Figure 4). Horizontal PPIs allowed the structure of the horizontal valley wind, 40 m AVL, to be investigated.
- A set of three Vertical Range Height Indicator scans (RHI) every 30 min, obtained by maintaining a constant azimuth angle of the lidar beam and scanning vertically between 0° and 90° in elevation (in green in Figure 4). RHI scans were performed in three azimuth directions: 295° , 350° , 28° in order to capture the vertical structure of the wind in the along-valley direction (azimuth 295°), along the north slopes (azimuth 350°) and in the eastern part of the basin close to the Servoz passageway that leads to the upstream part of the valley (Chamonix). The baselines of RHI scans are indicated by the green lines in Figure 1.
- Meanwhile, a set of slanted PPI scans was obtained every hour by scanning the lidar beam in azimuth between 250° and 60° and gradually increasing the elevation angle between 1° and 15° . An example of PPI scan at elevation 5° is represented in black in Figure 4.

This strategy provided a three-dimensional volume of measurement within the valley every hour, with a resolution of 100 m. The system was set with 59 ranges gates, of size 100 m, giving a potential maximum range of 6 km.

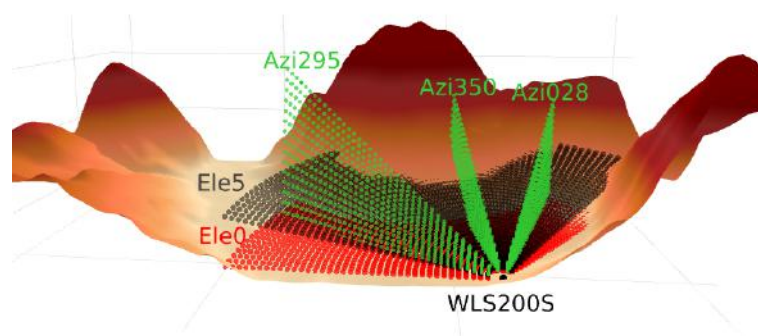


Figure 4. Scanning strategy of the WLS200S during the Passy-2015 field experiment. A horizontal PPI scan is represented in red, a slanted PPI scan at elevation 5° in black and the three vertical scans at azimuth 295° , 350° , 28° in green.

3.3. Inter-Comparison

In this section, V_{los} , measured from the WLS200S, and the same quantity derived from zonal and meridional velocities measured by the WLS8-5, are compared. DWL profilers have been used increasingly for atmospheric and wind turbine studies in the last decade. Comparison studies have shown very good agreement with readings from mast-mounted anemometers, with a correlation coefficient $R^2 = 0.99$ [42], or with radiosonde wind measurements [43]. The WLS8-5 is thus considered as a reference in the current study.

The comparison was made using the first gate of the WLS8-5, 40 m AVL at Site 1, and the closest WLS200S measurement extracted at azimuth 287° , 2600 m in the LOS direction. One-minute-averaged zonal and meridional velocities from the WLS8-5 were computed and the corresponding LOS velocity was derived by applying Relation (2):

$$V_{los} = -u * \sin(\gamma) - v * \cos(\gamma), \quad (2)$$

where u and v represent zonal and meridional components, respectively, measured by the WLS8-5 and γ the azimuth angle of the WLS200S. The result of the comparison is displayed in Figure 5 and reveals a very good correlation between the two lidars with a correlation coefficient of $R = 0.95$. The linear regression slope ($s = 0.93$) indicates that the V_{los} derived from the WLS8-5 are slightly under-estimated in comparison to those measured by the WLS200S. An explanation for this under-estimation may be the difference in observation volumes of the two instruments. The WLS200S performs an integration over a very thin horizontal cylinder 100 m long, whereas the WLS8-5 performs an integration over a 3D cone of approximately 21 m mean diameter and 20 m height.

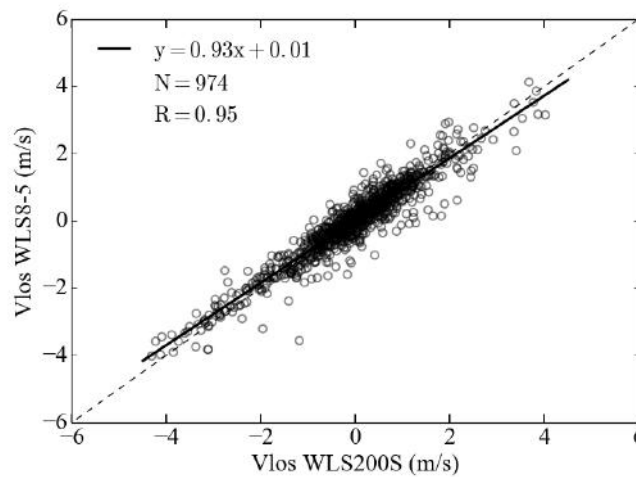


Figure 5. Scatter plot comparing V_{los} derived from the WLS8-5 lidar and measured by the WLS200S lidar during the IOP1 (974 values). The dashed line corresponds to the line 1:1 and the solid line represents the linear regression.

To evaluate the consequence of these differences in the volume of integration, the same comparison was made by considering only the cases in the time range 10:00 a.m.–4:59 p.m. UTC that were likely to be more homogeneous along the vertical because of convective mixing over the first 500 m (see Figure 3). This subset gave a similar correlation coefficient and a linear regression slope much closer to 1 ($s = 0.98$), suggesting that the more homogeneous the wind is in the vertical direction, the better is the comparison. This suggests that at least a part of the slight underestimation of the WLS8-5 measurements relative to the WLS200S ones was due to the differences of the volume of integration in the vertical direction.

This comparison finally allows a validation of the WLS200S database. This was confirmed by a determination of the error on V_{los} measurements, which showed that 80% of the database has a mean error of $0.12 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ (Appendix A).

4. Results

This section is divided into three parts: Section 4.1: a general overview of the wind intensities over a winter, Section 4.2 the characterization of the along-valley wind during the IOP1 with spatial and temporal analysis and Section 4.3 the identification of flows coming from the Saint-Gervais and Megève tributary valleys.

4.1. Overview of the Wind Intensity over a Winter

This section aims to provide a general overview of the wind distribution under stable conditions compared with more vertically mixed conditions. Figure 6 represents box plots of V_{los} extracted at 40 m AVL at two locations within the basin. These locations were chosen so that characteristics of the along- and cross-valley wind components could be inferred. Along (cross) valley components were extracted at azimuth 287° (350°) and 2600 m (700 m) from the lidar. Blue boxes represent the January–February database (*Jan–Feb*), which contains a large range of wintertime atmospheric conditions and associated wind patterns. Red boxes correspond to the stagnation stage of IOP1, described in Section 2.2 (10–12 Feb). The bottom and top of the box correspond to the 25th and 75th percentiles and the whiskers extend from the 1st to the 99th percentile, meaning that 98% of the database is between the two whiskers.

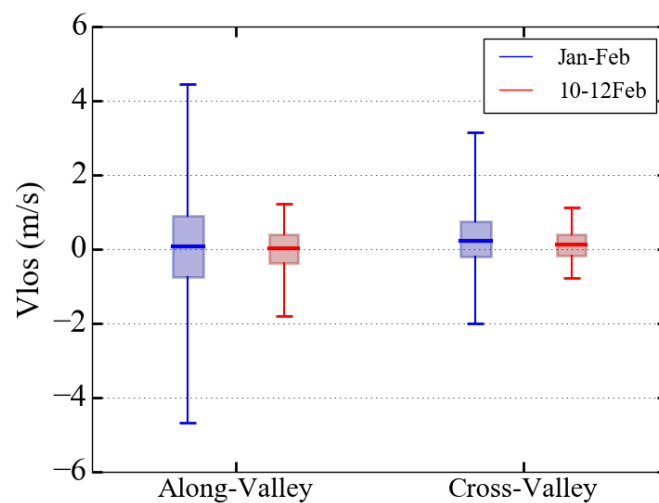


Figure 6. Representation of the V_{los} distribution for along- and cross-valley wind components for the January–February 2015 database in blue (*Jan–Feb*) and the stagnation stage of the IOP1 in red (10–12 Feb). The boxes represent the 25th and 75th percentiles, with a thick line representing median value, and the whiskers extending from the 1st to the 99th percentile. Positive (negative) V_{los} represent a flow away from (toward) the lidar.

For both along- and cross-valley winds, the extrema are significantly reduced for the 10–12 Feb dataset. This means that stable conditions limit the ventilation. To evaluate the distribution symmetry, the skewness (γ_1) was computed. For along-valley winds, the *Jan–Feb* distribution is symmetric, whereas the 10–12 Feb is negatively skewed with $\gamma_1 = -0.27$. This asymmetry means that, over the period, there was a range of wind intensity, above $1.2 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$, for up-valley winds that was not observed for down-valley winds. For cross-valley winds, the distribution ranges are less spread than for the along-valley component, which is consistent with the steep-sided basin shape. Both distributions are positively skewed meaning that, at least at the location considered (north of Site 2), the cross-valley winds blow more frequently from the south.

Finally, this figure shows that the wind intensities are significantly weaker in the Passy basin bottom during stable conditions than in the full two months database. The observed asymmetry on both the cross and along valley wind distributions may be of major importance for pollutant dispersion. In the following, the analysis focuses on the dynamics during the persistent temperature inversion episode.

4.2. Spatio-Temporal Fluctuations of the Along-Valley Wind

The along-valley wind is analysed in the three directions represented in Figure 7:

- along two vertical profiles (green lines) extracted in the centre (Azimuth 295°) and eastern part of the basin (Azimuth 28°), 2000 m away from the lidar, with data available every 30 min.
- along the horizontal valley axis (red line), 40 m AVL, with data available every 10 min.
- across the valley, along cross-valley transects (black lines) in the centre and eastern part of the Passy basin, with data available every 1 h.

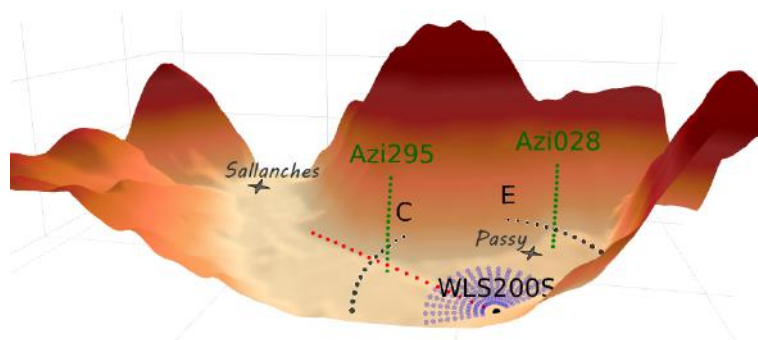


Figure 7. Location within the Passy basin of the axes used to characterize the along-valley wind. The vertical profiles (green) are extracted from RHI scans 2000 m away from the lidar, the horizontal transect (red) is extracted from the PPI scan at elevation 0° . The cross-valley transects (blacks) are extracted from slanted PPI with elevation angle (ranging from 1° to 8°), in the centre (C) and in the east (E) of the basin (E). The blue circular area is used to characterize the wind from the Saint-Gervais valley. Complete RHI and PPI scans can be seen in Figure 4.

4.2.1. Vertical Structure

Figure 8 presents space and time (z,t) diagrams of V_{los} , extracted for two vertical profiles within the Passy basin (green lines in Figure 7). Each panel represents the time evolution of the profile, extracted at azimuth 295° in the centre of the basin (panel a) and at azimuth 28° in the eastern part of the basin (panel b). Red corresponds to up-valley winds (approximately westerly in the basin centre) and blue to down-valley winds (approximately easterly).

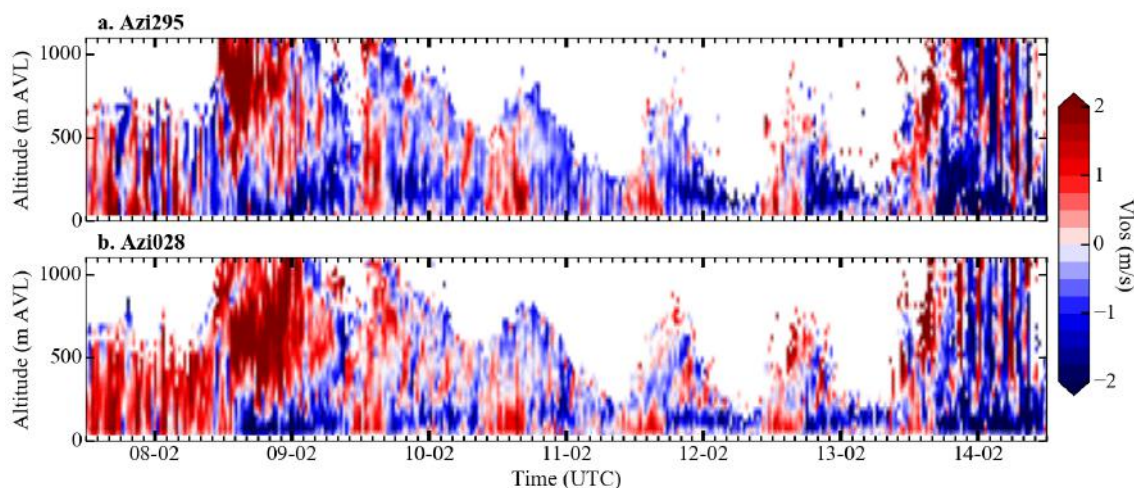


Figure 8. Space and time (z,t) diagrams of V_{los} , extracted for a vertical profile (a) in the centre of the basin at azimuth 295° and (b) in the eastern part of the basin at azimuth 28° . Red corresponds to up-valley winds (approximately westerly in the basin centre) and blue to down-valley winds (approximately easterly). Altitude is given in metres above valley level as defined in Section 2.3.

Vertical Range

The vertical range of the WLS200S (hereafter denoted H_{WLS}) changes over the period. From 7 to the middle of 8 February, H_{WLS} remains approximately constant at around 700 m AVL. This height is consistent with the cloud base detected by a ceilometer at Site 1. The clouds dissipate at noon UTC on 8 February, the time at which H_{WLS} increases. Then, a diurnal cycle starts, which lasts until 13 February (i.e., during the stagnation stage of the temperature inversion episode). H_{WLS} starts its increase around 10:00 a.m. UTC, when convection begins in the low-level layers, and reaches its maximum between 4:00 p.m. and 6:00 p.m. UTC everyday. Then, it decreases during the night and reaches its minimum around 8:00 a.m. UTC the next day. The day-to-day comparison shows that H_{WLS} tends to decrease slightly during the episode, probably following the aerosol layer thickness. Its daily-maximum ranges from 1400 m AVL on 9 February at 4:00 p.m. UTC to 650 m AVL on 12 February. This reduction is first driven by an increasing stability at the beginning of the episode, which confines the pollutant within a thinner layer. Afterwards, it may result from the subsidence of the capping inversion (Figure 3). Finally, H_{WLS} behaves in a very similar way over the two profiles, which highlights the homogeneity of the aerosol layer structure within the Passy basin. Note that H_{WLS} may be perturbed by fog episodes in the early morning and is therefore more difficult to interpret.

Wind Dynamics

Figure 8a shows the onset of the up-valley wind in the valley centre, which occurs around 10:00 a.m. UTC and coincides with the vertical range increase. The mean up-valley wind intensity and depth tend to decrease during the stagnation stage. The layer develops up to 500 m AVL on 9 and 10 February, then decreases to a depth of around 200–300 m AVL on 11 and 12 February.

The down-valley wind starts at 5:00 p.m. UTC and is characterised by a jet-like structure that varies in thickness, elevation, and intensity over the period:

- The signature of the jet is pronounced during the night of 9 to 10 February with wind oscillations. The first hundred metres above the ground are the most affected by oscillations, with hourly wind reversal (more details in Section 4.2.2).
- The down-valley wind intensity is very weak on the night of 10 to 11 February. This induces poor ventilation in the Passy basin boundary-layer, which is mainly affected by wind oscillations and waves.
- During the following night from 11 to 12 February, the jet forms at around 200 m AVL and then descends, reaching 120 m AVL in the early morning. Its upper structure is out of reach, probably because of signal extinction.
- For the last night of the episode, from 12 to 13 February, the jet forms at lower altitude (40 m AVL) with a base slightly disconnected from the ground, resulting in an almost motionless surface layer.

The recurrence of the alternation between up-valley winds during the day and down-valley winds at night throughout the episode shows that the circulation is thermally driven, as expected under winter conditions [10]. The morning transition (from down- to up-valley wind) occurs 1 h 40 min after the local sunrise, which is at around 8:20 a.m. UTC according to the Site 1 observations. The evening transition is close to the local sunset, which occurs at 3:50 p.m. UTC. Those delays are consistent with those observed in the Cadarache valley by Duine et al. [27]. It is interesting to note that the daytime and nighttime maximum wind intensities are similar. In comparison, up-valley winds three times stronger than down-valley winds have been reported by Giovannini et al. [22], who focused on late spring and summer periods in the Adige Italian valley. However, it is important to bear in mind that, during the wintertime period considered in the present study, the energy available from solar insolation to support the up-valley wind is significantly lower.

In the eastern part of the basin, the morning and evening transitions occur at the same times, but Figure 8b shows a more strongly layered structure. The down-valley wind layer remains at constant elevation (130 m AVL) and has a mean thickness of 80 m. Above this layer, an up-valley wind is

observed intermittently during the night. Differences between the two parts of the basin will be discussed in greater details in Section 5.1.

4.2.2. Horizontal Structure along the Valley Axis

The wind structure along the valley axis is investigated here by looking at the V_{los} field along the red axis marked in Figure 7. Figure 9a shows a space and time (x,t) diagram of V_{los} with the axis of ordinates representing the horizontal LOS distance from the lidar, located at the origin. The colour convention is the same as in Figure 8.

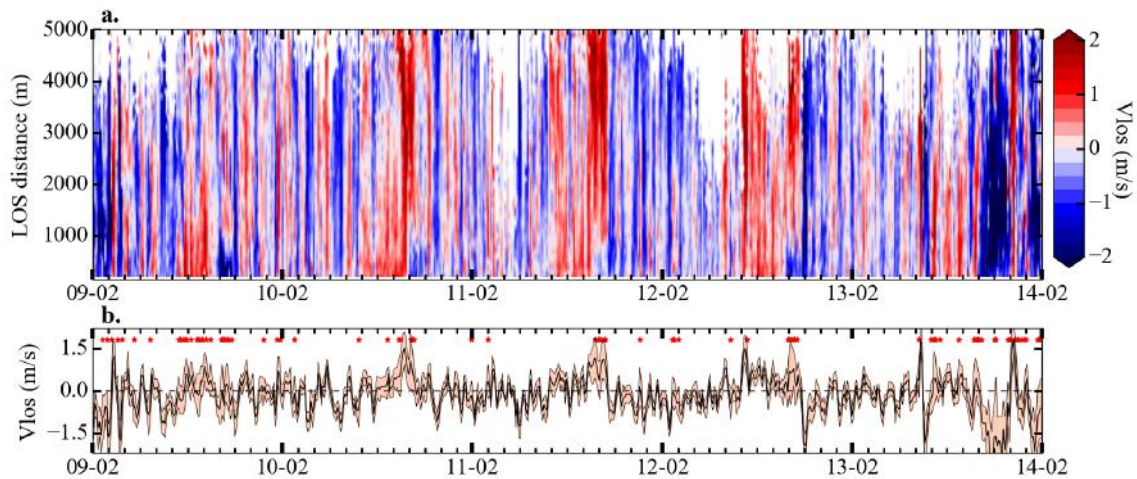


Figure 9. (a) space and time (x,t) diagrams of V_{los} along the horizontal valley axis. Red corresponds to up-valley winds (approximately westerly in the basin centre) and blue to down-valley winds (approximately easterly). (b) mean and standard deviation of V_{los} computed over the LOS distance, between 0 and 5 km, for each time step. Red stars represent the time step at which the wind in the along-valley direction is considered as heterogeneous based on the criterion defined below.

Unlike the vertical range of the lidar, the horizontal range does not follow a diurnal variation. Because the lidar laser beam remains in the aerosol layer close to the ground, the horizontal range remains constant at around 5 km, except in the early morning periods probably because of fog episodes.

The morning and evening transitions of the along-valley flows at 40 m AVL are consistent with those presented in the previous section. Oscillations can be observed in the wind pattern behaviour, especially during the night-time. These oscillations may explain the asymmetric distribution observed in Figure 6, which shows a slight predominance of up-valley winds during the stagnation stage of the temperature inversion (from 10 to 12 February). Up-valley winds are more continuous than down-valley winds that are largely affected by oscillations and do not achieve a stationary state. The 10 min time resolution allows a visual estimation of the wind reversal period close to 1 h. A Fast Fourier Transform was applied to quantify these oscillations more accurately, but the resulting power spectrum did not permit a clear period determination (not shown). We suspect that this may have been the result of an over-complex signal, including oscillations caused by several mechanisms such as the emission of internal gravity waves in the valley by the intrusion of katabatic winds [44] or flow from tributary valleys [45], or the along-slope oscillations of katabatic winds [46].

A remarkable feature is that flow reversal often occurs simultaneously over the whole valley, at least along the red line of Figure 7. To quantify the horizontal homogeneity of V_{los} along this line, a criterion is applied for each time step. It is classified as non-homogeneous when its standard deviation is above the threshold of $0.5 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$, and a least 10% of the LOS dataset is of the opposite sign (to account for the change in direction).

Means and standard deviations of V_{los} are displayed in Figure 9b, where heterogeneous cases are identified with red stars. It can be seen that most of the heterogeneities occur during the daytime and more precisely in the late afternoon, during the evening transition. A recurrent heterogeneity is the one occurring systematically at 4:00 p.m. UTC. At that time, the wind first reverses close to the lidar (i.e., from 0 to 1000 m LOS). Then, after 1.5 to 2 h the wind reversal spreads over the whole valley. This 4:00 p.m. UTC wind reversal may be explained by considering the lidar position, which is close to both the southern sidewalls of the Passy basin and to the St-Gervais tributary valley mouth. The former favours the impact of down-slope winds and theory states that these winds usually reverse before valley winds that have more inertia [10,47]. The tributary valley mouth favours the impact of down-valley wind of the St-Gervais valley, which is in the shadow before the Passy Basin (more detail in Section 4.3.1).

4.2.3. Cross-Valley Structure

This section investigates the structure of the along-valley wind over transects perpendicular to the valley axis, at two different locations, represented by the black lines in Figure 7. Slanted PPI scans were used with elevation angles ranging from 1 to 8°. For each elevation angle, a cross-valley transect was extracted 2000 m away from the lidar, providing horizontal transects from 40 m up to 280 m AVL every 35 m. By means of elevation-by-elevation comparisons, three elevations (75, 150 and 250 m AVL) were selected for analysis and are presented in Figure 10. The axis of ordinates represents the cross-valley distance, centred over the horizontal transect considered. Because of the lower scan acquisition frequency (1 scan per hour), data were smoothed with a Gaussian filter to account for the coarse temporal resolution. In contrast to the previous section, where the wind was blowing along the transect considered, we now look at the along-valley wind blowing through the transect over the valley width.

Vertical and North–South Structure for Cross-Valley Transects in the Basin Centre

A comparison of the diagrams obtained from 40 m to 280 m AVL confirms the low wind intensities up to 110 m AVL, with V_{los} intensities below $1.25 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ on the 75 m elevation diagram in Figure 10a, and the more intense systems aloft. At 150 m AVL, the intensities increase during both day- and night-time. The down-valley wind intensity tends to decrease above 250 m AVL (not shown) and the elevation of its core (jet-like structure) changes during the period, as observed in Figure 8. The new and important feature accessible with the visualization is the north–south wind structure. It can be noted that during the day, the up-valley wind develops over the whole valley width. At night, the down-valley flow does not extend over the valley width but is rather confined to the northern half of the basin. The southern half of the basin is affected by a wind blowing in the opposite up-valley direction.

Vertical and North–South Structure for the Eastern Cross-Valley Transects

The same analysis is presented in Figure 11 for cross-valley transects extracted in the eastern part of the Passy basin at elevation 150 m and 250 m AVL, panels a and b, respectively. A similar spatial structure along the y -axis and over the vertical is observed. At night, the down-valley jet is shifted northward as the altitude increases. This may be linked to the widening of the valley with elevation. When the diagrams shown in Figures 10 and 11 are compared, the down-valley jet appears more intense and narrower in Figure 11. For instance, on 12 February at 8:00 p.m. UTC, 150 m AVL, a broadening of the flow towards the west can be observed with a mean velocity varying from -2.8 to the east to $-2.1 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ to the basin centre. The sheared structure is more pronounced in this part of the basin, especially at 250 m AVL, where half of the basin width is affected by wind blowing up-valley at night.

This night-time cross-valley sheared wind structures and its reinforcement in the eastern part of the valley is likely to have very important consequences for pollutant dispersion and will be discussed in more details in Section 5.2.

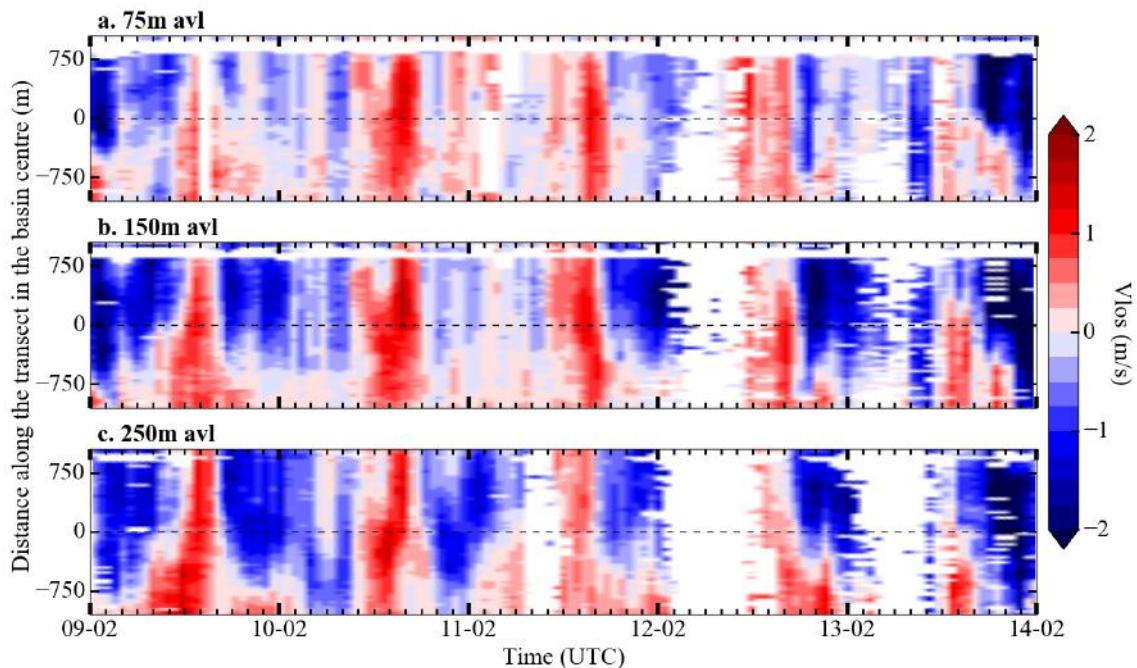


Figure 10. Space and time (y,t) diagrams of V_{los} over cross-valley transects extracted at elevation (a) 75 m; (b) 150 m; and (c) 250 m AVL in the central part of the Passy basin (transect C in Figure 7). Red corresponds to up-valley winds (approximately westerly in the basin centre) and blue to down-valley winds (approximately easterly). The axis of ordinates is given as the distance from the middle of the transect with positive y towards the north and negative y towards the south.

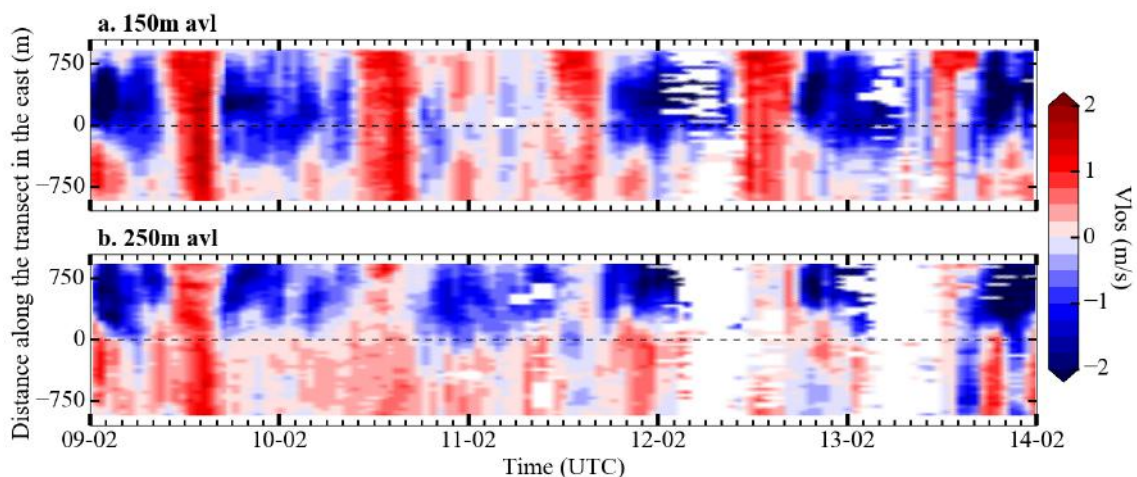


Figure 11. The same as Figure 10 for cross-valley transects in the eastern part of the Passy basin (transect E in Figure 7), extracted at (a) 150 m and (b) 250 m AVL.

4.3. Tributary Valley Flows

In addition to the ventilation caused by the along-valley wind system, the basin is also fed by air from outside the valley. This may lead to a dilution or an increase of pollutants within the basin. Two important sources of such air are the Saint-Gervais and Megève tributary valleys (Figure 1).

4.3.1. Saint-Gervais Valley

Since the WLS200S was located at the Saint-Gervais valley exit, the flow penetrating into the basin could be detected using horizontal PPI scans. At low elevation (40 m AVL), a wind intrusion coming from the south is observed at around 5:00 p.m. UTC on WLS200S horizontal and vertical scans (not shown). This intrusion penetrates into the valley over a restricted area (on average 1000–1500 m from the WLS200S in the LOS direction) and then vanishes. Figure 12 synthesizes this information by showing the direction of the prevailing flow blowing through a restricted zone close to the WLS200S. This zone is defined between two circular arcs, one of radius 200 m and the other 1000 m, in the sector from azimuth 250° to 60° (blue area in Figure 7). For each azimuth of the horizontal PPI scan, a spatial average of V_{los} ($\langle V_{los} \rangle$) is computed. The azimuth of the maximum $\langle V_{los} \rangle$ is considered as the direction of the dominant away-from-lidar wind component blowing through the arc. Conversely, the azimuth of the minimum $\langle V_{los} \rangle$ represents the direction of the dominant toward-lidar wind component. Red (blue) arrows represent the away-from-lidar (toward-lidar) wind components in terms of direction and mean intensity. It should be noted that these components may be the result of a flow superimposition.

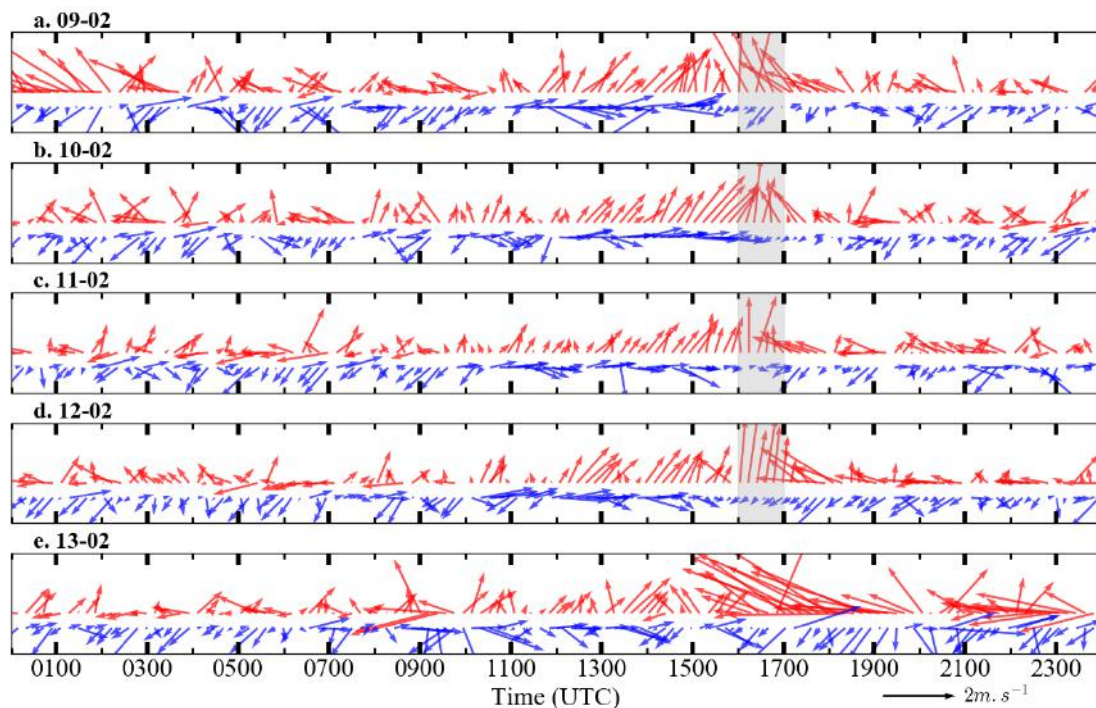


Figure 12. Representation of the dominant away-from-lidar (red arrows) and toward-lidar (blue arrows) wind components blowing through the area delimited by an arc of a circle of radius 1000 m, 40 m AVL, represented in blue in Figure 7. Wind directions are given by the arrow orientations (a northerly wind points downwards) and wind force by the vector length. Each panel is associated with one day and grey areas indicate the time period during which southerly flows are observed.

From Figure 12, it can be seen that the low-level southern intrusion is observed between 4:00 p.m. and 5:00 p.m. UTC, with the dominant red away-from-lidar component blowing from the south, every day from 9 to 12 February (grey areas on panels a to d). This direction is consistent with the relative orientation of the Saint-Gervais valley compared to the WLS200S location. Vertical scans show that the thickness of this wind layer does not exceed 100 m meaning that it affects only the lowest level of the basin atmosphere (not shown). The only day during which the intrusion signature is not observed is the 13 February, but it may have been masked by the down-valley wind, which was more intense during the destruction stage of the temperature inversion episode (Figures 8 and 9).

Looking at the diurnal evolution, before 4:00 p.m. UTC, it can be seen that the domain is mainly affected by the up-valley wind with directions of the away-from- and toward-lidar components consistent with the valley axis direction. From 5:00 p.m. UTC, the circulation reverses to down-valley wind. The early morning presents a similar pattern, but the winds are more fluctuating.

Wind intrusions were also visible on vertical lidar scans at higher elevation, in the range 200–540 m AVL (not shown). These flows may also affect the basin dynamics by interacting with the down-valley flow presented in Section 4.2.

4.3.2. Megève Valley

Due to the relative orientation of the Megève tributary valley with respect to the WLS200S location, the flow that may exit this valley is mainly perpendicular to the lidar beam and cannot be seen on V_{los} measurements. However, information can be captured using a method based on the CNR signal, which depends among other things on aerosol content (Section 3.1.2). Based on Fujii and Fukuchi [40] and Chouza et al. [41], a correction was derived to remove instrumental dependence of the CNR (Equation (1)). This gives access to the attenuated backscatter (βT^2) defined by:

$$\beta T^2 = \log_{10} \left(\frac{10^{0.1 * CNR(R)} * R^2}{I(R)} \right). \quad (3)$$

The instrumental function $I(R)$ was determined in the same way as in Chouza et al. [41], i.e., by fitting the heterodyne efficiency function given by their Equation (12) on cases considered as homogeneous with regard to aerosol distribution. Additional signal processing steps would be needed for PM10 retrieval, but this correction is sufficient for a qualitative analysis of the attenuated backscattered intensity within the basin.

Horizontal maps of βT^2 derived from horizontal PPI scans measured around 6:15 p.m. UTC from 9 to 12 February are displayed in Figure 13. βT^2 increases as the colour moves towards the red. Looking at the western part, in the azimuth range 250 to 310°, a yellow structure crossing the valley can be observed. This structure probably represents an advection of air by the flow coming out of the Megève tributary valley, which connects with the Passy basin at this location. The color of the structure suggests an air mass that is cleaner than the air within the basin. It is visible from 4:30 p.m. UTC for the four days and was also intermittently present during the whole night (not shown). The similarity between this onset time and that of the Saint-Gervais valley exit flow observed in Figure 12 suggests a similar dynamics between the two tributaries, which share a similar north–south orientation.

A noteworthy feature was a meandering of the flow, with significant direction changes observed over a 10 min period (not shown). These meanders are often observed under stable conditions and low wind intensities [48]. They may influence pollutant dispersion and may also be one of the sources of the oscillations observed in Figure 9.

Close to the northern sidewalls and in the eastern part of the basin, red patches are observed that are likely to be associated with more polluted air in these areas than in the southern part of the basin.

The day-to-day comparison shows a generally lower signal on 12 February (Figure 13d) that is consistent with the PM10 diminution observed within the Passy basin in Figure 2.

Finally, this method constitutes a complementary approach to the V_{los} analysis by providing information on a flow perpendicular to the LOS. Moreover, it provides qualitative information on the aerosol content of the air. Its unique ability to retrieve information on the 3D wind structure makes it a very important instrument for studying wind dynamics over complex terrain.

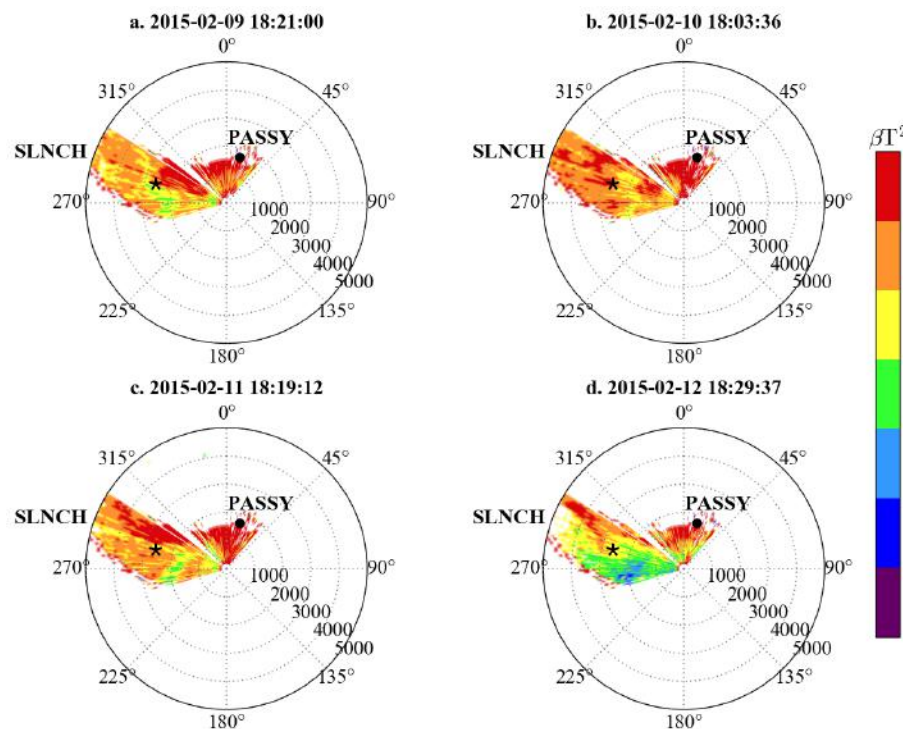


Figure 13. Horizontal maps of βT^2 derived from horizontal scans of CNR by applying the Equation (3) for four days of the persistent temperature inversion episode. The WLS200S is located at (0,0) and the black star indicates the location of Site 1 within the Passy basin. The black dot shows the location of the TEOM-FDMS station, which measured $[PM_{10}]$ at Passy. The Sallanches station (SLNCH) is out of the plot, 6.2 km away from the center in the the west–northwest direction, close to the southern sidewalls of the basin (blue star in Figure 1).

5. Discussion

5.1. Cause of the Observed Wind Patterns

The daytime up-valley wind develops homogeneously within the basin, whereas the night-time wind system is more complex. Figure 14 presents a conceptual scheme of the main wind structures observed at night during the stagnation stage of the persistent inversion with:

- a low-level layer below 100 m AVL mainly driven by oscillations reflecting the cold air pool perturbations and limiting the ventilation of the low-level layer in the basin,
- a down-valley jet-like structure around 150 m AVL on the northern side, stronger and narrower in the eastern part of the Passy basin,
- a shear zone in the north–south direction with a down-valley flow running along the northern sidewalls and a wind blowing in the opposite up-valley direction in the southern half of the basin. This pattern is more pronounced at 150 m AVL.
- the flows drained by the two tributary valleys, Megève and Saint Gervais, which are observed intermittently during the night.

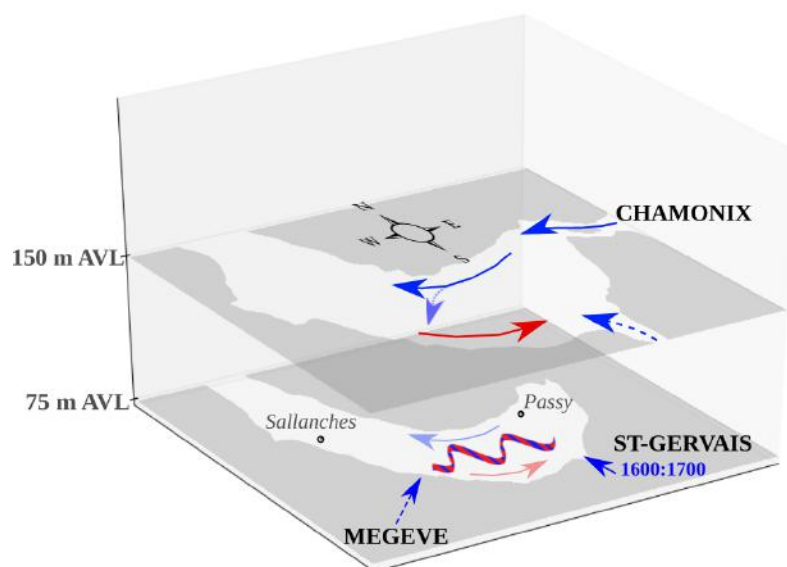


Figure 14. Conceptual scheme of the main night-time wind structures observed from WLS200S measurements within the Passy basin. Blue (red) arrows represent down-valley (up-valley) flows. Wind oscillations are represented by the hatched red and blue wave. Dotted arrows represent the flows observed intermittently during the night. The tributary valley locations are indicated in capital letters and the main towns within the Passy basin in lower-case letters.

5.1.1. Down-Valley Jet within the Passy Basin

The down-valley jet observed within the Passy basin may arise from several contributions coming from the surrounding valleys. First, because of the jet elevation 130 m AVL observed in Figure 8b, the down-valley wind observed in the east is likely to come from the upstream Chamonix valley. The Servoz passageway between the Chamonix valley and Passy basin is a very narrow (50–200 m) meander with an elevation of around 150 m AVL at the basin entrance, consistent with the 130 m AVL elevation of the jet. This “main” flow is then mixed with the down-valley flows coming from the two tributary valleys in the south sidewalls of the Passy basin, Saint-Gervais and Megève, as observed in Figures 12 and 13, respectively. The time lapse of 1 h between the apparition of the tributary down-valley flows and the main down-valley flow may be the result of the side valleys being in shade earlier because of their north–south orientation. Their mixing in the middle of the valley may change the relative buoyancy of the jet, leading to variation in the vertical structure of the down-valley flow between the east and the west. While the jet is observed to have a constant elevation in the east (Figure 8b), its elevation in the west can be seen to be more variable during the night (Figure 8a).

5.1.2. Day-to-Day Evolution

The day-to-day comparison in Figure 10 highlights the weakness of the down-valley flow during the night of 10 to 11 February, with V_{los} intensities that do not exceed $1.25 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$, whereas they can reach $2 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ during the other nights of the episode. The $[PM_{10}]$ maxima for Passy and Sallanches were reached this same night as noted in Table 1.

Temperature profiles from radiosoundings showed that this night was one of the coldest, with a minimum temperature of -10°C at 5 m and a thermal stability reaching its maximum over the episode with $+13^\circ\text{C}$ in the first 600 m AVL (the temperature gradient being positive up to 800 m AVL at 6:00 a.m. UTC). This strong thermal inversion may have inhibited the formation of the down-valley flow or at least prevented it from penetrating into the lowest-level layer of the Passy basin since it was only detectable above 250 m AVL as seen in Figure 10.

5.1.3. North–South Structure

Figures 10 and 11 show sheared wind structures in the cross-basin direction during the night-time, with a down-valley jet close to the northern sidewalls and a wind blowing in the opposite up-valley direction close to the southern sidewalls. This sheared structure may be influenced by:

- Dynamical effects due to the particular geometry of the basin (curvature and semi-closed structure), which may induce a re-circulation cell forced by the orography. Indeed, Weigel and Rotach [49] have shown that a sharp valley curvature may generate a secondary circulation, leading to strong shear in the cross-valley direction.
- The down-valley flows emerging from the tributary valleys (Saint-Gervais and Megève valleys), both of which lie on the southern side of the Passy basin. Their flows may thus prevent the down-valley jet from extending southward.
- The daytime asymmetric solar heating of the northern and southern slopes, which could perturb the cross-basin temperature structure. This north–south gradient may generate a cross-basin circulation, which could influence the trajectory of the down-valley jet. Moreover, this differential heating has a strong influence on snow cover since the north-facing slopes remained snow covered while the snow progressively melted on south-facing slopes and basin bottom during the IOP1. This north–south gradient of snow cover, and thus of albedo, can be an additional source of north–south asymmetry as already observed by Lehner and Gohm [13].

Further studies will be needed to understand the contribution of each of these processes, but, for the question that concerns us here, this sheared cross-basin structure can have a major importance for pollution re-distribution as discussed in the next section.

5.2. Consequences of the Observed Wind Structures on Air Quality

As explained in Section 2.1, the Arve valley is urbanized and crossed by one of the major roads for goods transport toward Italy. Figure 2 shows that PM10 concentrations monitored within the Arve river valley exhibit large heterogeneities with on average, $[PM10]_{Passy} > [PM10]_{Sallanches} \gg [PM10]_{Chamonix} > [PM10]_{Marnaz}$ over a wintertime pollution episode. The $[PM10]$ measured at Marnaz, located at the western exit of the Passy basin are the lowest, with a mean value over the winter period of around $30 \mu\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$. Consequently, it can be assumed that this broader section of the Arve river valley is more ventilated and less affected by the valley wind systems. The Passy basin and the Chamonix valley have a total population of about 40,000 peoples, which means that winter residential heating (wood burning) is an important source of pollutants. The towns of Passy, Sallanches and Chamonix can be considered to produce similar amounts of such pollution. However, the industrial activity developed at Passy may constitute additional source of emissions. Therefore, one may ask whether the local wind dynamics tend to increase this PM10 variability or homogenise the concentrations within the valley. To answer this question, the following section discusses how the wind patterns may contribute to (i) the higher $[PM10]$ measured within the Passy basin than around and (ii) the local differences within the basin, with larger $[PM10]$ observed at Passy.

5.2.1. High PM10 Concentration within the Passy Basin

During the daytime, a continuous up-valley wind blows over the whole basin width. At a maximum mean velocity of $1.5 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ over a mean duration of 5 h, pollutants would travel a maximum distance of 27 km upstream, which is similar to the valley length (23 km). Under very stable conditions, the $[PM10]$ Chamonix are below $50 \mu\text{g}/\text{m}^{-3}$ (Figure 2). Therefore, it is probably that the polluted up-valley wind does not reach the upstream town and remains blocked by the Servoz sill. The current database does not allow for investigating the trajectory of the air masses beyond the Passy town but several hypotheses can be considered. The polluted air mass can recirculate at a higher level in the opposite direction or be evacuated along the basin sidewalls by the up-slope circulation.

Under less stable conditions, the up-valley is more developed (not shown) and can flow towards Chamonix, leading to similar $[PM_{10}]$ in the two towns. This is consistent with what is observed at the beginning or at the end of pollution events (Table 1 and Figure 2).

During the night-time, the Chamonix pollutants may be vented out towards the Passy basin by the down-valley wind, leading to night-time $[PM_{10}]$ at Chamonix that are lower than the daytime $[PM_{10}]$ (not shown). The polluted down-valley wind would flow towards the Passy basin where the emissions of Chamonix can discharge. Depending on the jet buoyancy, it may either reach the ground or run higher, leaving only a weak back-and-forth transport in the layer 0–100 m caused by the wind oscillations. In both cases, the Chamonix PM_{10} are nevertheless advected within the Passy basin. They might incorporate into the low levels the following day due to the small convective mixing layer developing in the early afternoon over a few hundred of metres (up to about 500 m AVL during IOP1 as seen in Figure 3). As a result, the convective dilution efficiency within the basin would be reduced compared to the efficiency that would occur with clean air at altitude.

Finally, because of its location at the junction of several tributary urbanized valleys, the basin is likely to collect their aerosol contributions at night. The degree of stability plays an important role by governing the communication between the Passy basin and the Chamonix valley during the day and thus the PM_{10} transfer from the Passy basin to the upstream Chamonix valley.

5.2.2. PM_{10} Differences between Passy and Sallanches

The PM_{10} dynamics of Passy and Sallanches, both lying within the basin, are similar as observed in Figure 2, but PM_{10} concentrations are significantly higher at Passy. A ventilation index was derived to visualize the average ability of the wind to disperse pollutants at every location of the basin. This was computed by integrating the V_{los} field over a certain period using horizontal PPI scans, at 40 m AVL. The index is given in metres-per-hour.

The ventilation index is displayed for 11 February in Figure 15a. A decomposition in three stages of the 11 February is proposed with (b) the early morning stage [0:00 a.m.:10:59 a.m.] UTC; (c) the daytime stage [11:00 a.m.:4:59 p.m.] UTC; and (d) the evening stage [5:00 p.m.:11:59 p.m.] UTC. Ventilation in the toward- and away-from-lidar directions are represented in blue and red, respectively. Panel a shows that the daily-averaged ventilation index intensity does not exceed 600 metres-per-hour reflecting a globally weak ventilation of the basin low-level layer. In comparison, it reaches 4000 metres-per-hour the 14 February, which was out of the inversion episode (not shown).

In the east of the basin, above Passy, the daily-averaged ventilation is westerly. The decomposition per stage shows that this place is mainly affected by the daytime up-valley wind (panel c) with intensity above 1500 meters-per-hour while the night-time index does not exceed 300 metres-per-hour (panels b and d). This can be related to the night-time down-valley jet, which is only observed at a higher altitude in this part of the basin (Figure 8). As a result, the east of the basin is mainly ventilated during the day and remains stagnant at night.

In the west of the basin, on a daily-average, the northern part is exposed to an easterly ventilation, while the southern part is ventilated in the opposite westerly direction (panel a). Panel c shows a rather homogeneous structure during the daytime stage while panel d highlights a north–south sheared zone in the evening stage. This is again likely to be related to the night-time down-valley jet, which is at altitude in the eastern part of the basin but falls to a lower level in the middle of the basin, remaining at this lower altitude through the western part. The daily-averaged index in the west therefore results in a predominance of (i) the day-time up-valley wind in the south and (ii) the night-time down-valley wind in the north.

Finally, on a daily-average, Sallanches and Passy are both exposed to a westerly ventilation. This results in an advection of the Sallanches PM_{10} towards Passy. The main difference between the two parts of the basin occurs at night. During the evening stage, the atmosphere above Passy is almost motionless, while Sallanches is affected by an easterly ventilation. This difference may participate in the higher $[PM_{10}]$ measured at Passy. Similar patterns with north–south and west–east gradients are

observed on the daily ventilation index and βT^2 maps (Figures 15a and 13, respectively). The trajectory of the down-valley wind therefore appears to be of major importance in the PM₁₀ distribution within the Passy basin.

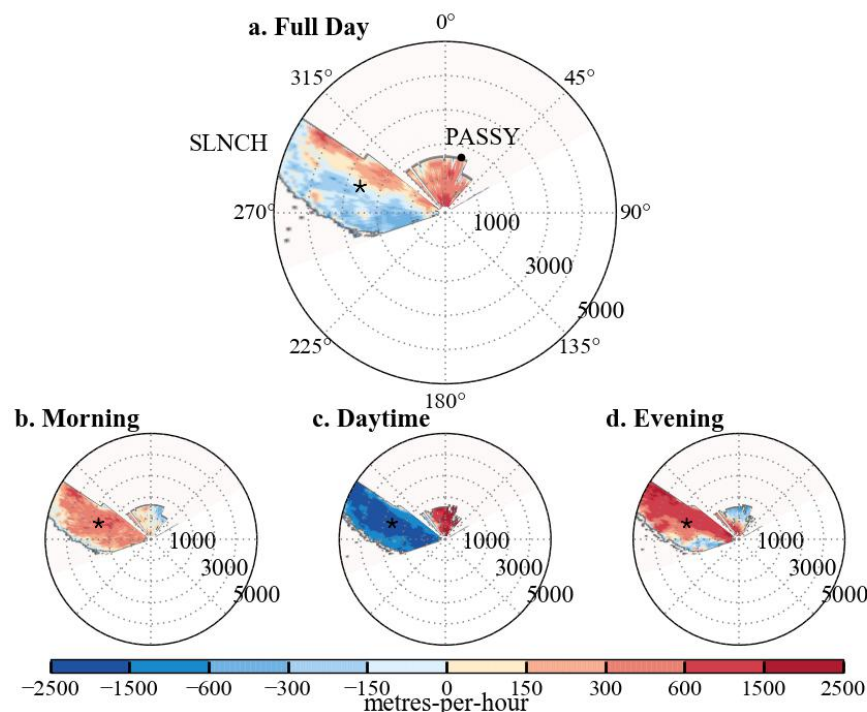


Figure 15. Horizontal map of ventilation index obtained from PPI scan, 40 m AVL for (a) the full 11 February, (b) the early morning stage [0:00 a.m.:10:59 a.m.] UTC; (c) the daytime stage [11:00 a.m.:4:59 p.m.] UTC; and (d) the evening stage [5:00 p.m.:11:59 p.m.] UTC. Blue represents ventilation in the toward-lidar LOS direction and red represents ventilation away-from-lidar, which is located at the centre (0,0). The black star indicates the location of Site 1 within the Passy basin and the black dot shows the location of the TEOM-FDMS station, which measured [PM₁₀] at Passy. The Sallanches station (SLNCH) is out of the plot, 6.2 km away the center in the west–northwest direction, close to the southern sidewalls of the basin (blue star in Figure 1).

6. Conclusions

In this paper, the local wind structure is retrieved in the steep-sided Passy basin that is part of the Arve river valley, close to Mont-Blanc (French Alps). Our aim was to identify the features of the local winds that may contribute to (i) the high levels of PM₁₀ monitored in winter in the Passy basin and (ii) the spatial PM₁₀ heterogeneities observed locally over a few tens of kilometres within this basin. This work relies on data from the Passy-2015 field experiment that took place during winter 2014/2015. More precisely, this work focuses on a persistent temperature inversion episode documented during an Intensive Observation Period of the field experiment. Data from radiosoundings, ground stations of the METEO-FRANCE operational network and a scanning DWL were used. The scanning DWL database was first validated through a comparison with a profiler DWL, allowing a good level of confidence regarding the velocity fields retrieved. The scanning DWL proved to be a really useful instrument, providing access to 3D measurements and thus revealing the local wind structures that could not be seen by profiler instruments. Moreover, additional relevant information can be derived from the data given by this instrument, such as the aerosol layer height or a qualitative overview of the aerosol content derived from the CNR signal.

Within the Arve river valley, PM₁₀ concentrations recorded in the Passy basin are significantly higher than concentrations recorded in the upstream Chamonix valley under a persistent temperature

inversion episode. Beyond the variability in emissions rates that may exist, this work reveals that the accumulation of pollutants within the Passy basin is consistent with the combined effects of:

- a night-time stagnation of pollutants in the lowest layers, induced by the back-and-forth transport of particles by wind reversal on an hourly timescale.
- a reduction of the dilution efficiency because of the discharge of the urbanized tributary valley emissions into the basin at night. Such particles may be integrated into the low-layers in the basin, during daytime convection,
- a lack of daytime ventilation because of the combined effects of thermal stratification and topography, including the Servoz passageway between the Passy basin and the Chamonix valley, which prevent particles contained in the up-valley flow from being vented out.

Under less stable conditions, the communication between the Passy basin and the upstream Chamonix valley is restored, leading to similar PM10 between the two sections of the Arve river valley.

Within the Passy basin, significant differences in PM10 levels are also observed between Passy and Sallanches, although they are only 5 km apart. In addition to the effects mentioned above, the following wind pattern specificities may contribute to these variations:

- a reduction of the night-time dilution at Passy because of the down-valley flow, which remains above the lowest layers in the eastern part of the basin but is likely to get through the lower layers in the other part of the basin, leading to a west–east gradient in dilution,
- a northeast–southwest ventilation gradient observed when looking at the 24-h average with a westerly transport in the southern part of the basin and an easterly transport in the northern part of the basin, probably with more polluted air. This northeast–southwest gradient is consistent with the observed heterogeneity of the backscattered signal maps derived from the scanning DWL CNR signal.

To sum up, the complexity and very particular characteristics of the basin topography are mirrored in the local winds that are heterogeneous. Under stable wintertime conditions, the observed wind systems lead to an important variability in ventilation within the Passy basin. Instead of distributing the emissions among the valley, the wind system favors their accumulation in places where the highest PM10 concentrations are measured. This study finally highlights the importance of local dynamics on PM10 distribution. Several questions regarding the mechanisms leading to the local wind structures observed arise from this work. A high resolution numerical modelling study is currently in progress in order to investigate these questions. The model has shown a good ability to represent the persistent temperature inversion dynamics observed during the first IOP [37]. Focus will now move to the role of the western part of the Passy basin, not covered by instruments during the field experiment, the Servoz passageway and its impact on the valley wind structures, and the possible role of the northern and southern slopes on the north–south local wind gradient. Particular attention will be paid to the elevated down-valley wind in the eastern part of the Passy basin as it appears to be a key element for the impact of local winds on air quality within the basin.

Acknowledgments: The Passy-2015 field experiment was supported by ADEME through the French national programme LEFE/INSU and by METEO-FRANCE. We thank the cities of Passy and Sallanches for their kind support. The field experiment was led by CNRM while LEGI is the principal investigator of the LEFE/INSU project. Data are managed by SEDOO at Observatoire Midi-Pyrénées (<http://passy.sedoo.fr>). We thank all the teams involved in the field experiment: GMEI/LISA, GMEI/4M, GMEI/MNPCHA and GMEI/TRAMM at CNRM; LEGI, IGE, Atmo Auvergne-Rhone-Alpes and NCAS (UK). A special thanks to the people involved in the rawinsondes preparation and data acquisition under difficult meteorological conditions at night-time.

Author Contributions: T.S. wrote the paper and conducted the data analysis in the framework of her Ph.D. program. A.P. designed the scanning strategy of the lidar during the field experiment and helped in the interpretation of the results and manuscript revisions along with G.C. and Y.L.; A.P. brought its expertise on stable flows; G.C. brought its expertise on boundary layer dynamics; Y.L. largely contributed to the analysis of the dynamics of the temperature inversion episode; A.D. contributed to data-processing and supported the determination of the measurement accuracy. J.-M.D. and T.D. ensured the scanning Doppler wind lidar data acquisition during the field-experiment and helped on technical details and data-processing.

Conflicts of Interest: The authors declare no conflict of interest. The founding sponsors had no role in the design of the study; in the collection, analyses, or interpretation of data; in the writing of the manuscript, and in the decision to publish the results.

Appendix A. Speed Accuracy

The expected speed accuracy given by the manufacturer is less than $0.2 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ on V_{los} measurements [39]. To make sure that this value was not affected by low wind conditions, it was checked in the conditions of use of the Passy-2015 field experiment by applying the correlation method described in Frehlich and Cornman [50]. This method decomposes the measured velocity $\hat{v}(k)$ as $\hat{v}(k) = v(k) + \epsilon(k)$, where $v(k)$ corresponds to the “real” velocity and $\epsilon(k)$ the error. For each range gate, two correlation coefficients are computed, namely :

$$C(0) = \frac{1}{K} \sum_{k=0}^{K-1} \hat{v}^2(k) \quad C(1) = \frac{1}{K-1} \sum_{k=0}^{K-2} \hat{v}(k)\hat{v}(k+1). \quad (\text{A1})$$

The temporal average of the difference $C(1) - C(0)$ is then computed and associated with the corresponding mean CNR for the range gate. Assuming that $v(k)$ and $\epsilon(k)$ are uncorrelated, that $\epsilon(k)$ is white noise and that the pulse repetition frequency is sufficiently large, the difference between the two correlation coefficients provides an estimation of the mean error $\langle C(0) \rangle - \langle C(1) \rangle \simeq \langle \epsilon^2(k) \rangle$.

The result is displayed in Figure A1. For $\text{CNR} > -24 \text{ dB}$, the mean error on V_{los} measures is around $0.12 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ (horizontal dotted line). Below -24 dB , the mean error increases when CNR decreases. Based on this consideration, we could use -24 dB as a threshold for the quality control of the data. However, the CNR distribution has a double Gaussian shape, with a first mode between -40 and -30 dB and a second one between -30 dB and -5 dB (not shown). The first mode corresponds to noise, whereas the other is associated with consistent signal data. As a result, the CNR threshold is fixed at -29 dB (vertical dashed line) in order to keep these significant data (which increases our database by 17%). Moreover, this -29 dB threshold is in agreement with the one derived from the heuristic semiempirical model proposed by Dabas [51] (not shown). In this way, we have more than 80% of the database associated with a mean error of $0.12 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ and the remaining 20% with a mean error of $0.27 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$. Since interactions of the laser beam with the motionless mountain sides are associated with high CNR, an upper CNR threshold is applied and set to -7 dB .

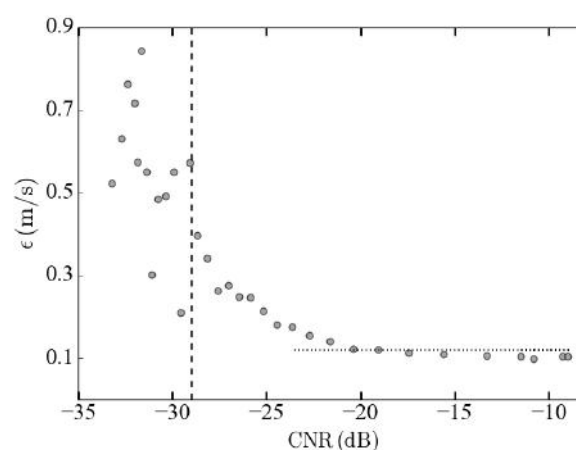


Figure A1. Estimation of the mean error as a function of CNR. The horizontal dotted line corresponds to the mean error for $\text{CNR} > -24 \text{ dB}$. The vertical dashed line corresponds to the CNR threshold below which data are discarded.

References

1. Darby, L.S.; Allwine, K.J.; Banta, R.M. Nocturnal low-level jet in a mountain basin complex. Part II: Transport and diffusion of tracer under stable conditions. *J. Appl. Meteorol. Climatol.* **2006**, *45*, 740–753.
2. Gohm, A.; Harnisch, F.; Fix, A. Boundary Layer Structure in the Inn Valley during High Air Pollution (INNAP). In Proceedings of the 12th Conference on Mountain Meteorology, Santa Fe, NM, USA, 28 August–1 September 2006. Available online: <http://ams.confex.com/ams/pdfpapers/114458.pdf> (accessed on 2 November 2017).
3. Silcox, G.D.; Kelly, K.E.; Crosman, E.T.; Whiteman, C.D.; Allen, B.L. Wintertime PM_{2.5} concentrations during persistent, multi-day cold-air pools in a mountain valley. *Atmos. Environ.* **2012**, *46*, 17–24.
4. Rendón, A.M.; Salazar, J.F.; Palacio, C.A.; Wirth, V.; Brötz, B. Effects of urbanization on the temperature inversion breakup in a mountain valley with implications for air quality. *J. Appl. Meteorol. Climatol.* **2014**, *53*, 840–858.
5. Pope, C.A.; Dockery, D.W. Acute health effects of PM₁₀ pollution on symptomatic and asymptomatic children. *Am. Rev. Respir. Dis.* **1992**, *145*, 1123–1128.
6. Laden, F.; Schwartz, J.; Speizer, F.E.; Dockery, D.W. Reduction in fine particulate air pollution and mortality: Extended follow-up of the Harvard Six Cities study. *Am. J. Respir. Crit. Care Med.* **2006**, *173*, 667–672.
7. Weinmayr, G.; Romeo, E.; De Sario, M.; Weiland, S.K.; Forastiere, F. Short-term effects of PM₁₀ and NO₂ on respiratory health among children with asthma or asthma-like symptoms: A systematic review and meta-analysis. *Environ. Health Perspect.* **2010**, *118*, 449.
8. Price, J.; Vosper, S.; Brown, A.; Ross, A.; Clark, P.; Davies, F.; Horlacher, V.; Claxton, B.; McGregor, J.; Hoare, J.; et al. COLPEX: Field and numerical studies over a region of small hills. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* **2011**, *92*, 1636–1650.
9. Largeron, Y.; Staquet, C. Persistent inversion dynamics and wintertime PM₁₀ air pollution in Alpine valleys. *Atmos. Environ.* **2016**, *135*, 92–108.
10. Whiteman, C.D. *Mountain Meteorology: Fundamentals and Applications*; Oxford University Press: Oxford, UK, 2000.
11. Wagner, A. Theorie und Beobachtung der periodischen Gebirgswinde. [Theory and observation of periodic mountain winds]. *Gerlands Beiträge zur Geophysik (Leipzig)* **1938**, *52*, 408–449.
12. Ekhart, E. De la structure thermique de l’atmosphère dans la montagne [On the thermal structure of the mountain atmosphere]. *La Meteorologie* **1948**, *4*, 3–6.
13. Lehner, M.; Gohm, A. Idealised simulations of daytime pollution transport in a steep valley and its sensitivity to thermal stratification and surface albedo. *Bound. Layer Meteorol.* **2010**, *134*, 327–351.
14. Banta, R.; Olivier, L.; Neff, W.; Levinson, D.; Ruffieux, D. Influence of canyon-induced flows on flow and dispersion over adjacent plains. *Theor. Appl. Climatol.* **1995**, *52*, 27–42.
15. Colette, A.; Chow, F.K.; Street, R.L. A numerical study of inversion-layer breakup and the effects of topographic shading in idealized valleys. *J. Appl. Meteorol.* **2003**, *42*, 1255–1272.
16. Wagner, J.; Gohm, A.; Rotach, M. Influence of along-valley terrain heterogeneity on exchange processes over idealized valleys. *Atmos. Chem. Phys.* **2015**, *15*, 6589–6603.
17. Whiteman, C.D. Observations of thermally developed wind systems in mountainous terrain. In *Atmospheric Processes Over Complex Terrain*; Springer: Berlin, Germany, 1990; pp. 5–42.
18. Blumen, W. *Atmospheric Processes over Complex Terrain*; Springer: Berlin, Germany, 1990; Volume 23.
19. Salmond, J.; McKendry, I. A review of turbulence in the very stable nocturnal boundary layer and its implications for air quality. *Prog. Phys. Geogr.* **2005**, *29*, 171–188.
20. Largeron, Y. Dynamique de la Couche Limite Atmosphérique Stable en Relief Complexe. Application aux Épisodes de Pollution Particulaire des Vallées Alpines. Ph.D. Thesis, Université de Grenoble, Grenoble, France, 2010.
21. Rucker, M.; Banta, R.M.; Steyn, D.G. Along-valley structure of daytime thermally driven flows in the Wipp Valley. *J. Appl. Meteorol. Climatol.* **2008**, *47*, 733–751.
22. Giovannini, L.; Laiti, L.; Seraphin, S.; Zardi, D. The thermally driven diurnal wind system of the Adige Valley in the Italian Alps. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **2017**, *143*, 2389–2402.
23. Doran, J.; Fast, J.D.; Horel, J. The VTMX 2000 campaign. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* **2002**, *83*, 537–551.

24. Banta, R.M.; Darby, L.S.; Fast, J.D.; Pinto, J.O.; Whiteman, C.D.; Shaw, W.J.; Orr, B.W. Nocturnal low-level jet in a mountain basin complex. Part I: Evolution and effects on local flows. *J. Appl. Meteorol.* **2004**, *43*, 1348–1365.
25. Gohm, A.; Harnisch, F.; Vergeiner, J.; Obleitner, F.; Schnitzhofer, R.; Hansel, A.; Fix, A.; Neininger, B.; Emeis, S.; Schäfer, K. Air pollution transport in an Alpine valley: Results from airborne and ground-based observations. *Bound. Layer Meteorol.* **2009**, *131*, 441–463.
26. Harnisch, F.; Gohm, A.; Fix, A.; Schnitzhofer, R.; Hansel, A.; Neininger, B. Spatial distribution of aerosols in the Inn Valley atmosphere during wintertime. *Meteorol. Atmos. Phys.* **2009**, *103*, 223–235.
27. Duine, G.J.; Hedde, T.; Roubin, P.; Durand, P.; Lothon, M.; Lohou, F.; Augustin, P.; Fourmentin, M. Characterization of valley flows within two confluent valleys under stable conditions: Observations from the KASCADE field experiment. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **2017**, *143*, 1886–1902.
28. Atmo Auvergne-Rhône-Alpes Available online: www.atmo-auvergnerhonealpes.fr (accessed on 12 December 2017).
29. Paci, A.; Staquet, C.; Allard, J.; Barral, H.; Canut, G.; Cohard, J.M.; Jaffrezo, J.L.; Martinet, P.; Sabatier, T.; Troude, F.; et al. The Passy-2015 field experiment: Atmospheric dynamics and air quality. *Poll. Atmos.* **2016**, 231–232. Available online: <http://odel.irevues.inist.fr/pollution-atmospherique/index.php?id=5903&format=print> (accessed on 10 October 2017).
30. Chemel, C.; Arduini, G.; Staquet, C.; Llargeron, Y.; Legain, D.; Tzanos, D.; Paci, A. Valley heat deficit as a bulk measure of wintertime particulate air pollution in the Arve River Valley. *Atmos. Environ.* **2016**, *128*, 208–215.
31. PPA. Plan de Protection de l’Atmosphere (PPA) de la vallée de l’Arve. Available online: http://www.haute-savoie.gouv.fr/content/download/15754/92617/file/ppa_20120305.pdf (accessed on 12 December 2017).
32. Le portail national de la connaissance du territoire mis en oeuvre par l’IGN. Available online: www.geoportail.gouv.fr (accessed on 1 June 2016).
33. Air-Rhône-Alpes. *Bilan de la Qualité de l’air 2015-Diagnostic Annuel*; Technical Report; Air Rhône-Alpes: Lyon, France, 2015.
34. Triantafyllou, A. PM10 pollution episodes as a function of synoptic climatology in a mountainous industrial area. *Environ. Pollut.* **2001**, *112*, 491–500.
35. Pernigotti, D.; Rossa, A.M.; Ferrario, M.E.; Sansone, M.; Benassi, A. Influence of ABL stability on the diurnal cycle of PM10 concentration: Illustration of the potential of the new Veneto network of MW-radiometers and SODAR. *Meteorol. Z.* **2007**, *16*, 505–511.
36. Schäfer, K.; Vergeiner, J.; Emeis, S.; Wittig, J.; Hoffmann, M.; Obleitner, F.; Suppan, P. Atmospheric influences and local variability of air pollution close to a motorway in an Alpine valley during winter. *Meteorol. Z.* **2008**, *17*, 297–309.
37. Llargeron, Y.; Paci, A.; Rodier, Q.; Vionnet, V.; Legain, D. Persistent temperature inversions in the Chamonix-Mont-Blanc valley during IOP1 of the Passy-2015 field experiment. *J. Appl. Meteorol. Climatol.* submitted.
38. Legain, D.; Bousquet, O.; Douffet, T.; Tzanos, D.; Moulin, E.; Barrié, J.; Renard, J.B. High-frequency boundary layer profiling with reusable radiosondes. *Atmos. Meas. Tech.* **2013**, *6*, 2195–2205.
39. Leosphere. *WINDCUBE Product Information*; Technical Report; Leosphere: Orsay, France, 2015.
40. Fujii, T.; Fukuchi, T. *Laser Remote Sensing*; CRC Press: Boca Raton, FL, USA, 2005.
41. Chouza, F.; Reitebuch, O.; Groß, S.; Rahm, S.; Freudenthaler, V.; Toledano, C.; Weinzierl, B. Retrieval of aerosol backscatter and extinction from airborne coherent Doppler wind lidar measurements. *Atmos. Meas. Tech.* **2015**, *8*, 2909–2926.
42. Courtney, M.; Wagner, R.; Lindelöw, P. *Testing and Comparison of Lidars for Profile and Turbulence Measurements in Wind Energy*; IOP Conference Series: Earth and Environmental Science; IOP Publishing: Bristol, UK, 2008; Volume 1, p. 012021.
43. Kumer, V.M.; Reuder, J.; Furevik, B.R. A comparison of LiDAR and radiosonde wind measurements. *Energy Procedia* **2014**, *53*, 214–220.
44. Llargeron, Y.; Staquet, C.; Chemel, C. Characterization of oscillatory motions in the stable atmosphere of a deep valley. *Bound. Layer Meteorol.* **2013**, *148*, 439–454.
45. Porch, W.M.; Fritz, R.B.; Coulter, R.L.; Gudiksen, P.H. Tributary, valley and sidewall air flow interactions in a deep valley. *J. Appl. Meteorol.* **1989**, *28*, 578–589.
46. McNider, R.T. A note on velocity fluctuations in drainage flows. *J. Atmos. Sci.* **1982**, *39*, 1658–1660.

47. Vergeiner, I.; Dreiseitl, E. Valley winds and slope winds—Observations and elementary thoughts. *Meteorol. Atmos. Phys.* **1987**, *36*, 264–286.
48. Etling, D. On plume meandering under stable stratification. *Atmos. Environ. Part A Gen. Top.* **1990**, *24*, 1979–1985.
49. Weigel, A.P.; Rotach, M.W. Flow structure and turbulence characteristics of the daytime atmosphere in a steep and narrow Alpine valley. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **2004**, *130*, 2605–2627.
50. Frehlich, R.; Cornman, L. Estimating spatial velocity statistics with coherent Doppler lidar. *J. Atmos. Ocean. Technol.* **2002**, *19*, 355–366.
51. Dabas, A. Semiempirical model for the reliability of a matched filter frequency estimator for Doppler lidar. *J. Atmos. Ocean. Technol.* **1999**, *16*, 19–28.



© 2018 by the authors. Licensee MDPI, Basel, Switzerland. This article is an open access article distributed under the terms and conditions of the Creative Commons Attribution (CC BY) license (<http://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>).

Matériel complémentaire

Les coupes horizontales du lidar scannant ont permis de mettre en évidence la présence d'oscillations de la composante V_{los} (cf. section 4.2.2 de l'article). Ces dernières sont particulièrement nettes à 40m AGL, lors des périodes nocturnes entre 1700 et 0900 UTC. Ces oscillations sont associées à un changement de la direction du vent qui traduit une stagnation des masses d'air au cours de la nuit. L'application d'une transformée de Fourier (FFT) sur les données du lidar scannant, disponibles à une cadence de 10 minutes, n'a pas permis de caractériser les fréquences associées à ces changements de direction. Pourtant, l'analyse des séries temporelles de V_{los} a permis une estimation visuelle de la période qui est de l'ordre de l'heure.

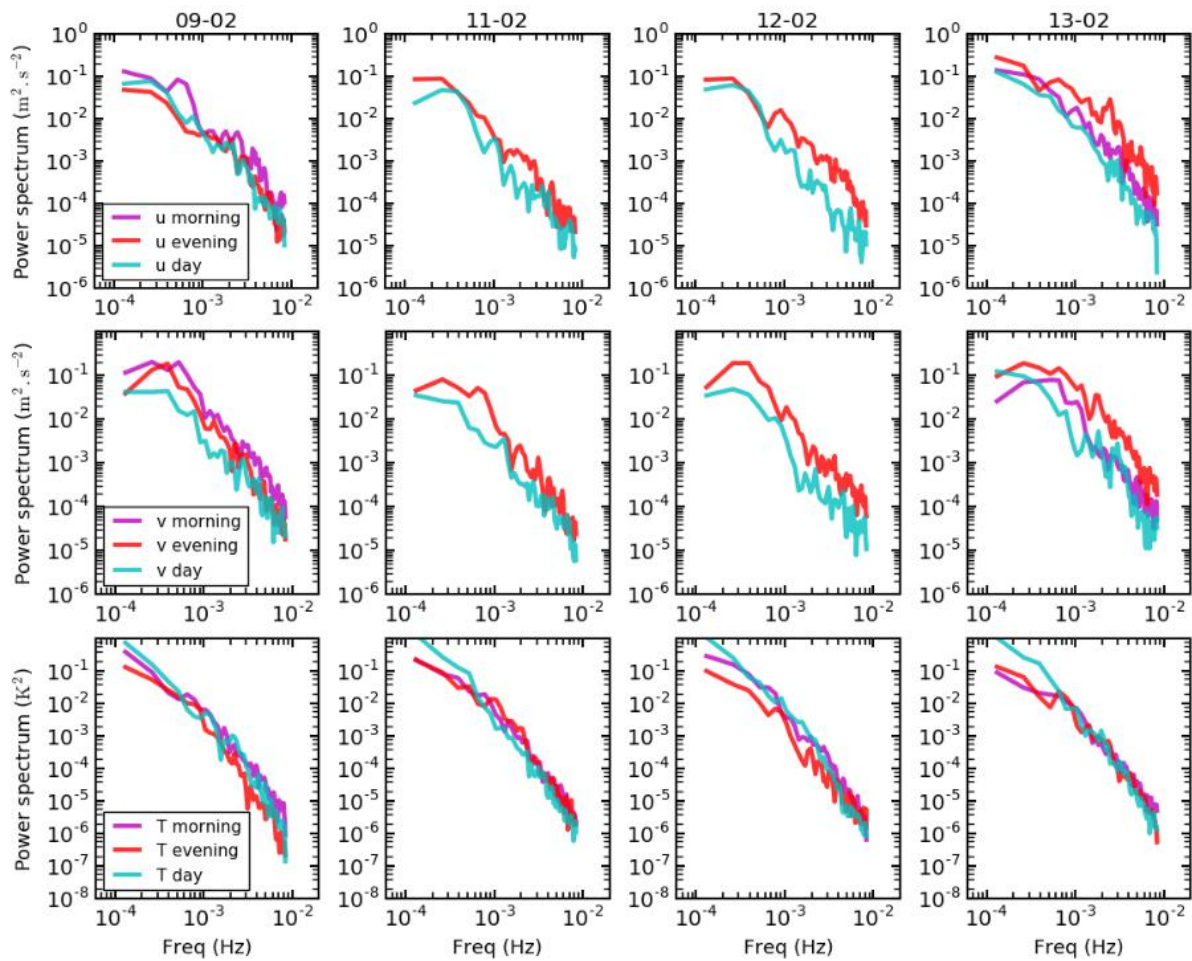


Figure 5.5 – Spectres de puissance obtenus après application d'une FFT sur les segments [0000 :1000[, [1000 :1700[et [1700 :0000[UTC pour les composantes zonales et méridiennes du vent, et pour la température.

Plusieurs hypothèses peuvent expliquer l'absence de signal net sur le spectre résultant de la FFT : (i) la période de disponibilité des données peut limiter la détection de signaux associés à des périodes horaires ; (ii) la dépendance entre la fréquence des oscillations et le degré de stabilité thermique ; (iii) un signal trop complexe résultant d'une multitude de sources de perturbation de la CAP. Afin de se défaire de l'incertitude associée au premier point, les données minutes de vent et de température acquises sur le mât sont utilisées. Les FFT sont calculées pour chaque journée de l'épisode stable, sur trois segments distincts. Ce découpage permet de dissocier les périodes

de forte stabilité nocturne de la période journalière convective et donc de limiter la dépendance de la fréquence au degré de stabilité. La Figure 5.5 représente les spectres de puissance calculés pour les composantes U, V et T sur les périodes [0000 :1000[, [1000 :1700[et [1700 :0000[UTC. Les segments pour lesquels plus de 50% des données étaient manquantes n'ont pas été traités. Bien qu'une série de pics soit observable dans la gamme de fréquence entre 10^{-3} et 10^{-2} Hz, l'identification d'un signal net reste difficile. Les mesures du lidar vent profileur (WLS8-5) disponibles à une cadence de 3 secondes, ont été traitées de la même manière mais n'ont pas montré de résultat plus probant. Cette seconde analyse renforce donc l'hypothèse d'un signal trop complexe, résultant d'une multitude de sources de perturbation. Une caractérisation plus précise pourrait être envisagée en appliquant une analyse en ondelette mais n'a pas été effectuée dans le cadre de ce travail.

5.3.3 Circulations dans la couche de proche-surface

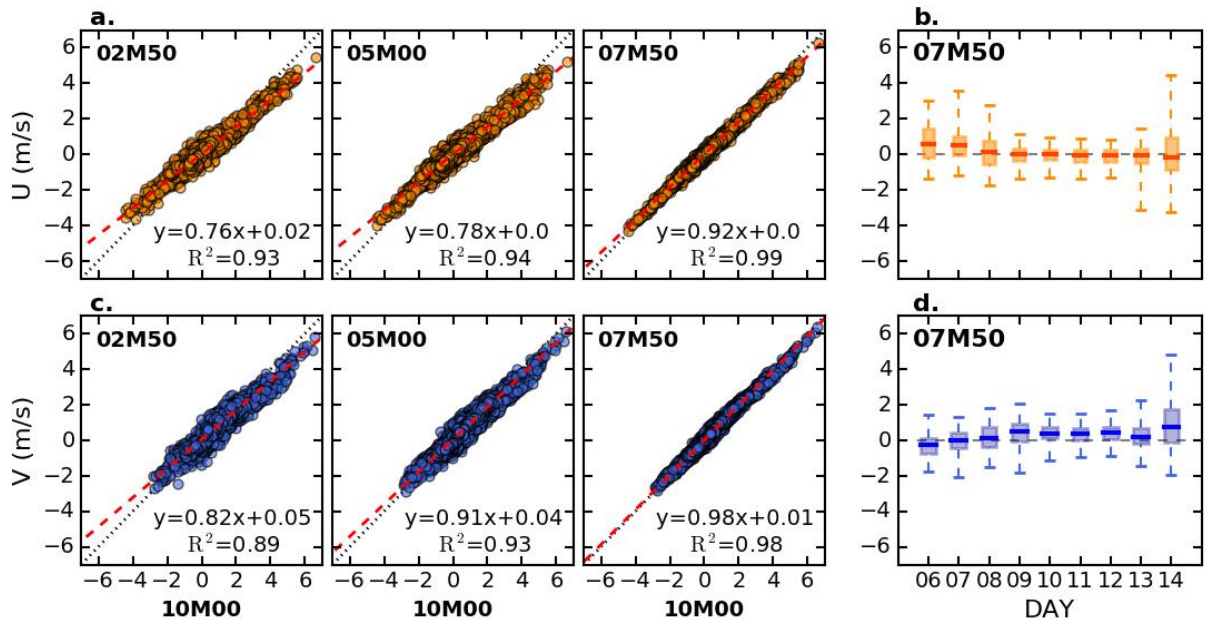


Figure 5.6 – Diagrammes de dispersion des composantes (a) zonale et (c) méridienne du vent mesuré à 10m AGL vs 02M50, 05M00 et 07M50 sur la POI1. L'axe des abscisses représente le vent à 10M00, l'axe des ordonnées le vent aux niveaux inférieurs. La ligne noire en pointillés représente la première bissectrice tandis que la ligne rouge tiretée représente la droite issue de la régression linéaire. Boîtes à moustaches calculées sur chaque journée de la POI1 pour les composantes (b) zonale et (c) méridienne du vent respectivement.

La couche de proche-surface est définie ici comme les premières dizaines de mètres de l'atmosphère en contact avec la surface. Les circulations dans cette couche ne sont pas accessibles via les mesures du lidar scannant. Pourtant, elle revêt une importance particulière puisque c'est *a priori* dans celle-ci que se trouve la majorité des sources d'émissions. Cette section propose donc de compléter la restitution des circulations par une analyse des données acquises par les anémomètres soniques installés sur le mât au niveau du Site 1, avec des mesures disponibles à 02M50, 05M00, 07M50 et 10M00. Pour commencer, le degré de corrélation entre le vent mesuré à ces quatre niveaux est étudié. La figure 5.6 représente les données minutes des composantes zonales (U) et méridiennes (V) du vent mesurées à différents niveaux lors de la POI1.

Cette figure souligne les fortes corrélations entre les mesures des différents niveaux du mât avec des coefficients de détermination toujours supérieurs ou égaux à 0.89 (panels 5.6-a et -c). Pour les deux composantes, la pente de la régression linéaire diminue à mesure que l'on s'approche de la surface. Ceci est en accord avec le profil logarithmique classique rendant compte des effets de friction engendrés par la surface.

Les panels 5.6-b et -d représentent les boîtes à moustaches déterminées pour les composantes U et V sur chaque journée de la POI1 à partir des mesures du niveau 07M50. Ce niveau est choisi car c'est celui où l'on rencontre le moins de valeurs manquantes. Pour les journées les plus stables (du 9 au 12 février) la composante méridienne est décalée vers le positif ce qui traduit une dominante de Sud. Afin d'étudier ce comportement plus en détail, les roses des vents à 07M50 sont tracées sur la Figure 5.7 pour la journée du 10 février. Une décomposition selon les périodes convective et stable est proposée, la période convective étant définie entre 1000 et 1700 UTC. Ces bornes correspondent aux heures d'établissement du régime de jour reportées dans l'article. La période stable regroupe les heures en dehors de cet intervalle.

Cette décomposition souligne une dominante S-SO lors de la période convective, qui n'est pas en adéquation avec le vent de vallée montant (UVW) observé dans la couche intermédiaire. Il y a donc une zone de cisaillement vertical avec un vent de Sud dans la couche de proche-surface et le UVW au-dessus. Lors de la période stable, une dominante Sud est également observée mais la rose des vents montre des directions additionnelles traduisant les oscillations affectant cette couche. La série temporelle de vecteur vent représentée sur le panel 5.7-d fait clairement ressortir ces changements de direction.

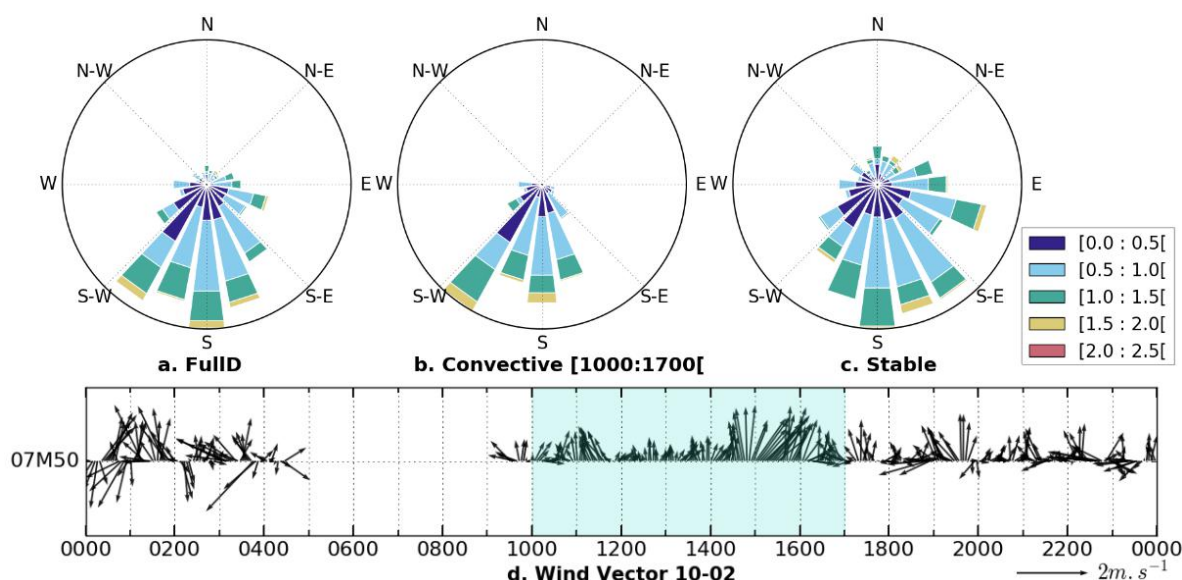


Figure 5.7 – Roses des vents déterminées à partir des mesures de l'anémomètre sonique à 07M50 sur (a) la journée du 10 février (b) la période convective et (c) la période stable. (d) Série temporelle de vecteurs vent pour cette même journée, la période convective étant surlignée en bleu.

Une dynamique similaire est observée sur les quatre journées de l'épisode persistant et semble donc être une caractéristique importante associée à ces conditions. Afin d'évaluer l'extension ver-

ticale de la couche de vent de Sud, des roses des vents sont calculées en utilisant les mesures du lidar profileur de vent (WLS8-5) dont la première porte se trouve à 40m AGL (Figure 5.8). À cette altitude, la rose des vents de la période convective montre une dominante de Sud-Ouest (Figure 5.8-e). Cette composante évolue progressivement vers l'Ouest puis le Nord-Ouest à mesure que l'altitude augmente. À partir de 80m AGL, la composante principale sur la période convective est alignée avec la direction de la vallée et cohérente avec le UVW. Pour la période stable, la composante de Sud observée à 07M50 (Figure 5.7-c) évolue également de manière progressive vers une dominante d'Est, à mesure que l'altitude augmente. Aux niveaux les plus bas, une composante de Nord-Ouest est aussi présente et traduit les changements nocturnes de direction du vent associés aux oscillations mentionnées précédemment. À mesure que l'altitude augmente et que l'on s'approche du maximum du jet, ces oscillations diminuent et le DVW apparaît comme la signature dominante.

En résumé, les circulations dans la couche de proche-surface observées en journée sont différentes de celles mises en évidence par l'analyse des données du lidar scannant dans la partie précédente. Si la signature du UVW avait bien été identifiée, la couche de vent de Sud en dessous de 40m n'avait pas pu être détectée. Les processus à l'origine de cette couche seront discutés plus largement dans le Chapitre 7. Cette analyse se révèle donc complémentaire puisqu'elle permet une restitution plus complète de la dynamique sur la verticale. La couche de vent de Sud mise en évidence revêt une importance particulière sur le transport des polluants puisqu'elle est synonyme d'advection vers le versant Nord du bassin. Sa présence suggère donc des dissymétries Nord-Sud dans la distribution des PM10 qui sont susceptibles de participer aux variations de concentrations entre Sallanches et Passy. La complexité des régimes de vent observés soulève également la question de la représentativité d'une mesure locale de concentration en PM10. Comme suggéré par Gohm et al. [2009], il est probable qu'en zone de montagne cette représentativité se limite à quelques centaines de mètres sur l'horizontale, en particulier en situations stables.

Les résultats présentés jusqu'ici s'attachent à la caractérisation des circulations sur un épisode de forte stabilité. Ces circulations vont maintenant être comparées à celles observées lors d'un épisode de pollution pré-printanier moins stable et moins pollué. L'objectif est de mettre en perspective les caractéristiques observées sur la POI1 et de faire émerger celles qui sont particulières aux épisodes hivernaux de pollution.

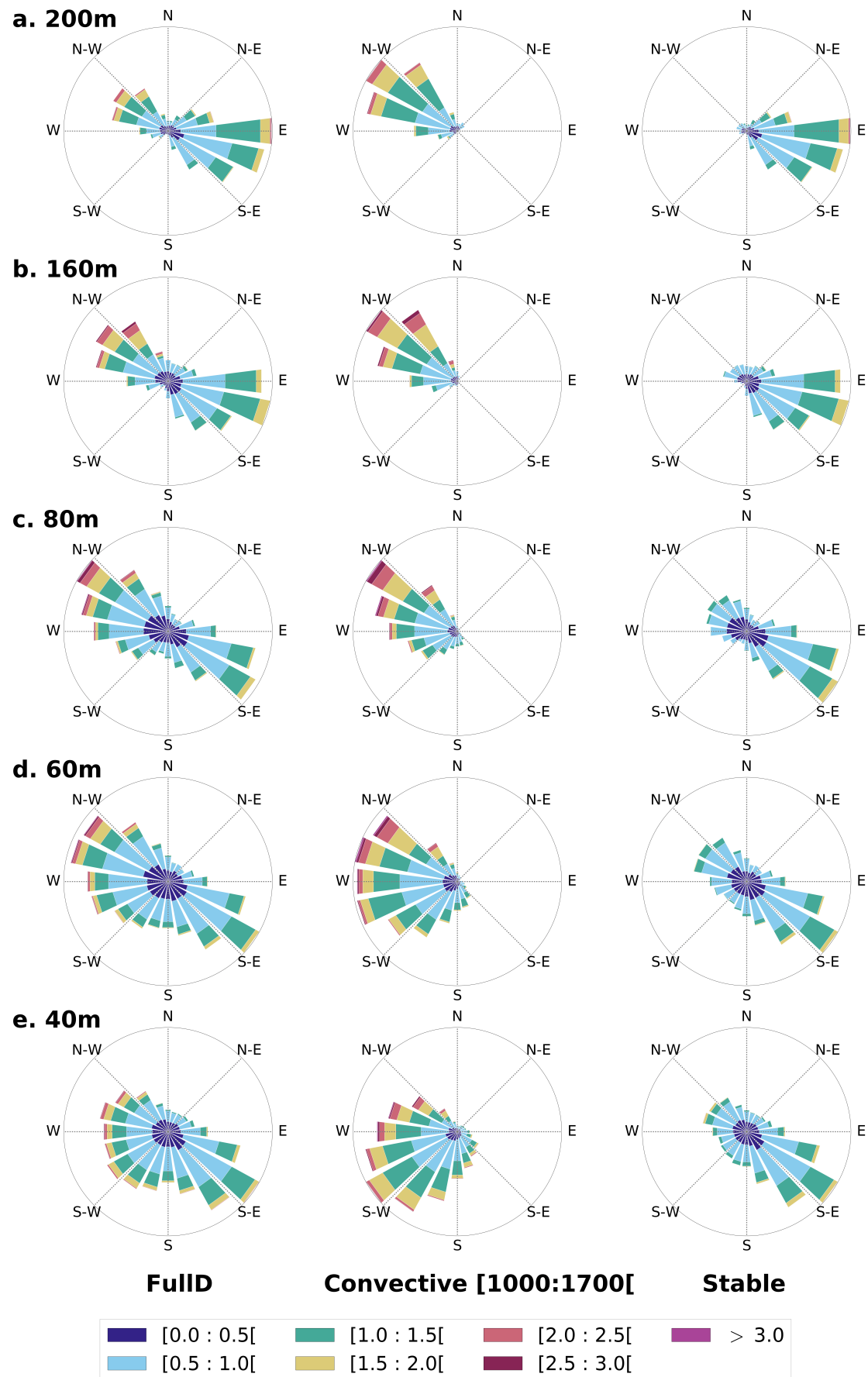


Figure 5.8 – Roses des vents similaires à celles présentées sur la Figure 5.7 mais déterminées à partir des mesures du lidar profileur de vent (WLS8-5) situé au Site 1 pour différents niveaux.

5.4 Restitution des écoulements lors d'un épisode d'inversion nocturne pré-printanier

L'épisode d'intérêt dans cette partie s'étend du 7 au 13 mars et sera référé comme épisode de Mars par la suite (Figure 5.1-a). Les cartes d'altitude du géopotential à 500hPa sont présentées en Annexe (Figure C.1). Du 7 au 9 mars, une dorsale s'étend du Portugal à la mer du Nord et impose un régime de haute pression en surface. La dorsale s'affaisse progressivement à partir du 10 mars à l'approche d'un talweg atlantique. Le 13 mars, ce talweg s'enfonce de l'Irlande vers le Nord-Ouest de la France puis évolue vers une goutte froide qui pivote sur le Sud du pays le 14 mars. En surface, la série de pression mesurée à Annecy montre une diminution progressive de P_{sea} au cours de l'épisode (Figure 5.1-b). Malgré ce contexte perturbé, les mesures acquises dans le bassin de Passy montrent une longue période de ciel clair, comme l'atteste l'absence de nuages sur les données du ceilomètre (Figure 5.1-b). Comme pour la POI1, l'épisode de Mars débute par une advection d'air chaud en altitude le 6 mars qui se traduit par une augmentation 11°C sur la T2m enregistrée à la station de Mont-Arbois (Figure 5.1-c). Cette inversion d'altitude est détruite progressivement laissant place à une succession d'inversions nocturnes à partir du 9 mars.

Les concentrations en PM10 mesurées sont plus faibles que celles enregistrées durant la POI1 (Figure 5.1-a). Il est donc légitime de se demander si ces différences sont simplement dues à une diminution des émissions ou si les circulations locales évoluent en réponse au forçage radiatif plus important. À titre indicatif, le flux solaire incident journalier est disponible sur les deux épisodes à partir des données de la station Radome d'Annecy. Les valeurs typiques intégrées sur 24h valent 11.1MJ et 14.8MJ pour la POI1 et l'épisode de Mars respectivement, soit une augmentation de 33%. Dans le bassin, ce pourcentage pourrait être plus important en raison de la diminution des ombres portées. Afin de déterminer l'influence de cet apport d'énergie sur les écoulements, une comparaison avec les structures de la POI1 est proposée dans cette partie. La relation entre l'évolution des caractéristiques des écoulements et les concentrations de PM10 sera ensuite discutée.

5.4.1 Caractéristiques des circulations par rapport à POI1

Cette section se concentre sur la caractérisation des différences dans les écoulements entre les deux épisodes. Les diagrammes utilisés dans l'article pour caractériser les circulations ont été tracés pour l'épisode de Mars. Afin de ne pas surcharger le manuscrit, la plupart de ces figures ont été placées dans l'Annexe C.

Heure de transition

Les heures de transition entre les régimes d'écoulement journalier et nocturne sont modifiées en réponse à l'augmentation du forçage radiatif. La transition matinale (DVW → UVW) a lieu peu après 0900 UTC, soit 1 heure plus tôt que sur la POI1. La transition nocturne (UVW → DVW) est quant à elle retardée d'une heure et se produit vers 1800 UTC. Ces évolutions représentent

une augmentation de 2 heures du régime de jour au détriment du régime de nuit. La constance dans les heures de transition au sein même de l'épisode confirme le fait que les écoulements sont pilotés par les gradients de pression locaux et peu influencés par le gradient de pression synoptique. À l'inverse, dans le cadre de la campagne VTMX, Banta et al. [2004] ont montré que la transition nocturne des écoulements thermiques dans le bassin de Salt-Lake (Utah) était sensible à l'intensité du gradient de pression synoptique.

Structure verticale des écoulements

Les données de l'anémomètre sonique n'étant plus disponibles à compter du 3 mars, la caractérisation des écoulements proche de la surface ne peut s'effectuer. En revanche, le vent de Sud observé en journée lors de la POI1 était encore visible sur la rose des vents à 40m AGL, tracée à partir des données du WLS8-5 (Figure 5.8-e). Une rose des vents identique a donc été tracée pour la journée du 10 mars et montre une dominante Nord-Ouest, cohérente avec la direction du UVW (Figure C.2 en Annexe). L'absence de composante S-SO laisse donc supposer que la couche de vent de Sud est moins développée verticalement, voire absente sur l'épisode de Mars.

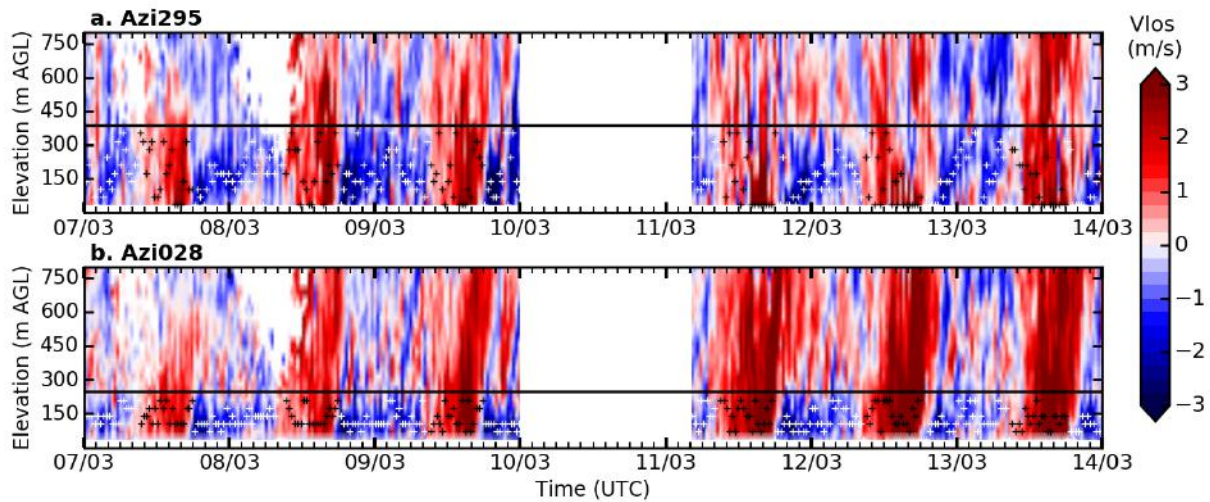


Figure 5.9 – Diagrammes (z,t) de vitesse radiale (V_{los}) tracés à partir de profils extraits des coupes verticales aux azimuts (a) 295° et (b) 28°, lors de l'épisode de Mars. Les altitudes des maxima d'intensité sont représentées par les étoiles noires pour le régime de jour et blanches pour le régime de nuit. Les lignes horizontales noires représentent les sommets des couches dans lesquelles les calculs d'intensité moyenne et maximale sont effectués (cf. Figure 5.10).

La comparaison de la structure du vent de vallée s'effectue à l'aide des diagrammes (z,t) de vitesse radiale (V_{los}) obtenus à partir des coupes verticales du lidar scannant. La Figure 5.9 représente ces diagrammes sur l'épisode de Mars pour les profils extraits au centre (Azi295) et à l'Est du bassin (Azi028), panels 5.9-a et 5.9-b respectivement. En journée, la couche de UVW est développée verticalement sur plus de 450m soit 200m de plus que lors de la POI1 (cf. Figure C.4 en Annexe). Son extension verticale est vraisemblablement conditionnée par la structure thermique de l'atmosphère puisqu'elle augmente une fois l'inversion d'altitude détruite. La signature du UVW devient alors largement dominante dans les premiers 750m au-dessus du sol. Concernant la dynamique nocturne, la structure en jet observée lors de la POI1 se retrouve sur l'épisode

de Mars. Les altitudes des maxima du jet sont représentées par les étoiles blanches. Au cours d'une nuit, ces altitudes sont constantes dans la partie Est du bassin (Azi028) et plus variables dans la partie centrale (Azi295). Ces caractéristiques sont similaires à celles observées lors de la POI1. Toutefois, l'altitude de la base du jet dans la partie Est diffère entre les deux épisodes. Si celui-ci n'était observé qu'à partir de 80m sur la POI1, il est présent dès 40m sur l'épisode de Mars dans la première partie de nuit. Cette descente de la base du jet s'opère probablement en réponse à la diminution de l'intensité de l'inversion de surface. La T2m minimale mesurée lors de la POI1 était de -11°C contre -5°C sur l'épisode de Mars. Cette différence de 6°C se traduit par une diminution de la résistance à la pénétration du jet dans les basses couches du bassin.

Passons maintenant à la comparaison des intensités en rappelant que lors de la POI1, les vents mesurés dépassaient rarement les 2m.s^{-1} . Afin de quantifier l'évolution des intensités, des valeurs moyennes de V_{los} ont été calculées dans des couches d'épaisseurs fixes. Ces couches ont été choisies de sorte à capturer l'ensemble de la structure du jet nocturne, leurs épaisseurs sont donc variables selon l'azimut mais constantes d'un épisode à l'autre. Le vent moyen est calculé dans la couche verticale 40-245m pour les profils à azimut 28° et 40-390m pour ceux à azimut 295° . Ces altitudes sont matérialisées par les segments noirs sur la Figure 5.9.

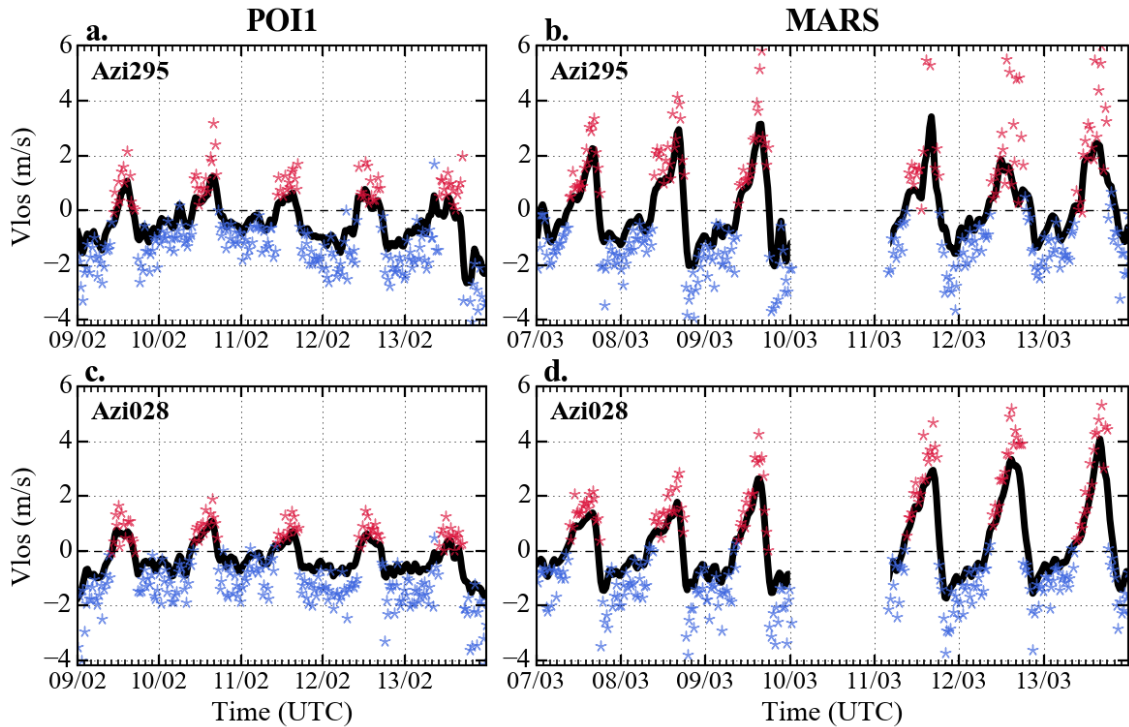


Figure 5.10 – Évolution temporelle du vent radial moyen (ligne noire), et des intensités maximales journalières (étoiles rouges) et nocturnes (étoiles bleues) mesurées sur (a-c) la POI1 et (b-d) l'épisode de Mars. Ces valeurs ont été déterminées dans les couches matérialisées par les segments noirs sur la Figure 5.9. Les panels du haut représentent les séries en milieu de bassin (azimut 295°), les panels du bas les séries dans la partie Est, à proximité de la ville de Passy (azimut 28°).

Les séries temporelles des valeurs moyennes de V_{los} sont reportées en trait plein sur la Figure 5.10 pour les deux azimuts, sur les deux épisodes. Afin de réduire l'influence des oscillations, ces séries ont été lissées à l'aide d'un filtre à noyau gaussien avec une fenêtre de largeur 30 minutes.

Les étoiles rouges et bleues représentent les intensités maximales mesurées durant les régimes de jour et de nuit respectivement. La différence majeure entre les deux épisodes concerne le régime de jour, avec une augmentation notable des intensités sur l'épisode de Mars. Au centre du bassin (azimut 295° , panel 5.10-b), la valeur moyenne du UVW avoisine les 3m.s^{-1} en Mars tandis qu'elle dépasse rarement les 1m.s^{-1} sur la POI1 (panel 5.10-a). Il en va de même pour les valeurs maximales, représentées par les étoiles rouges, qui montrent des pics à 6m.s^{-1} sur l'épisode de Mars. Concernant les intensités moyennes nocturnes, les écarts entre les deux épisodes sont moins importants que ceux observés en journée. En Mars, le comportement du jet est reproductible d'une nuit à l'autre avec un maximum d'intensité en début de nuit, suivi d'une diminution de cette intensité. Cette caractéristique était moins nette lors de la POI1.

Ainsi, si les UVW et DVW montraient des intensités similaires lors de la POI1, cet équilibre n'est plus respecté sur l'épisode de Mars. L'évolution principale en réponse à l'apport d'énergie concerne le régime de jour avec des intensités 2 à 3 fois supérieures et une extension verticale de la couche de vent doublée. Ces résultats rejoignent ceux de Zängl [2004] qui a évalué, via l'approche numérique, la sensibilité des écoulements thermiques à la saison dans la vallée d'Inn (Autriche). Ses tests montrent une absence de modification des caractéristiques du DVW à l'exception de sa durée de vie. À l'inverse, dans son travail le régime de jour montre plus de sensibilité au forçage radiatif puisque la signature du UVW est absente sur la simulation de décembre mais devient apparente sous le forçage d'octobre.

Structure Nord-Sud

La structure Nord-Sud des écoulements est similaire à celle observée lors de la POI1 avec un UVW développé sur la largeur du bassin en journée et un jet plaqué contre le versant Nord la nuit (cf. Figure C.3 en Annexe). Si la capacité du jet à plonger dans le bassin semble fonction de l'intensité de l'inversion de surface, sa trajectoire particulière semble être une caractéristique propre à l'orographie puisqu'elle est identique sur les deux épisodes. Cette hypothèse sera discutée plus amplement dans les Chapitres 6 et 7 en étudiant la sensibilité aux processus aptes à perturber la structure thermique de l'atmosphère et modifier la trajectoire du jet.

Contribution des vallées tributaires

L'analyse des coupes horizontales du lidar scannant a permis de détecter une intrusion en provenance de la vallée de Saint-Gervais entre 1600 et 1700 UTC lors de la POI1 (Figure 12 de l'article reproduit dans la section 5.3.2). Cette intrusion, située à 40m par rapport à l'altitude du Site 1 était caractérisée par des intensités de 2m.s^{-1} . Cet écoulement est également détecté sur l'épisode de Mars mais avec des intensités de l'ordre de $5\text{-}6\text{m.s}^{-1}$ et sur une période plus longue puisque sa signature est observée jusqu'à 2200 UTC. La Figure 5.11 permet de comparer la signature de cette intrusion sur les deux épisodes. Le panel 5.11-a représente une coupe horizontale effectuée à 40m au-dessus du Site 1 le 10 février à 1645 UTC et le panel 5.11-b le 11 mars à 1915 UTC. Ces deux journées appartiennent respectivement à la POI1 et à l'épisode de Mars.

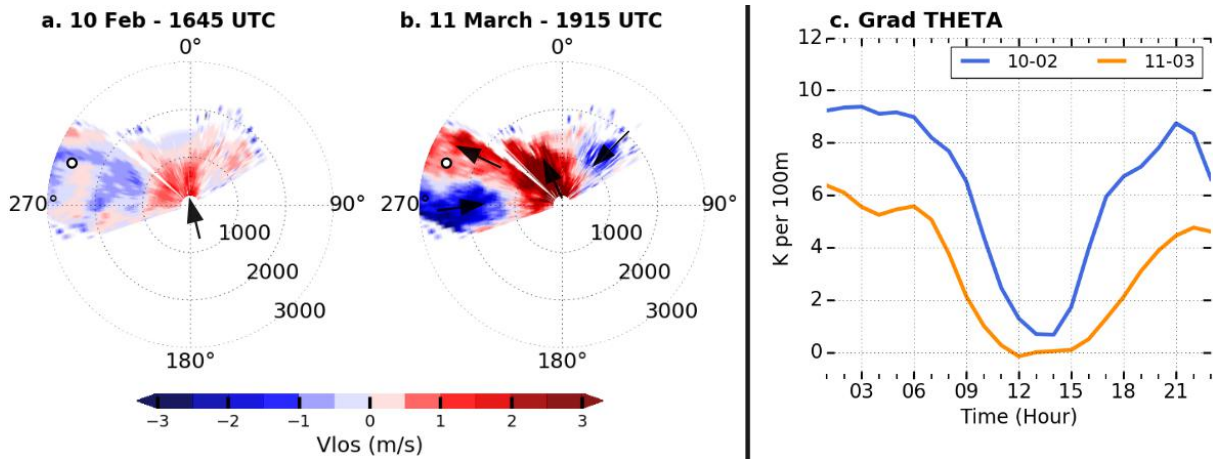


Figure 5.11 – Coupes horizontales à élévation zéro (soit 40m au-dessus du Site 1) obtenues à partir du lidar scannant situé à l’origine du repère les (a) 10 février et (b) 11 mars. Les vitesses positives (resp. négatives) représentent un écoulement qui s’éloigne (resp. s’approche) du lidar. Les flèches noires matérialisent les directions des écoulements principaux. Les cercles blancs indiquent la localisation du Site 1. (c) Évolution temporelle du gradient vertical de température potentielle calculé entre 0m et 50m à partir du radiomètre micro-onde pour les deux journées.

Ces coupes représentent la composante V_{los} mesurée par le lidar scannant qui est situé au centre du repère. Les structures rouges représentent les écoulements qui s’éloignent du lidar et les structures bleues ceux qui s’en approchent. Afin de faciliter la lecture de ces cartes, les écoulements principaux sont matérialisés par les flèches noires. La comparaison des deux coupes fait émerger la différence dans les caractéristiques de l’intrusion entre les deux épisodes. Le 10 février, l’intrusion est peu intense ($V_{los} < 1\text{m.s}^{-1}$) et affecte une zone limitée du bassin puisque sa signature est seulement visible dans un rayon de 1000m. Le 11 mars, les intensités de V_{los} associées à l’intrusion sont supérieures à 5m.s^{-1} et l’impact de l’intrusion est visible dans un secteur plus large. La structure rouge observée au Nord-Ouest du lidar laisse supposer que l’intrusion de Saint-Gervais alimente le jet nocturne en début de nuit. Cet écoulement vient donc s’ajouter à la contribution de l’écoulement descendant la vallée depuis Chamonix. Cette hypothèse semble cohérente avec le pic d’intensité du jet nocturne observé entre 1800 et 2200 UTC au centre du bassin sur l’épisode de Mars (Figure 5.9-b).

L’évolution des caractéristiques de l’écoulement de Saint-Gervais entre les deux épisodes, et en particulier sa durée d’observation dans le bassin, peut s’expliquer par une augmentation de l’intensité de l’écoulement et/ou une diminution de l’intensité de l’inversion thermique de surface. La caractérisation de l’intensité de cette inversion est proposée sur la Figure 5.11-c où sont représentés les cycles diurnes du gradient vertical de température potentielle pour les deux journées. Ces gradients ont été calculés entre 0m et 50m à partir des données du radiomètre micro-onde situé au Site 1. Le 10 février, l’augmentation du gradient de température potentielle est rapide puisqu’il passe de 2 à 7 K/100m en trois heures. Le 11 mars, l’augmentation est plus progressive et les gradients atteints sont systématiquement inférieures à ceux observés le 10 février. Ces caractéristiques reflètent donc un refroidissement de la surface moins intense et plus progressif. Cette analyse supporte l’hypothèse selon laquelle l’intensité de l’inversion de

surface conditionne la capacité de l'écoulement de la vallée de Saint Gervais à pénétrer vers les bas niveaux. Le même raisonnement peut s'appliquer pour l'écoulement nocturne en provenance de Chamonix.

Cette comparaison entre les deux épisodes fait apparaître des similitudes et des différences dans les caractéristiques des écoulements en basses couches. Celles-ci influencent le niveau de ventilation du bassin qui évolue d'un épisode à l'autre. Bien que les émissions soient un facteur à prendre en compte dans la compréhension des concentrations mesurées, la section suivante discute des différences dans les écoulements qui sont susceptibles de participer aux variations des concentrations en PM10 observées entre les deux épisodes.

5.4.2 Conséquences sur la pollution

La Figure 5.12 représente l'évolution temporelle des concentrations horaires de PM10 mesurées à Passy, Sallanches et Chamonix lors des deux épisodes. La comparaison de ces séries montre qu'en mars les concentrations sont globalement moins élevées et les différences inter-stations sont réduites. En outre, le pic de concentration nocturne de Passy est considérablement réduit tandis que le pic journalier continue d'avoisiner les $100\mu\text{g.m}^{-3}$.

Parmi les changements dans les caractéristiques de la dynamique entre les deux épisodes, certains sont susceptibles de participer à la diminution globale des concentrations. En particulier :

- l'augmentation de deux heures du régime de jour au détriment du régime de nuit favorise le développement de la convection et donc le mélange vertical des polluants ;
- l'augmentation de l'intensité et de l'extension verticale de la couche de UVW susceptibles de favoriser le transport horizontal des polluants.

Les effets combinés d'un écoulement plus intense et d'une stabilité thermique moindre pourraient faciliter le franchissement du verrou de Servoz et donc l'homogénéisation des concentrations de PM10 entre le bassin de Passy et la vallée amont de Chamonix.

La diminution de l'intensité du pic de concentration nocturne observé à Passy peut s'expliquer par l'ajout de sources de mélange turbulent dues à :

- une diminution de l'altitude de la base du jet nocturne observée dans la partie Est du bassin (Figure 5.9) ;
- une augmentation de l'intensité de l'écoulement nocturne en provenance de Saint-Gervais mais aussi de la période durant laquelle il est observé en basses couches (Figure 5.11).

La capacité de ces écoulements à plonger vers les bas niveaux de l'atmosphère limite la stagnation nocturne des masses d'air par rapport à la POI1. Ainsi, bien que les différences dans les taux d'émissions expliquent certainement une part de la diminution des concentrations en PM10, cette analyse atteste que l'évolution des caractéristiques des écoulements va dans le sens d'une homogénéisation des concentrations en PM10 sur l'épisode de Mars.

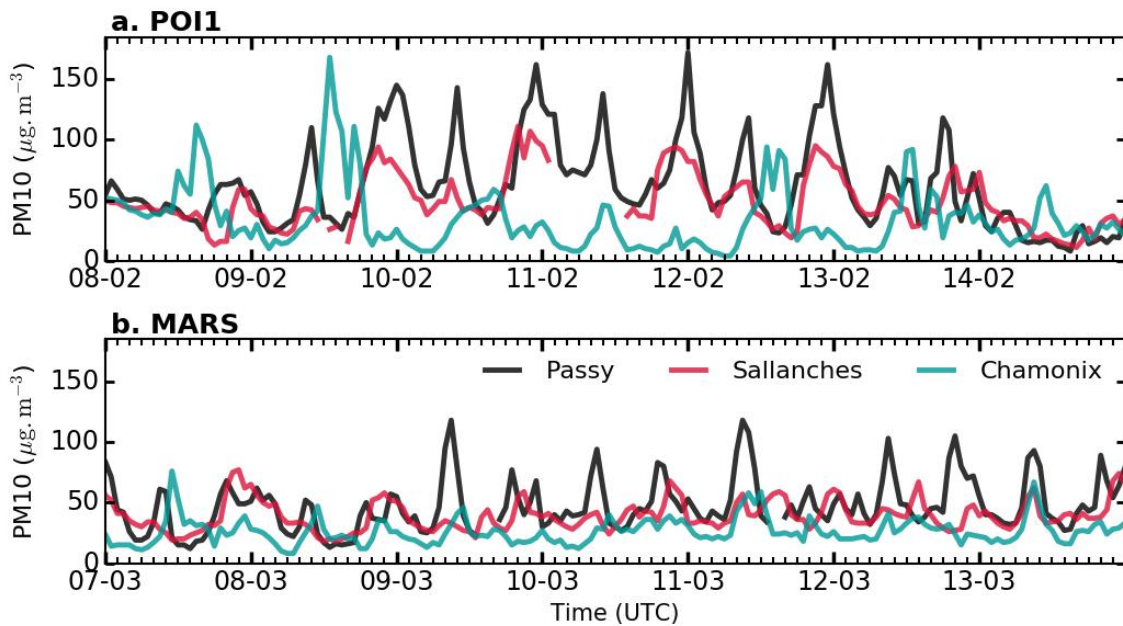


Figure 5.12 – Concentrations horaires de PM10 mesurées aux stations de Passy, Sallanches et Chamonix durant (a) la POI1 et (b) l'épisode de Mars.

5.5 Conclusion

Les résultats de ce chapitre, entièrement basés sur l'analyse d'observations, ont mis en lumière l'évolution spatio-temporelle de la structure des écoulements dans le bassin de Passy. L'utilisation d'un instrument aux capacités scannantes s'est révélée être un atout important pour la restitution des écoulements dans un environnement à l'orographie aussi complexe. En effet, l'utilisation seule d'instruments profileurs n'aurait pas permis de capter l'ensemble des structures. Cette conclusion rejoint celles de [Banta et al. \[2004\]](#) et [Darby et al. \[2006\]](#) qui montrent que l'analyse de données en milieu de vallée ne permet pas une bonne compréhension de la dynamique nocturne, en particulier en conditions stables. C'est donc grâce à la synergie instrumentale et notamment à l'analyse complémentaire des mesures de la couche de proche-surface, que la restitution a pu être la plus complète.

Dans un premier temps, il a été montré que la majorité des épisodes de pollution sur l'hiver 2014-2015 se produisent sous des conditions anticycloniques de ciel clair, associées à des inversions de température, qui débutent par une advection d'air chaud en altitude. La dynamique de grande échelle joue donc un rôle important en conditionnant la mise en place d'environnements favorables à l'accumulation de polluants en basses couches. Néanmoins, nous avons vu que ce sont bien les processus locaux qui gouvernent la dynamique des basses couches sous ces conditions. Le fort degré d'encaissement du bassin réduit l'influence des écoulements de grande échelle sur les circulations locales, effet qui est renforcé par les conditions stables. Ces conditions ont été étudiées en détail lors d'un épisode d'inversion persistante. L'analyse des circulations a révélé des hétérogénéités dans le degré de ventilation des différents secteurs du bassin, avec une structure en couches. En journée, les plus basses couches de l'atmosphère (0-40m) sont affectées par un vent de Sud, observé au centre du bassin. Au-dessus, le vent de vallée montant (UVW) est identifiée sur une couche d'environ 200m d'épaisseur. Les polluants présents dans le bassin

peuvent donc être advectés soit le long des pentes du versant Nord soit vers la partie Est du bassin, mais probablement pas au delà du verrou orographique formé par le méandre de Servoz. Lors des périodes nocturnes, la structure des écoulements s’est révélée plus complexe. Une organisation en strate est également observée avec une couche de surface soumise à des oscillations de la direction du vent qui génèrent une stagnation des masses d’air. La signature du vent de vallée descendant (DVW) apparaît nettement dans la partie Est du bassin, à proximité du méandre de Servoz. Ce DVW observé entre 80m et 160m AGL a une structure de jet, qui est constante au cours de la nuit, et reproductible d’une nuit à l’autre. Au centre du bassin, le comportement de ce jet est plus variable d’une nuit à l’autre. Une caractéristique importante est que ce jet nocturne affecte des niveaux plus bas au centre qu’à l’Est du bassin. Cette caractéristique représente une source de mélange et/ou d’advection supplémentaire dans la partie centrale qui pourrait participer à la diminution de concentrations en PM₁₀ mesurée à Sallanches. Une dernière caractéristique notable du jet nocturne concerne sa trajectoire puisqu’il reste plaqué contre le versant Nord du bassin. L’atmosphère dans la partie Sud est affectée par une couche de vent inverse, remontant la vallée et donc susceptible d’advecter des polluants vers Passy.

La comparaison avec un épisode pré-printanier moins stable et moins pollué, a souligné des différences dans les écoulements engendrées par l’évolution de la structure thermique et du flux radiatif incident. En particulier, la réduction de l’intensité de l’inversion de surface permet aux écoulements nocturnes en provenance des vallées tributaires de pénétrer plus en profondeur dans le bassin. La stagnation nocturne des masses d’air proches de la surface est ainsi réduite. En journée, l’augmentation du flux radiatif incident se traduit par un vent de vallée montant deux à trois fois plus intense que celui observé lors de la POI1. Cette modification combinée à une convection plus efficace augmente probablement le transport horizontal et le mélange vertical favorisant la diminution générale des concentrations de PM₁₀ et les différences inter-stations observées lors de la POI1. Cette comparaison a finalement permis de mettre en évidence comment les conditions hivernales de stabilité intense et d’ensoleillement réduit influençaient les écoulements locaux et créaient ainsi des situations favorables à l’accumulation de polluants.

Pour conclure, ce chapitre a mis en exergue des hétérogénéités dans la dynamique des écoulements qui se traduisent par des secteurs plus ou moins favorables à l’accumulation de polluants. Ainsi, bien que les variations spatio-temporelles dans les taux d’émissions soient aussi à prendre en compte, la structure des écoulements donnent des éléments importants pour la compréhension de la répartition hétérogène des PM₁₀ dans le bassin. De nombreuses questions concernant l’origine et la structure de ces écoulements ont été soulevées et vont maintenant être étudiées par le biais de l’approche numérique.

Chapitre 6

Écoulements locaux à partir de la simulation de référence

« Puisqu'on ne peut changer la direction du vent, il faut apprendre à orienter les voiles. »

James Dean

Sommaire

6.1	Configuration de la simulation de référence	130
6.1.1	Domaine de simulation	130
6.1.2	Caractéristiques numériques	131
6.1.3	Initialisation	132
6.2	Évaluation de la simulation de référence	133
6.3	Vers une meilleure compréhension de la dynamique	136
6.3.1	Dynamique des écoulements de pente	136
6.3.2	Dynamique des écoulements de vallée	139
6.3.3	Structure nocturne des écoulements	145
6.3.4	Oscillations nocturnes	150
6.3.5	Indices de stagnation et de recirculation	152
6.4	Conclusion	153

L'approche numérique permet d'améliorer la compréhension des structures mises en évidence par l'analyse des observations. Les simulations en cas semi-idéalisé facilitent les analyses de sensibilité et donc l'évaluation de l'influence d'un processus sur un phénomène (Lehner and Gohm [2010]). Cette approche a été privilégiée dans cette thèse afin de répondre aux questions soulevées précédemment. Ce chapitre s'attache d'abord à la présentation de la configuration de la simulation de référence ainsi qu'à son évaluation. L'analyse de cette simulation est ensuite proposée et apporte des éléments de compréhension concernant notamment les écoulements de pente, les oscillations nocturnes et la contribution des vallées tributaires. Les analyses de sensibilité seront présentées dans le chapitre suivant.

6.1 Configuration de la simulation de référence

La configuration de la simulation de référence est inspirée des travaux de [Larger et al. \[2018\]](#) qui ont effectué une simulation en cas réel de la POI1. Rappelons que ces travaux ont montré des résultats probants quant aux capacités du modèle à reproduire l'évolution de la structure thermique de l'atmosphère (cf. section 2.4.1 du présent manuscrit). La configuration de [Larger et al. \[2018\]](#) est donc adaptée de manière à faciliter les analyses de sensibilité. Les changements majeurs sont l'utilisation d'un domaine unique à la place de deux domaines imbriqués, une grille verticale plus fine ($\delta z=2\text{m}$ vs $\delta z=10\text{m}$ au premier niveau modèle) et une initialisation plus idéalisée des champs atmosphériques et des paramètres de surface.

La simulation de référence peut donc être qualifiée de simulation méso-échelle haute-résolution d'après la définition de [Cuxart \[2015\]](#), avec une approche semi-idéalisée puisqu'une topographie réaliste est utilisée (aux erreurs près associées à la représentativité de la base de données).

6.1.1 Domaine de simulation

Le domaine de simulation couvre une zone de $60 \times 48 \text{ km}^2$, soit 600×480 points de grille avec une résolution horizontale de 100m (Figure 6.1). Il comprend 72 niveaux verticaux avec une résolution verticale de 2m au niveau du sol. Les mailles sont dilatées verticalement avec un étirement de 10% appliqué dans les 1000 premiers mètres puis de 20% au-delà. Ce domaine inclut le Mont-Blanc, comme préconisé par [Larger et al. \[2018\]](#), mais aussi l'ensemble des vallées tributaires qui bordent le bassin de Passy.

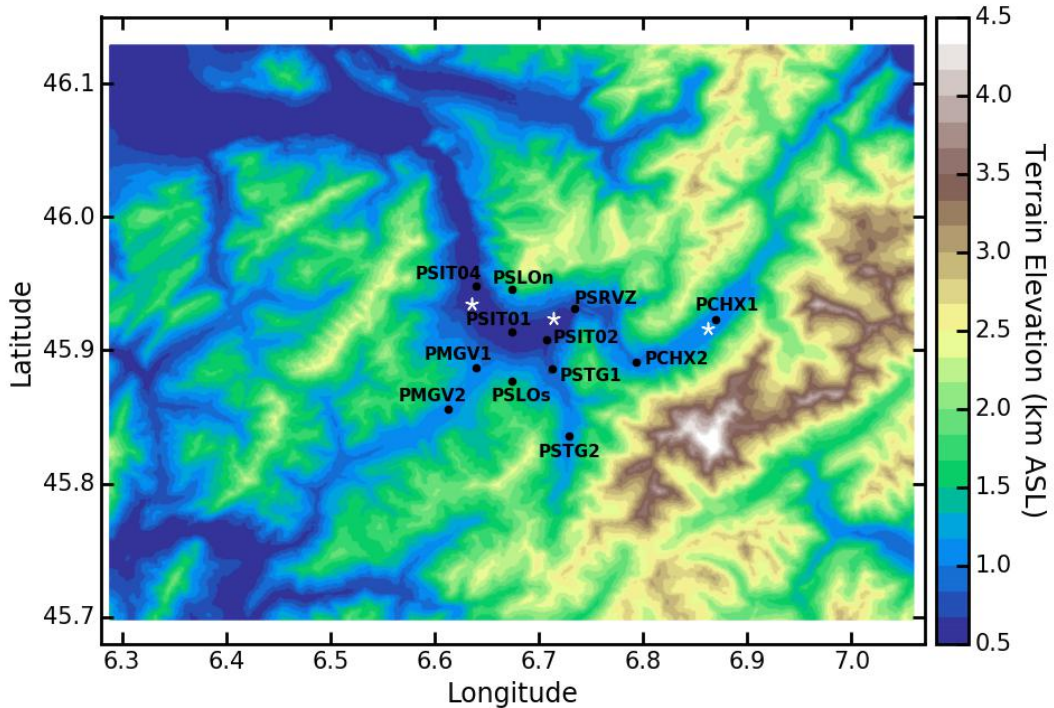


Figure 6.1 – Domaine de simulation avec les emplacements des profileurs dont les altitudes sont répertoriées dans le Tableau 6.2. Les étoiles blanches matérialisent les positions des trois sources d'émissions de traceurs passifs.

La topographie est extraite de la base de données STRM (Shuttle Radar Topography Mission), fournie par la NASA, avec des tuiles de 90m*90m (Farr et al. [2007]). Afin d'éviter les problèmes de convergence du solveur de pression, les pentes dont l'inclinaison est supérieure à 45% ont été lissées localement. Cette correction affecte une surface limitée du domaine, de l'ordre de 6.5% et concerne principalement les falaises abruptes des massifs du Giffre et du Mont-Blanc (cf. Figure 2.1). Les couverts de sol sont issus de la base de données ECOCLIMAPII, disponible à une résolution kilométrique (Faroux et al. [2013]). Cette base de données rend compte des modes d'occupation des sols et des paramètres de surface associés. Pour notre cas d'étude, 97% du domaine est composé de couvert naturel avec une dominante de prairies et de feuillus tempérés en fond de vallée, de prairies et de conifères boréaux entre 1000 et 3000m ASL et de sol nu, roche et neige permanente au-delà. Quelques *patches* de couvert urbain viennent compléter le domaine (3%). La combinaison de ces couverts fixe la longueur de rugosité qui vaut environ 0.6m en fond de vallée, 1.35m sur les versants et 0.02m au niveau des sommets (cf. Figure D.1 en Annexe).

6.1.2 Caractéristiques numériques

Les caractéristiques numériques de la simulation de référence sont répertoriées dans le Tableau 6.1. Les schémas utilisés pour la dynamique, la turbulence, le rayonnement et la surface sont ceux introduits dans la section 3.2.2. Afin d'éviter l'accumulation d'énergie dans les plus courtes longueurs d'onde, un schéma de diffusion numérique est utilisé. La condensation à l'échelle de la maille est autorisée par le schéma de microphysique à 1 moment ICE3 (Pinty and Jabouille [1998]). Malgré cela, aucun brouillard n'est formé au cours de la simulation. Au sol, les schémas ISBA et TEB assurent le calcul des échanges d'eau et d'énergie entre la surface, la végétation, la ville, la neige et l'atmosphère. Le schéma de neige, développé par Boone and Etchevers [2001], est associé à une discrétisation multi-couches. L'initialisation du couvert peut s'effectuer de manière homogène en prescrivant la densité, la température et l'albédo de la neige ainsi que l'épaisseur du couvert qui est interpolée verticalement. Une initialisation hétérogène du couvert neigeux peut également être effectuée via un fichier externe en spécifiant ces grandeurs pour chaque maille de la surface.

Afin de faciliter l'analyse des écoulements et en particulier de leurs trajectoires, des traceurs passifs sont émis en continu à un taux arbitraire constant sur toute la durée de la simulation. Les traceurs sont relâchés au niveau de trois sites : Passy, Sallanches et Chamonix qui sont représentés par les étoiles blanches sur la Figure 6.1. Les rapports de mélange des traceurs sont déterminés pour chaque maille du domaine à chaque pas de temps. En outre, un coefficient de transfert atmosphérique (ATC) (*Atmospheric Transfer Coefficient*) est calculé selon :

$$ATC(x, y, z) = \frac{\int_{t_0}^{t_1} X(x, y, z, t).dt}{\int_{t_0}^{t_1} q.dt} \quad (6.1)$$

avec $X(x, y, z, t)$ le rapport de mélange des traceurs (kg.kg^{-1}) mesuré au point (x, y, z) au pas de temps t , q le taux d'émission ($\text{m}^3.\text{s}^{-1}$), t_0 et t_1 les temps initiaux et finaux. ATC s'exprime en

s.m^{-3} et reflète l'intégrale de la quantité de traceur au point considéré, normalisé par la quantité émise sur la durée d'exposition ($t_1 - t_0$).

Dans ce travail, les champs de ATC seront présentés sous forme de cartes Lon-Lat intégrées sur l'ensemble des niveaux verticaux du domaine.

Modèle	Méso-NH version 5.3
Taille du domaine	$N_X = 600 \quad N_Y = 480 \quad N_Z = 72$
Résolution horizontale	$\delta x = \delta y = 100\text{m}$
Résolution verticale	$\delta z = 2\text{m au sol}$
Étirement vertical	10% jusqu'à 1000m 20% au-delà
Durée de simulation	39 heures
Pas de temps du modèle	1 sec
Sorties modèle	30min (champs 3D) - 3min (profileurs)
Conditions aux limites latérales	Ouvertes
Conditions au sommet	Couche d'absorption de Rayleigh
Conditions de surface	SURFEX - ISBA & TEB
Topographie	SRTM ($\delta x=90\text{m}$)
Couverts de sol	ECOCCLIMAPII ($\delta x=1\text{km}$)
Initialisation Surface	Prescription de la température et du contenu en eau et en glace des sols
Initialisation Atmosphère	Température potentielle et humidité : profils RS Vent : profil nul
Schéma de transport	CEN4TH/RKC4 pour la quantité de mouvement PPM pour les variables scalaires
Schéma de turbulence	3D - Ordre 1.5 Longueur de mélange : Deardorff [1974]
Schéma de rayonnement	1D - RRTM & MORC (ECMWF) Appelé toutes les 600 sec
Schéma de microphysique	1 moment - ICE3
Schéma de diffusion numérique	Activée pour l'advection du vent

Tableau 6.1 – Caractéristiques de la simulation de référence.

6.1.3 Initialisation

Le caractère idéalisé de la simulation réside dans l'initialisation de l'état de l'atmosphère et de la surface. Pour l'atmosphère, des profils verticaux de température potentielle, d'humidité et de vent sont prescrits au centre du domaine (PSIT01) puis interpolés verticalement et horizontalement sur l'ensemble de la grille en fonction du relief. Les mesures de la campagne sont utilisées pour initialiser les profils de température potentielle et d'humidité. Pour le vent, un profil nul est imposé de manière à évaluer les capacités du modèle à reproduire les écoulements thermiques ([Colette et al. \[2003\]](#); [Lehner and Gohm \[2010\]](#); [Wagner et al. \[2015a\]](#)) en s'affranchissant des perturbations induites par l'écoulement de grande échelle ([Zängl \[2004\]](#)). Les

conditions aux limites latérales sont ouvertes. Cette configuration représente une limitation pour les écoulements formés en bordure du domaine. Celui-ci a donc été choisi suffisamment large de manière à s'assurer que les écoulements développés dans le bassin et les vallées tributaires soient physiques et bien établis.

Le sol est représenté par trois couches : une couche de surface, une couche racinaire et une couche de sol profond (Boone et al. [1999]). Chacune d'elles requiert l'initialisation de la température, du contenu en eau et du contenu en glace. Les valeurs de ces champs sont spécifiées pour une altitude de référence puis interpolées avec l'altitude. La température de la couche de surface est choisie de manière à être en équilibre avec le profil atmosphérique au niveau de PSIT01, et vaut 272K. Au sommet du Mont-Blanc, cette même température vaut 245K. Les températures des couches racinaire et de sol profond sont initialisées avec un $\Delta T = +1K$ par rapport à la couche de surface. Le partitionnement eau/glace est fixé à 0.8/0.2 pour la couche de surface puis 1.0/0.0 pour les deux couches sous-jacentes. Bien qu'entachée de certaines limitations, les travaux de Chow et al. [2006] montrent que cette méthode d'initialisation permet une meilleure représentation des écoulements thermiques par rapport à une initialisation homogène des champs de surface.

La simulation est initialisée à 0900 UTC le 11 février pour une durée de 39h, afin d'accéder au cycle diurne complet du 12 février. Le pas de temps du modèle est de 1 seconde, les champs de sortie 3D sont enregistrés toutes les 30 minutes. Afin d'avoir accès à une représentation plus haute fréquence de la dynamique, 11 profileurs sont activés et enregistrent des données toutes les 3 minutes. Leurs emplacements sont spécifiés sur la Figure 6.1 et leurs altitudes sont reportées dans le Tableau 6.2. Ce tableau regroupe également les valeurs d'énergie solaire incidente intégrée sur un cycle journalier pour les différents emplacements, valeurs qui seront discutées au fil du Chapitre.

Profileur	PSIT04	PSIT01	PSLOS	PSLON	PMGV1	PMGV2
Altitude (m ASL)	535	560	1430	1415	1086	1096
Énergie journalière (*10⁶ J)	11.5	11.5	5.7	27.7	12.5	12
Profileur	PSTG1	PSTG2	PSRVZ	PCHX2	PCHX1	
Altitude (m ASL)	800	1054	667	958	1038	
Énergie journalière (*10⁶ J)	10.5	9.9	11.8	6.8	9.8	

Tableau 6.2 – Altitude et énergie solaire journalière reçue au niveau des profileurs dont les emplacements sont représentés sur la Figure 6.1.

6.2 Évaluation de la simulation de référence

Bien que l'approche semi-idéalisée n'ait pas pour objectif de représenter parfaitement les structures observées, cette partie vise à s'assurer qu'elles sont suffisamment bien représentées pour que les questions soulevées dans le Chapitre 5 puissent être étudiées.

Structure thermique

L'évaluation de la structure thermique est effectuée au niveau de PSIT01 en comparant les profils de température potentielle simulés et mesurés par les radiosondages sur la journée du 12 février (Figure 6.2). Les biais (modèle-observations) sont représentés sur le panel 6.2-c. Cette comparaison souligne la capacité du modèle à reproduire la dynamique temporelle de la structure de l'inversion thermique. Le biais chaud systématiquement observé dans les premières centaines de mètres peut s'expliquer par l'absence de neige dans la simulation de référence par rapport à la réalité. Un biais froid est également observé entre 500 et 1500m AGL avec une valeur maximale de 4K atteinte à 1200 UTC. Ce biais froid peut s'expliquer par une sous-estimation de la subsidence d'air chaud au centre de la vallée pouvant être due à (i) l'absence de forçage synoptique ou bien (ii) une mauvaise représentation des écoulements anabatiques et donc du mécanisme compensatoire de subsidence discuté dans la section 1.3.1. Malgré ces quelques différences et au vu de la configuration semi-idéalisée de la simulation, l'évolution de la structure thermique de l'atmosphère modélisée est considérée suffisamment proche de celle observée.

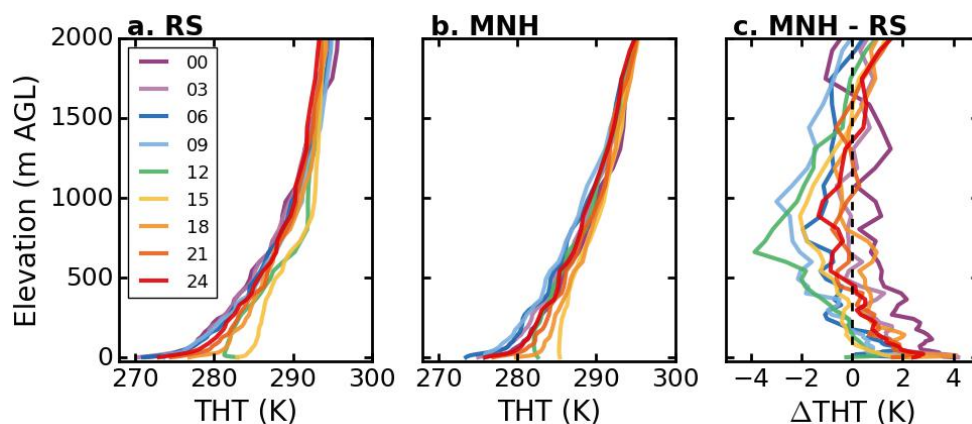


Figure 6.2 – Comparaison des profils au niveau du Site 1 de température potentielle (a) mesurée par les radiosondages (RS), (b) simulée par MésO-NH et enfin (c) le biais par rapport aux observations (MNH-RS).

Dynamique des écoulements

La comparaison des caractéristiques des écoulements observés et modélisés est résumée dans le Tableau 6.3. De manière générale, les heures de transition entre les régimes d'écoulement nocturne et journalier sont bien reproduites par le modèle. En journée, une structure en deux couches est bien représentée avec une couche de vent de vallée montant (UVW) qui s'écoule au-dessus d'une couche de vent de Sud, en contact avec la surface. Toutefois, le UVW modélisé apparaît moins bien établi que celui observé à l'aide du lidar vent scannant et montre un comportement très intermittent. L'intensité moyenne du UVW apparaît légèrement sous-estimée par rapport aux valeurs discutées dans la section 5.4.1. La nuit, la structure verticale des écoulements est bien reproduite par le modèle avec la présence d'un jet nocturne qui s'écoule au-dessus d'une couche soumise à des changements de direction du vent. La trajectoire du jet, et en particulier sa capacité à rester plaqué contre le versant Nord du bassin, est également représentée dans

la simulation. La Figure 6.3 souligne l'excellente correspondance entre la structure Nord-Sud moyenne des écoulements nocturnes observés grâce au lidar vent scannant et simulés.

		Observations (POI1)	Simulation de référence
Régime de jour	Temps caract.	De 1000 à 1700 UTC	✓
	Structure Verticale	Deux couches avec : • Composante de vent de Sud entre 5 et 40-60m • UVW au-dessus (jusqu'à environ 300m)	✓ mais altitude de la couche de vent de Sud surestimée ($\simeq 100\text{m}$)
	Intensité	En moyenne : 0.5m.s^{-1} Max. : 2m.s^{-1}	✗ sous-estimée car régime moins bien établi, présence d'oscillations
Régime nocturne	Temps caract.	De 1700 à 0930 UTC	✓
	Structure Verticale	Deux couches avec : • Couche de 40-60m avec oscillations • DVW en provenance de Chamonix avec structure en jet entre 80-180m AGL	✓
	Intensité du Jet	$\simeq 1.5\text{m.s}^{-1}$	✓
	Trajectoire du jet	Cisaillement Nord-Sud, avec un jet plaqué contre le versant Nord du bassin.	✓ (Figure 6.3)
	Oscillations	Période de l'ordre de l'heure	✓
Tributaires	Saint-Gervais	Intrusion à 600m entre 1600 et 1700 UTC puis intrusion en altitude au cours de la nuit	✓
	Megève	Intrusion nocturne détectée à 600m ASL (pas de mesure au-delà)	✗ mais écoulement détecté plus en altitude

Tableau 6.3 – Caractéristiques des écoulements associés aux régimes journalier et nocturne, observés durant la campagne et représentés dans la simulation de référence.

Enfin, l'écoulement nocturne en provenance de la vallée tribulaire de Saint-Gervais est bien détecté dans la simulation. L'écoulement de Megève observé en basses couches n'est pas représenté dans la simulation à 600m ASL mais apparaît plus en altitude.

La simulation de référence reproduit donc les caractéristiques principales des écoulements mises en évidence par l'analyse des données de la campagne. La différence majeure concerne les altitudes et les épaisseurs des couches de vent qui apparaissent surestimées par rapport à celles observées. Les raisons de cette surestimation n'ont pas été étudiées en détail car elle ne représente pas une limitation majeure pour notre analyse. Néanmoins, une hypothèse probable concerne les longueurs de rugosité qui paraissent trop élevées et représentent donc une source de frottement additionnelle non réaliste. En particulier, le fond de bassin est caractérisé dans la

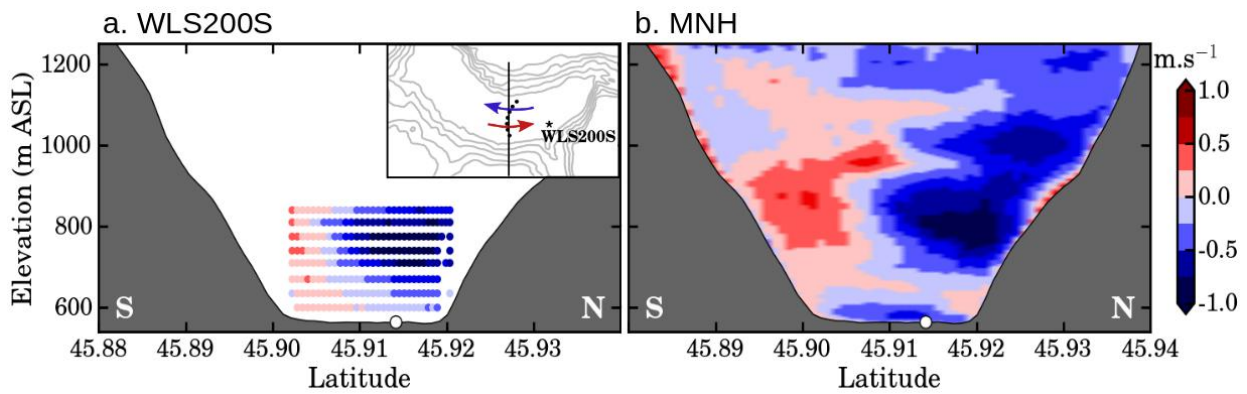


Figure 6.3 – Coupes Nord-Sud du vent zonal moyen sur la période nocturne 2100-0800 UTC (a) reconstruite à partir de scans horizontaux à différentes élévations du lidar vent scannant et (b) extraite de la simulation de référence à longitude équivalente. Les couleurs chaudes (resp. froides) représentent un écoulement qui remonte (resp. descend) selon l’axe du bassin.

simulation par une longueur de rugosité de 0.6m (cf. Figure D.1) tandis qu’il est principalement couvert de prairies en réalité. Une simulation avec un sol nu homogène permettrait de vérifier cette hypothèse mais n’a pas été réalisée dans le cadre de ce travail.

Cette simulation est donc utilisée pour analyser les zones non couvertes par les observations et mieux comprendre l’origine des structures observées. Plus particulièrement, elle va nous permettre d’aborder les questions suivantes :

- Quel est le rôle joué par les vents de pente ?
- Dans quelle mesure les écoulements en provenance des vallées de Chamonix, Megève et Saint-Gervais alimentent-ils et interagissent-ils avec les écoulements observés dans le bassin de Passy ?
- Quels sont les mécanismes qui pilotent la trajectoire du jet nocturne dans le bassin ?
- Les oscillations nocturnes mises en évidence au niveau du Site 1 sont-elles également présentes sur les écoulements des vallées tributaires ?

6.3 Vers une meilleure compréhension de la dynamique

6.3.1 Dynamique des écoulements de pente

Les écoulements de pente jouent un rôle clé dans la dynamique locale en zone de montagne (Monti et al. [2002]). La nuit, les écoulements catabatiques alimentent la CAP (*cold-air-pool*) et transportent les polluants présents le long des versants vers le fond de vallée. En journée, les écoulements anabatiques représentent un vecteur efficace de transport vertical et peuvent exporter entre 3 et 5 fois le volume d’air d’une vallée sous un forçage estival (Henne et al. [2004] ; Leukauf et al. [2015]). En conditions hivernales, l’insolation réduite couplée à la stratification thermique limite ces effets sans pour autant inhiber la formation de ces écoulements qui restent à même de générer des hétérogénéités dans le transport de polluants et d’humidité (Gohm et al.

[2009]; Harnisch et al. [2009]). La base de données de la campagne Passy-2015 ne permettant pas la caractérisation des écoulements de pente, la simulation de référence est étudiée à cet effet afin d'identifier leurs caractéristiques moyennes. Une attention particulière est portée sur les écoulements anabatiques qui sont associés à des caractéristiques spatiales plus variables que leurs analogues nocturnes.

Durée d'établissement

Afin de déterminer les heures de transition entre les régimes de vents anabatique et catabatique, les données des profileurs PSLON et PSLOS, situés respectivement sur les versants Nord et Sud du bassin de part et d'autre du Site 1 (cf. Figure 6.1) sont analysées.

La Figure 6.4 représente l'évolution temporelle du vent horizontal à 05M00 simulé pour PSLON et PSLOS. Ces séries de vecteurs vent illustrent un régime d'écoulement anabatique marqué qui s'établit sur le versant Nord entre 0800 et 1630 UTC (PSLON). Cet intervalle de temps sera utilisé dans la suite pour calculer les caractéristiques moyennes de ces écoulements. Au niveau du versant Sud (PSLOS), les vents anabatiques ne parviennent pas à se développer et la série présente un caractère beaucoup plus intermittent. Cette différence s'explique par l'orientation de la vallée et les effets d'ombrage qui créent une dissymétrie importante dans l'ensoleillement des deux versants. En effet, l'énergie solaire totale reçue sur la journée est cinq fois plus faible à PSLOS qu'à PSLON ($27.7 \cdot 10^6 \text{ J}$ pour PSLON contre seulement $5.7 \cdot 10^6 \text{ J}$ à PSLOS (cf. Tableau 6.2)). La nuit, des écoulements catabatiques sont observés sur les deux versants du bassin avec des intensités variant entre 0.5 et 2 m.s^{-1} . La différence d'intensité inter-versants n'a pas été analysée en détail mais est certainement influencée par la différence d'inclinaison et de longueur des pentes (Zardi and Whiteman [2013]) et par les différences des couverts de sol.

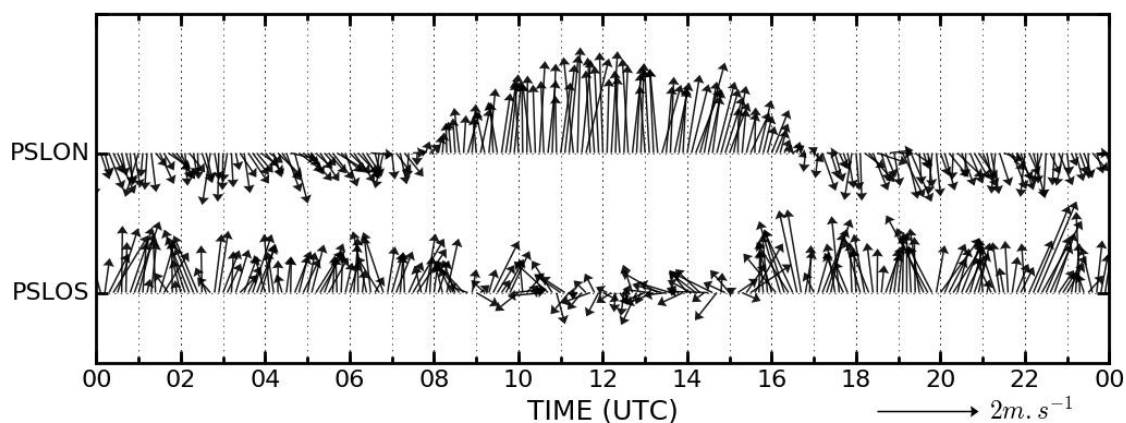


Figure 6.4 – Évolution temporelle du vent simulé à 05M00 sous forme de vecteurs vent pour les profileurs PSLON et PSLOS, situés respectivement sur les versants Nord et Sud du bassin.

Structure verticale

Afin de mieux appréhender la structure verticale des écoulements de pente, les données des profileurs ont été projetées sur un repère adapté, avec un axe $\hat{x}$ parallèle à la pente locale, et un

axe $\hat{y}$ orthogonal à ce dernier.

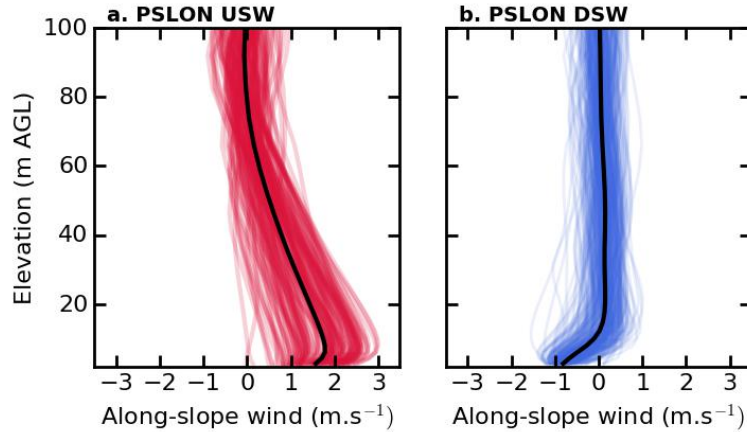


Figure 6.5 – Profils verticaux des écoulements de pente simulés au niveau de PSLON (a) durant l’intervalle de temps 0800-1630 UTC pour les vents anabatiques et (b) en dehors de cet intervalle pour les vents catabatiques. Les profils moyens par période sont représentés en noir sur chaque panel.

La Figure 6.5 représente ainsi les profils du vent parallèle à la pente. En l’absence d’un régime d’écoulement anabatique marqué sur le versant Sud, seuls les profils extraits sur le versant Nord du bassin sont représentés. L’enveloppe rouge regroupe l’ensemble des profils appartenant à l’intervalle 0800-1630 UTC (panel 6.5-a) et l’enveloppe bleue les profils en dehors de cet intervalle (panel 6.5-b). Les profils moyens sur ces deux périodes sont représentés en noir. Durant la journée, les vents anabatiques se caractérisent par une épaisseur d’environ 70m et un maximum d’intensité de 3m.s^{-1} atteint autour de 7m. La nuit, la couche de vent catabatique est plus fine, de l’ordre de 20m, et présente un maximum d’intensité quelques mètres au-dessus du sol, d’environ 1m.s^{-1} . N’ayant pas de moyen de mesure disponible dans la base de donnée de la campagne, il n’est pas possible d’évaluer la qualité de la représentation de ces écoulements. Cependant, la structure de ces écoulements semble en accord avec les schémas théoriques (cf. Figure 1.5) et avec les écoulements observés dans le cadre de campagne de mesures en vallée alpine (Monti et al. [2002]; Zardi and Whiteman [2013]).

Variabilité spatiale

Le profileur PSLON est situé sur une pente exposée Sud, représentant *a priori* l’environnement le plus favorable à la mise en place d’écoulements anabatiques. Afin d’avoir une vue d’ensemble des écoulements de pente, le champ de vent à 05M00 (niveau modèle) moyenné sur la période 0800-1630 UTC est tracé sur la Figure 6.6. Les positions de PSLON et PSLOS sont matérialisées par les étoiles rouges.

Cette coupe permet d’identifier les secteurs où les vents anabatiques apparaissent significatifs durant l’intervalle de temps considéré. Le versant orienté Sud apparaît bien comme le secteur le plus propice à la formation de ces écoulements tandis que le versant orienté Nord se caractérise par de très faibles intensités de vent. Dans le secteur Nord-Ouest du bassin, les ondulations du relief génèrent localement quelques zones favorables au développement des vents anabatiques.

Ceci souligne la forte variabilité des écoulements en réponse aux variations d'énergie solaire incidente. Au Sud-Ouest, l'écoulement remontant la vallée de Megève est bien marqué mais constitue un écoulement thermique à l'échelle de la vallée et non pas à l'échelle de la pente (cf. section 6.3.2).

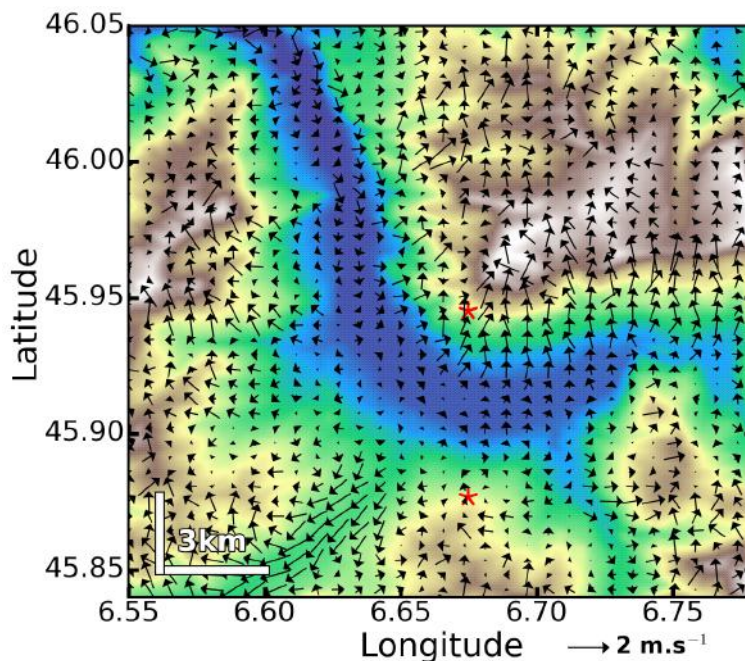


Figure 6.6 – Champ de vecteurs vent à 05M00 au-dessus du sol, moyenné sur l'intervalle 0800-1630 UTC correspondant à la période d'établissement des écoulements anabatiques déterminée à partir de la Figure 6.4. Les étoiles rouges matérialisent la position des profileurs PSLON et PSLOS.

Grâce à la détermination de ces caractéristiques moyennes, un ordre de grandeur du volume d'air exporté le long des pentes par les vents anabatiques peut être estimé. Nous considérons pour cela une couche de 70m d'épaisseur avec un vent moyen de 1.1m.s^{-1} , établi durant 8h30, sur une distance linéaire d'environ 10km, ce qui représente un volume d'air d'approximativement 23km^3 . En comparaison, le volume d'air de la vallée est estimé en considérant une longueur de 23km, une profondeur moyenne de 1km et une largeur moyenne de 3.7km à mi-profondeur, soit un volume de 85km^3 . Les écoulements anabatiques exportent donc de l'ordre du quart du volume d'air de la vallée sur un cycle diurne, ce qui est faible en comparaison avec les valeurs rapportées par Henne et al. [2004] sous un forçage estival. Malgré cela, nous verrons dans le Chapitre 7 que ces écoulements ne peuvent être négligés car ils jouent un rôle important dans le transport des polluants.

6.3.2 Dynamique des écoulements de vallée

La présence de vallées tributaires et les écoulements associés représentent une source de perturbation dans le cycle des écoulements de la vallée principale comme discuté dans la section 1.4.1. La nuit, les polluants présents dans les vallées tributaires sont transportés vers la vallée principale. En journée, l'interaction des différents écoulements participe à la re-distribution dans les vallées tributaires des polluants accumulés durant la nuit. Cette section vise donc à analyser

les écoulements développés dans les trois vallées qui entourent le bassin de Passy. Comme pour la section précédente, l'analyse est proposée en trois temps ; (i) l'évolution temporelle du vent horizontal moyen dans chaque vallée à partir des profileurs, (ii) la structure verticale moyenne des profils de vent et enfin (iii) la caractérisation intégrée des échanges entre le bassin et les trois vallées qui l'entourent par le calcul d'un bilan de masse.

Évolution Temporelle

La Figure 6.7 représente l'évolution temporelle du vent horizontal moyenné entre 2 et 300m au-dessus de chaque profileur (cf. Figure 6.1 pour leurs emplacements). Le choix de l'épaisseur de cette couche n'apparaît pas comme un paramètre sensible puisque les tracés effectués entre 2 et 200m ou entre 2 et 500m sont très similaires. Afin d'assurer la clarté de la figure, un vecteur vent est tracé seulement toutes les 6 minutes.

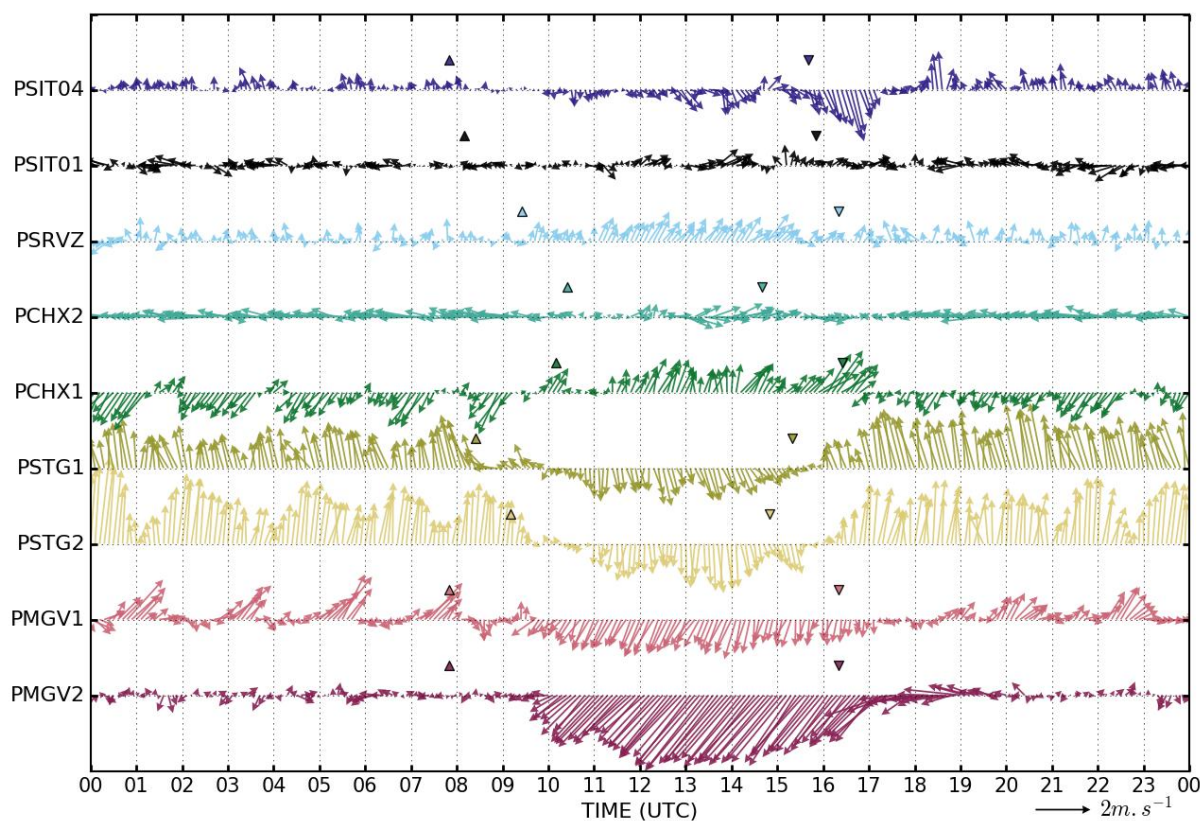


Figure 6.7 – Évolution temporelle sur un cycle diurne du vent horizontal moyenné verticalement dans la couche 2-300m AGL pour chaque profileur (cf. Figure 6.1 pour les emplacements). Les triangles orientés vers le haut (resp. vers le bas) représentent les heures locales de lever (resp. coucher) du soleil.

Ces séries de vecteurs montrent que pour la majorité des profileurs, la direction de l'écoulement est distribuée selon deux modes : un régime de vent montant la vallée en journée et un régime de vent descendant la vallée la nuit. Ces changements diurnes reflètent ainsi la présence de systèmes de vents thermiques dans l'ensemble des vallées qui entourent le bassin. De manière générale, la durée d'établissement du régime d'écoulement nocturne est supérieure à celle du régime d'écoulement journalier. Par ailleurs, les écoulements apparaissent mieux définis et plus intenses dans les vallées tributaires que dans le bassin de Passy où des structures moins orga-

nisées sont observées (PSIT04, PSIT01, PSRVZ). Cette caractéristique peut être imputée à la morphologie de type bassin, qui est moins favorable à la mise en place d'écoulement que dans les vallées (cf. section 1.3.3) ou encore à une variabilité accrue dans le bassin en raison de sa localisation au point de convergence des trois vallées qui l'entourent.

En journée, la durée d'établissement et l'intensité du UVW sont très variables d'un site à l'autre. La comparaison des séries temporelles de PMGV2 et PSTG2 souligne la différence dans les caractéristiques des écoulements des deux vallées tributaires, qui partagent pourtant une orientation relativement proche. Si le UVW est établi durant 7H30 dans la vallée de Megève, il n'est observé que durant 5H00 dans la vallée de Saint-Gervais. Cette différence de 2H30 représente une source de transport additionnelle pour le secteur Ouest du bassin par rapport au secteur Est. Dans la vallée de Chamonix, le UVW se met en place tardivement mais perdure environ une heure de plus que celui observé dans la vallée de Saint-Gervais.

Afin de mieux appréhender les décalages dans la mise en place des régimes de vent montant, les heures de lever et coucher du soleil locaux sont représentées par les triangles pour chaque profileur. Les énergies reçues sur la journée pour chaque site sont reportées dans le Tableau 6.2. La comparaison des vallées tributaires montre que c'est la vallée de Megève qui est ensoleillée en premier et qui reçoit le plus d'énergie. Le lever du soleil local est décalé dans les vallées de Chamonix et Saint-Gervais qui sont toutes deux dans l'ombre du Mont-Blanc. Cette caractéristique explique le développement précoce du UVW dans la vallée de Megève par rapport aux deux autres vallées tributaires. Il est également à noter qu'en fonction des vallées, le temps d'établissement du UVW suite au lever du soleil local est variable. De la même manière, l'inertie du UVW suite au coucher du soleil varie entre 45 minutes et 2 heures. Ces déphasages n'ont pas été étudiés en détail mais on peut noter que l'effet de volume joue probablement un rôle puisque les sites les plus encaissés (PSTG1, PCHX1) sont ceux dont les caractéristiques sont les plus sensibles aux variations du flux solaire incident.

Durant la nuit, des différences de comportement inter-sites sont également observées. Les profilers des vallées tributaires montrent tous une composante de DVW synonyme d'une advection d'air vers le bassin de Passy. Ces composantes de DVW sont associées à un caractère oscillant qui se manifeste par des changements de direction de l'écoulement (PCHX1) ou des modulations de son intensité (PSTG2). Ces comportements seront analysés plus amplement dans la section 6.3.4.

Structure verticale moyenne

Afin d'étudier la structure verticale des écoulements, des profils moyens ont été calculés pour chaque site et sont représentés sur la Figure 6.8. Les profils sont moyennés sur la journée complète du 12 février (panels 6.8-a et b) puis décomposés sur le régime de jour convectif [1000 :1700[UTC (panels 6.8-c et d) et le régime de nuit stable [0000 :1000[U[1700 :2400[UTC (panels 6.8-e et f). Les panels de gauche représentent la structure moyenne des écoulements en termes de

direction et d'intensité. Les panels de droite se concentrent sur la composante des écoulements projetée selon l'axe local de la vallée concernée au niveau de chaque profileur (*along-valley wind* (AVW)). Les AVW négatifs représentent des écoulements qui sortent du bassin et les AVW positifs des écoulements qui entrent dans le bassin.

Pendant la phase journalière (panel 6.8-c), des structures mono-couches sont principalement observées avec des maxima d'intensité situés entre 0 et 200m au dessus du sol. Quelques exceptions sont observées pour les profileurs PSRVZ et PCHX2 qui sont caractérisés par des structures bi-couches. Ces structures reflètent la présence d'écoulements anabatiques développés le long des versants ensoleillés (cf. Figure 6.6). Pour PSIT01, la direction du vent évolue verticalement en passant d'une composante de Sud en surface vers une composante Ouest puis Nord-Ouest en altitude. Ces caractéristiques sont en accord avec les observations et seront discutées plus en détail dans le chapitre suivant. Les profils de AVW (panel 6.8-d) montrent que le bassin est alimenté par la partie aval (AVW > 0 pour PSIT04) tandis que l'air s'échappe par les autres vallées qui sont associées à des AVW négatifs. Le partitionnement entre les trois vallées apparaît inégal avec une intensité de AVW pour la vallée de Megève (PMGV2) qui est jusqu'à trois fois plus importante que celles des vallées de Saint-Gervais et Chamonix.

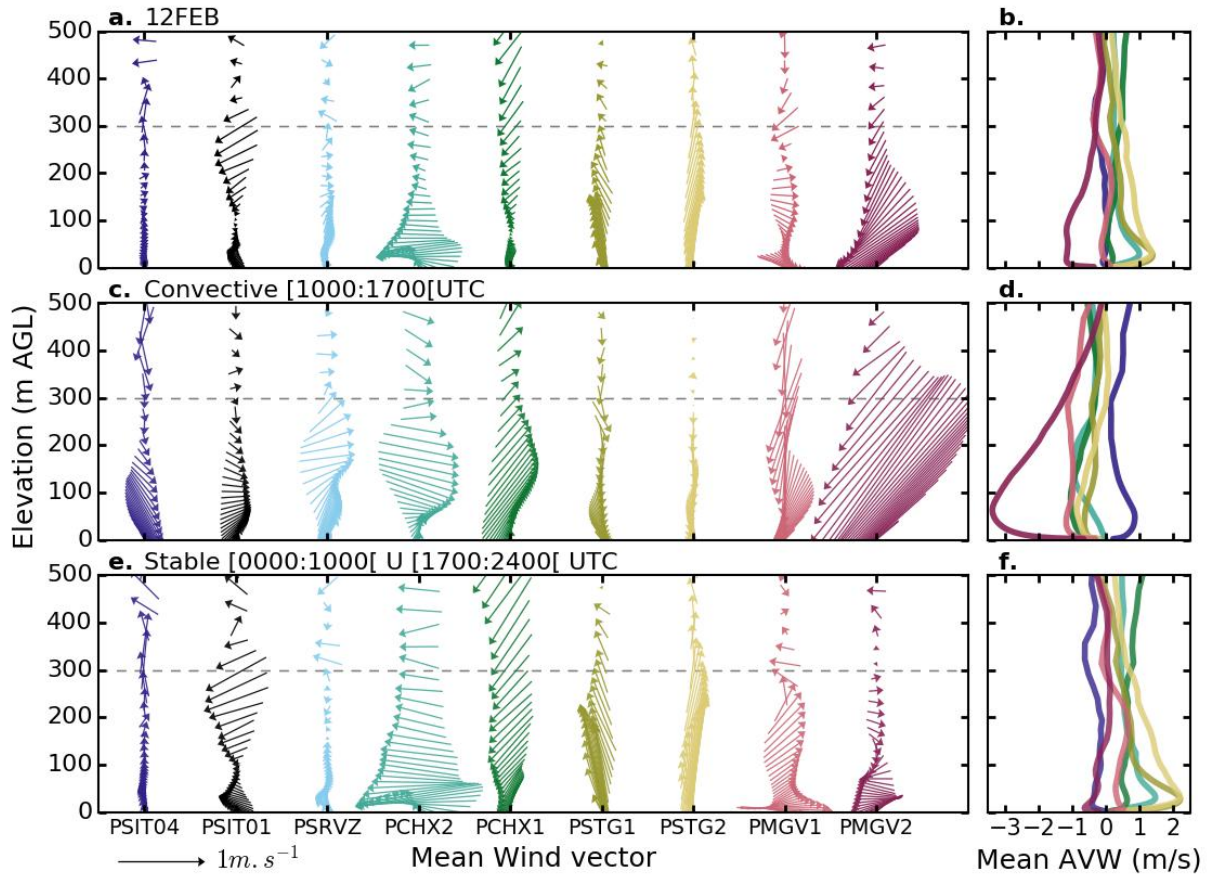


Figure 6.8 – Profils verticaux moyens du vent horizontal calculés pour (a) la journée du 12 février, (c) la période convective et (e) la période nocturne. Les panels (b), (d) et (f) représentent le vent moyen horizontal projeté sur l'axe local de la vallée pour chaque profileur sur les mêmes intervalles. La convention est la suivante : AVW > 0 : entre dans le bassin et AVW < 0 : sort du bassin (cf. Figure 6.1 pour les emplacements des profileurs).

Durant la phase nocturne, les vallées de Saint-Gervais et Chamonix participent au remplissage du bassin avec des structures en jet observées dans les premières centaines de mètres au-dessus du sol (panels 6.8-e et -f). La contribution de la vallée de Megève est plus faible mais apparaît néanmoins sur le profil de PMGV1 avec une structure positive entre 100 et 250 AGL. L'absence de vent de vallée descendant au niveau de PMGV2 (déjà observé sur la Figure 6.7) s'explique par la localisation du profileur au niveau du col (cf. Figure 6.1). Pour PSIT01, la structure nocturne moyenne est caractérisée par deux maxima, le premier centré autour du 20m AGL et le second autour de 250m AGL (panel 6.8-e). Ce second maxima correspond au jet nocturne mis en évidence par l'analyse des observations et sera discuté plus amplement dans la section 6.3.3. La composante de vent descendant observé autour de 20m AGL n'a pas d'équivalent dans les observations et ne sera donc pas analysée avec le même niveau de détail.

En intégrant ces effets sur un cycle diurne (Figure 6.8-a et b), les vallées de Saint-Gervais et Chamonix agissent comme une source d'air pour le bassin de Passy ($AVW > 0$) tandis que la vallée de Megève se comporte plutôt comme une pompe ($AVW < 0$). Ces caractéristiques laissent supposer que la vallée de Megève est plus sensible à la pollution accumulée dans le bassin de Passy. Afin de vérifier ces hypothèses et de s'affranchir des incertitudes associées à la représentativité des profils utilisés, une approche plus intégrée est proposée avec le calcul d'un bilan de masse.

Bilan de masse

Le bilan de masse est effectué en considérant un volume délimité par quatre coupes verticales représentées sur la Figure 6.9. La position des coupes a été choisie de manière à considérer l'ensemble des écoulements en provenance des deux vallées tributaires (MGV, STG), de la vallée amont (SRVZ) et de la partie aval du bassin (AVAL).

Pour chaque coupe i , le flux de masse (M_i) exprimé en kg.s^{-1} , est calculé de la manière suivante :

$$M_i = \int_{A_i} \rho \vec{v}_i \cdot \vec{n}_i dS \quad (6.2)$$

avec A_i la surface de la coupe (m^2), ρ la masse volumique (kg.m^{-3}), $\vec{v}_i$ la vitesse horizontale du vent (m.s^{-1}) et $\vec{n}_i$ le vecteur normal à la coupe. Le domaine d'intégration est borné à 1500m ASL ce qui correspond à l'altitude moyenne des sommets. Cette altitude assure que chaque coupe verticale soit délimitée par des massifs montagneux. Afin d'évaluer la sensibilité au domaine, différents tests ont été effectués en déplaçant les coupes de $\pm 1000\text{m}$ selon X ou Y. Ces tests n'ont pas montré de différence significative sur les flux de masse calculés.

Les flux de masse horizontaux semi-horaires calculés pour les quatre coupes sur la journée du 12 février sont représentés sur la Figure 6.10-a. Les valeurs positives représentent des flux entrant dans le bassin, les valeurs négatives sont associées à des flux sortant. Entre 0930 et 1700 UTC, la section AVAL alimente le bassin de Passy. Environ la moitié du flux de masse qui entre en aval est captée par la vallée de Megève qui se comporte donc comme la pompe principale du bassin.

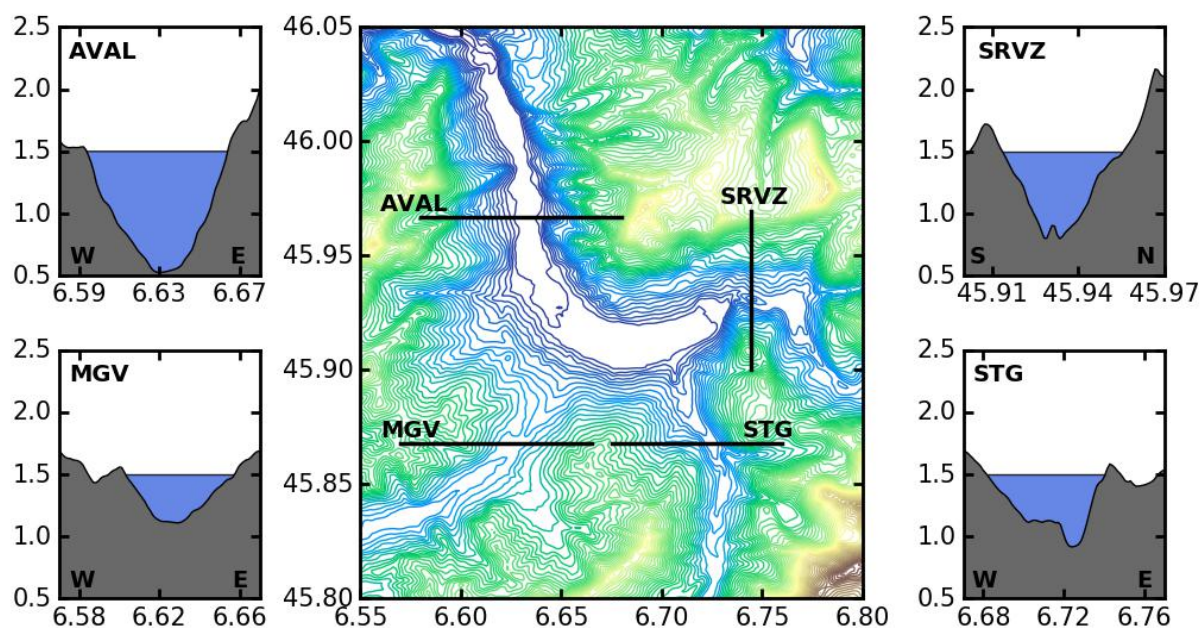


Figure 6.9 – Localisation des plans de coupe utilisés pour le calcul du bilan de masse du bassin de Passy. Les lignes de niveaux du panel central sont espacées de 50m.

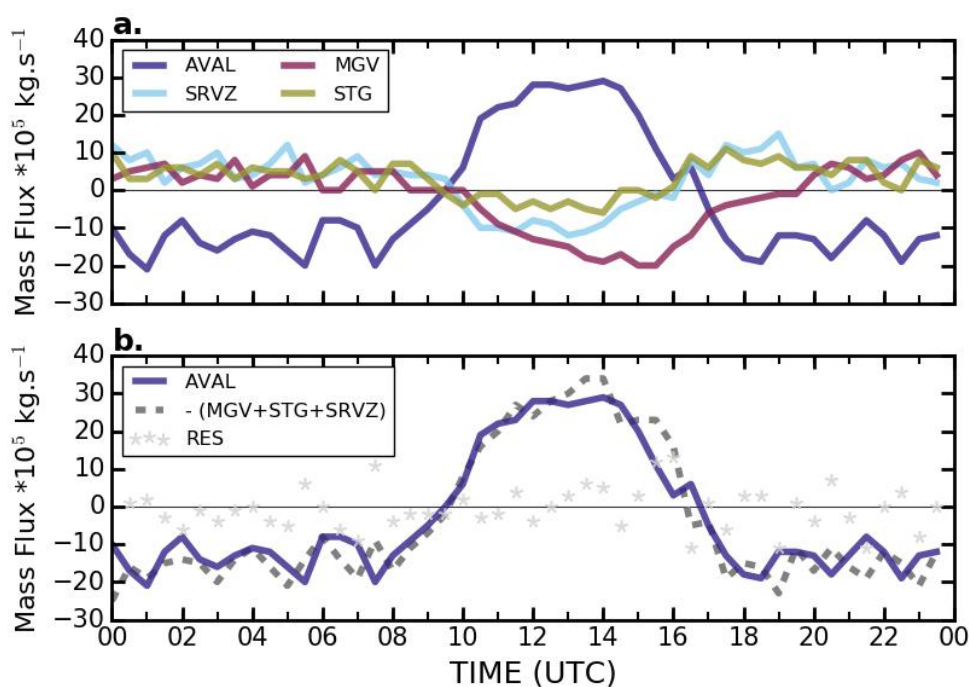


Figure 6.10 – (a) Flux de masse à travers les coupes définies sur la Figure 6.9. (b) Comparaison du flux de la partie AVAL avec la somme des flux de masse des vallées tributaires. Convention $M > 0$ pour les flux entrants et $M < 0$ pour les flux sortants du bassin. La série d'étoiles grises représente le résidu.

Cette déviation de l'écoulement par la vallée de Megève s'effectue au détriment du secteur Est du bassin qui est par conséquent moins ventilé que le secteur Ouest. Notons que c'est la vallée de Saint-Gervais qui est associée au flux de masse le plus faible et qui est donc *a priori* la moins sensible à la redistribution journalière des polluants accumulés dans le bassin de Passy. La nuit, le bassin est alimenté par l'ensemble des vallées tributaires avec une contribution importante de Chamonix et Saint-Gervais entre 1700 et 2000 UTC, tandis que la vallée de Megève continue à

agir comme une pompe. Après 2000 UTC, M_{MGV} devient également positif et les contributions des trois vallées tributaires s'équilibrent.

La Figure 6.10-b permet de comparer le flux de masse M_{AVAL} avec la somme des flux de masse des vallées tributaires (M_{MGV} , M_{STG} , M_{SRVZ}). Ces courbes montrent un bon accord dans la dynamique temporelle des écoulements horizontaux. Le résidu représenté par la série d'étoiles grises rend compte des échanges verticaux au sommet du domaine et sans doute dans une moindre mesure, des erreurs pouvant être associées aux choix des coupes (qui ne sont pas toutes parfaitement perpendiculaires à l'axe local de chaque vallée).

Ce bilan de masse permet finalement de conforter les conclusions proposées à partir de l'analyse des profileurs. La vallée de Megève montre un comportement atypique en journée par rapport aux vallées de Saint-Gervais et Chamonix puisqu'elle capte la moitié du flux de masse entrant dans le bassin par la section aval. Cette caractéristique peut s'expliquer par (i) des effets thermiques, la vallée de Megève étant la plus ensoleillée (cf. Tableau 6.2) mais également par (ii) des effets inertiels avec une trajectoire privilégiée vers la vallée de Megève en raison d'un certain alignement avec la section aval du bassin (Figure 6.9).

L'intérêt d'avoir effectué cette analyse en deux temps, à partir des profils puis du bilan de masse, était d'évaluer la représentativité des profileurs. La détermination du flux de masse M_{SRVZ} confirme la présence d'un écoulement descendant nocturne dans le méandre de Servoz. L'analyse des coupes verticales dans le méandre révèle que cet écoulement reste plaqué contre le versant Nord (non montré). Cette trajectoire explique pourquoi le profileur PSRVZ situé à mi-largeur dans le méandre manque cette composante de vent descendant (Figure 6.7). La représentativité des profileurs apparaît donc limitée dans des sections étroites et incurvées de ce type. Cela souligne la nécessité d'une couverture dense des moyens de mesure et/ou de moyens de mesure scannants pour assurer la compréhension des écoulements en terrain montagneux (Banta et al. [2013]; Steyn et al. [2013]).

6.3.3 Structure nocturne des écoulements

L'analyse des mesure du lidar vent scannant a révélé des structures d'écoulements nocturnes très variables d'un secteur à l'autre du bassin (cf. section 5.3.2). Cette partie vise à améliorer la compréhension de ces structures et en particulier la trajectoire du vent de vallée descendant (DVW) observé dans le bassin de Passy.

Structure verticale moyenne des écoulements nocturnes

Le DVW joue un rôle important dans la dilution nocturne et le transport des polluants (Banta et al. [2004]). L'analyse des observations a révélé un comportement complexe du DVW dans le bassin de Passy, avec une structure en jet qui s'écoule en altitude et reste plaqué contre le versant Nord du bassin. Ce comportement est bien reproduit par la simulation comme le montre la Figure 6.11 qui représente une coupe Nord-Sud du vent zonal, moyenné entre 2100 et 0800 UTC. Cette coupe verticale est extraite au centre du bassin et intercepte le Site 1, indiqué par

le cercle blanc. Les structures bleues (resp. rouges) représentent des écoulements qui descendent (resp. remontent) selon l'axe du bassin.

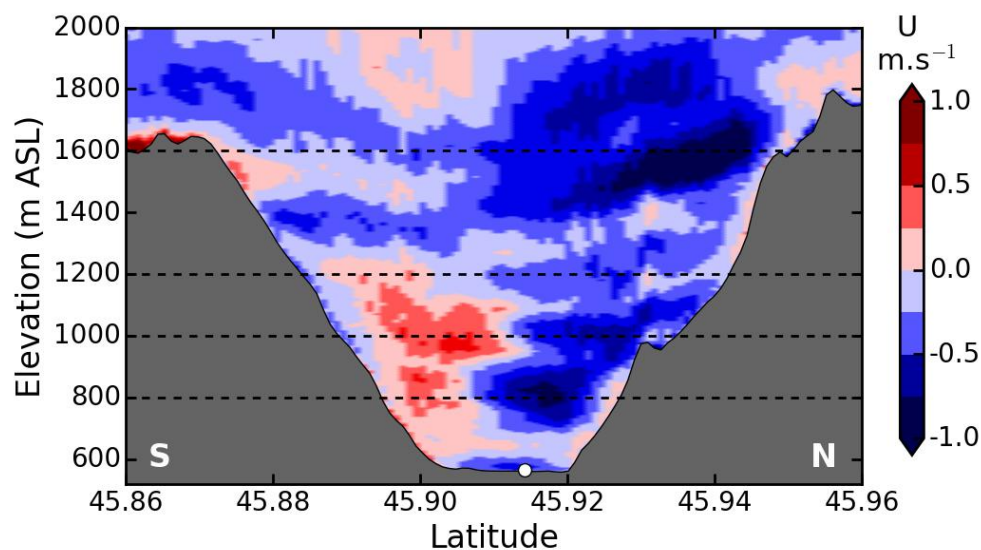


Figure 6.11 – Coupe Nord-Sud de la composante zonale du vent (U) moyennée sur la période 2100-0800 UTC. Les couleurs chaudes représentent un vent qui remonte le bassin, les couleurs froides un vent qui descend le bassin. Les lignes horizontales grises représentent les altitudes des coupes tracées sur la Figure 6.12.

Les principales caractéristiques de la structure des écoulements nocturnes moyens depuis le fond de vallée sont :

- une première couche de vent descendant développée sur environ 40m d'épaisseur. Cette couche n'apparaissant pas comme une caractéristique majeure de la dynamique nocturne et n'ayant pas d'équivalent dans les observations, elle n'a pas été étudiée en détail ;
- une couche intermédiaire entre 700 et 1200m ASL caractérisée par un vent descendant dans la partie Nord et une structure de vent montant dans la partie Sud ;
- une couche sus-jacente de vent descendant avec un maximum d'intensité autour de 1600m ASL.

Afin de mieux comprendre l'origine de ces différents écoulements, des coupes horizontales sont proposées sur la Figure 6.12 sous forme de vecteur vent. Ces coupes sont extraites à quatre altitudes, matérialisées par les segments tiretés sur la Figure 6.11.

À 800m ASL, le DVW en provenance de Chamonix apparaît à l'entrée Est du bassin et s'écoule le long du versant Nord jusqu'au niveau du Site 1. Cette trajectoire peut s'expliquer par (i) la force centrifuge qui s'applique en raison de la courbure de la vallée à la sortie du méandre de Servoz et (ii) l'interaction avec l'écoulement de Saint-Gervais qui limite l'évasion du jet sur la largeur du bassin. Une fois passé le Site 1, la trajectoire du jet évolue et celui-ci se dirige vers le versant Sud du bassin. Le contact avec la topographie force une partie de l'écoulement à être redirigée vers l'Est, créant ainsi une branche de vent retour. Cette branche correspond au noyau rouge observé à 800m ASL sur la Figure 6.11. La cellule de recirculation ainsi générée est également alimentée par une fraction de l'écoulement de Saint-Gervais qui est forcé de

dévier lorsqu'il pénètre dans le bassin à cause des contraintes orographiques imposées. Cette coupe souligne donc une dissymétrie nocturne importante au sein du bassin avec une zone de recirculation dans le secteur Est et un écoulement descendant mieux défini dans le secteur Ouest.

À 1000m ASL, la structure des écoulements reste similaire dans le secteur Est du bassin mais diffère dans le secteur Ouest avec l'apparition de l'écoulement en provenance de la vallée de Megève (non visible à 800m ASL). Cet écoulement vient ajouter une contrainte sur la trajectoire du jet qui n'est plus libre de s'évaser mais devient forcé de poursuivre sa trajectoire contre le versant Nord du bassin. La détection de l'écoulement de Megève explique la structure rouge observée sur la Figure 6.11 à 1000m ASL. La convergence de différents écoulements au niveau du Site 1 justifie le caractère non organisé des séries de vecteurs vent présentées sur la Figure 6.7 pour PSIT01. Cette convergence est également bien marquée à 1200m ASL et s'accompagne de la mise en place de multiples cellules de recirculation. Cette coupe apparaît comme l'exemple le plus représentatif de la difficulté d'interprétation des données du Site 1 à partir d'un simple profil et en l'absence de connaissance des écoulements développés dans les vallées adjacentes.

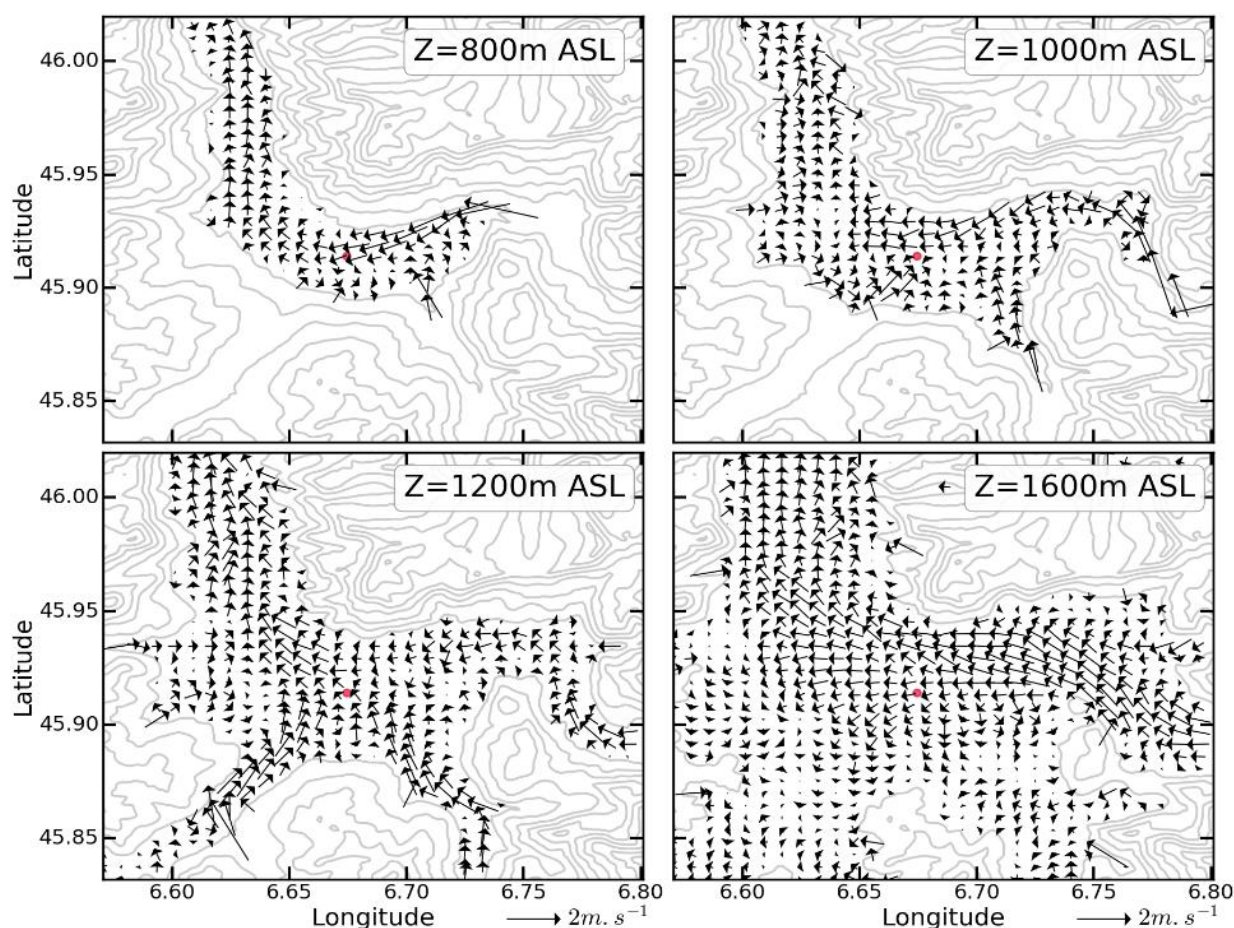


Figure 6.12 – Coupes horizontales du vent horizontal moyen calculé sur la période 2100-0800 UTC pour différentes altitudes (800, 1000, 1200 et 1600m ASL). Les lignes de niveau sont espacées de 200m, le point rouge central représente la localisation du Site 1.

Enfin, la coupe à 1600m ASL renseigne sur l'origine de la structure bleue observée sur la Figure 6.11. Cette structure représente un écoulement descendant en provenance de la vallée de

Chamonix qui passe au-dessus de la butte (coordonnées : 6.75, 45.90) et qui est donc peu canalisé par le méandre de Servoz. Cet écoulement peut être considéré comme un écoulement d'origine thermique développé à l'échelle de la chaîne de montagne. La comparaison des coupes à 1000 et 1600m ASL met en évidence le forçage imposé par les zones de courbure sur la trajectoire de l'écoulement en provenance de Chamonix. À 1000m ASL, la courbure du méandre plaque le jet contre le versant Nord tandis qu'à 1600m ASL, une trajectoire plus rectiligne est observée en réponse à la réduction des contraintes orographiques. Cette observation rejoint les conclusions de [Weigel and Rotach \[2004\]](#) qui soulignent la capacité des zones de courbure à modifier la structure des écoulements de vallée (cf. section 1.4.1).

L'ensemble de ces coupes révèle finalement une structure en strate avec les écoulements de Saint-Gervais et Chamonix qui s'écoulent à proximité du fond de vallée tandis que l'écoulement de Megève apparaît 400m au dessus. La trajectoire du DVW dans le bassin de Passy résulte finalement (i) d'effets orographiques, avec les zones incurvées qui imposent des contraintes sur la trajectoire de l'écoulement mais aussi (ii) du forçage imposé par les écoulements descendants en provenance des vallées de Megève et Saint-Gervais, toutes deux nichées dans le versant sud du bassin.

Caractéristiques des différentes masses d'air

Afin d'aller plus loin dans la compréhension de la structure stratifiée des écoulements, une analyse des caractéristiques des masses d'air est proposée. Cette analyse est basée sur une comparaison des masses volumiques des différents écoulements qui entrent dans le bassin de Passy durant la phase nocturne.

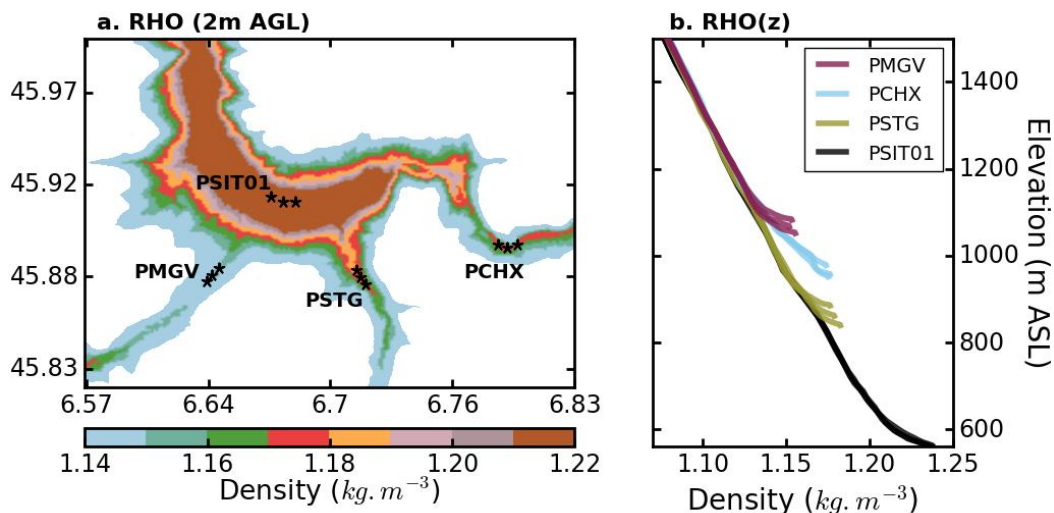


Figure 6.13 – (a) Coupe horizontale de la masse volumique à 2m (niveau modèle) sur le bassin de Passy et ses alentours. Seules les zones en dessous de 1200m ASL sont représentées. (b) Profils verticaux de masse volumique extraits au niveau des étoiles noires représentées sur le panel (a).

La Figure 6.13-a représente une coupe horizontale de masse volumique déterminée à deux mètres au-dessus du sol (niveau modèle) à 0600 UTC. Seules les zones en dessous de 1200m

ASL sont représentées. Cette carte fait nettement ressortir la masse d'air froid accumulée dans le bassin de Passy et les masses d'air moins denses des vallées tributaires. On peut noter que l'ensemble des aspérités fine-échelle du relief a une influence non-négligeable sur la répartition des masses d'air, ce qui est particulièrement visible au niveau du méandre de Servoz. La comparaison des masses volumiques dans les vallées tributaires met en évidence une masse d'air moins dense dans la vallée de Megève par rapport aux vallées de Saint-Gervais et Chamonix.

Afin de comparer les structures verticales de masse volumique, des profils sont extraits dans chaque vallée au niveau des emplacements matérialisés par les étoiles noires. Un ensemble de trois profils est extrait pour chaque vallée de manière à réduire les incertitudes associées à la représentativité des emplacements. Ces profils sont superposés sur le panel 6.13-b, permettant de visualiser les différentiels d'altitude entre les fonds de vallée. La capacité d'un écoulement à pénétrer dans le bassin est estimée en faisant l'hypothèse que c'est la différence de masse volumique qui pilote l'altitude d'équilibre dans le bassin de l'écoulement en provenance de la vallée tributaire. En négligeant les échanges d'énergie et de chaleur entre les masses d'air, l'altitude d'équilibre d'un écoulement dans le bassin est donc égale à l'altitude d'égale masse volumique. Les altitudes d'équilibre ainsi déterminées sont reportées dans le Tableau 6.4 pour les trois vallées tributaires. Ces valeurs confirment que l'écoulement en provenance de la vallée de Saint-Gervais est bien le plus apte à pénétrer dans le bassin de Passy, suivi de l'écoulement en provenance de Chamonix. Pour la vallée de Megève, l'altitude d'équilibre de l'écoulement est élevée, ce qui est cohérent avec les coupes présentées sur les Figures 6.11 et 6.12.

Vallée	Megève	Saint-Gervais	Chamonix
Altitude équilibre (m ASL)	930	750	800

Tableau 6.4 – Altitudes d'équilibre dans le bassin de Passy des écoulements nocturnes en provenance des vallées de Megève, Saint-Gervais et Chamonix.

L'origine des caractéristiques des masses d'air des trois vallées tributaires n'a pas été étudiée en détail, mais certaines hypothèses peuvent être avancées pour expliquer ces variations de masse volumique. En particulier, le massif du Mont-Blanc peut être considéré comme une source d'air froid pour les vallées de Chamonix et Saint-Gervais, tandis que la vallée de Megève est bordée par des massifs moins élevés. Une analyse de bilan de chaleur permettrait de confirmer cette hypothèse en comparant la contribution au refroidissement des processus d'advection des vents catabatiques. En outre, de part des considérations purement morphologiques, la vallée de Megève paraît moins propice à l'accumulation et au drainage d'air froid en raison de (i) l'altitude moyenne de son fond de vallée (environ 1000m ASL d'après le Tableau 2.1) qui la place au cœur de l'inversion thermique d'altitude et (ii) sa configuration à deux pentes de part et d'autre d'un col qui permet à une partie des écoulements de s'écouler à l'opposé du bassin de Passy, vers la vallée d'Alberville (située au Sud-Ouest de la zone d'étude).

6.3.4 Oscillations nocturnes

Le caractère intermittent des écoulements nocturnes mis en évidence par l'analyse des observations est reproduit par la simulation numérique comme mentionné dans la section 6.3.2. Ces oscillations sont représentées sur la Figure 6.14 avec l'évolution temporelle entre 2200 et 0500 UTC du vent horizontal moyenné entre 2 et 100m au niveau de PSIT01, PCHX1, PMGV1, PSTG2. Une fois encore, la sensibilité à l'épaisseur de la couche choisie pour appliquer l'opérateur moyenne est faible. La comparaison des séries de vecteurs vent souligne des différences de comportements entre les écoulements nocturnes. Au centre du bassin, la série de PSIT01 montre un comportement très variable avec de multiple changements de direction et d'intensité. À l'inverse, les comportements observés dans les vallées attenantes apparaissent plus organisés. Dans la vallée de Saint-Gervais (PSTG2), les oscillations se manifestent par une modulation de l'intensité du DVW qui varie entre 0.5 et 5 m.s⁻¹. Pour les vallées de Chamonix (PCHX1) et Megève (PMGV1), les oscillations affectent non seulement l'intensité mais aussi la direction de l'écoulement. En particulier, un changement de la direction du vent à 180° est observé dans la vallée de Chamonix.

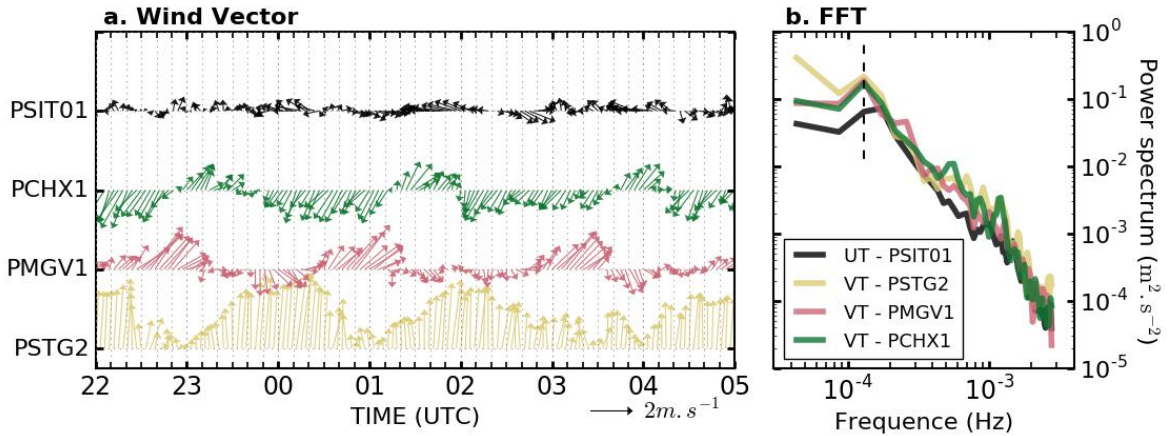


Figure 6.14 – (a) Évolution temporelle du vent horizontal moyen dans la couche 2-100m AGL pour chaque profileur entre 2200 et 0500 UTC. (b) Spectres de puissance associés.

Afin de caractériser les périodes associées à ces oscillations, des FFT ont été calculées pour les séries des quatre profileurs sur la période 2100-0800 UTC. Les spectres correspondants sont représentés sur la Figure 6.14-b. Ils font émerger une période commune de 2.15 heures pour les séries des trois vallées tributaires. Dans le bassin, la période principale est de l'ordre de 95 minutes.

Les processus à l'origine de ces oscillations peuvent être multiples. La CAP représentant un environnement stratifié, toute forme de perturbation est susceptible de générer des ondes internes de gravité (Larger et al. [2013]). Ces perturbations peuvent provenir de différentes sources comme :

- le passage d'un front à l'échelle synoptique (Lareau and Horel [2015]);
- les interactions entre les écoulements en provenance des vallées tributaires et la CAP (O'Steen [2000]; Hang et al. [2016]);

- les oscillations propres des écoulements catabatiques (cf. section 1.3.1). Selon McNider [1982], pour une pente d'angle α infiniment longue et une stratification uniforme le long de cette pente, la pulsation des écoulements catabatiques s'exprime selon $w = N \sin \alpha$ avec N la fréquence de Brunt Väisälä.

En l'absence de forçage synoptique, le premier point peut être écarté signifiant ainsi que les ondes observées sont une caractéristique intrinsèque de la dynamique locale.

Les perturbations générées par les oscillations propres des écoulements catabatiques sont notamment discutées par Largeron et al. [2013]. Les auteurs mettent en évidence par une analyse numérique la co-existence de deux systèmes oscillants spatialement découplés ; le premier associé à la pulsation des catabatiques et le second aux ondes de gravité internes excitées dans la vallée par ces écoulements intermittents. Selon Largeron et al. [2013], la pulsation des ondes internes de gravité dépend seulement de la stabilité et varie entre $0.7N$ et $0.95N$, avec N la fréquence de Brunt Väisälä. En considérant un N dans la gamme 0.02 et 0.06 s^{-1} (gamme simulée dans le bassin durant la nuit), la période théorique des ondes internes serait de l'ordre de la minute à la dizaine de minutes. Ces valeurs sont inférieures aux périodes observées sur la Figure 6.14 suggérant que ce mécanisme n'est probablement pas la cause principale des oscillations observées. Pour ce qui est des interactions écoulements-CAP, O'Steen [2000] suggère, dans le cadre de la campagne ASCOT, l'établissement d'un système d'interaction entre l'écoulement d'une vallée tributaire et l'écoulement de la vallée principale qui se traduit par une oscillation de la CAP. Cette dernière bloque l'écoulement de la vallée tributaire pendant une certaine période jusqu'à ce que la pression imposée par cet écoulement devienne trop importante et déplace la CAP. Il est possible qu'un mécanisme similaire soit à l'œuvre dans le bassin de Passy. Un déplacement de la CAP serait en effet cohérent avec la dynamique de l'écoulement de Chamonix et sa succession de périodes associées à des écoulements montant et descendant la vallée. La présence des deux autres vallées tributaires ajoute deux sources supplémentaires de perturbation de la CAP ce qui augmente la complexité du mécanisme.

Ce mécanisme d'excitation conjugué à la morphologie de type bassin de la zone d'étude pourrait générer une seiche atmosphérique. Ce phénomène, plus communément observé dans les lacs (Csanady [1972]; Hodges et al. [2000]) représente une onde stationnaire développée dans un réservoir fermé ou semi fermé (Bukreev et al. [2013]). Ce phénomène a déjà été mentionné dans des études atmosphériques (Whiteman et al. [2008], Lareau and Horel [2015]) mais reste peu documenté. Dans notre cas d'étude, l'hypothèse d'un phénomène oscillant de la CAP dans son ensemble est renforcée par le fait que les oscillations nocturnes sont également visibles sur les séries de flux de masse qui sont pourtant intégrées sur des surfaces importantes (cf. Figure 6.10). Une estimation de l'ordre de grandeur de la période théorique d'oscillation qu'aurait le premier mode de la seiche interne dans la CAP a été effectuée en utilisant les formulations de Bukreev et al. [2013]. Ces formulations sont développées pour un cas 2D avec un fluide bi-couche sur un fond plat. La période théorique du premier mode d'oscillation interne est exprimée selon :

$$T = \frac{2L}{\sqrt{\epsilon g h_2}} \quad (6.3)$$

avec L la longueur du bassin, h_2 la hauteur de la couche de fond, $\epsilon = 1 - \frac{\rho_1}{\rho_2}$ avec ρ_1 et ρ_2 les densités des deux couches. En considérant que l'inversion de surface représente la première couche et que l'air sus-jacent représente la seconde couche avec une densité inférieure et donc en prenant $h_2 = 200m$, $L = 23km$, $\rho_1 = 1.21$ et $\rho_1 = 1.15 \text{ kg.m}^{-3}$ la période théorique est de l'ordre de 77 minutes. Cette valeur est dans le bon ordre de grandeur par rapport aux périodes estimées à partir de la Figure 6.14 et représente donc une explication possible aux oscillations observées. À noter que des cartes d'anomalie de température à 2m ont également été calculées sur la période nocturne et laissent transparaître une oscillation Ouest-Est de la masse d'air froide (non montré). Une validation plus poussée de cette hypothèse nécessiterait une étude dédiée du point de vue expérimental et numérique.

6.3.5 Indices de stagnation et de recirculation

Les résultats discutés précédemment mettent en évidence des structures complexes avec de nombreuses zones de cisaillement horizontal et vertical. Un moyen de rendre ces informations plus concises, et donc exploitables de manière plus directe pour les applications de qualité de l'air, consiste à calculer des indices de stagnation (S_i) et de recirculation (R_i).

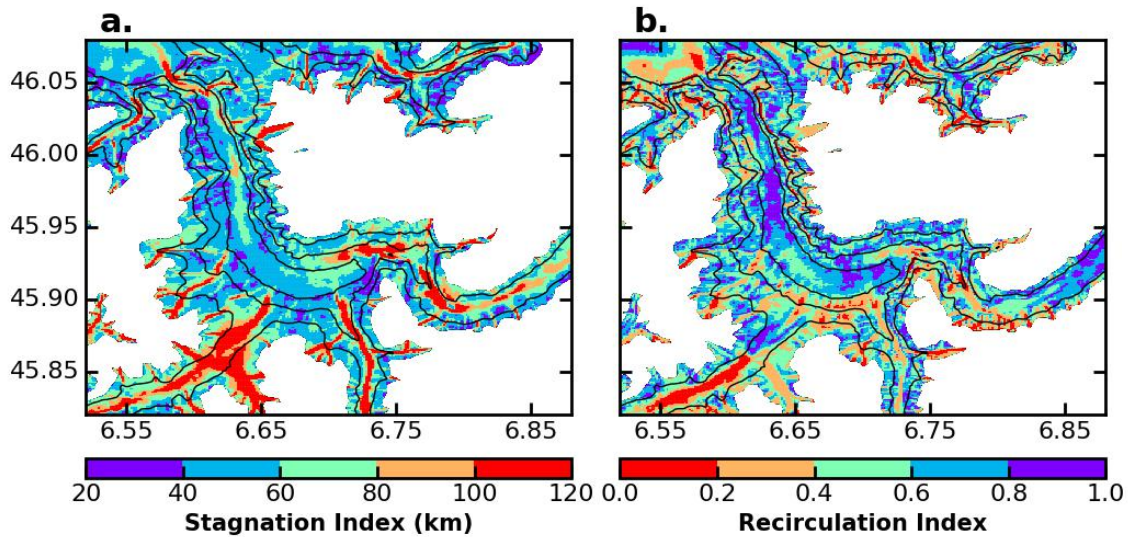


Figure 6.15 – Indices de (a) stagnation et (b) recirculation calculés pour la journée du 12 février dans les premiers 50 mètres au dessus du sol.

Cette méthode a été utilisée à de nombreuses reprises pour des travaux basés sur des observations (Papanastasiou and Melas [2009]; Venegas and Mazzeo [1999]; Wu et al. [2013]) mais également dans le cadre de travaux numériques (Largerou [2010]). Ces indices définis par Allwine and Whiteman [1994] s'expriment comme suit :

$$S_i = T \sum_{j=i}^{i+n} (u_j^2 + v_j^2)^{\frac{1}{2}} \quad R_i = 1 - \frac{(T \sum_{j=i}^{i+n} u_j + T \sum_{j=i}^{i+n} v_j)^{\frac{1}{2}}}{S_i} \quad (6.4)$$

avec T la résolution temporelle des séries (soit 30min ici), n le nombre d'éléments de la série (48 ici), u_j et v_j les composantes zonales et méridiennes du vent. L'indice de stagnation (S_i) s'exprime en km et représente la distance totale parcourue par une particule. L'indice R_i correspond

au niveau de recirculation et varie entre 0 (aucune recirculation) et 1 (recirculation complète, la particule revient à sa position initiale). Ces indices sont calculés dans les 50 premiers mètres au-dessus du sol sur un cycle diurne complet (i.e. la journée du 12 février). Les cartes ainsi déterminées sont reportées sur la Figure 6.15. Les zones rouges sont considérées comme favorables à la ventilation, tandis que les zones violettes sont propices à la stagnation et donc à l'accumulation de polluants. À noter que des structures similaires sont observées pour les indices calculés dans la couche 2-100m ou 2-300m.

Les informations principales qui émergent de ces deux cartes sont les fortes variations de l'indice de stagnation entre le bassin de Passy et les trois vallées tributaires. Ces variations mettent en évidence une fois encore des conditions propices à l'accumulation dans le bassin, en contraste avec les vallées qui l'entourent. En outre, des hétérogénéités locales de l'indice de recirculation au sein-même du bassin sont visibles entre les versants Nord et Sud. Le versant Sud se caractérise par des R_i inférieurs à 0.6 tandis que le versant Nord est associé à des R_i supérieurs à 0.6 représentant des zones propices à la recirculation. Ces variations reflètent la dissymétrie inter-versants des régimes de vent de pente avec une prédominance des vents catabatiques sur le versant Sud contre une alternance des régimes anabatiques et catabatiques sur le versant Nord (cf. section 6.3.1). En fond de bassin une dissymétrie est observée entre le secteur Est associé à un R_i de 0.8 et le secteur central-ouest caractérisé par un R_i de 0.4. Cette différence traduit l'évolution distincte des écoulements dans ces deux parties du bassin mise en évidence la nuit (section 6.3.3) comme le jour (6.3.2).

En conclusion, ces indices regroupent certaines des caractéristiques des écoulements présentées dans ce chapitre. Ils font par exemple émerger les différences entre le bassin et les vallées voisines et plus localement, entre les versants nord et sud du bassin. Ces indices apparaissent donc comme complémentaires des approches précédentes mais ne peuvent s'y substituer complètement, notamment dans le cadre de l'aide à la décision.

6.4 Conclusion

Une simulation de référence semi-idéalisée a été réalisée avec le modèle Mésos-NH en utilisant une topographie réaliste et des champs initiaux simplifiés. Afin de se concentrer sur les écoulements d'origine thermique, le profil initial de vent est forcé à zéro. Cette configuration a permis une bonne reproduction des caractéristiques principales mises en évidence par l'analyse des observations dans le bassin de Passy.

Cette simulation a renseigné sur les écoulements développés dans les zones non couvertes par les instruments de la campagne de mesures. Cette vision plus globale a apporté une compréhension plus complète de la structure des écoulements dans les vallées tributaires, de la trajectoire du jet nocturne et de la dynamique des vents de pente.

Les conclusions principales qui émanent de l'analyse de cette simulation sont que (i) les écoulements dans le bassin de Passy sont moins intenses que ceux observés dans les vallées voisines

et (ii) le bassin de Passy est soumis à des dissymétries dans les niveaux de ventilation. Ces dissymétries se manifestent entre les versants Nord et Sud du bassin en raison du régime de vent anabatique qui se développe uniquement sur le versant ensoleillé. Des dissymétries sont également observées entre les secteurs Ouest et Est du bassin. Le secteur Ouest apparaît plus propice à la ventilation tandis que le secteur Est est plus favorable à la stagnation près du fond de vallée. Ces caractéristiques sont pilotées par l'arrangement orographique de la zone et sont valables pour les régimes d'écoulements de jour et de nuit.

En journée, la vallée de Megève se comporte comme la pompe principale du bassin puisqu'elle capte plus de la moitié du flux de masse qui entre par la section aval. Cette déviation du flux est susceptible de générer une évacuation plus efficace des polluants accumulés dans le secteur Ouest, du côté de Sallanches. En contre-partie, le flux évacué par la vallée de Megève n'est plus disponible pour alimenter le secteur Est du bassin réduisant ainsi l'export des particules vers la vallée amont de Chamonix. Ceci est cohérent avec les observations de PM10 dans cette vallée amont où les concentrations apparaissent largement inférieures à celles mesurées dans le bassin lors de situations d'inversion thermique persistante.

La nuit, le vent de vallée descendant observé dans le bassin provient de la vallée amont de Chamonix et se caractérise par une structure en jet centrée autour de 200m AGL. La trajectoire de ce jet est pilotée par l'enchaînement de zones de courbures orographiques et par le forçage imposé par les écoulements en provenance des vallées tributaires de Megève et Saint-Gervais, toutes deux logées dans le versant Sud du bassin. Les masses d'air en provenance de ces deux vallées sont associées à des caractéristiques différentes, celle de Megève étant moins dense que celle de Saint-Gervais. Ces caractéristiques déterminent l'altitude d'équilibre de ces écoulements dans le bassin de Passy. Dans le secteur Ouest, l'écoulement descendant la vallée de Megève s'écoule environ 400m au dessus du fond de vallée et ne représente donc pas une contrainte pour le jet nocturne. Ce dernier est alors libre d'occuper toute la largeur du bassin. À l'inverse, dans le secteur Est l'interaction entre le jet nocturne et l'écoulement de Saint-Gervais alimente le développement d'une cellule de recirculation, propice à l'accumulation de polluants.

Ainsi, la combinaison de ces caractéristiques journalière et nocturne agit en faveur de dissymétries dans la structure des écoulements développés. Ces caractéristiques sont cohérentes avec les concentrations de polluants plus importantes mesurées dans la ville de Passy (Est du bassin) que dans la ville de Sallanches (Ouest du bassin). Ce lien avec la qualité de l'air est analysé plus en détail dans le chapitre suivant.

Chapitre 7

Analyse de phénomènes clés pour la qualité de l'air

« C'est une chose de penser que l'on est sur le bon chemin, une autre de croire que ce chemin est le seul. De toute façon, ce sont toutes des façons. »

Proverbe mexicain

Sommaire

7.1	Description des jeux de simulations	156
7.2	Impacts de la dissymétrie du bilan d'énergie des versants Nord et Sud et du manteau neigeux	158
7.2.1	Impacts sur le transport des traceurs	159
7.2.2	Impacts sur la dynamique proche de la surface	161
7.2.3	Impacts sur la structure des écoulements dans le bassin	163
7.2.4	Impacts sur le transport dans les vallées tributaires en journée	164
7.3	Échanges entre le bassin de Passy et les vallées voisines	166
7.3.1	Évolution de la structure thermique	167
7.3.2	Impacts sur le transport des traceurs	168
7.3.3	Impacts sur la dynamique des écoulements de pente	169
7.3.4	Impacts sur la structure des écoulements dans le bassin	170
7.3.5	Impacts sur le transport dans les vallées tributaires en journée	171
7.4	Conclusions	172

L'approche numérique semi-idéalisée offre la possibilité de tester une à une les influences de différents processus sur un phénomène. Ce chapitre s'attache à l'analyse des tests de sensibilité effectués afin d'identifier les processus à l'origine des phénomènes clés pour la qualité de l'air. Cette étape apparaît nécessaire pour faire émerger les facteurs dont la prise en compte est importante pour être en capacité d'effectuer une bonne prévision des situations favorables à l'accumulation de polluants. Dans cette perspective, le jeu de simulations aborde deux questions

majeures : Dans quelle mesure les dissymétries entre les versants Nord-Sud du bassin influencent-elles les circulations et le transport des polluants ? Quels sont les mécanismes principaux qui pilotent les échanges entre le bassin de Passy et les vallées qui l'entourent ?

7.1 Description des jeux de simulations

Le Tableau 7.1 résume les tests de sensibilité effectués ainsi que leurs spécificités par rapport à la simulation de référence. Rappelons que cette simulation est initialisée avec les profils de température potentielle et d'humidité du 11 février à 0900 UTC. Cette configuration vise à représenter les circulations sur un cycle diurne complet typique du cœur de la POI1. Les tests de sensibilité effectués peuvent être répartis en deux groupes, visant à répondre aux problématiques suivantes :

- **Groupe 1** : Quel est l'effet sur la structure des écoulements de la dissymétrie dans le bilan radiatif des versants Nord et Sud ? Cette dissymétrie influence-t-elle la structure en strates des écoulements journaliers ou encore la trajectoire particulière du jet nocturne descendant la vallée depuis Chamonix ? Pour répondre à ces questions, une attention particulière sera portée sur l'impact des effets d'ombrage et de la présence d'un couvert neigeux.
- **Groupe 2** : Quels sont les paramètres clés qui pilotent les échanges entre le bassin de Passy et les vallées adjacentes ? Quelles sont les importances relatives de l'intensité de l'inversion thermique initiale et du flux solaire incident dans la dynamique de ces échanges ? Un jeu de trois simulation est utilisé, combinant un changement de l'intensité du forçage solaire et/ou de l'intensité initiale de l'inversion thermique.

		Particularités par rapport à REF	Représentation
Groupe 1	NOshade	Désactivation des effets d'ombrage (ombres portées, effets de pente).	
	SNOW	Initialisation avec manteau neigeux sur l'ensemble du domaine.	
	SNOWall	Idem SNOW avec une fraction de neige par maille forcée à 1.	
	SNOWsouth	Initialisation avec manteau neigeux hétérogène, situé seulement sur le versant Sud du bassin de Passy.	
Groupe 2	SWmar_VS	Idem REF pour l'initialisation du profil thermique mais forçage radiatif du 8 mars.	
	SWmar_LS	Initialisation avec profil thermique du 8 mars et forçage radiatif du 8 mars.	
	SWfeb_LS	Initialisation avec profil thermique du 8 mars et forçage radiatif du 11 février.	

Tableau 7.1 – Récapitulatif des deux jeux de simulations utilisés dans ce chapitre avec leurs spécificités par rapport à la simulation de référence et le code couleur utilisé.

Afin de déterminer l'impact de ces processus sur le transport des traceurs, des cartes horizontales de coefficient de transfert atmosphérique (ATC) seront présentées (cf eq 6.1 pour

l'expression de ATC). Ce coefficient rend compte de l'intégrale des conséquences d'une émission sur une durée d'exposition donnée. Dans l'ensemble du chapitre, les cartes du dernier pas de temps de la simulation seront présentées afin de visualiser la dispersion des traceurs après un cycle diurne complet. La Figure 7.1 représente les cartes de ATC au dernier pas de temps de la simulation REF. Cette figure est décomposée en trois panels de manière à bien visualiser la dispersion associée aux trois points d'émissions ; Passy, Sallanches et Chamonix qui sont matérialisés par les cercles blancs. Afin de se focaliser sur l'extension horizontale de la distribution des traceurs, les champs représentés sont intégrés verticalement sur l'ensemble des niveaux du domaine.

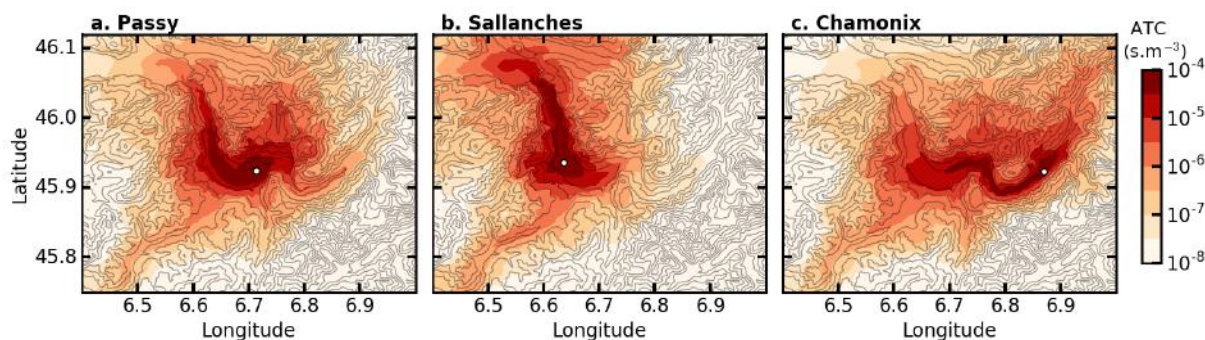


Figure 7.1 – Cartes horizontales de coefficient de transfert atmosphérique (ATC) intégrées verticalement au dernier pas de temps de la simulation de référence, pour les trois sources d'émissions qui sont matérialisées par les cercles blancs.

Dans l'ensemble, une fraction importante des traceurs émis au niveau des trois points sources reste cloisonnée en fond de vallée. Des dissymétries inter-versants sont observées à proximité de chaque source et reflètent l'influence des écoulements anabatiques qui advectent les traceurs préférentiellement le long des versants les plus ensoleillés. En particulier, le versant le plus pollué dans le secteur Est du bassin est le versant exposé Sud (panel 7.1-a). Dans le secteur Ouest, une partie des traceurs émis à Sallanches est transportée le long du versant Ouest qui représente la seconde zone favorable aux écoulements anabatiques comme nous l'avons vu sur la Figure 6.6.

Concernant l'export vers les vallées tributaires, les traceurs émis dans le bassin (Passy et Sallanches) pénètrent le méandre de Servoz mais seule une faible partie parvient à atteindre la vallée amont de Chamonix. Ceci est en accord avec la dynamique des PM10 inter-stations qui montrait de faibles concentrations de PM10 à Chamonix au cœur de la POI1 (cf. partie 5.4.2). Comme suggéré dans la partie 6.3.2, la vallée de Megève est plus affectée par les traceurs émis dans le bassin que la vallée voisine de Saint-Gervais. Cette différence est cohérente avec « l'effet pompage » important de la vallée de Megève en journée (cf. Figure 6.10). Les traceurs émis à Chamonix s'accumulent également en fond de vallée mais une fraction est tout de même advectée vers le bassin, qui se comporte donc comme un réceptacle à la pollution. Il est à noter que les valeurs de ATC les plus importantes sont observées dans le secteur Est du bassin, c'est à dire du côté de la ville de Passy. Cette observation est à nouveau en accord avec les concentrations de PM10 plus importantes mesurées à Passy qu'à Sallanches.

Par la suite, des cartes horizontales de différence de ATC seront présentées pour chaque simulation (SIM) avec $\Delta\text{ATC} = \text{SIM} - \text{REF}$. Ces cartes permettront d'identifier les zones plus ou moins polluées par rapport à la simulation REF. L'impact des phénomènes testés sur les caractéristiques des écoulements sera ensuite discuté de manière à comprendre l'évolution de la dispersion des traceurs.

7.2 Impacts de la dissymétrie du bilan d'énergie des versants Nord et Sud et du manteau neigeux

En conditions de ciel clair, le transport des polluants est piloté par les écoulements qui résultent de contrastes thermiques. Il est par conséquent influencé par l'ensemble des facteurs qui perturbent le bilan d'énergie en surface (Leukauf et al. [2015]). En zone de montagne, les effets d'ombrage sont responsables de fortes variations dans le bilan d'énergie en surface (Colette et al. [2003]; Matzinger et al. [2003]). Afin de quantifier ces effets sur les écoulements, la simulation NOshade a été effectuée en désactivant les effets d'ombrage. De cette manière, l'ensemble des points de grille en surface sont traités comme des surfaces planes et reçoivent le même flux solaire incident.

La présence d'un couvert neigeux représente la seconde source d'importance dans la variabilité du bilan d'énergie en surface. L'influence de la neige sur les écoulements locaux est analysée en trois temps. Dans la simulation SNOW, un couvert de 30cm est initialisé sur l'ensemble du domaine. La fraction de neige par maille (PSN) est définie selon :

$$PSN = (1 - veg) \cdot PSNG + veg \cdot PSNV \quad (7.1)$$

$$\text{avec} \quad PSNG = \min\left(1, \frac{h_s}{h_{slim}}\right) \quad PSNV = \frac{h_s}{h_s + 5z_0}$$

ou veg représente la fraction de végétation, $PSNG$ la fraction de neige sur le sol nu, $PSNV$ la fraction de neige sur la végétation, h_s l'épaisseur de neige, h_{slim} une épaisseur critique déterminée de manière empirique (0.01m) et z_0 la longueur de rugosité (m).

Pour la simulation SNOW, l'albédo en fond de bassin est de 0.25 en moyenne, contre 0.15 pour la simulation REF. Cette faible modification s'explique par la prédominance de végétation et les longueurs de rugosité élevées qui réduisent de manière non réaliste la valeur de $PSNV$. Afin d'augmenter l'influence du couvert neigeux sur l'albédo de la surface, la simulation SNOWall a été effectuée en forçant la fraction de neige $PSN = 1$ sur toutes les mailles. De cette manière SNOWall est associée à un albédo homogène de 0.5 sur l'ensemble du domaine. Enfin une dernière simulation a été effectuée avec un couvert de neige hétérogène (SNOWsouth). Durant la POI1 de la campagne de mesures, le couvert de neige initialement présent sur l'ensemble du domaine a rapidement fondu sur le versant Nord créant ainsi une dissymétrie Nord-Sud. Afin d'évaluer l'influence de cette dissymétrie, la simulation SNOWsouth a été initialisée avec un couvert de neige restreint au versant Sud du bassin de Passy.

La Figure 7.2 rend compte de l'influence des différentes simulations sur le bilan d'énergie. Afin de caractériser l'évolution de la variation inter-versants, la différence de rayonnement net (ΔRN) mesurée entre les profilers PSLON et PSLOS est utilisée (cf. Figure 6.1 pour les emplacements). La simulation REF est associée à un ΔRN positif qui rend compte des effets de pente et d'ombre portée. La désactivation de ces effets permet un ré-équilibre quasiment complet du rayonnement net entre les deux versants (NOshade). Les valeurs de ΔRN légèrement négatives s'expliquent par les différences de couverts des sols entre les deux versants et les variations d'albedo associées (cf. Figure D.1 en Annexe). La présence d'un couvert neigeux homogène (SNOW, SNOWall) tend à limiter les dissymétries Nord-Sud ce qui se traduit par un ΔRN plus faible. Enfin, l'initialisation d'un couvert de neige hétérogène (SNOWsouth) accroît très légèrement les valeurs de ΔRN par rapport à la simulation de référence.

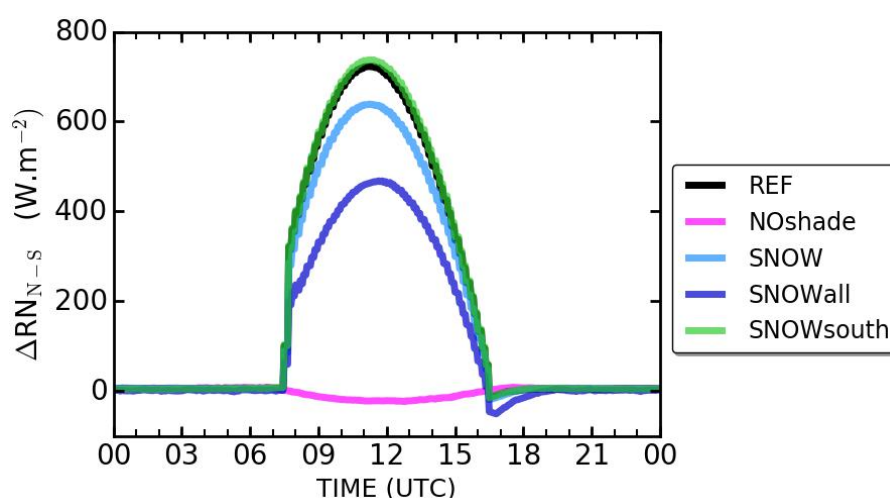


Figure 7.2 – Évolution temporelle de la différence de rayonnement net (ΔRN) entre les versants Nord et Sud du bassin, déterminée en utilisant les valeurs simulées des profilers PSLON et PSLOS.

7.2.1 Impacts sur le transport des traceurs

Les cartes de la Figure 7.3 représentent les ΔATC déterminés après un cycle diurne complet pour chaque simulation du groupe 1 et pour chaque source d'émissions. Les structures bleues représentent les zones plus polluées dans la simulation test, les structures marrons sont associées aux zones moins polluées dans la simulation test.

Les trois cartes du panel 7.3-a représentent le $\Delta ATC_{NOshade-REF}$ et montrent un rééquilibrage dans le transport des traceurs le long des versants et donc une diminution des dissymétries Nord-Sud. En outre, les traceurs émis dans le bassin sont transportés plus efficacement vers les vallées tributaires qui apparaissent toutes plus polluées. En particulier, les traceurs émis à Passy sont advectés plus efficacement vers la vallée amont de Chamonix, permettant une réduction de ATC dans le bassin et sur le versant Nord.

Les trois cartes du panel 7.3-b sont associées au $\Delta ATC_{SNOW-REF}$. L'information principale qui en résulte est que la présence d'un couvert de neige favorise l'accumulation des traceurs en fond de vallée. Ces effets sont encore amplifiés sur les cartes de $\Delta ATC_{SNOWall-REF}$ (panel 7.3-c) qui

mettent en exergue l'impact inhibiteur de la neige sur le transport vertical. Enfin, les cartes du panel 7.3-d illustrent les effets d'un couvert de neige hétérogène ($\Delta\text{ATC}_{\text{SNOW}_{\text{south}}-\text{REF}}$) qui tend à accentuer les dissymétries de traceurs entre les versants Nord et Sud du bassin. Ceci est particulièrement notable pour les traceurs émis à Sallanches qui sont préférentiellement advectés vers le versant Nord du bassin, à la faveur du versant du Sud qui devient moins pollué.

Afin de comprendre l'origine des structures de ΔATC simulées, l'influence des effets d'ombrage et de la neige sur les écoulements est étudiée. Une attention particulière est portée sur l'évolution de la dynamique en basses couches, la structure des écoulements dans le bassin et les échanges entre le bassin et les vallées adjacentes.

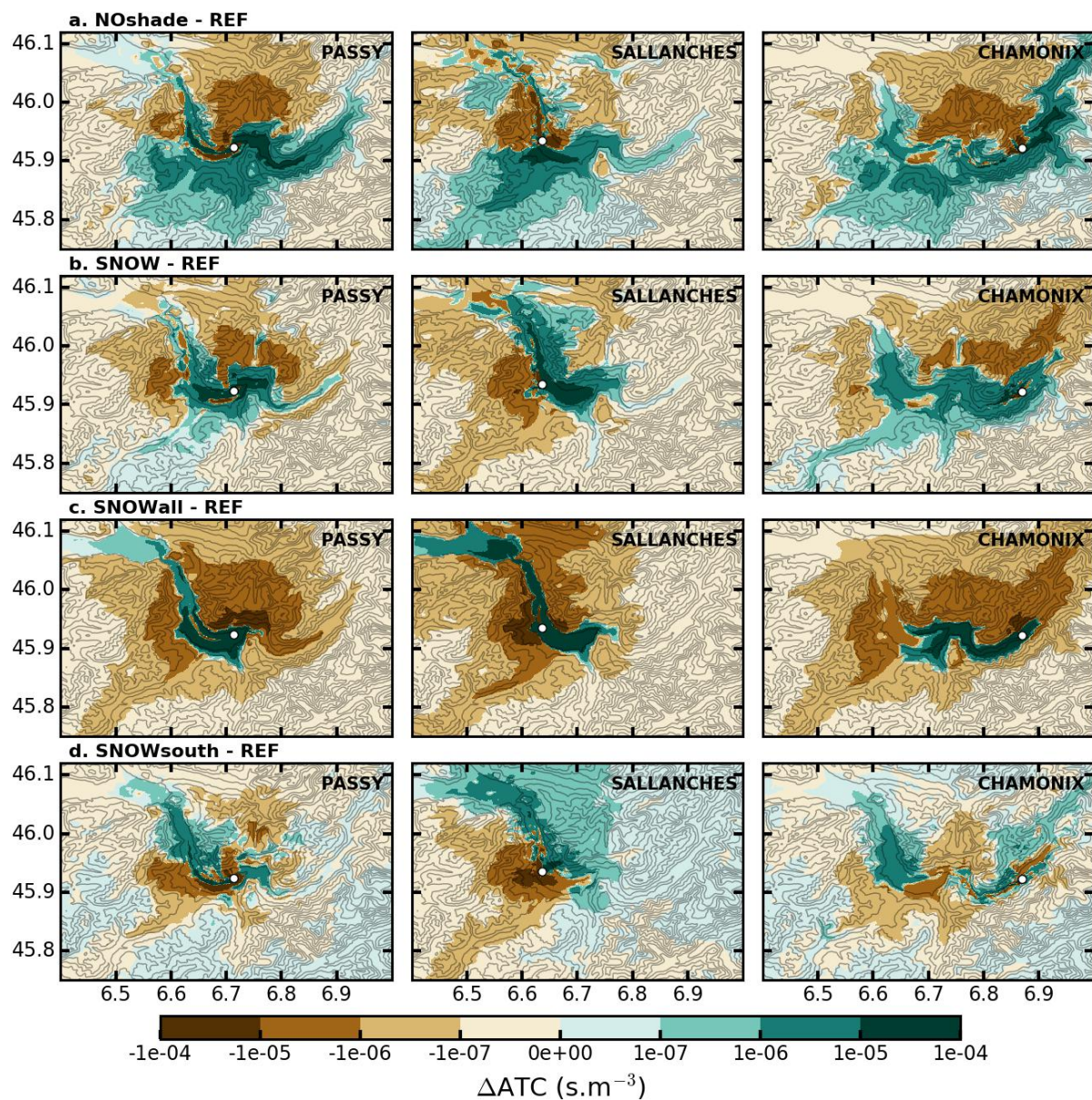


Figure 7.3 – Cartes horizontales de ΔATC calculées pour chaque simulation du groupe 1 à partir des cartes de ATC intégrées verticalement, au dernier pas de temps des simulations. Les structures bleues (resp. marrons) représentent les zones plus (resp. moins) polluées dans la simulation testée par rapport à la référence.

7.2.2 Impacts sur la dynamique proche de la surface

L'analyse des données de la campagne a montré une structure stratifiée des écoulements au centre du bassin en journée. Cette structure se caractérise par une couche de vent de Sud entre la surface et 40-60m puis une couche sus-jacente associée au vent de vallée thermique (cf. partie 5.3.3). Ce premier jeu de simulations offre la possibilité de trancher quant à l'origine de cette couche de vent de Sud. Pour cela, l'évolution des écoulements est analysée en deux temps : sur les versants Nord et Sud du bassin puis au niveau du Site central (PSIT01).

Sur les versants du bassin

La Figure 7.4 représente l'évolution temporelle du vent à 5m parallèle à la pente locale au niveau des profileurs PSLOS et PSLON, situés sur les versants Sud et Nord du bassin respectivement. Afin de s'affranchir du caractère intermittent des écoulements catabatiques, les séries sont moyennées à l'aide d'un filtre gaussien sur une fenêtre de 1h.

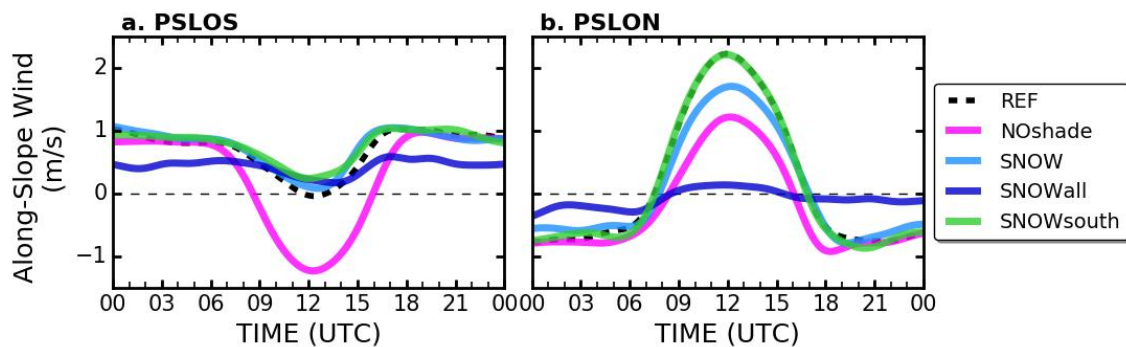


Figure 7.4 – Vent à 5m parallèle à la pente locale au niveau des profileurs (a) PSLOS et (b) PSLON situés respectivement sur les versants Sud et Nord du bassin, de part et d'autre du site 1.

Sans surprise, la simulation NOshade permet le développement d'écoulements anabatiques sur les deux versants du bassin, ce qui n'était pas le cas pour REF. Cela justifie la redistribution Nord-Sud des traceurs observée sur les cartes 7.3-a. Il est à noter que les écoulements anabatiques développés sur le versant Nord apparaissent moins intenses dans NOshade que dans REF. Ceci s'explique par la désactivation des effets de pente et donc la diminution de l'énergie reçue par le versant qui est désormais traité comme une surface plane (Matzinger et al. [2003]). La présence d'un couvert neigeux (SNOW, SNOWall) tend à réduire l'intensité des écoulements anabatiques développés sur le versant Nord, voire les inhiber complètement lorsque le couvert de neige est total. Cela s'explique par l'effet réflecteur du manteau neigeux qui réduit l'énergie reçue en surface et donc le chauffage des masses d'air adjacentes. Ces résultats sont en accord avec Lehner and Gohm [2010] et justifient l'accumulation de traceurs en fond de bassin observée sur la Figure 7.3 pour SNOW et SNOWall.

Les écoulements catabatiques montrent moins de sensibilité à l'exception de la simulation SNOWall dans laquelle ils sont fortement réduits. L'augmentation de la stabilité thermique dans le bassin représente l'une des raisons pouvant expliquer la réduction de l'intensité de ces

écoulements. Pour vérifier cette hypothèse, les valeurs moyennes de la fréquence de Brunt-Väisälä ont été calculées dans la couche 2-400m au niveau de PSIT01, sur la période nocturne 2100-0800 UTC (Tableau 7.2). Ces valeurs confirment le caractère plus stable de la simulation SNOWall avec un $N_{moyen} = 0.038s^{-1}$.

	REF	NOshade	SNOW	SNOWall	SNOWall
N moyen (s^{-1})	0.029	0.029	0.030	0.038	0.029

Tableau 7.2 – Fréquence de Brunt-Väisälä moyenne déterminée sur la période nocturne 2100-0800 UTC dans la couche 2-400m au centre du bassin de Passy (PSIT01) pour chaque simulation du groupe 1.

Au centre du bassin

Afin d'évaluer l'impact de l'évolution des vents de pente sur les écoulements dans le bassin, des roses des vents à 10m au dessus du sol sont représentées sur la Figure 5.7. Ces roses des vents sont calculées au centre du bassin (PSIT01) sur la période 1000-1700 UTC de manière à se concentrer sur la dynamique journalière.

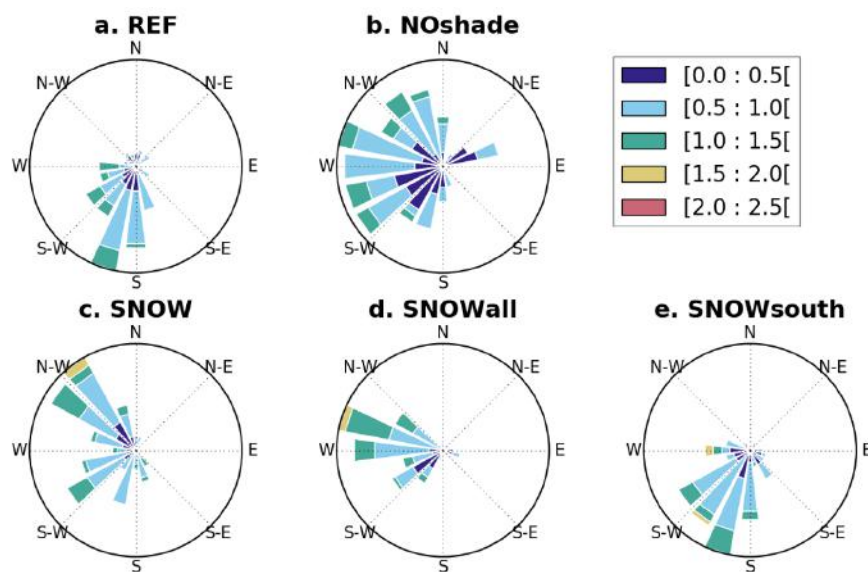


Figure 7.5 – Roses des vents à 10m au niveau de PSIT01 déterminées sur la période convective (entre 1000 et 1700 UTC) pour chaque simulation de groupe 1.

La rose des vents de la simulation REF (panel 7.5-a) confirme la capacité du modèle à reproduire la dominante de Sud comparable à celle observée à partir des anémomètres soniques (Figure 5.7). Cette composante de Sud disparaît dans la simulation NOshade. Cette évolution s'explique en prenant en considération l'évolution des écoulements anabatiques discutée précédemment. Dans REF, l'absence de vent anabatique sur le versant Sud du bassin génère une dissymétrie dans le transport de la masse qui s'effectue seulement le long du versant Nord. Le développement de la couche de vent de Sud permet de compenser cette dissymétrie. Dans NOshade, cet écoulement compensatoire n'a plus de raison d'être puisque l'export de masse par les écoulements anabatiques s'effectue sur les deux versants du bassin. Cette comparaison permet

ainsi d'affirmer que la composante de vent de Sud observée en basses couches dans le bassin de Passy est d'origine thermique, et résulte du chauffage différentiel des versants.

La prise en compte d'un couvert neigeux représente une source de perturbation pour le développement de cette composante. Dans la simulation SNOW, deux dominantes sont observées, une composante Sud-Ouest considérée comme un résidu du vent de Sud et une composante Nord-Ouest associée à l'écoulement de vallée montant. La simulation SNOWall inhibe quant à elle la formation du vent de Sud ce qui est cohérent avec l'absence d'écoulement anabatique sur les deux versants du bassin. Un couvert neigeux homogène tend donc à privilégier les écoulements dans l'axe du bassin. Par contraste, un couvert hétérogène (SNOWsouth) permet le développement du vent de Sud et donc le transport des traceurs le long du versant Nord.

Si la présence de neige est connue pour limiter le développement des couches convectives (Chazette et al. [2005]; Lareau et al. [2013]) ou le transport vertical (Lehner and Gohm [2010]), ces tests prouvent qu'en fonction de l'homogénéité du couvert, la neige influence l'orientation des écoulements à proximité de la surface et joue donc un rôle prépondérant dans la distribution des polluants.

7.2.3 Impacts sur la structure des écoulements dans le bassin

Afin d'évaluer dans quelle mesure les conclusions énoncées pour les basses couches se répercutent sur l'atmosphère du bassin, des profils moyens sont comparés (Figure 7.6). Afin de s'assurer de leur représentativité, les profils présentés sont moyennés sur une zone élargie de 600m*600m. Cette zone a été choisie au Nord-Est du Site 1 de manière à bien inclure le jet nocturne descendant la vallée depuis Chamonix. Les conclusions énoncées à partir des profils moyens ont été validées à l'aide des coupes verticales identiques à la Figure 6.11. Ces coupes sont consultables dans l'Annexe E.1.

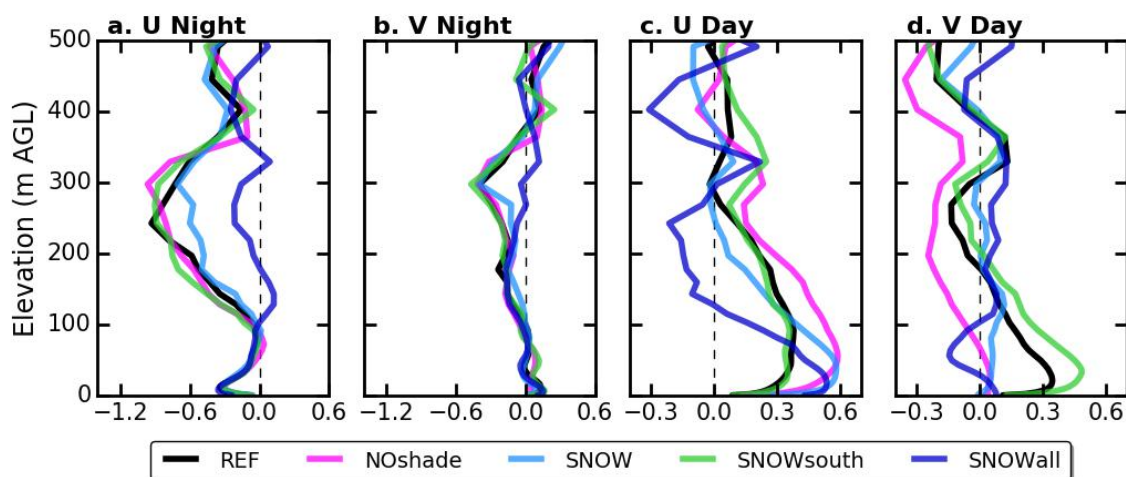


Figure 7.6 – Profils verticaux moyens des composantes zonale (U) et méridienne (V) du vent calculés sur les périodes (a-b) stable et (c-d) convective pour chaque simulation de groupe 1.

La Figure 7.6 présente donc les profils des composantes U et V, moyennés sur les phases journalière convective [1000 :1700[UTC et nocturne stable [2100 :0800[.

Les composantes journalières montrent une forte variabilité d'une simulation à l'autre (panels 7.6-c et -d). La composante moyenne U peut être assimilée au vent de vallée montant, tandis que le composante V est associée à l'écoulement de Sud. La structure de cet écoulement de Sud, observé entre 0 et 100m, suit la même logique que celle présentée dans la section précédente. La présence d'un manteau neigeux homogène ou la désactivation des effets d'ombrage tendent à inhiber la formation du vent de Sud à la faveur du vent de vallée montant. À l'inverse, le couvert de neige hétérogène intensifie le transport vers le versant Nord. Cet équilibre entre les composantes zonale et méridienne du vent justifie les structures de ΔATC observées sur la Figure 7.3. Cette représentation sous forme de profil permet également de comparer la structure verticale des couches de vent. On notera que l'extension verticale et l'intensité du vent de vallée montant (U) évoluent d'une simulation à l'autre. En particulier, la présence d'un couvert neigeux tend à réduire le développement vertical de la couche de vent de vallée montant. Cette caractéristique peut s'expliquer par le refroidissement global du profil thermique en présence d'un couvert de neige homogène (non montré). Enfin, la composante U de SNOWall est associée à une structure cisailée avec deux noyaux négatifs centrés autour de 200 et 400m AGL. Ces noyaux sont interprétés comme (i) la contribution des vallées tributaires au niveau desquelles les écoulements restent descendants sur l'ensemble de la journée (non montré) et (ii) la branche retour de la composante de UVW qui doit être évacuée afin d'assurer la conservation de la masse.

Durant la phase nocturne, les profils moyens de U et V apparaissent peu sensibles aux différents tests (à l'exception de la simulation SNOWall qui montre un caractère atypique en réponse à l'augmentation importante de la stabilité thermique (cf. Tableau 7.2). Cette absence de sensibilité suggère que la trajectoire du vent de vallée descendant est principalement pilotée par les contraintes orographiques discutées dans la partie 6.3.3, et représente donc une caractéristique intrinsèque à la morphologie de la zone.

7.2.4 Impacts sur le transport dans les vallées tributaires en journée

Le bilan de masse calculé pour la simulation REF a montré des différences de comportement entre les écoulements des vallées tributaires (cf. Figure 6.10). La conclusion majeure de cette analyse était qu'en journée, la vallée de Megève captait plus de la moitié du flux de masse qui entrerait dans le bassin par la section aval. Cette caractéristique est importante pour la qualité de l'air puisqu'elle conditionne la distribution des polluants accumulés dans le bassin durant la nuit.

Afin d'évaluer l'évolution du partitionnement de la masse en journée, des bilans identiques ont été calculés pour le jeu de simulation (à l'exception de la simulation SNOWall pour laquelle les écoulements des vallées tributaires restent descendants sur l'ensemble de la journée). Les Figures correspondantes sont consultables dans l'Annexe E.3. Pour faciliter la comparaison de la distribution de la masse entre les trois vallées tributaires, des grandeurs intégrées sont reportées dans le Tableau 7.3. Pour chaque vallée, l'intégrale du flux de masse entrant durant la période 0930-1600 UTC est déterminée. Les pourcentages indiqués pour les trois vallées tributaires permettent d'appréhender plus facilement la répartition de la masse. La colonne DIFF représente

le pourcentage de différence entre la masse entrant en aval et la somme des masses passant par les vallées tributaires. Ces différences rendent compte des échanges verticaux au sommet du domaine. La différence la plus importante est observée pour la simulation SNOW qui est associée à un environnement plus stable. Cet environnement est potentiellement plus propice aux oscillations et donc aux échanges verticaux au sommet du domaine. Cette observation suggère une contribution plus importante des échanges verticaux en conditions stables. Cette hypothèse est corroborée par les différences inférieures à 5% calculées pour les simulations du groupe 2 qui sont associées à un profil thermique initial moins stable (cf. section 7.3.5)

Dans la simulation NOshade, un rééquilibrage dans le partitionnement de la masse entre les trois vallées est observé. Ce rééquilibrage justifie l'augmentation de la pollution dans les vallées tributaires observée sur la Figure 7.3-a. La comparaison des masses calculées pour les simulations REF et NOshade souligne une fois encore l'importance de la répartition de l'énergie reçue en surface. Pour une masse quasiment équivalente en aval, les effets d'ombrage et de pente modifient considérablement le partitionnement de la masse entre les trois vallées.

Dans la simulation SNOW, la répartition de la masse entre les vallées tributaires est proche de celle de la simulation REF. Toutefois, les masses qui franchissent les différentes sections sont en moyenne 30% inférieures à celles de la simulation REF. Cette réduction résulte de l'augmentation de l'albédo des surfaces qui va de pair avec une diminution de l'énergie disponible pour chauffer l'atmosphère du bassin, mécanisme à l'origine des vents thermiques de vallée (cf. section 1.3.1). Ce changement influence la qualité de l'air en limitant l'export des traceurs accumulés dans le bassin vers les vallées adjacentes, comme observé sur la Figure 7.3.

	Aval	Chamonix	Saint-Gervais	Megève	DIFF
REF	49	17 (31%)	6 (11%)	32 (58%)	12%
NOshade	48	18 (33%)	14 (26%)	22 (41%)	13%
SNOW	34	10 (25%)	4 (10%)	26 (65%)	18%

Tableau 7.3 – Valeurs journalières intégrées de la masse (10^9kg) entrant dans le bassin par la section aval puis redistribuée dans les vallées tributaires. La colonne DIFF représente le pourcentage de différence entre la valeur aval et la somme des trois vallées.

En conclusion, ce premier jeu de simulations met en exergue la nécessité d'une résolution suffisamment fine pour représenter les hétérogénéités dans le bilan d'énergie en surface. La simulation réalisée sans effet d'ombrage prouve que les vallées les plus encaissées subissent une influence forte de l'orographie avec une diminution de l'énergie reçue en surface qui va de pair avec une diminution de l'intensité des écoulements. Ce jeu de simulations souligne également l'influence d'un couvert neigeux sur la structure des écoulements observés dans le bassin. Un couvert de neige homogène réduit le transport vertical par les vents de pente et privilégie les écoulements dans l'axe du bassin. À l'inverse un couvert de neige hétérogène, cantonné aux versants les moins ensoleillés, accentue les dissymétries dans le bilan d'énergie, favorisant ainsi les circulations perpendiculaires à l'axe du bassin. Ces dissymétries dans les écoulements se répercutent inévitablement sur le transport des traceurs en générant des hétérogénéités dans

leurs distributions et donc des secteurs plus sensibles à la pollution. Ces conclusions peuvent être étendues à l'ensemble des vallées alpines caractérisées par une orientation Ouest-Est. Des champs orographiques suffisamment détaillés (et donc peu lissés) et des couverts de neige réalistes apparaissent ainsi nécessaires pour assurer une prévision correcte du transport des polluants par les écoulements. Ces résultats rejoignent les conclusions de [Colette et al. \[2003\]](#) et [Billings et al. \[2006\]](#).

7.3 Échanges entre le bassin de Passy et les vallées voisines

L'analyse des observations a montré que durant la POI1, les concentrations en PM10 atteintes à Chamonix étaient bien en dessous de celles enregistrées dans le bassin de Passy. À l'inverse, lors de l'épisode pré-printanier de Mars, un rééquilibrage dans les concentrations entre les stations du bassin et celle de Chamonix était notable (cf. section 5.4.2). Le second jeu de simulations vise donc à comprendre quels sont les facteurs qui pilotent les échanges entre les différentes sections de la vallée de l'Arve. En particulier, les effets relatifs de l'intensité de l'inversion thermique initiale et de l'intensité du flux solaire incident sont évalués. Bien que ces deux facteurs ne soient pas totalement indépendants, l'objectif est de déterminer si l'un d'eux est déterminant sur le transport des polluants.

Pour cela, un jeu de trois simulations est comparé à la simulation de référence en faisant varier soit l'intensité de l'inversion thermique initiale, soit le forçage solaire incident (Tableau 7.1). La simulation REF peut être considérée comme le cas de forte stabilité (VS pour *very stable* par opposition à LS pour *less stable*) avec un faible forçage radiatif (SWfeb). La simulation SWmar_VS est initialisée avec le même profil thermique que REF mais avec le forçage radiatif du 8 mars au lieu de celui du 11 février. Cette journée du 8 mars est choisie car elle fait partie de l'épisode pré-printanier analysé dans la partie 5.4. Rappelons que cette journée est également associée à une inversion thermique d'altitude, mais diffère du 11 février dans la structure thermique des 400 premiers mètres AGL avec une fréquence de Brunt-Väisälä moyenne dans cette couche de $N=0.022s^{-1}$ le 8 mars contre $N=0.031s^{-1}$ le 11 février. La simulation SWmar_LS est initialisée avec le profil thermique et le forçage radiatif du 8 mars. Enfin la simulation SWfeb_LS est initialisée avec le profil thermique du 8 mars et le forçage radiatif du 11 février. Il est à noter que le profil initial d'humidité et l'initialisation des champs de surface restent identiques pour les quatre simulations de manière à se focaliser sur les deux autres aspects (stabilité, rayonnement).

Le Tableau 7.4 rapporte les valeurs du flux solaire incident journalier reçu au niveau des emplacements PSIT01, PCHX2, PSLON et PSLOS sous les forçages radiatifs de février et mars. La dernière ligne rend compte de l'augmentation d'énergie reçue entre ces deux conditions de forçage. L'augmentation la plus importante est observée pour PCHX2 qui est situé dans l'un des segments les plus encaissés de la vallée (cf. Figure 6.1). Dans le bassin de Passy, une augmentation de 96% est observée sur le versant Sud du bassin (PSLOS) tandis que l'énergie reçue sur le versant Nord évolue seulement de 17% (PSLON).

	PSIT01	PCHX2	PSLON	PSLOS
SWfeb ($\cdot 10^6$ J)	11.5	6.8	27.7	5.7
SWmar ($\cdot 10^6$ J)	16.8	13.8	32.5	11.2
DIFF (%)	46	103	17	96

Tableau 7.4 – Énergie solaire reçue sur un cycle diurne complet sous les forçages du 11 février et du 8 mars. La ligne DIFF représente le pourcentage d’augmentation sous le forçage radiatif de mars par rapport à celui de février.

7.3.1 Évolution de la structure thermique

La Figure 7.7 présente les profils verticaux de température potentielle à l’initialisation des simulations, soit 0900 UTC le premier jour, puis toutes les 6h pour le second jour de la simulation. Pour un forçage radiatif donné, la différence initiale de 8K prescrite en surface est effacée dès la première journée de la simulation. Ceci suggère que dans cette configuration de simulation, le forçage radiatif est le facteur prépondérant sur l’évolution de la structure thermique. Les résultats apparaissent donc peu sensibles au détail du profil thermique initial. Cette hypothèse est à nuancer par l’initialisation « non réaliste » du profil d’humidité et des champs de surface qui restent identiques sur toutes les simulations.

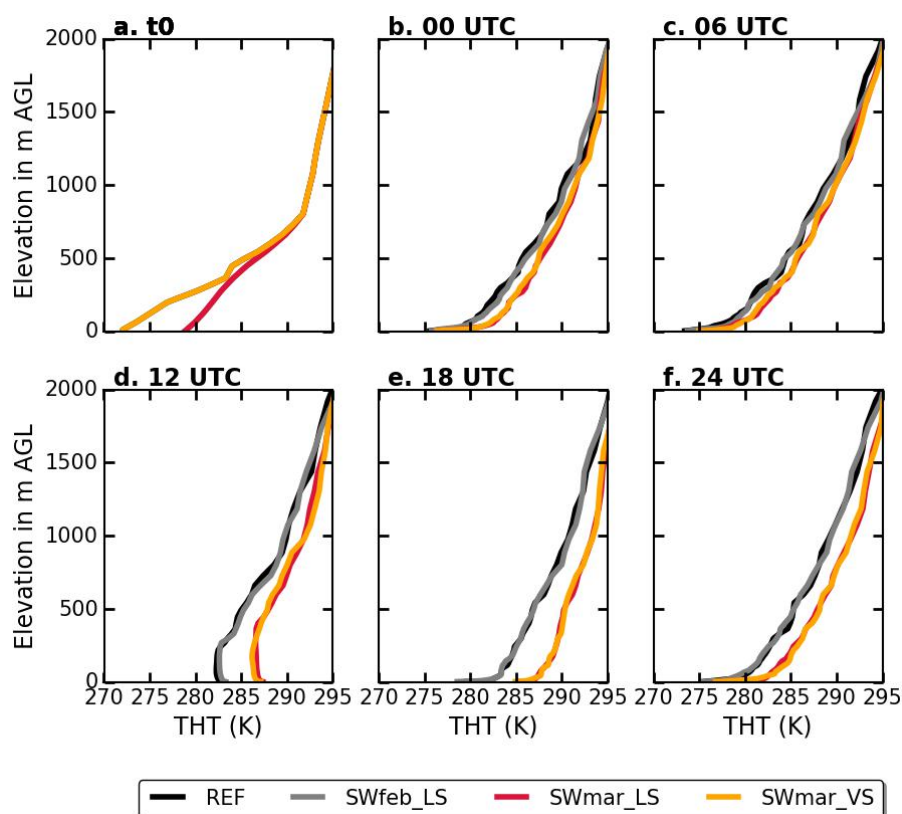


Figure 7.7 – Profils verticaux de température potentielle pour les simulations du groupe 2 (a) au moment de l’initialisation des simulations (0900 UTC) puis (b-f) toutes les six heures le second jour des simulations. L’ensemble des profils est extrait au centre du bassin (PSIT01).

En journée (1200 UTC), le forçage radiatif de mars influence de manière significative les 1500 premiers mètres de l’atmosphère avec une augmentation moyenne de 3K par rapport au forçage

radiatif de février. La couche convective mélangée, déterminée comme la couche où $\frac{d\theta}{dz} \geq 0$, est plus développée verticalement sous les conditions les moins stables et vaut 400m pour SWmar_LS contre 250m pour SWmar_VS. Durant la phase nocturne, deux régimes sont observés. Dans la première partie de nuit (entre 1800 et 2400 UTC), les profils thermiques associés aux deux forçages radiatifs se distinguent par un biais moyen d'environ 4K. Ce biais diminue de manière progressive dans la seconde partie de la nuit (0000-0600 UTC) avec les quatre profils qui diffèrent de seulement 1.5K en moyenne à 0600 UTC.

7.3.2 Impacts sur le transport des traceurs

Comme pour la partie précédente, la Figure 7.8 représente les cartes 2D de ΔATC calculées pour chaque simulation du groupe 2 par rapport à la simulation de référence.

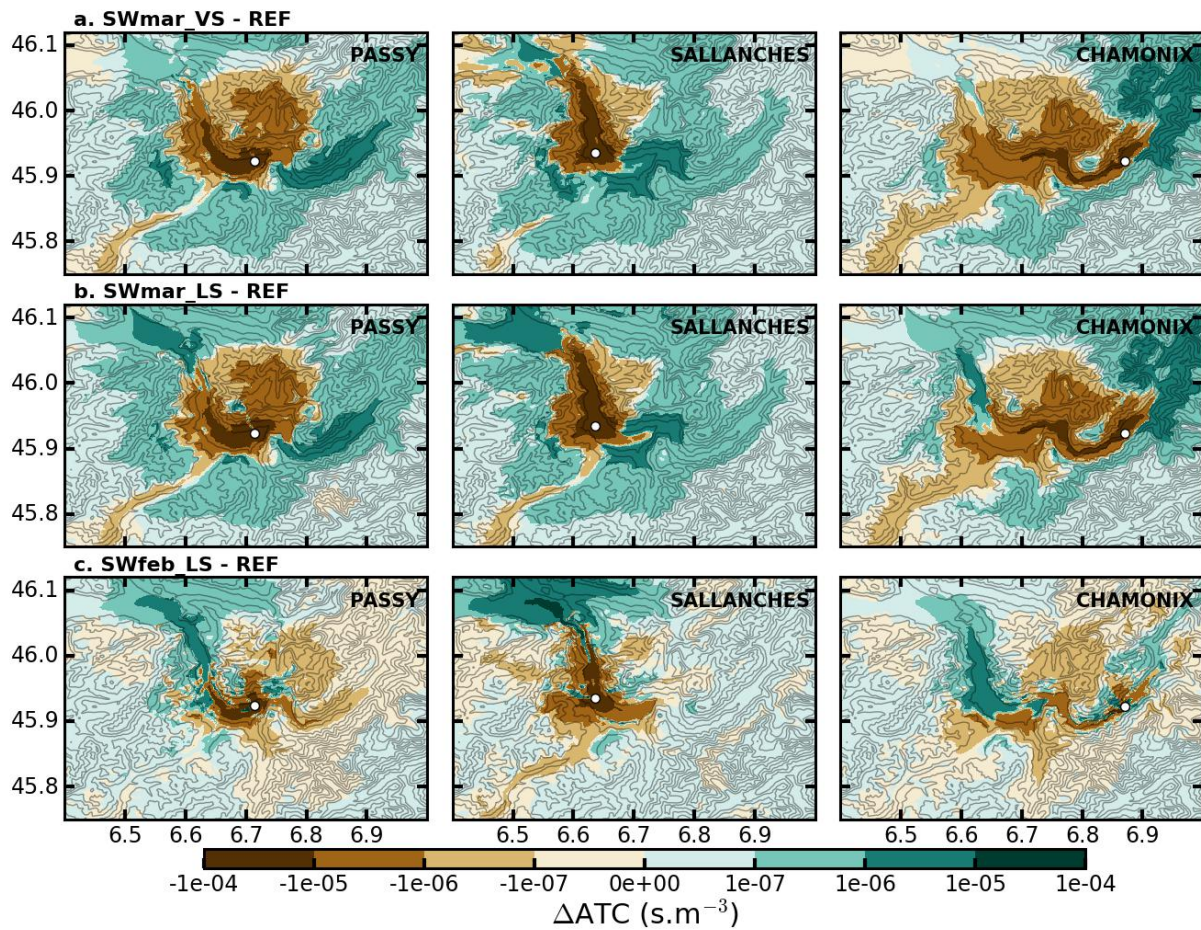


Figure 7.8 – Cartes horizontales de ΔATC calculées pour chaque simulation du groupe 2 à partir des cartes de ATC intégrées verticalement, au dernier pas de temps des simulations. Les structures bleues (resp. marrons) représentent les zones plus (resp. moins) polluées dans la simulation testée par rapport à la référence.

Pour SWmar_VS (panel 7.8-a), une augmentation de l'advection des traceurs émis dans le bassin de Passy vers les vallées tributaires est notable. En particulier, la vallée amont de Chamonix apparaît plus impactée par les traceurs émis à Passy. Ceci est cohérent avec l'homogénéisation des concentrations en polluants, observée et discutée dans la partie 5.4.2. La vallée de Saint-Gervais apparaît elle aussi plus polluée que dans la simulation de référence tandis que

la vallée de Megève est légèrement moins polluée. Les cartes de $\Delta ATC_{SWmar_LS-REF}$ (panel 7.8-b) font émerger des structures identiques à l'exception de la section aval de la vallée de l'Arve qui devient plus polluée que dans REF. Cette caractéristique est valable pour les trois sources d'émissions. Enfin, la simulation SWfeb_LS (panel 7.8-c) est celle qui montre le moins de variations par rapport à REF. La différence la plus significative concerne à nouveau la section aval de la vallée qui apparaît plus polluée au profit d'un air plus pur dans bassin de Passy. Afin de comprendre ces évolutions dans le transport des polluants, l'analyse des écoulements est maintenant proposée.

7.3.3 Impacts sur la dynamique des écoulements de pente

En théorie, les écoulements de pente réagissent rapidement aux variations d'énergie imposées en surface (Zardi and Whiteman [2013]). La Figure 7.9 représente l'évolution du vent à 5m parallèle à la pente locale pour les versants Nord et Sud du bassin, au niveau de PSLON et PSLOS respectivement. Cette figure confirme la sensibilité des vents de pente au forçage radiatif avec le développement d'un régime d'écoulement anabatique entre 0900 et 1530 UTC sur le versant Sud du bassin pour le forçage radiatif de mars. Au niveau du versant Nord, les caractéristiques des anabatiques évoluent peu d'un forçage à l'autre. La comparaison inter-versants souligne des écoulements plus intenses sur le versant Nord et qui perdurent 3h30 de plus que ceux développés sur le versant Sud. Malgré ces dissymétries, le développement de vents anabatiques au Sud agit en faveur d'un rééquilibrage dans le transport des traceurs le long des deux versants. Ce phénomène est en accord avec les cartes de ΔATC présentées sur la Figure 7.8.

En outre le développement de ces écoulements sur les deux versants laisse supposer un mouvement subsident compensatoire de l'inversion thermique d'altitude au centre de la vallée (cf. section 1.3.1). Ce processus justifierait le réchauffement plus efficace de l'atmosphère observé entre 500 et 1500m AGL sous le forçage de radiatif de mars.

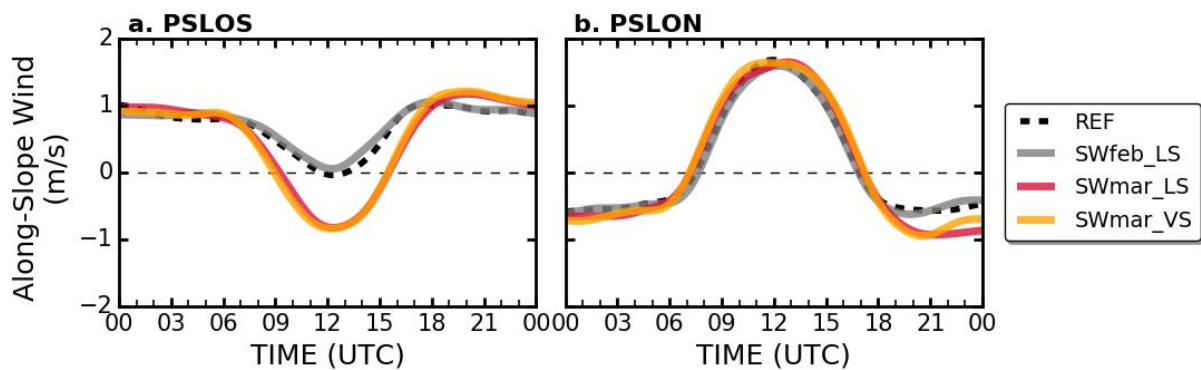


Figure 7.9 – Vent à 5m parallèle à la pente locale au niveau des profileurs (a) PSLOS et (b) PSLON (situés sur les versants Sud et Nord) pour le second jeu de simulations.

7.3.4 Impacts sur la structure des écoulements dans le bassin

La Figure 7.10 représente les profils moyens de U et V calculés de la même manière que ceux présentés dans la partie 7.2.3. Pendant la phase nocturne, le profil moyen de la composante V apparaît peu sensible aux différents tests de sensibilité. À l'inverse, le profil moyen de U montre des variations en termes de structure et d'intensité. Les deux simulations initialisées avec le profil moins stable (LS) montrent une réduction de l'altitude du jet nocturne et une augmentation de son intensité par rapport aux simulations initialisées avec le profil plus stable (VS). Des caractéristiques similaires ont été observées à partir des données de la campagne (cf. section 5.4.1). Ces modifications justifient le transport de traceurs plus efficace vers la partie aval de la vallée, observé sur les panels 7.8-b et -c. Pour l'heure, l'origine de l'évolution de ces caractéristiques reste incertaine car elle peut dépendre de plusieurs facteurs. En effet, comme nous l'avons vu dans la section 6.3.3, la trajectoire du DVW résulte d'interactions multiples entre les écoulements en provenance des différentes vallées tributaires. Des analyses supplémentaires seraient donc nécessaires pour conclure quant à l'origine de cette évolution.

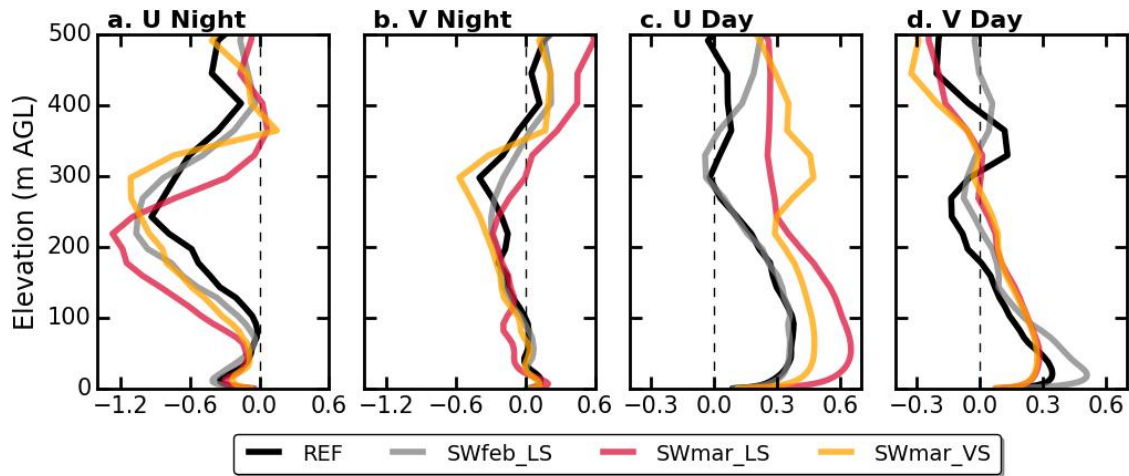


Figure 7.10 – Profils verticaux moyens des composantes zonale (U) et méridienne (V) du vent calculés sur les périodes (a-b) stable et (c-d) convective avec la méthode que ceux présentés sur la Figure 7.6.

En journée, le UVW (apparenté à la composante U) apparaît plus intense et plus développé verticalement sur les simulations SWmar_LS et SWmar_VS en réponse au gain d'énergie solaire. Une fois encore, la comparaison des composantes journalières de U et V (panels 7.10-c et -d) met en évidence une redistribution des écoulements en réponse au forçage radiatif. Sous le forçage de février, la différence d'ensoleillement entre les versants Nord et Sud du bassin privilégie le développement d'une circulation perpendiculaire à l'axe du bassin ($V > U$ dans les premiers 100m pour REF et SWfeb_LS). Cette circulation favorise l'advection des traceurs le long du versant Nord. À l'inverse, le forçage radiatif de Mars ré-équilibre cette dissymétrie Nord-Sud et privilégie le développement de l'écoulement de vallée ($U > V$ pour SWmar_LS et SWmar_VS). Ces conditions facilitent alors l'advection des traceurs vers la vallée amont de Chamonix et expliquent les augmentations de concentrations observées sur les cartes de la Figure 7.8-a et -b.

7.3.5 Impacts sur le transport dans les vallées tributaires en journée

Comme pour le premier jeu de simulations, les bilans de masse ont été calculés pour ce second jeu, les figures correspondantes sont disponibles dans l'Annexe E.4. Le Tableau 7.5 regroupe les valeurs journalières intégrées de la masse qui entre dans le bassin par l'aval puis qui s'écoule dans les trois vallées tributaires. Pour les simulations forcées par le flux radiatif de mars (SWmar_VS et SWmar_LS), les flux de masse sont intégrés entre 0830 et 1700 UTC (au lieu de 0930 et 1600 pour REF et SWfeb_LS) afin de rendre compte de l'augmentation de la durée d'établissement des régimes de vent remontant les vallées.

Sous le forçage radiatif de mars, la masse qui entre par l'aval est 2,3 fois plus importante que sous le forçage de février. Cette augmentation s'opère en réponse au gain d'énergie dans le système qui permet le développement d'écoulements thermiques plus intenses (Figure 7.10). Concernant le partitionnement de la masse entre les trois vallées, un rééquilibrage est observé sous le forçage radiatif de mars. Ce rééquilibrage permet une répartition plus équitable des traçeurs accumulés dans le bassin pendant la nuit. Cette caractéristique justifie les structures de ΔATC présentées sur la Figure 7.8. Pour un forçage radiatif donné, la comparaison des valeurs en fonction des profils thermiques initiaux montre peu d'évolution. Ceci suggère donc une faible dépendance de la re-distribution journalière des polluants à l'intensité initiale de l'inversion thermique.

	Aval	Chamonix	Saint-Gervais	Megève	DIFF
REF	49	17 (31%)	6 (11%)	32 (58%)	12%
SWfeb_LS	52	17 (30%)	6 (11%)	33 (59%)	7%
SWmar_VS	113	43 (37%)	23 (20%)	49 (43%)	2%
SWmar_LS	115	41 (38%)	22 (20%)	46 (42%)	-5%

Tableau 7.5 – Valeurs journalières intégrées de la masse (10^9kg) entrant dans le bassin par la section aval puis redistribuée dans les vallées tributaires. La colonne DIFF représente le pourcentage de différence entre la valeur aval et la somme des trois vallées. (Similaire au Tableau 7.3).

Les conclusions principales qui découlent de ce second jeu de simulations sont (i) l'influence majeure du forçage radiatif sur la redistribution journalière des polluants dans les vallées tributaires ; (ii) l'évolution de la structure des écoulements dans le bassin sous le forçage radiatif de mars qui s'approche des caractéristiques observées dans la simulation NOshade et enfin (iii) le transport plus efficace par le vent de vallée descendant sous des conditions de stabilité thermique réduites qui privilégie l'advection nocturne des polluants vers la section aval du bassin de Passy. Les deux facteurs testés influencent donc le transport des polluants mais ces influences se manifestent sur différentes phases du cycle diurne.

7.4 Conclusions

Ce dernier chapitre visait à évaluer l'importance de certains mécanismes sur le transport de polluants dans le bassin de Passy. Des analyses de sensibilité ont été conduites afin de déterminer l'influence sur les écoulements des effets d'ombrage, du couvert neigeux, du forçage solaire incident et de la stabilité thermique initiale. Afin de visualiser de manière directe les conséquences du mécanisme évalué sur la pollution, des traceurs passifs ont été relâchés en continu à un taux constant dans la simulation au niveau de trois points sources : Passy, Sallanches et Chamonix. Cette approche permet d'appréhender deux niveaux d'hétérogénéités dans la pollution : les dissymétries internes au bassin entre les versants et celles plus grande échelle entre le bassin et les vallées adjacentes. En revanche, cette approche ne permet pas de reproduire la dynamique des polluants observée entre les trois villes. L'utilisation de cadastres d'émissions représentant la disposition des sources et leurs importances relatives serait nécessaire pour mener à bien cette analyse.

Au sein du bassin, la simulation de référence montre des hétérogénéités inter-versants dans les concentrations de traceurs. Ces hétérogénéités sont pilotées par la distribution d'énergie reçue en surface. Les situations hivernales apparaissent particulièrement critiques en raison de la forte sensibilité aux ombres portées qui induisent des différentiels de rayonnement net pouvant atteindre 700W.m^{-2} entre les versants ensoleillés et ombragés. Sous ces conditions, les écoulements anabatiques se développent uniquement sur les versants ensoleillés générant des circulations transverses compensatoires dans le bassin. En particulier, une couche de vent de Sud se développe sur environ 100m d'épaisseur en fond de bassin et favorise l'advection des traceurs le long du versant ensoleillé. Le développement de cet écoulement perpendiculaire à l'axe du bassin s'opère au détriment de l'écoulement développé dans l'axe du bassin. À l'inverse, le flux de masse est principalement dirigé dans l'axe du bassin lors des situations pré-printanières puisque l'évolution du forçage radiatif (durée d'ensoleillement et angle zénithal) permet une répartition plus homogène de l'énergie reçue en surface. Sous ces conditions, l'écoulement formé dans l'axe du bassin devient plus intense et plus développé verticalement. La présence de neige représente un facteur additionnel à prendre en compte et en particulier le niveau d'hétérogénéité du couvert neigeux. De manière générale, la neige réduit l'énergie disponible pour chauffer l'atmosphère de vallée ce qui tend à limiter le développement de la convection. Un couvert de neige homogène réduit le transport vertical par les vents anabatiques et donc le développement de l'écoulement compensatoire transverse à l'axe du bassin. À l'inverse, lorsque le couvert de neige est hétérogène, réduit aux versants ombragés, il tend à renforcer les écoulements perpendiculaires à l'axe de la vallée et donc les hétérogénéités Nord-Sud dans la distribution des traceurs. Ces conclusions soulignent donc la nécessité de disposer d'information à une résolution assez élevée sur le couvert de neige pour assurer une prévision correcte du transport des polluants et identifier les zones les plus critiques.

Concernant les échanges entre le bassin et les vallées adjacentes, l'analyse des observations avait montré une répartition plus homogène des polluants sur l'épisode pré-printanier de Mars que durant la POI1 (partie 5.4.2). Des analyses de sensibilité ont été menées afin d'évaluer l'influence

respective du forçage radiatif et de la structure thermique initiale. Ces analyses révèlent que le forçage radiatif est le facteur prépondérant qui pilote les échanges journaliers entre les différents segments de la vallée. Sous le forçage radiatif de février, les zones les plus encaissées ne reçoivent pas suffisamment d'énergie pour développer des vents thermiques. En particulier, l'ensoleillement journalier réduit dans la section aval de la vallée de Chamonix limite la contribution de cette vallée au développement d'écoulement thermique dans le bassin. Le forçage radiatif pré-printanier permet un rééquilibrage de l'énergie reçue en surface et donc des flux de masse journaliers entre les trois vallées. Ce rééquilibrage tend à homogénéiser les concentrations de traceurs dans les différents segments de la vallée, limitant ainsi l'accumulation dans le bassin de Passy. L'analyse de ces différentes simulations aura finalement permis de mieux comprendre la forte occurrence des épisodes de pollution enregistrés à Passy durant les mois hivernaux (Figure 2.4).

***NB :** Une étude postérieure à la soutenance de thèse a permis une caractérisation plus fine du transport de traceurs associé aux écoulements développés à l'échelle des pentes et des vallées. Ces travaux feront l'objet d'une publication scientifique en cours de rédaction au moment de l'impression du présent manuscrit.*

Conclusions et Perspectives

Ce travail de thèse s'appuie sur les mesures acquises durant la campagne de mesures Passy-2015 ainsi que sur des simulations numériques haute-résolution réalisées avec le modèle Mésos-NH. L'objectif est d'améliorer la compréhension de la dynamique fine-échelle dans les basses couches de l'atmosphère sous des conditions favorables à l'accumulation de polluants. Cette compréhension apparaît nécessaire pour être en mesure d'effectuer des prévisions fiables de ces situations et de leurs caractéristiques. Cela permet ensuite le déclenchement d'alertes au moment propice et la mise en place de dispositifs de réduction des émissions adaptés en vue de limiter l'intensité des épisodes de pollution.

Les données de la campagne de mesures ont permis d'analyser la dynamique sur plusieurs échelles grâce à la synergie des capteurs in-situ et de télédétection. Dans un premier temps, nous avons montré que sur l'hiver 2014-2015 la majorité des épisodes de pollution se produisait sous des conditions anticycloniques de ciel clair, associées à des inversions de température initiées par une advection d'air chaud en altitude. Si la dynamique de grande échelle joue un rôle important en conditionnant la mise en place d'inversion thermique persistante, nous avons vu que sous ces conditions ce sont les processus locaux qui gouvernent les écoulements en basses couches. Ceci s'explique par le fort degré d'encaissement du bassin qui limite l'influence des écoulements de grande échelle sur les circulations locales. Afin de comprendre les rouages de cette dynamique locale, deux épisodes ont été analysés en détail ; un épisode hivernal d'inversion thermique persistante (POI1) et un épisode pré-printanier d'inversion nocturne. Ces deux épisodes se distinguent en termes de pollution puisque la POI1 se caractérise par de fortes concentrations de PM10 pour les stations situées dans le bassin (Passy et Sallanches) et des niveaux plus faibles dans la vallée amont de Chamonix. À l'inverse, l'épisode pré-printanier est associé à des concentrations moins fortes et plus homogènes entre les trois stations. Des simulations numériques haute-résolution ont été réalisées afin de compléter cette analyse, notamment pour fournir une vision complémentaire des écoulements dans les zones non couvertes par les mesures. Pour cela, une configuration numérique semi-idéalisée a été adoptée afin de représenter la dynamique sur une journée typique du cœur de l'épisode d'inversion thermique persistante. L'initialisation de la simulation s'est effectuée de manière réaliste pour les champs orographiques et simplifiée pour les champs météorologiques. Nous avons montré que cette configuration semi-idéalisée permet de reproduire les caractéristiques principales des écoulements observés. Des analyses de sensibilité ont donc été conduites afin d'évaluer l'influence des facteurs suivants sur le transport des polluants : les effets d'ombrage, le couvert neigeux, le forçage radiatif et la structure thermique verticale initiale. Cette synergie observations/modèle a finalement permis d'améliorer la compréhension des mécanismes pilotant les structures observées et d'identifier ceux qui jouent un rôle prépondérant dans le transport des polluants.

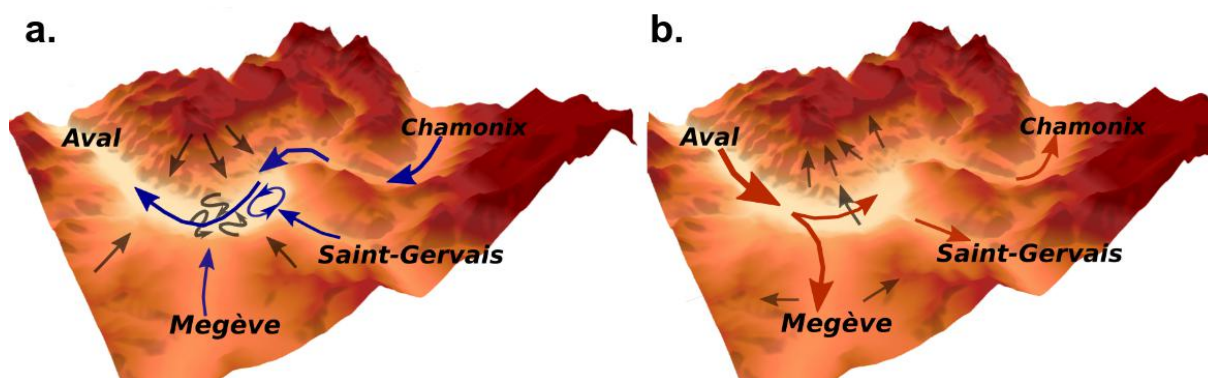


Figure 8 – Schémas conceptuels du régimes d'écoulements (a) nocturne et (b) journalier. Les flèches rouges et bleues représentent les écoulements de vallée tandis que les flèches grises représentent les écoulements le long des pentes et dans les basses couches de l'atmosphère du bassin, en contact avec la surface.

Influence de la dynamique locale sur la pollution

Ces travaux permettent d'affirmer que la dynamique locale participe aux concentrations de PM10 élevées enregistrées dans le bassin de Passy et également aux disparités dans la distribution spatiale des polluants. La combinaison des caractéristiques des régimes d'écoulement de nuit et de jour agit en faveur de dissymétries dans les niveaux de ventilation entre les différents segments de la vallée. La nuit, le bassin de Passy se comporte comme un réceptacle pour les écoulements en provenance des vallées tributaires. Toutefois, la masse d'air froid accumulée en fond de bassin empêche ces écoulements de pénétrer dans les plus basses couches de l'atmosphère qui ne sont soumises qu'à de faibles oscillations et donc propices à la stagnation. Le vent de vallée descendant s'écoule au-dessus de cette masse d'air stagnante et se caractérise par une structure en jet. Ce jet provient de la vallée amont de Chamonix et évolue selon une trajectoire atypique dans le bassin. Celle-ci est pilotée par l'enchaînement de courbures orographiques et par les contraintes imposées par les écoulements en provenance des vallées de Megève et Saint-Gervais. En journée, la vallée de Megève capte plus de la moitié du flux de masse qui entre dans le bassin par sa section aval. Cette trajectoire privilégiée favorise la ventilation du secteur Ouest du bassin et limite l'advection de polluants vers le vallée amont de Chamonix. Au sein du bassin, le vent de vallée montant co-existe avec un écoulement transverse à l'axe du bassin. Ce dernier se développe pour compenser l'export de masse associé aux vents anabatiques formés uniquement le long du versant Nord ensoleillé. Cette composante privilégie le transport des polluants le long de ce versant créant ainsi une dissymétrie Nord-Sud dans leur répartition. Cette vision d'ensemble soulève des questions quant à la pertinence de mesures de PM10 ponctuelles et éparses pour caractériser les niveaux de pollution dans une zone à la morphologie aussi complexe.

Sensibilité des situations hivernales à la pollution

80% des épisodes de pollution enregistrés à Passy se produisent durant les mois hivernaux. Les caractéristiques du forçage radiatif (durée d'ensoleillement et angle zénithal) déterminent la répartition de l'énergie reçue en surface. En hiver, les segments de vallée les plus encaissés sont associés à des déficits d'énergie importants. Le réchauffement limité de l'atmosphère dans

ces secteurs induit des écoulements thermiques de faible intensité. À l'inverse, les segments de vallée plus dégagés sont associés à des écoulements thermiques plus intenses. L'arrangement morphologique de la zone conditionne donc la distribution de l'énergie en surface et *a fortiori* les caractéristiques des écoulements. Dans la vallée de l'Arve, le forçage radiatif hivernal privilégie les écoulements journaliers du bassin vers la vallée de Megève à la défaveur des vallées de Saint-Gervais et Chamonix qui se situent dans l'ombre du Mont-Blanc. Sous un forçage radiatif pré-printanier, la distribution d'énergie en surface devient plus homogène en raison de l'augmentation de l'angle solaire zénithal. Ces conditions permettent un rééquilibrage des flux de masse journaliers entre les trois vallées et donc une répartition plus homogène des polluants ce qui limite leur accumulation dans le bassin. Les caractéristiques des écoulements nocturnes évoluent également dans ce sens puisque le forçage radiatif pré-printanier va de pair avec une diminution de la stratification nocturne. Les écoulements nocturnes pénètrent plus en profondeur dans le bassin, réduisant la stagnation des masses d'air proches de la surface et favorisant l'export de polluants vers la section aval de la vallée.

La neige représente un facteur additionnel non négligeable dans les situations hivernales puisqu'elle peut favoriser l'accumulation de polluants en basses couches lorsque le couvert est homogène ou bien le transport le long des versants ensoleillés lorsque le couvert neigeux est limité aux versants ombragés. À noter que ce constat peut *a priori* être étendu à l'ensemble des vallées alpines présentant une orientation Ouest-Est.

Ces résultats soulignent finalement la nécessité de données haute résolution des champs orographiques et de l'état du couvert neigeux pour une prévision précise de la dispersion locale des polluants.

Recommandations pour de futures campagnes

L'analyse des données de la campagne a montré que les moyens de mesures de télédétection scannants apportent une véritable plus-value pour la compréhension des structures par rapport à l'analyse de profilers isolés. En particulier, c'est grâce au lidar vent scannant que la complexité de la structure des écoulements a été mise en évidence. Nous avons également montré que ce lidar a un potentiel pour la détection d'écoulements associés à des masses d'air dont les caractéristiques (contenu en aérosols et/ou humidité) diffèrent de celles présentes dans le bassin. Ce potentiel est encouragé à être utilisé puisqu'il fournit une information complémentaire à celle obtenue à partir des champs de vitesse radiale. Par ailleurs, l'approche numérique a mis en exergue la structure cisailée à très fine échelle des écoulements dans les sections de vallées incurvées comme le méandre qui constitue la section amont du bassin de Passy. L'instrumentation dans ces secteurs doit donc être suffisamment dense pour restituer correctement les écoulements et éviter des interprétations erronées. Enfin, la documentation des écoulements le long des pentes et en provenance des vallées tributaires apparaît nécessaire pour bien saisir l'origine des structures observées dans la vallée principale. Cela comprend le vent (pour effectuer un bilan de masse) et les caractéristiques de la masse d'air (pour effectuer un bilan de chaleur).

Mise en perspective des travaux réalisés

La configuration numérique utilisée a permis de faire émerger les facteurs qui pilotent les écoulements locaux dans le bassin de Passy sous des conditions anticycloniques stables. Pour cela, nous avons considéré un cas de découplage parfait entre le dynamique locale et la dynamique de grande échelle. En réalité, en fonction des situations, un certain niveau de couplage peut exister. En particulier, il est probable qu'une situation présentant un écoulement de grande échelle aligné selon l'axe de l'une des vallées de la zone puisse influencer sur les circulations locales restituées dans ce travail. Il serait donc intéressant d'affiner ces travaux en étudiant l'influence de l'écoulement de grande échelle en jouant sur sa direction et son intensité. Une étude climatologique préalable permettrait de déterminer les caractéristiques (direction, intensité) de l'écoulement de grande échelle les plus fréquemment rencontrées lors des épisodes de pollution hivernaux. Cette étude climatologique pourrait s'appuyer sur les réanalyses du centre européen pour les prévisions météorologiques à moyen terme ou encore sur les données sur plusieurs années d'un ensemble de stations du réseau opérationnel de Météo-France situées dans la zone en altitude.

Un autre prolongement naturel de ce travail serait d'évaluer l'influence de la structure de l'inversion thermique d'altitude et en particulier sa position par rapport à la vallée de Megève. En effet, nous avons montré que cette vallée joue un rôle important dans les circulations journalières en captant une part importante du flux de masse. Dans un travail parallèle, [Arduini \[2017\]](#) suggère que l'altitude de l'inversion thermique dans le bassin détermine la direction de l'écoulement dans la vallée de Megève en pilotant les gradients de pression horizontaux. Il s'appuie pour cela sur une simulation numérique de l'évolution inter-journalière de la POI1 réalisée avec le modèle WRF. L'analyse de la POI1 réalisée ici à partir des observations de la campagne montre pourtant un régime d'écoulement relativement stable au cours de l'épisode. Cela conduit à s'interroger sur la gamme d'altitude dans laquelle les écoulements sont modifiés et sur sa pertinence pour la pollution en basses couches. Pour aller plus loin dans cette direction, la méthodologie développée dans cette thèse pourrait être utilisée de nouveau en faisant évoluer la structure de l'inversion thermique (altitude, intensité) et en identifiant son impact dans les basses couches de l'atmosphère du bassin. La hauteur de l'inversion d'altitude évoluant avec le temps au cours de l'épisode, cela permettrait également d'aborder les phases de mise en place et de dissipation de l'inversion thermique persistante.

Ces travaux se sont focalisés sur la dynamique atmosphérique qui est un élément majeur pour la prévision de la qualité de l'air en zone de relief. L'autre élément majeur est la chimie qui rend compte des émissions et du cycle de vie des polluants. La prise en compte de ce second élément est envisageable sous réserve de disposer de cadastres d'émissions. Ces cadastres rendent compte de la distribution spatiale des sources d'émissions, de la nature et de la quantité de polluants relâchée. Bien qu'ils puissent être imparfaits, ils renseignent sur les sources d'émissions prépondérantes dans la zone d'étude à condition que leur résolution soit suffisamment fine. Une première approche consisterait à placer dans la simulation numérique les points d'émissions de

traceur à la position de ces sources. Cette approche pourrait être approfondie en intégrant le cycle diurne des émissions de manière à reproduire ses interactions avec celui de la dynamique. Cela permettrait de préciser quelles sont les structures dynamiques mises en évidence dans ce travail qui sont les plus importantes compte tenu de la localisation des sources principales d'émissions, mais aussi de déterminer quelles sont les sources les plus problématiques compte-tenu de leur interaction avec la dynamique. Ces informations sont précieuses notamment dans l'optique de mise en place de dispositifs efficaces de réduction des émissions lors des épisodes de pollution mais aussi pour le choix des sites d'implantation de capteurs de PM₁₀.

Vers la prévision des situations météorologiques favorables à la pollution

Ces travaux s'inscrivent dans une volonté de contribuer plus généralement à l'amélioration de la prévision de la qualité de l'air en vallée alpine sous des conditions hivernales stables. La prévision des situations stables en zone de relief représente un challenge en raison de la dépendance locale des processus en jeu et donc des résolutions nécessaires pour représenter convenablement la dynamique. Ces situations sont par conséquent encore mal représentées par les modèles numériques de prévision du temps qui utilisent des résolutions kilométriques et reposent sur des paramétrisations physiques dont la validité en zone de relief est controversée dans la communauté scientifique (Rotach et al. [2008]; Rotach and Zardi [2007]; Zhong and Chow [2013]). Dans ce contexte, une voie alternative pourrait être envisagée afin d'assurer la détection des situations propices à l'accumulation de polluants dans le bassin de Passy. En s'appuyant sur les conclusions de ce travail concernant l'impact des écoulements locaux sur la qualité de l'air, un indicateur opérationnel construit à partir de mesures locales pourrait être mis en place. Cet indicateur devrait prendre en compte à minima l'information sur l'intensité de l'inversion thermique, le flux solaire incident et l'état du couvert neigeux. Les analyses numériques ont mis en évidence que des mesures de rayonnement inter-versants permettraient de rendre compte des dissymétries dans le bilan d'énergie. La détermination des emplacements adéquats nécessiterait évidemment un travail préliminaire visant à s'assurer de leur représentativité. Par ailleurs, les travaux complémentaires évoqués dans le paragraphe précédent permettraient de compléter cet indicateur en déterminant la manière dont la structure de l'inversion thermique et l'écoulement de grande échelle doivent être intégrés.

Les capacités des outils expérimentaux et numériques utilisés dans cette thèse permettent aujourd'hui d'aborder la problématique de l'impact des écoulements locaux en terrain complexe, sujet qui ne se limite pas à la qualité de l'air. Ces outils peuvent être appliqués à l'étude des zones sensibles à d'autres phénomènes à enjeux comme les températures extrêmes ou encore le brouillard. Des travaux sont notamment en cours au CNRM concernant l'influence de l'orographie sur la formation de brouillard (Thèse de Léo Ducongé dans le cadre de la campagne LANFEX) ou encore sur les températures minimales extrêmes dans une large vallée pyrénéenne (campagne Cerdanya-2017, en collaboration avec l'Université des Iles Baléares).

Annexe A

Acronymes

AASQA Associations Agréées de Surveillance de la Qualité de l’Air. 37

ATC coefficient de transfert atmosphérique. 131, 156–160, 164, 168, 169, 171

Atmo AuRA Atmo Auvergne-Rhône-Alpes. 37, 40, 47

AVW *along-valley wind*. 141, 142

CAP *Cold Air Pool*. 18, 21, 23–25, 42, 115, 136, 150, 151

CLA couche limite atmosphérique. 9–11, 14, 48, 50

CNR *Carrier-to-Noise Ratio*. 52, 63, 65–67, 69, 75, 76

DVW *down-valley wind*. 20, 21, 25, 27, 118, 120, 123, 127, 135, 141, 145, 146, 148, 149, 170

G flux de chaleur échangé avec le sous-sol. 10

H flux de chaleur sensible. 10, 30

ICU Ilots de Chaleur Urbain. 29, 30

LE flux de chaleur latent. 10, 30

LW rayonnement aux grandes longueurs d’onde ou *longwave*. 10, 50, 56

MWR *Micro-Wave Radiometer*. 51

OMS Organisme Mondiale de la Santé. 13, 36

P_{sea} pression ramenée au niveau de la mer. 54, 78, 79, 83, 120

PM *particulate matter*. 12–14, 72, 76

PM1 particules ultra fines avec un diamètre inférieur à 1 μ m. 13, 72

- PM10** particules grossières dont le diamètre est inférieur à $10\mu\text{m}$. [13](#), [30](#), [36–42](#), [44](#), [68](#), [69](#), [73–75](#), [78–80](#), [83](#), [85](#), [86](#), [118](#), [120](#), [125–127](#), [154](#), [157](#), [166](#)
- PM25** particules fines avec un diamètre inférieur à $2.5\mu\text{m}$. [13](#)
- PNT** Prévision Numérique du Temps. [14–16](#)
- POI** Phases d’Observations Intensives. [46](#), [47](#)
- PPI** *Plan Position Indicator*. [52](#)
- RHI** *Range Height Indicator*. [52](#), [53](#)
- SW** rayonnement aux courtes longueurs d’onde ou *shortwave*. [10](#), [11](#), [50](#), [56](#)
- T2m** température à 2 mètres. [43](#), [79](#), [80](#), [82](#), [84](#), [120](#), [122](#)
- TAF** *Topographic Amplificator Factor*. [20](#), [26](#), [79](#)
- UVW** *up-valley wind*. [20](#), [21](#), [25–29](#), [117](#), [118](#), [120](#), [121](#), [123](#), [125](#), [126](#), [134](#), [135](#), [140](#), [141](#), [164](#), [170](#)
- V_{los}** *Line-of-Sight Velocity*. [52](#), [65–67](#), [115](#), [121](#), [122](#), [124](#)

Annexe B

Instrumentation Campagne Passy-2015

Site	Lon (°) Lat (°)	Alt. (m ASL)	Capteurs	Paramètres
1	6.6741 45.9140	560	Sodar (Remtech PA2)	DD, FF
			Ballon captif	Aérosols (2-50 μ m), PRE, T, HU, U, V, Carbone Suie
			Anémomètres soniques (Campbell CSAT3)	U, V, W
			Scanning Mobility Particle Sizer (SMPS TSI)	Aérosols secs (2.5nm-0.5 μ m)
			Optical Particle Counter (PALAS welas 2300)	Aérosols hydratés (0.3-40 μ m)
			DMT Fog Monitor (FM-100)	Gouttelettes (2-50 μ m)
			Particulate Volume Monitor (Gerber PVM-100)	Eau liquide et extinction (3-50 μ m)
2	6.7072 45.9080	602	Caméra panoramique (Videotec ULISSE)	-
			Lidar aérosol scannant (Raymetrics LB100)	Rétro-diffusion
3	6.7136 45.9235	588	Diffusiomètre (Degreane DF20)	Visibilité
			Radiomètre (Kipp&Zonen CNR1)	Flux SW et LW
4	6.6401 45.9480	535	Radiomètre micro-onde (RPG HATPRO G1)	Température
5a	6.6998 45.8993	726	Scintillomètre (Kipp& Zonen LAS MkI)	Turbulence atmosphérique
5b	6.6845 45.9228	692		

Tableau B.1 – Coordonnées géographiques des sites de la campagne Passy-2015 et des instruments déployés en addition de ceux présentés dans le Tableau 3.1. Cité dans la partie 3.1.2.

Annexe C

Dynamique de l'épisode pré-printanier

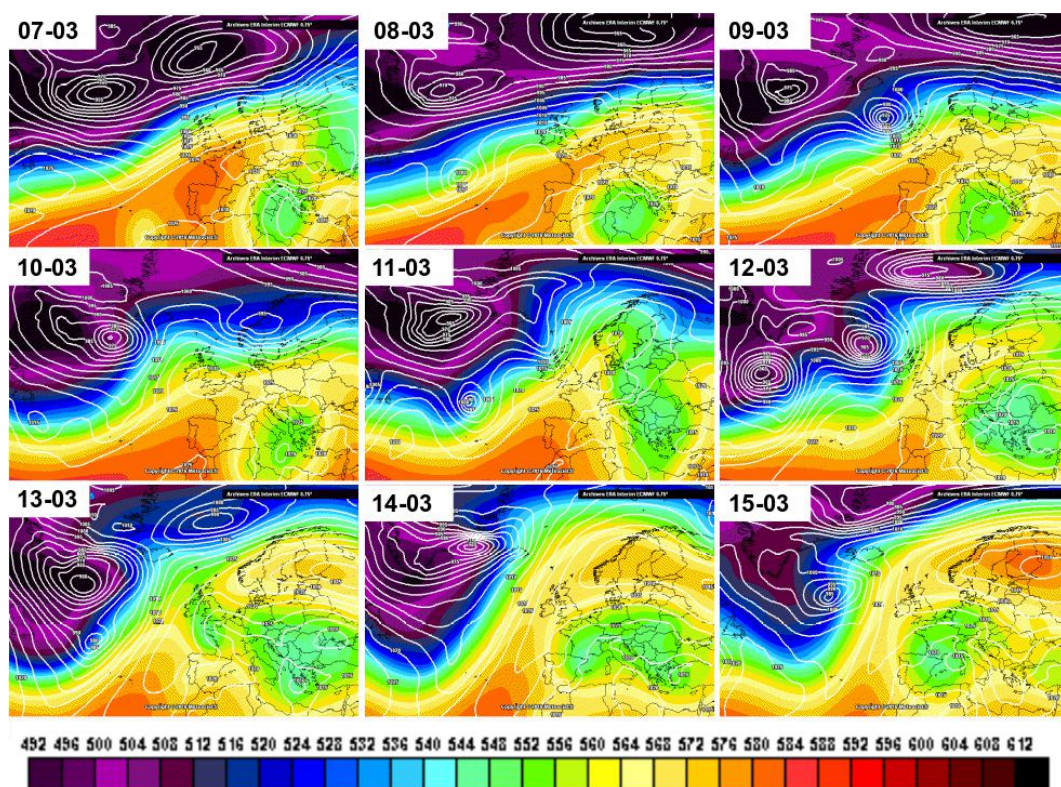


Figure C.1 – Similaire à Figure 5.4 mais pour l'épisode de Mars. Cité dans la partie 5.4.

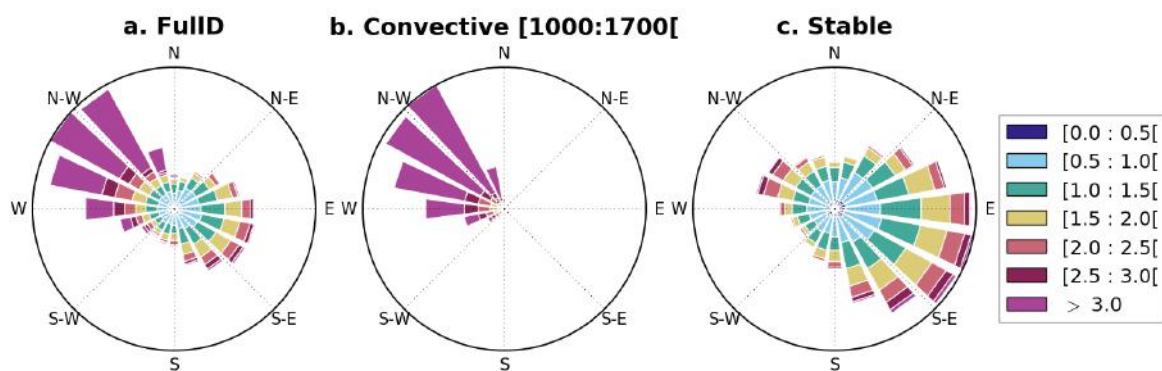


Figure C.2 – Rose des vents calculée à partir des données du lidar vent profileur (WLS8-5) à 40m AGL le 10 mars. Cité dans la partie 5.4.1.

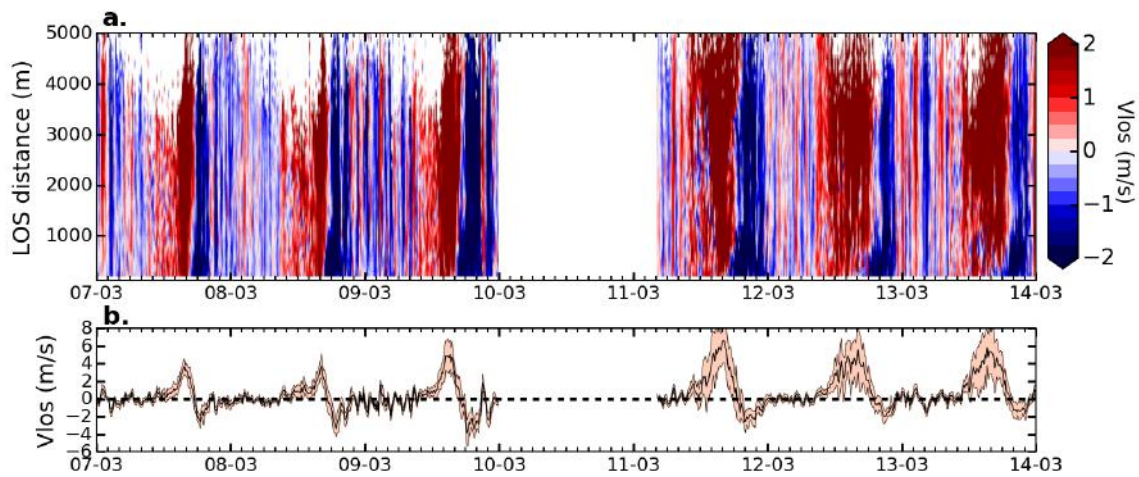


Figure C.3 – Similaire à la Figure 9 de l'article reproduit dans la section 5.3.2 du présente manuscrit, mais pour l'épisode de Mars. Cité dans la partie 5.4.1.

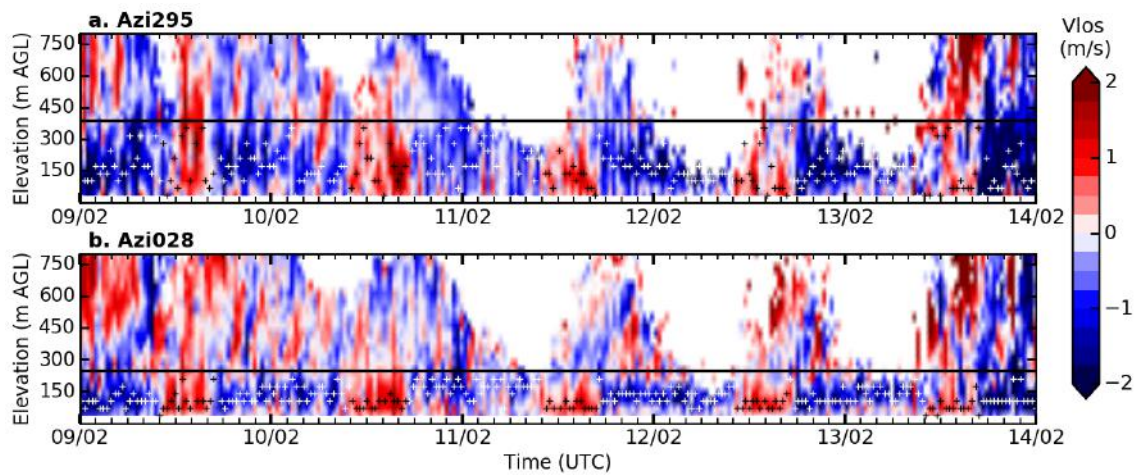


Figure C.4 – Similaire à la Figure 5.9 mais sur la POI1. Cité dans la partie 5.4.1.

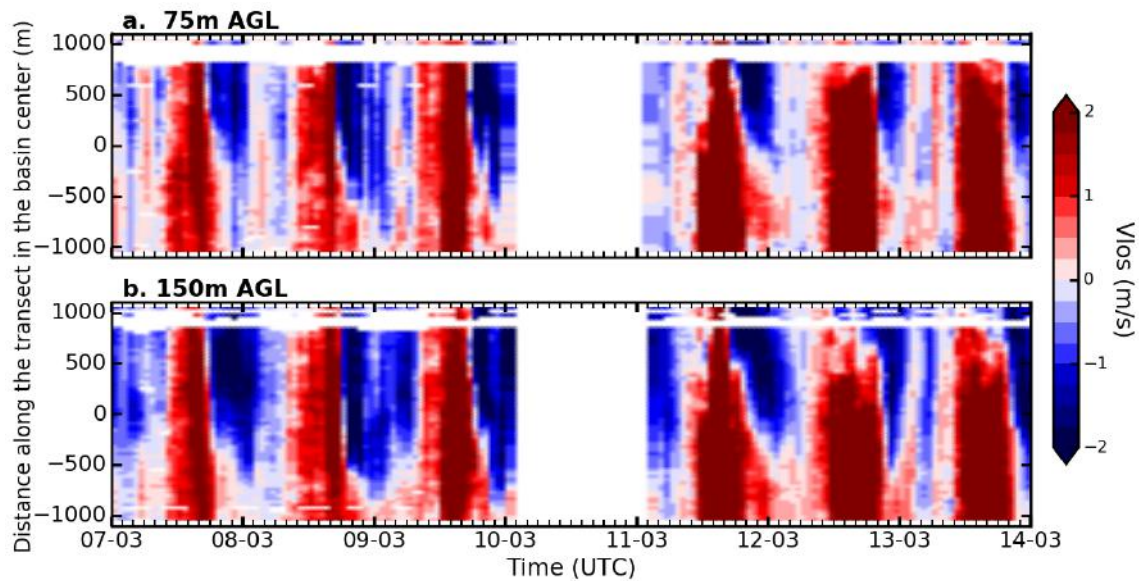


Figure C.5 – Similaire à la Figure 10 de l'article reproduit dans la section 5.3.2 mais pour l'épisode de Mars. Cité dans la partie 5.4.1.

Annexe D

Caractéristiques des champs de surface

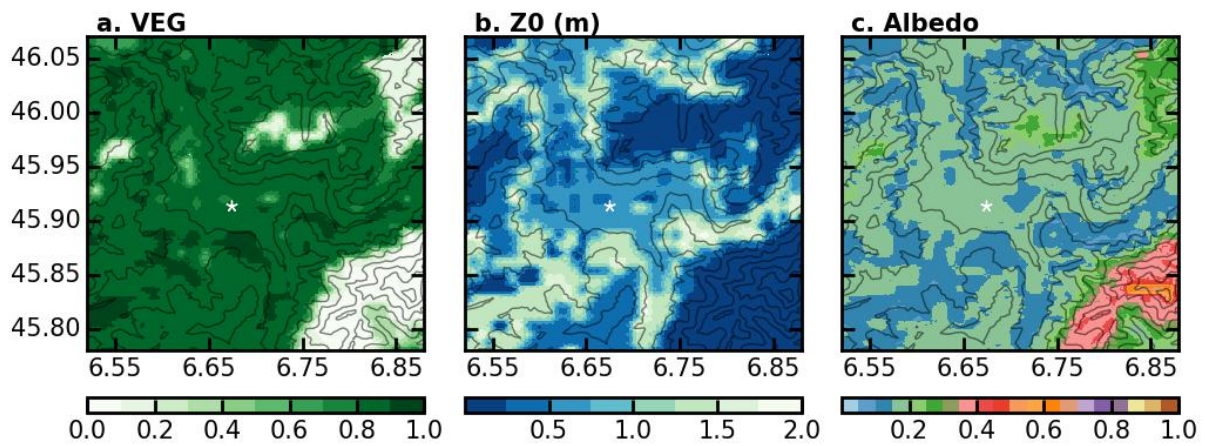


Figure D.1 – Caractéristiques des champs de surface avec (a) la fraction de végétation, (b) la longueur de rugosité et (c) l'albédo. Cité dans les parties [6.1.1](#), [6.2](#), [7.2](#).

Annexe E

Analyses de sensibilité

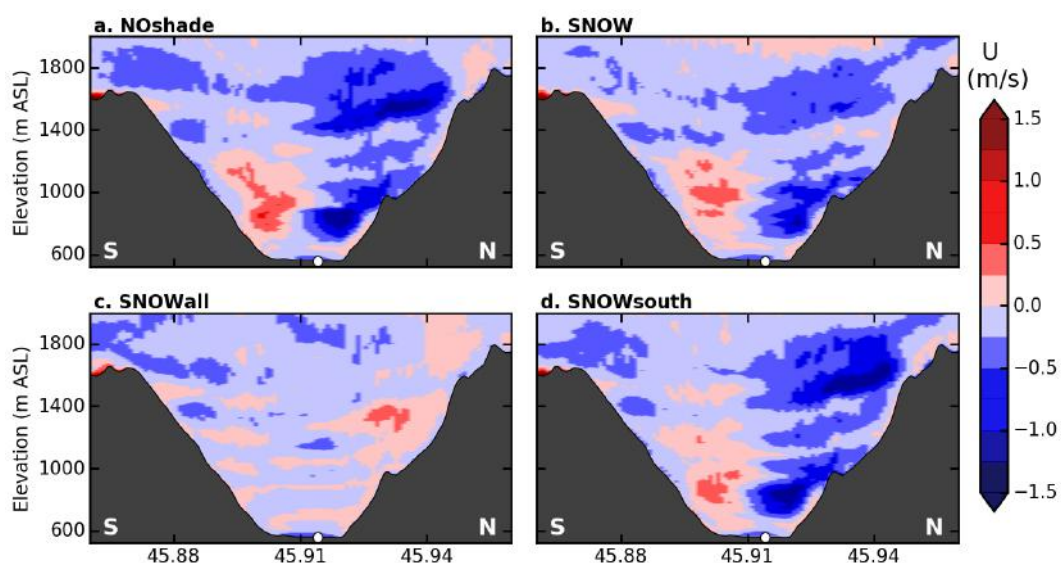


Figure E.1 – Coupes (Lat,z) de la composante zonale du vent moyennée sur la période 2100-0800 UTC pour le premier jeu de simulations. Cité dans la partie 7.2.3.

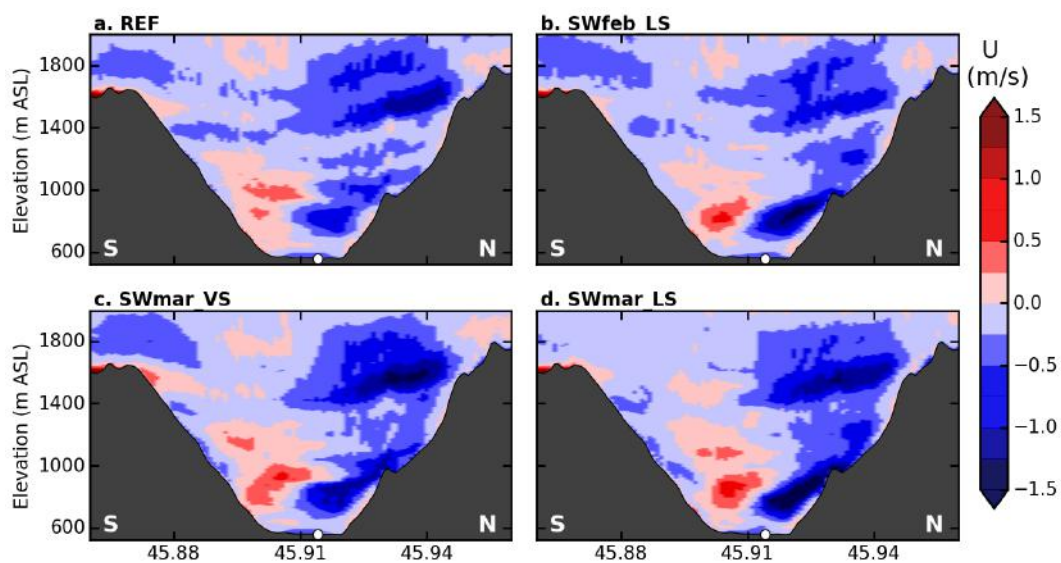


Figure E.2 – Coupes (Lat,z) de la composante zonale du vent moyennée sur la période 2100-0800 UTC pour le second jeu de simulations.

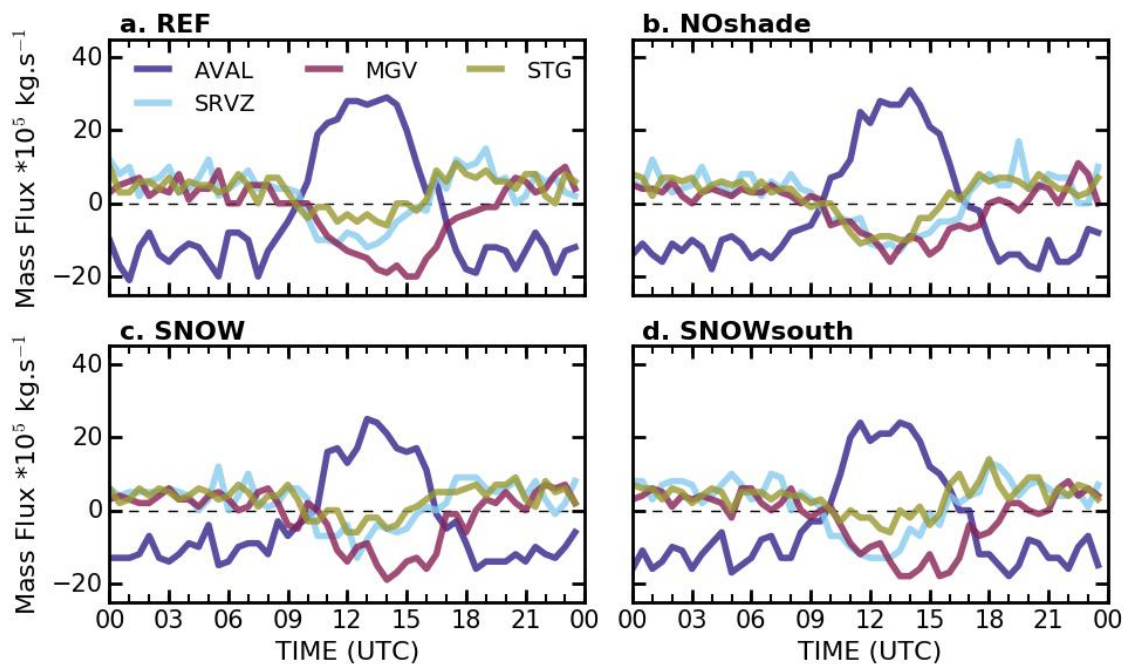


Figure E.3 – Bilan de masse similaire à la Figure 6.10 pour le premier jeu de simulations (cf Tableau 7.1). Les flux positifs (resp. négatifs) représentent des flux entrant (resp. sortant) dans le bassin. Cité dans la partie 7.2.4.

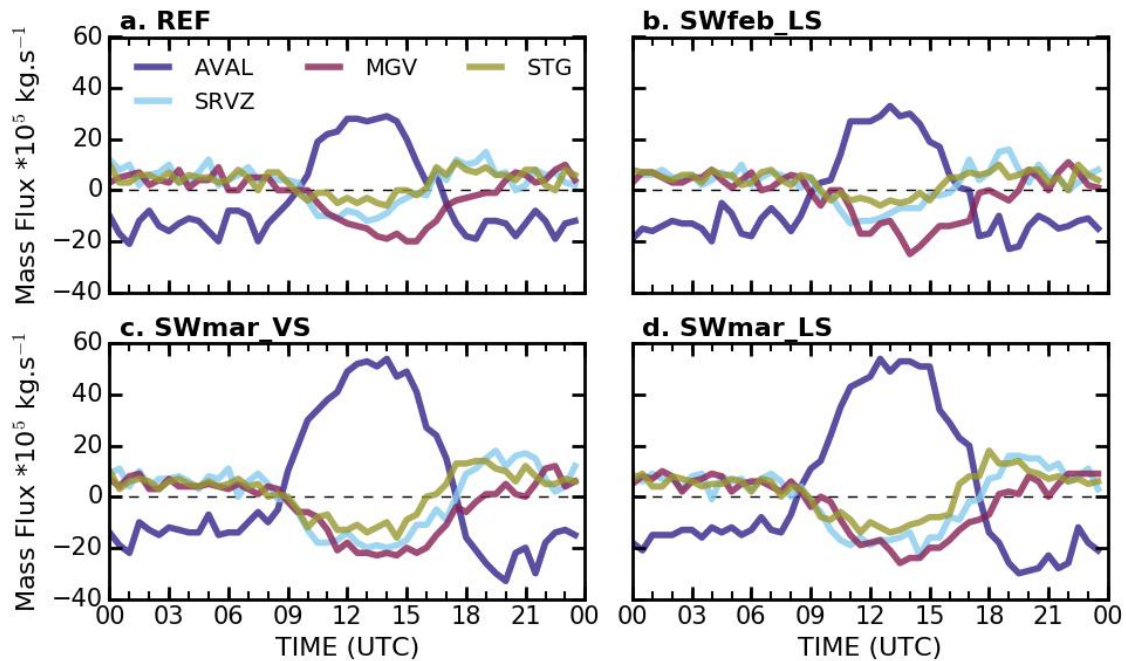


Figure E.4 – Bilan de masse similaire à la Figure 6.10 pour le second jeu de simulations (cf Tableau 7.1). Les flux positifs (resp. négatifs) représentent des flux entrant (resp. sortant) dans le bassin. Cité dans la partie 7.3.5.

Bibliographie

- Air-Rhône-Alpes (2015). Bilan de la qualité de l'air 2015-diagnostic annuel. Technical report, Air Rhône-Alpes. "<https://www.atmo-auvergnerhonealpes.fr/publications/diagnostic-annuel-bilan-de-la-qualite-de-lair-2015-region-rhone-alpes>". 2, 37
- Aitken, M. L., Rhodes, M. E., and Lundquist, J. K. (2012). Performance of a wind-profiling lidar in the region of wind turbine rotor disks. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 29(3) :347–355. 66, 69, 70, 72
- Alexandrova, O. A., Boyer, D. L., Anderson, J. R., and Fernando, H. J. (2003). The influence of thermally driven circulation on pm10 concentration in the salt lake valley. *Atmospheric Environment*, 37(3) :421–437. 30
- Allwine, K. J. and Whiteman, C. D. (1994). Single-station integral measures of atmospheric stagnation, recirculation and ventilation. *Atmospheric Environment*, 28(4) :713–721. 152
- Arduini, G. (2017). *Wintertime Stable Boundary-Layer Processes in Alpine Valleys*. Theses, Université Grenoble Alpes. 15, 42, 178
- Arduini, G., Chemel, C., and Staquet, C. (2017). Energetics of deep alpine valleys in pooling and draining configurations. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 74(7) :2105–2124. 20, 21, 27, 42
- Arduini, G., Staquet, C., and Chemel, C. (2016). Interactions between the nighttime valley-wind system and a developing cold-air pool. *Boundary-layer meteorology*, 161(1) :49–72. 23, 25
- Arnold, D., Morton, D., Schicker, I., Seibert, P., Rotach, M., Horvath, K., Dudhia, J., Satomura, T., Müller, M., Zängl, G., et al. (2012). *High resolution modelling in complex terrain : report on the HiRCoT 2012 Workshop, Vienna, 21-23 February 2012*. Institut für Meteorologie, Department Wasser-Atmosphäre-Umwelt, Univ. f. Bodenkultur. 16
- Asimakopoulou, D., Flocas, H., Maggos, T., Vasilakos, C., et al. (2012). The role of meteorology on different sized aerosol fractions (pm10, pm2. 5, pm2. 5–10). *Science of the Total Environment*, 419 :124–135. 14
- Atlaskin, E. and Vihma, T. (2012). Evaluation of nwp results for wintertime nocturnal boundary-layer temperatures over europe and finland. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 138(667) :1440–1451. 16
- Aymoz, G., Jaffrezo, J., Chapuis, D., Cozic, J., and Maenhaut, W. (2007). Seasonal variation of pm 10 main constituents in two valleys of the french alps. i : Ec/oc fractions. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 7(3) :661–675. 13
- Bader, D. C. and Whiteman, C. D. (1989). Numerical simulation of cross-valley plume dispersion during the morning transition period. *Journal of Applied Meteorology*, 28(7) :652–664. 21, 28, 32

- Banta, R. and Gannon, P. (1995). Influence of soil moisture on simulations of katabatic flow. *Theoretical and applied climatology*, 52(1-2) :85–94. [31](#)
- Banta, R. M., Darby, L. S., Fast, J. D., Pinto, J. O., Whiteman, C. D., Shaw, W. J., and Orr, B. W. (2004). Nocturnal low-level jet in a mountain basin complex. part i : Evolution and effects on local flows. *Journal of applied meteorology*, 43(10) :1348–1365. [22](#), [27](#), [121](#), [126](#), [145](#)
- Banta, R. M., Shepson, P. B., Bottenheim, J. W., Anlauf, K. G., Wiebe, H., Gallant, A., Biesen-thal, T., Olivier, L. D., Zhu, C.-J., McKendry, I. G., et al. (1997). Nocturnal cleansing flows in a tributary valley. *Atmospheric Environment*, 31(14) :2147–2162. [64](#)
- Banta, R. M., Shun, C., Law, D. C., Brown, W., Reinking, R. F., Hardesty, R. M., Senff, C. J., Brewer, W. A., Post, M., and Darby, L. S. (2013). Observational techniques : Sampling the mountain atmosphere. In *Mountain Weather Research and Forecasting*, pages 409–530. Springer. [46](#), [61](#), [65](#), [145](#)
- Barnett, T. P., Adam, J. C., and Lettenmaier, D. P. (2005). Potential impacts of a warming climate on water availability in snow-dominated regions. *Nature*, 438(7066) :303. [15](#)
- Barry, R. G. (1992). *Mountain weather and climate*. Psychology Press. [1](#)
- Beard, J. D., Beck, C., Graham, R., Packham, S. C., Traphagan, M., Giles, R. T., and Morgan, J. G. (2012). Winter temperature inversions and emergency department visits for asthma in salt lake county, utah, 2003–2008. *Environmental health perspectives*, 120(10) :1385. [13](#)
- Beare, R. J. and Macvean, M. K. (2004). Resolution sensitivity and scaling of large-eddy simulations of the stable boundary layer. *Boundary-layer meteorology*, 112(2) :257–281. [57](#)
- Beffrey, G., Jaubert, G., and Dabas, A. (2004). Foehn flow and stable air mass in the rhine valley : the beginning of a map event. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 130(597) :541–560. [61](#)
- Beniston, M. (2003). Climatic change in mountain regions : a review of possible impacts. In *Climate variability and change in high elevation regions : Past, present & future*, pages 5–31. Springer. [1](#)
- Billings, B. J., Grubišić, V., and Borys, R. D. (2006). Maintenance of a mountain valley cold pool : A numerical study. *Monthly weather review*, 134(8) :2266–2278. [16](#), [31](#), [166](#)
- Blein, S. (2016). *Experiment and modelling of stable stmospheric soundary layer on complex terrain : the turbulent katabatic wind process*. Theses, Université Grenoble Alpes. [9](#), [61](#)
- Bodine, D., Klein, P. M., Arms, S. C., and Shapiro, A. (2009). Variability of surface air temperature over gently sloped terrain. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 48(6) :1117–1141. [23](#)
- Boilley, A. (2011). *Modélisation de cisaillements de vent et assimilation de données dans la couche limite atmosphérique*. PhD thesis, Université de Toulouse, Université Toulouse III-Paul Sabatier. [64](#)

- Boone, A., Calvet, J.-C., and Noilhan, J. (1999). Inclusion of a third soil layer in a land surface scheme using the force–restore method. *Journal of Applied Meteorology*, 38(11) :1611–1630. [60](#), [133](#)
- Boone, A. and Etchevers, P. (2001). An intercomparison of three snow schemes of varying complexity coupled to the same land surface model : Local-scale evaluation at an alpine site. *Journal of Hydrometeorology*, 2(4) :374–394. [131](#)
- Bougeault, P., Binder, P., Buzzi, A., Dirks, R., Kuettner, J., Houze, R., Smith, R. B., Steinacker, R., and Volkert, H. (2001). The map special observing period. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 82(3) :433–462. [17](#)
- Brun, C., Blein, S., and Chollet, J.-P. (2017). Large-eddy simulation of a katabatic jet along a convexly curved slope. part i : Statistical results. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 74(12) :4047–4073. [61](#)
- Bukreev, V. I., Zykov, V. V., and Chebotnikov, A. V. (2013). Experimental verification of formulae for natural seiche frequencies in a two-layer fluid with the free surface. *Aquatic Science and Technology*, 1(2) :1–14. [151](#)
- Cariou, J.-P., Sauvage, L., Thobois, L., Gorju, G., Machta, M., Lea, G., and Duboué, M. (2011). Long range scanning pulsed coherent lidar for real time wind monitoring in the planetary boundary layer. In *Proceedings of 16th Conference on Coherent Laser Radar*. [66](#)
- Cassou, C., Terray, L., Hurrell, J. W., and Deser, C. (2004). North atlantic winter climate regimes : Spatial asymmetry, stationarity with time, and oceanic forcing. *Journal of Climate*, 17(5) :1055–1068. [8](#)
- Chan, P. W. and Shao, A. M. (2007). Depiction of complex airflow near hong kong international airport using a doppler lidar with a two-dimensional wind retrieval technique. *Meteorologische Zeitschrift*, 16(5) :491–504. [64](#)
- Chardon, M. (1990). *Montagnes et milieux montagnards : géographie physique des montagnes ; généralités, la montagne alpine, les montagnes de la zone chaude et humide*. Université Joseph Fourier. [1](#)
- Chazette, P., Couvert, P., Randriamiarisoa, H., Sanak, J., Bonsang, B., Moral, P., Berthier, S., Salanave, S., and Toussaint, F. (2005). Three-dimensional survey of pollution during winter in french alps valleys. *Atmospheric environment*, 39(6) :1035–1047. [31](#), [163](#)
- Chemel, C. (2005). *Transport et mélange en terrain complexe, application à la dynamique atmosphérique dans les vallées encaissées*. PhD thesis, Université Joseph-Fourier-Grenoble I. [29](#)
- Chemel, C., Arduini, G., Staquet, C., Largeron, Y., Legain, D., Tzanos, D., and Paci, A. (2016). Valley heat deficit as a bulk measure of wintertime particulate air pollution in the arve river valley. *Atmospheric Environment*, 128 :208–215. [41](#), [42](#)

- Chen, Y., An, J., Wang, X., Sun, Y., Wang, Z., and Duan, J. (2017). Observation of wind shear during evening transition and an estimation of submicron aerosol concentrations in beijing using a doppler wind lidar. *Journal of Meteorological Research*, 31(2) :350–362. [72](#), [76](#)
- Chevrier, F., JEVEK, I., Brulfert, G., MOCnik, G., Marchand, N., Jaffrezo, J.-L., and Besombes, J.-L. (2016). Decombio-contribution de la combustion de la biomasse aux pm10 en vallée de l’arve : mise en place et qualification d’un dispositif de suivi. *2268-3798*. [40](#)
- Chouza, F., Reitebuch, O., Groß, S., Rahm, S., Freudenthaler, V., Toledano, C., and Weinzierl, B. (2015). Retrieval of aerosol backscatter and extinction from airborne coherent doppler wind lidar measurements. *Atmospheric Measurement Techniques*, (7) :2909–2926. [67](#), [68](#)
- Chow, F. K., Weigel, A. P., Street, R. L., Rotach, M. W., and Xue, M. (2006). High-resolution large-eddy simulations of flow in a steep alpine valley. part i : Methodology, verification, and sensitivity experiments. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 45(1) :63–86. [31](#), [133](#)
- Clements, C. B., Whiteman, C. D., and Horel, J. D. (2003). Cold-air-pool structure and evolution in a mountain basin : Peter sinks, utah. *Journal of Applied Meteorology*, 42(6) :752–768. [15](#), [25](#)
- Clements, W. E., Archuleta, J. A., and Gudiksen, P. H. (1989). Experimental design of the 1984 ascot field study. *Journal of applied Meteorology*, 28(6) :405–413. [17](#)
- Colette, A., Chow, F. K., and Street, R. L. (2003). A numerical study of inversion-layer breakup and the effects of topographic shading in idealized valleys. *Journal of Applied Meteorology*, 42(9) :1255–1272. [26](#), [27](#), [132](#), [158](#), [166](#)
- Colle, B. A., Smith, R. B., and Wesley, D. A. (2013). Theory, observations, and predictions of orographic precipitation. In *Mountain Weather Research and Forecasting*, pages 291–344. Springer. [15](#)
- Crosman, E. T. and Horel, J. D. (2010). Sea and lake breezes : A review of numerical studies. *Boundary-layer meteorology*, 137(1) :1–29. [30](#)
- Csanady, G. (1972). Response of large stratified lakes to wind. *Journal of Physical Oceanography*, 2(1) :3–13. [151](#)
- Cuxart, J. (2015). When can a high-resolution simulation over complex terrain be called les ? *Frontiers in Earth Science*, 3 :87. [57](#), [58](#), [130](#)
- Cuxart, J., Bougeault, P., and Redelsperger, J.-L. (2000). A turbulence scheme allowing for mesoscale and large-eddy simulations. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 126(562) :1–30. [60](#)
- Cuxart, J. and Jiménez, M. (2012). Deep radiation fog in a wide closed valley : Study by numerical modeling and remote sensing. *Pure and applied geophysics*, 169(5-6) :911–926. [61](#)

- Darby, L. S., Allwine, K. J., and Banta, R. M. (2006). Nocturnal low-level jet in a mountain basin complex. part ii : Transport and diffusion of tracer under stable conditions. *Journal of applied meteorology and climatology*, 45(5) :740–753. [126](#)
- De Wekker, S. F. and Kossmann, M. (2015). Convective boundary layer heights over mountainous terrain—a review of concepts. *Frontiers in Earth Science*, 3 :77. [1](#), [12](#), [21](#), [24](#), [25](#)
- Deardorff, J. W. (1974). Three-dimensional numerical study of turbulence in an entraining mixed layer. *Boundary-Layer Meteorology*, 7(2) :199–226. [60](#), [132](#)
- Defant, F. (1949). A theory of slope winds, along with remarks on the theory of mountain winds and valley winds. *Alpine meteorology edited by : Whiteman, CD, and Dreiseitl, E., F. PNL-5141/ASCOT-84-3, Pacific Northwest Laboratory, Richland, Washington*, 121. [19](#)
- Delmas, R., Mégie, G., and Peuch, V.-H. (2005). *Physique et chimie de l’atmosphère*. Belin. [11](#), [55](#)
- Dockery, D. W., Pope, C. A., Xu, X., Spengler, J. D., Ware, J. H., Fay, M. E., Ferris Jr, B. G., and Speizer, F. E. (1993). An association between air pollution and mortality in six us cities. *New England journal of medicine*, 329(24) :1753–1759. [13](#)
- Doran, J. (1991). The effects of ambient winds on valley drainage flows. *Boundary-Layer Meteorology*, 55(1-2) :177–189. [22](#)
- Doran, J., Fast, J. D., and Horel, J. (2002). The vtmx 2000 campaign. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 83(4) :537–551. [17](#)
- Dorninger, M., Whiteman, C. D., Bica, B., Eisenbach, S., Pospichal, B., and Steinacker, R. (2011). Meteorological events affecting cold-air pools in a small basin. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 50(11) :2223–2234. [24](#)
- Driedonks, A., Van Dop, H., and Kohsiek, W. (1978). Meteorological observations on the 213 m mast at cabauw, in the netherlands. In *4th Symposium on Meteorological Observations and Instrumentation*, pages 41–46. [46](#)
- Duine, G.-J. (2015). *Characterization of down-valley winds in stable stratification from the KASCADE field campaign and WRF mesoscale simulations*. PhD thesis, Universite Toulouse III Paul Sabatier. [8](#)
- Duine, G.-J., Hedde, T., Roubin, P., Durand, P., Lothon, M., Lohou, F., Augustin, P., and Fourmentin, M. (2017). Characterization of valley flows within two confluent valleys under stable conditions : observations from the cascade field experiment. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 143(705) :1886–1902. [17](#), [32](#)
- Ekhart, E. (1948). De la structure thermique de l’atmosphère dans la montagne [on the thermal structure of the mountain atmosphere]. *La Meteorologie*, 4 :3–6. English translation :

- Whiteman, C.D., and E. Dreiseitl : 1984. Alpine Meteorology : Translations of Classic Contributions by A. Wagner, E. Ekhardt and F. Defant. PNL-5141/ASCOT-84-3. Pacific Northwest Laboratory, Richland, Washington, 121 pp]. [15](#)
- Elias, T., Haeffelin, M., Drobinski, P., Gomes, L., Rangognio, J., Bergot, T., Chazette, P., Raut, J.-C., and Colomb, M. (2009). Particulate contribution to extinction of visible radiation : pollution, haze, and fog. *Atmospheric Research*, 92(4) :443–454. [69](#), [73](#)
- Emeis, S., Münkkel, C., Vogt, S., Müller, W. J., and Schäfer, K. (2004). Atmospheric boundary-layer structure from simultaneous sodar, rass, and ceilometer measurements. *Atmospheric Environment*, 38(2) :273–286. [70](#)
- Emeis, S., Schäfer, K., and Münkkel, C. (2009). Observation of the structure of the urban boundary layer with different ceilometers and validation by rass data. *Meteorologische Zeitschrift*, 18(2) :149–154. [70](#)
- Etling, D. (1990). On plume meandering under stable stratification. *Atmospheric Environment. Part A. General Topics*, 24(8) :1979–1985. [75](#)
- Faroux, S., Kaptué Tchuenté, A. T., Roujean, J.-L., Masson, V., Martin, E., and Le Moigne, P. (2013). Ecoclimap-ii/europe : a twofold database of ecosystems and surface parameters at 1 km resolution based on satellite information for use in land surface, meteorological and climate models. *Geoscientific Model Development*, 6(2) :563–582. [131](#)
- Farr, T. G., Rosen, P. A., Caro, E., Crippen, R., Duren, R., Hensley, S., Kobrick, M., Paller, M., Rodriguez, E., Roth, L., et al. (2007). The shuttle radar topography mission. *Reviews of geophysics*, 45(2). [131](#)
- Fernando, H. (2010). Fluid dynamics of urban atmospheres in complex terrain. *Annual review of fluid mechanics*, 42 :365–389. [18](#), [80](#)
- Fernando, H. J., Verhoef, B., Di Sabatino, S., Leo, L. S., and Park, S. (2013). The phoenix evening transition flow experiment (transflex). *Boundary-layer meteorology*, 147(3) :443–468. [17](#)
- Finardi, S., Carboni, G., and Tinarelli, G. (2002). Analysis of three air pollution episodes driven by a temperature inversion in a sub-alpine italian region. In *Proceedings of the workshop*, volume 3, pages 99–109. [14](#)
- Flamant, C., Drobinski, P., Furger, M., Chimani, B., Tschannett, S., Steinacker, R., Protat, A., Richner, H., Gubser, S., and Häberli, C. (2006). Föhn/cold-pool interactions in the rhine valley during map iop 15. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society : A journal of the atmospheric sciences, applied meteorology and physical oceanography*, 132(621C) :3035–3058. [24](#)
- Fort, M. (2015). Impact du changement climatique sur les dynamiques des milieux montagnards. une introduction. *Journal of Alpine Research| Revue de géographie alpine*, (103-2). [1](#)

- Fouquart, Y. and Bonnel, B. (1980). Computations of solar heating of the earth's atmosphere—a new parameterization. *Beitraege zur Physik der Atmosphaere*, 53 :35–62. [60](#)
- Fujii, T. and Fukuchi, T. (2005). *Laser remote sensing*. CRC press. [64](#), [65](#), [67](#)
- Gal-Chen, T. and Somerville, R. C. (1975). Numerical solution of the navier-stokes equations with topography. *Journal of Computational Physics*, 17(3) :276–310. [58](#)
- Giovannini, L., Laiti, L., Serafin, S., and Zardi, D. (2017). The thermally driven diurnal wind system of the adige valley in the italian alps. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*. [27](#), [30](#)
- Gohm, A., Harnisch, F., and Fix, A. (2006). Boundary layer structure in the inn valley during high air pollution (innap). In *AMS, Extended abstract of the 12th Conf. on Mountain Meteorology, Santa Fe, New Mexico* [<http://ams.confex.com/ams/pdfpapers/114458.pdf>]. [28](#)
- Gohm, A., Harnisch, F., Vergeiner, J., Obleitner, F., Schnitzhofer, R., Hansel, A., Fix, A., Neininger, B., Emeis, S., and Schäfer, K. (2009). Air pollution transport in an alpine valley : Results from airborne and ground-based observations. *Boundary-layer meteorology*, 131(3) :441–463. [15](#), [24](#), [26](#), [28](#), [118](#), [136](#)
- Gohm, A., Zängl, G., and Mayr, G. J. (2004). South foehn in the wipp valley on 24 october 1999 (map iop 10) : Verification of high-resolution numerical simulations with observations. *Monthly weather review*, 132(1) :78–102. [24](#)
- Grivas, G., Chaloulakou, A., Samara, C., and Spyrellis, N. (2004). Spatial and temporal variation of pm 10 mass concentrations within the greater area of athens, greece. *Water, Air, and Soil Pollution*, 158(1) :357–371. [14](#)
- Gudiksen, P. H. and Shearer, D. L. (1989). The dispersion of atmospheric tracers in nocturnal drainage flows. *Journal of applied Meteorology*, 28(7) :602–608. [21](#), [28](#), [32](#)
- Hang, C., Nadeau, D., Gultepe, I., Hoch, S., Román-Cascón, C., Pryor, K., Fernando, H., Creegan, E., Leo, L., Silver, Z., et al. (2016). A case study of the mechanisms modulating the evolution of valley fog. *Pure and Applied Geophysics*, 173(9) :3011–3030. [15](#), [32](#), [150](#)
- Harnisch, F., Gohm, A., Fix, A., Schnitzhofer, R., Hansel, A., and Neininger, B. (2009). Spatial distribution of aerosols in the inn valley atmosphere during wintertime. *Meteorology and atmospheric physics*, 103(1-4) :223–235. [14](#), [24](#), [25](#), [137](#)
- Heimann, D., Clemente, M., Olney, X., Defrance, J., Suppan, P., Castelli, T., Lercher, P., Uhrner, U., Öttl, D., Rexeis, M., et al. (2007). Alpnapp air pollution, traffic noise and related health effects in the alpine space. [2](#)
- Henne, S., Furger, M., Nyeki, S., Steinbacher, M., Neininger, B., De Wekker, S., Dommen, J., Spichtinger, N., Stohl, A., and Prévôt, A. (2004). Quantification of topographic venting of

- boundary layer air to the free troposphere. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 4(2) :497–509. [2](#), [19](#), [136](#), [139](#)
- Hinds, W. C. (2012). *Aerosol technology : properties, behavior, and measurement of airborne particles*. John Wiley & Sons. [64](#), [69](#)
- Hoch, S. W. and Whiteman, C. D. (2010). Topographic effects on the surface radiation balance in and around arizona’s meteor crater. *Journal of applied Meteorology and Climatology*, 49(6) :1114–1128. [10](#)
- Hodges, B. R., Imberger, J., Saggio, A., and Winters, K. B. (2000). Modeling basin-scale internal waves in a stratified lake. *Limnology and oceanography*, 45(7) :1603–1620. [151](#)
- IARC (2011). *IARC : Outdoor air pollution a leading environmental cause of cancer deaths*. International Agency for Research on Cancer. [13](#)
- Iungo, G. V., Wu, Y.-T., and Porté-Agel, F. (2013). Field measurements of wind turbine wakes with lidars. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 30(2) :274–287. [64](#)
- Jaffrezo, J., Chapuis, D., Jacob, V., Masclet, P., Besombes, J., Leoz, E., Fréjafon, E., Chazette, P., Perros, P., Chollet, J., Wortham, H., and Greenwald, R. (2005). Pova (pollution des vallées alpines) rapport final. Technical report, Laboratoire de Glaciologie et Géophysique de l’Environnement. [17](#)
- Kapos, V., Rhind, J., Edwards, M., Price, M., Ravilious, C., and Butt, N. (2000). Developing a map of the world’s mountain forests., forests in sustainable mountain development : a state of knowledge report for 2000. pages 4–19. [1](#)
- Kassomenos, P., Vardoulakis, S., Chaloulakou, A., Paschalidou, A., Grivas, G., Borge, R., and Lumbreras, J. (2014). Study of pm10 and pm2. 5 levels in three european cities : Analysis of intra and inter urban variations. *Atmospheric Environment*, 87 :153–163. [14](#)
- Kossmann, M. and Sturman, A. (2003). Pressure-driven channeling effects in bent valleys. *Journal of Applied Meteorology*, 42(1) :151–158. [22](#)
- Kukkonen, J., Pohjola, M., Sokhi, R. S., Luhana, L., Kitwiroon, N., Fragkou, L., Rantamäki, M., Berge, E., Ødegaard, V., Slørdal, L. H., et al. (2005). Analysis and evaluation of selected local-scale pm 10 air pollution episodes in four european cities : Helsinki, london, milan and oslo. *Atmospheric Environment*, 39(15) :2759–2773. [12](#), [14](#), [78](#)
- Lac, C., Chaboureaud, J.-P., Masson, V., Pinty, J.-P., Tulet, P., Escobar, J., Leriche, M., Barthe, C., Aouizerats, B., Augros, C., et al. (2018). Overview of the meso-nh model version 5.4 and its applications. *Geoscientific Model Development*, 11(5) :1929–1969. [2](#), [58](#), [59](#)
- Lafore, J. P., Stein, J., Asencio, N., Bougeault, P., Ducrocq, V., Duron, J., Fischer, C., Hérel, P., Mascart, P., Masson, V., et al. (1997). The meso-nh atmospheric simulation system. part i : Adiabatic formulation and control simulations. In *Annales Geophysicae*, volume 16, pages 90–109. Springer. [59](#)

- Laplaige, C. (2012). *Comparaison de signaux (géophysique, LiDAR) utilisés dans l'étude des dynamiques anthropiques et naturelles*. PhD thesis, Université de Franche-Comté. [64](#)
- Lareau, N. P., Crosman, E., Whiteman, C. D., Horel, J. D., Hoch, S. W., Brown, W. O., and Horst, T. W. (2013). The persistent cold-air pool study. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 94(1) :51–63. [17](#), [163](#)
- Lareau, N. P. and Horel, J. D. (2015). Dynamically induced displacements of a persistent cold-air pool. *Boundary-Layer Meteorology*, 154(2) :291–316. [24](#), [150](#), [151](#)
- Largerion, Y. (2010). *Dynamics of the stable Atmospheric Boundary Layer over complex terrain. Application to PM10 pollution episodes in alpine valleys*. Theses, Université de Grenoble. [29](#), [61](#), [152](#)
- Largerion, Y., Paci, A., Rodier, Q., Vionnet, V., and Legain, D. (2018). Persistent temperature inversions in the chamonix-mont-blanc valley during iop1 of the passy-2015 field experiment. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*. [42](#), [43](#), [58](#), [61](#), [130](#)
- Largerion, Y. and Staquet, C. (2016). Persistent inversion dynamics and wintertime pm 10 air pollution in alpine valleys. *Atmospheric Environment*, 135 :92–108. [12](#), [14](#), [54](#), [78](#)
- Largerion, Y., Staquet, C., and Chemel, C. (2013). Characterization of oscillatory motions in the stable atmosphere of a deep valley. *Boundary-layer meteorology*, 148(3) :439–454. [25](#), [150](#), [151](#)
- Lascaux, F., Richard, E., and Pinty, J.-P. (2006). Numerical simulations of three different map iops and the associated microphysical processes. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 132(619) :1907–1926. [61](#)
- Legain, D., Bousquet, O., Douffet, T., Tzanos, D., Moulin, E., Barrié, J., and Renard, J.-B. (2013). High-frequency boundary layer profiling with reusable radiosondes. *Atmospheric Measurement Techniques*, 6 :2195–2205. [51](#)
- Lehner, M. and Gohm, A. (2010). Idealised simulations of daytime pollution transport in a steep valley and its sensitivity to thermal stratification and surface albedo. *Boundary-layer meteorology*, 134(2) :327–351. [24](#), [29](#), [31](#), [129](#), [132](#), [161](#), [163](#)
- Leo, L., Fernando, H., and Di Sabatino, S. (2015). Near-surface flow in complex terrain with coastal and urban influence. *Environmental Fluid Mechanics*, 15(2) :349–372. [30](#)
- Leukauf, D., Gohm, A., Rotach, M. W., and Wagner, J. S. (2015). The impact of the temperature inversion breakup on the exchange of heat and mass in an idealized valley : Sensitivity to the radiative forcing. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 54(11) :2199–2216. [16](#), [19](#), [23](#), [136](#), [158](#)
- Liu, P., Zhao, C., Göbel, T., Hallbauer, E., Nowak, A., Ran, L., Xu, W., Deng, Z., Ma, N., Mildenerger, K., et al. (2011). Hygroscopic properties of aerosol particles at high relative

- humidity and their diurnal variations in the north china plain. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 11(7) :3479–3494. [69](#)
- López, M. L., Ceppi, S., Palancar, G. G., Olcese, L. E., Tirao, G., and Toselli, B. M. (2011). Elemental concentration and source identification of pm₁₀ and pm_{2.5} by sr-xrf in córdoba city, argentina. *Atmospheric environment*, 45(31) :5450–5457. [13](#)
- López-Moreno, J. I., Gascoin, S., Herrero, J., Sproles, E., Pons, M., Alonso-González, E., Hanich, L., Boudhar, A., Musselman, K., Molotch, N. P., et al. (2017). Different sensitivities of snowpacks to warming in mediterranean climate mountain areas. *Environmental Research Letters*, 12(7) :074006. [15](#)
- Mahrt, L., Richardson, S., Seaman, N., and Stauffer, D. (2010). Non-stationary drainage flows and motions in the cold pool. *Tellus A : Dynamic Meteorology and Oceanography*, 62(5) :698–705. [23](#), [25](#)
- Maksimovich, E., Augustin, P., Delbarre, H., Sokolov, A., Fourmentin, M., Guinot, B., and Royer, P. (2015). Monitoring of aerosols with the near-ir lidar. In *Trattoria 2015, Transfert Radiatif dans les ATmosphères Terrestres pour les ObserVations spatIAles*. [67](#)
- Malardel, S. (2005). *Fondamentaux de météorologie*. [6](#), [59](#)
- Malek, E., Davis, T., Martin, R. S., and Silva, P. J. (2006). Meteorological and environmental aspects of one of the worst national air pollution episodes (january, 2004) in logan, cache valley, utah, usa. *Atmospheric research*, 79(2) :108–122. [14](#)
- Masson, V. (2000). A physically-based scheme for the urban energy budget in atmospheric models. *Boundary-layer meteorology*, 94(3) :357–397. [60](#)
- Masson, V., Le Moigne, P., Martin, E., Faroux, S., Alias, A., Alkama, R., Belamari, S., Barbu, A., Boone, A., Bouyssel, F., et al. (2013). The surfexv7. 2 land and ocean surface platform for coupled or offline simulation of earth surface variables and fluxes. *Geoscientific Model Development*, 6 :929–960. [60](#)
- Matzinger, N., Andretta, M., Van Gorsel, E., Vogt, R., Ohmura, A., and Rotach, M. (2003). Surface radiation budget in an alpine valley. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 129(588) :877–895. [27](#), [158](#), [161](#)
- McNider, R. T. (1982). A note on velocity fluctuations in drainage flows. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 39(7) :1658–1660. [19](#), [151](#)
- McNider, R. T. and Pielke, R. A. (1984). Numerical simulation of slope and mountain flows. *Journal of climate and applied meteorology*, 23(10) :1441–1453. [23](#)
- Meybeck, M., Green, P., and Vörösmarty, C. (2001). A new typology for mountains and other relief classes : an application to global continental water resources and population distribution. *Mountain Research and Development*, 21(1) :34–45. [1](#)

- Miller, F. J., Gardner, D. E., Graham, J. A., Lee Jr, R. E., Wilson, W. E., and Bachmann, J. D. (1979). Size considerations for establishing a standard for inhalable particles. *Journal of the Air Pollution Control Association*, 29(6) :610–615. [13](#)
- Mlawer, E. J., Taubman, S. J., Brown, P. D., Iacono, M. J., and Clough, S. A. (1997). Radiative transfer for inhomogeneous atmospheres : Rrtm, a validated correlated-k model for the longwave. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 102(D14) :16663–16682. [60](#)
- Monaghan, J. (2007). Gravity current interaction with interfaces. *Annu. Rev. Fluid Mech.*, 39 :245–261. [25](#)
- Monti, P., Fernando, H., Princevac, M., Chan, W., Kowalewski, T., and Pardyjak, E. (2002). Observations of flow and turbulence in the nocturnal boundary layer over a slope. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 59(17) :2513–2534. [19](#), [136](#), [138](#)
- Münkel, C., Eresmaa, N., Räsänen, J., and Karppinen, A. (2007). Retrieval of mixing height and dust concentration with lidar ceilometer. *Boundary-layer meteorology*, 124(1) :117–128. [70](#)
- Nadeau, D. F., Pardyjak, E. R., Higgins, C. W., Huwald, H., and Parlange, M. B. (2013). Flow during the evening transition over steep alpine slopes. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 139(672) :607–624. [19](#)
- Neemann, E., Crosman, E., Horel, J., and Avey, L. (2015). Simulations of a cold-air pool associated with elevated wintertime ozone in the Uintah basin, Utah. *Atmospheric Chemistry & Physics*, 15(1). [31](#), [32](#)
- Noilhan, J. and Planton, S. (1989). A simple parameterization of land surface processes for meteorological models. *Monthly weather review*, 117(3) :536–549. [60](#)
- Noppel, H. and Fiedler, F. (2002). Mesoscale heat transport over complex terrain by slope winds—a conceptual model and numerical simulations. *Boundary-layer meteorology*, 104(1) :73–97. [2](#)
- Oke, T. R. (1976). The distinction between canopy and boundary-layer urban heat islands. *Atmosphere*, 14(4) :268–277. [29](#)
- Oke, T. R. (2002). *Boundary layer climates*. Routledge. [9](#)
- Ookouchi, Y., Segal, M., Kessler, R., and Pielke, R. (1984). Evaluation of soil moisture effects on the generation and modification of mesoscale circulations. *Monthly weather review*, 112(11) :2281–2292. [31](#)
- O’Steen, L. B. (2000). Numerical simulation of nocturnal drainage flows in idealized valley–tributary systems. *Journal of Applied Meteorology*, 39(11) :1845–1860. [28](#), [150](#), [151](#)
- Paci, A., Staquet, C., Allard, J., Barral, H., Canut, G., Cohard, J.-M., Jaffrezo, J.-L., Martinet, P., Sabatier, T., Troude, F., Arduini, G., Burnet, F., Brun, C., Chemel, C., Dabas, A., Donier,

- J.-M., Garrouste, O., Guillot, R., Largeron, Y., Legain, D., Maurel, W., Tzanos, D., Barrau, S., Barret, M., Barrie, J., Belleudy, A., Bouhours, G., Bourrienne, T., Chevrier, F., Douffet, T., Etcheberry, J.-M., Gustave, L., Mazoyer, M., Mercier, S., Moulin, E., Pellan, Y., Piguet, B., Rodier, Q., and Zin, I. (2016). The passy-2015 field experiment : atmospheric dynamics and air quality. *Pollution Atmosphérique*, 231-232. [2](#), [17](#), [40](#), [47](#), [72](#)
- Papanastasiou, D. and Melas, D. (2009). Climatology and impact on air quality of sea breeze in an urban coastal environment. *International Journal of Climatology : A Journal of the Royal Meteorological Society*, 29(2) :305–315. [152](#)
- Pardyjak, E., Fernando, H., C.R. Hunt, J., Grachev, A., and Anderson, J. (2009). A case study of the development of nocturnal slope flows in a wide open valley and associated air quality implications. 18 :85–100. [26](#)
- Pernigotti, D., Rossa, A. M., Ferrario, M. E., Sansone, M., and Benassi, A. (2007). Influence of abl stability on the diurnal cycle of pm10 concentration : illustration of the potential of the new veneto network of mw-radiometers and sodar. *Meteorologische Zeitschrift*, 16(5) :505–511. [14](#), [15](#)
- Perrino, C., Catrambone, M., Dalla Torre, S., Rantica, E., Sargolini, T., and Canepari, S. (2014). Seasonal variations in the chemical composition of particulate matter : a case study in the po valley. part i : macro-components and mass closure. *Environmental Science and Pollution Research*, 21(6) :3999–4009. [15](#)
- Pinto, J., Parsons, D., Brown, W., Cohn, S., Chamberlain, N., and Morley, B. (2006). Coevolution of down-valley flow and the nocturnal boundary layer in complex terrain. *Journal of applied meteorology and climatology*, 45(10) :1429–1449. [21](#), [22](#)
- Pinty, J.-P. and Jabouille, P. (1998). 6b. a mixed-phased cloud parameterization for use in a mesoscale non-hydrostatic model : simulations of a squall line and of orographic precipitation. In *Conference on Cloud Physics : 14th Conference on Planned and Inadvertent Weather Modification*, pages 17–21. [131](#)
- Pope III, C. A. and Dockery, D. W. (2006). Health effects of fine particulate air pollution : lines that connect. *Journal of the air & waste management association*, 56(6) :709–742. [13](#)
- Porch, W. M., Fritz, R. B., Coulter, R. L., and Gudiksen, P. H. (1989). Tributary, valley and sidewall air flow interactions in a deep valley. *Journal of Applied Meteorology*, 28(7) :578–589. [21](#), [28](#)
- Price, J., Lane, S., Boutle, I., Smith, D., Bergot, T., Lac, C., Duconge, L., McGregor, J., Kerr-Munslow, A., Pickering, M., et al. (2018). Lanfex : a field and modeling study to improve our understanding and forecasting of radiation fog. *Bulletin of the American Meteorological Society*. [15](#)

- Price, J., Vosper, S., Brown, A., Ross, A., Clark, P., Davies, F., Horlacher, V., Claxton, B., McGregor, J., Hoare, J., et al. (2011). Colpex : field and numerical studies over a region of small hills. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 92(12) :1636–1650. [17](#)
- Rampanelli, G., Zardi, D., and Rotunno, R. (2004). Mechanisms of up-valley winds. *Journal of the atmospheric sciences*, 61(24) :3097–3111. [19](#), [20](#), [24](#), [26](#)
- Redelsperger, J. and Sommeria, G. (1981). A method of representation of subgrid scale turbulence for a three-dimensional model of cloud convection. *Boundary-Layer Meteorology*, 21 :509–530. [60](#)
- Reeves, H. D. and Stensrud, D. J. (2009). Synoptic-scale flow and valley cold pool evolution in the western united states. *Weather and Forecasting*, 24(6) :1625–1643. [2](#), [14](#), [18](#), [23](#), [84](#)
- Rendón, A. M., Salazar, J. F., Palacio, C. A., and Wirth, V. (2015). Temperature inversion breakup with impacts on air quality in urban valleys influenced by topographic shading. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 54(2) :302–321. [30](#)
- Rendón, A. M., Salazar, J. F., Palacio, C. A., Wirth, V., and Brötz, B. (2014). Effects of urbanization on the temperature inversion breakup in a mountain valley with implications for air quality. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 53(4) :840–858. [30](#)
- Retallack, C., Calhoun, R., Fernando, H., Rayner, K., Stuart, A., Sutton, J., and Hibberd, M. F. (2010). Flow and pollution transport during wagerup 2006 : a case study. *Meteorological Applications*, 17(3) :269–278. [25](#), [30](#), [32](#), [64](#)
- Rhodes, M. E. and Lundquist, J. K. (2013). The effect of wind-turbine wakes on summertime us midwest atmospheric wind profiles as observed with ground-based doppler lidar. *Boundary-Layer Meteorology*, 149(1) :85–103. [64](#)
- Ricard, D., Lac, C., Riette, S., Legrand, R., and Mary, A. (2013). Kinetic energy spectra characteristics of two convection-permitting limited-area models arome and meso-nh. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 139(674) :1327–1341. [59](#)
- Rotach, M. W., Andretta, M., Calanca, P., Weigel, A. P., and Weiss, A. (2008). Boundary layer characteristics and turbulent exchange mechanisms in highly complex terrain. *Acta Geophysica*, 56(1) :194–219. [179](#)
- Rotach, M. W., Calanca, P., Graziani, G., Gurtz, J., Steyn, D. G., Vogt, R., Andretta, M., Christen, A., Cieslik, S., Connolly, R., et al. (2004). Turbulence structure and exchange processes in an alpine valley : The riviera project. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 85(9) :1367–1386. [17](#)
- Rotach, M. W., Wohlfahrt, G., Hansel, A., Reif, M., Wagner, J., and Gohm, A. (2014). The world is not flat : Implications for the global carbon balance. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 95(7) :1021–1028. [1](#), [2](#)

- Rotach, M. W. and Zardi, D. (2007). On the boundary-layer structure over highly complex terrain : Key findings from map. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society : A journal of the atmospheric sciences, applied meteorology and physical oceanography*, 133(625) :937–948. [16](#), [179](#)
- Royer, P., Boquet, M., Cariou, J.-P., Sauvage, L., and Parmentier, R. (2016). Aerosol/cloud measurements using coherent wind doppler lidars. In *EPJ Web of Conferences*, volume 119, page 11002. EDP Sciences. [71](#)
- Rucker, M., Banta, R. M., and Steyn, D. G. (2008). Along-valley structure of daytime thermally driven flows in the wipp valley. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 47(3) :733–751. [27](#), [64](#)
- Sandu, I., Beljaars, A., Bechtold, P., Mauritsen, T., and Balsamo, G. (2013). Why is it so difficult to represent stably stratified conditions in numerical weather prediction (nwp) models? *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 5(2) :117–133. [16](#)
- Schäfer, K., Vergeiner, J., Emeis, S., Wittig, J., Hoffmann, M., Obleitner, F., and Suppan, P. (2008). Atmospheric influences and local variability of air pollution close to a motorway in an alpine valley during winter. *Meteorologische Zeitschrift*, 17(3) :297–309. [2](#), [13](#), [14](#), [26](#)
- Schmidli, J., Böing, S., and Fuhrer, O. (2018). Accuracy of simulated diurnal valley winds in the swiss alps : Influence of grid resolution, topography filtering, and land surface datasets. *Atmosphere*, 9(5) :196. [2](#), [16](#), [18](#)
- Schmidli, J. and Rotunno, R. (2010). Mechanisms of along-valley winds and heat exchange over mountainous terrain. *Journal of the atmospheric sciences*, 67(9) :3033–3047. [20](#), [21](#)
- Schnitzhofer, R., Beauchamp, J., Dunkl, J., Wisthaler, A., Weber, A., and Hansel, A. (2008). Long-term measurements of co, no, no₂, benzene, toluene and pm₁₀ at a motorway location in an austrian valley. *Atmospheric Environment*, 42(5) :1012–1024. [12](#), [13](#)
- Schnitzhofer, R., Norman, M., Wisthaler, A., Vergeiner, J., Harnisch, F., Gohm, A., Obleitner, F., Fix, A., Neininger, B., and Hansel, A. (2009). A multimethodological approach to study the spatial distribution of air pollution in an alpine valley during wintertime. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 9(10) :3385–3396. [14](#), [17](#)
- Schumann, U. (2012). *Atmospheric Physics : Background–Methods–Trends*. Springer Science & Business Media. [64](#), [65](#)
- Seaman, N. L. (2000). Meteorological modeling for air-quality assessments. *Atmospheric environment*, 34(12-14) :2231–2259. [15](#)
- Seibert, P., Beyrich, F., Gryning, S.-E., Joffre, S., Rasmussen, A., and Tercier, P. (2000). Review and intercomparison of operational methods for the determination of the mixing height. *Atmospheric environment*, 34(7) :1001–1027. [12](#)

- Seinfeld, J. H. and Pandis, S. N. (2012). *Atmospheric chemistry and physics : from air pollution to climate change*. John Wiley & Sons. [13](#), [14](#), [69](#)
- Seity, Y., Brousseau, P., Malardel, S., Hello, G., Bénard, P., Bouttier, F., Lac, C., and Masson, V. (2011). The arome-france convective-scale operational model. *Monthly Weather Review*, 139(3) :976–991. [42](#)
- Serafin, S., Adler, B., Cuxart, J., De Wekker, S. F., Gohm, A., Grisogono, B., Kalthoff, N., Kirshbaum, D. J., Rotach, M. W., Schmidli, J., et al. (2018). Exchange processes in the atmospheric boundary layer over mountainous terrain. *Atmosphere*, 9(3) :102. [2](#), [11](#), [18](#), [20](#), [21](#), [24](#)
- Serafin, S. and Zardi, D. (2010). Daytime heat transfer processes related to slope flows and turbulent convection in an idealized mountain valley. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 67(11) :3739–3756. [20](#), [24](#), [26](#)
- Serafin, S. and Zardi, D. (2011). Daytime development of the boundary layer over a plain and in a valley under fair weather conditions : a comparison by means of idealized numerical simulations. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 68(9) :2128–2141. [24](#)
- Silcox, G. D., Kelly, K. E., Crosman, E. T., Whiteman, C. D., and Allen, B. L. (2012). Winter-time pm_{2.5} concentrations during persistent, multi-day cold-air pools in a mountain valley. *Atmospheric environment*, 46 :17–24. [14](#), [31](#)
- Silva, P. J., Vawdrey, E. L., Corbett, M., and Erupe, M. (2007). Fine particle concentrations and composition during wintertime inversions in logan, utah, usa. *Atmospheric Environment*, 41(26) :5410–5422. [12](#)
- Simley, E., Angelou, N., Mikkelsen, T., Sjöholm, M., Mann, J., and Pao, L. Y. (2016). Characterization of wind velocities in the upstream induction zone of a wind turbine using scanning continuous-wave lidars. *Journal of Renewable and Sustainable Energy*, 8(1) :013301. [64](#)
- Steenefeld, G.-J. (2014). Current challenges in understanding and forecasting stable boundary layers over land and ice. *Frontiers in Environmental Science*, 2 :41. [16](#)
- Stein, J. (2004). Exploration of some convective regimes over the alpine orography. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society : A journal of the atmospheric sciences, applied meteorology and physical oceanography*, 130(597) :481–502. [61](#)
- Steinacker, R. (1984). Area-height distribution of a valley and its relation to the valley wind. *Contrib. Atmos. Phys.*, 57 :64–71. [20](#)
- Steinacker, R., Whiteman, C., Dorninger, M., Pospichal, B., Eisenbach, S., Holzer, A., Weihs, P., Mursch-Radlgruber, E., and Baumann, K. (2007). A sinkhole field experiment in the eastern alps. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 88(5) :701–716. [15](#), [25](#), [31](#)
- Stewart, I. D. (2011). *Redefining the urban heat island*. PhD thesis, University of British Columbia. [29](#)

- Stewart, J. Q., Whiteman, C. D., Steenburgh, W. J., and Bian, X. (2002). A climatological study of thermally driven wind systems of the us intermountain west. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 83(5) :699–708. [21](#)
- Steyn, D. G., De Wekker, S. F., Kossmann, M., and Martilli, A. (2013). Boundary layers and air quality in mountainous terrain. In *Mountain Weather Research and Forecasting*, pages 261–289. Springer. [12](#), [13](#), [28](#), [29](#), [32](#), [61](#), [145](#)
- Stull, R. B. (1988). *An introduction to boundary layer meteorology*. Kluwer Academic Publishers. [6](#), [9](#), [11](#)
- Sturman, A. P. (1987). Thermal influences on airflow in mountainous terrain. *Progress in Physical Geography*, 11(2) :183–206. [19](#), [21](#)
- Szidat, S., Prévôt, A. S., Sandradewi, J., Alfarra, M. R., Sinal, H.-A., Wacker, L., and Baltensperger, U. (2007). Dominant impact of residential wood burning on particulate matter in alpine valleys during winter. *Geophysical Research Letters*, 34(5). [13](#)
- Szintai, B., Kaufmann, P., and Rotach, M. (2010). Simulation of pollutant transport in complex terrain with a numerical weather prediction–particle dispersion model combination. *Boundary-layer meteorology*, 137(3) :373–396. [31](#)
- Tao, Z., Wang, Z., Yang, S., Shan, H., Ma, X., Zhang, H., Zhao, S., Liu, D., Xie, C., and Wang, Y. (2016). Profiling the pm 2.5 mass concentration vertical distribution in the boundary layer. *Atmospheric Measurement Techniques*, 9(3) :1369–1376. [69](#), [73](#)
- Triantafyllou, A. (2001). Pm10 pollution episodes as a function of synoptic climatology in a mountainous industrial area. *Environmental Pollution*, 112(3) :491–500. [14](#)
- VanReken, T. M., Dhammapala, R. S., Jobson, B. T., Bottenus, C. L., VanderSchelden, G. S., Kaspari, S. D., Gao, Z., Zhu, Q., Lamb, B. K., Liu, H., et al. (2017). Role of persistent low-level clouds in mitigating air quality impacts of wintertime cold pool conditions. *Atmospheric environment*, 154 :236–246. [2](#), [14](#), [15](#), [31](#), [80](#)
- Vardoulakis, S. and Kassomenos, P. (2008). Sources and factors affecting pm10 levels in two european cities : Implications for local air quality management. *Atmospheric Environment*, 42(17) :3949–3963. [14](#)
- Venegas, L. and Mazzeo, N. (1999). Atmospheric stagnation, recirculation and ventilation potential of several sites in argentina. *Atmospheric Research*, 52(1-2) :43–57. [152](#)
- Vergeiner, I. and Dreiseitl, E. (1987). Valley winds and slope winds—observations and elementary thoughts. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 36(1-4) :264–286. [24](#)
- Vionnet, V., Martin, E., Masson, V., Guyomarc’h, G., Bouvet, F. N., Prokop, A., Durand, Y., and Lac, C. (2014). Simulation of wind-induced snow transport and sublimation in alpine terrain using a fully coupled snowpack/atmosphere model. *The Cryosphere*, 8 :p–395. [61](#)

- Vionnet, V., Martin, E., Masson, V., Lac, C., Bouvet, F. N., and Guyomarc'h, G. (2017). High-resolution large eddy simulation of snow accumulation in alpine terrain. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 122(20) :11–005. [61](#)
- Wagner, J., Gohm, A., and Rotach, M. (2015a). The impact of valley geometry on daytime thermally driven flows and vertical transport processes. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 141(690) :1780–1794. [26](#), [132](#)
- Wagner, J., Gohm, A., and Rotach, M. (2015b). Influence of along-valley terrain heterogeneity on exchange processes over idealized valleys. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 15(12) :6589–6603. [26](#), [27](#)
- Wagner, J. S., Gohm, A., and Rotach, M. W. (2014). The impact of horizontal model grid resolution on the boundary layer structure over an idealized valley. *Monthly Weather Review*, 142(9) :3446–3465. [16](#)
- Weigel, A. P., Chow, F. K., Rotach, M. W., Street, R. L., and Xue, M. (2006). High-resolution large-eddy simulations of flow in a steep alpine valley. part ii : Flow structure and heat budgets. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 45(1) :87–107. [28](#)
- Weigel, A. P. and Rotach, M. W. (2004). Flow structure and turbulence characteristics of the daytime atmosphere in a steep and narrow alpine valley. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 130(602) :2605–2627. [21](#), [22](#), [25](#), [28](#), [148](#)
- Wenger, R. (1923). Zur theorie der berg-und talwinde. *Meteorol. Z*, 7 :193–204. [20](#)
- Whiteman, C. D. (1982). Breakup of temperature inversions in deep mountain valleys : Part i. observations. *Journal of Applied Meteorology*, 21(3) :270–289. [24](#)
- Whiteman, C. D. (1990). Observations of thermally developed wind systems in mountainous terrain. In *Atmospheric processes over complex terrain*, pages 5–42. Springer. [20](#)
- Whiteman, C. D. (2000). *Mountain meteorology : fundamentals and applications*. Oxford University Press. [6](#), [8](#), [16](#), [18](#), [19](#), [21](#), [25](#), [29](#), [31](#)
- Whiteman, C. D., Allwine, K. J., Fritschen, L. J., Orgill, M. M., and Simpson, J. R. (1989a). Deep valley radiation and surface energy budget microclimates. part i : Radiation. *Journal of Applied Meteorology*, 28(6) :414–426. [27](#)
- Whiteman, C. D., Allwine, K. J., Fritschen, L. J., Orgill, M. M., and Simpson, J. R. (1989b). Deep valley radiation and surface energy budget microclimates. part ii : Energy budget. *Journal of Applied Meteorology*, 28(6) :427–437. [27](#)
- Whiteman, C. D., Bian, X., and Zhong, S. (1999). Wintertime evolution of the temperature inversion in the colorado plateau basin. *Journal of Applied Meteorology*, 38(8) :1103–1117. [12](#), [25](#)

- Whiteman, C. D. and Doran, J. C. (1993). The relationship between overlying synoptic-scale flows and winds within a valley. *Journal of Applied Meteorology*, 32(11) :1669–1682. [21](#), [23](#), [80](#)
- Whiteman, C. D., Eisenbach, S., Pospichal, B., and Steinacker, R. (2004a). Comparison of vertical soundings and sidewall air temperature measurements in a small alpine basin. *Journal of Applied Meteorology*, 43(11) :1635–1647. [12](#), [54](#)
- Whiteman, C. D., Haiden, T., Pospichal, B., Eisenbach, S., and Steinacker, R. (2004b). Minimum temperatures, diurnal temperature ranges, and temperature inversions in limestone sinkholes of different sizes and shapes. *Journal of applied meteorology*, 43(8) :1224–1236. [31](#)
- Whiteman, C. D., Hoch, S. W., Horel, J. D., and Charland, A. (2014). Relationship between particulate air pollution and meteorological variables in utah’s salt lake valley. *Atmospheric Environment*, 94 :742–753. [2](#), [32](#)
- Whiteman, C. D., Muschinski, A., Zhong, S., Fritts, D., Hoch, S. W., Hahnenberger, M., Yao, W., Hohreiter, V., Behn, M., Cheon, Y., et al. (2008). Metcrax 2006 : Meteorological experiments in arizona’s meteor crater. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 89(11) :1665–1680. [17](#), [25](#), [151](#)
- Whiteman, C. D., Pospichal, B., Eisenbach, S., Weihs, P., Clements, C. B., Steinacker, R., Mursch-Radlgruber, E., and Dorninger, M. (2004c). Inversion breakup in small rocky mountain and alpine basins. *Journal of applied meteorology*, 43(8) :1069–1082. [30](#)
- Whiteman, C. D. and Zhong, S. (2008). Downslope flows on a low-angle slope and their interactions with valley inversions. part i : Observations. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 47(7) :2023–2038. [19](#)
- Whiteman, C. D., Zhong, S., Shaw, W. J., Hubbe, J. M., Bian, X., and Mittelstadt, J. (2001). Cold pools in the columbia basin. *Weather and Forecasting*, 16(4) :432–447. [2](#), [11](#), [16](#), [18](#)
- Wu, M., Wu, D., Fan, Q., Wang, B., Li, H., and Fan, S. (2013). Observational studies of the meteorological characteristics associated with poor air quality over the pearl river delta in china. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 13(21) :10755–10766. [152](#)
- Wulfmeyer, V. and Feingold, G. (2000). On the relationship between relative humidity and particle backscattering coefficient in the marine boundary layer determined with differential absorption lidar. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 105(D4) :4729–4741. [69](#)
- Zängl, G. (2004). A reexamination of the valley wind system in the alpine inn valley with numerical simulations. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 87(4) :241–256. [27](#), [29](#), [123](#), [132](#)
- Zardi, D. and Whiteman, C. D. (2013). Diurnal mountain wind systems. In *Mountain Weather Research and Forecasting*, pages 35–119. Springer. [2](#), [18](#), [19](#), [22](#), [31](#), [137](#), [138](#), [169](#)

- Zhong, S. and Chow, F. K. (2013). Meso-and fine-scale modeling over complex terrain : parameterizations and applications. In *Mountain Weather Research and Forecasting*, pages 591–653. Springer. [16](#), [179](#)
- Zhong, S. and Whiteman, C. D. (2008). Downslope flows on a low-angle slope and their interactions with valley inversions. part ii : Numerical modeling. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 47(7) :2039–2057. [19](#), [25](#)

Fine scale wind dynamics and wintertime air quality in an urbanized alpine valley

Tiphaine SABATIER

Centre National de Recherches Météorologiques (UMR3589)

Météo-France, CNRS

42 avenue Gaspard Coriolis, Toulouse, France

Abstract – Air quality issues are frequent in urbanized valleys, particularly in wintertime under anticyclonic conditions. Pollution episodes occur due to the combination of increased emissions and atmospheric stratification that inhibits vertical mixing and isolates the valley atmosphere from large-scale dynamics. The transport of pollutants then becomes mainly driven by local thermally driven flows that largely depend on local characteristics and are difficult to represent in numerical weather prediction models. Improving the forecasting of winter pollution situations in mountain areas therefore requires a better understanding of local dynamics under stable conditions. This thesis falls within this objective and aims at improving the understanding of local wind dynamics at valley scale. It is based on high-resolution numerical simulations performed with Méso-NH and data from the Passy-2015 field experiment that took place during the winter of 2014-2015 within the Passy basin, located near Mont-Blanc and at the confluence of three valleys. The PM₁₀ concentrations observed in this basin regularly exceed the regulatory thresholds and show marked heterogeneities within the basin and with adjacent valleys. The wind dynamics study highlights local flow characteristics that are consistent with the PM₁₀ heterogeneities observed within the valley. In particular, flows within the basin show a stratified structure and give rise to heterogeneous ventilation levels. During the day, mass exchanges preferentially occur between the sunniest valley sections. At night, the convergence of flows from tributary valleys, along with the local orography, induces a very heterogeneous flow structure on the vertical and horizontal in the Passy basin. These characteristics tend to reduce ventilation in the basin especially in the eastern sector, which is also the most polluted sector during wintertime episodes. As spring approaches, the increase of solar radiation balances inter-valley mass exchanges, thus reducing pollutant accumulation within the basin. The analysis of mechanisms controlling local circulations underlines the importance of fine scale characteristics of topography and surface (snow cover) that determine the distribution of energy received at the surface.

Keywords – *Local Wind Dynamics, Wintertime Pollution, Stable Conditions, Passy-2015 Field Experiment, Mountain Meteorology*

PhD supervisor – Alexandre PACI

Circulations à fine échelle et qualité de l'air hivernal dans une vallée alpine urbanisée

Tiphaine SABATIER

Centre National de Recherches Météorologiques (UMR3589)

Météo-France, CNRS

42 avenue Gaspard Coriolis, Toulouse, France

Résumé – Les vallées alpines urbanisées sont régulièrement soumises à des épisodes de pollution aux particules fines, en particulier sous des conditions hivernales anticycloniques. Ces épisodes se développent du fait de la conjonction de l'augmentation des émissions et de la stratification de l'atmosphère qui inhibe le mélange vertical et isole l'atmosphère de vallée de la dynamique de grande échelle. Le transport des polluants devient alors principalement piloté par les écoulements locaux d'origine thermique. Ces écoulements se caractérisent par une forte dépendance aux spécificités locales de la zone et sont difficiles à représenter dans les modèles numériques de prévision du temps, tout comme les conditions stables qui les accompagnent. L'amélioration de la prévision des situations de pollution hivernale en zone de montagne nécessite donc une meilleure compréhension de la dynamique locale en condition stable. Cette thèse s'inscrit dans ce contexte et vise à améliorer la compréhension de la structure des circulations locales à l'échelle de la vallée. Pour cela, l'étude s'appuie sur les données acquises lors de la campagne Passy-2015 et sur des simulations numériques haute résolution réalisées avec le modèle Meso-NH. La campagne s'est déroulée durant l'hiver 2014-2015 dans le bassin de Passy, situé à proximité du Mont-Blanc et à la confluence de trois vallées. Les concentrations en PM₁₀ observées dans ce bassin excèdent régulièrement les seuils réglementaires et montrent des hétérogénéités marquées au sein du bassin et avec les vallées adjacentes. L'étude de la dynamique met en évidence le rôle des circulations locales vis-à-vis des disparités dans la distribution spatiale des polluants. En particulier, les écoulements dans le bassin sont organisés selon différentes strates et génèrent des niveaux de ventilation hétérogènes. En journée, les échanges de masse s'opèrent de manière préférentielle entre les segments de vallée les plus ensoleillés. La nuit, la convergence des flux issus des vallées tributaires et l'orographie locale induisent une structure des écoulements très hétérogène sur la verticale et l'horizontale dans le bassin de Passy. Ces caractéristiques des circulations de jour et de nuit tendent à limiter la ventilation dans le bassin, en particulier dans le secteur Est qui se trouve être le secteur le plus pollué lors des épisodes hivernaux. À l'approche du printemps, l'augmentation du flux solaire incident rééquilibre les échanges de masse inter-vallées réduisant ainsi l'accumulation de polluants dans bassin. L'analyse des mécanismes pilotant les circulations locales souligne en particulier l'importance des caractéristiques aux échelles hectométriques des champs orographiques et de surface (couvert neigeux) qui déterminent la distribution de l'énergie reçue en surface.

Mots clés – *Écoulements Locaux, Pollution Hivernale, Couche Limite Stable, Campagne Passy-2015, Météorologie de Montagne*

Directeur de thèse – Alexandre PACI

Discipline – Océan, Atmosphère, Climat