



HAL
open science

Profils verticaux des propriétés microphysiques du brouillard et leur évolution au cours de son cycle de vie

Théophane Costabloz

► **To cite this version:**

Théophane Costabloz. Profils verticaux des propriétés microphysiques du brouillard et leur évolution au cours de son cycle de vie. Sciences de la Terre. Université de Toulouse, 2024. Français. NNT : 2024TLSEP068 . tel-04716044

HAL Id: tel-04716044

<https://theses.hal.science/tel-04716044v1>

Submitted on 1 Oct 2024

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.

Doctorat de l'Université de Toulouse

préparé à Toulouse INP

Profils verticaux des propriétés microphysiques du brouillard et
leur évolution au cours de son cycle de vie

Thèse présentée et soutenue, le 1 juillet 2024 par

Théophane COSTABLOZ

École 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

Christine LAC et Frédéric BURNET

Composition du jury

M. Pierre TULET, Président, CNRS Occitanie Ouest

M. Martial HAEFFELIN, Rapporteur, CNRS Île-de-France Meudon

Mme Maud LERICHE, Rapporteuse, Université du Québec à Montréal

M. Pascal LEMAITRE, Rapporteur, Institut de Radioprotection et de Sécurité Nucléaire

M. Julien DELANOE, Examineur, Université de Versailles Saint-Quentin

Mme Christine LAC, Directrice de thèse, Météo-France

Membres invités

Mme Céline Planche, Université Clermont Auvergne

M. Frédéric Burnet, Météo-France

Remerciements

Quelques mois ont passé après la soutenance et il est désormais temps de remercier celles et ceux sans qui rien de cela n'aurait été possible. Bien que mon nom seul apparaisse, une thèse est en réalité une aventure collective qui n'aurait pu voir le jour sans toutes ces personnes. Je m'excuse par avance si j'en oublie, cette thèse est également la vôtre.

En premier lieu, j'exprime toute ma gratitude à mes deux directeurs de thèse, Christine Lac et Frédéric Burnet. Ces quelques lignes sont bien insignifiantes pour vous dire toute la reconnaissance que je vous dois. Merci de m'avoir fait confiance. Fred, merci de m'avoir fait découvrir l'univers des campagnes de mesures et le monde de l'instrumentation que j'appréhendais un peu je dois dire mais que désormais j'affectionne. Mon seul regret est de ne pas avoir participé à une campagne d'envergure à tes côtés mais il reste encore un peu de temps j'espère. Christine, merci pour ton soutien inconditionnel, toi qui allies avec brio l'exigence scientifique et les qualités humaines, qui m'inspire tant.

J'exprime aussi ma gratitude au jury qui a bien voulu évaluer ce manuscrit. Merci à Martial Haeffelin, Pascal Lemaitre, Maud Leriche, Pierre Tulet, Julien Delanoë et Céline Planche, qui ont accepté d'éplucher les quelques *dizaines* de pages qui suivent, avec rigueur et minutie, posant des questions pertinentes, constructives et bienveillantes. Je remercie également les membres de mon comité de thèse qui ont suivi attentivement sa première partie, proposant de nouveaux chemins toujours judicieux d'emprunter. Merci ainsi à Jean-Charles Dupont, Benoît Vié mais également Pauline Martinet avec qui j'ai beaucoup appris.

Merci également à l'équipe MNPCA dans laquelle j'ai évolué. Brigitte pour avoir toujours répondu à mes questions, même les plus naïves ; Jean-Michel, toujours disponible pour m'expliquer les rouages des instruments vus de l'intérieur ; Greg et Cyrielle, qui par leurs yeux de scientifiques avisés et aguerris, m'ont donné de précieux conseils ; Marie pour nos discussions qui m'ont beaucoup aidé sur la fin ; Fabrice pour m'avoir accueilli dans ton bureau au début de la thèse, et que j'ai pris plaisir à connaître, ainsi que Pierre par la suite ; Alejandra pour ton soutien essentiel tant sur le plan professionnel que personnel. Thierry enfin, merci pour à peu près tout, et Maroua pour tout le reste encore, des discussions scientifiques dans nos bureaux à notre périple en train aux États-Unis. Merci également aux personnes arrivées dans l'équipe depuis peu, Géraldine, Marine, Jean-Philippe et Agathe, pour votre chaleur de vivre. Plus généralement, je remercie l'ensemble du groupe GMEI : l'équipe MNPCA, Guylaine, Jacques, Jean-Claude, Sylvie, Julie, Olivier, Joël, Christophe, Quentin, Sébastien; toutes ces personnes et j'en oublie, qui ont bravé le froid, la nuit, la pluie, la fatigue pour rendre la campagne SOFOG3D possible. Merci infiniment.

J'ai une pensée pour celles et ceux partis vers de nouveaux horizons et qui m'ont beaucoup aidé, Axel, Sarah, William, Alistair, Matthias. J'espère que le soleil tahitien, les glaciers et lacs suisses ainsi que les crêtes jurassiennes vous plaisent ou vous plairont également.

J'adresse aussi ma reconnaissance aux personnes de l'ombre, d'une importance capitale à la réussite d'une thèse. Merci à Ouria pour la gestion administrative, Nadia pour le soutien aux doctorants, et plus généralement à l'ensemble de la direction du CNRM pour m'avoir donné l'opportunité de réaliser cette FCPLR, Nicolas et Abal, toujours prêts à résoudre un problème informatique, Nathalie et Nadine pour la gestion des horaires, de plus en plus compliqués je dois l'admettre à mesure que la fin de thèse approchait.

J'en viens maintenant aux remerciements plus personnels, plus délicats mais tout aussi essentiels pour l'équilibre physique et mental. Merci donc à mes amis et à ma famille qui m'ont fait tenir le choc. Thomas et Gabriel, qui avaient été mes piliers au cours de ces trois dernières années ; Danaé, Flore, Argan, Léna, Mathilde, Scarlett, Rémi, Pierre-Louis, Tom, avec qui la joie de vous retrouver, redonne un peu de courage et de baume au coeur. Mention particulière à Dorian ; sans les connaissances en informatique que tu m'as transmises, l'avancement de la thèse aurait été drastiquement réduit.

Merci Mami qui a toujours cru en moi, plus que moi-même, ces quelques mots te sont dédiés avant que tu tentes de déchiffrer les caractères barbares qui t'attendent ; Papi, ton illustration pour enluminer le manuscrit me touche beaucoup. Enfin, on a beau être admis docteur, on en demeure pas moins un enfant aux yeux de ses parents, qui me sont désormais plus loin des yeux mais toujours aussi près du coeur. Merci Papa, Maman et bien sûr Matthieu; le petit blondinet a bien grandi.

Une thèse est une entreprise collective mais elle est également l'aboutissement de l'aventure scolaire. Merci donc à tous mes professeurs, au sens propre comme au figuré, que j'ai rencontrés sur le chemin de l'école. J'espère que vous vous reconnaissez.

Résumé —

Le brouillard est un phénomène difficile à prévoir en raison de sa faible extension verticale et de l'équilibre complexe des processus radiatifs, microphysiques, turbulents et dynamiques régissant son cycle de vie. Malgré une évolution croissante des moyens de mesure par télédétection, les propriétés microphysiques de la structure verticale du brouillard demeurent peu documentées. L'objectif de cette thèse est de caractériser l'évolution du profil vertical des propriétés microphysiques du brouillard et les principaux processus qui les pilotent durant son cycle de vie à partir d'un jeu de données unique.

La campagne SOFOG3D s'est déroulée dans le sud-ouest de la France durant l'hiver 2019/2020, avec un dispositif instrumental inédit combinant mesures par télédétection (radiomètre micro-ondes et radar nuage) et mesures in situ au sol et sous ballon captif. Sur les trente épisodes de brouillard échantillonnés au super-site, majoritairement de type radiatif et radiatif-advectif, 18 épisodes ont été validés à partir des mesures de visibilité. L'analyse de leurs propriétés microphysiques au sol a montré de faibles concentrations de gouttelettes (médiane entre 20 et 40 cm^{-3}). De plus, les distributions dimensionnelles des gouttelettes, majoritairement bimodales, présentent des diamètres élevés, en particulier pour les épisodes radiatifs-advectifs. Les observations in situ sous ballon captif ont permis de mettre en évidence l'évolution conjointe des propriétés microphysiques et thermodynamiques sur la verticale, à partir de 140 profils verticaux collectés dans 8 épisodes de brouillards fins (épaisseur $< 50 \text{ m}$) et 4 brouillards développés. Après la formation du brouillard, lorsqu'il est optiquement fin, i.e., transparent au rayonnement infrarouge, les conditions thermiques stables sont associées à un profil de contenu en eau liquide inversé, présentant des valeurs maximales au sol et décroissantes avec l'altitude. Après la transition en brouillard optiquement épais, lorsqu'elle se produit, des caractéristiques quasi-adiabatiques sont observées (profils d'eau liquide croissants avec l'altitude et de température légèrement instables).

Ces observations in situ ont été confrontées à l'adiabaticité équivalente, dérivée du modèle conceptuel de Toledo et al. (2021), alimenté par des mesures par télédétection et d'observations en surface. La comparaison montre un accord satisfaisant entre les deux approches, sauf pour les brouillards les plus fins, où l'adiabaticité équivalente est sous-estimée par rapport à l'adiabaticité locale dérivée des mesures in situ par une méthode originale de régression.

Les profils décroissants d'eau liquide dans les brouillards optiquement fins sont associés à une diminution du diamètre des gouttelettes avec l'altitude, une concentration faible et un mode de larges gouttelettes dominant près du sol. Pour les brouillards optiquement très fins ($< 20 \text{ m}$), le maximum de concentration est à l'inverse observé près du sol, traduisant une production de gouttelettes prépondérante en surface, consécutive au refroidissement nocturne. Pour les brouillards optiquement épais, contenu et concentration de gouttelettes augmentent avec l'altitude, soulignant le rôle de la croissance par condensation. De plus on met en évidence des zones de concentrations de petites gouttelettes plus élevées proche du sommet résultant probablement du processus d'activation des aérosols. Ces gouttelettes sédimentent ensuite vers les couches inférieures et grossissent par collision-coalescence, conduisant à la formation de larges

gouttelettes ($> 30\ \mu\text{m}$) au sol, associée à une distribution bimodale. Enfin, la distribution devient monomodale lorsque le brouillard se dissipe en stratus. Ces nouvelles connaissances sur l'évolution des propriétés microphysiques du brouillard au cours de son cycle de vie vont ainsi permettre d'évaluer et améliorer les schémas microphysiques des modèles numériques.

Mots clés : brouillard, microphysique, observations, SOFOG3D, ballon captif

Keywords: fog, microphysics, observations, SOFOG3D, tethered balloon

Abstract —

Fog is a difficult phenomenon to forecast due to its limited vertical extent and the complex interactions between radiative, microphysical, turbulent and dynamic processes driving its life cycle. Despite increasing developments in remote sensing techniques, the microphysical properties of the fog vertical structure remain poorly documented. This thesis aims to characterize the evolution of the vertical profile of the fog microphysical properties and the main processes driving its life cycle, using a unique data set.

The SOFOG3D campaign was conducted in southwest France during the winter of 2019/2020, with an innovative instrumental set-up, combining remote sensing measurements (microwave radiometer and cloud radar) and in situ measurements at ground level and under a tethered balloon. Of the 30 fog episodes sampled at the super-site, mainly radiative and radiative-advective fogs, 18 episodes were validated on the basis of visibility measurements. Analysis of their microphysical properties at ground level revealed low droplet concentrations (median between 20 and 40 cm⁻³). In addition, the droplet size distributions were mostly bimodal, with large diameters, particularly for radiative-advective episodes.

In situ observations collected under a tethered balloon highlighted a combined evolution of the vertical microphysical and thermodynamic properties, based on 140 vertical profiles collected during 8 thin fog episodes (thickness < 50 m) and 4 thick fogs. After fog formation, when it is optically thin, i.e. transparent to infrared radiation, thermally stable conditions are associated with a reversed profile of liquid water content, with maximum values at ground level decreasing with height. After the transition to optically thick fog, when it occurs, quasi-adiabatic features are observed (liquid water profiles increasing with height and slightly unstable temperature profiles).

These in situ observations were compared with the equivalent adiabaticity, derived from the conceptual model of Toledo et al (2021), based on remote sensing measurements and surface observations. The comparison shows satisfactory agreement between the two approaches, with the exception of very thin fogs, where the equivalent adiabaticity is underestimated compared with local adiabaticity, derived from in situ measurements, using an original regression method.

Decreasing liquid water profiles in optically thin fogs are associated with decreasing droplet diameters with height, low concentrations and a dominant mode of large droplets near the ground. For optically very thin fogs (<20 m), maximum concentrations are observed near the ground, indicating a predominant droplet production at the surface, following radiative cooling. In optically thick fogs, droplet content and concentration increase with height, illustrating the importance of condensation growth. In addition, we find areas of higher concentration of small droplets near the top, resulting probably from aerosol activation. These droplets then settle towards the lower layers and grow by collision-coalescence, leading to the formation of large droplets (> 30 μm) at ground level, associated with a bimodal distribution. Finally, the distribution becomes monomodal when the fog dissipates into stratus. This new knowledge of the evolution of the fog microphysical properties during its life cycle make it possible to evaluate and improve the microphysical schemes in numerical models.

Table des matières

Introduction	1
1 Etat de l'art	5
1.1 Notions Générales	6
1.1.1 Couche Limite Atmosphérique	6
1.1.2 Processus thermodynamiques	11
1.1.3 Processus microphysiques	12
1.1.4 Grandeurs microphysiques	20
1.2 Types de Brouillard	26
1.2.1 Brouillard de rayonnement	27
1.2.2 Brouillard d'advection	32
1.2.3 Brouillard par affaissement de stratus	32
1.2.4 Brouillard de précipitations	33
1.3 Adiabaticité dans le brouillard : Modèle conceptuel de Toledo et al. (2021) .	34
1.3.1 Présentation du modèle conceptuel	34
1.3.2 Applications du modèle conceptuel	35
1.4 Observations de la microphysique dans le brouillard	37
1.4.1 Campagnes de mesure passées et évolution du dispositif instrumental .	37
1.4.2 Synthèse des propriétés microphysiques au sol et en altitude mesurées lors des précédentes campagnes	39
1.4.3 Contexte de la campagne SOFOG3D et objectifs de la thèse	42
2 Climatologie du brouillard dans le sud-ouest de la France	43
2.1 Méthodologie	44
2.1.1 Sélection des stations représentatives	44

2.1.2	Observations manuelles et automatiques	44
2.2	Climatologie du brouillard dans le sud-ouest de la France	45
2.2.1	Climatologie de 1960 à 2023	45
2.2.2	Focus sur l'hiver 2019-2020	48
2.3	Conclusion	52
3	Campagne SOFOG3D : description et validation des instruments	55
3.1	Introduction	56
3.2	Brouillards échantillonnés durant la campagne SOFOG3D	61
3.2.1	Détermination des épisodes de brouillard	62
3.2.2	Classification des épisodes	62
3.2.3	Propriétés des brouillards échantillonnés	68
3.3	Validation des instruments microphysiques	72
3.3.1	Validation au sol	73
3.3.2	Validation CDP	82
3.3.3	Poursuite de la validation de données: Intercomparaison dans le champ d'expérimentation du CNRM	86
3.4	Biais de la sonde de turbulence	95
3.4.1	Mise en évidence	95
3.4.2	Variabilité temporelle et verticale	96
3.4.3	Proposition de correction	100
3.5	Conclusion	101
4	Documentation et évolution des propriétés microphysiques au sol	103
4.1	Introduction	104
4.2	Propriétés microphysiques générales mesurées au sol	104
4.2.1	Grandeurs microphysiques	104
4.2.2	Distributions dimensionnelles à la formation	107

4.3	Évolution du cycle de vie au sol	111
4.3.1	Minimum de température et visibilité	112
4.3.2	Cas d'étude : POI 11	113
4.4	Conclusion	118
5	Évolution du profil vertical de LWC durant le cycle de vie du brouillard et lien avec la thermodynamique	119
5.1	Introduction	120
5.2	Article	120
5.2.1	Résumé	120
5.2.2	Article : <i>Vertical profiles of liquid water content in fog layers during the SOFOG3D experiment</i>	121
5.3	Résultats Complémentaires	167
5.3.1	Comparaison LW_N Jachère/Charbonnière	167
5.3.2	Comparaison des LWP, CTH et LWC_0	169
6	Propriétés microphysiques de la structure verticale du brouillard	175
6.1	Introduction	176
6.2	Profils verticaux des propriétés microphysiques : cas d'étude	177
6.2.1	Étude de la POI 14	178
6.2.2	Étude de la POI 11	183
6.2.3	Étude des POIs 6c et 13b	186
6.3	Généralisation aux 12 POIs	189
6.3.1	Profils verticaux de N et MVD	189
6.3.2	Corrélation N vs LWC	190
6.4	Activation au sommet	192
6.4.1	Cas d'étude : POI 11	192
6.4.2	Généralisation	194

6.5	Analyse des distributions dimensionnelles	196
6.5.1	Distributions modales et bimodales	197
6.5.2	Concentration de petites et larges gouttelettes	198
6.5.3	Évolution au cours du cycle de vie	199
6.5.4	Généralisation aux 12 POIs	203
6.6	Conclusion	208
Conclusion et perspectives		209
Annexe A		217
Annexe B		221
Annexe C		223
Annexe D		231
Acronymes		235
Bibliographie		237

Listes des figures

1	Climatologie du nombre de jours de brouillard en France en Septembre (a) Octobre (b), Novembre (c) sur la période 1961-1990. Source : Météo-France.	2
1.1	Représentation schématique de l'évolution de la couche limite atmosphérique au cours de la journée. Issu de Helbig et al. (2021) d'après Stull (1988) .	6
1.2	Profil vertical de Γ et Γ_w . Issu de Hummel and Kuhn (1981) .	10
1.3	Représentation schématique de la distribution en diamètre des aérosols avec un découpage en 3 log-normales. Issu de Monks et al. (2021) , tiré de https://serc.carleton.edu/NAGTWorkshops/aerosols/ adapté de Whitby (1978) .	13
1.4	Représentation schématique de l'activation en gouttelettes d'une particule de sulfate d'ammonium de 200 nm de diamètre. Issu de McFiggans et al. (2006) .	16
1.5	Taux de croissance d'une gouttelette par condensation et collision-coalescence en fonction de son diamètre, à différentes sursaturations, notée \hat{e} sur la figure, pour la condensation et en considérant une distribution centrée sur un diamètre, noté a_m sur la figure, pour la collision-coalescence. Issu de Salby (1996) .	17
1.6	Illustration du processus de mûrissement d'Ostwald durant la phase de développement vertical du brouillard (vert), observé au sol pendant la campagne Paris-Fog (Sec 1.4). Les couleurs vont temporellement du rouge au violet. Issu de Mazoyer et al. (2022) .	18
1.7	Profils verticaux adiabatiques théoriques du LWC (noté w_l), du rayon des gouttelettes (R) et de la sursaturation (notée $s_{v,w}$). La vitesse verticale des ascendances est fixée à 1 m s^{-1} . Issu de Lee and Pruppacher (1977) .	22
1.8	Profil vertical de (a) LWC, (b) N et (c) r_e observés pour 3 profils verticaux dans un brouillard mature (1a) et en phase de dissipation (1b, 1c). Issu de Egli et al. (2015) .	24
1.9	Représentation schématique du mélange a) hétérogène a) et homogène b) 1. Etat initial, 2. Etat de mélange, 3. Etat final. Issu de Korolev et al. (2016) .	25
1.10	Représentation du cycle de vie d'un brouillard radiatif : (a) Illustration des processus en jeu. Issu Li et al. (2023) . Profils verticaux (b) avant la formation, (c) à la formation du brouillard fin, (d) lorsque le brouillard est épais. Issu de Smith et al. (2018) .	27

1.11	Évolution des grandeurs thermodynamiques lors de la transition brouillard optiquement fin à épais (0600 UTC) et impact de l'advection d'un nuage (1100 UTC) sur la dissipation du brouillard. Issu du Wærsted et al. (2017)	30
1.12	Représentation schématique du cycle de vie d'un brouillard d'advection. Issu de Yang and Gao (2020)	32
1.13	Représentation schématique de la formation d'un brouillard par affaissement de stratus. Issu de Fathalli et al. (2022)	33
1.14	Modèle conceptuel de Toledo et al. (2021) (a) LWP local (bleu) et adiabatique (violet) Le gradient vertical adiabatique est indiqué en noir tiretés. (b) LWP critique (rouge) et réservoir de LWP (vert). Issu de Toledo et al. (2021)	35
1.15	α_{eq}^{ferm} en fonction du (a) CTH (b) LWP basé sur des données du SIRTA. Issu de Toledo et al. (2021)	36
1.16	Paramétrisation de α_{eq}^{ferm} en fonction du CTH. Issu de Toledo et al. (2021)	37
1.17	Concentration de gouttelettes en fonction du diamètre effectif durant les 42 épisodes de la campagne ParisDog. Issu de Mazoyer et al. (2022)	40
1.18	Distribution dimensionnelles mesurées sur la verticale dans (a,b) la brume (c,d) le brouillard pour différents intervalles de temps durant une expérimentation à Grafenwöhr en Allemagne en 1976. Issu de Pinnick et al. (1978)	41
2.1	(a) Localisation des 6 stations du réseau opérationnel de Météo-France utilisées. Le site principal de SOFOG3D est représenté par un rectangle rouge. Source Google Earth.	45
2.2	Nombre de jours de brouillards par saison hivernale depuis 1960 à (a) Bordeaux (b) Mont-de-Marsan (c) Bergerac (d) Agen (e) Montauban (f) Toulouse. Les courbes rouges et noires en trait plein (pointillés) représentent la moyenne glissante sur 11 années et la régression sur la période totale (en observations manuelles). Les observations manuelles et automatiques sont indiquées en vert et bleu, l'année de transition en orange. La saison hivernale 2019-2020 correspondant à la campagne SOFOG3D est indiquée en rouge. Les saisons hivernales 1999/2000 et 2000/2001, invalidées à Mont-de-Marsan, sont indiquées en noir. La moyenne (μ) et l'écart-type (σ) sur l'ensemble de la période sont également indiqués.	46
2.3	Répartition annuelle du nombre de jours moyen de brouillard pour les 6 stations sélectionnées durant la période en observations manuelles.	48
2.4	Répartition de la durée des brouillards durant la saison hivernale 2019/2020 pour les 6 stations sélectionnées.	49

2.5	Répartition de la durée mensuelle moyenne des brouillards durant la saison hivernale 2019/2020 pour les 6 stations sélectionnées.	50
2.6	(a) Répartition de l'heure de formation (b) de dissipation des brouillards observés durant la saison hivernale 2019/2020 sur les 6 stations sélectionnées.	51
2.7	Répartition des visibilitées minimales par tranche de 100 m de visibilité des brouillards observés durant la saison hivernale 2019-2020 sur les 6 stations sélectionnées.	52
2.8	Répartition des brouillards denses (visibilité minimale < 200 m) durant la saison hivernale 2019/2020 sur les 6 stations sélectionnées.	53
3.1	(a) Localisation du domaine AROME-500 m déployé durant la campagne SOFOG3D, des sites de mesures de la campagne (domaine rouge) et des 6 stations utilisées en Sec 2. Source © Google Earth. (b) Topographie des sites de la campagne SOFOG3D (domaine rouge) avec Super-site (domaine orange). Issu de Taufour et al. (2024) en préparation.	56
3.2	Illustration des différents sites de la campagne SOFOG3D et du dispositif instrumental déployé comprenant notamment radiosondages, tours de guet, télémètres, radars nuage, radiomètres, PVM-100, Fog Monitor, CDP, sonde de turbulence. Les instruments déployés sont indiqués en italiques. Crédits photos : Frédéric Burnet, Sébastien Barreau et les Équipes MNPCA, 4M, LISA, TRAMM du groupe GMEI du CNRM.	58
3.3	(a) Principe de fonctionnement (a) du Fog Monitor. Issu de Spiegel et al. (2012) (b) du CDP. Issu de Lance et al. (2010)	60
3.4	(a) Évolution temporelle lors de la POI 14 du trajet du ballon captif (noir), superposé à la réflectivité du radar BASTA. La base, issue du BASTA (sommet, issu du télémètre) est indiquée par des croix vertes (rouges). Profils vertical (b) de θ (c) de r_{vs} (d) de HU (e) de FF (f) du profil de vent, mesurés par les radiosondages opérés à 1759 UTC (rouge), 2233 UTC (vert), 0529 UTC (bleu), 0825 UTC (orange). L'heure de lancer des radiosondages est indiquée (en a) par un trait vertical de la couleur correspondante.	63
3.5	Répartition mensuelle du nombre de jours de brouillards observés sur les sites de Jachère, Forêt, UKMO, Noaillan, BASTA et Forêt au cours de la campagne SOFOG3D.	64
3.6	Classification automatique du type de brouillard, issu de Tardif and Rasmussen (2007) (TR2007, rouge), avec les éléments introduits en plus par Bari et al. (2016) (B2016, bleu). Les modifications supplémentaires introduites dans cette thèse sont indiquées en vert.	65

3.7	Heure de dissipation en fonction de l'heure de formation sur le site de Jachère. Les numéros des POIs sont indiqués sur les épisodes correspondants. Les quantiles 25 et 75 des brouillards radiatifs (radiatifs-advectifs) sont représentés en bleu (rouge).	68
3.8	(a) Répartition de l'heure de formation (b) de dissipation des brouillards observés durant la campagne SOFOG3D sur les sites de UKMO, Jachère, Noailan.	69
3.9	Répartition de la durée des brouillards échantillonnés durant la campagne SOFOG3D sur le site de Jachère.	70
3.10	Répartition de la visibilité minimale des brouillards échantillonnés sur le site de Jachère durant la campagne SOFOG3D.	70
3.11	Courbe de Mie (courbe grise) représentant la section efficace diffusée et la réponse en amplitude du Fog Monitor en fonction du diamètre des particules. Les classes constructeurs (réelles) sont indiquées par des rectangles roses (intervalles verts). Issu de Spiegel et al. (2012) .	72
3.12	Évolution temporelle durant la POI 6c (a) de la visibilité (b) de l'extinction (c) du LWC (d) du MVD du PWD (noir), FM120 (bleu) et PVM100 (vert) Régression linéaire entre (e) le PWD et le FM120 (f) le PWD et le PVM (g) le FM120 et le PVM.	74
3.13	Extinction du FM120 Jachère en fonction de l'extinction du PWD. La droite noire et rouge correspondent à la droite $y=x$ et celle issue de la régression linéaire. Les cas validés et invalidés sont indiqués par un coche vert et une croix rouge respectivement. Le nombre de points de chaque régression est indiqué entre parenthèses.	75
3.14	Évolution temporelle durant la POI 14 (a) de la force (vert) et direction du vent (rouge) sur le site de Jachère (b) de l'extinction du Young (en gris) et du FM120 BASTA (en bleu) (c) Régression linéaire entre le PWD et le FM120 BASTA sur la période validée. La période d'invalidation de 2154 UTC à 22h59 UTC est superposée en noir sur l'évolution temporelle du FM120 BASTA.	77
3.15	Évolution temporelle durant la POI 14 (a) de la visibilité (b) de l'extinction (c) du LWC (d) de la concentration (e) du D_{eff} mesurés sur le site de Jachère (bleu) BASTA (rouge) et Forêt (vert). Les Fog Monitor (visibilimètres) sont indiqués en traits pleins (pointillés). La couleur des traits verticaux est concordante avec l'heure des spectres sur la Fig. 3.16.	78
3.16	Spectres dimensionnels moyennés sur 20 min en (a) nombre (b) volume durant le POI 14, mesurés par le FM120 Jachère (continus), FM120 BASTA (tiretés) et FM100 forêt (croix). La couleur est concordante avec l'heure des traits verticaux sur la Fig. 3.15.	79

- 3.17 a) Évolution temporelle durant la POI 14 de l'extinction à 10 m du PWD (en noir), à 2.5 m du Young (en gris) et à 2.5 m du FM100 Forêt (en bleu) (b) Régression linéaire entre le Young et le FM100 Forêt (c) entre le PWD et le FM100 Forêt. 81
- 3.18 (a) Évolution temporelle durant la POI 14 de la hauteur du CDP et de la sonde de turbulence. Les mesures du CDP dans le brouillard (en dehors ou st) sont indiqués en noir (en rouge). Les mesures de la sonde de turbulence sont indiquées en gris. (b) du LWC, (c) de la concentration (d) du diamètre effectif, mesurés par le CDP et le FM120 Jachère (bleu). Les mesures du CDP correspondant à une hauteur inférieure à 5 m (entre 5 et 15 m) sont indiquées en rouge (en vert). Régression linéaire (e) du LWC (f) de la concentration (g) du diamètre effectif entre le CDP et le FM120 Jachère. Les mesures du CDP correspondant à une hauteur inférieure à 15 m (respectivement 5 m) sont indiquées en vert (en rouge). 83
- 3.19 Évolution temporelle durant la POI 13b (a) de la hauteur du ballon captif (b) de l'extinction (c) du LWC (d) de la concentration (e) du diamètre effectif mesurés par le FM120 Jachère (bleu), Young Charbonnière (noir), PWD Jachère (gris) et CDP (points rouges) Spectres dimensionnels moyennés sur 1 min du CDP (traits tiretés) et FM120 Jachère (traits pleins) entre (f) 2039 UTC et 2050 UTC (g) 2138 UTC et 2142 UTC (h) 2158 UTC et 2202 UTC. La couleur des spectres est concordante avec l'heure des traits verticaux. 85
- 3.20 Illustration des instruments déployés durant la campagne IntercompToulouse. Le CDP ballon, installé en février 2023, est postérieur à l'image. Sa localisation est située entre le PWD et l'échafaudage. 87
- 3.21 Évolution temporelle durant l'épisode du 22 Février 2023 b) de la visibilité mesurée par le PWD (noir) et les trois Young (bleu, rouge, vert) (b) de la (vert) force et (rouge) direction du vent (c) de l'extinction (d) du LWC (e) de la concentration (f) du diamètre volumique moyen mesurés par le CDP ballon (vert), CDP orientable (vert clair), FM120 Jachère (rouge), FM120 BASTA (violet), FM100 (bleu) et PVM (orange). La couleur des traits verticaux est concordante avec l'heure des spectres sur la Fig. 3.22. 88
- 3.22 (a) Spectres dimensionnels moyennés sur 20 min mesurés durant l'épisode du 22 Février 2023 par le CDP ballon (traits pleins) et orientable (traits tiretés) (b) par le FM120 Jachère (plein), FM120 BASTA (tiretés) et FM100 (croix). La couleur des spectres est concordante avec les traits verticaux sur la Fig. 3.21. 89

- 3.23 (a) Rose des vents durant IntercompToulouse. La force du vent en m s^{-1} est indiquée en couleurs (b) Coefficient de corrélation r entre l'extinction du PWD et du FM100 en fonction de la différence d'angle θ entre l'axe d'aspiration du FM100 et la direction du vent, indiquée en (a). Le nombre de points est indiqué pour chaque tranche angulaire. Le FM100 est orienté en (a) dans la direction sud-sud-ouest (b) face au vent. 92
- 3.24 (a) Concentration mesurée par le FM100 (rouge) et ratio (bleu) N_{FM100}/N_{FM120} (b) LWC et ratio LWC_{FM100}/LWC_{FM120} (c) D_{eff} et ratio $D_{eff_{FM100}}/D_{eff_{FM120}}$, en fonction de la différence d'angle entre l'axe d'aspiration du FM100 et la direction du vent. L'enveloppe de couleur correspond à la distribution entre le quantile 25 et 75. Les diamètres effectifs et ratios calculés en (c) correspondant au mode de larges (respectivement petites) gouttelettes sont indiqués par des traits pleins (tiretés) 93
- 3.25 Profil vertical de la température mesurée par la sonde de turbulence (bleu), les radiosondages RS (noir) et le radiomètre MWR HATPRO (rouge, respectivement vert) le plus proche du début D (respectivement, fin F) du profil de la sonde de turbulence. Les portes du HATPRO sont indiquées par des points noirs. Les lancers de radiosondage dans le brouillard (en dehors) sont indiqués en noir (en gris). Les RS a2 et a3 ont été opérés dans les 10 minutes précédant la formation et suivant la formation de brouillard respectivement. 95
- 3.26 Température de la sonde de turbulence en fonction de la température (a) des radiosondages (b) du radiomètre HATPRO. La couleur des points dépend de l'épisode. 96
- 3.27 Profil vertical de la différence entre la température de la sonde de turbulence et des radiosondages pour les mois de (a) décembre 2019 (b) janvier 2020 (c) février 2020 (d) mars 2020. Les profils d'un même épisode sont indiqués par un dégradé du clair au foncé. 97
- 3.28 Profil vertical de la différence entre la température de la sonde de turbulence et du radiomètre HATPRO (a) de la POI N°1 à la POI N°3 (b) de la POI N°4 à la POI N°11 (c) de la POI N°12 à la POI N°15. L'enveloppe de couleur correspond aux quantiles 25 à 75. 98
- 3.29 Température mesurée durant la POI 14 (a) à 2 m sur le site de Jachère et Charbonnière (b) A 50 m sur le site de UKMO et 45 m sur le site de Tuzan. Les mesures du site UKMO ne sont disponibles qu'à partir de 0000 UTC. . . 99

3.30	Évolution temporelle pour la POI 14 de (a) la hauteur de la sonde de turbulence sous ballon captif. Les tranches verticales entre 5 et 15 m, 40 et 50 m et 45 et 55 m sont indiquées en rouge, bleu et vert. (b) la température à 10 m à Jachère et sonde entre 5 et 15 m (c) la température à 45 m à Tuzan et sonde entre 40 et 50 m (d) la température à 50 m à UKMO et sonde entre 45 et 55 m. Mesures disponibles à partir de 0000 UTC sur site UKMO.	100
3.31	(a) Température mesurée par le radiosondage opéré le 20 février 2020 à 0539 UTC en fonction de la température de la sonde de turbulence (b) Profil vertical du radiosondage (noir), de la sonde de turbulence (rouge) initiale (vert) corrigée avec les radiosondages.	101
4.1	(a) N en fonction du LWC (b) N en fonction de D_{eff} sur les 18 cas validés du FM120 sur le site de Jachère. Les brouillards de rayonnement, radiatif-advectif, affaissement de stratus et précipitations sont indiqués par des ronds, losanges, carré et croix respectivement. Les observations du FM120 BASTA sont indiqués par des triangles. Les couleurs sont représentatives des valeurs médianes de (a) D_{eff} (b) LWC. Les quantiles 25 et 75 sont représentés par des croix noires. Les numéros des POIs (Tab 3.2) sont indiqués sur les épisodes concernés en noir pour la Jachère et gris pour le site du BASTA.	106
4.2	(a) Même légende que la Fig 4.1 mais à partir des mesures du CDP.	106
4.3	Distributions dimensionnelles mesurées durant les deux premières heures du brouillard pour les 18 épisodes validés avec le FM120 Jachère. Les brouillards radiatifs, radiatifs-advectifs, de précipitation et par affaissement de stratus sont indiqués en bleu, rouge, violet et vert respectivement.	108
4.4	Distributions dimensionnelles moyennées sur 20 min mesurées par le FM120 (traits) et le MPS (tiretés) dans la nuit (a) du 24 au 25 janvier 2020 entre 2340 et 0130 UTC (b) du 23 au 24 février 2020 entre 2100 et 2250 UTC.	110
4.5	(a) Heure du minimum de température en fonction de l'heure du minimum de visibilité sur le site de Jachère. Les brouillards radiatifs, radiatifs-advectifs, d'affaissement, de précipitation et d'advection sont indiqués par des points, losanges, carrés, croix et pentagones respectivement. Les cas validés (invalidés) sont indiqués par des symboles pleins (vides).	112
4.6	Évolution temporelle durant la POI 11 de (a) la réflectivité du radar BASTA. Le trajet du ballon captif est superposé en noir. Le LWP du HATPRO est indiqué en gris, le CBH et CTH issus du télémètre et radar BASTA par des croix vertes et rouges respectivement. Évolution temporelle (b) de la visibilité, (c) de la température à 2, 5 et 10 m (d) de la force et direction du vent, (e) du rayonnement IR descendant et montant. Mesures réalisées en (a) sur le site de Charbonnière, les autres figures sur le site de Jachère.	114

4.7	Évolution temporelle durant la POI 11 de (a) la visibilité (b) de la concentration (c) du LWC (d) du D_{eff} , mesurés par le FM120 sur le site de Jachère. Les phases de formation, développement, mature et dissipation sont indiquées en vert, rouge, bleu et violet respectivement. Les mesures 1 min (respectivement 1 s) sont indiquées en noir (en couleur). La droite de régression pour chaque phase est indiquée en gris. La couleur des traits verticaux est concordante avec l'heure des spectres sur la Fig. 4.8.	115
4.8	Distributions dimensionnelles moyennées sur 10 min, mesurées par le FM120 durant la POI 11 (a) entre 2010 et 2115 UTC (b) entre 2120 et 0130 UTC (c) entre 0135 et 0330 UTC (d) entre 0335 et 0420 UTC. La couleur des spectres est concordante avec les traits verticaux sur la Fig. 4.7.	116
5.1	Évolution temporelle du rayonnement infra rouge descendant (rouge) et montant (marron) mesuré sur le site de Jachère. L'heure de transition en $ LW_N $ avec un seuil de 5 W m^{-2} (10 W m^{-2}) est indiquée par un trait vertical plein (pointillés). Graphe récapitulatif des heures de transition en LWP (violet), CTH (orange), ∇_T (bleu), $ LW_N $ (5 et 10 W m^{-2}) et TKE (vert) pour les POIs (a) 14 (b) 11 (c) 6c.	168
5.2	LW_N issu du site de Jachère en fonction de LW_N issu du site de Charbonnière pour la POI (a) 14 (b) 11 (c) 6c.	169
5.3	(a) LWP dérivé du CDP en fonction du LWP restitué par le radiomètre HAT-PRO (b) CTH dérivé du CDP en fonction du CTH restitué par le radar BASTA. Les profils verticaux dans le brouillard (stratus) sont représentés par des ronds (diamants). Chaque POI est indiquée par une couleur spécifique, identique à la Fig. 5 de l'article.	170
5.4	(a) Évolution temporelle pour la POI 9a du LWC_0 issu de la paramétrisation de Gultepe et al. (2006) à partir de la visibilité du PWD Jachère (bleu), PWD Charbonnière (rouge) et Young Charbonnière (vert). Le LWC_0 issu du CDP est superposé en noir. La période de brouillard à Charbonnière (Jachère) est représentée en rouge (bleu).	172
5.5	LWC_0_{CDP} en fonction de (a) $LWC_0_{Charbonnière}$ (b) $LWC_0_{Jachère}$ pour les POIs 9a, 9b, 11, 13a et 13b. Les couleurs de chaque POI sont identiques à celles de la Fig. 5.3.	173
5.6	$\alpha_{eq}^{closure_{LWC_0_{CDP}}}$ en fonction de $\alpha_{eq}^{closure}$ issu de la visibilité mesurée sur le site de (a) Charbonnière (b) Jachère pour les POIs 9a, 9b, 11, 13a et 13b. Les couleurs de chaque POI sont identiques à celles de la Fig. 5.3.	173

- 6.1 Profil vertical de (a,f) la température (b,g) du LWC (c,h) de la concentration, (d,i) du diamètre volumique moyen (MVD) (e,j) de la distribution dimensionnelle mesurée lors de la POI 14 par le CDP durant (a,b,c,d,e) la montée entre 2253 UTC et 2259 UTC (Profil #1 Fig. 9 de l'article) (f,g,h,i,j) la montée entre 0611 UTC et 0647 UTC (Profil #6, Fig. 9 de l'article). La couleur des boxplots est cohérente avec les spectres dimensionnels pour chaque tranche d'altitude. Les mesures au-dessus du sommet sont indiquées en gris. 176
- 6.2 Profil vertical (a) du contenu en eau liquide (b) de la concentration (c) du MVD. (d) N en fonction de LWC par tranche d'altitude (points larges) et sur tout le profil (points petits), mesuré par le CDP pour 9 profils verticaux représentatifs de la POI 14. La couleur des points représente la hauteur normalisée H_{norm} entre le CBH et le CTH. Le contour des points situés à une altitude supérieure au maximum de LWC si le profil est adiabatique est indiqué en noir. Les valeurs de α , $\frac{dN}{dz}$, μ et R^2 de la régression N/LWC sont indiquées sur chaque profil. . 179
- 6.3 Profil vertical de (a) la concentration (b) du LWC (c) de la température corrigée (d) de l'humidité spécifique pour les profils N°4 (bleu) et N°5 (rouge) de la POI 14, indiqués sur la Fig. 6.2. 181
- 6.4 (a) Évolution temporelle durant la POI 14 de la hauteur du CDP, du CBH issu du télémètre (vert) et du CTH issu du radar BASTA (rouge). L'heure de transition fin/épais et la période de brouillard sont indiquées par un trait vertical rouge et par la zone grisée. Les paliers sélectionnés sont indiqués en bleu et numérotés de 1P à 9P (b) Spectre dimensionnel des 9 profils moyennés à 2 min. La couleur dépend de la hauteur normalisée entre le CBH et le CTH (violet : $\overline{H}_{Norm} \leq 0.2$, bleu : $0.2 < \overline{H}_{Norm} \leq 0.4$, vert : $0.4 < \overline{H}_{Norm} \leq 0.6$, orange : $0.6 < \overline{H}_{Norm} \leq 0.8$, rouge : $0.8 < \overline{H}_{Norm} \leq 1$). La couleur va temporellement du clair au foncé (c) N en fonction de LWC, la couleur des points correspond à la hauteur normalisée. Les valeurs de R^2 , l'altitude moyenne et la durée de chaque palier sont indiquées. 182
- 6.5 Évolution temporelle lors les profils représentatifs de la POI 14 des valeurs de α (bleu), $\frac{dN}{dZ}$ (vert) et μ (rouge). L'heure de transition en R_n est indiqué par un trait noir pointillé. L'enveloppe de couleur correspond aux quantiles 25 à 75. 183
- 6.6 Même légende que la Fig. 6.2 mais pour 9 profils représentatifs de la POI 11. 184
- 6.7 Même légende que la Fig. 6.4 mais pour les paliers de la POI 11. 186
- 6.8 Évolution temporelle lors les profils représentatifs de la POI 11 des valeurs de α (bleu), $\frac{dN}{dZ}$ (vert) et μ (rouge). L'heure de transition en R_n est indiqué par un trait noir pointillé. L'enveloppe de couleur correspond aux quantiles 25 à 75. 187
- 6.9 Même légende que la Fig. 6.8 mais pour la POI (a) 13b (b) 6c. 188

- 6.10 Fraction d'adiabaticité α en fonction de (a) $\frac{dN}{dZ}$ (b) la fraction de croissance adiabatique μ pour l'ensemble des profils représentatifs de la campagne SO-FOG3D. Les brouillards épais (fin) et stratus sont représentés par des cercles pleins (vides) et losanges. Les couleurs des points distinguent les épisodes. 189
- 6.11 α en fonction du R^2 de la régression linéaire entre N et LWC (a) par POI dont la couleur est identique à la Fig. 6.10. Les brouillards fins et épais sont indiqués par des cercles vides et pleins respectivement (b) en fonction du CTH. Les brouillards (stratus) sont indiqués par des cercles (diamants). 190
- 6.12 Schéma récapitulatif de l'évolution du profil vertical de (a) LWC (bleu) et température (vert) (b) N (c) MVD, au cours du cycle de vie du brouillard. 191
- 6.13 Évolution temporelle lors de la POI 11 (a,f) de la hauteur de la sonde de turbulence (b,g) de la température corrigée (c,h) du LWC (d,i) de la concentration (e,i) de la distribution dimensionnelle mesurée par la sonde de turbulence et le CDP à (a,b,c,d,e) la descente de 2209 UTC à 2223 UTC (f,g,h,i,j) la montée de 0255 UTC à 0330 UTC durant la POI 11. Les traits verticaux en couleur correspondent aux tranches d'altitudes, espacées de (a,b,c,d,e) 10 m et (f,g,h,i,j) 20 m respectivement. 192
- 6.14 Évolution temporelle durant la POI 11 (a) de la hauteur de la sonde de turbulence superposée à la concentration mesurée par le CDP. Les profils sélectionnés sont indiqués par une croix rouge au sommet du brouillard, l'heure de transition en rouge pointillé (b) de l'épaisseur de la région d'activation pour chaque profil sélectionné. La concentration maximale au sommet est indiquée en plage de couleur. 194
- 6.15 Epaisseur de l'activation au sommet du brouillard (bleu), de la concentration maximale au sommet (vert) et de la concentration mesurée par le FM120 au sol (marron) pour les épisodes du 5 (POI 2b) et 6 Décembre 2019 (2c), 8 Février 2020 (11) et 22 (13a) et 23 (13b) Février 2020 ainsi que sur l'ensemble des POIs. 195
- 6.16 Distributions dimensionnelles pour le (a) profil N°5 (b) palier 4P entre 0059 et 0121 UTC (c) profil N°6 (d) profil N°7 de la POI 11, Les spectres sont tracés par tranches d'altitude de 10 m, de 15 à 135 m, pour les profils et intervalles temporels de 2 min (début de l'intervalle indiqué) pour les paliers. 196
- 6.17 (a,d) Spectres dimensionnels mesurés lors du profil N°1 de la POI 11 par le CDP et ajustés par une fonction log-normale (pointillés) sur chaque tranche d'altitude. Le nombre de modes est indiqué entre parenthèse (b,e) Spectres dimensionnels ajustés sur chaque tranche d'altitude présentant 1 mode (rouge) ou 2 modes (bleu) (c,f) Concentration (respectivement Extinction) ajustée en fonction de la concentration (extinction) du CDP par tranche d'altitude indiquée en couleur. Distribution en (a,b,c) nombre (d,e,f) surface. 198

- 6.18 (a) Spectres dimensionnels mesurés lors du profil N°1 de la POI 11. Les zones de très petites, petites et larges gouttelettes sont coloriées en vert, bleu et rouge respectivement. (b) Profil vertical de R_l (étoiles) et R_p (croix). Les distributions monomodales (bimodales) en surface sont indiquées en rouge (bleu). 200
- 6.19 Profil vertical (a) des diamètres modaux D_p et D_l ajustés par une fonction log-normale (b) de la concentration relative de petites R_p et larges gouttelettes R_l pour les 9 profils de la POI 14. Les distributions monomodales (bimodales) en surface sont indiquées en rouge (bleu) Les valeurs de $\frac{dD_p}{dz}$, $\frac{dD_l}{dz}$, $\frac{dR_p}{dz}$ et $\frac{dR_l}{dz}$ sont indiquées sur chaque profil. 201
- 6.20 Même légende que la Fig. 6.19 mais pour les profils représentatifs de la POI 11. 201
- 6.21 α en fonction de (a,b) $\frac{dD_p}{dz}$ (c,d) $\frac{dD_l}{dz}$ (a,c) par POI dont la couleur est identique à la Fig. 6.10. Les brouillards fins et épais sont indiqués par des cercles vides et pleins respectivement (b,d) en fonction du CTH. Les brouillards (stratus) sont indiqués par des cercles (diamants). 203
- 6.22 Densité de probabilité des diamètres modaux D_p (pointillés) et D_l (pleins) pour les brouillards optiquement (a) très fins, (b) fins, (c) épais (d) stratus pour chaque hauteur normalisée entre le CBH et le CTH, de 0.1 à 1. 204
- 6.23 (a) densité de probabilité du paramètre σ de la fonction log-normale ajustée de D_p (plein) et D_r (pointillés) pour les profils échantillonnés en brouillards optiquement (a) très fins, (b) fins, (c) épais (d) stratus pour chaque hauteur normalisée du CBH au CTH, de 0.1 à 1. 205
- 6.24 α en fonction de $\frac{dR_p}{dz}$ (a) $\frac{dR_l}{dz}$ (c) par POI dont la couleur est identique à la Fig. 6.10. Les brouillards fins et épais sont indiqués par des cercles vides et pleins respectivement (b,d) en fonction du CTH. Les brouillards (stratus) sont indiqués par des cercles (diamants). 206
- 6.25 Schéma récapitulatif de l'évolution des propriétés microphysiques du brouillard sur la verticale au cours de son cycle de vie. 207
- A1 (a) Analyse Synoptique (ANASYG) des conditions météorologiques pour le 5 janvier 2020 à 1800 UTC et (b) 6 janvier 2020 à 0600 UTC. 218
- A2 (a) Classification nuageuse issue des produits NWC dans le sud-ouest de la France le 5 janvier 2020 à 2000 UTC, (b) 2100 UTC, (c) le 6 janvier 2020 à 0000UTC (d) 0800 UTC. La visibilité des stations météorologiques du réseau opérationnel (du site de Jachère) est indiquée par une étoile noire (bleue). 218

A3	Évolution temporelle durant la POI 6c (a) de la reflectivité du radar BASTA (palette de couleur) avec le trajet du ballon captif (noir) et du LWP mesuré par le radiomètre HATPRO (gris). Le CBH (CTH) issu du télémètre (du BASTA) est indiqué par des croix vertes (rouges) (b) de la visibilité (c) de la température à 2,5 et 10 m, (d) de l'humidité relative à 2,5 et 10 m et de l'humidité spécifique à 2 m, (e) de la force et direction du vent à 10 m (f) du rayonnement infra rouge montant (rose) et descendant (violet). Fig. a issue de Charbonnières, Fig. b à f du site de Jachère.	219
B1	Corrélation croisée entre deux signaux x et z décalés d'un temps τ_0 . CCF désigne la fonction de corrélation croisée (pour Cross Correlation Function). Issu de Hanus (2019)	221
C1	Comparaison des mesures dans le champ d'expérimentation du CNRM entre le LWC mesuré par le FM120 Jachère et le FM120 BASTA durant l'hiver (a) 2021/2022 (b) 2022/2023. Nombre de points indiqués entre parenthèses. . . .	225
C2	Comparaison des mesures dans le champ d'expérimentation du CNRM entre la concentration mesurée par le FM120 Jachère et le FM120 BASTA durant l'hiver (a) 2021/2022 (b) 2022/2023. Nombre de points indiqués entre parenthèses. . .	226
C3	Comparaison des mesures dans le champ d'expérimentation du CNRM entre le diamètre effectif mesuré par le FM120 Jachère et le FM120 BASTA durant l'hiver (a) 2021/2022 (b) 2022/2023. Nombre de points indiqués entre parenthèses.	227
C4	(a,b,c,d) Comparaison entre le CDP Ballon et le CDP Orientable du LWC (e,f,g,h) de la concentration (i,j,k,l) du diamètre effectif pour (a,e,i) la nuit du 19 au 20 février 2023 (b,f,j) du 22 au 23 février 2023 (c,f,k) du 24 au 25 février 2023 (d,h,l) du 7 au 8 mars 2023. Les points correspondant à un mode de petites (respectivement larges) gouttelettes appréciable sur les spectres dimensionnels sont indiqués en vert (respectivement rouge).	228
C5	Comparaison des mesures dans le champ d'expérimentation du CNRM entre l'extinction mesurée par le PWD et le PVM durant l'hiver (a) 2021/2022 (b) 2022/2023. Nombre de points indiqués entre parenthèses.	229
D1	Même légende que la Fig. 6.2 mais pour 9 profils représentatifs de la POI 6. . .	232
D2	Même légende que la Fig. 6.2 mais pour 9 profils représentatifs de la POI 13b. . .	233

Listes des tableaux

1.1	Tableau récapitulatif des principaux intervalles de la concentration, du contenu en eau liquide et des diamètres modaux observés lors des principales campagnes de mesures. Les campagnes à Nanjing en Chine de 2006 à 2009, en zone polluée ; Albany 77 et Fog-82 dans l'état de New York aux États-Unis et Wifex à New Delhi en Inde de 2015 à 2020, en zone polluée, ont été ajoutées.	39
3.1	Tableau récapitulatif des instruments déployés durant la campagne SOFOG3D et utilisés dans le cadre de cette thèse. Les numéros des sites sont ceux indiqués sur la Fig. 3.1b. Les notes de bas de page sont explicitées à la page suivante.	59
3.2	Tableau récapitulatif des brouillards observés à Jachère, comprenant N° POI, date (jour N à N+1), heure de formation (FORM), de dissipation (DISS), durée de l'épisode, sites concernés par du brouillard (numéros correspondant à 3.1) et épaisseur géométrique maximale (EG_{max}) estimée à partir de la réflectivité du radar BASTA. Le type de brouillard de la classification automatique et manuelle correspond à radiatif (RAD), advectif (ADV), radiatif-advectif (RADV), affaissement de stratus (STL pour STratus Lowering), précipitations (PRE) ou inconnu (INC). Ordre chronologique de la baisse de visibilité en dessous de 1 km aux différents niveaux verticaux de Tuzan (T) et UKMO (U) indiquée en dernière colonne avec durée séparant la formation au sol et à l'altitude la plus élevée entre parenthèses. Les champs indéterminés sont indiqués par ND. * Visibilité combinée UKMO (3 m) et Tuzan (24,40 m). . .	67
3.3	Tableau récapitulatif des valeurs de r et a du FM120 et PVM par comparaison avec le PWD sur le site de Jachère. Les épisodes validés et invalidés sont indiqués par des ✓ et ✗ respectivement. Les mesures du PVM100 le 28 octobre 2019 n'ont pas été considérées, du fait d'un dysfonctionnement de l'instrument.	76
3.4	Tableau récapitulatif des valeurs de r et a par comparaison avec le Young sur le site BASTA. Le nombre de points est indiqué entre parenthèses. Les épisodes validés et invalidés sont indiqués par des ✓ et ✗ respectivement. La durée d'interruption et le décalage temporel observé sont indiqués en commentaires pour les épisodes concernés. Les valeurs de r et a sans invalidation sont également indiquées.	80

- 3.5 Tableau récapitulatif du nombre d'épisodes validés durant IntercompToulouse. Les mêmes seuils qu'à SOFOG3D sont utilisés, i.e. $r > 0.8$ et $0.6 < a < 1.4$. Les FM120 Jachère et BASTA ainsi que les CDP ballon et orientable sont comparés entre eux. Seule la comparaison avec le mode de larges gouttelettes est considérée entre les deux CDP. Le PVM et le FM100 sont comparés au PWD. Les conditions coaxiales pour le FM100 correspondent à $\theta < 30^\circ\text{C}$ 94

Introduction

Le brouillard est défini comme la suspension dans l’atmosphère de très petites gouttelettes d’eau, en général microscopiques, réduisant la visibilité à la surface du globe, à moins de 1000 m ([World Meteorological Organization, 1956](#))¹. Ce phénomène est très fréquent en France, en particulier durant l’automne et l’hiver dans les zones de plaines le long de certaines vallées (Saône, Garonne, Rhin), sur les plateaux (Morvan, Lorraine, Langres), dans les Landes ainsi que dans certaines régions côtières de l’arc Atlantique (Bordeaux, Brest) (Fig. 1). Son impact socio-économique est considérable avec des pertes comparables aux tornades voire à certaines tempêtes ou cyclones tropicaux ([Gultepe et al., 2007](#)). Il touche en effet, des secteurs multiples, en particulier celui des transports routier ([Pagowski et al., 2004](#)), maritime ([Koračin and Dorman, 2017](#)), et aérien et constitue le deuxième facteur d’accidents après le vent ([Gultepe et al., 2019](#)). Le secteur aérien met notamment en oeuvre sur les aéroports une procédure spéciale appelée LVP (pour Low Visibility Procedure) en cas de très faibles visibilités, réduisant par deux la fréquence de décollage et atterrissage et induisant de nombreux retards et annulations de vol ([Roquelaure et al., 2009](#)). Ainsi, les pertes économiques de la compagnie British Airways associées à l’épisode de brouillard dense survenu à l’aéroport de Londres-Heathrow en décembre 2006 ont été estimées à 25 millions de livres sterling ([Gultepe et al., 2009](#)). En raison des forts enjeux du brouillard sur la sécurité aérienne, Météo-France a inscrit dans son Contrat d’Objectifs et de Performances (COP) en 2017 ([COP 2017-2021, 2017](#)) une action spécifique de recherche afin d’approfondir nos connaissances sur ce phénomène.

Bien que les mécanismes de formation du brouillard soient étudiés depuis longtemps ([Taylor, 1917](#)) et documentés dans la littérature ([Pilié et al., 1975b](#); [Roach et al., 1976](#); [Tardif, 2007](#)), les modèles opérationnels peinent encore à prévoir avec précision son cycle de vie ([van der Velde et al., 2010](#); [Westerhuis et al., 2020](#)). En plus d’erreurs liées à la résolution horizontale trop grossière ([Bergot and Guedalia, 1994](#); [Boutle et al., 2016](#)) ou verticale ([Beare and Macvean, 2004](#); [Tardif and Rasmussen, 2007](#)), aux conditions de grande échelle ([Koračin et al., 2001](#)) et aux conditions initiales ([Rémy and Bergot, 2009](#)), l’interaction complexe entre processus turbulents, radiatifs, microphysiques diminue la prévisibilité du brouillard. De nombreuses incertitudes demeurent dans les paramétrisations microphysiques, en lien avec la prise en compte des aérosols et leur activation en gouttelettes ([Bott, 1991](#); [Stolaki et al., 2015](#); [Boutle et al., 2018](#)), ou encore à la représentation de la distribution dimensionnelle des gouttelettes ([Zhang et al., 2014b](#); [Boutle et al., 2022](#)). Ainsi, des schémas microphysiques plus sophistiqués à 2 moments sont nécessaires pour une bonne restitution des propriétés microphysiques du brouillard ([Schwenkel and Maronga, 2019](#); [Ducongé et al., 2020](#); [Fathalli et al., 2022](#)) lorsque les conditions dynamiques et thermodynamiques sont par ailleurs bien reproduites. Ces imprécisions sur la microphysique amènent assez classiquement à des brouillards devenant optiquement épais, c’est à dire opaques au rayonnement infrarouge ([Mason, 1982](#); [Price, 2011](#)), trop précocement, en lien avec une forte surestimation des grandeurs

¹On parle de brume lorsque la visibilité est réduite entre 5 km et 1 km

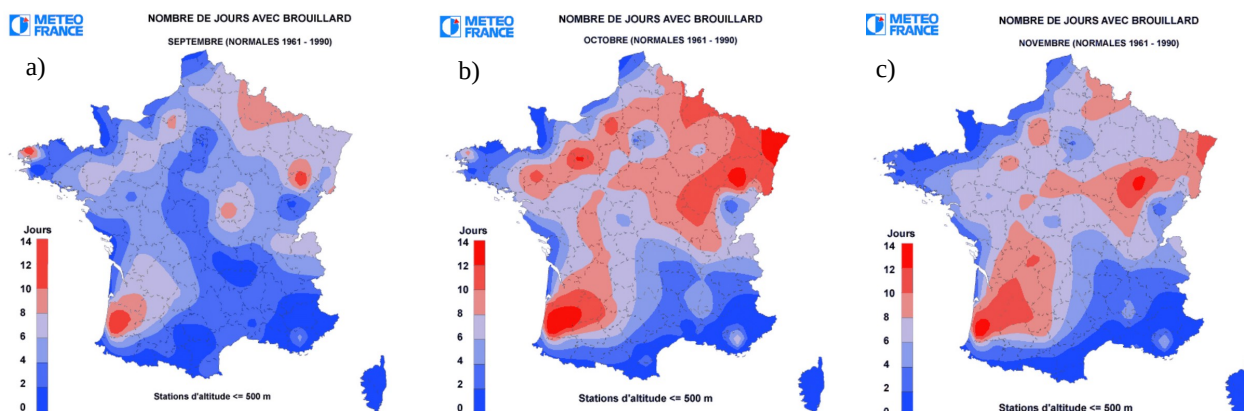


Figure 1: Climatologie du nombre de jours de brouillard en France en Septembre (a) Octobre (b), Novembre (c) sur la période 1961-1990. Source : Météo-France.

microphysiques (Ducongé et al., 2020) par rapport aux observations. Par conséquent, des observations microphysiques sont essentielles à une amélioration des modèles de prévision du brouillard. De plus, Thoma et al. (2012) indiquent que l’amélioration des paramétrisations microphysiques n’est possible qu’avec des observations dans toute la couche, de sa formation à sa dissipation.

Les mesures au sol mettent en évidence des variations significatives des grandeurs microphysiques (Gerber, 1981; Fuzzi et al., 1984; Mazoyer et al., 2022) ainsi qu’une forte variabilité de la distribution de gouttelettes (Kumai, 1973; Wendish et al., 1998; Price, 2011), rendant délicate la compréhension du brouillard. Les progrès des mesures par télédétection (Toledo et al., 2021) et satellite (Cermak and Bendix, 2011) ont permis l’émergence de modèles conceptuels, faisant l’hypothèse d’une augmentation croissante du contenu en eau liquide avec l’altitude durant tout le cycle de vie. Cependant, le développement de modèles conceptuels caractérise principalement des brouillards optiquement épais, afin de prévoir leur dissipation (Toledo et al., 2021) ou leur discrimination avec les stratus (Cermak and Bendix, 2011). En revanche, les brouillards optiquement fins sont difficilement détectables par ce type de mesures et demeurent ainsi peu documentés.

Les observations in situ de la microphysique du brouillard sur la verticale sont en revanche beaucoup plus rares, et peuvent s’expliquer par le défi instrumental que cela représente. Les observations pionnières de Okita (1962) sur les pentes du Mont Tokaschi au Japon (2070 m) et Pinnick et al. (1978) sous ballon captif ont fourni les premières mesures de la microphysique du brouillard sur la verticale. Plus récemment, Okuda et al. (2010) et Egli et al. (2015) ont documenté les propriétés microphysiques sur la verticale avec des mesures sous ballon captif. Ces quatre études ont indiqué que les processus de condensation, sédimentation et collision-coalescence apparaissent comme des processus clés au cours du cycle de vie du brouillard mais ces travaux ont été réalisés essentiellement en brouillard épais ou après leur dissipation en stratus. Ainsi, l’évolution des propriétés microphysiques du brouillard et les processus pilotant son cycle de vie demeurent peu documentés.

C'est dans ce contexte que s'est déroulée la campagne de brouillard SOFOG3D (pour South West Fog 3D experiment) (Burnet et al., 2020) durant l'hiver 2019-2020 dans la forêt des Landes sur laquelle se base cette thèse. Un des objectifs principaux de SOFOG3D est d'améliorer notre compréhension des processus de fine échelle intervenant dans le cycle de vie du brouillard. Par ailleurs, la validation de l'apport de nouveaux systèmes instrumentaux pour l'assimilation de données ainsi que le développement du modèle de prévision à maille fine opérationnelle de Météo-France AROME avec une résolution horizontale de 500m sont également des objectifs majeurs de la campagne. Les études tirant parti du dispositif instrumental déployé durant la campagne ont permis notamment d'étudier l'impact des hétérogénéités de surface sur la formation du brouillard (Thornton et al., 2023), de réaliser une synergie entre les mesures de réflectivité des radars nuage et de contenu en eau total des radiomètres micro-ondes (Bell et al., 2022; Vishwakarma et al., 2023) ou encore d'analyser le rôle des processus turbulents et thermodynamiques au cours du cycle de vie (Dione et al., 2023). On se focalise dans le cadre de cette thèse sur l'évolution des propriétés microphysiques, en termes de concentration, diamètre et distribution dimensionnelle des gouttelettes ainsi qu'en contenu en eau liquide, qui ont été peu étudiées, en particulier les observations in situ sous ballon captif. La validation des instruments microphysiques est au préalable une étape incontournable (Mazoyer, 2016; Tav, 2017; Fathalli, 2022), en raison de la forte incertitude de mesure.

Objectifs de la thèse

Cette thèse porte sur la caractérisation sur la verticale des propriétés microphysiques du brouillard et de leur évolution au cours du cycle de vie.

Cette problématique se décline en plusieurs sous-objectifs que les études de cas de la campagne SOFOG3D permettront d'investiguer :

- Quelle est la variabilité des propriétés microphysiques des brouillards échantillonnés ?
- Quelle est l'évolution de la concentration, du diamètre et des distributions dimensionnelles des gouttelettes ainsi que du contenu en eau liquide sur la verticale au cours du cycle de vie du brouillard ? En particulier, quel est le rôle de la microphysique dans la transition entre brouillard optiquement fin à épais ?
- Quels sont les processus microphysiques clés pilotant le cycle de vie du brouillard ? En particulier, quelles sont les contributions de la condensation, sédimentation et collision-coalescence ?

Plan du manuscrit

Afin de répondre à ces objectifs, le plan du manuscrit se décline en 3 axes. Le premier axe porte sur les propriétés microphysiques au sol ainsi que sur la variabilité spatiale des brouillards échantillonnés durant SOFOG3D, à partir des mesures microphysiques sur différents sites. Le deuxième axe porte sur les propriétés microphysiques, en termes de contenu en eau liquide, et thermodynamiques du brouillard sur la verticale, à partir des mesures sous ballon captif.

Le troisième axe se focalise sur l'évolution sur la verticale de la concentration, du diamètre et des distributions dimensionnelles des gouttelettes. Cela permettra de mieux caractériser les processus microphysiques intervenant dans le cycle de vie du brouillard, en contrastant entre brouillard optiquement fin et épais.

La première partie de ce manuscrit décrit l'état de l'art sur les connaissances microphysiques actuelles sur le brouillard en lien avec les campagnes de mesures existantes, les différents types de brouillard et la théorie régissant les processus de la microphysique chaude. La deuxième partie met en contexte la campagne de mesures SOFOG3D par le biais d'une climatologie réalisée dans le sud-ouest de la France. Le troisième chapitre aborde les observations de la campagne SOFOG3D, avec en premier lieu une description des sites et des instruments déployés, suivie de la validation des mesures. La quatrième partie se focalise sur les propriétés microphysiques au sol des brouillards échantillonnés à partir des instruments préalablement validés. Le cinquième chapitre traite des profils verticaux de contenu en eau liquide et de température des brouillards fins, ou optiquement épais ou à la transition, en regard d'un modèle conceptuel existant. La sixième partie investigate l'évolution verticale des concentrations, diamètres et distributions dimensionnelles des gouttelettes en mettant en évidence les processus clés pilotant le cycle de vie du brouillard. Enfin, les conclusions et perspectives à ce travail sont dressées à la fin de ce manuscrit.

Etat de l'art

Contents

1.1	Notions Générales	6
1.1.1	Couche Limite Atmosphérique	6
1.1.2	Processus thermodynamiques	11
1.1.3	Processus microphysiques	12
1.1.4	Grandeurs microphysiques	20
1.2	Types de Brouillard	26
1.2.1	Brouillard de rayonnement	27
1.2.2	Brouillard d'advection	32
1.2.3	Brouillard par affaissement de stratus	32
1.2.4	Brouillard de précipitations	33
1.3	Adiabaticité dans le brouillard : Modèle conceptuel de Toledo et al. (2021)	34
1.3.1	Présentation du modèle conceptuel	34
1.3.2	Applications du modèle conceptuel	35
1.4	Observations de la microphysique dans le brouillard	37
1.4.1	Campagnes de mesure passées et évolution du dispositif instrumental	37
1.4.2	Synthèse des propriétés microphysiques au sol et en altitude mesurées lors des précédentes campagnes	39
1.4.3	Contexte de la campagne SOFOG3D et objectifs de la thèse	42

Ce chapitre introduit les connaissances actuelles sur le brouillard. Des notions générales sont abordées en lien avec la couche limite et les processus microphysiques. L'état de l'art est suivi d'une description des différents types de brouillard. Enfin, les connaissances spécifiques à la microphysique du brouillard sont décrites.

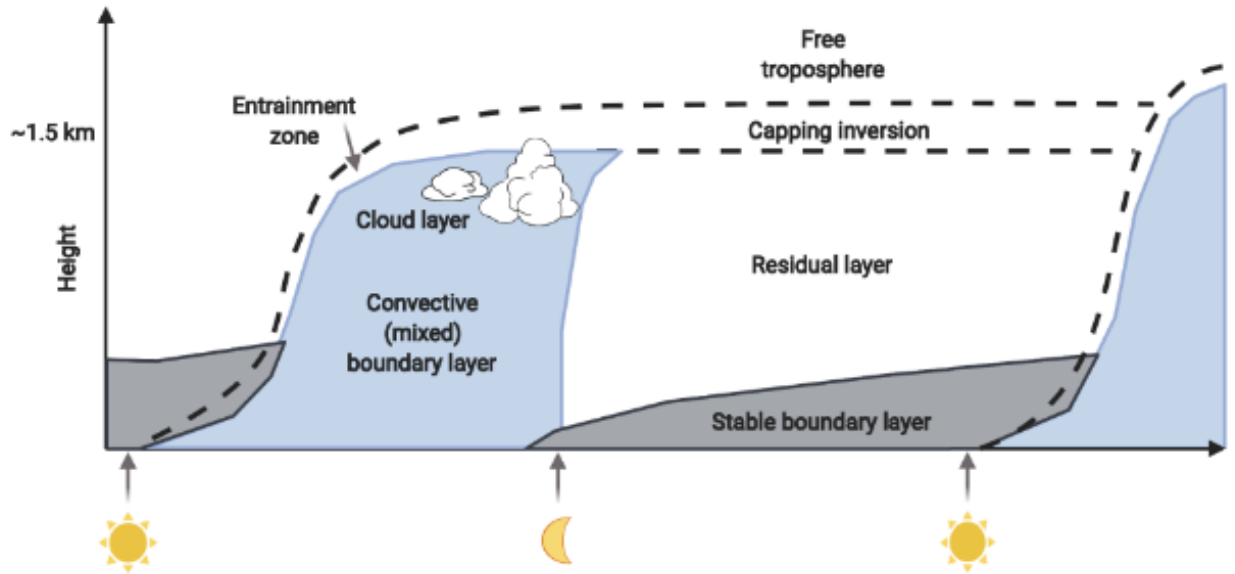


Figure 1.1: Représentation schématique de l'évolution de la couche limite atmosphérique au cours de la journée. Issu de [Helbig et al. \(2021\)](#) d'après [Stull \(1988\)](#).

1.1 Notions Générales

1.1.1 Couche Limite Atmosphérique

Le brouillard est un nuage dont la particularité est que sa base touche le sol. Ainsi, le brouillard est situé dans la couche limite atmosphérique (CLA), zone de l'atmosphère directement sous l'influence de la surface terrestre et surmontée par l'atmosphère libre. La CLA suit un cycle saisonnier, étant plus basse en hiver qu'en été et également un cycle diurne, son temps de réponse étant plus court que l'atmosphère libre ([Stull, 1988](#)). En journée, le rayonnement solaire provoque des mouvements convectifs induisant une turbulence d'origine thermique afin d'homogénéiser la température. La CLA est alors maximale en épaisseur, généralement entre 500 m l'hiver et 2000 à 3000 m l'été. On parle alors de couche limite convective (CLC). Après le coucher du soleil, la chaleur accumulée durant la journée est restituée par la surface sous forme de rayonnement infrarouge. La surface se refroidit alors plus vite que l'air au-dessus, induisant un gradient thermique positif, la couche est dite stable, d'épaisseur moindre que la CLC, s'étirant de 100 m à 300 m. Dans ces conditions, lorsque l'air devient saturé en vapeur d'eau, du brouillard est à même de se former. Une représentation de la couche limite atmosphérique avec son cycle diurne est illustrée sur la Fig. 1.1.

Étant soumis aux échanges thermodynamiques régissant la couche limite atmosphérique, le brouillard est lié à la notion de bilan d'énergie, de saturation et stabilité dans la CLA. La température (T), la pression (P) et l'humidité sont les variables d'état essentielles pour caractériser l'atmosphère mais d'autres grandeurs, comme la température potentielle et la température de rosée T_d , définies ci-après, sont également couramment utilisées pour caractériser la stabilité et la saturation dans la couche limite atmosphérique.

Bilan d'énergie à la surface

Le brouillard étant un phénomène en contact avec le sol, les flux radiatifs à la surface sont primordiaux pour comprendre sa formation et son cycle de vie. En journée, la surface reçoit de la chaleur sous forme de rayonnement solaire à courtes longueurs d'onde (rayonnement ShortWave ou SW). Après le coucher du soleil, la surface émet vers les couches supérieures de l'atmosphère la chaleur emmagasinée durant la journée sous forme de rayonnement infrarouge de plus grandes longueurs d'onde (rayonnement LongWave ou LW). La surface perdant plus d'énergie qu'elle n'en reçoit, il en résulte un refroidissement radiatif, propice à la formation de brouillard. On définit le flux radiatif net à la surface de la Terre R_n sous forme de bilan radiatif de la manière suivante (Oke, 2002):

$$R_n = SW \downarrow - SW \uparrow + LW \downarrow - LW \uparrow \quad (1.1)$$

où $SW \downarrow$ (respectivement $LW \downarrow$) représente le rayonnement solaire (respectivement infrarouge) reçu par la surface et $SW \uparrow$ (respectivement $LW \uparrow$) le rayonnement solaire (respectivement infrarouge) émis par la surface.

- $SW \downarrow$ représente la principale source de rayonnement reçue par la surface durant la journée. Ce terme est nul la nuit.
- $SW \uparrow$ dépend de l'albedo et représente la fraction de rayonnement incident qui est réfléchi par la surface. L'albedo, sans dimension, varie entre 0 pour une surface entièrement absorbante (corps noir) à 1 pour une surface entièrement réfléchissante (miroir parfait). L'albedo est fonction du type de surface (0.15 pour une forêt, jusqu'à 0.95 pour de la neige fraîche), du type de nuage considéré et de son épaisseur optique (Twomey, 1977) (albedo plus fort pour un stratus, composé de gouttelettes d'eau que d'un cirrus composé de glace). On estime l'albedo planétaire moyen à 0.29, dont une proportion importante est à mettre au crédit des nuages, correspondant à l'effet albedo des nuages.
- $LW \downarrow$ est négligeable en conditions de ciel clair mais est un forçage radiatif positif en cas de couverture nuageuse, dépendant de la température du nuage considéré. Ce terme, plus marqué pour les cirrus qu'un nuage de plus faible altitude, correspond à l'effet de serre des nuages.
- $LW \uparrow$ représente la principale perte de rayonnement émis par la surface la nuit. Son intensité conditionne en partie la formation du brouillard ainsi que son développement vertical.

Le flux radiatif R_n à la surface correspond également à la somme des flux de chaleur, sous la forme :

$$R_n = H + LE + G \quad (1.2)$$

où

- H représente le flux de chaleur sensible au sol, c'est-à-dire la chaleur échangée sans changement de phase par turbulence et diffusion, dépendant de la capacité thermique massique et de la température.
- LE correspond au flux de chaleur latente au sol, représentant la chaleur échangée lors d'un changement de phase de l'eau. Par exemple, la chaleur libérée lors de l'évaporation d'une gouttelette d'eau à une certaine température dépend de sa chaleur latente de vaporisation L_v qui varie avec la température.
- G représente le flux de chaleur accumulé dans le sol par conduction, dépendant de la conductivité thermique du sol considéré.

En journée, H et LE sont les deux termes prépondérants dont la proportion dépend du type de surface, G étant de l'ordre de 10% de R_n . La nuit, les échanges radiatifs par conduction sont plus importants et G peut atteindre jusqu'à 50% de R_n selon [Wallace and Hobbs \(2006\)](#).

Saturation d'une masse d'air

L'atmosphère n'est pas seulement composée d'air sec mais également de vapeur d'eau. Plusieurs grandeurs rendent compte de la vapeur d'eau disponible dans l'atmosphère, en particulier l'humidité, absolue ou relative, qui découle du rapport de mélange r_v . r_v correspond à la quantité de vapeur d'eau par kg d'air sec et est lié à la pression de vapeur e , la pression partielle en vapeur d'eau, par la formule suivante :

$$r_v = 0.622 \frac{e}{P - e} \quad (1.3)$$

Du rapport de mélange, on en déduit l'humidité relative HU et spécifique q_v correspondant à la masse de vapeur d'eau sur la masse d'air humide et reliée à r_v par la formule suivante :

$$q_v = \frac{r_v}{r_v + 1} \quad (1.4)$$

Le même raisonnement est décliné pour déterminer l'humidité spécifique en eau liquide et en glace, notée respectivement q_l et q_i à partir du rapport de mélange (et pression de vapeur) pour l'eau liquide r_l (e_l) et la glace r_i (e_i). Le rapport de mélange total r se définit par $r = r_v + r_l + r_i$ et la quantité en eau totale par $q = q_v + q_l + q_i$.

L'humidité relative correspond au ratio entre le rapport de mélange r_v et le rapport de mélange saturant r_{vs} ¹. r_{vs} se définit analytiquement de la même manière que r_v (Eq. 1.3) mais à partir de la pression de vapeur saturante e_s dépendant de la température. On utilisera dans le cadre de cette thèse la formule de [Bolton \(1980\)](#) :

¹Elle peut également être déduite avec la pression de vapeur, en calculant le ratio entre la pression de vapeur e et la pression de vapeur saturante e_s

$$e_s(T) = 6.112 \exp \frac{17.67T}{T + 243.5} \quad (1.5)$$

L'humidité relative varie avec la température, au contraire de l'humidité spécifique qui est invariante tant qu'il n'y a pas de condensation ou autre changement d'état (Eq. 1.4). L'humidité relative indique la proportion de vapeur d'eau par rapport à la quantité maximale tandis que l'humidité spécifique renseigne sur la quantité de vapeur d'eau.

Deux processus principaux permettent d'amener une masse d'air à saturation, la détente adiabatique et le refroidissement isobare. Dans une couche limite stable, les mouvements turbulents trop faibles ne permettent pas à l'air en surface de s'élever par détente adiabatique, la formation du brouillard s'explique ainsi par le refroidissement isobare. Lorsque la température diminue après le coucher du soleil, le rapport de mélange est constant (Eq. 1.3) mais le rapport de mélange saturant diminue (Eq 1.5). Il en résulte une augmentation de l'humidité relative, se poursuivant jusqu'à ce que HU atteigne 100%. La masse d'air est alors à saturation et la température obtenue s'appelle la température de rosée T_d , dépendant de la température et de l'humidité relative. La quantité de vapeur d'eau est alors maximale, tout ajout de vapeur d'eau entraîne la condensation de celle-ci et en conséquence la formation de gouttelettes.

Stabilité d'une masse d'air

En conditions stables, la température augmente avec l'altitude dans la CLA. On parle d'inversion de température. En effet, dans une atmosphère standard, c'est-à-dire ne considérant que les variations sur la verticale de la pression et la température, une particule située au niveau du sol et subissant une détente adiabatique se refroidit de $9.8^\circ\text{C km}^{-1}$, correspondant au gradient adiabatique sec $\Gamma = -\frac{dT}{dz} = \frac{g}{c_p}$, le ratio de la pesanteur g sur la capacité thermique isobare de l'air c_p ². Ce gradient est dit sec car associé à des processus purement adiabatiques où la saturation de l'air n'intervient pas. La température potentielle θ permet de représenter cette décroissance fixe de la température avec l'altitude, correspondant à la température qu'aurait une particule, à une altitude donnée, si elle suivait une compression adiabatique jusqu'à la pression de référence $P_0 = 1000 \text{ hPa}$. Analytiquement, θ se définit par :

$$\theta = T \left(\frac{P_0}{P} \right)^{\frac{R_a}{c_p}} \quad (1.6)$$

où $R_a = \frac{R}{M_a}$ avec R la constante des gaz parfaits et M_a la masse molaire de l'air, est la constante spécifique pour l'air sec, valant $287 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$.

θ ne donne pas d'indications sur la stabilité de la couche limite en air saturé. Or, dans le brouillard, des processus diabatiques interviennent, en particulier la libération de chaleur

²La variation de g sur la verticale est négligée dans la troposphère, justifiant l'hypothèse d'un gradient adiabatique sec fixe.

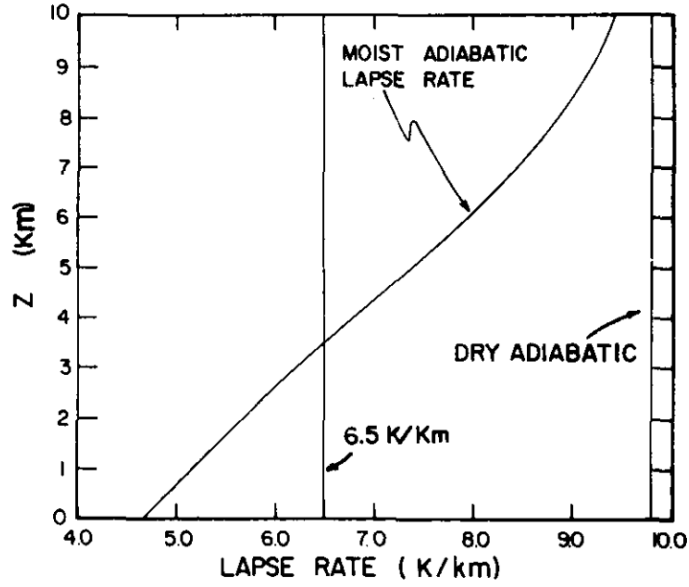


Fig. 2. Moist adiabatic lapse rate as a function of height.

Figure 1.2: Profil vertical de Γ et Γ_w . Issu de [Hummel and Kuhn \(1981\)](#).

latente lors de la condensation de vapeur d'eau, réduisant le gradient adiabatique Γ . Le gradient adiabatique humide Γ_w , plus complet, permet de prendre en compte la saturation de l'air et se définit comme suit :

$$\Gamma_w = g \frac{1 + \frac{L_v r_v}{R_a T}}{c_p + \frac{L_v^2 r_v \epsilon}{R_v T^2}} \quad (1.7)$$

où R_v est la constante spécifique pour la vapeur d'eau, valant $462 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$, L_v la chaleur latente de vaporisation, et ϵ correspond au rapport entre R_a et R_v (0.622).

Γ_w dépend de la température et de la pression. En moyenne, il vaut $6.5 \text{ }^\circ\text{C km}^{-1}$ mais varie de $3.1 \text{ }^\circ\text{C km}^{-1}$ à $9.8 \text{ }^\circ\text{C km}^{-1}$ à 1000 hPa entre $-40 \text{ }^\circ\text{C}$ et $40 \text{ }^\circ\text{C}$, illustrée sur la Fig. 1.2. Γ_w peut cependant être considéré constant pour un nuage d'épaisseur inférieure à 1 km comme le brouillard ([Pontikis, 1996](#)). Plus complète que θ , la température potentielle virtuelle θ_v est conservée dans une atmosphère saturée en vapeur d'eau³. θ_v est analogue à θ (Eq. 1.6) mais en partant de la température virtuelle T_v , la température qu'aurait une particule d'air sec avec la même masse volumique et pression que l'air humide considéré, définie par $T_v = T + 0.61 q_v T$.

La stabilité de la CLA dans le brouillard est déterminée par le signe de $\frac{\partial \theta_v}{\partial z}$:

- Si $\frac{\partial \theta_v}{\partial z}$ est négatif, la couche limite est dite instable. C'est le cas généralement en journée

³La température pseudo-potentielle du thermomètre mouillée θ'_w , la température potentielle équivalente θ_e et la température potentielle liquide θ_l ([Betts, 1973](#)) sont également des grandeurs conservatives en atmosphère saturée.

- Si $\frac{\partial\theta_v}{\partial z}$ est positif, la couche limite est dite stable. C'est le cas généralement la nuit
- Si $\frac{\partial\theta_v}{\partial z}$ est nul, la couche limite est dite neutre.

1.1.2 Processus thermodynamiques

Divers processus thermodynamiques interviennent dans la couche limite atmosphérique, pouvant favoriser ou inhiber la formation, le développement ou la dissipation du brouillard.

Advection

L'advection se définit comme le transport d'une variable atmosphérique (température, vent, humidité) par le vent. On distingue l'advection horizontale relative à la composante zonale u et méridienne v du vent et l'advection verticale, associée aux ascendances et subsidences, relative à la composante verticale w du vent. En effet, dans la CLA, les vents horizontaux sont de l'ordre de 2 m s^{-1} à 10 m s^{-1} , plus faibles près de la surface à cause de la rugosité du sol, tandis que les vents verticaux avoisinent seulement quelques cm s^{-1} en couche limite stable (Stull, 1988). L'advection d'une masse d'air peut favoriser la formation de brouillard en amenant de l'humidité directement si la masse d'air advectée est humide ou indirectement grâce à un apport d'air plus froid relativement à l'environnement, diminuant le rapport de mélange saturant (Eq. 1.5) et favorisant ainsi la condensation.

Processus turbulents

La turbulence correspond à l'évolution tourbillonnaire d'un fluide, en particulier l'air. Les mouvements turbulents sont d'autant plus importants que l'énergie cinétique est grande devant les forces de viscosité. Le nombre de Reynolds $R_E = \frac{\rho UL}{\eta}$, où L représente la longueur caractéristique de l'écoulement, ρ la masse volumique de l'air et η la viscosité dynamique de l'air, quantifie le caractère turbulent d'un écoulement par le ratio entre les forces d'inertie et de viscosité. Pour un faible nombre de Reynolds ($R_E \ll 1$), l'écoulement est dit laminaire tandis qu'au-dessus de 1, il est dit turbulent. Les tourbillons sont de dimensions très différentes, de quelques mm à plusieurs centaines de m de diamètre. L'énergie des plus grands tourbillons est transférée aux plus petits par la notion de cascade turbulente décrite par Kolmogorov (1942b,a), se produisant dès lors que l'échelle des tourbillons avoisine un R_E de 1, jusqu'à l'échelle moléculaire où l'énergie cinétique est dissipée sous forme de chaleur, la viscosité moléculaire devenant trop importante.

En raison de son aspect chaotique, la turbulence est représentée de manière statistique par l'énergie cinétique turbulente (Turbulent Kinetic Energy ou TKE), représentant la portion de l'énergie cinétique associée au caractère tourbillonnaire de l'écoulement et définie par :

$$TKE = \frac{1}{2}(\sigma_u^2 + \sigma_v^2 + \sigma_w^2) \quad (1.8)$$

où σ_u^2 (respectivement σ_v^2 et σ_w^2) représente la variance de u (respectivement de v et w).

L'équation d'évolution de la TKE fait intervenir plusieurs termes :

$$\frac{\partial \overline{TKE}}{\partial t} = \underbrace{\frac{g}{\theta_v} \overline{(u_i' \theta_v')}}_{PT} - \underbrace{u_i' u_j' \frac{\partial \bar{U}}{\partial x_j}}_{PD} - \underbrace{\frac{\partial u_j' TKE}{\partial x_j}}_{TR} - \underbrace{\bar{U}_j \frac{\partial \overline{TKE}}{\partial x_j}}_{ADV} - \underbrace{\frac{1}{\bar{\rho}} \frac{\partial u_i' \rho'}{\partial x_i}}_{CP} - \underbrace{\epsilon}_{DISS} \quad (1.9)$$

Les termes \bar{x} et x' représentent respectivement la valeur moyenne et la fluctuation d'une grandeur x considérée, décomposée sous la forme $x = \bar{x} + x'$

- PT représente la production thermique de TKE en lien avec la flottabilité, proportionnelle à la différence de θ_v entre une particule et son environnement. PT est un terme source ou puits dépendant du signe de la flottabilité. En journée, c'est un terme source transportant la chaleur vers les couches supérieures, devenant un terme puits la nuit.
- PD représente la production dynamique de TKE en lien avec le cisaillement, correspondant à une variation rapide du vecteur vent dans la direction opposée au flux. On distingue le cisaillement horizontal et vertical. PD est un terme source, d'autant plus important que les mouvements turbulents sont significatifs. Le nombre de Richardson R_i quantifie la turbulence d'origine thermique sur celle d'origine dynamique par le ratio entre la fréquence de Brunt-Väisälä, proportionnelle à la flottabilité, sur le cisaillement de vent, précédé d'un signe négatif. Un R_i négatif correspond à une atmosphère thermiquement instable tandis qu'un $R_i > 1$ caractérise un écoulement laminaire.
- TR représente le transport turbulent de TKE, correspondant au transport de TKE par les tourbillons de petites échelles.
- ADV représente l'advection de TKE par le vent moyen.
- CP représente la corrélation de pression, correspondant à la redistribution de la TKE par les perturbations de pression.
- DISS représente la dissipation de la TKE par les plus petits tourbillons sous forme de chaleur en raison des forces de viscosité. C'est un terme puits dès lors que la TKE est non nulle.

Les processus thermiques et dynamiques ayant été présentés, les processus microphysiques affectant le cycle de vie du brouillard sont décrits dans la section suivante.

1.1.3 Processus microphysiques

Aérosols

La présence d'aérosols est indispensable à la formation de gouttelettes nuageuses. Les aérosols sont un ensemble de particules solides ou liquides en suspension dans un gaz, en partic-

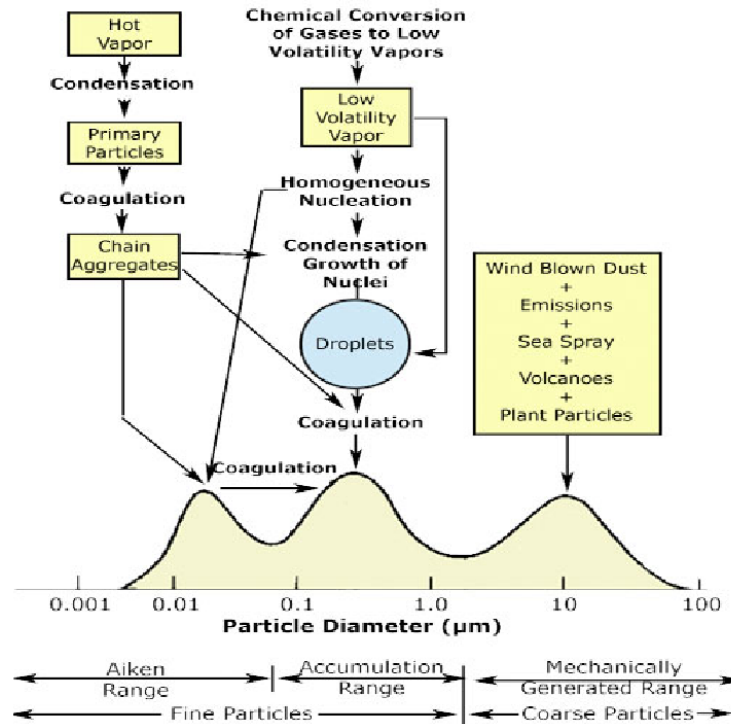


Figure 1.3: Représentation schématique de la distribution en diamètre des aérosols avec un découpage en 3 log-normales. Issu de [Monks et al. \(2021\)](https://serc.carleton.edu/NAGTWorkshops/metacognition/largeclasses.html), tiré de <https://serc.carleton.edu/NAGTWorkshops/metacognition/largeclasses.html>, adapté de [Whitby \(1978\)](#).

ulier l'air. Les aérosols sont dits primaires s'ils sont directement émis dans l'atmosphère, ou secondaires s'ils résultent d'une conversion gaz-particule. Leur origine est diverse, issue de sources naturelles ou anthropiques. Les feux de forêt, sels marins et les poussières désertiques sont des aérosols naturels tandis que les rejets de carburant ou les émissions industrielles rejettent des aérosols issus d'activités humaines. Il existe une forte variabilité de la concentration d'aérosols, dépendant de la distance à la source, du taux d'émission et des conditions météorologiques. Une CLA instable favorise la dispersion des aérosols en altitude grâce aux mouvements convectifs, et au contraire les piègent dans les basses couches en conditions stables. La concentration d'aérosols est plus importante sur terre que sur mer, de l'ordre de 10^3 cm^{-3} en zone rurale à 10^5 cm^{-3} en zone urbaine contre 300 cm^{-3} à 600 cm^{-3} sur mer. Leur concentration diminue dans les basses couches ([Selezneva, 1966](#)). On estime à 80% la masse totale d'aérosols en dessous de 1 km.

Les aérosols varient de $0.001 \mu\text{m}$ à $100 \mu\text{m}$ de diamètre. La théorie cinétique des gaz régit l'évolution des aérosols submicroniques, tandis que la mécanique des fluides est plus adaptée pour le mouvement des aérosols de plus grand diamètre. On distingue généralement, selon la classification de [Junge \(1955\)](#), trois catégories d'aérosols en fonction de leur diamètre. Ceux d'un diamètre inférieur à $0.1 \mu\text{m}$ sont appelés particules d'Aitken, ceux entre $0.1 \mu\text{m}$ et $1 \mu\text{m}$ particules larges et au-delà de $1 \mu\text{m}$, on parle de particules géantes. La distribution en

diamètre des aérosols est représentable par une somme de trois log-normales (Whitby, 1978), illustrée sur la Fig. 1.3.

- La première log-normale correspond au mode de nucléation, centré entre 0.015 μm et 0.04 μm . Elle comprend les particules les plus fines formées par nucléation qui grossissent rapidement par coagulation.
- La seconde log-normale correspond au mode d'accumulation entre 0.15 μm et 0.5 μm regroupant les particules issues du mode de nucléation. Le dépôt humide agit comme un terme puits mais les particules restent suffisamment nombreuses pour s'accumuler. Les particules des modes de nucléation et d'accumulation sont désignées sous le nom de particules fines.
- La troisième log-normale correspond au mode grossier, centré entre 5 μm et 30 μm , regroupant les plus grosses particules issues principalement de sources primaires et suffisamment grosses pour sédimenter. Du fait de leur diamètre, leur contribution à la masse totale des aérosols est significative.

La formation de gouttelettes par nucléation homogène, i.e. par formation spontanée, requiert des sursaturations de plusieurs centaines de %. Or, dans l'atmosphère, celles-ci ne dépassent guère 1 %. La formation de gouttelettes résulte donc de la nucléation hétérogène à partir de certains aérosols particuliers, appelés noyaux de condensation (CCN pour Cloud Condensation Nuclei). Les propriétés physico-chimiques des CCN permettent la formation de gouttelettes grâce au phénomène d'activation.

Activation des CCN en gouttelettes

L'activation des noyaux de condensation en gouttelettes, décrite par Köhler (1936), correspond à la déposition de vapeur d'eau à la surface d'un noyau de condensation. L'activation combine deux phénomènes distincts : l'effet Kelvin et l'effet Raoult. La sursaturation, notée SS , à la surface d'un CCN en fonction de son diamètre D , s'écrit :

$$SS = \frac{e}{e_s} = \underbrace{a_w}_{\text{Effet Raoult}} \underbrace{\exp \frac{2M_w \sigma_s}{RT \rho_w D}}_{\text{Effet Kelvin}} = \exp\left(\frac{A}{D} - \frac{B}{D^3}\right) \quad (1.10)$$

où $A = \frac{2M_w \sigma_s}{RT \rho_w}$ et $B = \frac{3\nu m_s M_w}{4\pi M_s \rho_w}$

avec a_w l'activité de l'eau dans la solution, M_w la masse molaire de l'eau, σ_s la tension de surface, ν le nombre total d'ions du soluté en dissolution et m_s la masse de soluté.

- Le second terme de l'Eq. 1.10 correspond à l'effet Kelvin, décrivant l'évolution de la pression de vapeur sur une surface courbée par rapport à une surface plane. La pression de vapeur est d'autant plus grande que le diamètre du CCN est petit. Ce terme, illustré sur la Fig. 1.4 en tirets, correspond à la nucléation homogène et requiert pour de très faibles diamètres des pressions de vapeur et donc des sursaturations beaucoup plus importantes que celles rencontrées dans l'atmosphère (tendance en $\exp(1/D)$).

- Le premier terme de l'Eq. 1.10 correspond à l'effet Raoult, décrivant l'évolution de la pression de vapeur saturante par rapport à la solubilité de l'aérosol. Plus le CCN est soluble, plus la sursaturation nécessaire à l'activation en gouttelettes est faible. Ce terme, illustré sur la Fig. 1.4 en tiretés-pointillés, rend compte de la croissance hygroscopique d'un CCN avec l'augmentation de l'humidité, réduisant d'autant plus la sursaturation nécessaire à l'activation que son diamètre est grand (tendance en $\exp(-1/D^3)$).

L'action combinée des effets Raoult et Kelvin explique l'activation des CCN en gouttelettes, représentée par la courbe en trait plein sur la Fig. 1.4. A un diamètre de particule donné, un CCN va grossir par effet Raoult, d'autant plus rapidement que sa solubilité est importante. Le CCN est dans un état stable jusqu'à atteindre le diamètre pour lequel tout excès de vapeur d'eau va se condenser à sa surface, appelé diamètre critique d'activation. Le CCN s'active alors en gouttelettes et sa croissance suit l'effet Kelvin afin de minimiser sa tension de surface. La gouttelette, nouvellement formée, entre dans un état instable où tout excès de vapeur d'eau va se condenser à sa surface (zone en dessous de la courbe). Ce processus se poursuit tant que la sursaturation est suffisante, sinon la particule s'évapore (zone au-dessus de la courbe). Le diamètre critique d'activation est associé à une unique sursaturation critique, propre à chaque aérosol, dépendant de ses propriétés chimiques, de son hygroscopicité et des conditions thermodynamiques. Les aérosols avec une forte hygroscopicité comme le chlorure de sodium ou le sulfate d'ammonium sont des espèces prépondérantes de CCN.

La relation entre concentration d'aérosols et de CCN est complexe. Sur terre, la fraction d'aérosols susceptible de servir de noyaux de condensation est de l'ordre de 1 à 10 % tandis qu'elle avoisine 10 à 20 % au-dessus des zones maritimes. La concentration de CCN apparaît davantage proportionnelle à la sursaturation avec une augmentation simplifiée sous la forme $N_{CCN} = cSS^k$ (Twomey, 1959), où les paramètres c et k dépendent du spectre dimensionnel des aérosols, l'évolution de la sursaturation s'écrivant sous la forme :

$$\frac{dSS}{dt} = A_1 \frac{dr_v}{dt} - (1 + SS)(A_2 \cdot w + A_3 \frac{dT}{dt}) \quad (1.11)$$

$$\text{où } A_1 = -\frac{P}{\epsilon e_s}, A_2 = \frac{g}{R_a T} \text{ et } A_3 = \frac{\epsilon L_v}{R_a T^2}$$

L'évolution de la sursaturation dépend de la quantité de vapeur d'eau condensée (terme $\frac{dr_v}{dt}$), agissant comme un terme puits, ainsi que des ascendances w et du taux de refroidissement $\frac{dT}{dt}$, agissant comme des termes sources. Dans les brouillards fins, l'évolution de la sursaturation est essentiellement pilotée par le taux de refroidissement, la formation du brouillard étant consécutive à un refroidissement significatif en surface, à laquelle s'ajoute la contribution des vitesses verticales en phase mature. Une fois les CCN activés, les gouttelettes formées peuvent subir différents processus microphysiques présentés ci-dessous.

Condensation/Evaporation

Une fois activées, les gouttelettes grossissent par condensation suivant l'effet Kelvin, décrit précédemment. De l'Eq. 1.10, on en déduit l'évolution temporelle du diamètre d'une gout-

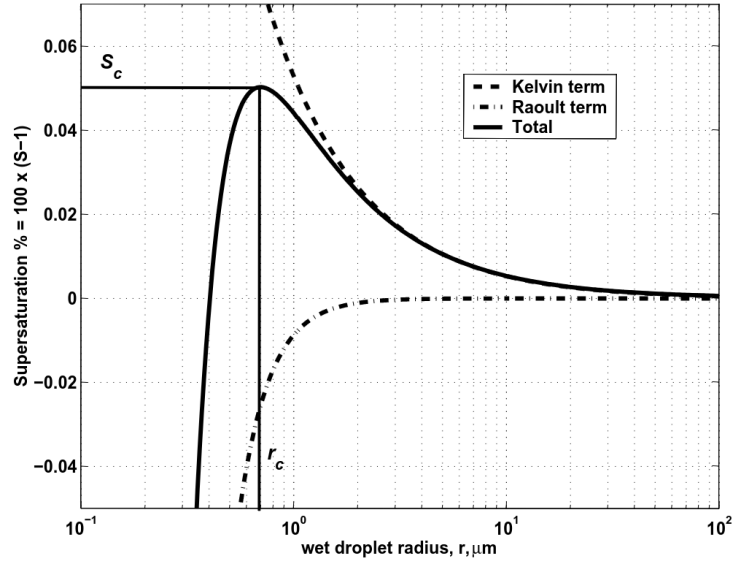


Figure 1.4: Représentation schématique de l'activation en gouttelettes d'une particule de sulfate d'ammonium de 200 nm de diamètre. Issu de [McFiggans et al. \(2006\)](#).

telette nuageuse ([Kulkarni et al., 2011](#)) :

$$\frac{dD}{dt} = \frac{4D_v M_w}{R\rho D} \left(\frac{e_\infty}{T_\infty} - \frac{e_s}{T_s} \right) \Phi \quad (1.12)$$

où

$$\Phi = \frac{2l + D}{D + 5.33(l^2/D) + 3.42l}$$

avec D_v le coefficient de diffusion de la vapeur d'eau ($0.24 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1}$ à 20°C), l le libre parcours moyen, e_∞ et e_s (respectivement T_∞ et T_s) la pression de vapeur (température) de l'environnement et à la surface de la gouttelette et Φ le facteur de correction de Fuchs ([Fuchs, 1959](#))⁴, négligeable pour des gouttelettes de diamètre supérieur à $2 \mu\text{m}$.

Lorsque e_∞ (la sursaturation ambiante) est supérieure à e_s (la sursaturation à la surface de la gouttelette), une gouttelette grossit par condensation de la vapeur d'eau disponible à sa surface d'autant plus rapidement que son diamètre est petit, sinon elle s'évapore.

Le taux de croissance d'une gouttelette par condensation est illustré sur la Fig. 1.5. Pour la saturation la plus faible ($SS = 5 * 10^{-6}$), plus proche de celle généralement observée dans le brouillard, de l'ordre de 0.04% selon [Ogren et al. \(1992\)](#); [Mazoyer et al. \(2019\)](#); [Wainwright et al. \(2021\)](#), le taux de croissance décroît très rapidement mais reste significatif jusqu'à $10 \mu\text{m}$, de l'ordre de $0.07 \mu\text{m s}^{-1}$. Une croissance de gouttelettes uniquement par

⁴Ce terme corrige les erreurs dans le calcul du transfert de masse par diffusion des particules. D'autres facteurs de correction prenant en compte le refroidissement par évaporation où la sédimentation des larges gouttelettes peuvent également être considérés ([Kulkarni et al., 2011](#)).

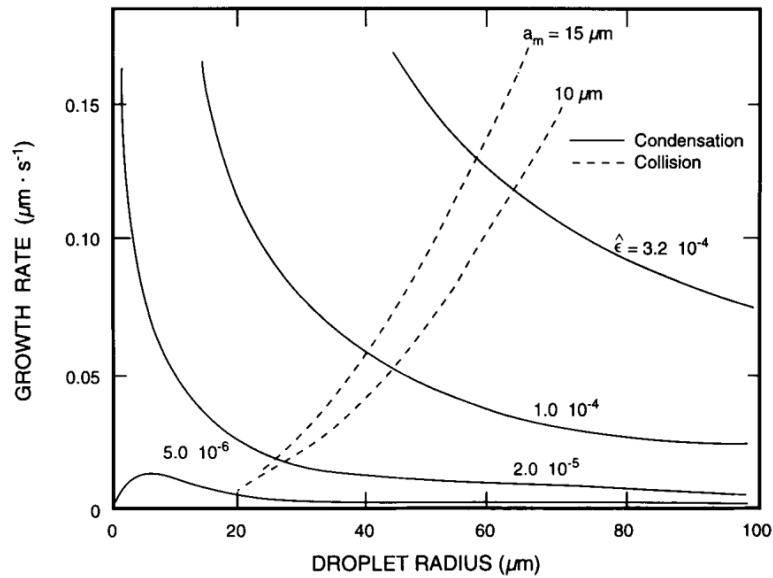


Figure 1.5: Taux de croissance d'une gouttelette par condensation et collision-coalescence en fonction de son diamètre, à différentes sursaturations, notée $\hat{\epsilon}$ sur la figure, pour la condensation et en considérant une distribution centrée sur un diamètre, noté a_m sur la figure, pour la collision-coalescence. Issu de [Salby \(1996\)](#).

condensation devient uniforme pour les plus grosses gouttelettes et il en résulte un spectre dimensionnel monomodal. Ainsi, la croissance des gouttelettes par condensation ne peut expliquer la formation de gouttes et de précipitations, les temps nécessaires étant bien plus longs que ceux observés dans l'atmosphère.

Collision-Coalescence et mûrissement d'Ostwald

Les gouttelettes ont une vitesse de chute qui augmente avec leur masse (et donc leur diamètre) (Eq. 1.13). Il existe une probabilité de collision entre deux gouttelettes de diamètres respectifs D_1 et D_2 , séparées d'une distance critique y_c , correspondant à la distance horizontale entre le centre de chacune des deux gouttelettes. Il en résulte après collision, soit la coalescence en une seule gouttelette soit un effet rebond. L'efficacité de collision $E_c = \frac{y_c}{(D_1 + D_2)^2}$ et de collection E_c' rendent compte de la collision-coalescence suivant le diamètre des gouttelettes collectrice et collectée. D'une part, E_c' augmente avec D_1 , la collision-coalescence devenant efficace par rapport à la condensation lorsque D_1 atteint un diamètre de l'ordre de 20 μm , illustré sur la Fig. 1.5. D'autre part, E_c' varie suivant le rapport $p = D_2/D_1$. Si D_2 est très faible par rapport à D_1 , la petite gouttelette suit le sillage créé par la plus grosse. L'efficacité de collection augmente jusqu'à $p = 0.6$ mais la probabilité de collision diminue lorsque les deux gouttelettes deviennent de diamètres très similaires.

La croissance d'une gouttelette de diamètre D_1 et de vitesse de chute v_1 par collision-coalescence avec une gouttelette de diamètre D_2 et de vitesse de chute v_2 est définie, en

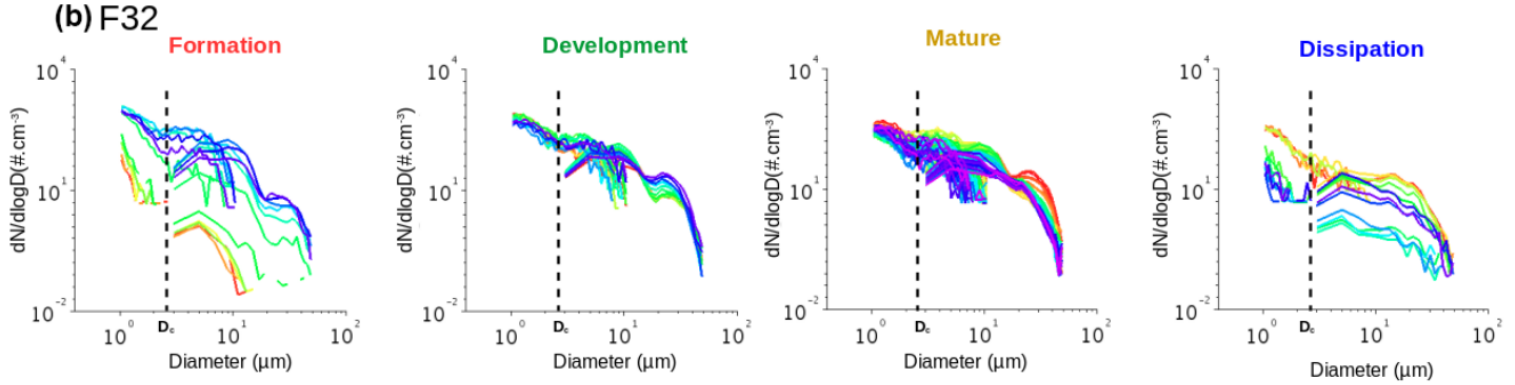


Figure 1.6: Illustration du processus de mûrissement d'Ostwald durant la phase de développement vertical du brouillard (vert), observé au sol pendant la campagne ParisFog (Sec 1.4). Les couleurs vont temporellement du rouge au violet. Issu de [Mazoyer et al. \(2022\)](#).

supposant $D_1 \gg D_2$ et $v_1 \gg v_2$:

$$\frac{dD_1}{dt} = \frac{E_c v_1 LWC}{4\rho_w} \quad (1.13)$$

où LWC est le contenu en eau liquide, défini en Sec 1.1.4.

La croissance par collision-coalescence est proportionnelle à l'efficacité de collection et à la vitesse (et donc au diamètre) de la gouttelette collectrice. Ce processus permet d'expliquer la formation de gouttes et de précipitations sur des pas de temps beaucoup plus courts que la croissance par condensation. La croissance par collision-coalescence dépend du spectre dimensionnel, illustré sur la Fig.1.5. La collision-coalescence est favorisée pour une distribution centrée sur des diamètres élevés, et en cas d'ascendances significatives. Les processus turbulents sont également essentiels selon [Xue et al. \(2008\)](#).

Les observations dans le brouillard ont mis en évidence la croissance des gouttelettes par collision-coalescence lorsque elles atteignent un diamètre de l'ordre de $20 \mu\text{m}$ ([Podzimek, 1997](#); [Niu et al., 2012](#); [Mazoyer et al., 2022](#)). Les spectres dimensionnels s'élargissent avec la présence possible de bruine ([Okita, 1962](#); [Wendish et al., 1998](#)). La formation de larges gouttelettes dans le brouillard est également expliquée par le processus de mûrissement d'Ostwald, correspondant à une croissance par diffusion de vapeur des grosses gouttelettes favorisée sur les plus petites par diminution de la sursaturation, comparable à l'effet Bergeron ⁵. Ce processus, illustré sur la Fig.1.6, a été décelé peu après la formation du brouillard ([Wendish et al., 1998](#)) et durant son développement vertical ([Mazoyer et al., 2022](#)).

⁵L'effet bergeron explique la croissance des cristaux de glace au dépens des gouttelettes à des températures sous le point de congélation (similaire à T_d mais par rapport à la glace) lorsque $e_{i,s} < e < e_s$.

Sédimentation

Les gouttelettes subissent les forces opposées de traînée et de gravité. Lorsque la gravité est plus importante que la traînée, les particules sont entraînées vers le bas, on parle de sédimentation. Ce processus est complexe à modéliser du fait de la dépendance de la traînée au nombre de Reynolds R_E (Sec 1.1.2). [Beard \(1976\)](#) a divisé la vitesse terminale d'une gouttelette en trois régimes dépendant de R_E (et donc du diamètre), entre 1 μm et 20 μm , entre 20 μm et 1 mm et entre 1 mm et 7 mm correspondant aux R_E faibles, modérés et élevés respectivement. La vitesse terminale V pour les faibles R_E correspond à la loi de Stokes :

$$V = \frac{(\rho_w - \rho_a)gC_{sc}D^2}{18\eta} \quad (1.14)$$

où ρ_w et ρ_a sont respectivement la masse volumique de l'eau et de l'air, g la pesanteur, η la viscosité dynamique (en $\text{g cm}^{-1} \text{s}^{-1}$) et C_{sc} le facteur de Cunningham⁶.

Théoriquement, une autre vitesse terminale doit être utilisée au-delà de 20 μm de diamètre mais la loi de Stokes est valable jusqu'à 50 μm selon [Best \(1950\)](#). Seules les gouttelettes ayant atteint un diamètre suffisant sédimentent dans le brouillard d'après [Bott \(1991\)](#). Leur vitesse de chute est de l'ordre de 1-2 cm s^{-1} ([Kunkel, 1984](#)), plus faible à la dissipation, de l'ordre de 0.7 cm s^{-1} à 1.4 cm s^{-1} qu'en phase mature, de 1.6 cm s^{-1} à 1.8 cm s^{-1} selon [Bergot and Guedalia \(1994\)](#) en lien avec une diminution de la concentration de larges gouttelettes.

Dépôt

Les gouttelettes formant le brouillard peuvent également se déposer à la surface (sol, végétation, infrastructure). Le dépôt est différent de la rosée qui est associée à une turbulence trop faible ou trop forte, confinant toute l'eau condensée en surface (Sec 1.2). Le dépôt, stricto sensu, correspond au dépôt sec, et s'ajoute à la sédimentation, présentée précédemment. La proportion entre ces deux processus dépend d'une part du spectre dimensionnel, la diffusion turbulente dominant pour des gouttelettes de diamètre inférieur à 10 μm et la sédimentation au-delà de 10 μm , et d'autre part des mouvements turbulents, la sédimentation prévalant lorsque la turbulence est faible.

Dans le brouillard, le dépôt dépend du type de surface, de l'ordre de 10 cm s^{-1} sur un sol nu et 16 cm s^{-1} sur un sol herbeux ([Tav et al., 2018](#)), de 2 à 8 cm s^{-1} sur un site ouvert ([Price and Clark, 2014](#)) et jusqu'à 20 cm s^{-1} en forêt selon [Katata \(2014\)](#). La quantité d'eau déposée au sol est de l'ordre de 10 $\text{g m}^{-2} \text{h}^{-1}$ selon [Price et al. \(2015\)](#) mais n'apparaît pas homogène durant le cycle de vie. Le dépôt est significatif lorsque le brouillard est fin et diminue lorsqu'il devient épais, associé à un contenu en eau plus faible au sol selon [Price and Clark \(2014\)](#).

⁶Ce facteur corrige la force de traînée lorsque les particules sont plus petites que le libre parcours moyen l

1.1.4 Grandeurs microphysiques

Définition des grandeurs microphysiques

Plusieurs grandeurs microphysiques, définies ci-dessous, caractérisent la distribution dimensionnelle des gouttelettes dans le brouillard. On supposera une distribution discrète dans un volume d'échantillonnage V_{ech} , décomposée en n classes de diamètres et en considérant le même diamètre d_i à chaque gouttelette d'une même classe i .

- La concentration totale de gouttelettes en nombre N (en cm^{-3}) correspond à la somme, dans V_{ech} , du nombre de particules n_i dans chaque classe de diamètre:

$$N = \frac{1}{V_{ech}} \sum_{i=1}^n n_i \quad (1.15)$$

- En supposant les gouttelettes sphériques, on détermine l'extinction Ext (en m^{-1}), correspondant à la somme, dans V_{ech} , de la surface occupée par les gouttelettes dans chaque classe de diamètre.

$$Ext = \frac{1}{V_{ech}} \frac{\pi Q_{ext}}{4} \sum_{i=1}^n n_i d_i^2 \quad (1.16)$$

où Q_{ext} représente l'efficacité d'extinction, correspondant au rapport entre la section efficace d'extinction d'une particule et sa section efficace. Q_{ext} varie linéairement avec le diamètre des gouttelettes jusqu'à environ $30 \mu\text{m}$ (Gerber, 1984) mais est approximable à 2 pour des gouttelettes d'eau (Brenguier et al., 2000). Les gouttelettes sont en effet de diamètre comparable à la longueur d'onde dans le visible, correspondant au régime pour lequel la théorie de Mie (Mie, 1908; Wriedt, 2012) est applicable.

- En intégrant l'extinction sur la verticale du sol jusqu'au sommet du nuage (CTH pour Cloud Top Height), on définit l'épaisseur optique $\tau = \int_{z=0}^{CTH} Ext(z) dz$.

- La visibilité se déduit de l'extinction par la loi de Beer-Lambert ou Koshmieder⁷ :

$$Visibilite = -\frac{\ln(0.05)}{Ext} \approx \frac{3}{Ext} \quad (1.17)$$

avec un seuil de contraste fixé à 0.05 (World Meteorological Organization, 2021), correspondant au seuil pour lequel un objet se distingue de son environnement. Cette visibilité de référence est appelée la POM (pour Portée Optique Météorologique), mesurée par un visibilimètre (Sec 2.1.2), et se définit par la distance nécessaire pour que le flux issu d'une source lumineuse incandescente soit réduit à 0.05 fois son flux initial.

- En supposant les gouttelettes sphériques, on définit le contenu en eau liquide LWC (pour Liquid Water Content) en g m^{-3} , correspondant à la somme, dans V_{ech} , de la masse occupée par les gouttelettes dans chaque classe de diamètre :

⁷Ces deux lois sont analogues, s'énonçant en termes de flux et de contraste respectivement.

$$LWC = \frac{1}{V_{ech}} \frac{\pi \rho_w}{6} \sum_{i=1}^n n_i d_i^3 \quad (1.18)$$

- En intégrant le LWC sur la verticale du sol au sommet du nuage, on obtient le contenu en eau intégré sur la verticale LWP (pour Liquid Water Path) $LWP = \int_{z=0}^{CTH} LWC(z) dz$, correspondant à la quantité totale d'eau liquide dans le nuage (en $g m^{-2}$).
- Des formules diagnostiquées ont été proposées pour approximer la visibilité en fonction du LWC (Kunkel, 1984), de N (Meyer et al., 1980) ainsi que N et LWC conjugués (Gultepe et al., 2006; Zhang et al., 2014a; Wagh et al., 2023).

Plusieurs diamètres représentatifs de la distribution existent, permettant de réduire le nombre de paramètres dans l'inversion des équations de transfert radiatif (Hansen and Travis, 1974).

- Le diamètre moyen D_{moy} se définit par :

$$D_{moy} = \frac{\sum_{i=1}^n n_i d_i}{\sum_{i=1}^n n_i} \quad (1.19)$$

Par extension, à partir de $D_p = (\frac{\sum_{i=1}^n n_i d_i^p}{N})^{1/p}$, on définit respectivement D_2 et D_3 les diamètres surfacique moyen et volumique moyen (MVD pour Mean Volumic Diameter).

- De la concentration N (Eq. 1.15) et du MVD, le LWC (Eq. 1.18) s'écrit aussi :

$$LWC = \frac{\pi \rho_w}{6} N * MVD^3 \quad (1.20)$$

- Le diamètre médian D_{med} correspond au diamètre qui divise la distribution cumulée du nombre de gouttelettes en deux parts égales. Par extension, on détermine le diamètre correspondant à la moitié de la surface et du volume occupés par les gouttelettes, respectivement les diamètres surfacique médian et volumique médian.
- Le diamètre effectif D_{eff} rend compte de la quantité de lumière diffusée et correspond au diamètre le plus représentatif de la distribution dimensionnelle sur le plan radiatif. En approximant Q_{ext} à 2, on définit D_{eff} par :

$$D_{eff} = \frac{\sum_{i=1}^n n_i d_i^3}{\sum_{i=1}^n n_i d_i^2} \quad (1.21)$$

- Les diamètres modaux correspondent aux modes de la distribution qui est dite monomodale ou bimodale si elle est composée de 1 ou 2 modes de gouttelettes respectivement.

Enfin, le spectre logarithmique rend compte de toute la distribution dimensionnelle en préservant l'échelle, les comptages diminuant généralement significativement avec le diamètre :

$$\frac{dN}{d \log D}(d_i) = \frac{1}{V_{ech}} \frac{n_i}{\log(d_{i_{sup}}) - \log(d_{i_{inf}})} \quad (1.22)$$

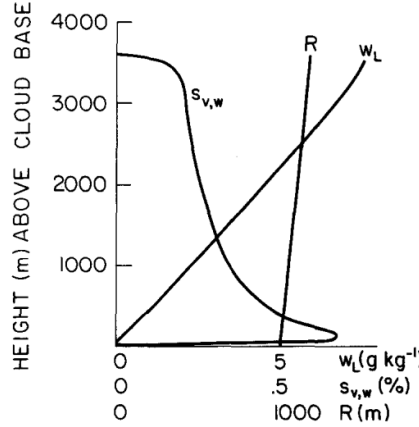


Figure 1.7: Profils verticaux adiabatiques théoriques du LWC (noté w_l), du rayon des gouttelettes (R) et de la sursaturation (notée $s_{v,w}$). La vitesse verticale des ascendances est fixée à 1 m s^{-1} . Issu de [Lee and Pruppacher \(1977\)](#).

où $d_{i_{sup}}$ et $d_{i_{inf}}$ correspondent respectivement à la borne supérieure et inférieure de chaque classe de diamètre.

Évolution adiabatique

Une particule s'élevant par détente adiabatique suit une adiabatique sèche (iso- θ), gagnant en humidité jusqu'à une altitude, appelée niveau de condensation LCL (pour Lifting Condensation Level), où elle devient saturée en vapeur d'eau. La particule suit alors une adiabatique saturée. La condensation de la vapeur d'eau contribue à diminuer le contenu en vapeur d'eau q_v , augmente le LWC mais le contenu en eau total q_t est invariant. Le gradient vertical adiabatique de LWC, $\beta_{ad} = \frac{dLWC}{dz}$, dépendant du gradient adiabatique saturée Γ_w (Sec 1.1.1), de la température et de la pression, se définit par :

$$\beta_{ad} = \rho_d \left(\frac{(0.622 + r_{vs})r_{vs}L_v\Gamma_w}{R_a T^2} - \frac{gr_{vs}P}{(P - e_s)R_a T} \right) \quad (1.23)$$

β_{ad} peut être considéré comme constant, de l'ordre de $2 \cdot 10^{-3} \text{ g m}^{-3} \text{ m}^{-1}$ ([Korolev and Isaac, 2000](#); [Merk et al., 2016](#)), avec des variations de moins de 5% en basses couches. β_{ad} représente l'évolution croissante de LWC sur la verticale, illustrée sur la Fig. 1.7.

Dans le modèle adiabatique théorique, la sursaturation maximale est atteinte dans les premiers mètres au-dessus de la base du nuage (Fig. 1.7). En effet, après l'activation des aérosols les plus hygroscopiques, il en résulte une diminution de la vapeur d'eau disponible. La vapeur d'eau en excès ne peut plus compenser celle absorbée par l'activation des CCN de moins en moins solubles et rapidement les CCN restants, les moins solubles, sont contraints

de s'évaporer, faute de diamètres critiques suffisants. Il en résulte une très faible évolution de N sur la verticale, la concentration de gouttelettes pouvant être considérée comme constante sur la verticale dans un cadre adiabatique (Korolev and Mazin, 2003). Dans le brouillard, les vitesses verticales sont suffisamment négligeables pour que N soit également considéré constant sur la verticale (Cermak and Bendix, 2011).

La croissance des gouttelettes sur la verticale $\frac{dd_i}{dz}$ (Fig. 1.7) ne dépend que de $\frac{dLWC}{dz}$ (en dérivant l'Eq. 1.18 par rapport à z) et donc de la quantité de vapeur d'eau qui va se condenser à leur surface (Eq. 1.12). Le spectre dimensionnel est monomodal, rétrécissant avec l'altitude et tendant vers les plus larges diamètres.

En réalité, il n'est pas rare dans les nuages que les profils verticaux de N et LWC ainsi que les distributions dimensionnelles ne suivent pas une évolution adiabatique. En effet, les mesures de LWC sont régulièrement très inférieures aux valeurs adiabatiques, tandis que les distributions observées font état d'un deuxième mode de gouttelettes, en raison du phénomène d'entraînement. L'hypothèse adiabatique dans le brouillard fera l'objet d'une étude approfondie au cours de cette thèse.

Entraînement

L'entraînement correspond au mélange de l'air nuageux avec un air environnant plus sec, ayant pour conséquence l'évaporation des gouttelettes nuageuses afin de saturer le volume d'air entraîné, réduisant le LWC dans le nuage. L'entraînement d'air sec dans le brouillard réduit la hauteur du maximum de LWC, illustré sur la Fig. 1.8a, pour un brouillard en phase mature (1a) et dissipation (1b, 1c), généralement observée à 80-95 % du sommet (Acker et al., 2002; Gerber et al., 2008; Painemal and Zuidema, 2011). Le profil vertical de N ne présente pas une évolution adiabatique constante sur la verticale mais est caractérisé par un maximum proche du sommet (Fig. 1.8b), Egli et al. (2015) indiquant sur le profil N°1b du mélange avec de l'air entraîné depuis le sommet, conduisant à une évaporation des gouttelettes au sommet.

Il n'existe pas de consensus sur la partie du nuage la plus entraînée, qui peut être au sommet (Squires, 1958; Warner, 1969; Price, 1999; Klingebiel et al., 2015) ou sur les côtes (Stommel, 1947; Heus and Jonker, 2008; de Rooy et al., 2013). L'entraînement influe significativement sur la croissance des gouttelettes, la proportion croissant par condensation depuis la base du nuage et atteignant le sommet étant de l'ordre de 50 % selon Norgren et al. (2016), pouvant diminuer jusqu'à 20 % d'après Gerber et al. (2008). Les structures à l'interface nuage/environnement qui sont le siège des processus d'entraînement sont de très petites dimensions, jusqu'à l'échelle centimétrique selon Brenguier (1993); Bera et al. (2022). Le LWC diminue significativement sur les bords du nuage et le coeur du nuage subit également des effets atténués de l'entraînement, ne suivant donc pas une croissance adiabatique.

L'impact de l'entraînement sur les propriétés microphysiques et thermodynamiques est quantifiable par l'écart des profils verticaux de LWC, MVD et T par rapport à l'adiabatique. On définit respectivement la fraction d'adiabaticité α , de croissance adiabatique μ et d'instabilité

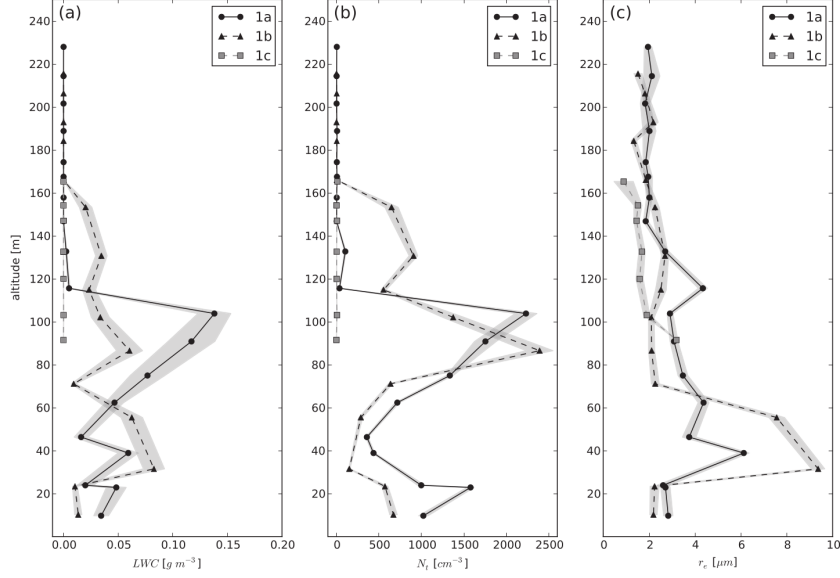


Figure 1.8: Profil vertical de (a) LWC, (b) N et (c) r_e observés pour 3 profils verticaux dans un brouillard mature (1a) et en phase de dissipation (1b, 1c). Issu de Egli et al. (2015).

thermique γ , par :

$$\alpha = \frac{\frac{\partial LWC}{\partial z}}{\left(\frac{\partial LWC}{\partial z}\right)_{ad}} = \frac{\beta}{\beta_{ad}} \quad (1.24a)$$

$$\mu = \frac{\frac{\partial MVD}{\partial z}}{\left(\frac{\partial MVD}{\partial z}\right)_{ad}} = \frac{\partial MVD}{\partial z} \frac{N \rho_w MVD^2}{2\beta_{ad}} \quad (1.24b)$$

$$\gamma = \frac{\frac{\partial T}{\partial z}}{\left(\frac{\partial T}{\partial z}\right)_{ad}} \quad (1.24c)$$

Une valeur de 1 (respectivement supérieure à 1) traduit un profil adiabatique sans entraînement (respectivement suradiabatique), tandis qu'une valeur négative de α , γ et μ correspond à une évolution opposée à la théorie de la particule s'élevant par détente adiabatique, i.e. une décroissance du LWC ($\alpha < 0$) et du MVD ($\mu < 0$) ainsi qu'une croissance de la température ($\gamma < 0$) avec l'altitude.

α tend vers 0.66 dans un brouillard épais selon Toledo et al. (2021); Dione et al. (2023) (détaillé en Sec 1.3.2), en accord avec les mesures effectuées dans des nuages maritimes de couche limite (Boers and Betts, 1988; Betts and Boers, 1990). α présente cependant une forte variabilité, des valeurs de 0.3 à 0.9 étant communes selon Boers et al. (2006), en accord avec Szczodrak et al. (2001) et Merk et al. (2016) observant des valeurs de 0.3 à 0.6 et de 0.46 à 0.81 respectivement. Concernant γ , les observations dans des nuages maritimes de couche limite, montrent une diminution jusqu'à 0.7, causée par l'entraînement (Betts and Boers, 1990).

L'entraînement d'air sec affecte également la distribution dimensionnelle en élargissant

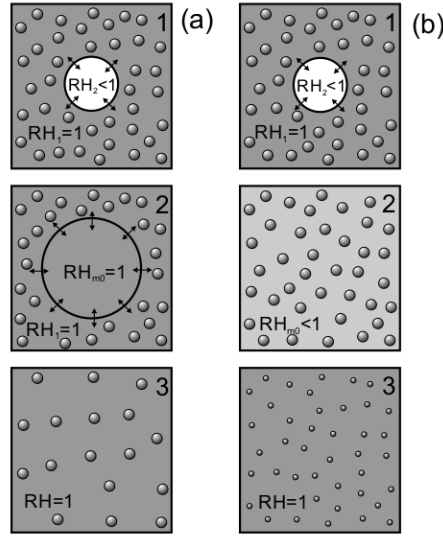


Figure 1.9: Représentation schématique du mélange a) hétérogène a) et homogène b) 1. Etat initial, 2. Etat de mélange, 3. Etat final. Issu de [Korolev et al. \(2016\)](#).

le spectre dimensionnel. La distribution évolue en fonction du type d'entraînement. On distingue les mélanges homogène et hétérogène en fonction des temps de réponse d'évaporation τ_t et d'homogénéisation τ_r :

Le temps de réponse nécessaire à l'évaporation d'une gouttelette de rayon r dans un environnement caractérisé par une sous-saturation S ($100-HU$) est $\tau_t = 10^{-1} \frac{(r+5)^2 - 25}{AS}$ où A est le coefficient de diffusion moléculaire (en $\text{cm}^2 \text{s}^{-1}$).

Le temps nécessaire à l'homogénéisation d'un volume d'air de dimension caractéristique X , entraîné par diffusion turbulente dans de l'air nuageux est défini par, $\tau_r = (\frac{X^2}{\epsilon})^{1/3}$ avec ϵ le taux de dissipation de TKE (en $\text{cm}^2 \text{s}^{-3}$) ([Baker and Latham, 1979](#)).

- Dans le cas où le temps d'homogénéisation est très inférieur au temps d'évaporation, l'air entraîné est entièrement mélangé à l'air nuageux. Toutes les gouttelettes s'évaporent, le LWC est diminué, le spectre dimensionnel diminue en diamètre mais demeure constant en nombre, illustré sur la Fig. 1.9b pour des distributions étroites. La forme de la distribution est faiblement modifiée. On parle de mélange homogène.
- Dans le cas où le temps d'évaporation est très inférieur au temps d'homogénéisation, le mélange avec l'air sec n'est efficace que sur une zone restreinte. Seules les gouttelettes proches de la zone d'entraînement sont évaporées. Les échanges turbulents permettent, en homogénéisant les gradients de concentration créés par l'évaporation des gouttelettes, de ne pas modifier leur diamètre, le LWC est peu impacté, mais la concentration est diminuée, illustré sur la Fig. 1.9a pour des distributions monomodales et bimodales. On parle de mélange hétérogène.

L'amplitude du mélange hétérogène sur le mélange homogène est dépendant du ratio entre τ_r et τ_t ([Burnet and Brenguier, 2007](#)). Le mélange hétérogène peut correspondre à une fraction de gouttelettes totalement évaporées (mélange hétérogène extrême), partiellement évaporées

ou non affectées. Dans le brouillard, [Price et al. \(2015\)](#); [Wærsted et al. \(2017\)](#) mettent en évidence respectivement la présence de mélange homogène et hétérogène.

Les principaux processus thermodynamiques et microphysiques ainsi que les grandeurs caractéristiques du brouillard ont été décrits. Les types de brouillard sont maintenant présentés.

1.2 Types de Brouillard

Il existe 5 types de brouillard principaux dont la différence fondamentale réside dans leurs mécanismes de formation ([Gultepe et al., 2007](#); [Tardif and Rasmussen, 2007](#)):

- **Le brouillard de rayonnement.** Sa formation est associée à l'établissement du refroidissement nocturne après le coucher du soleil jusqu'à ce que la température atteigne le point de rosée T_d .
- **Le brouillard d'advection.** Il se forme généralement près des zones côtières lorsqu'une masse d'air chaude et humide, typiquement maritime, est advectée sur une surface froide, typiquement une surface continentale hivernale, refroidissant l'air jusqu'au T_d .
- **Le brouillard d'affaissement de stratus.** Il est associé à l'affaissement d'un stratus préexistant, jusqu'à atteindre la surface, réduisant la visibilité au sol à moins de 1 km.
- **Le brouillard de précipitation** (ou brouillard frontal). Il se forme à l'approche d'un front, notamment un front chaud, lorsque les gouttes à l'avant, s'évaporent au contact de l'air plus frais, humidifiant la masse d'air jusqu'à la saturation.
- **Le brouillard de mélange.** Il se forme sur une surface d'eau relativement chaude, typiquement un lac, lorsque les gouttes s'évaporent au contact de l'air plus frais, humidifiant la masse d'air jusqu'à saturation. Les brouillards de précipitation et de mélange se regroupent en brouillards d'évaporation.

Une classification de ces 5 types de brouillard⁸ a été implémentée par [Tardif and Rasmussen \(2007\)](#) sous forme d'arbre décisionnel, adaptée par [Stolaki et al. \(2009\)](#); [Akimoto and Kusaka \(2015\)](#) afin d'introduire la catégorie mixte manquante advective-radiative ([Belorid et al., 2015](#); [Bari et al., 2016](#)). En France métropolitaine, en lien avec la climatologie présentée en introduction (Fig.1), les brouillards continentaux (Saône, Garonne, Rhin) sont associés à un caractère radiatif ([Bergot, 2013](#)) avec une saisonnalité marquée, majoritairement observés en automne ([Meyer and Lala, 1990](#)) et hiver ([Price, 2011](#)). Les brouillards côtiers (Bordeaux, Brest) sont caractéristiques des brouillards d'advection, présents en hiver ([Zhao et al., 2013](#)) et été ([Goodman, 1977](#); [Heo et al., 2010](#)). Enfin, les brouillards par affaissement de stratus représentent, en plus des brouillards de rayonnement, la majorité des cas rencontrés en zone parisienne, sur le site de SIRTa ([Haeffelin et al., 2010](#); [Dupont et al., 2016](#); [Mazoyer et al., 2022](#)) et sur l'aéroport Charles de Gaulle ([Roquelaure et al., 2009](#)). Ces 5 types de brouillard sont maintenant décrits plus en détail en se focalisant sur les brouillards radiatifs et advectifs.

⁸Le brouillard de mélange est remplacé par le brouillard d'évaporation pour désigner tout brouillard se formant après le lever du soleil et précédé d'un refroidissement pendant la nuit.

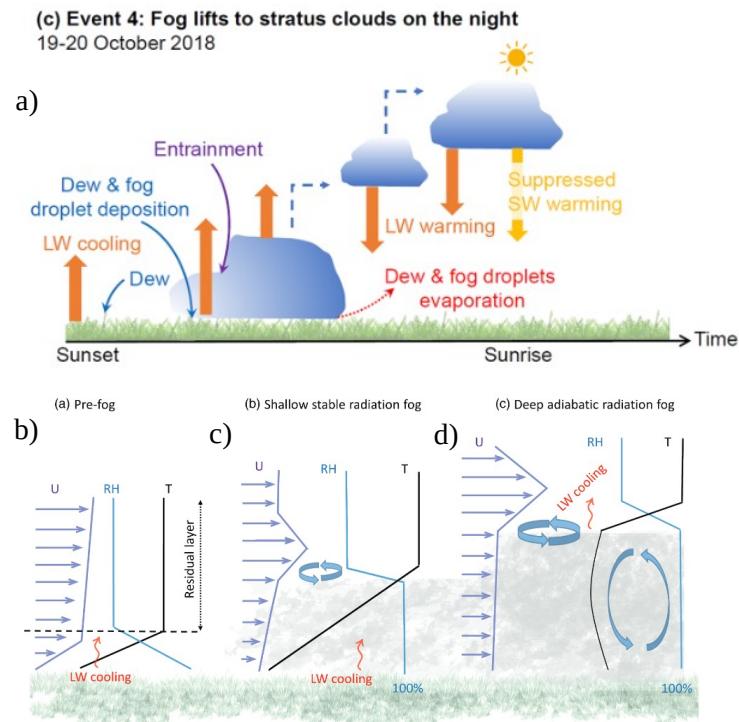


Figure 1.10: Représentation du cycle de vie d'un brouillard radiatif : (a) Illustration des processus en jeu. Issu [Li et al. \(2023\)](#). Profils verticaux (b) avant la formation, (c) à la formation du brouillard fin, (d) lorsque le brouillard est épais. Issu de [Smith et al. \(2018\)](#).

1.2.1 Brouillard de rayonnement

Ce type de brouillard se forme sur terre par temps clair, caractérisé par des conditions anticycloniques, un vent faible, une masse d'air humide en surface et un refroidissement nocturne significatif. Un équilibre complexe entre le refroidissement nocturne, le rayonnement, la turbulence, le dépôt et la microphysique pilote son cycle de vie ([Pilié et al., 1975a](#); [Roach et al., 1976](#); [Mason, 1982](#); [Duynderke, 1991](#)) qui est découpé assez classiquement en trois phases à partir de l'évolution de la turbulence ([Nakanishi, 2000](#)). On distingue la phase de formation, de développement vertical et de dissipation, présentées ci-dessous.

Cycle de Vie

Phase de formation

La formation du brouillard de rayonnement est pilotée par le refroidissement infrarouge consécutif au coucher du soleil, lorsque la surface émet plus de chaleur qu'elle n'en reçoit de l'atmosphère ([Brown and Roach, 1976](#); [Meyer and Lala, 1990](#); [Duynderke, 1991](#)). Le taux de

refroidissement varie de $1\text{ }^{\circ}\text{C h}^{-1}$ à $5\text{ }^{\circ}\text{C h}^{-1}$ (Welch et al., 1986; Bergot and Guedalia, 1994; Haeffelin et al., 2013). L'amplitude des mouvements turbulents détermine la formation du brouillard (Rodhe, 1962) selon trois cas de figure :

- La turbulence est trop faible, le taux de dépôt d'humidité en surface est trop important, asséchant la masse d'air, empêchant la condensation et inhibant la formation de brouillard (Haeffelin et al., 2010). De la rosée au sol ou des bancs de brouillards sont observés.
- La turbulence permet la condensation de vapeur d'eau dans les couches sous-saturées en contact avec la surface (Haeffelin et al., 2010). Les tourbillons en surface jouent un rôle clé dans le transport vertical d'humidité et de chaleur aux couches supérieures selon Maronga and Bosveld (2017), facilité par la conduction de chaleur depuis les premiers cm au-dessus du sol (Brown and Roach, 1976; Mason, 1982). En fonction du taux de formation de rosée, la formation du brouillard peut être retardée jusqu'à plusieurs heures (Bergot and Guedalia, 1994) ou induire une saturation d'abord en altitude (Mazoyer et al., 2017).
- La turbulence est trop importante. La formation du brouillard est inhibée en raison d'un transport significatif d'humidité vers le sol sous forme de rosée, asséchant la masse d'air en surface (Price, 2019). Le profil d'humidité près du sol, dépendant de l'amplitude des mouvements turbulents, est un facteur clé dans la formation du brouillard selon Derbyshire (2019); Dhangar et al. (2021).

La formation de brouillard est par conséquent un phénomène à seuil (Bergot and Guedalia, 1994), favorisée lorsque le mélange est modéré, de l'ordre de 0.5 m s^{-1} à 1 m s^{-1} en vent moyen (Pilié et al., 1975b; Roach et al., 1976; Haeffelin et al., 2013) ou de $0.002\text{ m}^2\text{ s}^{-2}$ à $0.005\text{ m}^2\text{ s}^{-2}$ en variance de vitesse verticale ($\sigma_w'^2$) (Price, 2019)⁹. Duynkerke (1999) résume la formation du brouillard radiatif en trois processus primaires, le refroidissement nocturne, l'humidification de la masse d'air et le mélange vertical, illustrés sur la Fig. 1.10a avec les profils verticaux de température et d'humidité avant et à la formation du brouillard (Fig. 1.10b,c). La formation est cependant modulée par plusieurs paramètres :

- Le refroidissement nocturne dépend de la conductivité thermique du sol (Bott et al., 1990), la formation étant retardée entre un sol sec et humide selon Bergot and Guedalia (1994) ainsi que du type de végétation, une surface herbeuse, par sa résistance thermique, induit un gradient de température significatif près du sol (Duynkerke, 1991).
- La topographie impacte la formation du brouillard, en lien avec les vents catabatiques confinant le refroidissement nocturne dans les basses couches. (Pilié et al., 1975b).
- Les hétérogénéités de surface sont essentielles, (Bergot, 2013), un site fermé, par effet d'abritement (Thornton et al., 2023), ou une barrière d'arbres, par une augmentation du cisaillement de vent (Mazoyer et al., 2017), favorisent la formation du brouillard.
- Enfin, les facteurs de grande échelle sont primordiaux, une advection chaude retarde en effet la formation selon Bergot and Guedalia (1994); Ducongé et al. (2020) mais une

⁹D'après Price (2019), le brouillard peut se former si $\sigma_w'^2 < 0.002\text{ m}^2\text{ s}^{-2}$ mais est inhibé si $\sigma_w'^2 > 0.005\text{ m}^2\text{ s}^{-2}$.

advection proche de la surface peut favoriser la formation d'après [Maronga and Bosveld \(2017\)](#). La présence d'un nuage au-dessus réduit le refroidissement nocturne ([Price, 2011](#)), avec une réduction estimée de l'ordre de 50 % pour un nuage semi-transparent et 100 % pour un nuage bas épais ([Wærsted et al., 2017](#)).

Phase mature

Le brouillard entre dans sa phase mature lorsqu'il devient optiquement épais, i.e. opaque au rayonnement infrarouge ([Wærsted et al., 2017](#)). Il émet fortement vers la surface, réduisant le refroidissement en surface et le stoppant lorsque le rayonnement reçu égale le rayonnement émis, le rayonnement net au sol devenant nul ([Roach et al., 1976](#)). L'inversion en surface s'élève jusqu'au sommet ([Roach et al., 1976](#); [Mason, 1982](#); [Welch et al., 1986](#)) avec une amplitude moyenne de l'ordre de 25 °C km^{-1} selon [Pilié et al. \(1975b\)](#). Le refroidissement au sommet, supérieur à l'apport de chaleur induit par la condensation des gouttelettes, ([Nakanishi, 2000](#)), devient le processus dominant ([Bott et al., 1990](#)), tandis que l'influence des hétérogénéités de surface ([Bergot et al., 2015](#)) n'apparaît plus, illustré sur la Fig. 1.10a. Le réchauffement au sol et le refroidissement au sommet déstabilisent le profil vertical de température qui devient neutre selon [Price \(2011\)](#) voire légèrement instable d'après [Van Ulden and Wieringa \(1996\)](#); [Dhangar et al. \(2021\)](#), illustrés sur la Fig. 1.10d. Des mouvements convectifs et turbulents se mettent en place ([Bergot et al., 2007](#)). La transition en brouillard mature correspond à cette augmentation soudaine de la turbulence principalement par production thermique ([Nakanishi, 2000](#); [Bergot, 2013](#)). Le cisaillement de vent devient significatif au sommet, induisant une production dynamique de turbulence ([Mason, 1982](#); [Van Ulden and Wieringa, 1996](#)), propice à la formation d'ondes de Kelvin-Helmholtz simulées au sommet [Nakanishi \(2000\)](#); [Mazoyer et al. \(2017\)](#) ou de rouleaux de convection associés à des ondes ([Welch and Wielicki, 1986](#); [Porson et al., 2011](#)). La transition en brouillard mature est ainsi caractérisée par une évolution des grandeurs thermodynamiques, illustrée sur la Fig. 1.11 :

- Le rayonnement infrarouge descendant augmente, se rapproche du rayonnement infrarouge montant ([Dhangar et al., 2021](#)), le rayonnement infrarouge net LW_n tendant vers 0 ([Duynerke, 1999](#); [Boutle et al., 2016](#); [Wærsted et al., 2017](#)) (Fig. 1.11d), associé à une augmentation de l'épaisseur optique ([Vehil et al., 1989](#)) (Fig. 1.11e).
- La déstabilisation du profil vertical de température homogénéise la température dans la partie inférieure du brouillard ([Dupont et al., 2016](#)), associée à une convergence de température sur la verticale ([Price, 2011](#); [Mazoyer et al., 2017](#)) (Fig. 1.11c).
- Les mouvements turbulents induisent une augmentation de la TKE, de $0.1\text{ m}^2\text{ s}^{-2}$ à la transition fin/épais selon [Dhangar et al. \(2021\)](#), augmentant jusqu'à $0.5\text{--}0.8\text{ m}^2\text{ s}^{-2}$ au cours de la phase mature ([Dhangar et al., 2021](#); [Bergot, 2013](#)).
- L'épaisseur géométrique augmente à la transition fin/épais, de l'ordre de 50 m ([Van Ulden and Wieringa, 1996](#)) à 100 m d'après [Price \(2011\)](#); [Wærsted et al. \(2017\)](#) (Fig. 1.11b2).
- Le LWP augmente lorsque le brouillard devient optiquement épais. [Wærsted et al. \(2017\)](#) déterminent à la transition un LWP de 30 g m^{-2} (Fig. 1.11a).

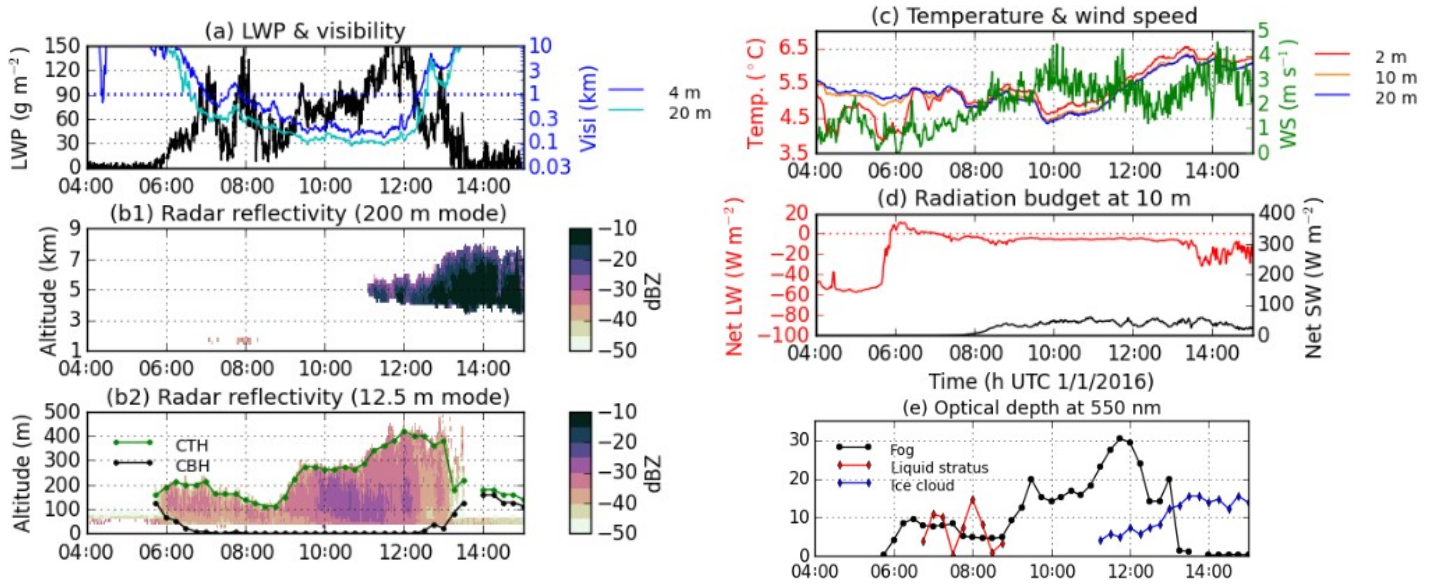


Figure 1.11: Évolution des grandeurs thermodynamiques lors de la transition brouillard optiquement fin à épais (0600 UTC) et impact de l'advection d'un nuage (1100 UTC) sur la dissipation du brouillard. Issu du [Wærsted et al. \(2017\)](#).

Durant la phase mature, le refroidissement au sommet produit 40 g m^{-2} à 70 g m^{-2} d'eau liquide, renouvelant la quantité totale en moins de 2 h selon [Wærsted et al. \(2017\)](#). Les gouttelettes, après croissance par condensation au sommet, sédimentent vers les couches inférieures. La sédimentation s'ajoute au dépôt des gouttelettes au sol selon [Katata \(2014\)](#), transférant l'eau liquide produite en altitude vers les couches inférieures. Sans ces deux processus, les simulations indiquent au sommet des maxima de LWC irréalistes ([Brown and Roach, 1976](#)). Le dépôt et la sédimentation agissent comme un terme puits dans la quantité d'eau liquide totale dans le brouillard, contrebalançant la production au sommet voire la compensant, traduisant dans ce cas un contenu en eau constant selon [Price et al. \(2015\)](#).

Les processus de grande échelle jouent un rôle essentiel dans le développement vertical du brouillard. Une advection froide favorise le refroidissement et l'instabilisation du profil de température ([Porson et al., 2011](#)). L'entraînement d'air chaud au sommet favorise le développement vertical par mélange avec l'air nuageux selon [Price et al. \(2015\)](#), une masse d'air humide permettant une transition plus rapide d'après [Boutle et al. \(2018\)](#). Concernant les processus non-locaux, [Price et al. \(2018\)](#) ne constatent pas un rôle significatif de l'orographie, la même proportion de brouillard épais étant observée entre terrain plat et hétérogène mais les courants de drainage favorisent le développement vertical selon [Fitzjarrald and Lala \(1989\)](#); [Porson et al. \(2011\)](#); [Ducongé et al. \(2020\)](#). Enfin, tous les brouillards ne deviennent pas optiquement épais. [Price \(2011, 2019\)](#) constatant, une proportion de l'ordre de 50 % lors des campagne LANFEX et à Cardington. La bonne représentation de la transition fin/épais demeure un défi pour les simulations numériques du brouillard ([van der Velde et al., 2010](#)), ayant pour écueil majeur une transition trop rapide en raison de la surestimation de la concentration et du contenu en eau liquide ([Boutle et al., 2018](#); [Ducongé et al., 2020](#)).

Phase de dissipation

La dissipation du brouillard intervient lorsque la turbulence atteint un seuil critique, de l'ordre de $0.6 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ en TKE selon [Ghude et al. \(2023\)](#). Un brouillard optiquement épais, plus turbulent, requiert un seuil plus élevé pour le dissiper ([Zhou and Ferrier, 2008](#)), expliquant les durées de vie plus faibles observées des brouillards optiquement fins ([Price et al., 2018](#)). Les deux causes principales de dissipation du brouillard résident dans une augmentation de la TKE par contribution thermique et dynamique (Eq. 1.9).

- Une augmentation de la turbulence par contribution thermique est associée à une diminution du refroidissement au sommet du brouillard, provoquée par le lever du soleil, la présence d'un nuage ou une advection d'air chaud ([Zhou and Ferrier, 2008](#)). Le rayonnement solaire, conduisant à l'évaporation des gouttelettes ([Wærsted et al., 2017](#)), ne joue pas un rôle significatif dans la dissipation selon [Price et al. \(2015\)](#). En revanche, un nuage au-dessus, en particulier un nuage bas ([Mason, 1982](#)), augmente le rayonnement infrarouge descendant et donc le rayonnement infrarouge net, pouvant stopper le refroidissement au sommet selon [Wærsted et al. \(2017\)](#). L'impact de la présence d'un nuage au-dessus de la couche de brouillard est illustré sur la Fig. 1.10a
- Une augmentation de la turbulence par contribution dynamique est associée à une augmentation du cisaillement vertical de vent, accentuant l'instabilité et modifiant l'équilibre entre la surface et le sommet ([Bergot, 2016](#)). L'augmentation du cisaillement de vent au sommet entraîne également de l'air sec dans le brouillard, favorisant son morcellement progressif selon [Price et al. \(2015\)](#).

L'action combinée des contributions thermique et dynamique sur la TKE favorise la proportion de rayonnement SW atteignant la surface. Cela augmente les flux de chaleur au sol, [Wærsted et al. \(2019\)](#) déterminant une contribution similaire des flux de chaleur sensible et latent dans le budget de LWP. Les mouvements ascendants s'amplifient, augmentant la turbulence au sol et en surface et réduisant le LWC dans la partie supérieure. La dissipation correspond donc à la transition d'un brouillard piloté par son sommet, redevenant couplé avec le sol selon [Bergot \(2016\)](#). La réduction du LWP peut être totale ou partielle, induisant respectivement une dissipation complète ou seulement par le bas (levée en stratus) ([Van Ulden and Wieringa, 1996](#); [Wærsted et al., 2017](#)), modulée cependant par plusieurs paramètres :

- L'humidité du sol impacte l'heure de dissipation, plus précoce sur une surface initialement sèche ([Wærsted et al., 2019](#)), en raison d'un plus grand flux de chaleur sensible, induisant un réchauffement plus rapide ([Maronga and Bosveld, 2017](#)).
- Le dépôt n'est pas significatif selon [Wærsted et al. \(2019\)](#), l'évaporation des gouttelettes au sol entretenant l'humidité ([Welch et al., 1986](#)). Mais une action combinée significative du dépôt et de la sédimentation, de l'ordre de $10 \text{ g m}^{-2} \text{ h}^{-1}$ vide le brouillard de son contenu en eau en environ 5 h selon [Price et al. \(2015\)](#).
- Les facteurs de grande échelle sont essentiels, favorisant la dissipation si l'air entraîné est sec ([Wærsted et al., 2019](#)) et en cas d'entraînement latéral selon [Price et al. \(2015\)](#).
- Enfin, les hétérogénéités de surface ne jouent pas un rôle significatif mais peuvent causer une dissipation hétérogène sous forme de bancs de brouillard selon [Bergot \(2016\)](#).

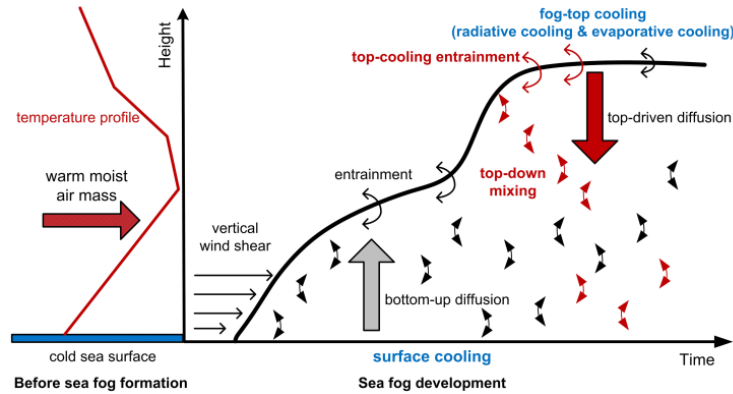


Figure 1.12: Représentation schématique du cycle de vie d'un brouillard d'advection. Issu de [Yang and Gao \(2020\)](#).

1.2.2 Brouillard d'advection

Un brouillard d'advection se forme lorsqu'une masse d'air humide est advectée sur une surface caractérisée par un contraste significatif en température. On se focalisera pour la description des brouillards d'advection uniquement sur l'advection sur une surface continentale froide d'une masse d'air chaude et humide, typiquement d'origine océanique. La formation du brouillard résulte du mélange entre les deux masses d'air, induisant une stabilisation du profil vertical de température et un refroidissement significatif ([Fu et al., 2006](#); [Heo et al., 2010](#); [Yang et al., 2018](#)), illustrés sur la Fig. 1.12. Le vent est plus soutenu qu'un brouillard radiatif, supérieur à 2.5 m s^{-1} selon [Tardif and Rasmussen \(2007\)](#) à la formation. Le développement vertical est ensuite similaire au brouillard de rayonnement, le refroidissement au sommet étant essentiel ([Liu et al., 2016](#)) conjointement avec le cisaillement de vent dissipant le brouillard si la TKE est trop élevée ([Gao et al., 2007](#); [Heo et al., 2010](#)). Les brouillards d'advection sont généralement plus épais que les brouillards de rayonnement selon [Wobrock et al. \(1992\)](#), en lien avec le transport d'eau liquide par les vitesses verticales. Les processus pilotant le cycle de vie du brouillard d'advection sont illustrés sur la Fig. 1.12.

Les sites de mesures de la campagne SOFOG3D étant situés à l'intérieur des terres, les brouillards d'advection pure sont plus rares selon [Liu et al. \(2016\)](#). Il s'agirait davantage de brouillard de type radiatif-advectif où le refroidissement en surface et l'advection sont les deux principaux effets contributeurs ([Oliver et al., 1978](#)). Hormis l'action simultanée des effets radiatifs et advectifs à la formation, les processus régissant le cycle de vie d'un brouillard radiatif-advectif sont similaires au brouillard radiatif.

1.2.3 Brouillard par affaissement de stratus

L'affaissement d'un stratus pré-existant jusqu'au sol ([Gultepe et al., 2007](#)) conduit à la formation d'un brouillard épais ([Fathalli et al., 2022](#)), d'épaisseur moyenne supérieure aux brouillards radiatifs selon [Román-Cascón et al. \(2019\)](#). Le refroidissement au sommet permet

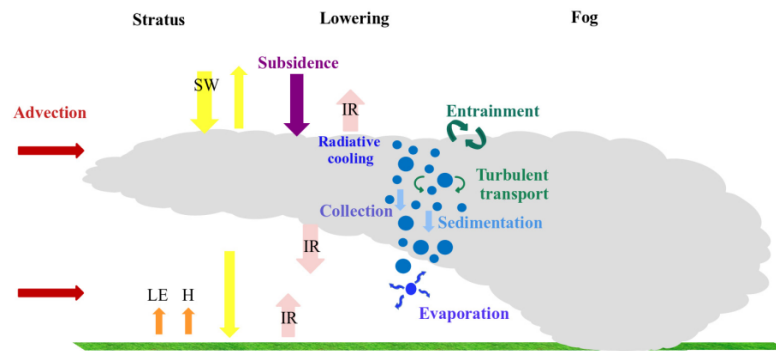


Figure 1.13: Représentation schématique de la formation d'un brouillard par affaissement de stratus. Issu de [Fathalli et al. \(2022\)](#).

l'activation des gouttelettes, qui vont sédimenter vers la base puis s'évaporer sous la base ([Dupont et al., 2012](#)) où l'humidité augmente jusqu'à la saturation, favorisant l'affaissement du stratus ([Pilié et al., 1979](#); [Singh et al., 2023](#)). Le refroidissement au sommet est donc déterminant à la formation selon [Koračín et al. \(2005\)](#) mais ne conduit qu'à une propagation vers le bas de quelques centaines de m selon [Oliver et al. \(1978\)](#). [Fathalli et al. \(2022\)](#) mettent en évidence le rôle primordial des effets de grande échelle à la formation, en particulier une advection humide en altitude et froide en basse couches, favorisant la sédimentation des gouttelettes, puis leur évaporation sous la base, illustrées sur la Fig.1.13. Par ailleurs, l'entraînement d'air sec au sommet favorise l'affaissement par évaporation des gouttelettes d'après [Kim and Yum \(2013\)](#). Le couplage avec le sol est également nécessaire selon [Dupont et al. \(2016\)](#), l'affaissement étant favorisé si la turbulence est faible. Enfin, des effets non-locaux liés à l'orographie peuvent moduler la formation d'après [Fathalli et al. \(2022\)](#)

1.2.4 Brouillard de précipitations

Un brouillard de précipitations se forme à l'avant d'un front chaud, à l'arrière d'un front froid ou au passage du front. Il est généralement moins épais que les autres types de brouillard selon [Tardif and Rasmussen \(2007\)](#). Sa formation réside dans l'évaporation des gouttes de pluie ([Tardif and Rasmussen, 2010](#)), affaissant progressivement le nuage précipitant, de manière similaire à l'affaissement de stratus. Ce type de brouillard est moins soumis au cycle diurne ([Tardif and Rasmussen, 2008](#)), le refroidissement au sol n'étant pas déterminant selon [Tardif and Rasmussen \(2007\)](#); [Westcott and Kristovich \(2009\)](#).

En conclusion, les principaux types de brouillard ont été présentés, basés uniquement sur les mécanismes principaux de formation ([Gultepe et al., 2007](#); [Roquelaure et al., 2009](#)) mais il convient d'insister sur le fait que les mécanismes secondaires sont essentiels ([Tardif and Rasmussen, 2007](#); [van Schalkwyk and Dyson, 2013](#)). Quel que soit le type de brouillard, une fois formé, il peut être représenté par un modèle conceptuel, présenté ci-après. Celui-ci sera ensuite confronté aux observations de SOFOG3D.

1.3 Adiabaticité dans le brouillard : Modèle conceptuel de Toledo et al. (2021)

Le modèle conceptuel de Toledo et al. (2021) est un outil de prévision immédiate destiné à la dissipation des brouillards à partir d'observations par télédétection. Ce modèle unidimensionnel, valide en brouillard optiquement épais où l'hypothèse adiabatique (Eq. 1.23) est vérifiée selon Toledo et al. (2021), est basé sur un LWP minimal seuil pour la dissipation.

Ce modèle conceptuel renseigne sur l'adiabaticité dans le brouillard, paramètre essentiel dans la compréhension de ses propriétés microphysiques. En effet, une adiabaticité positive traduit une augmentation du LWC avec l'altitude, tandis qu'une adiabaticité négative indique que la théorie de la particule s'élevant par détente adiabatique (Sec. 1.1.4), valable pour les stratus (Miles et al., 2000), stratocumulus (Boers and Betts, 1988; Betts and Boers, 1990) et implémentée dans les simulations numériques du brouillard (Duynderke, 1991; Mazoyer et al., 2017; Wærsted et al., 2019), n'est pas applicable.

1.3.1 Présentation du modèle conceptuel

Adiabaticité équivalente α_{eq}

Le modèle conceptuel de Toledo et al. (2021) est basé sur l'intégration du LWP (Eq. 1.18) de la surface jusqu'au sommet du brouillard, à partir du gradient vertical de LWC $\beta = \alpha\beta_{ad}$ (Eq. 1.24a) en supposant un LWC au sol LWC_0 non nul, qui s'écrit :

$$LWP = \int_{z=0}^{z=CTH} \left(\int_{z'=0}^{z'=z} \alpha(z')\beta_{ad}dz' + LWC_0 \right) dz \quad (1.25)$$

représenté sur la Fig. 1.14a par la courbe bleue avec un maximum de LWC non pas au sommet, comme l'hypothèse adiabatique l'indiquerait (trait pointillé) mais en dessous, en raison de l'entraînement (Fig. 1.8). Les mesures par télédétection ne restituant pas la fraction d'adiabaticité α , Toledo et al. (2021) déterminent le LWP en introduisant l'adiabaticité équivalente α_{eq} , définie comme la valeur de α donnant le même LWP à partir d'un même LWC_0 en supposant une croissance linéairement croissante du LWC avec l'altitude. Le LWP s'écrit alors :

$$LWP = \frac{1}{2}\alpha_{eq}\beta_{ad}\cdot CTH^2 + LWC_0\cdot CTH \quad (1.26)$$

représenté sur la Fig. 1.14a par la courbe violette, délimitant la même surface que la courbe bleue.

LWP critique et réservoir de LWP

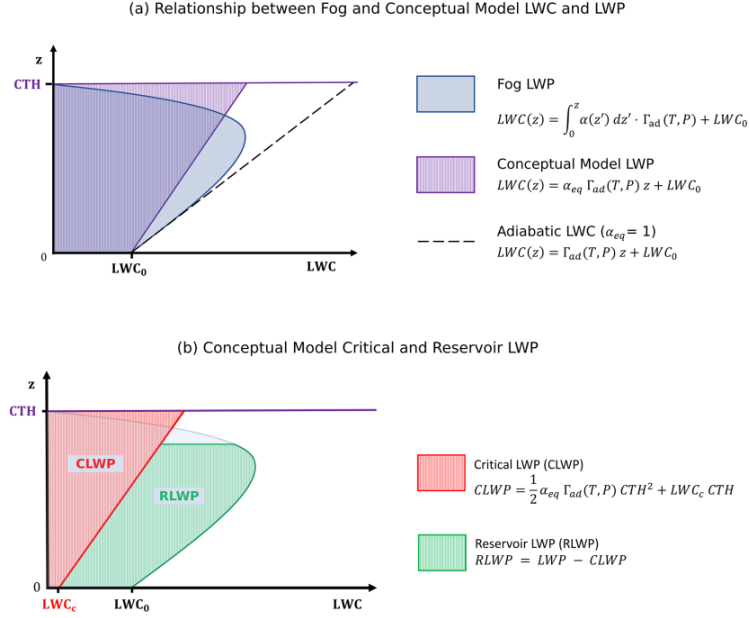


Figure 1.14: Modèle conceptuel de Toledo et al. (2021) (a) LWP local (bleu) et adiabatique (violet) Le gradient vertical adiabatique est indiqué en noir tiretés. (b) LWP critique (rouge) et réservoir de LWP (vert). Issu de Toledo et al. (2021).

De l'intégration du LWP (Eq. 1.26), le modèle conceptuel de Toledo et al. (2021) détermine la quantité en excès, appelée RLWP (pour reservoir liquid water path) par rapport à un seuil critique, appelé CLWP (pour critical liquid water path) en dessous duquel le brouillard se dissipe, illustrés sur la Fig. 1.14b par les courbes verte et rouge respectivement. Le CLWP est la valeur de LWP associé à un LWC_0 correspondant à une visibilité de 1 km, noté LWC_c . LWC_c , estimé à 0.02 g m^{-3} , est basé sur la paramétrisation de Gultepe et al. (2006), reliant le LWC et la visibilité par :

$$LWC = 0.0187 \cdot 10^{-3} \left(\frac{Visi}{1000} \right)^{-1.041}. \quad (1.27)$$

Le RLWP se déduit du LWP et du CLWP par : $RLWP = LWP - CLWP$.

1.3.2 Applications du modèle conceptuel

Une application du modèle de Toledo et al. (2021) réside dans la restitution de l'adiabaticité du brouillard par fermeture des mesures par télédétection combinant radiomètre micro-ondes (LWP) et radar nuage (CTH), en inversant l'Eq. 1.26 :

$$\alpha_{eq}^{ferm} = \frac{2(LWP - LWC_0 \cdot CTH)}{\beta_{ad} \cdot CTH^2} \quad (1.28)$$

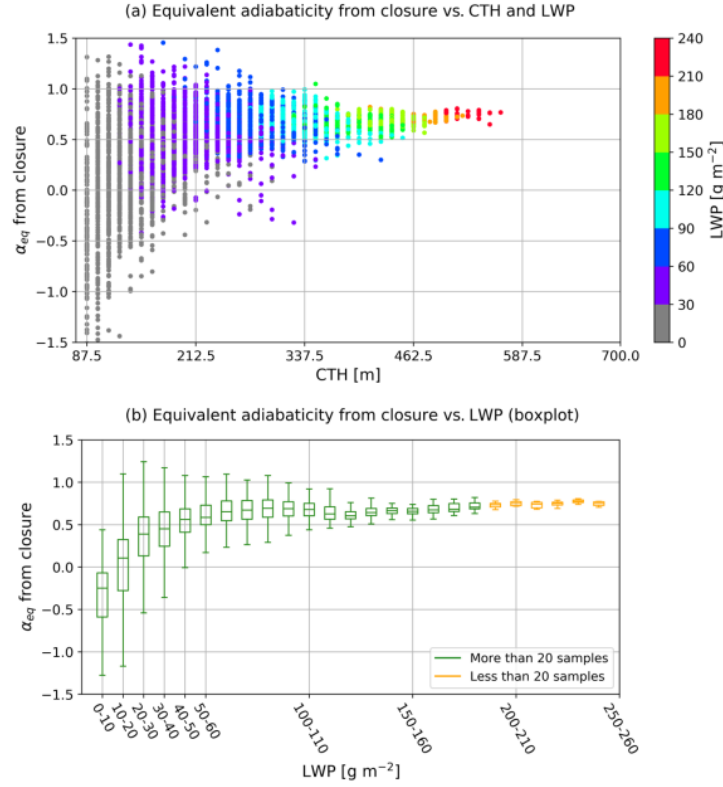


Figure 1.15: α_{eq}^{ferm} en fonction du (a) CTH (b) LWP basé sur des données du SIRTA. Issu de Toledo et al. (2021).

La Fig. 1.15a illustre l'augmentation de α_{eq}^{ferm} avec le CTH et le LWP à partir de données du SIRTA. En particulier, la Fig. 1.15b indique une convergence de α_{eq}^{ferm} vers 0.7 pour des LWP supérieurs à 30-40 g m^{-2} , i.e. lorsque le brouillard devient optiquement épais d'après Wærsted et al. (2017), en accord avec les observations dans les nuages de couche limite (Boers and Betts, 1988; Betts and Boers, 1990). Ce résultat important permet d'appliquer la dynamique d'un brouillard épais à celle des nuages de couche limite. Cependant, des valeurs négatives de α_{eq}^{ferm} , traduisant une décroissance du LWC avec l'altitude, sont observées pour des LWP < 30 g m^{-2} , jusqu'à 50 % en proportion lorsque LWP < 20 g m^{-2} . Toledo et al. (2021) justifient que ces valeurs correspondent à des brouillards optiquement fins, où la production d'eau liquide est pilotée par le refroidissement en surface en lien avec des conditions stables.

En raison de la corrélation observée entre α_{eq} et CTH, Toledo et al. (2021) dérivent une paramétrisation de α_{eq} en fonction du CTH, reportée sur la Fig. 1.16, sous la forme :

$$\alpha_{eq}(CTH) = \alpha_0 \left(1 - \exp \left(-\frac{CTH - H_0}{L} \right) \right) \quad (1.29)$$

où α_0 (0.65) représente la convergence pour les CTH les plus élevés, H_0 (104.3 m) la hauteur moyenne où $\alpha_{eq}^{ferm} > 0$ et L (48.3 m) la hauteur associée à une transition en brouillard épais probable et très probable, correspondant respectivement à $H_0 + L$ et $H_0 + 3L$.

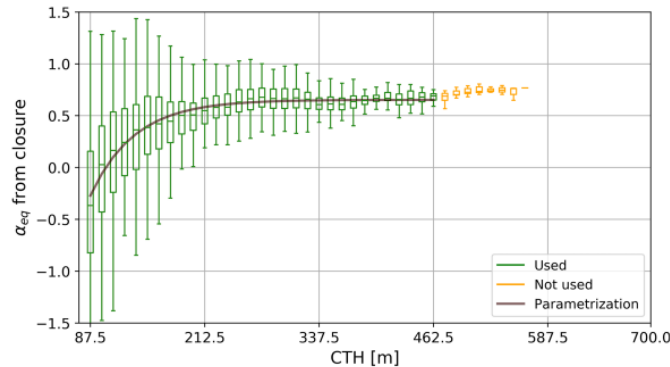


Figure 1.16: Paramétrisation de α_{eq}^{ferm} en fonction du CTH. Issu de Toledo et al. (2021).

En conclusion, l'introduction du paramètre α_{eq} met en évidence des valeurs proches de 0.6/0.7 lorsque le brouillard est optiquement épais mais indique des valeurs négatives lorsque le brouillard est fin, i.e. un profil de LWC décroissant avec l'altitude. Ce point fondamental sera investigué grâce aux observations de la campagne SOFOG3D qui permettront de déterminer les valeurs de α par mesures in situ à partir des profils observés de LWC (Eq. 1.24a), et de les confronter au modèle conceptuel de Toledo et al. (2021) par comparaison avec α_{eq}^{ferm} restitué par fermeture des valeurs de LWP, CTH et LWC_0 (Eq. 1.28). La richesse des observations de la campagne SOFOG3G est introduite dans la section suivante décrivant l'évolution du dispositif instrumental des campagnes de mesures dédiées au brouillard.

1.4 Observations de la microphysique dans le brouillard

1.4.1 Campagnes de mesure passées et évolution du dispositif instrumental

Plusieurs campagnes de mesures dédiées au brouillard ont été menées ces dernières décennies qui ont eu notamment pour objectif de documenter et caractériser les propriétés microphysiques pour améliorer les prévisions de brouillard dans les modèles de Prévision Numérique du Temps (PNT) (Gultepe et al., 2007). Elles ont aussi visé à affiner le diagnostic de la visibilité, paramètre indispensable pour le secteur aéronautique (Gultepe et al., 2019), à partir des concentrations et LWC observés (Sec 1.1.4). Les campagnes de mesures permettent aussi d'étudier l'impact des aérosols qui ont un rôle clé dans le cycle de vie du brouillard, en particulier leur activation en gouttelettes (Stolaki et al., 2015; Mazoyer et al., 2019; Wainwright et al., 2021) et leur impact sur la visibilité et l'extinction (Hammer et al., 2014; Elias et al., 2015). Les campagnes de mesures détaillées ci-dessous présentent l'évolution du dispositif instrumental. On se focalisera sur les campagnes de mesures continentales visant à étudier les brouillards radiatifs et radiatifs-advectifs.

- Les observations pionnières à Cardington au Royaume-Uni de 1971 à 1973 au sol en un point ont mis avant le rôle de la sédimentation sur le LWC et la distribution des gouttelettes (Roach et al., 1976).

- Les mesures au sol et en altitude durant la campagne Po Valley Fog en 1989 (Fuzzi et al., 1992) ont montré des profils de LWC avec des maxima près du sol pour les brouillards de faible épaisseur (Wobrock et al., 1992). Dans la continuité, durant CHEMDROP en 1994 (Fuzzi et al., 1998), Wendish et al. (1998) ont mis en évidence la croissance des grosses gouttelettes aux dépens des petites (mûrissement d'Ostwald, Sec 1.1.3).
- La campagne FRAM de 2005 à 2007 au Canada (Gultepe et al., 2009) a déployé des instruments de télédétection. Du LWP restitué par un radiomètre micro-ondes, des valeurs significatives de LWC près du sol ont été observées mais avec de fortes incertitudes en raison de l'hypothèse adiabatique utilisée (Sec 1.3). Les observations au sol ont fait état d'une distribution généralement bimodale, indiquant la présence de bruine.
- La campagne ParisFog a été opérée durant l'hiver 2006/2007, puis de 2010 à 2013 sur le site du SIRTA (Haeffelin et al., 2005) (Site Instrumental de Recherche Par Télédétection Atmosphérique) en région parisienne avec des mesures au sol et par télédétection. Mazoyer et al. (2022) ont montré au sol la formation d'un mode de larges gouttelettes durant le développement vertical, justifiée par la collision-coalescence et le mûrissement d'Ostwald, tandis que la condensation et l'évaporation sont aussi apparus comme des processus dominants. Depuis ParisFog, le radar nuage BASTA (Delanoë et al., 2016) et le radiomètre micro-ondes HATPRO permettent d'étudier la structure verticale du brouillard. Ces deux instruments de télédétection ont permis la quantification du taux de condensation et d'évaporation (Wærsted et al., 2017) ainsi que l'établissement du modèle conceptuel présenté en Sec 1.3, permettant de déterminer la fraction d'adiabaticité équivalente α_{eq} et d'anticiper l'heure de dissipation du brouillard (Toledo et al., 2021).
- La campagne LANFEX (Local And Nonlocal Fog EXperiment) (Price et al., 2018) opérée de 2014 à 2016 dans le Shropshire et Bedfordshire au Royaume-Uni a déployé des observations en 3 dimensions comprenant notamment des mesures de température sur plusieurs mâts. 18 sites ont été implantés afin d'investiguer l'impact des effets locaux et non-locaux sur le cycle de vie du brouillard en mettant à profit le contraste topographique entre les sites de mesures. La microphysique sur la verticale a été cependant peu documentée, l'intérêt ayant été porté sur la variabilité horizontale au sol.
- La campagne Bure menée par le CNRM dans le nord-est de la France en 2015 et 2016 a permis pour la première fois d'étudier les propriétés microphysiques sur la verticale du brouillard par affaîssement de stratus, à l'aide d'un compteur de gouttelettes opéré sous ballon captif (Fathalli et al., 2022). En complément, deux sites de mesures et un radiomètre HATPRO ont été déployés (Martinet et al., 2020).

Les campagnes de mesures montrent une évolution croissante du dispositif instrumental. La campagne pionnière à Cardington consistait en des mesures 0D mais des observations 1D sur la verticale ont été réalisées dès Po-Valley Fog. FRAM et Paris-Fog ont poursuivi l'investigation 1D en déployant des instruments de télédétection sondant en continu la structure verticale du brouillard mais nécessitant des hypothèses fortes sur son adiabaticité. Grâce aux avancées technologiques dans les années 2010, l'exploration 1D s'est poursuivie avec des mesures in situ sous ballon captif (Bure). La campagne LANFEX a étendu le dispositif expérimental en 3D à partir d'instruments déployés sur différentes stations de surface contrastée

Table 1.1: Tableau récapitulatif des principaux intervalles de la concentration, du contenu en eau liquide et des diamètres modaux observés lors des principales campagnes de mesures. Les campagnes à Nanjing en Chine de 2006 à 2009, en zone polluée ; Albany 77 et Fog-82 dans l'état de New York aux États-Unis et Wifex à New Delhi en Inde de 2015 à 2020, en zone polluée, ont été ajoutées.

Campagne	Référence	N (Max) (cm^{-3})	LWC (Max) (g m^{-3})	D_{Modes} (μm)
Albany 1977/Fog-82	(Meyer et al., 1980, 1986)	<100	<0.5	3 / 10 / 20
Po Valley 1989/CHEMDROP	(Wendish et al., 1998) ¹	[50,300] (500)	[0.02,0.3] (0.75)	5-10 / 20-23
FRAM-C	(Gultepe et al., 2009)	50 (250)	0.02 (0.3)	3 / 25
Nanjing	(Niu et al., 2012)	[75,210] (2000)	[0.002,0.1] (1)	1-5 / 13-27
ParisFog	(Mazoyer et al., 2022)	[4,200] (250)	[0.002,0.1] (0.2)	11 / 22
Wifex	(Wagh et al., 2023)	[175,700] (1500)	[0.003,0.3] (0.45)	4-5 / 16-20

¹ et (Fuzzi et al., 1992)

mais sans mesures microphysiques avancées. La campagne SOFOG3D se situe dans la continuité de ces campagnes de mesures, permettant une étude des propriétés microphysiques du brouillard en 3 dimensions, combinant mesures in situ sur la verticale et sur l'horizontale. Malgré l'intérêt croissant pour l'étude des propriétés microphysiques sur la verticale, les observations au sol demeurent un point essentiel. Les campagnes de mesures actuelles incluent maintenant systématiquement les deux volets de mesures au sol et en altitude, synthétisés ci-dessous, dont la campagne SOFOG3D apparaît comme un aboutissement.

1.4.2 Synthèse des propriétés microphysiques au sol et en altitude mesurées lors des précédentes campagnes

Au sol, les valeurs caractéristiques de N et LWC observées (Tab 1.1) sont de l'ordre de 5 à 300 cm^{-3} et de 0.002 à 0.3 g m^{-3} respectivement. Les maxima sont élevés ($N_{max} > 1000 \text{ cm}^{-3}$) en zones polluées (Nanjing, Wifex) et plus faibles dans les sites moins pollués (ParisFog) et plus ruraux (Fog-82, FRAM-C), N et LWC, n'excédant pas 200 cm^{-3} et 0.1 g m^{-3} respectivement, comme illustré sur la Fig. 1.17 pour les concentrations de la campagne ParisFog. Les distributions au sol sont fréquemment bimodales en brouillard mature (Tab 1.1), associées à la présence de larges gouttelettes voire de bruine (Fig. 1.18d, spectre au sol). Différentes hypothèses ont été proposées pour expliquer leur croissance :

- Wendish et al. (1998) proposent le transfert de masse des petites gouttelettes vers les plus grosses (mûrissement d'Ostwald, Sec 1.1.3). Bott et al. (1990) constatent que la croissance des gouttelettes, consécutive au refroidissement au sommet, est proportionnelle à leur section efficace d'absorption qui augmente avec le diamètre. Ainsi, selon Bott et al. (1990), à une sursaturation donnée, les grosses gouttelettes grossissent aux dépens des plus petites et sédimentent une fois suffisamment grosses.
- Mazoyer et al. (2022) ajoutent au mûrissement d'Ostwald la croissance par collision-coalescence. Le développement vertical du brouillard est associé à une forte activation

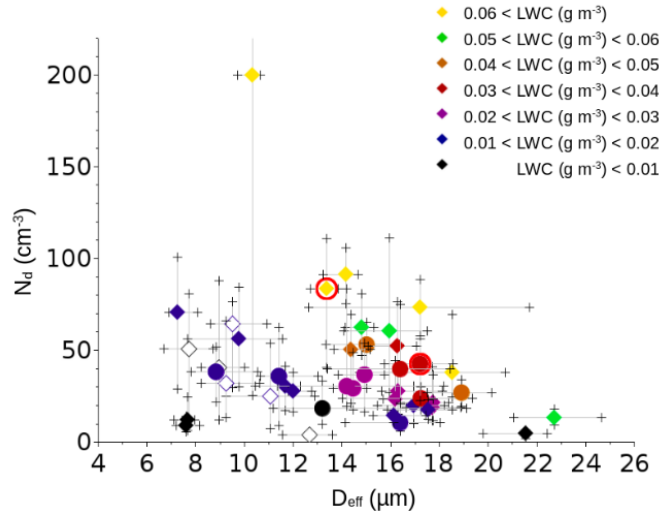


Figure 1.17: Concentration de gouttelettes en fonction du diamètre effectif durant les 42 épisodes de la campagne ParisDog. Issu de [Mazoyer et al. \(2022\)](#).

puis condensation des gouttelettes qui peuvent atteindre le seuil de collision-coalescence. D'après [Gonser et al. \(2012\)](#), la turbulence permet d'abaisser ce seuil et d'expliquer l'élargissement rapide du spectre dimensionnel.

- [Choulaton et al. \(1981\)](#) mettent en évidence la production significative de sursaturation au sommet du brouillard grâce à l'entraînement puis la sédimentation vers les couches inférieures. [Gerber \(1991\)](#) justifie, grâce à un modèle stochastique, ces larges sursaturations par le mélange turbulent à l'interface entre l'air nuageux et sec.
- Enfin, [Frank et al. \(1998\)](#) et [Richter et al. \(2021\)](#) estiment que ces larges particules sont des aérosols non activés. Leur croissance est d'autant plus lente qu'elles sont grosses, la quantité de soluté diminuant avec le diamètre (Fig. 1.4, effet Raoult).

La raison de la présence de larges gouttelettes au sol n'est ainsi pas tranchée et différents processus sont proposés mais leur priorisation nécessite la connaissance des propriétés microphysiques sur la verticale. En altitude, la structure verticale du brouillard, représentée sur la Fig. 1.18 en distribution et en N , LWC et D_{eff} sur la Fig. 1.8, a été investiguée avec des mesures par télédétection, satellites et sous ballon captif. Cependant, les observations par télédétection et satellites sont limitées par une hauteur minimale de détection et des hypothèses fortes sur l'adiabaticité (Sec 1.3). D'autre part, les mesures in situ ont été limitées par des restrictions de nuit ([Pinnick et al., 1978](#)), d'altitude ([Okita, 1962](#)), de visibilité ([Pilié et al., 1975a](#)) et d'un faible échantillonnage ([Pinnick et al., 1978](#); [Egli et al., 2015](#)). Les propriétés microphysiques sur la verticale demeurent donc méconnues, en particulier le contraste entre brouillard fin et épais. Cependant, la déstabilisation du profil stable de température devenant neutre à légèrement instable fait consensus dans les observations ([Price, 2011](#)) et simulations ([Boutle et al., 2018](#)).

- [Goodman \(1977\)](#); [Pinnick et al. \(1978\)](#) observent un élargissement de la distribution avec l'altitude (Fig. 1.18). Au contraire, [Pilié et al. \(1975a\)](#) observent un rétrécissement et le

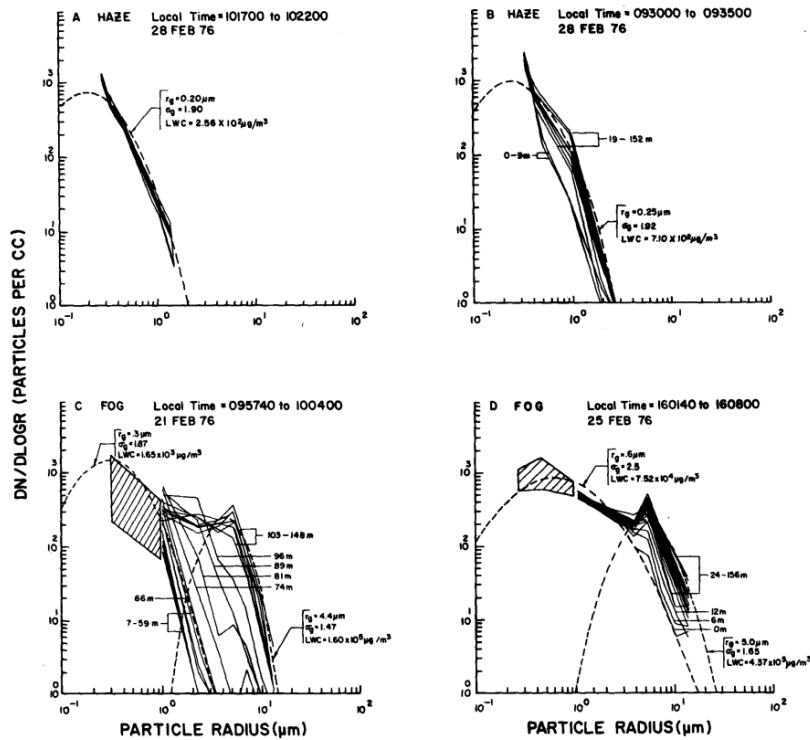


Figure 1.18: Distribution dimensionnelles mesurées sur la verticale dans (a,b) la brume (c,d) le brouillard pour différents intervalles de temps durant une expérimentation à Grafenwöhr en Allemagne en 1976. Issu de [Pinnick et al. \(1978\)](#).

justifient par la sédimentation et l'évaporation des petites gouttelettes au sol, en accord avec [Okita \(1962\)](#) qui observe un profil décroissant du rayon volumique médian.

- [Okita \(1962\)](#) observe des concentrations supérieures à 100 cm^{-3} dans la partie supérieure du brouillard. [Egli et al. \(2015\)](#) (Fig. 1.8b) font le même constat et justifient la similarité des profils de N et LWC par une faible évolution sur la verticale du rayon effectif. Ils en déduisent que pour un brouillard optiquement épais, la croissance par condensation a une plus grande influence que la collision-coalescence.
- Pour les brouillards optiquement épais, une augmentation du LWC avec l'altitude a été observée par mesures in situ ([Okita, 1962](#); [Pinnick et al., 1978](#); [Egli et al., 2015](#)), télédétection ([Gultepe et al., 2009](#)) et satellites ([Cermak and Bendix, 2011](#)). Pour les brouillards fins, les mesures in situ ont montré un maximum de LWC près du sol, confirmant les valeurs négatives de α_{eq}^{form} obtenues avec le modèle conceptuel de [Toledo et al. \(2021\)](#) (Sec 1.3). Un LWC maximal au sol peut aussi être simulé numériquement, associé à de faibles vitesses verticales, induisant une faible sursaturation et une faible activation en gouttelettes selon [Boutle et al. \(2018\)](#).

Ainsi, il n'existe pas de consensus sur l'évolution de la distribution dimensionnelle sur la verticale. Les observations tendent également à réfuter l'hypothèse adiabatique d'un N constant (Sec 1.1.4). En revanche, elles mettent en évidence un comportement similaire du profil de N

et LWC. Egli et al. (2015) observent les plus fortes divergences du profil de LWC par rapport à l'adiabaticisme pour les plus faibles LWP et donc pour les brouillards les plus fins. Ils en déduisent que l'hypothèse adiabatique en LWC devrait être adaptée en découpant le cycle de vie du brouillard par phases. Ils concluent qu'un plus grand nombre d'échantillonnage est requis, introduisant par là tout l'intérêt d'une campagne de mesures comme SOFOG3D.

1.4.3 Contexte de la campagne SOFOG3D et objectifs de la thèse

La synthèse des connaissances actuelles des propriétés microphysiques du brouillard au sol et en altitude a montré un manque critique d'observations en 3 dimensions. La variabilité spatiale et l'impact des hétérogénéités de surface sur la microphysique ont été très peu documentés. La structure verticale des brouillards fins a aussi été très peu étudiée, par mesures in situ et télédétection, en raison respectivement des restrictions et des hypothèses fortes requises. Grâce à un dispositif instrumental en 3 dimensions, la campagne SOFOG3D permet l'étude de la variabilité horizontale et verticale du brouillard sur laquelle repose cette thèse.

Ainsi, cette thèse vise à approfondir les propriétés microphysiques du brouillard durant son cycle de vie sur l'horizontale et la verticale, qui n'ont pu être étudiées en détail durant les campagnes précédentes, faute de dispositif instrumental suffisant. En particulier, elle vise à répondre aux questions scientifiques suivantes :

- **Quelle est l'évolution de la concentration, du contenu en eau liquide, du diamètre des gouttelettes et des distributions dimensionnelles sur la verticale au cours du cycle de vie du brouillard ?** En particulier :

Quel est le rôle de la microphysique dans la transition de brouillard optiquement fin à épais ? Ce rôle est-il conjoint ou indépendant de celui joué par la thermodynamique ?

Des lois et modèles conceptuels régissent-ils les propriétés microphysiques du brouillard durant son cycle de vie ?

- **Quels sont les processus clés intervenant dans la couche de brouillard du sol au sommet ?** En particulier :

Quel est l'impact relatif de la condensation, de la collision-coalescence, de la sédimentation, du mûrissement d'Ostwald ?

Observe-t-on de la bruine et à quel moment dans le cycle de vie ? Est-ce ponctuel ou continu ? Y a-t-il un lien systématique entre présence de larges gouttelettes et bruine ?

- **Quelle est la variabilité spatiale des propriétés microphysiques du brouillard ?** En particulier :

La variabilité spatiale du brouillard est-elle associée au type de brouillard / aux hétérogénéités de surface ? Observe-t-on des différences significatives entre brouillard radiatif et radiatif-advectif / entre champ, forêt et jachère ?

Pour cela, une climatologie du brouillard dans le sud-ouest de la France est préalablement présentée en Sec 2, puis la campagne SOFOG3D est décrite précisément en Sec 3. L'analyse des observations des propriétés microphysiques est ensuite présentée au sol en Sec. 4, puis en altitude en Sec. 5 et 6. Enfin, conclusion et perspectives achèvent ce manuscrit.

Climatologie du brouillard dans le sud-ouest de la France

Contents

2.1	Méthodologie	44
2.1.1	Sélection des stations représentatives	44
2.1.2	Observations manuelles et automatiques	44
2.2	Climatologie du brouillard dans le sud-ouest de la France	45
2.2.1	Climatologie de 1960 à 2023	45
2.2.2	Focus sur l'hiver 2019-2020	48
2.3	Conclusion	52

Dans ce chapitre de mise en contexte de la campagne SOFOG3D est présentée une climatologie du brouillard dans le sud-ouest de la France. Celle-ci a été réalisée à partir de stations météorologiques du réseau opérationnel de Météo-France. On se focalisera d'abord sur la période 1960-2023 puis plus précisément sur l'hiver 2019/2020 de la campagne SOFOG3D.

2.1 Méthodologie

2.1.1 Sélection des stations représentatives

Six stations d'observations du réseau opérationnel de Météo-France ont été sélectionnées: les stations de Bordeaux, Mont-de-Marsan, Bergerac, Agen, Montauban et Toulouse. Leur localisation ainsi que le site principal de la campagne SOFOG3D représenté par le rectangle sont présentés sur la Fig. 2.1. Ces six stations ont été sélectionnées pour diverses raisons :

- Mont-de-Marsan (N°2) pour sa proximité aux sites de SOFOG3D, tous ces sites étant situés dans la forêt des Landes (Fig. 2.1), caractérisée la nuit par un vent faible et des flux de surface favorables à la formation du brouillard. La climatologie à Mont-de-Marsan apparaît comme la plus représentative des sites de la campagne SOFOG3D.
- Bordeaux (1) pour sa proximité avec les sites de SOFOG3D et sa situation géographique près de l'océan où davantage de brouillards de nature advective sont possibles.
- Agen (4) et Toulouse (Blagnac) (6) pour leur proximité avec la Garonne afin de quantifier l'apport d'humidité à formation du brouillard.
- Enfin, Montauban (5) et Bergerac (3) afin d'aboutir à une climatologie représentative du brouillard à l'échelle du sud-ouest de la France.

Les stations de Mont-de-Marsan, Bergerac, Agen, Bordeaux et Toulouse font partie du dispositif de la campagne SOFOG3D. Elles ont été équipées de radiomètres micro-ondes afin de déployer un réseau dense d'observations dans le sud-ouest de la France, l'intérêt étant notamment d'évaluer l'impact de leur assimilation dans le modèle AROME (Martinet et al., 2022). L'un des objectifs de la campagne SOFOG3D vise en effet à améliorer le schéma d'assimilation d'AROME par la technique du 1D-VAR puis à terme du 3D-EnVar (Martinet et al., 2020).

La climatologie du brouillard est réalisée dans un premier temps sur la période 1960-2023 afin de mettre en contexte d'une part l'hiver 2019-2020 de la campagne SOFOG3D par rapport à la climatologie des autres stations, et d'autre part la climatologie du sud-ouest de la France par rapport au reste de la littérature. La période d'observations est réduite sur les stations de Bergerac et Montauban, installées et déplacées sur leur site actuel en 1988 et 1990 respectivement. La détermination de la visibilité n'étant pas homogène sur la période 1960-2023, une distinction doit au préalable être introduite entre observations manuelles et automatiques.

2.1.2 Observations manuelles et automatiques

Dans les années 2010 à Météo-France, l'observation manuelle a été progressivement remplacée par une observation automatique. L'occurrence de brouillard est maintenant déterminée par un capteur temps présent (PWD pour present weather detector). La transition manuelle/automatique s'est étalée de 2013 et 2016 pour les six stations sélectionnées, qu'il faut donc considérer car la visibilité diffère entre observation manuelle et automatique.



Figure 2.1: (a) Localisation des 6 stations du réseau opérationnel de Météo-France utilisées. Le site principal de SOFOG3D est représenté par un rectangle rouge. Source Google Earth.

- La visibilité manuelle est déterminée par un observateur, différente de jour (par contraste) et de nuit (par sources lumineuses) ([World Meteorological Organization, 2014](#)). La visibilité par contraste est la plus grande distance à laquelle un objet noir de dimension suffisante proche du sol est discernable et reconnaissable sur fond lumineux. La visibilité par sources lumineuses correspond à la plus grande distance à laquelle une source lumineuse est discernable dans l'obscurité, plus sujette à des biais significatifs.
- La visibilité automatique est mesurée par un visibilimètre déterminant l'intensité diffusée (généralement vers l'avant) dans un petit échantillon d'air. Le coefficient de diffusion est restitué, assimilé au coefficient d'extinction σ , l'absorption pouvant être négligée pour des gouttelettes d'eau, dont la POM est déduite (Eq. 1.17). La POM est donc une visibilité par contraste, insensible au cycle diurne, induisant une faible différence avec une visibilité manuelle de jour. La précision d'un visibilimètre est de l'ordre de 10 %, ses principaux défauts étant un manque de représentativité autour du site de mesure ainsi qu'une dépendance aux fluctuations de σ . Les visibilimètres sont majoritairement utilisés aujourd'hui dans les stations météorologiques automatiques ([World Meteorological Organization, 2021](#)), en particulier celles utilisées dans le cadre de cette étude.

2.2 Climatologie du brouillard dans le sud-ouest de la France

2.2.1 Climatologie de 1960 à 2023

Dans cette section, on travaillera par saison hivernale, le brouillard de rayonnement étant majoritaire en automne et hiver ([Meyer and Lala, 1990](#); [Price, 2011](#)). L'occurrence de brouillard est déterminée à partir du paramètre "occurrence" issu de la base de données climatologique

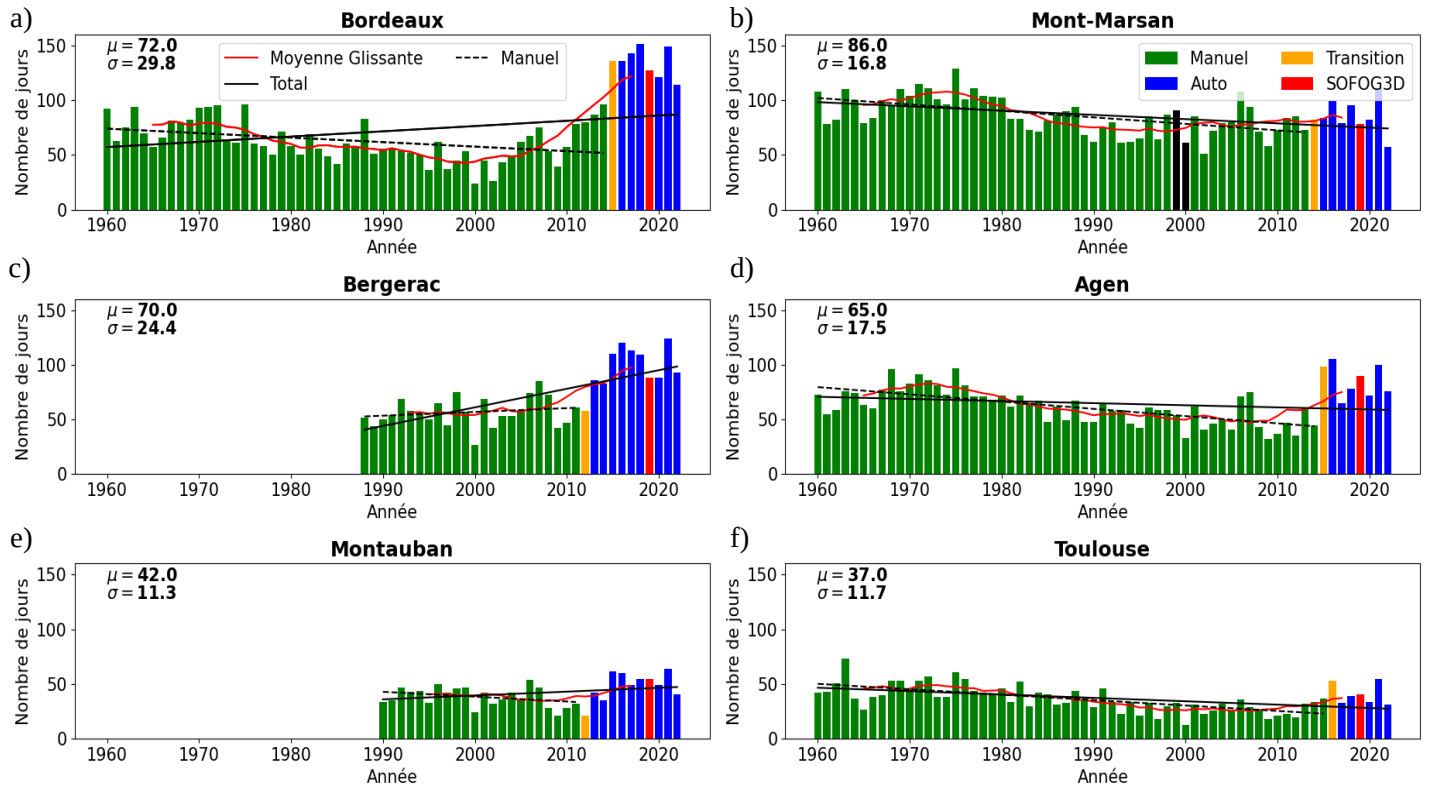


Figure 2.2: Nombre de jours de brouillards par saison hivernale depuis 1960 à (a) Bordeaux (b) Mont-de-Marsan (c) Bergerac (d) Agen (e) Montauban (f) Toulouse. Les courbes rouges et noires en trait plein (pointillés) représentent la moyenne glissante sur 11 années et la régression sur la période totale (en observations manuelles). Les observations manuelles et automatiques sont indiquées en vert et bleu, l'année de transition en orange. La saison hivernale 2019-2020 correspondant à la campagne SOFOG3D est indiquée en rouge. Les saisons hivernales 1999/2000 et 2000/2001, invalidées à Mont-de-Marsan, sont indiquées en noir. La moyenne (μ) et l'écart-type (σ) sur l'ensemble de la période sont également indiqués.

de Météo-France (BDCLIM) quotidienne. Sa valeur est 1 (respectivement 0) s'il y a occurrence (non occurrence) durant la journée, définie de 0000 à 0000 UTC, indépendamment de la durée de l'épisode. Par ailleurs, à Mont-de-Marsan, l'année 2000 ne comptabilisant que 149 jours de données, les hivers 1999/2000 et 2000/2001 de cette station ne sont pas considérés.

Nombre de jours de brouillard

Le nombre de jours de brouillard par saison hivernale est reporté sur la Fig. 2.2. On observe que la saison hivernale 2019/2020 (Fig. 2.2, rouge) est représentative de la climatologie sur les 6 stations, en particulier à Mont-de-Marsan (Fig. 2.2) où l'on observe sur la période 1960-2023 84 jours de brouillards en médiane. Les stations à influence maritime (Bordeaux, Mont-de-Marsan) présentent les nombres de jours de brouillard les plus élevés, tandis que les stations

les plus à l'intérieur des terres (Toulouse, Montauban) présentent les plus faibles valeurs, de l'ordre de 40 jours. Les hétérogénéités de surface semblent également avoir une influence. Les valeurs significatives à Mont-de-Marsan et Agen peuvent s'expliquer par la proximité avec la forêt des Landes et l'influence de la Garonne respectivement. [Pauli et al. \(2022\)](#), à partir d'une climatologie par images satellites, associent d'une part les plus fortes occurrences de brouillard dans la forêt des Landes à un refroidissement nocturne important et un vent faible. L'alimentation continue en humidité de la Garonne apparaît d'autre part favoriser la formation de brouillard pour Agen. Cependant, Toulouse, pourtant sous l'influence de la Garonne, présente en moyenne le plus faible nombre de jours (37), proche de Montauban. D'autres paramètres peuvent ainsi intervenir comme l'îlot de chaleur urbain, qui peut être plus important sur une ville comme Toulouse et limiter l'occurrence de brouillard.

Le passage en observations automatiques apparaît pour les stations d'Agen, Toulouse et Bordeaux, présentant une augmentation significative à la transition (Fig. 2.2, orange). A Bordeaux, le nombre de jours s'échelonne depuis 2016 entre 121 et 151 jours de brouillard alors qu'il est inférieur à 100 jours avant la transition. Cette discontinuité est mentionnée par plusieurs études ([van Oldenborgh et al., 2010](#); [Forthun et al., 2006](#); [Izett et al., 2019](#); [Lavigne and Liu, 2022](#)). [Hůnová et al. \(2020\)](#) observent en République tchèque un écart statistiquement significatif (en p-value) sur la moitié des stations considérées lié à ce changement. Des contrôles de qualité sont menés si aucune discontinuité notable n'est observée ([Forthun et al., 2006](#); [Kutty et al., 2019, 2020](#)). D'autres études utilisent un filtre pour les stations présentant les plus fortes discontinuités ([Lavigne and Liu, 2022](#)) ou bien rejettent les observations post-transition ([van Oldenborgh et al., 2010](#); [Izett et al., 2019](#)). [Hůnová et al. \(2020\)](#) concluent que la période choisie est cruciale dans l'étude des tendances de longue durée.

Hormis à Montauban et Bergerac, le nombre de jours de brouillard diminue sur la période en observations manuelles (Fig. 2.2, traits pointillés), en accord avec les études menées en Europe ([Vautard et al., 2009](#); [van Oldenborgh et al., 2010](#)). [Vautard et al. \(2009\)](#); [Giulianelli et al. \(2014\)](#) estiment que cela est en partie imputable à la décroissance des aérosols sulfatés depuis les années 1990 mais [van Oldenborgh et al. \(2010\)](#) évoquent la circulation des moyennes latitudes, plus défavorable entre janvier et mars. La variabilité interannuelle, plus importante que la tendance long-terme décroissante, est cependant à considérer selon [Izett et al. \(2019\)](#). A l'inverse, l'augmentation de la concentration d'aérosols selon [Quan et al. \(2011\)](#) et la situation moyenne synoptique plus favorable, ont induit une augmentation du nombre de jours de brouillard en Chine ([Niu et al., 2010](#)) et en Inde ([Smith et al., 2023](#)) depuis une trentaine d'années.

Répartition annuelle

En raison de l'impact du passage en observations automatiques, la climatologie que nous réalisons ici s'arrête à l'année de transition, située entre 2013 et 2016 (Fig. 2.2, orange). La répartition annuelle, illustrée sur la Fig. 2.3, montre une saisonnalité pour toutes les stations, avec un maximum entre octobre et janvier et un minimum durant l'été (Fig. 2.3). Cela

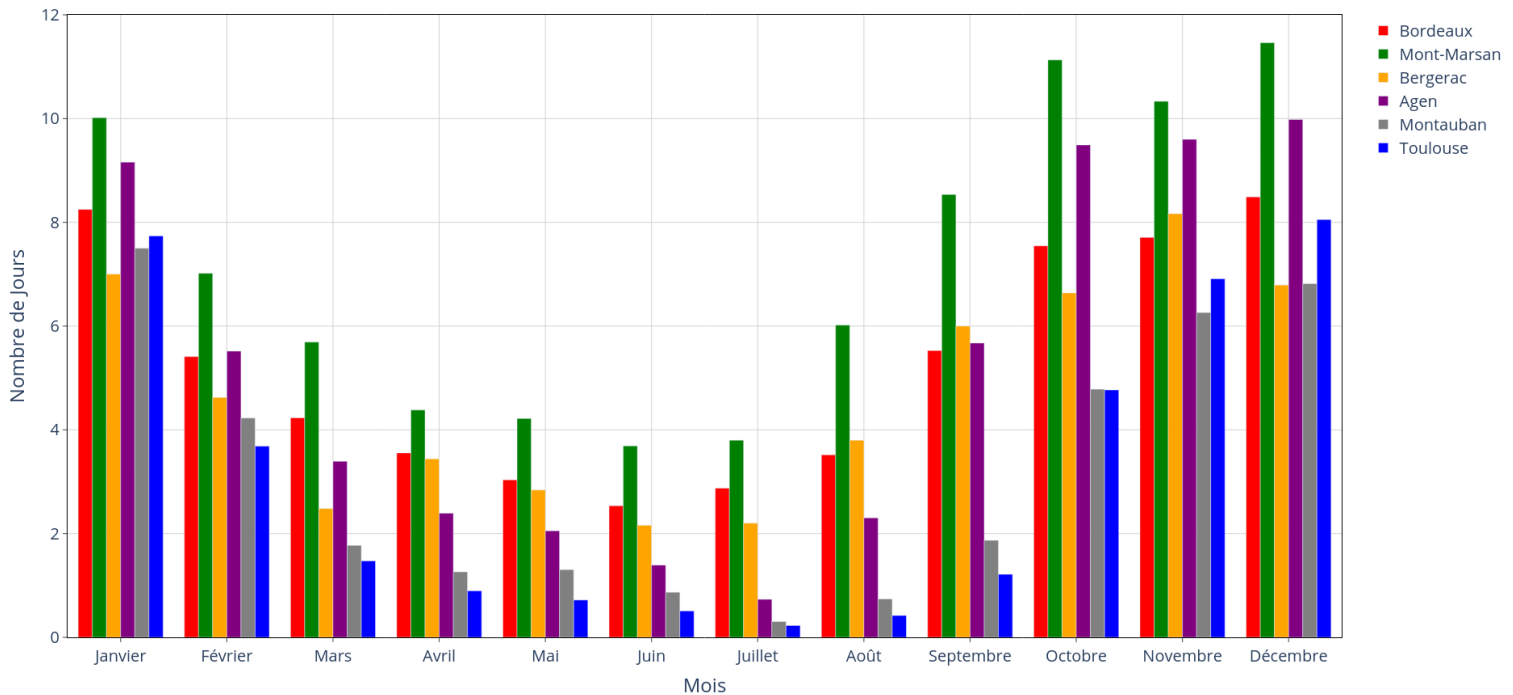


Figure 2.3: Répartition annuelle du nombre de jours moyen de brouillard pour les 6 stations sélectionnées durant la période en observations manuelles.

pourrait traduire une importance relative des brouillards de nature radiative, en particulier à Toulouse, Agen et Montauban. A l'inverse, les stations de Bordeaux, Mont-de-Marsan et Bergerac présentent de fortes valeurs en été, pouvant indiquer un type de brouillard de nature plus advective, en cohérence avec la localisation de ces stations plus exposée à une influence océanique. Par ailleurs, des valeurs significatives sont observées d'octobre à janvier à Mont-de-Marsan et Agen, explicables par leur localisation respectivement à proximité de la forêt des Landes et de la Garonne. Le refroidissement nocturne en forêt et l'apport d'humidité de la Garonne apparaissent donc comme des facteurs favorisant la formation des brouillards observés en hiver, cette influence diminuant à partir du mois de mars, en particulier à Agen.

En conclusion, la campagne SOFOG3D opérée de septembre 2019 à mars 2020 est propice au brouillard au vu de la climatologie des stations environnantes. Sur les 80 jours annuels, 50 et 45 % se produisent durant cette période à Mont-de-Marsan et Agen respectivement. Une trentaine à quarantaine de brouillards pourraient donc être échantillonnés durant SOFOG3D.

2.2.2 Focus sur l'hiver 2019-2020

Les brouillards de la saison hivernale 2019-2020, postérieure au passage en observations automatiques (Fig. 2.2), sont analysés à partir de la mesure de la visibilité, en termes de durée,

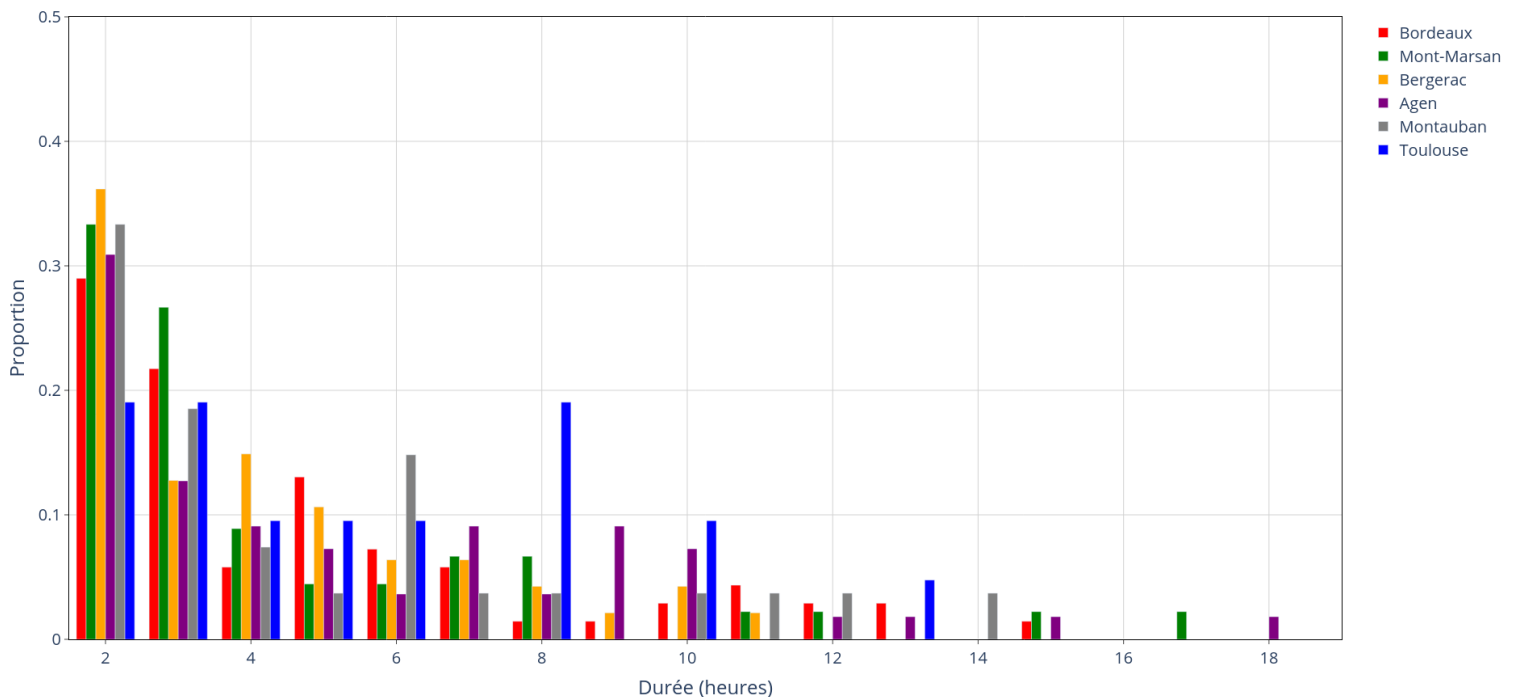


Figure 2.4: Répartition de la durée des brouillards durant la saison hivernale 2019/2020 pour les 6 stations sélectionnées.

heures de formation et dissipation et visibilité minimale afin de les comparer ensuite aux statistiques de la campagne SOFOG3D. Seules les durées supérieures à 1 h sont considérées, hormis pour la durée moyenne (Fig. 2.5), déterminée comme le ratio par mois de la durée sur le nombre de brouillards.

Durée du brouillard

La Fig. 2.4 illustre la répartition de la durée des brouillards durant l'hiver 2019/2020. Seuls les épisodes où l'occurrence de brouillard a été validée dans la table quotidienne ont été considérés. Les épisodes espacés de moins de 12 h ont été filtrés afin de ne considérer qu'un seul épisode par nuit. On constate une majorité de cas associés à des durées de vie faibles pour tous les sites. A Mont-de-Marsan, les durées de vie inférieures à 3 h représentent 60 % des brouillards échantillonnés, les autres stations présentant une proportion de l'ordre de 50 %, diminuant jusqu'à 40 % pour Toulouse. La répartition de la durée de vie des brouillards étant similaire entre tous les sites, le type de brouillard ne semble pas influencer sur sa durée.

Les mois de décembre ainsi que janvier à Agen et Bergerac présentent les brouillards les plus persistants, de l'ordre de 6 h à 8 h (Fig. 2.5), pouvant s'expliquer par la plus faible durée du jour, favorisant un refroidissement nocturne plus précoce. Par ailleurs, des dif-

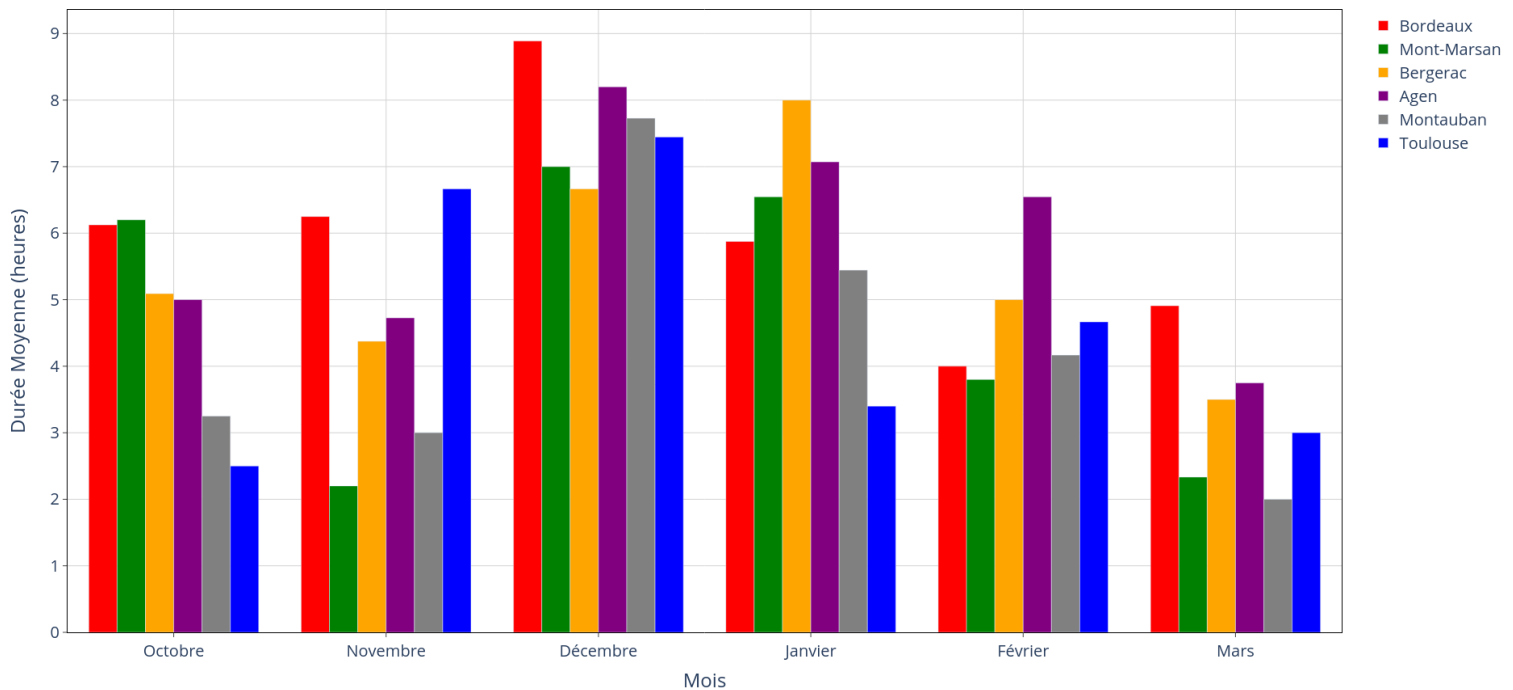


Figure 2.5: Répartition de la durée mensuelle moyenne des brouillards durant la saison hivernale 2019/2020 pour les 6 stations sélectionnées.

férences significatives sont observées en novembre et février, à mettre en regard des conditions météorologiques, le mois de novembre 2019 étant notamment caractérisé par un temps perturbé avec le passage de plusieurs tempêtes.

Heure de formation et dissipation

La Fig. 2.6 montre la répartition des heures de formation et dissipation. On observe que les brouillards se forment majoritairement en deuxième partie de nuit (après 0000 UTC) pour tous les sites (Fig. 2.6a), les formations avant 2000 UTC représentant une faible proportion, de l'ordre de 15 %, jusqu'à 22 % à Agen, mais le nombre de cas est trop faible pour être statistiquement significatif. Ces résultats indiquent un impact significatif du refroidissement nocturne pour la formation des brouillards dans le sud-ouest de la France. L'heure de dissipation est pour beaucoup de stations située après 0700 UTC, donc après le lever du soleil (Fig. 2.6b), indiquant une dissipation par contribution thermique (Sec 1.1.3). L'exception concerne uniquement Bordeaux, avec un mode de dissipation vers 0500 UTC, pouvant être lié à une cause plus advective.

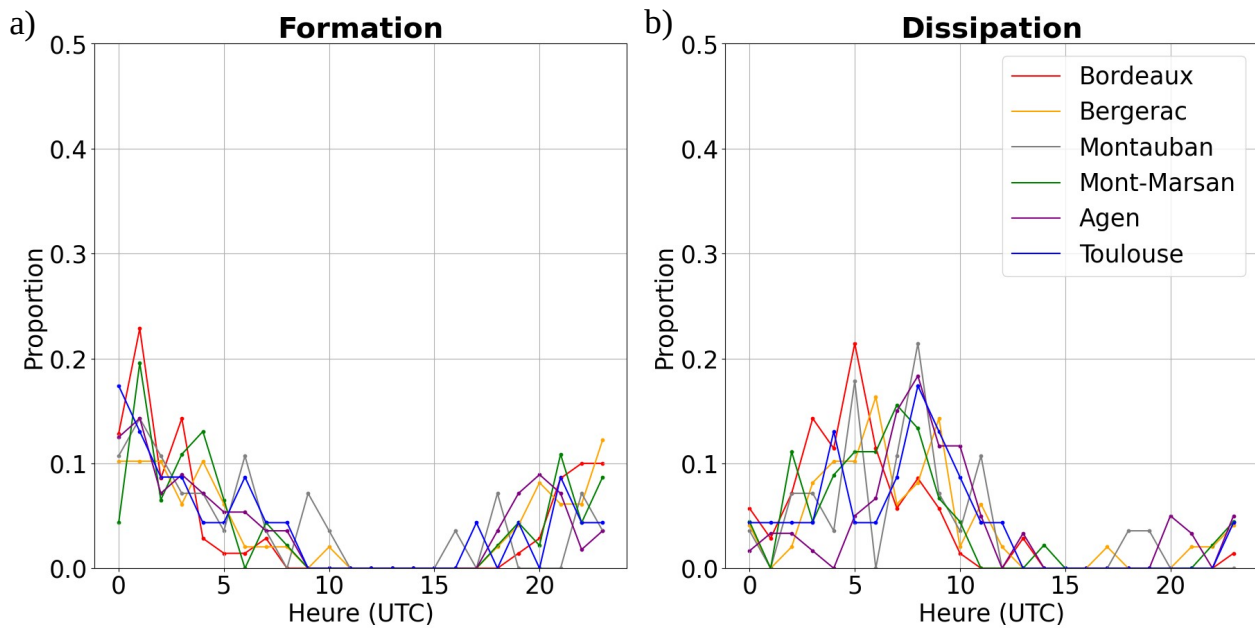


Figure 2.6: (a) Répartition de l'heure de formation (b) de dissipation des brouillards observés durant la saison hivernale 2019/2020 sur les 6 stations sélectionnées.

Visibilité minimale

On a reporté sur la Fig. 2.7 la répartition des visibilités minimales. On observe que les brouillards denses (visibilité minimale < 200 m) concernent en majorité les stations de Toulouse, Bordeaux et Agen, caractérisées par une proportion supérieure à 60 % (Fig. 2.7), pouvant illustrer l'influence de la Garonne. Une hypothèse est qu'une alimentation continue en humidité induise une activation significative des aérosols, augmentant l'extinction et réduisant la visibilité. La proportion de brouillards denses est également significative pour les stations de Mont-de-Marsan et Montauban, de l'ordre de 50 %. Ces observations indiquent que les brouillards caractérisés par des durées de vie conséquentes sont associés à des brouillards denses. Cela est cohérent avec une visibilité décroissante au cours du cycle de vie, jusqu'à atteindre un minimum au début de la phase mature selon Mazoyer et al. (2022). Ceci est aussi confirmé par la considération des brouillards de moins de 1 h, présentant une proportion de brouillards denses plus faible (non montré). Par ailleurs, on ne remarque pas de tendance significative de l'influence océanique, le minimum de visibilité n'apparaissant donc pas associé au type de brouillard,

Enfin, la répartition mensuelle, présentée sur la Fig. 2.8, montre des brouillards plus denses en décembre et janvier, en particulier à Montauban et Toulouse, ces deux mois représentant 70 % des brouillards denses observés durant l'hiver (Fig. 2.8). Ces brouillards denses sont associés à une durée moyenne significative, de l'ordre de 7 h à 8 h en décembre sur ces deux stations (Fig. 2.5). A Bordeaux, la proportion de brouillards denses est maximale en mars (30 %), pouvant traduire un type de brouillard advectif ou radiatif-advectif, en lien avec la

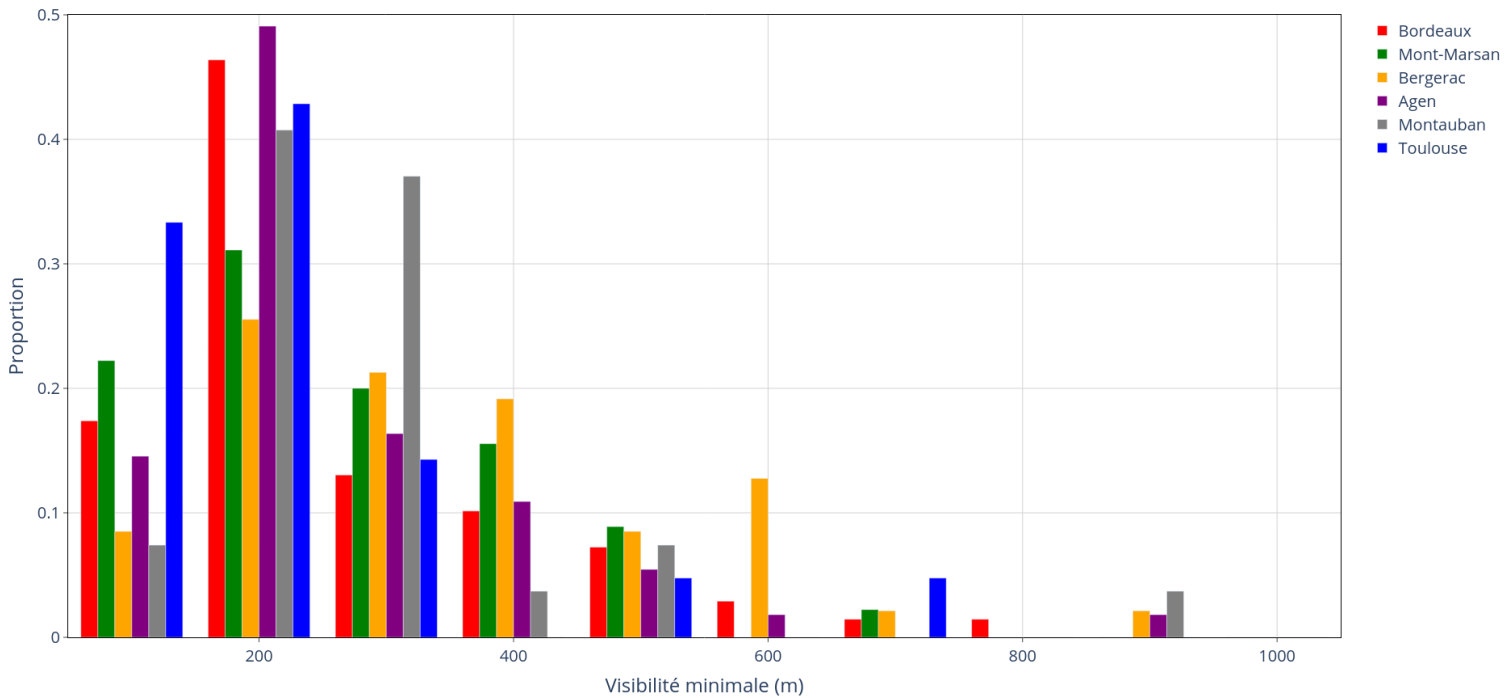


Figure 2.7: Répartition des visibilités minimales par tranche de 100 m de visibilité des brouillards observés durant la saison hivernale 2019-2020 sur les 6 stations sélectionnés.

répartition annuelle (Fig. 2.3).

2.3 Conclusion

Une climatologie du brouillard a été réalisée dans le sud-ouest de la France sur six stations représentatives à partir des données quotidiennes sur la période 1960-2023 et horaires sur l'hiver 2019-2020. Les résultats montrent qu'entre 30 et 40 cas de brouillard pourraient être échantillonnés durant SOFOG3D, essentiellement radiatifs et radiatifs-advectifs, de plus longue durée et plus épais en décembre et janvier, plus fréquemment associés à une formation en deuxième partie de nuit et suivis d'une dissipation après le lever du soleil ou en fin de nuit en cas d'advection. Les sites à influence océanique sont caractérisés par un cycle annuel moins marqué que les stations plus continentales ainsi que par un plus grand nombre d'épisodes. Un caractère radiatif fréquent a été mis en évidence pour les stations les plus à l'intérieur des terres, l'influence advective augmentant avec la proximité avec la côte. L'influence des hétérogénéités de surface semble présente à Mont-de-Marsan et Agen, situés respectivement à proximité de la forêt des Landes et de la Garonne, en termes de répartition annuelle, durée et visibilité minimale. Aucune différence significative n'a été constatée entre les stations en termes de durée et visibilité minimale, en accord avec le fait que la classification du brouillard se base sur la formation et ne préjuge pas de son cycle de vie.

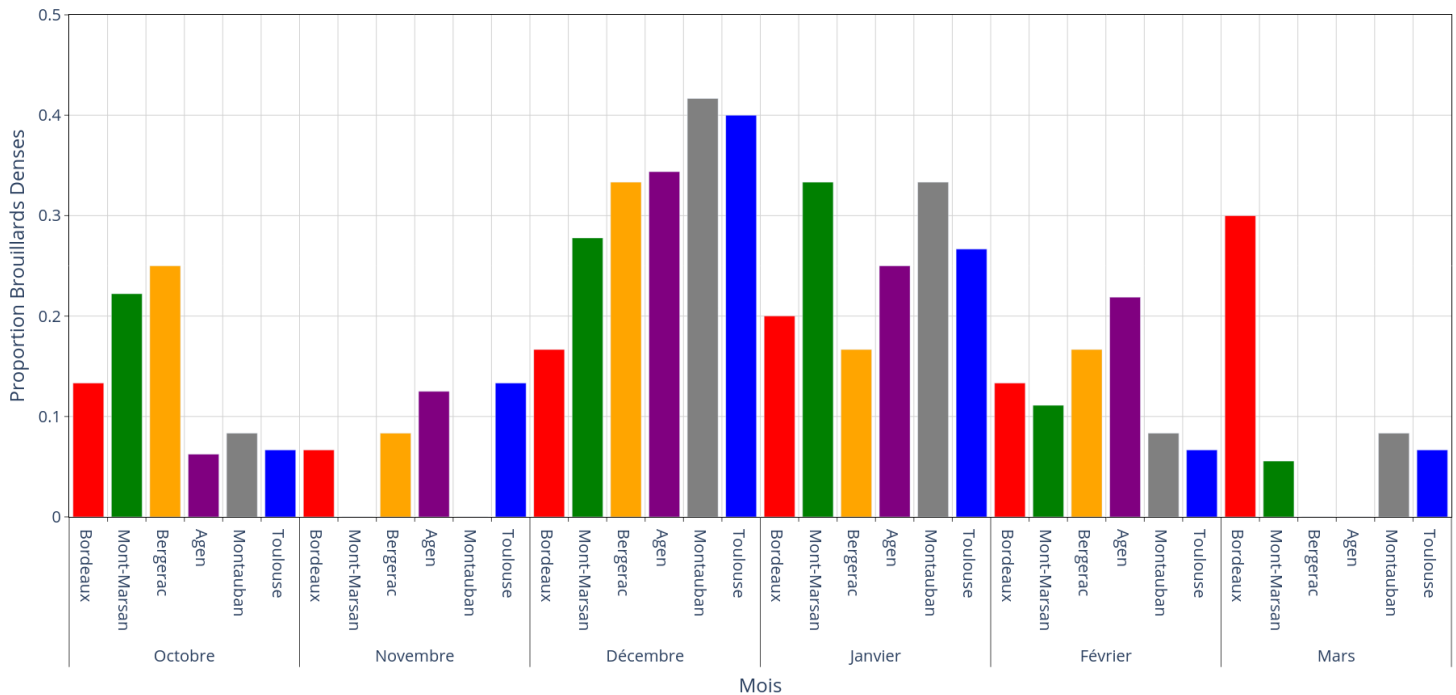


Figure 2.8: Répartition des brouillards denses (visibilité minimale < 200 m) durant la saison hivernale 2019/2020 sur les 6 stations sélectionnées.

Une augmentation importante du nombre de jours de brouillard a été observée sur certaines stations au cours des années 2010. Cette augmentation semble liée au passage en observations automatiques et illustre les limites d’une étude climatologique basée sur des stations météorologiques au sol. Certaines études utilisent d’autres types d’observations comme les METAR, observations manuelles et automatiques encore supervisées dans certains aéroports (Stolaki et al., 2009; van Schalkwyk and Dyson, 2013), et les images satellites (Bendix, 2002; Cermak et al., 2009). Egli et al. (2017) constatent, à partir des observations satellites SEVIRI, une décroissance du nombre de jours de brouillard en hiver dans le sud-ouest de la France sur la période 2006/2015 et l’associent notamment à l’augmentation de la température et dans une moindre mesure à l’augmentation de la concentration d’aérosols. Une climatologie par images satellites est cependant rendue difficile par la discrimination entre brouillard et stratus (Cermak and Bendix, 2008, 2011).

La climatologie réalisée dans cette section a ainsi permis de mettre en contexte l’hiver 2019-2020 de la campagne SOFOG3D dans la climatologie du brouillard du sud-ouest de la France. Cette zone géographique s’est en effet montrée propice à la formation de brouillard et l’hiver 2019-2020 est apparu représentatif de la climatologie de ces dernières années dans le sud-ouest. La campagne SOFOG3D est désormais présentée dans la section suivante.

Campagne SOFOG3D : description et validation des instruments

Contents

3.1	Introduction	56
3.2	Brouillards échantillonnés durant la campagne SOFOG3D	61
3.2.1	Détermination des épisodes de brouillard	62
3.2.2	Classification des épisodes	62
3.2.3	Propriétés des brouillards échantillonnés	68
3.3	Validation des instruments microphysiques	72
3.3.1	Validation au sol	73
3.3.2	Validation CDP	82
3.3.3	Poursuite de la validation de données: Intercomparaison dans le champ d'expérimentation du CNRM	86
3.4	Biais de la sonde de turbulence	95
3.4.1	Mise en évidence	95
3.4.2	Variabilité temporelle et verticale	96
3.4.3	Proposition de correction	100
3.5	Conclusion	101

Ce chapitre présente la campagne SOFOG3D. Le dispositif instrumental déployé est d'abord introduit, suivi d'une description des propriétés des brouillards échantillonnés pendant les 6 mois de mesures. Puis, la validation des instruments, étape préalable à l'analyse des propriétés microphysiques menée dans les trois sections suivantes, est détaillée, le biais en température de la sonde de turbulence faisant l'objet de la dernière section.

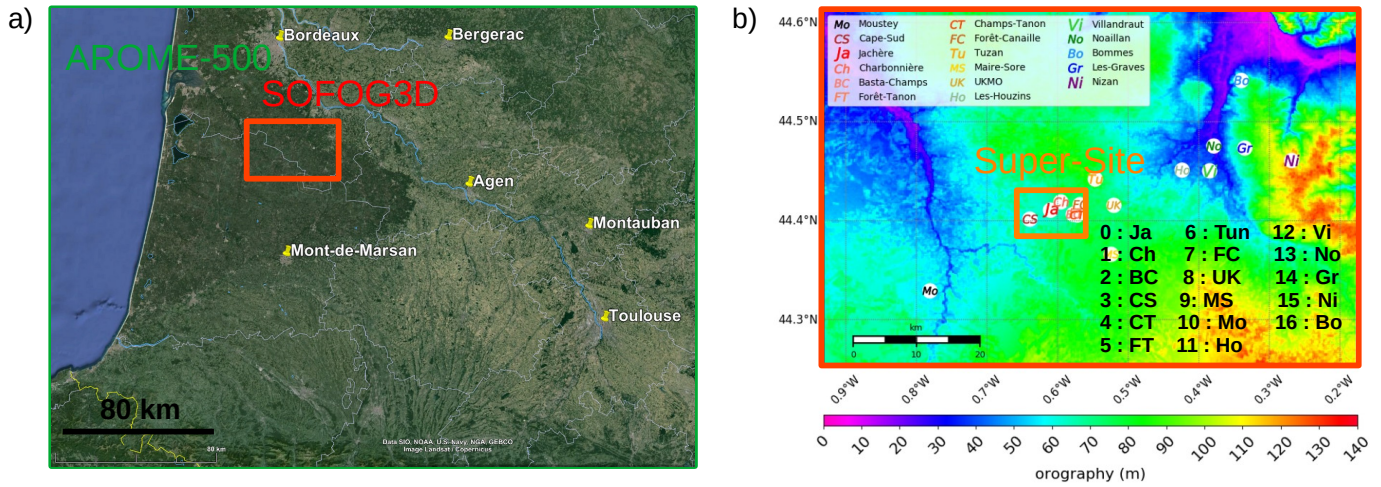


Figure 3.1: (a) Localisation du domaine AROME-500 m déployé durant la campagne SOFOG3D, des sites de mesures de la campagne (domaine rouge) et des 6 stations utilisées en Sec 2. Source © Google Earth. (b) Topographie des sites de la campagne SOFOG3D (domaine rouge) avec Super-site (domaine orange). Issu de Taufour et al. (2024) en préparation.

3.1 Introduction

La campagne SOFOG3D (Burnet et al., 2020) est l'acronyme de "South-west FOG 3D experiment for process study". Ce projet de recherche a été soutenu par l'Agence Nationale de la Recherche (ANR) et piloté par l'équipe GMEI/MNPCA du CNRM en collaboration avec les groupes GMME et GMAP du CNRM ainsi que les laboratoires du LATMOS et du LMD. C'est aussi une campagne internationale en collaboration avec le Met Office. Elle s'est déroulée dans le sud-ouest de la France entre septembre 2019 et mars 2020 dans la forêt des Landes (Fig. 3.1a), propice à la formation du brouillard en hiver (Sec 2). La zone choisie, pour le déploiement des drones et pour répondre à l'objectif de l'impact des hétérogénéités de surface, est soumise à l'influence océanique et des processus advectifs, pouvant influencer sur les brouillards échantillonnés en favorisant leur formation ou accélérant leur dissipation. L'objectif principal de la campagne SOFOG3D est d'améliorer notre compréhension des processus pilotant le cycle de vie du brouillard afin in fine d'améliorer sa prévision. Un réseau particulièrement innovant a été déployé sur la base des acquis des précédentes campagnes impliquant le CNRM. Il se divise en trois domaines imbriqués, illustrés sur la Fig. 3.1.

- Le premier (domaine vert), incluant les 6 stations étudiées pour la climatologie réalisée en Sec 2, correspond à la zone géographique de $300 \times 200 \text{ km}^2$ couvert par le modèle AROME, spécialement déployé durant la campagne à une résolution horizontale de 500 m. L'un des objectifs majeurs de SOFOG3D consiste en effet à valider cette nouvelle configuration du modèle pour une éventuelle mise en opérationnel. Durant la campagne, une version d'AROME-500 m, couplée à une résolution verticale augmentée, une microphysique plus sophistiquée par l'utilisation d'un schéma à deux moments et la prise en compte de certains processus essentiels comme le dépôt (Sec 1.1.2), a été mise en place et confrontée à la version opérationnelle actuelle à 1.3 km de résolution, montrant des améliorations de la prévision de brouillard (Antoine et al., 2023). L'amélioration

des conditions initiales dans le schéma d'assimilation d'AROME a également été investiguée par le biais de mesures par télédétection. Des radiomètres micro-ondes MWR (pour MicroWave Radiometer) ont été déployés dans 6 stations, couvrant un réseau d'observations dense afin d'évaluer leur assimilation dans AROME (Martinet et al., 2020). Ainsi, dans un cadre 1D-VAR ont été assimilées a posteriori les température de brillance du MWR, améliorant la restitution des profils de température et d'humidité (Marquet et al., 2022), Thomas et al., 2024, in prep).

- Le domaine rouge sur la Fig. 3.1a, zoomé sur la Fig. 3.1b, d'une superficie $30 \times 20 \text{ km}^2$ comprend 17 sites déployés durant la campagne SOFOG3D, installés sur des zones caractérisées par des couverts végétaux différents, incluant jachères, champs, clairières et forêts. Cette stratégie instrumentale a permis d'étudier les hétérogénéités de surface favorisant ou inhibant la formation de brouillard (Thornton et al., 2023); Taufour et al., 2024 en préparation). Dans la majorité des sites étaient a minima déployés une station météorologique mesurant les grandeurs thermodynamiques usuelles (température, pression, vent, rayonnement) et un visibilimètre. Certains sites possédaient également des mesures de flux, de base des nuages (télémètre) et des grandeurs microphysiques analysées en Sec 4. Des mâts et tours de guet ont également permis des mesures en hauteur, comme à Tuzan et UKMO (Fig. 3.1b,3.2).
- Le domaine orange sur la Fig. 3.1b, d'une surface de $10 \times 10 \text{ km}^2$ illustre la zone avec le plus de densité instrumentale. Il inclut les sites de Jachère, Charbonnière et BASTA avec les instruments les plus innovants de la campagne. Les mesures en continu par télédétection comprenaient MWR, radars nuage BASTA vertical (Charbonnière) et scannant (BASTA) ainsi que lidar vent et turbulence non traités dans cette thèse. Ces instruments ont permis d'une part d'améliorer la restitution du LWC du BASTA par synergie avec le LWP issu du MWR (Bell et al., 2022; Vishwakarma et al., 2023) et d'autre part d'étudier les processus thermodynamiques et turbulents au cours du cycle de vie du brouillard (Dione et al., 2023). Un mât de 50 m, dont les mesures ne seront pas exploitées, a également été instrumenté au début de la campagne, pour restituer les propriétés microphysiques et thermodynamiques à différents niveaux verticaux.

Lorsque les conditions étaient jugées favorables, des périodes d'observations intensives (POIs) étaient déclenchées. Les POIs consistaient tout d'abord en des lâchers de radionsondages, avant la formation du brouillard, durant les phase de formation et mature, et à la dissipation, complétés par des lâchers à Agen et Bordeaux. De plus, des mesures sous ballon captif embarquant une sonde de turbulence et un compteur optique de particules CDP (pour Cloud Droplet Probe) spécialement adapté pour mesurer les propriétés turbulentes, thermodynamiques et microphysiques de la couche de brouillard. La stratégie d'observations par ballon captif a consisté à alterner entre profils, pour mesurer les propriétés microphysiques et thermodynamiques sur la verticale, et paliers à altitude constante pour documenter leur variabilité et celle des grandeurs turbulentes. Enfin, une flotte de drones a opéré durant quelques POI, qui ne sera pas exploitée dans le cadre de cette thèse. En complément, ces observations servent de validation pour les études de processus menées dans le cadre de simulations à haute résolution avec le modèle Méso-NH sur les cas les plus documentés de la campagne.

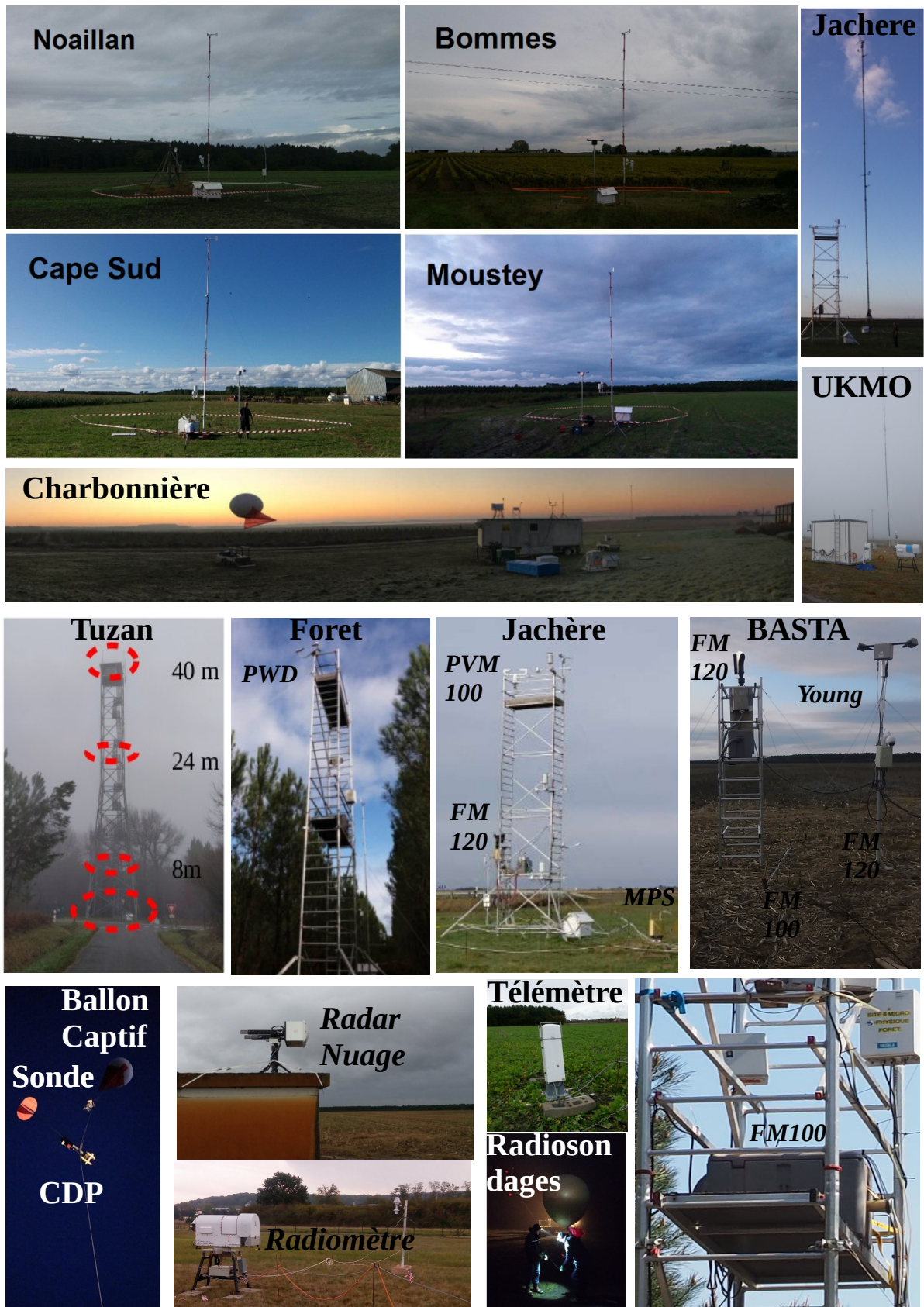


Figure 3.2: Illustration des différents sites de la campagne SOFOG3D et du dispositif instrumental déployé comprenant notamment radiosondages, tours de guet, télémètres, radars nuage, radiomètres, PVM-100, Fog Monitor, CDP, sonde de turbulence. Les instruments déployés sont indiqués en italiques. Crédits photos : Frédéric Burnet, Sébastien Barreau et les Équipes MNPCA, 4M, LISA, TRAMM du groupe GMEI du CNRM.

Table 3.1: Tableau récapitulatif des instruments déployés durant la campagne SOFOG3D et utilisés dans le cadre de cette thèse. Les numéros des sites sont ceux indiqués sur la Fig. 3.1b. Les notes de bas de page sont explicitées à la page suivante.

Instrument	Site(s)	Variable(s)	Unité	Incertitude	Fréquence
<i>Thermodynamique</i>					
PT100, PT1000	sauf 2,4,12,14 ¹	T 2,10,25,40n50 m	°C	0.3 °C	60 s
Vaisala PTB210, PTB220(0)	Idem PT100	P 0.3 m	hPa	0.6 hPa	60 s
HMP110	Idem PT100	HU 2,10,25,40,50 m	%	2.5 %	60 s
Young Wind Monitor	Idem PT100	FF 10,25,40,50 m	m s ⁻¹	0.3 m s ⁻¹	60 s
	Idem PT100	DD 10,25,40,50 m	°	3°	60 s
Kipp&Sonnen CNR1, CNR4(0)	0,1,8,9	LW/SW _{Up/Down} 1 m	W m ⁻²	10 %	60 s
Anémomètre Sonique METEK	0,8,9	Flux turbulents 3 m	m ² s ⁻²	1.5 %	30 min
<i>Microphysique Sol</i>					
Visibilimètre Young	sauf 1,10,13 ¹	VV 3,10,25,40,50 m	m	10 %	60 s
Capteur temps présent PWD22	0,1,5,6,10,12,13	VV 3,10,25,40,50 m		10 %	15 s
Fog Monitor 100/120 (FM)	0,2,5,8	dN 2,3 m		20 %	1 sec
		N 2,3 m	cm ⁻³	20 % ²	1 sec
		LWC 2,3 m	g m ⁻³	40 %	1 sec
		D _{eff} 2,3 m	µm	57 %	1 sec
PVM-100 (Gerber)	0,5	LWC	g m ⁻³	5 %	1 sec
		β (0)	m ⁻¹	5 %	1 sec
		D _{eff} (0)	µm	10 %	1 sec
MPS	0	Idem FM	Idem FM	Idem FM	1 sec
Welas	0,5,8	dN/dlogD	cm ⁻³		5 min
<i>Téledétection</i>					
Windcube	1	FF,DD	m s ⁻¹	0.6-2.6 %,2°	10 min
Windcube	1	TKE	m ² s ⁻²		30 min
Ct25k, CL31 (13),CL51 (6)	1,6,8,10,13	CBH	m	30 m	1 min
Radiomètre (HATPRO, MTP5)	1,8 (HU)	LWP	g m ⁻²	10 g m ⁻²	1 sec
		T	K	0.25 K	10 min
		HU	%	5 %	10 min
Radar BASTA	1,2	Z	dBZ	0.4-2dB ²	3 sec
		CBH/CTH	m	12.5 m (> 40 m)	3 sec
		Vitesse radiale	m s ⁻¹	0.2 m s ⁻¹³	3 sec
<i>In situ Vertical</i>					
<u>Radiosondages</u>					
RS41-SGP	1	T,P,r,FF,DD		0.3 °C,3 %	1 sec
<u>Sonde Turbulence</u>					
XSENS	1	H	m	5 m	10 sec
MPX4115A	1	P	hPa		10 sec
Rotronic	1	T	°C	0.1 K	10 sec
	1	HU	%	1.3 %	10 sec
Gill Windmaster	1	FF,DD	m s ⁻¹ , °	1.5 %,2°	10 sec
<u>CDP</u>	1	dN		20 %	1 sec
		N	cm ⁻³	20 % ⁴	1 sec
		LWC	g m ⁻³	40 % ⁵	1 sec
		D _{eff}	µm	56 %	1 sec

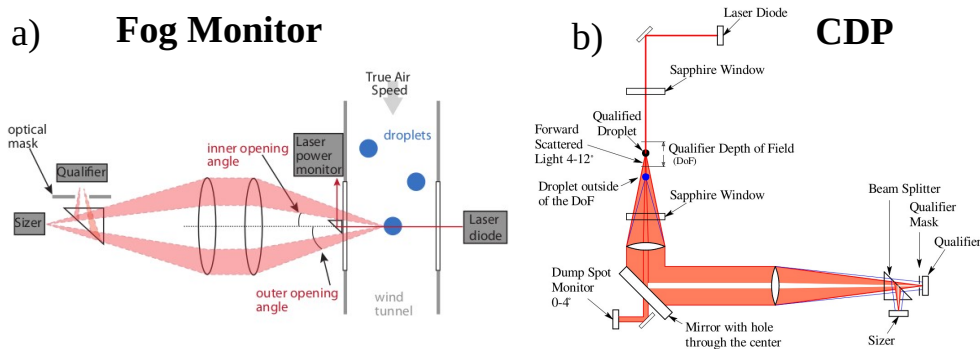


Figure 3.3: (a) Principe de fonctionnement (a) du Fog Monitor. Issu de Spiegel et al. (2012) (b) du CDP. Issu de Lance et al. (2010).

Les sites de la campagne SOFOG3D et le dispositif instrumental sont illustrés sur la Fig. 3.2. Le Tableau 3.1 recense la localisation, le type de mesures, l'incertitude et la fréquence temporelle des instruments déployés. On se focalisera dans le cadre de cette thèse sur les instruments microphysiques au sol, comprenant visibilimètres, Fog Monitor et PVM100, et en altitude avec le CDP sous ballon captif. Le principe de fonctionnement du CDP, Fog Monitor et PVM-100 est maintenant décrit, le visibilimètre ayant été présenté en Sec 2.1.2. La sonde de turbulence est également décrite.

- Le Fog Monitor et le CDP sont deux granulomètres déterminant individuellement le diamètre des gouttelettes passant dans le volume d'échantillonnage V_{ech} (Lance et al., 2010; Spiegel et al., 2012). V_{ech} dépend de la section d'échantillonnage (DOF pour Depth Of Field), identique pour les 2 instruments (0.24 mm^2) et de la vitesse de passage des gouttelettes dans le faisceau laser (TAS pour True Air Speed). Le principe de fonctionnement du Fog Monitor et du CDP est présenté respectivement sur la Fig. 3.3a et Fig. 3.3b. En supposant les gouttelettes sphériques, un plan infini, et aucun effet de saturation, l'intensité diffusée vers l'avant de chaque gouttelette est mesurée puis leur diamètre, entre 2 et $50 \mu\text{m}$, (Fig. 3.11, intervalles violets) est déterminé via la théorie de Mie (Sec 1.1.4).
- Quatre Fog Monitor ont été déployés durant SOFOG3D : trois Fog Monitor 120 (30 classes de diamètre) sur les sites de Jachère, BASTA et UKMO et un Fog Monitor 100 (20 classes) sur le site de la Forêt. Une pompe permet l'aspiration des gouttelettes à une vitesse de l'ordre de 15 m s^{-1} (Spiegel et al., 2012). Le Fog Monitor 120 s'oriente, grâce à une girouette, face au vent (Fig. 3.2, Jachère, BASTA). Cela permet une meilleure aspiration des gouttelettes selon Tiitta et al. (2022) du fait d'un écoulement dit coaxial où les gouttelettes suivent un flux laminaire dans l'instrument et ne sont pas déviées des lignes de courant du fait de leur inertie (Kulkarni et al., 2011). La direction d'aspiration est fixe pour le Fog Monitor 100, dirigée vers le sud-sud-est (Fig. 3.2).

¹(Tab 3.1) Sur le site UKMO, la station mesure T,P, HU et visibilimètre CS320. Sauf mention contraire, l'incertitude indiquée est celle maximale donnée par le constructeur dans la gamme relative au brouillard

²(Toledo et al., 2020)

³(Protat and McRobert, 2020)

⁴Incertitude uniquement de la profondeur de champ (DOF) sans prise en compte des coïncidences.

- Le CDP est un instrument aéroporté, spécialement adapté afin de l'instrumenter sous ballon captif (Fig. 3.2), de manière analogue à [Fathalli et al. \(2022\)](#), en raison de son faible poids (4.8 kg en version aéroportée) et d'une alimentation par batterie permettant une autonomie de vol d'environ 2 h. Un système d'aspiration a été développé, composé d'un petit ventilateur avec une vitesse d'aspiration de 5 m s^{-1} . Cependant, la vitesse d'aspiration dépend également de la vitesse de l'air, mesurée par un anémomètre sonique accroché à la sonde de turbulence située quelques mètres au-dessus du CDP. La vitesse totale d'aspiration est fixée à 5 m s^{-1} à laquelle est additionnée la vitesse du vent. Un empennage a été ajouté pour orienter le CDP continuellement face au vent.
- Le PVM-100, par un système de 2 filtres annulaires, restitue sur une gamme de $3 \mu\text{m}$ à $45 \mu\text{m}$ en diamètre, le LWC et l'extinction de manière indépendante sur deux canaux grâce à un filtre à détection synchrone. Un troisième canal restitue le diamètre effectif par le ratio du LWC sur l'extinction. Le PVM présente un offset, supprimé à chaque épisode en retranchant les valeurs mesurées avant la formation du brouillard. 2 PVM ont été installés sur les sites de Jachère (Fig. 3.2) et Forêt (seulement LWC sur ce site).
- Le MPS, installé sur le site de Jachère (Fig. 3.2) et analysé conjointement avec le FM120 en Sec 4.2, est un imageur déterminant, sur une gamme de 25 à $1550 \mu\text{m}$, le diamètre des gouttelettes et gouttes chutant dans le faisceau laser à partir de la dimension de leur ombre restituée en 2 dimensions. Son volume d'échantillonnage est variable, dépendant notamment de la vitesse de chute des particules ([Bringi et al., 2018](#)).
- La sonde de turbulence, accrochée à un treuil sous le ballon captif à environ 3.5 m au-dessus du CDP (Fig. 3.2), restitue les profils verticaux des grandeurs thermodynamiques ([Canut et al., 2016](#)). De plus, les grandeurs turbulente ont été mesurées lors des paliers de durée supérieure à 20 min. La vitesse d'ascension du ballon captif est de l'ordre de 0.5 m s^{-1} mais en raison de l'augmentation du vent avec l'altitude, écartant le ballon du treuil, le temps de montée peut être significativement allongé pour l'échantillonnage des nuages de plusieurs centaines de mètres d'épaisseur.

3.2 Brouillards échantillonnés durant la campagne SOFOG3D

La campagne SOFOG3D a permis 6 mois de mesures continues, complétées par 15 POIs entre novembre 2019 et mars 2020, dont 7 où les drones ont opéré, pour un total de 20 nuits d'opération pour lesquelles un ou plusieurs radiodondages ont été réalisés, représentant un total de 63 radiosondages. On relève sur les 15 POIs 7 brouillards d'épaisseur inférieure à 60 m , 5 jusqu'à 180 m et 3 brouillards dépassant 200 m , correspondant aux POIs 6c, 11 et 14.

La stratégie d'observations du ballon captif est illustrée sur la Fig 3.4 pour le brouillard échantillonné durant la POI 14. Les réflectivités du radar BASTA indiquent la formation d'un nuage d'abord à 150 m d'altitude à 2040 UTC (Fig 3.4a), s'affaissant au sol peu après 2100 UTC où il forme le brouillard. Celui-ci se développe verticalement peu après 0000 UTC et atteint une épaisseur maximale de 300 m en fin de nuit. Le ballon captif a alterné entre profils verticaux et paliers à la base et au sommet durant la nuit (Fig 3.4a, courbe noire).

On remarque cependant que le sommet du brouillard n'est pas échantillonné pendant près de 4 h, de 0300 UTC à 0700 UTC. Les radiosondages opérés durant la nuit illustrent également la stratégie d'observations, lancés avant la formation, à 1800 UTC (rouge), durant la phase de formation, à 2233 UTC (vert), durant la phase mature, à 0533 UTC (bleu) et après la dissipation à 0825 UTC (orange). Les profils verticaux de température potentielle montrent des conditions stables régnant à la formation du brouillard (Fig 3.4b, vert). La déstabilisation du profil de température en phase mature (Sec. 1.2.1) est observée (Fig 3.4b, bleu), associée à une épaisseur de l'ordre de 300 m (Fig 3.4d, bleu), en accord avec les réflectivités radar.

3.2.1 Détermination des épisodes de brouillard

Afin d'exclure les chutes de visibilité ponctuelles (Gultepe and Milbrandt, 2007) et les dissipations transitoires (Stolaki et al., 2009), l'heure de formation et de dissipation ont été déterminées respectivement comme l'heure de la première chute de visibilité en dessous de 1 km pendant au moins 30 min et la dernière hausse de visibilité au-dessus de 1000 m ne reformant pas du brouillard dans l'heure. La visibilité a été moyennée à la minute, ce qui diffère de l'étude de Tardif and Rasmussen (2007) utilisant des données horaires. Afin d'être comparable à la climatologie (Sec. 2), un seul épisode a été déterminé par période de 24 h, définie de 1500 UTC J à 1500 UTC J+1 avec l'heure de formation et de dissipation de l'épisode le plus précoce et le plus tardif respectivement. La durée totale correspond à la somme de la durée de chaque épisode.

Avec cette méthodologie, on dénombre 30, 34 et 29 épisodes de brouillard sur les sites de Jachère, UKMO (distant de 6.7 km de Jachère) et Noailan (distant de 18 km de Jachère) respectivement. Ces résultats sont inférieurs à la climatologie d'une part à Mont-de-Marsan où sur la même période 43 épisodes ont été recensés et d'autre part à Agen puisque l'on comptabilise une trentaine de cas de brouillard durant SOFOG3D contre 78 épisodes à Agen entre octobre 2019 et mars 2020 (Fig 2.3). On a reporté sur la Fig. 3.5 la répartition mensuelle. On constate que les brouillards ont été observés principalement en décembre 2019 et janvier 2020 (Fig. 3.5), en accord avec la climatologie à Mont-de-Marsan, station la plus proche climatologiquement des sites de SOFOG3D (Fig. 2.3). Par ailleurs, malgré une indisponibilité de la visibilité en octobre 2019, 24 et 22 brouillards ont été échantillonnés sur les sites de la Forêt et BASTA respectivement, pour lesquels la comparaison avec les autres sites de mesures est comparable à partir de décembre 2019 (Fig. 3.5).

3.2.2 Classification des épisodes

Une classification automatique par arbre de décision et une classification manuelle, à partir des différentes observations locales et synoptiques des conditions météorologiques, ont été opérées et sont comparées. Cela permettra d'une part d'apprécier la pertinence d'un algorithme de décision à rendre compte de la complexité de la formation du brouillard, et d'autre part d'estimer la plus-value apportée par des observations complémentaires dans la détermination du type de brouillard.

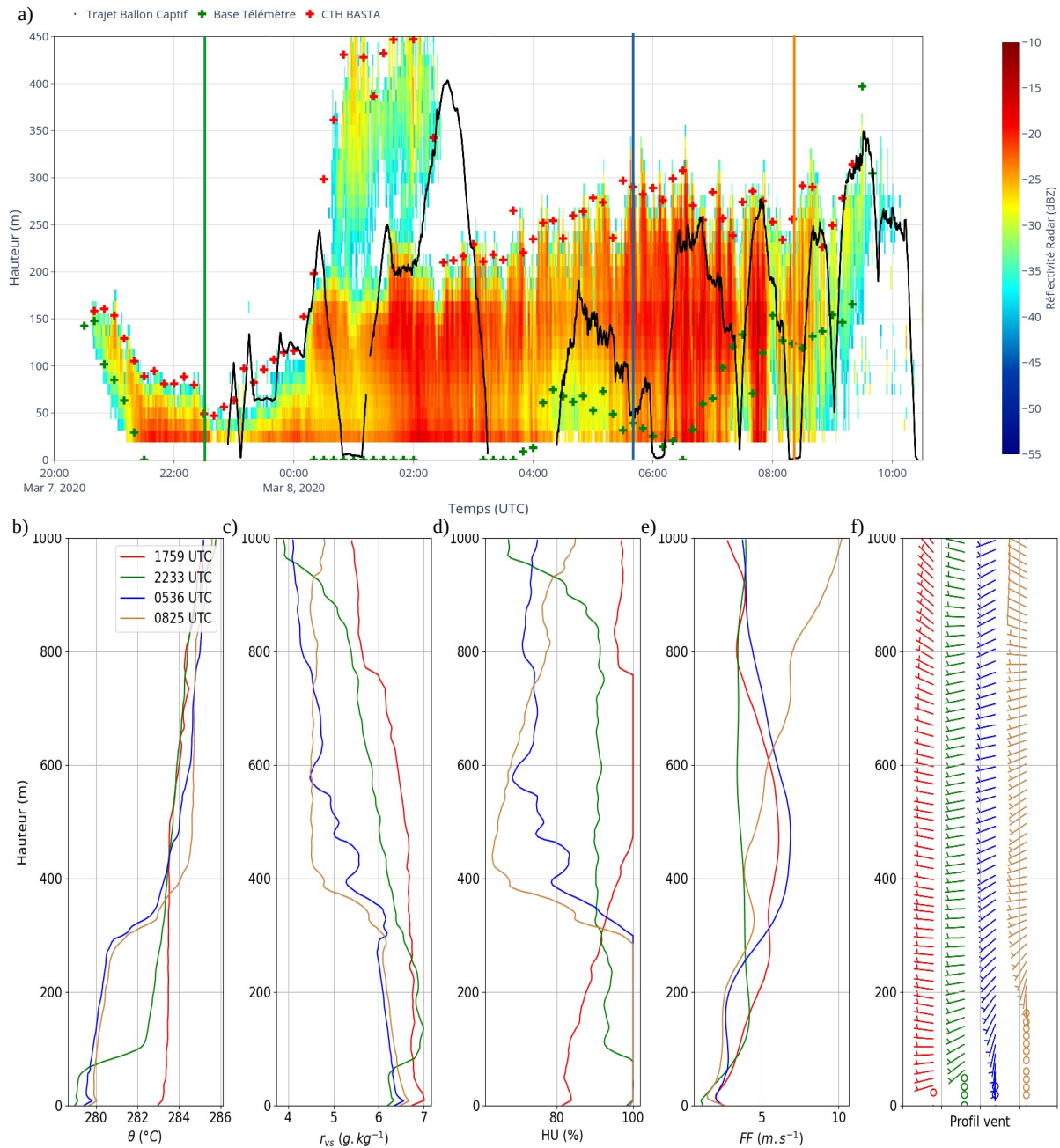


Figure 3.4: (a) Évolution temporelle lors de la POI 14 du trajet du ballon captif (noir), superposé à la réflectivité du radar BASTA. La base, issue du BASTA (sommet, issu du télémètre) est indiquée par des croix vertes (rouges). Profils vertical (b) de θ (c) de r_{vs} (d) de HU (e) de FF (f) du profil de vent, mesurés par les radiosondages opérés à 1759 UTC (rouge), 2233 UTC (vert), 0529 UTC (bleu), 0825 UTC (orange). L'heure de lancer des radiosondages est indiquée (en a) par un trait vertical de la couleur correspondante.

Classification Automatique

L'algorithme de [Tardif and Rasmussen \(2007\)](#) a été appliqué, classant les brouillards en cinq catégories : radiatif, advectif, affaissement de stratus, précipitation et évaporation, la

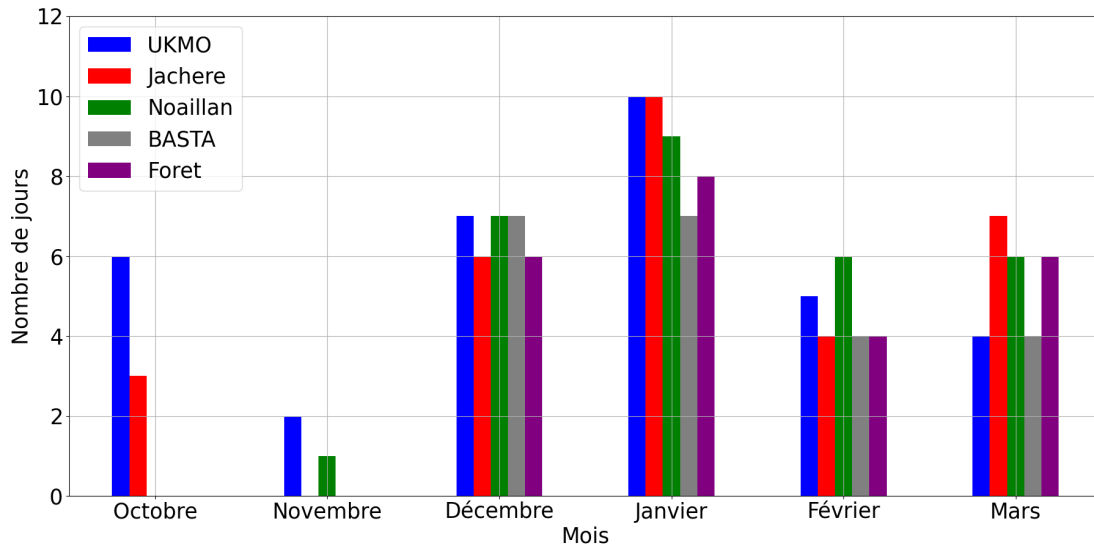


Figure 3.5: Répartition mensuelle du nombre de jours de brouillards observés sur les sites de Jachère, Forêt, UKMO, Noaillan, BASTA et Forêt au cours de la campagne SOFOG3D.

catégorie radiatif-advection étant incluse dans celle radiative. La contribution respective des processus radiatifs et advectionnels pouvant être comparable à la formation du brouillard (van Schalkwyk and Dyson, 2013), l'étude de Bari et al. (2016) adaptant l'algorithme de Tardif and Rasmussen (2007) en ajoutant la catégorie radiatif-advection, a été examinée. Dans cette thèse, on considère une version mixte, adaptée d'une part de l'algorithme de Tardif and Rasmussen (2007) (squelette général) et d'autre part de Bari et al. (2016) (catégorie radiatif-advection), illustrée sur la Fig. 3.6. La principale différence par rapport à l'algorithme de Bari et al. (2016) réside dans la signature de l'advection (encadré vert). Bari et al. (2016) ne considèrent qu'une augmentation de l'humidité spécifique alors qu'une variation de la force et direction du vent, une chute de la visibilité et une augmentation du rayonnement infrarouge descendant, ont été considérées dans cette thèse, comme signature possible de processus advectionnels.

Seul le brouillard le plus représentatif de chaque épisode, supposé représentatif de l'ensemble des sites et des épisodes successifs d'une même nuit, a été classé, déterminé comme l'épisode le plus long ou le premier si les durées de vie sont similaires. Ainsi, un brouillard radiatif dissipé en stratus puis reformé par affaissement de stratus, est considéré radiatif si les durées de vie sont similaires mais si les durées de vie sont différentes, le type de brouillard le plus représentatif est considéré. Les mesures de visibilité, température et force du vent sont issues de la station de Jachère. La base des nuages est déterminée à partir des réflectivités du radar BASTA installé à Charbonnière en décembre 2019, le télémètre de ce même site ayant été utilisé en substitution pour les brouillards observés en octobre 2019. Le radar BASTA, bien que perturbé par la présence de bruine, a été préféré pour la restitution du CBH dans cette classification car le télémètre disposait d'un nombre conséquent de données manquantes (Fig. 3.4). Les différences entre les sites de Charbonnière et Jachère, distants de 1.3 km, sont traitées plus en détail en Sec. 3.3.

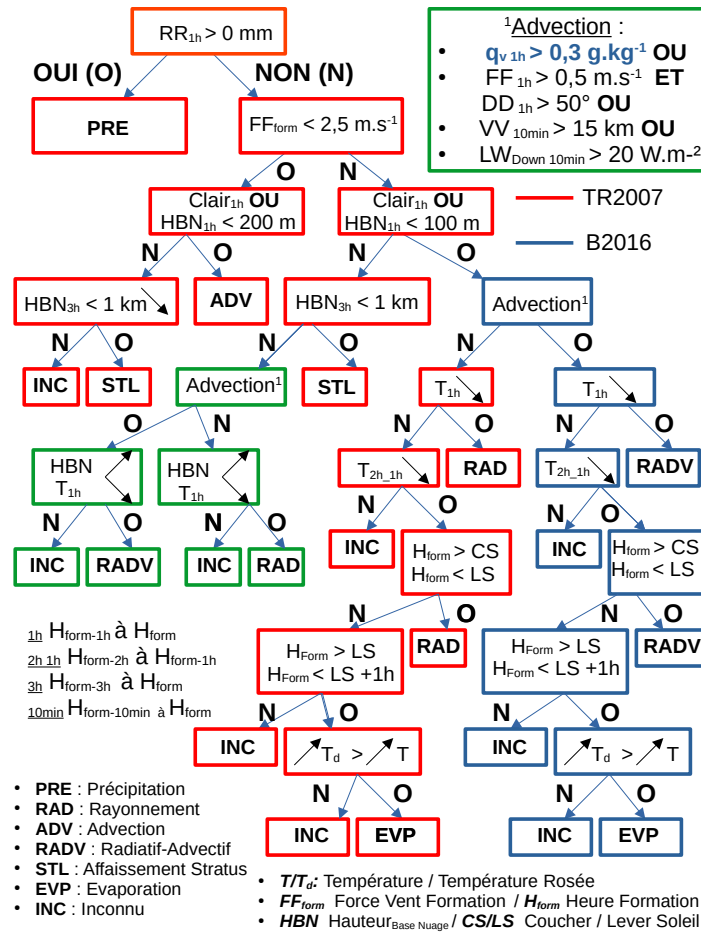


Figure 3.6: Classification automatique du type de brouillard, issu de Tardif and Rasmussen (2007) (TR2007, rouge), avec les éléments introduits en plus par Bari et al. (2016) (B2016, bleu). Les modifications supplémentaires introduites dans cette thèse sont indiquées en vert.

Classification Manuelle

Une classification manuelle a été réalisée visant notamment à discriminer les brouillards radiatifs et radiatifs-advectifs. Les observations de grande échelle ont été analysées avant celles de plus fine échelle sur les sites de SOFOG3D. L’amplitude du refroidissement nocturne a été examinée. Le caractère advectif a été associé à une évolution qualitative du vent en force et en direction, une chute de la visibilité et une augmentation du rayonnement infrarouge descendant. Les images satellites du SAF NWC d’Eumetsat⁵ ont été extraites sur quelques cas, permettant d’estimer, avec la visibilité au sol, le caractère advectif par la progression de nuages bas sur les sites de mesures, formant un brouillard dans l’heure suivante. La méthodologie est illustrée en App. 6.6 pour la POI 6c.

⁵Données fournies par EUMETSAT. Nous remercions le Centre de Données et Services ICARE pour l’accès aux données utilisées dans cette étude.

Synthèse

La classification manuelle (automatique) des 30 épisodes (29, 1 cas sans mesures de CTH) se décline respectivement en 14 (18) brouillards radiatifs, 11 (6) radiatifs-advectifs, 2 (2) affaissement de stratus, 2 précipitations et 1 advectif (3 cas indéterminés), dont la répartition est indiquée dans le Tab 3.2. Les brouillards radiatifs et radiatifs-advectifs sont majoritaires, contrairement aux études menées en région parisienne où les brouillards radiatifs et par affaissement de stratus sont majoritaires (Haeffelin et al., 2010; Mazoyer et al., 2022). Ces différences peuvent s’expliquer en premier lieu par les 6 mois de mesures de la campagne SOFOG3D, de durée inférieure aux campagnes réalisées sur le site du SIRTÀ (Haeffelin et al., 2010), ce qui peut laisser penser que l’échantillon ne serait pas suffisamment représentatif. La localisation peut également avoir une influence, les sites de mesures étant d’une part situés dans le sud-ouest de la France et d’autre part sous l’influence océanique, pouvant justifier la proportion significative de brouillards radiatifs-advectifs obtenue.

Des divergences sont observées entre la classification manuelle et automatique. Six cas sont en effet classés radiatifs-advectifs automatiquement contre 11 manuellement, associés à des conditions similaires à la POI 6c (App 6.6), où la signature de l’advection est assez nette. Une autre différence est l’absence avec la classification automatique de brouillards de précipitation, le capteur temps présent n’ayant pas détecté de pluie sur les deux cas concernés (20200103, 20200123). Or, l’analyse des images radars indique la présence de pluie faible avant la formation, d’intensité suggérée supérieure à de la bruine et par conséquent non attribuable à un affaissement de stratus. Enfin, 3 cas n’ont pas été classés automatiquement en raison notamment d’un plafond nuageux limitant le refroidissement. Cela illustre la difficulté de rendre compte algorithmiquement de la complexité de la formation du brouillard. Pour cette raison, la classification manuelle a été préférée et sera utilisée pour la suite de cette thèse.

Enfin, l’ordre chronologique du passage de la visibilité en dessous de 1 km à différentes hauteurs est indiqué dans le Tab 3.2. Les résultats sont issus des mesures des tours de Tuzan et UKMO, instrumentées sur 4 niveaux verticaux (Fig. 3.2) dont 3 pour la visibilité : en surface (2 et 3 m), à mi-hauteur (24 et 25 m) et au sommet (40 et 50 m). La motivation vise à analyser si l’on observe une formation par le bas (respectivement par le haut) pour un brouillard radiatif (par affaissement de stratus), et en surface ou en altitude pour un brouillard radiatif-advectif, dont on s’attend à une formation très rapprochée sur les 3 hauteurs. Les résultats montrent une formation d’abord au sol pour les brouillards radiatifs et en altitude pour les 2 affaissements de stratus. Les cas radiatifs-advectifs présentent une formation variable, d’abord à 24/25 m (2020022, 20200328), ou au sol (20191206, 20191228) ou très rapprochée dans le temps (20200105, 20200128). D’autres cas radiatifs-advectifs (20200307, 20200322) sont associés à une formation en altitude suite à l’établissement d’un nuage peu avant la formation s’affaisant jusqu’au sol, illustrée sur la Fig 3.4. Ces épisodes ne sont pas considérés comme des affaissement de stratus en raison d’une formation en altitude très vite suivie du brouillard, et d’une faible épaisseur. Cela pourrait être associé au mélange turbulent causé par l’advection, rejetant l’air froid en altitude, de manière similaire à l’impact produit par la traînée des arbres observé et simulé par Mazoyer et al. (2017) sur le site du SIRTÀ.

Table 3.2: Tableau récapitulatif des brouillards observés à Jachère, comprenant N° POI, date (jour N à N+1), heure de formation (FORM), de dissipation (DISS), durée de l'épisode, sites concernés par du brouillard (numéros correspondant à 3.1) et épaisseur géométrique maximale (EG_{max}) estimée à partir de la réflectivité du radar BASTA. Le type de brouillard de la classification automatique et manuelle correspond à radiatif (RAD), advectif (ADV), radiatif-advectif (RADV), affaissement de stratus (STL pour STratus Lowering), précipitations (PRE) ou inconnu (INC). Ordre chronologique de la baisse de visibilité en dessous de 1 km aux différents niveaux verticaux de Tuzan (T) et UKMO (U) indiquée en dernière colonne avec durée séparant la formation au sol et à l'altitude la plus élevée entre parenthèses. Les champs indéterminés sont indiqués par ND. * Visibilité combinée UKMO (3 m) et Tuzan (24,40 m).

POI	Date	FORM (UTC)	DISS (UTC)	Durée	Sites	EG_{max} (m)	Type Auto	Type Man	Visi Tour (durée)
	20191028	2150	1055	11h53	0,8	ND	RAD	RAD	(U) 3 m < 25 m (9h40)
	20191029	1944	1012	12h25	0,8	ND	RAD	RAD	(U) 25 m < 3 m < 50 m (0h48)
	20191031	2321	0256	3h35	0,8	ND	ND	RAD	(U) 3 m < 25 m < 50 m (4h09)
2b	20191205	2139	0525	7h46	0,2,4,8	75	RAD	RAD	(U) 3 m < 25 m (4h52) ¹
2c	20191206	1924	0514	5h32	0,2,4,8	130	RADV	RADV	(U) 3 m < 25 m (1h01) ²
4	20191226	0006	0831	7h21	0,2,4,8	50	RAD	RAD	(U,T) 3 m < 24 m < 40 m (3h50)*
	20191228	2241	1049	12h08	0,2,4,8	230	RADV	RADV	(U,T) 3 m < 24 m < 40 m (3h12)*
	20191229	2132	0832	11h00	0,2,4,8	250	STL	STL	(U,T) 40 m < 24 m < 3 m (0h38)*
5	20191230	2020	0753	9h30	0,2,4,8	<25	RAY	RAY	(U,T) 40 m < 24 m < 3 m (2h51)*
	20200102	0039	0646	6h07	0,2,4,8	85	RAD	RADV	(U,T) 3 m < 24 m < 40 m (2h50)*
6a	20200103	0141	0746	6h05	0,2,4,8	60 ³	INC	PRE	(U,T) 3 m < 24 m < 40 m (0h16)*
6b	20200104	2342	0121	1h39	0,8	50	RAD	RAD	(U,T) Uniquement 3 m*
6c	20200105	2037	1336	13h43	0,2,4,8	260	RADV	RADV	(U,T) 3 m < 25 m (0h14)*
	20200106	1621	1911	2h50	0,2,4,8	225	STL	STL	(U,T) 40 m < 24 m (0h28)*
7	20200107	0509	0637	1h28	0,2,8	<25	RAD	RAD	(U) Uniquement 3 m ²
	20200108	2308	0607	3h28	0,1,2,4,8	<25	RAD	RAD	(U) 3 m < 24 m < 40 m (7h11) ²
9a	20200123	2103	0138	4h35	0,1,2,4,8	150 ³	RAD	PRE	(T) 40 m < 24 m < 3 m (0h21)
9b	20200124	0040	0256	2h16	0,1,2,4,8	50	INC	RAD	(T) 24 m < 3 m < 40 m (0h32)
	20200128	0530	0829	2h59	0,1,2,4,8	50	RAD	RADV	(T) 24 m < 40 m < 3 m (0h8)
11	20200208	2038	0349	7h11	0,1,2,4,8	240	RAD	RAD	(T) 40 m < 24 m < 3 m (0h13)
	20200213	0318	0733	4h15	0,1,2,8	<25	RAD	RAD	(T) Uniquement 3 m
13a	20200222	2303	0311	2h52	0,1,2,4,8	130	RAD	RADV	(T) 24 m < 3 m < 40 m (0h54)
13b	20200223	2104	0018	3h14	0,1,2,4,8	40	RAD	RADV	(T) 24 m < 3 m < 40 m (0h20)
14	20200307	2120	0705	8h21	0,2,4,8	320	RADV	RADV	(T) 40 m < 24 m < 3 m (0h21)
15	20200311	2242	0417	5h35	0,2,4,8	150	RAD	RAD	(T) 24 m < 40 m < 3 m (0h11)
	20200316	0452	0526	0h34	0	275	INC	ADV	(T) Uniquement 40 m
	20200317	0215	0327	1h12	0,2,4,8	<25	RAD	RAD	(T) 24 m < 3 m (0h44)
	20200322	0423	0633	2h10	0,2,4,8	460	RADV	RADV	(T) 40 m < 24 m < 3 m (0h19)
	20200328	0147	0724	5h37	0,4,8	50	RAD	RADV	(T) 24 m < 3 m < 40 m (1h23)
	20200330	2227	0617	7h50	0,4,8	40	RADV	RADV	(T) 24 m < 40 m < 3 m (0h42)

¹Visibilité incomplète ² Manque de mesures à 50 m ³ Estimation CTH rendue difficile par nébulosité basse

3.2.3 Propriétés des brouillards échantillonnés

Dans cette section sont présentées les principales caractéristiques macroscopiques des brouillards échantillonnés durant la campagne SOFOG3D, en regard de la climatologie réalisée en Sec. 2, en se focalisant sur le site de Jachère.

Heure de formation et dissipation

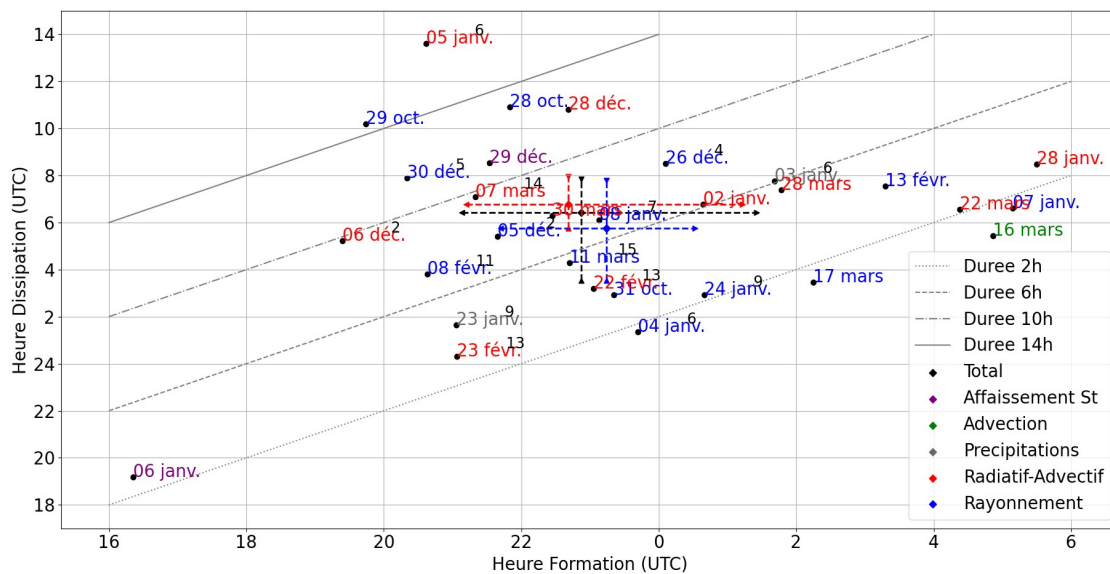


Figure 3.7: Heure de dissipation en fonction de l’heure de formation sur le site de Jachère. Les numéros des POIs sont indiqués sur les épisodes correspondants. Les quantiles 25 et 75 des brouillards radiatifs (radiatifs-advectifs) sont représentés en bleu (rouge).

L’heure de dissipation en fonction de l’heure de formation est reportée sur la Fig. 3.7 sur le site de Jachère, et leur répartition est présentée sur la Fig. 3.8 pour les sites de Jachère, UKMO et Noailan. Peu de différences sont observées entre brouillard radiatif (Fig. 3.7, bleu) et radiatif-advectif (rouge). Les épisodes radiatifs se forment légèrement plus tard que les cas radiatifs-advectifs, respectivement à 2315 et 2240 UTC en médiane, tandis que l’heure de dissipation est un peu plus tardive pour les brouillards radiatifs-advectifs, respectivement à 0645 et 0545 UTC. Les brouillards se forment majoritairement entre 2100 UTC et 0200 UTC (Fig. 3.8a), les quantiles 25 et 75 se situant respectivement à 2108 UTC et 0126 UTC (Fig. 3.7, noir) sur le site de Jachère, en accord avec la climatologie (Fig. 2.6a). L’heure de dissipation est également cohérente avec la climatologie (Fig. 2.6b) puisqu’on observe une dissipation majoritairement entre 0400 et 0800 UTC (Fig. 3.8b) sur les 3 sites, la médiane à Jachère se situant à 0625 UTC (Fig. 3.7, noir) et les quantiles 25 et 75 à 0330 et 0751 UTC.

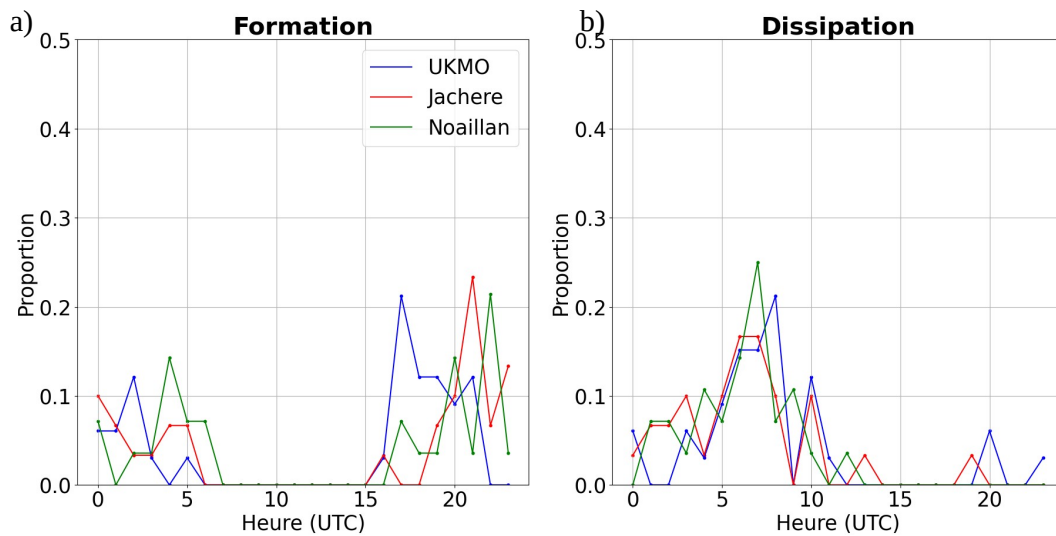


Figure 3.8: (a) Répartition de l'heure de formation (b) de dissipation des brouillards observés durant la campagne SOFOG3D sur les sites de UKMO, Jachère, Noailan.

Durée

La Fig. 3.9 montre la répartition des durées observées. On constate une proportion importante de brouillards de durée inférieure à 3 h, de l'ordre de 30 %. Cela comprend notamment plusieurs épisodes dont la formation est tardive, après 0400 UTC (Fig. 3.7). Cette proportion de brouillards de durée inférieure à 3 h est plus faible que celle observée sur la climatologie, de l'ordre de 50 %, diminuant à 40 % à Toulouse (Fig. 2.4). Ces écarts peuvent s'expliquer d'une part par le manque de représentativité statistique, seuls 30 épisodes ayant été observés sur le site de Jachère. D'autre part, la méthodologie employée dans la détermination des heures de formation et de dissipation, consistant à concaténer plusieurs épisodes distincts si la différence temporelle est inférieure à 1 h (Sec 3.2.1), peut induire des durées de vie plus longues en comparaison d'une détermination basée uniquement sur des données horaires (Sec 2.2.2). Par ailleurs, une proportion importante de durée supérieure à 7 h, de l'ordre de 30 %, est observée, avec un maximum à 15 h (POI 6). Cette répartition est cohérente avec les stations climatologiques (Fig. 2.4). Les brouillards les plus persistants sont observés jusqu'en décembre avec des durées moyennes d'environ 8h45, diminuant entre 4 h et 5 h à partir de janvier 2020 (non montré). Cela est aussi relativement conforme à la climatologie (Fig. 2.5). Enfin, aucune tendance significative ne se dégage suivant le type de brouillard (Fig 3.9), en cohérence avec une détermination associée aux mécanismes de formation.

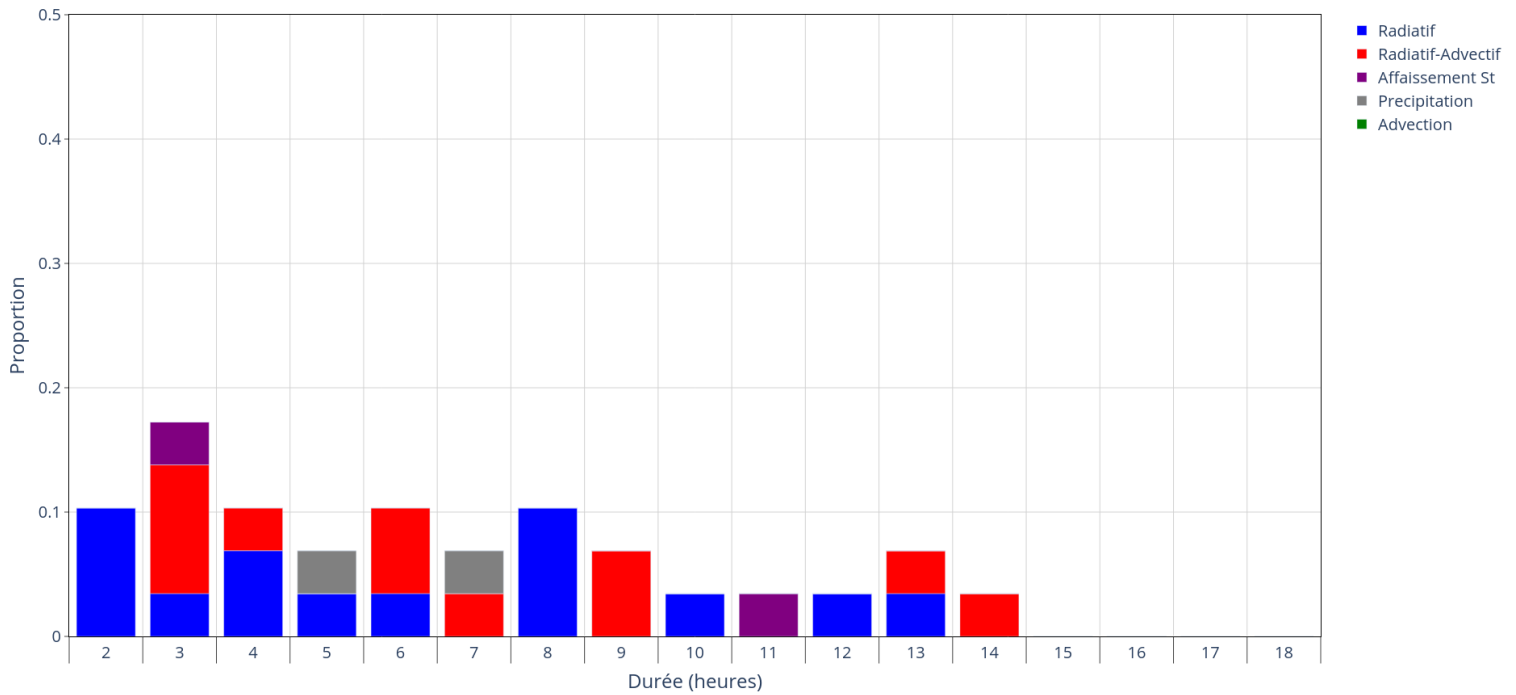


Figure 3.9: Répartition de la durée des brouillards échantillonnés durant la campagne SOFOG3D sur le site de Jachère.

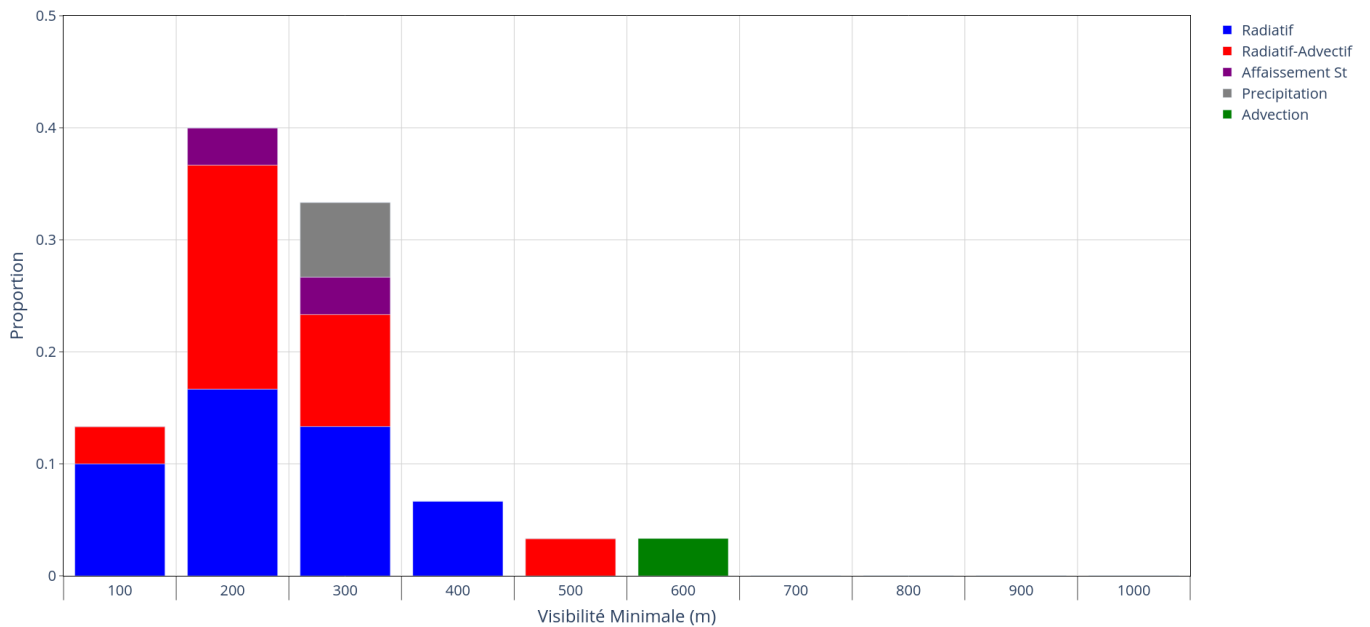


Figure 3.10: Répartition de la visibilité minimale des brouillards échantillonnés sur le site de Jachère durant la campagne SOFOG3D.

Visibilité minimale

Enfin, on a reporté sur la Fig. 3.10 la répartition des visibilités minimales. Les épisodes échantillonnés sont majoritairement des brouillards denses (visibilité minimale < 200 m) et modérément denses (visibilité minimale < 500 m). La proportion de brouillards denses est de l'ordre de 55 %. Ces résultats sont cohérents avec la climatologie (Fig. 2.7). On ne constate pas de différences significatives entre les brouillards radiatifs et radiatifs-advectifs. Cependant, le seul épisode de la campagne déterminé comme purement advectif est un brouillard faiblement dense, associé à une visibilité minimale atteinte en quelques minutes et une courte durée de vie de l'ordre de 30 min. Cela est cohérent avec [Stolaki et al. \(2009\)](#) qui observent en Grèce pour les brouillards advectifs, une visibilité minimale jusqu'à 500 m dans plus de 75 % des cas. Enfin, en terme de répartition mensuelle, les brouillards denses sont observés essentiellement en première partie de période de campagne, la proportion d'épisodes modérément denses augmentant progressivement à partir du mois de janvier (non montré). Cela est également en accord avec la climatologie générale (Fig. 2.8).

Conclusion

La comparaison des propriétés des brouillards observés durant la campagne SOFOG3D par rapport à la climatologie (Sec 2.2.2) a présenté un accord variable, explicable avant toute chose par une faible représentativité statistique en raison du peu de cas échantillonnés. En termes d'heure de formation et de dissipation, peu de brouillards se forment en fin de nuit durant SOFOG3D (après 0400 UTC) alors que cette proportion est majoritaire sur les stations climatologiques. L'heure de dissipation est cependant cohérente sur les deux échantillons, majoritairement présente peu avant et après le lever du soleil. L'accord sur la durée de vie est aussi variable avec une proportion de brouillards précoces (durée inférieure à 3h) plus faible durant la campagne SOFOG3D, possiblement causée par la méthodologie utilisée pour déterminer les heures de formation et de dissipation. La proportion de brouillards persistants est cependant cohérente entre les deux échantillons. Par ailleurs, une corrélation satisfaisante avec la climatologie est observée dans la répartition des visibilités minimales, avec des brouillards majoritairement denses (visibilité minimale < 200 m). Enfin, la classification effectuée sur le site de Jachère a montré une faible influence du type de brouillard sur la durée de vie et la visibilité minimale, confirmant l'hypothèse que le type de brouillard est déterminé par les mécanismes de formation d'après [Tardif and Rasmussen \(2007\)](#).

En conclusion, la description de la campagne SOFOG3D a été effectuée en présentant dans un premier temps le dispositif instrumental déployé. Puis une classification des brouillards échantillonnés a été réalisée, permettant de déterminer majoritairement des épisodes radiatifs et radiatifs-advectifs. Cette distinction permettra en Sec. 4 de comparer les propriétés microphysiques au sol des différents types de brouillard, en particulier radiatif et radiatif-advectif. Au préalable, la validation des instruments, étape incontournable avant toute analyse plus approfondie, est détaillée dans la section suivante.

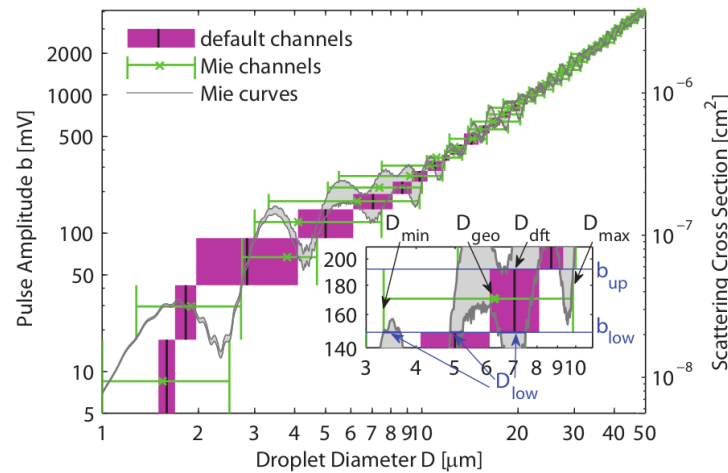


Figure 3.11: Courbe de Mie (courbe grise) représentant la section efficace diffusée et la réponse en amplitude du Fog Monitor en fonction du diamètre des particules. Les classes constructeurs (réelles) sont indiquées par des rectangles roses (intervalles verts). Issu de [Spiegel et al. \(2012\)](#).

3.3 Validation des instruments microphysiques

Un des objectifs de la campagne SOFOG3D et de la thèse réside dans l'étude de la variabilité spatiale des propriétés microphysiques du brouillard grâce aux mesures des 3 Fog Monitor installés sur les sites de Jachère, BASTA et Forêt, et du CDP sur le site de Charbonnière. Des mesures validées sur chacun de ces sites sont pour cela requises, nécessitant au préalable une validation des mesures. Cette étape est d'autant plus cruciale qu'en raison du principe de mesures de ces instruments, basé sur la théorie de Mie (Sec 3.1), les mesures sont délicates et présentent de nombreuses incertitudes. En particulier, du fait des oscillations de la courbe de Mie, illustrées sur la Fig. 3.11 (courbe grise), une même section efficace diffusée peut correspondre à plusieurs classes de diamètre (intervalles verts > violets). Cela constitue une source d'erreur des compteurs optiques de particules, à laquelle s'ajoute des incertitudes sur la vitesse et le volume d'échantillonnage, la représentativité statistique, le shattering (éclatement d'une gouttelette sur la paroi de l'instrument) ainsi que les coïncidences (passage rapproché de deux gouttelettes dans le faisceau, conduisant à une surestimation du diamètre).

Pour le Fog Monitor, [Spiegel et al. \(2012\)](#) déterminent une erreur théorique croissante avec le diamètre des gouttelettes, de l'ordre de 10 % en diamètre à 10 μm et jusqu'à 90 % à 50 μm . Pour le CDP, l'incertitude augmente avec la concentration de gouttelettes du fait des coïncidences selon [Lance et al. \(2010\)](#) avec, pour $N > 400 \text{ cm}^{-3}$, une surestimation du diamètre jusqu'à 60 %, cohérent avec [Faber et al. \(2018\)](#), et une sous-estimation en N jusqu'à 50 %. Pour le PVM, l'incertitude sur le LWC est de 15 % jusqu'à 30 μm d'après [Gerber et al. \(1994\)](#) mais l'efficacité de collection diminue au-delà de 20 μm selon [Wendisch et al. \(2002\)](#). Par ailleurs, les thèses de [Fathalli \(2022\)](#) et [Tav \(2017\)](#) ont validé, lors de la campagne Bure en 2015 et 2016 (Sec 1.4), les mesures des FM120, FM100, PVM-100 et CDP déployés ensuite lors de la campagne SOFOG3D. Ces deux études ont montré des résultats satisfaisants du FM120 en extinction mais une surestimation de la concentration de petites gouttelettes, une

corrélation correcte entre les FM120 et FM100 mais une sous-estimation du FM100 en raison de l'impact du vent, ainsi que la nécessité de considérer la vitesse du vent dans les mesures du CDP sous ballon captif. Pour la campagne SOFOG3D, le CDP et les Fog Monitor ont été calibrés avant et après la campagne, en diamètre avec des billes de verre de 5 à 40 μm . Pendant la campagne, du lycopodium (pollen) d'un diamètre caractéristique de 22 μm a été occasionnellement injecté.

Dans cette thèse, la validation des instruments microphysiques décrits en Sec 3.1 est effectuée par comparaison avec les visibilimètres (PWD et Young), considérés comme référence, de manière analogue à [Guyot et al. \(2015\)](#). La variable commune entre tous ces instruments est l'extinction, déduite de la visibilité pour les visibilimètres, via la loi de Koshmieder (Eq. 1.17), calculée à partir de la distribution dimensionnelle pour le Fog Monitor et le CDP (Eq. 1.16), et mesurée de manière indépendante pour le PVM. La validation est réalisée en premier lieu au sol sur 5 capteurs sur les sites de Jachère, Forêt et BASTA (Fig. 3.1) puis en altitude dans un second temps par comparaison des observations du CDP et du FM120 Jachère. Seules les visibilités inférieures à 1 km sont considérées. Au sol, les observations sont moyennées à la minute et seuls les épisodes de plus de 100 points sont comptabilisés. On considérera un épisode comme validé si la régression linéaire avec le visibilimètre présente un coefficient de corrélation r supérieur à 0.8 et une pente de régression a entre 0.6 et 1.4.

3.3.1 Validation au sol

Validation Jachère

Sur le site de la Jachère, un FM120 à 2.5 m de hauteur et un PVM à 10 m ont été installés (Fig 3.2). Le visibilimètre PWD étant installé à 2.5 m, l'extinction du FM120 et PVM seront comparées à cette hauteur, ajoutant une incertitude aux mesures du PVM en cas de variabilité significative entre 2.5 et 10 m. La comparaison entre les extinctions du PWD, FM120 et PVM est illustrée sur la Fig. 3.12 pour l'épisode du 5 janvier 2020 (POI 6c). Un très bon accord du FM120 avec le PWD est observé, associé à des valeurs de r et a supérieures à 0.85 (Fig. 3.12b). La corrélation du PVM avec le PWD est également très satisfaisante, r valant 0.98, mais la pente obtenue est plus faible, de 0.71, pouvant être causée par un mauvais réglage de l'instrument. La comparaison en LWC entre le PVM et le FM120 (Fig. 3.12g) indique une très bonne corrélation avec des valeurs de r et a proches de 1, associées à des valeurs de diamètre volumique moyen (MVD) s'échelonnant entre 10 et 20 μm (Fig. 3.12d). La mauvaise calibration supposée du PVM apparaît en conséquence affecter essentiellement les petites gouttelettes, de diamètre inférieur à 10 μm .

Afin de valider le jeu de données, l'étude est étendue à l'ensemble des épisodes de SOFOG3D, reportée sur la Fig 3.13. La comparaison du FM120 avec le PWD s'avère globalement satisfaisante. Sur les 26 cas statistiquement significatifs, 18 sont validés, associés à des valeurs de r supérieures à 0.90, hormis pour 4 épisodes. Les pentes de régression sont cependant assez faibles, seuls 6 échantillons présentant une pente supérieure à 0.8. Les cas invalidés des

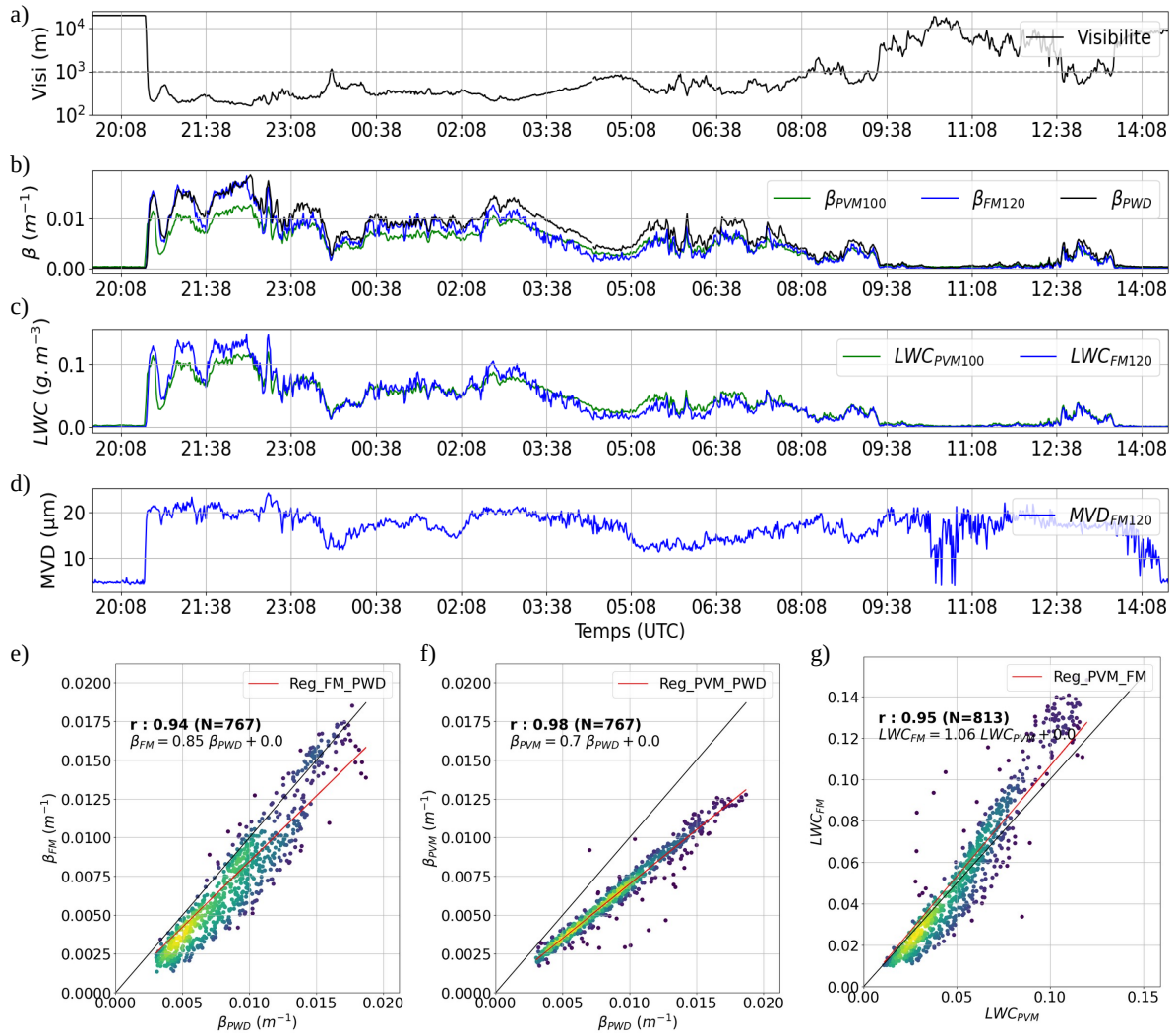


Figure 3.12: Évolution temporelle durant la POI 6c (a) de la visibilité (b) de l’extinction (c) du LWC (d) du MVD du PWD (noir), FM120 (bleu) et PVM100 (vert) Régression linéaire entre (e) le PWD et le FM120 (f) le PWD et le PVM (g) le FM120 et le PVM.

28, 29 et 31 octobre 2019 (a1, a2) sont associés à des dysfonctionnements du FM120 en lien probablement avec une absence de girouette permettant d’orienter le FM120 face au vent. D’autres cas invalidés comme les 28 et 29 décembre 2019 (a6, b1) sont associés à des valeurs très faibles d’extinction du FM120 dont la raison n’est pas claire.

La validation du FM120 et du PVM est récapitulée dans le Tab 3.3. Seuls 7 épisodes ont été validés pour le PVM. On remarque qu’hormis pour l’épisode du 8 Février, les cas validés du PVM-100 correspondent à des brouillards non radiatifs, respectivement radiatifs-advectifs (20191228, 20200105, 20200322, 20200330), de précipitation (20200123) et par affaissement de stratus (2019129). Des différences en extinction du PVM avec le PWD se retrouvent sur plusieurs cas radiatifs peu après la formation mais ne sont pas observées pour les cas

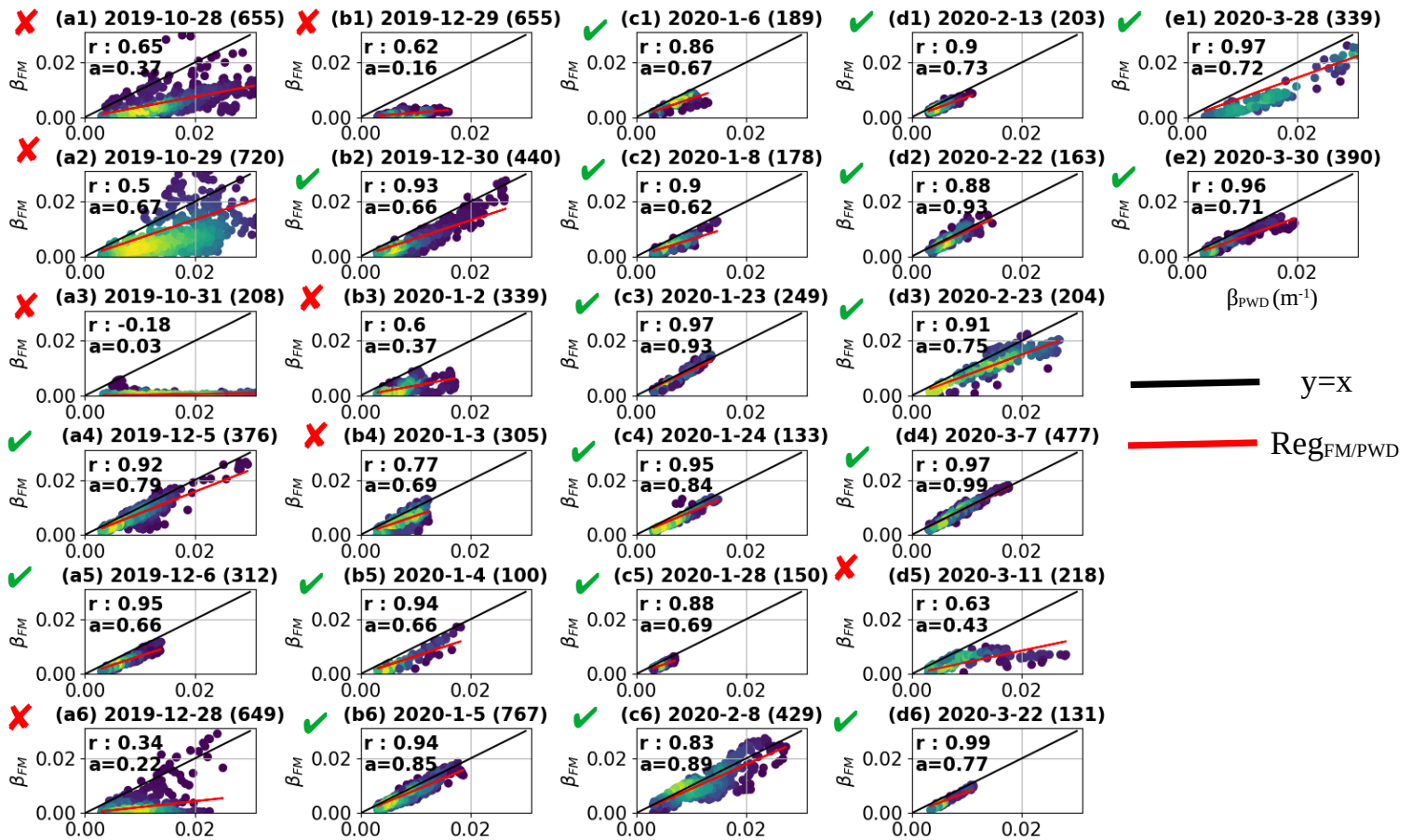


Figure 3.13: Extinction du FM120 Jachère en fonction de l'extinction du PWD. La droite noire et rouge correspondent à la droite $y=x$ et celle issue de la régression linéaire. Les cas validés et invalidés sont indiqués par un coche vert et une croix rouge respectivement. Le nombre de points de chaque régression est indiqué entre parenthèses.

d'affaissement de stratus, de précipitation et d'advection (non montré). La formation de ces trois types de brouillard étant dépendante des conditions de grande échelle (Sec 1.2), cela montre une meilleure corrélation entre les mesures du PVM et du PWD lorsque la nappe de brouillard est homogène. Cela peut s'expliquer par la différence de hauteur entre le PWD (2.5 m) et le PVM (10 m). En effet, on peut supposer une formation rapide aux deux hauteurs pour les brouillards non-radiatifs et d'abord au sol pour les brouillards radiatifs, en cohérence avec les observations des tours de UKMO et Tuzan (Tab. 3.2). Cependant, les faibles pentes obtenues pour les 7 épisodes validés, inférieures à 0.72, renforcent l'hypothèse d'une mauvaise calibration du PVM, rendue difficile par un faible volume d'échantillonnage (3 cm^3).

Malgré un faible nombre de cas validés, le PVM100 permet néanmoins de compléter les cas invalidés du FM120, correspondant aux épisodes des 28 et 29 décembre 2020 (Tab 3.3). Au total, 6 épisodes sur les 30 échantillonnés ne disposent pas de mesures exploitables sur le site de Jachère. On peut donc estimer que la base de données de 24 épisodes permettra une analyse approfondie des propriétés microphysiques au sol, menée en Sec 4.

Table 3.3: Tableau récapitulatif des valeurs de r et a du FM120 et PVM par comparaison avec le PWD sur le site de Jachère. Les épisodes validés et invalidés sont indiqués par des ✓ et ✗ respectivement. Les mesures du PVM100 le 28 octobre 2019 n'ont pas été considérées, du fait d'un dysfonctionnement de l'instrument.

Date	Type	PWD/FM120	Validé	PWD/PVM100	Validé
20191028	RAY	$r = 0.65, a = 0.37$	✗	-	-
20191029	RAY	$r = 0.5, a = 0.62$	✗	-	-
20191031	RAY	$r = -0.18, a = 0.03$	✗	-	-
20191205	RAY	$r = 0.92, a = 0.79$	✓	$r = 0.49, a = 1.1$	✗
20191206	RADV	$r = 0.95, a = 0.66$	✓	$r = 0.69, a = 0.34$	✗
20191228	RADV	$r = 0.34, a = 0.22$	✗	$r = 0.81, a = 0.64$	✓
20191229	STL	$r = 0.62, a = 0.16$	✗	$r = 0.94, a = 0.72$	✓
20191230	RAY	$r = 0.93, a = 0.66$	✓	$r = 0.85, a = 0.53$	✗
20200102	RADV	$r = 0.6, a = 0.37$	✗	$r = 0.56, a = 0.55$	✗
20200103	PRE	$r = 0.77, a = 0.69$	✗	$r = 0.89, a = 0.55$	✗
20200104	RAY	$r = 0.94, a = 0.66$	✓	$r = 0.67, a = 0.18$	✗
20200105	RADV	$r = 0.94, a = 0.85$	✓	$r = 0.98, a = 0.7$	✓
20200106	STL	$r = 0.86, a = 0.67$	✓	$r = 0.51, a = 0.46$	✗
20200108	RAY	$r = 0.9, a = 0.62$	✓	$r = 0.23, a = 0.35$	✗
20200123	PRE	$r = 0.97, a = 0.93$	✓	$r = 0.98, a = 0.62$	✓
20200124	RAY	$r = 0.95, a = 0.84$	✓	$r = 0.59, a = 0.37$	✗
20200128	RADV	$r = 0.88, a = 0.69$	✓	$r = 0.18, a = 0.14$	✗
20200208	RAY	$r = 0.83, a = 0.89$	✓	$r = 0.89, a = 0.65$	✓
20200213	RAY	$r = 0.9, a = 0.73$	✓	$r = 0.33, a = 0.3$	✗
20200222	RADV	$r = 0.88, a = 0.93$	✓	$r = 0.33, a = 0.3$	✗
20200223	RADV	$r = 0.91, a = 0.75$	✓	$r = 0.68, a = 0.72$	✗
20200307	RADV	$r = 0.97, a = 0.98$	✓	$r = 0.77, a = 1.1$	✗
20200311	RAY	$r = 0.63, a = 0.43$	✗	$r = 0.56, a = 0.28$	✗
20200322	RADV	$r = 0.99, a = 0.77$	✓	$r = 0.99, a = 0.6$	✓
20200328	RADV	$r = 0.97, a = 0.72$	✓	$r = 0.96, a = 0.55$	✗
20200330	RADV	$r = 0.96, a = 0.71$	✓	$r = 0.87, a = 0.64$	✓

Validation BASTA

Le FM120 ayant été installé à 2.5 m en janvier 2020 sur le site du BASTA, la validation des mesures avec le visibilimètre Young, également installé à 2.5 m (Fig 3.2) mais de résolution temporelle (60s) plus faible que le PWD (15s), est effectuée sur un nombre plus restreint d'épisodes (11 cas). La comparaison pour l'épisode du 7 Mars 2020 (POI 14) est présentée sur la Fig. 3.14. L'extinction du FM120 BASTA est cohérente avec l'évolution temporelle du Young (Fig. 3.14a) mais une chute significative est constatée entre 2200 UTC et 2300 UTC, sans corrélation significative avec la force (Fig 3.14a, vert) et la direction (Fig 3.14a, rouge) du vent mesurées sur le site de Jachère, distant de 1.8 km (pas de mesures sur le site BASTA).

Afin d'approfondir la diminution en extinction à partir de 2200 UTC, les mesures du

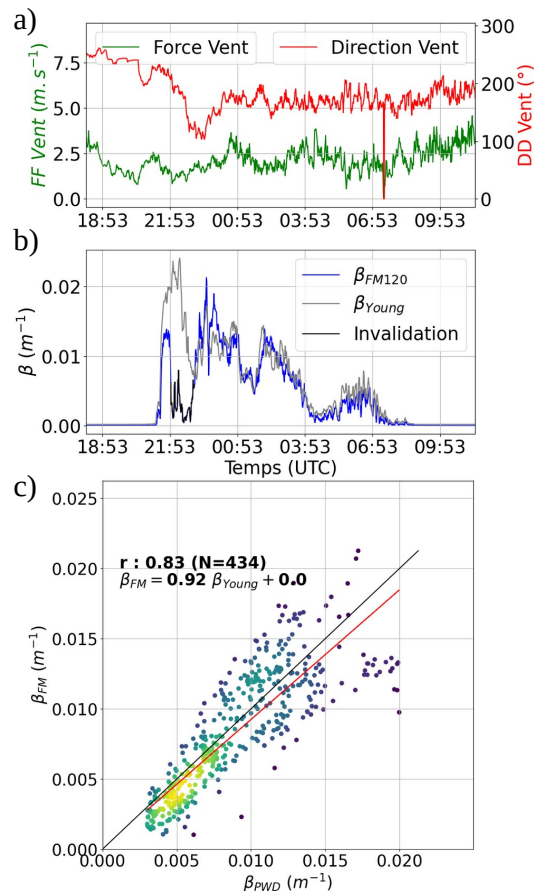


Figure 3.14: Évolution temporelle durant la POI 14 (a) de la force (vert) et direction du vent (rouge) sur le site de Jachère (b) de l'extinction du Young (en gris) et du FM120 BASTA (en bleu) (c) Régression linéaire entre le PWD et le FM120 BASTA sur la période validée. La période d'invalidation de 2154 UTC à 22h59 UTC est superposée en noir sur l'évolution temporelle du FM120 BASTA.

FM120 BASTA sont comparées aux Fog Monitor des sites de Jachère et Forêt. Cela est justifié par une résolution temporelle (1 s) identique des 3 instruments ainsi qu'une heure de formation similaire sur ces 3 sites (Fig. 3.15a), en lien avec le caractère radiatif-advectif de l'épisode (Tab 3.2). L'évolution temporelle du LWC, N et D_{eff} , des 3 Fog Monitor, est reportée sur la Fig. 3.15. On observe une chute brutale du FM120 BASTA en LWC (Fig. 3.15a), N (Fig. 3.15b) et D_{eff} (Fig. 3.15c), à partir de 2200 UTC, signant une perte importante des comptages des grosses gouttelettes. Ces observations se retrouvent sur les spectres dimensionnels du FM210 BASTA (Fig. 3.16), où le mode de gouttelettes initialement à 26 μm diminue significativement à partir de 2200 UTC en nombre (Fig. 3.16a, bleu clair tiretés) et en masse (Fig. 3.16b,). Le mode de larges gouttelettes augmente à partir de 2240 UTC (Fig. 3.16a,b orange), les valeurs de N, LWC et D_{eff} redevenant comparables à celles des deux autres sites à 2300 UTC (Fig. 3.15). Malgré une surestimation de la concentration après 2300 UTC (Fig. 3.15d), cette augmentation du FM120 BASTA se traduit sur le site BASTA par une corrélation de nouveau correcte en extinction avec le Young (Fig. 3.15b, rouge).

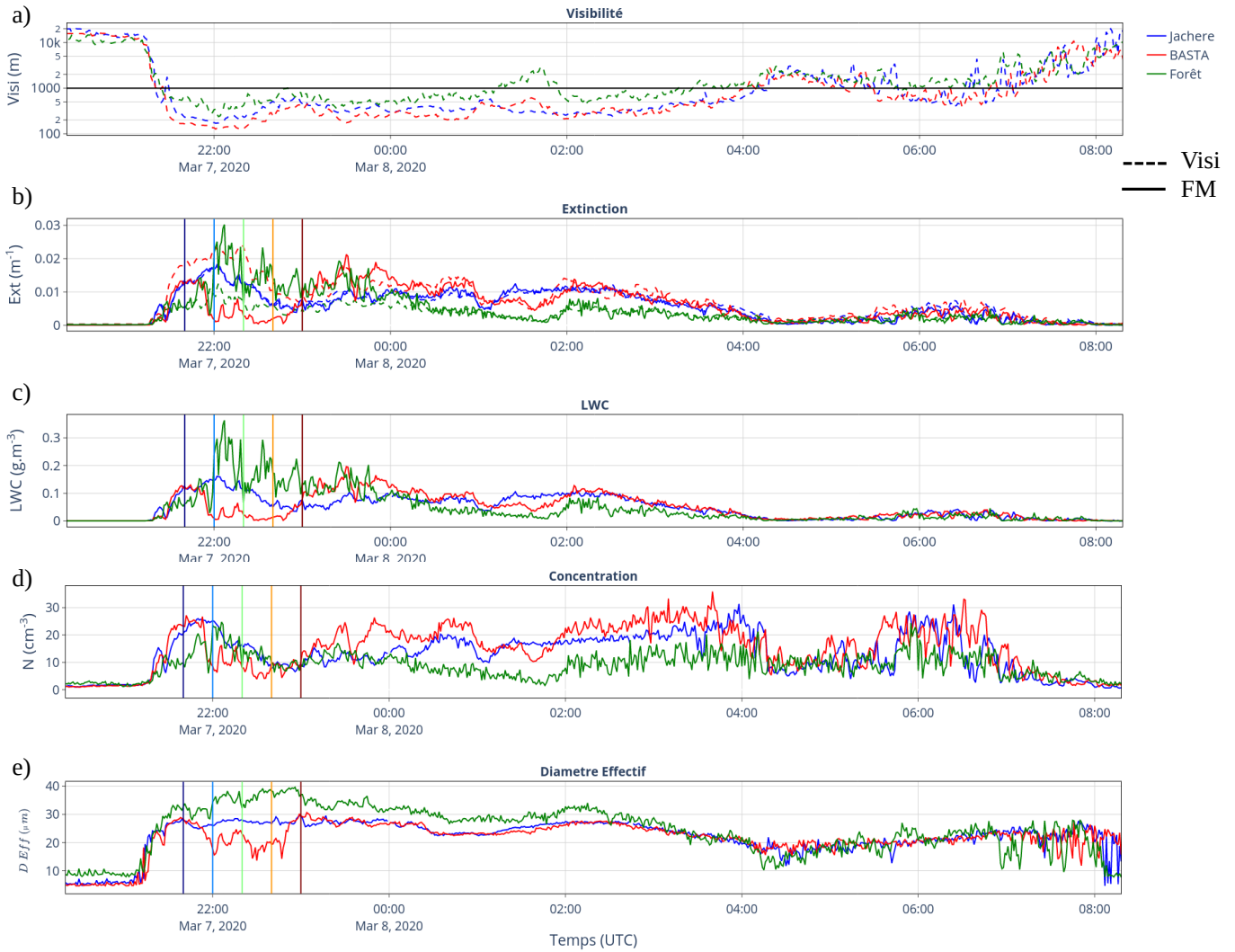


Figure 3.15: Évolution temporelle durant la POI 14 (a) de la visibilité (b) de l'extinction (c) du LWC (d) de la concentration (e) du D_{eff} mesurés sur le site de Jachère (bleu) BASTA (rouge) et Forêt (vert). Les Fog Monitor (visibilimètres) sont indiqués en traits pleins (pointillés). La couleur des traits verticaux est concordante avec l'heure des spectres sur la Fig. 3.16.

La cause du dysfonctionnement du FM120 BASTA n'est pas déterminée à l'heure actuelle mais le circuit de chauffage est mis en cause, des tests en laboratoire étant menés à cet effet. Ces périodes, de l'ordre de 1 h, ont été invalidées, correspondant aux épisodes des 23 Janvier et 7 Mars 2020 (Tab 3.4). Par ailleurs, une dérive temporelle a été identifiée à partir de la mi-mars 2020, affectant les mesures des épisodes des 11, 17 et 22 mars. Cette dérive a été corrigée en appliquant une corrélation croisée entre le signal du FM120 et du Young, détaillée plus en détail en App B1. Un décalage croissant de respectivement 2, 4 et 6 s pour les épisodes du 11, 17 et 22 mars a été obtenu après application de la corrélation croisée (Tab 3.4).

Malgré les corrections apportées, seuls 3 cas ont été validés sur le site BASTA, présentant des pentes inférieures à 1 (Tab 3.4). Par ailleurs, les 3 cas validés sont des épisodes classés

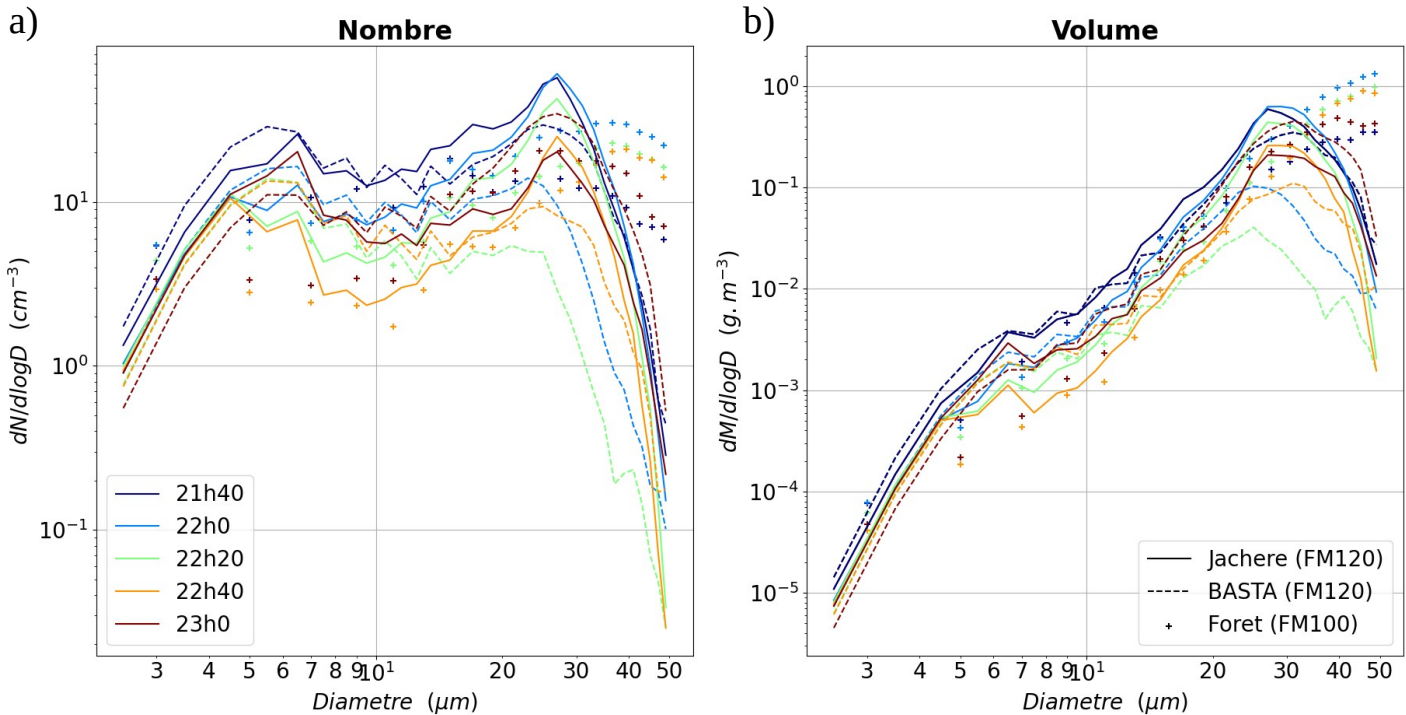


Figure 3.16: Spectres dimensionnels moyennés sur 20 min en (a) nombre (b) volume durant le POI 14, mesurés par le FM120 Jachère (continu), FM120 BASTA (tiretés) et FM100 forêt (croix). La couleur est concordante avec l'heure des traits verticaux sur la Fig. 3.15.

autres que radiatifs, montrant l'impact des conditions de grande échelle dans la corrélation avec le Young. Cependant, le faible nombre de cas validés et les dysfonctionnements constatés résultent d'un mauvais fonctionnement du FM120. La calibration post-campagne a en effet indiqué une perte de signal pour les gouttelettes de diamètre supérieur à 15 μm , expliquant en partie la diminution observée de la concentration de larges gouttelettes durant SOFOG3D. Les 3 épisodes validés compléteront néanmoins les propriétés microphysiques au sol des brouillards validés sur le site de Jachère, analysées en Sec. 4.

Validation Forêt

Sur le site de la Forêt étaient implantés deux visibilimètres à respectivement 2.5 m (Young) et 10 m (PWD) au-dessus du sol. Le FM100 étant situé à 2.5 m de hauteur, ses mesures seront comparées à celles du Young. La comparaison entre le FM100, le Young et le PWD durant le même épisode que sur le site BASTA (POI 14) est illustrée sur la Fig. 3.17. La corrélation entre le FM100 et le Young est mauvaise jusqu'à 0015 UTC, caractérisée par des valeurs du FM100 de 2 à 5 fois plus élevées que l'extinction du Young (Fig. 3.17a) et associée à une pente de régression de 2.13 (Fig. 3.17b). Afin d'approfondir les valeurs élevées d'extinction, le FM100 est comparé aux 2 autres Fog Monitor des sites de Jachère et BASTA en N, LWC et D_{eff} (Fig 3.15). Cette surestimation du FM100 est également constatée au début de

Table 3.4: Tableau récapitulatif des valeurs de r et a par comparaison avec le Young sur le site BASTA. Le nombre de points est indiqué entre parenthèses. Les épisodes validés et invalidés sont indiqués par des ✓ et ✗ respectivement. La durée d'interruption et le décalage temporel observé sont indiqués en commentaires pour les épisodes concernés. Les valeurs de r et a sans invalidation sont également indiquées.

Date	Type	PWD/FM120	Validé	Commentaire Invalidation/Dérive temporelle
20200123	PRE	$r = 0.9, a = 0.79$ (245)	✓	Invalidation 2127-2234 UTC ($r = 0.61, a = 0.68$) (311)
20200124	RAY	$r = 0.82, a = 0.39$ (146)	✗	-
20200128	RADV	$r = 0.61, a = 0.6$ (126)	✗	-
20200208	RAY	$r = 0.51, a = 0.46$ (391)	✗	-
20200213	RAY	$r = 0.61, a = 0.46$ (153)	✗	-
20200222	RADV	$r = 0.7, a = 0.55$ (150)	✗	-
20200223	RADV	$r = 0.83, a = 0.54$ (199)	✗	-
20200307	RADV	$r = 0.83, a = 0.84$ (434)	✓	Invalidation 2154-2259 UTC ($r = 0.38, a = 0.69$) (498)
20200311	RAY	$r = 0.74, a = 0.45$ (150)	✗	Dérive temporelle 2 s
20200317	RAY	$r = 0.71, a = 0.48$ (139)	✗	Dérive temporelle 4 s
20200322	RADV	$r = 0.95, a = 0.83$ (135)	✓	Dérive temporelle 4 s

l'épisode par rapport aux deux autres FM120 en D_{eff} (Fig. 3.15c), et LWC (Fig. 3.15a), associée à un mode de gouttelettes du FM100 à 35 μm à 2200 UTC (Fig. 3.16, bleu clair croix). La présence de gouttelettes s'étirant jusqu'à la borne maximale du FM100 (50 μm) indique que des gouttelettes de diamètre supérieur à 50 μm sont probablement présentes, reflétant la présence possible de bruine. Cela est associé à des concentrations mesurées particulièrement faibles jusqu'à 2200 UTC, de l'ordre de 10 à 20 cm^{-3} , inférieures aux valeurs des deux autres FM120 (Fig 3.15d). Après 2300 UTC, le LWC du FM100 est de nouveau comparable aux deux autres FM120 mais les valeurs de D_{eff} demeurent plus élevées en raison d'un mode de larges gouttelettes supérieur à 35 μm (Fig. 3.16, rouge).

Une hypothèse pour expliquer la présence au sol de larges gouttelettes voire de bruine réside dans la localisation particulière du site de mesures au coeur de la forêt (Fig. 3.2). Vermeulen et al. (1997) indiquent également la présence de bruine en forêt dans le brouillard, en lien avec des valeurs élevées de LWC jusqu'à 0.3 g m^{-3} , en accord avec les observations durant SOFOG3D (Fig. 3.15). Wang et al. (2021) et Burkard et al. (2002) font état de distributions dimensionnelles, s'étirant jusqu'à la borne maximale du FM100, en nombre et masse, également observées durant SOFOG3D (Fig. 3.16). Cependant, ces études sont issues d'observations réalisées au-dessus de la canopée et non au sol où peu de travaux ont été menés.

Ainsi, les mesures du FM100 montrent des valeurs d'extinction, de LWC et D_{eff} significatives, en lien possiblement avec la localisation du site de mesures au coeur de la forêt. Ce comportement est observé pour la majorité des épisodes de la campagne SOFOG3D. Les corrélations du FM100 avec le Young ne satisfont en conséquence que très rarement les critères de validation ($r > 0.8, 0.6 < a < 1.4$), contraignant à invalider toutes les mesures du FM100. Par ailleurs, un PVM a été installé sur le site de la forêt à 10 m, mais la comparaison avec les mesures validées du FM120 Jachère et PVM Jachère s'est avérée globalement mauvaise.

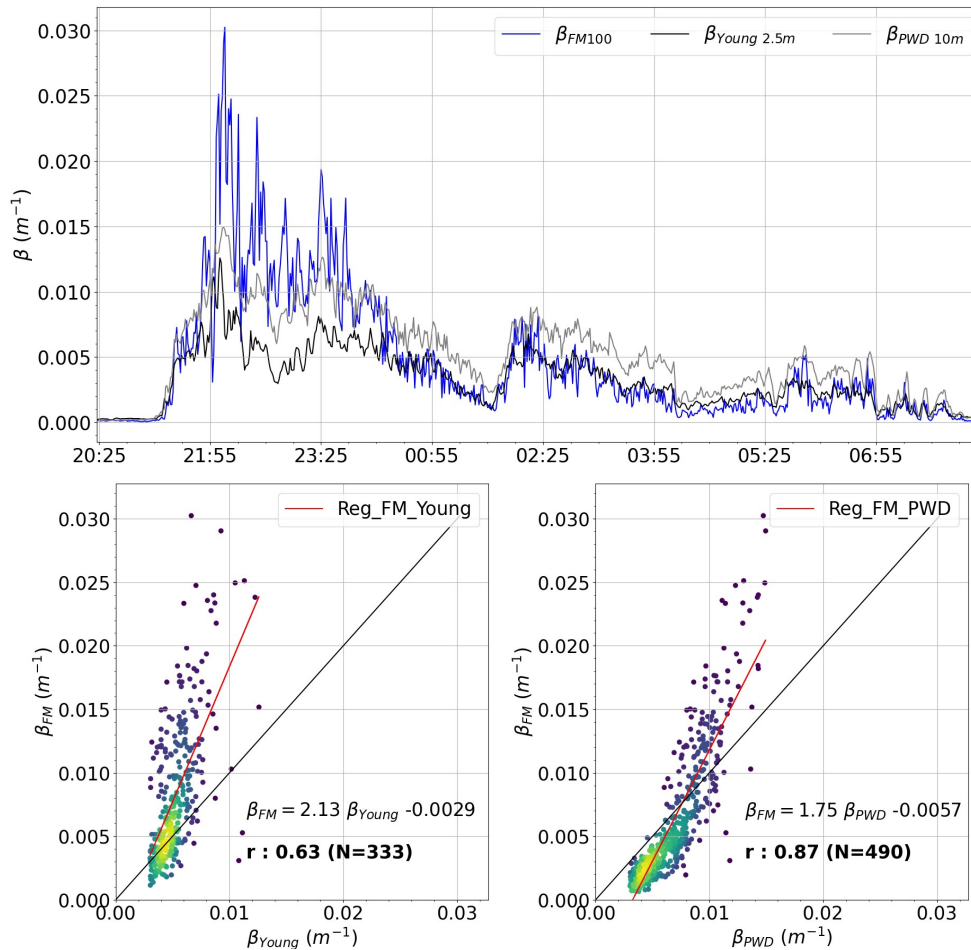


Figure 3.17: a) Évolution temporelle durant la POI 14 de l'extinction à 10 m du PWD (en noir), à 2.5 m du Young (en gris) et à 2.5 m du FM100 Forêt (en bleu) (b) Régression linéaire entre le Young et le FM100 Forêt (c) entre le PWD et le FM100 Forêt.

Cela nous contraint à finalement invalider toutes les mesures microphysiques du site de la Forêt (FM100 et PVM). Toutefois, 2 épisodes radiatifs-advectifs et 1 affaissement de stratus présentent une corrélation du PVM Forêt satisfaisante avec le FM120 et PVM Jachère. Ces résultats montrent que les mauvaises corrélations du PVM Forêt avec le FM120 et PVM Jachère apparaissent plus résulter de la variabilité spatiale du brouillard entre ces deux sites, distants de 2.8 km (Fig. 3.1), que d'un dysfonctionnement du PVM Forêt.

En conclusion, la validation au sol a permis de valider sur le site de Jachère 18 cas sur 26, soit une proportion de 69%. Le PVM complète la base de données validées, 6 épisodes ne disposant pas de mesures exploitables sur ce site. Sur le site BASTA, seuls 3 cas sur 11, soit une proportion de moins de 30%, ont été conservés et toutes les mesures ont été invalidées sur le site de la Forêt en raison de l'impact supposé de la localisation du site de mesures. Sur le site de la Forêt, une analyse prospective plus approfondie, combinant les mesures du FM100 et du Welas qui est un instrument couvrant une gamme de diamètre de 0.39 à 42 μm , permettrait d'étudier plus en détail l'incertitude des mesures du FM100 pour chaque épisode.

3.3.2 Validation CDP

Le CDP déployé sous ballon captif durant la campagne SOFOG3D, a fait l'objet d'une validation dans la thèse de [Fathalli \(2022\)](#) dans le cadre de la campagne Bure en 2015 et 2016 et au cours du stage de [Ory \(2020\)](#) dans le cadre de la campagne BIO-MAÏDO en 2019. Ces deux études ont montré la sous-estimation du CDP par rapport aux mesures des visibilimètres et Fog Monitor lorsque la force du vent n'était pas prise en compte dans le calcul du volume d'échantillonnage du CDP. Ainsi, dans cette thèse, la force du vent a été considérée pour déterminer le volume d'échantillonnage du CDP, en ajoutant, comme indiqué en Sec. 3.1, à la vitesse d'aspiration du ventilateur (5 m s^{-1}), la vitesse du vent mesurée par la sonde de turbulence. Cependant, le système d'acquisition du CDP et de la sonde de turbulence étant indépendant, cela introduit un déphasage. La méthode des corrélations croisées, décrite en App. B1, a été implémentée pour synchroniser les deux instruments en utilisant la pression comme variable commune. Aucun décalage n'a été déterminé sur 9 des 15 POIs mais les 6 POIs restantes présentent un déphasage de quelques secondes (POI 9a) à 48 s (POI 2a).

La visibilité du site de Charbonnière n'étant opérationnelle qu'entre le 8 Janvier et le 4 Mars 2020, soit sur 5 POIs parmi 15 (Tab 3.2), les mesures du CDP opérées sur le site de Charbonnière sont validées par comparaison avec le FM120 situé sur le site de Jachère, distant de 1.3 km (Fig. 3.1) et de même volume d'échantillonnage que le CDP (0.24 mm^2 , Sec. 3.1). L'altitude du CDP est déterminée en retranchant à la hauteur de la sonde de turbulence, mesurée par un altimètre, la distance, d'environ 3.5 m, séparant le CDP de la sonde de turbulence le long du câble treuillé (Fig. 3.2). Le FM120 Jachère étant situé à 2.5 m de hauteur, les observations du CDP sont considérées uniquement du sol jusqu'à deux hauteurs maximales, fixées à 5 et 15 m. D'une part, la tolérance accordée jusqu'à 5 m permet de filtrer en partie les mesures lors des opérations de montage et démontage au sol de la sonde de turbulence. D'autre part, la tolérance jusqu'à 15 m vise à augmenter le nombre d'échantillons et la représentativité statistique mais ce seuil est soumis à la variabilité microphysique sur la verticale près du sol. Par ailleurs, la comparaison du CDP avec le FM120 permet d'étendre la validation en N, LWC et D_{eff} , acquis à une fréquence d'échantillonnage de 1 s mais cumulée dans cette étude sur 10 s car les instruments ne sont pas co-localisés.

La comparaison des mesures du CDP et du FM120 Jachère pour le même épisode que la validation sur les sites de BASTA et Forêt (POI 14) est illustrée, en N, LWC et D_{eff} , sur la Fig. 3.18. Un bon accord entre le CDP et le FM120 est observé sur les 3 paramètres de la formation jusqu'au palier au sol peu après 0100 UTC, en particulier avec un seuil en hauteur de 5 m (Fig. 3.18, points rouges). Les altitudes supérieures (points verts) sont associées à une surestimation en N (Fig. 3.18c) et une sous-estimation du D_{eff} (Fig. 3.18d), malgré des valeurs de LWC comparables (Fig. 3.18b). Une sous-estimation significative du CDP est cependant observée à 0600 UTC. Cela est explicable par la variabilité spatiale du brouillard qui s'est en effet dissipé à Jachère à 0415 UTC puis reformé peu avant 0600 UTC (Fig 3.15a). Malgré l'indisponibilité de la visibilité, les mesures du CDP indiquent que le brouillard s'est reformé à Charbonnière plus tardivement, à 0610 UTC, en lien avec une augmentation des grandeurs microphysiques à 5 m. Le diamètre effectif du CDP demeure cependant sous-estimé, en raison d'une plus faible concentration de larges gouttelettes (non montré).

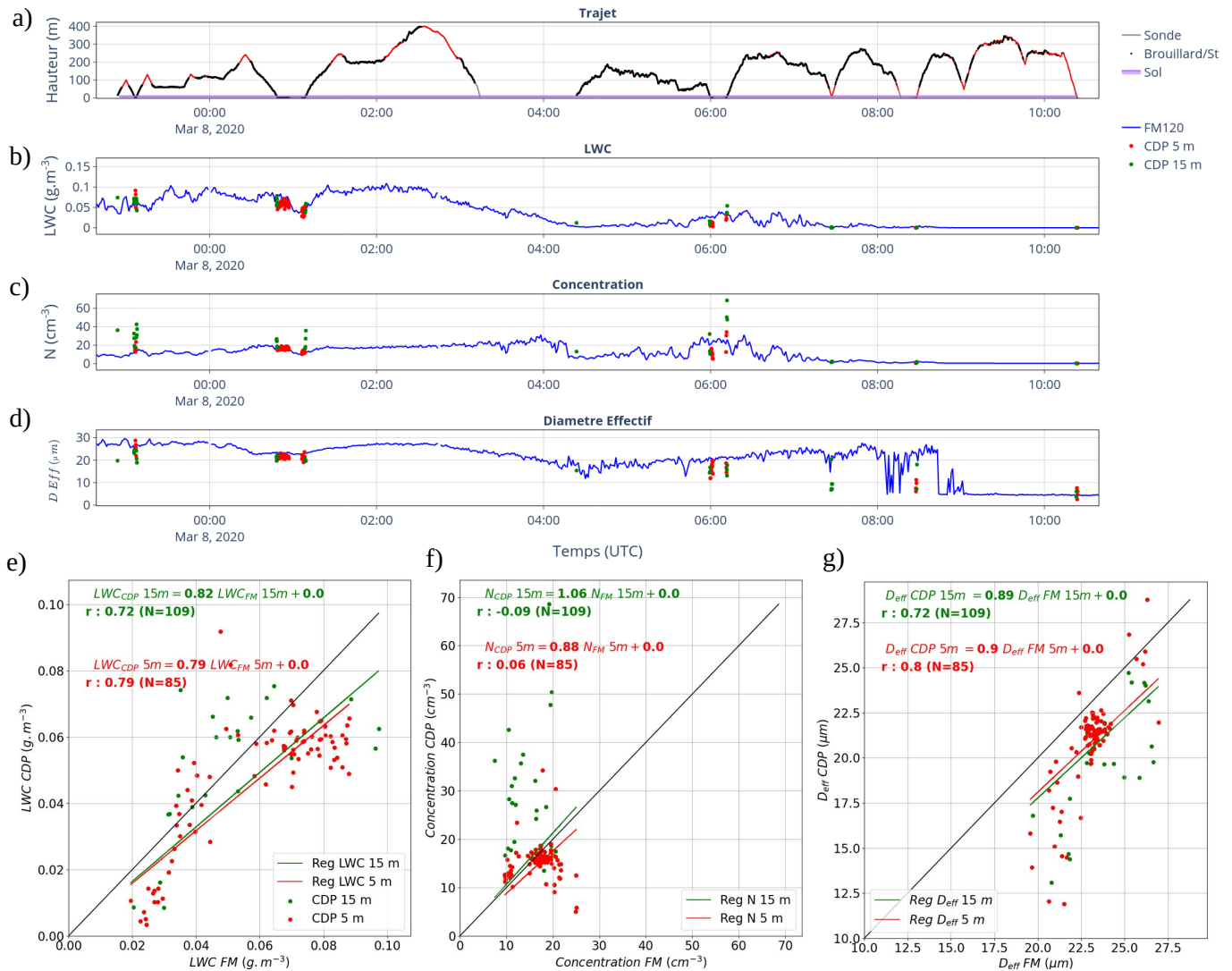


Figure 3.18: (a) Évolution temporelle durant la POI 14 de la hauteur du CDP et de la sonde de turbulence. Les mesures du CDP dans le brouillard (en dehors ou st) sont indiquées en noir (en rouge). Les mesures de la sonde de turbulence sont indiquées en gris. (b) du LWC, (c) de la concentration (d) du diamètre effectif, mesurés par le CDP et le FM120 Jachère (bleu). Les mesures du CDP correspondant à une hauteur inférieure à 5 m (entre 5 et 15 m) sont indiquées en rouge (en vert). Régression linéaire (e) du LWC (f) de la concentration (g) du diamètre effectif entre le CDP et le FM120 Jachère. Les mesures du CDP correspondant à une hauteur inférieure à 15 m (respectivement 5 m) sont indiquées en vert (en rouge).

Les statistiques montrent une meilleure corrélation entre le CDP et le FM120 en LWC et D_{eff} lorsque le seuil en hauteur est abaissé à 5 m (Fig. 3.18e, g, rouge), les valeurs de r en LWC et D_{eff} étant de l'ordre de 0.8 contre 0.72 respectivement avec un seuil de 15 m (Fig. 3.18e, g, vert). Des différences significatives sont cependant observées en D_{eff} (Fig. 3.18g). La concentration présente, avec le seuil à 5 m, des valeurs très faibles, dispersées autour de 20 cm^{-3} , alors que N augmente jusqu'à 100 cm^{-3} avec un seuil à 15 m (Fig 3.18f).

Ces observations illustrent la variabilité des propriétés microphysiques sur la verticale près du sol, investiguée plus en détail en Sec. 6. Ces divergences en N sont par ailleurs en partie causées par la considération des mesures à 0600 UTC, résultant de la variabilité spatiale du brouillard. r augmentent en effet à 0.57 avec un seuil en hauteur de 5 m sans prise en compte de cette période (non montré). Ainsi, malgré une comparaison correcte entre les mesures du CDP et FM120 avec un seuil de 5 m, la variabilité spatiale du brouillard apparaît comme un frein à la validation des mesures du CDP. Des observations du CDP au sol sur de plus longues durées sont requises, qui feront l'objet de la Sec. 3.3.3 dans le cadre d'une campagne d'intercomparaison réalisée de 2021 à 2023 dans le champ d'expérimentation du CNRM.

Durant SOFOG3D, certaines POIs offrent cependant la possibilité de comparer les mesures du CDP et FM120 au cours de paliers au sol de longue durée du CDP. L'épisode du 23 Février 2020 (POI 13b) est reporté sur la Fig. 3.19 pour 3 des paliers au sol. La variabilité spatiale du brouillard est présente à la formation, respectivement à 2001 UTC et 2104 UTC sur les sites de Charbonnière (Fig. 3.19b, noir) et Jachère (Fig. 3.19b, gris). Ces divergences dans l'heure de formation expliquent sur le palier entre 2020 UTC et 2050 UTC le mode de gouttelettes du CDP centré sur 10-12 μm (Fig. 3.19f, tiretés), alors que le signal du FM120 est faible (Fig. 3.19f, plein). Une fois le brouillard établi, les spectres dimensionnels des paliers de 2138 UTC à 2142 UTC (Fig. 3.19g) et de 2158 UTC à 2202 UTC (Fig. 3.19h) montrent un accord satisfaisant entre le CDP et le FM120, caractérisé par un mode commun de larges gouttelettes de 19 μm à 23 μm . Des différences pour les faibles diamètres sont cependant observées, associées d'une part à un mode du FM120 ayant tendance à surestimer les petites gouttelettes, entre 4 et 6 μm , biais déjà observé dans la thèse de [Fathalli \(2022\)](#) et d'autre part à un minimum du CDP entre 6 et 7 μm , imputable aux oscillations de la courbe de Mie (Fig. 3.11). Cependant, le fait que le CDP mesure une concentration significative de petites gouttelettes durant le premier palier (Fig 3.19e) illustre sa capacité à restituer de telles concentrations lorsque des petites gouttelettes sont présentes. Enfin, une sous-estimation du CDP par rapport au Young à partir de 2300 UTC est observée (Fig. 3.19b). Les paliers suivants au sol indiquent des valeurs plus élevées du CDP en LWC (Fig. 3.19c) par rapport au FM120 mais toujours similaires en N (Fig. 3.19d) et D_{eff} (Fig. 3.19e), en lien possiblement avec une augmentation de la concentration de larges gouttelettes sur le site de Charbonnière.

Ainsi, la comparaison au sol des mesures du CDP et FM120 Jachère montre un accord satisfaisant lorsque le brouillard est établi mais l'impact de la variabilité spatiale est constaté, rendant la validation du CDP réalisable qu'en cas de nappe de brouillard homogène. Le faible nombre de périodes de comparaison limite la possibilité de validation des jeux de données. Toutefois, l'accord du CDP avec les deux visibilimètres du site de Charbonnière s'avère qualitativement satisfaisant, en particulier le 24 janvier 2020, présentant plusieurs paliers au sol de durée supérieure à 20 min (non montré). Ces résultats confortent l'utilisation du CDP dans l'étude de la structure verticale du brouillard, menée en Sec 5 et Sec 6.

En conclusion, la validation des instruments microphysiques a souligné la nécessité de mesures co-localisées en raison de la variabilité spatiale du brouillard qui a rendu difficile la comparaison entre les mesures du CDP et du Fog Monitor. Par ailleurs, certains instruments ont montré des dysfonctionnements comme le FM120 BASTA et PVM Jachère. Enfin,

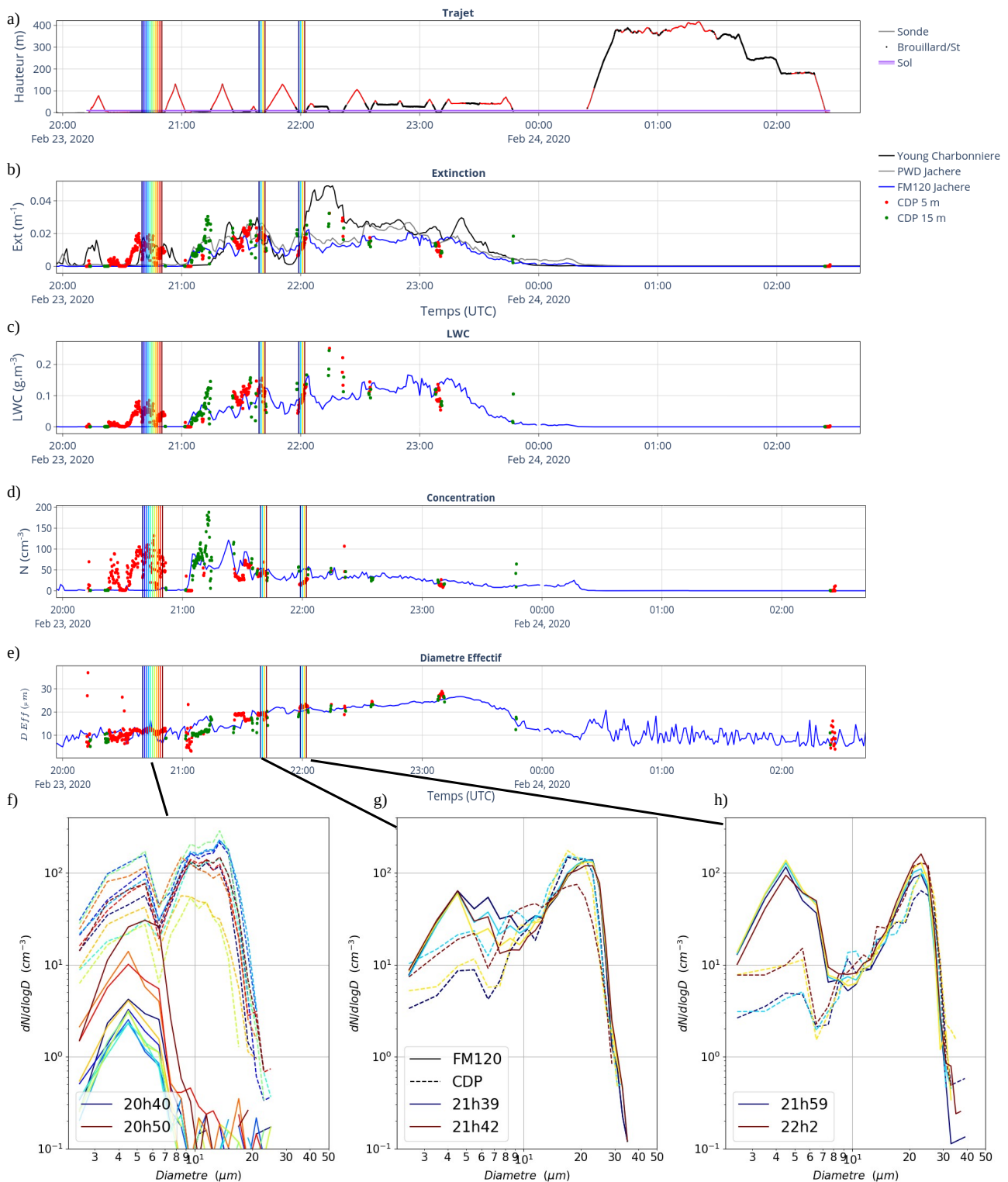


Figure 3.19: Évolution temporelle durant la POI 13b (a) de la hauteur du ballon captif (b) de l'extinction (c) du LWC (d) de la concentration (e) du diamètre effectif mesurés par le FM120 Jachère (bleu), Young Charbonniere (noir), PWD Jachère (gris) et CDP (points rouges) Spectres dimensionnels moyennés sur 1 min du CDP (traits tiretés) et FM120 Jachère (traits pleins) entre (f) 2039 UTC et 2050 UTC (g) 2138 UTC et 2142 UTC (h) 2158 UTC et 2202 UTC. La couleur des spectres est concordante avec l'heure des traits verticaux.

l'impact supposé de la localisation du site de mesures au coeur de la forêt a rendu difficile l'étude de l'impact du vent sur les mesures du FM100. Ces difficultés n'ont pu permettre une validation exhaustive du jeu de données microphysiques. Ainsi, l'incertitude trop importante des mesures des différents sites, empêche une étude détaillée de l'impact des hétérogénéités de surface sur la microphysique. Par conséquent, on se focalisera dans le cadre de cette thèse d'une part sur la caractérisation des propriétés microphysiques au sol sur le site de Jachère, associé à un nombre conséquent de cas validés, et d'autre part sur l'analyse des propriétés microphysiques sur la verticale, à partir des observations du CDP sous ballon captif.

Au préalable, pour mieux évaluer l'incertitude, j'ai mené une campagne d'intercomparaison dénommée IntercompToulouse dans le champ d'expérimentation du CNRM sur le site de la Météopole à Toulouse durant les hivers 2021/2022 et 2022/2023 . Cette campagne vise à répondre aux problématiques soulevées durant la validation des données de la campagne SOFOG3D, en particulier l'incertitude des mesures du CDP, des deux FM120 et du PVM ainsi que la quantification de l'impact du vent sur les mesures du FM100.

3.3.3 Poursuite de la validation de données: Intercomparaison dans le champ d'expérimentation du CNRM

Objectif de l'étude

La campagne IntercompToulouse, déployée dans le champ d'expérimentation du CNRM durant les hivers 2021/2022 et 2022/2023 est présentée Les observations des CDP, FM120 et PVM sont ensuite analysées puis l'impact du vent sur les mesures du FM100 est investigué.

Tous les capteurs de SOFOG3D ainsi qu'une partie des 18 visibilimètres ont été déployés durant IntercompToulouse. Les instruments sont illustrés sur la Fig. 3.20, comprenant notamment 4 visibilimètres (3 Young et un PWD), 1 PVM (Jachère), 2 Fog Monitor 120 (Jachère et BASTA) et 1 FM100 (Forêt) orienté dans la direction sud/sud-ouest. Le CDP installé sur le mât de 50 m du site de Jachère au début de la campagne SOFOG3D (Fig. 3.2) a été installé sur le toit de l'abri durant IntercompToulouse. Il est dit orientable, par l'utilisation d'une girouette, et vise à étudier la variabilité spatiale des propriétés microphysiques dans ce type de configuration. Le CDP déployé sous ballon captif durant SOFOG3D a été utilisé uniquement durant l'hiver 2022-2023. Afin de se rapprocher des conditions de mesures de SOFOG3D, cet instrument était accroché à une corde via une potence à la même hauteur que les autres instruments (≈ 3 m) avec un empennage lui permettant de s'orienter face au vent. Par analogie avec SOFOG3D, cet instrument sera nommé CDP ballon. Les quatre visibilimètres ont été installés en décembre 2021, les Fog Monitor et PVM en janvier 2022 puis à partir d'octobre/novembre 2022. Au total, on dénombre à partir des mesures de visibilité, 43 et 35 épisodes de brouillard durant l'hiver 2021/2022 et 2022/2023 respectivement. Sur les deux hivers combinés, les instruments ont fonctionné (hors CDP ballon) pour 21 épisodes mais seuls 3 cas ont été échantillonnés avec le dispositif instrumental au complet, comprenant le CDP ballon.

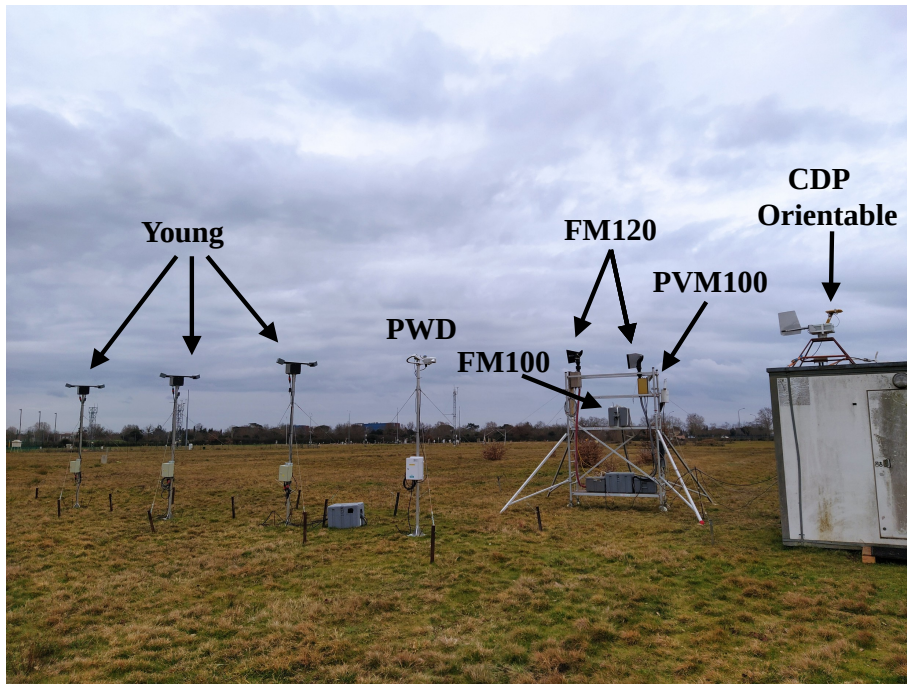


Figure 3.20: Illustration des instruments déployés durant la campagne IntercompToulouse. Le CDP ballon, installé en février 2023, est postérieur à l'image. Sa localisation est située entre le PWD et l'échafaudage.

L'analyse des observations d'IntercompToulouse a fait l'objet du stage d'ingénieur de Clarisse Nguyen d'une durée d'un mois durant l'été 2023 (Nguyen, 2023), que j'ai encadré. Une partie des figures présentées dans cette section ainsi qu'en App 6.6 sont directement extraites de ses travaux. Il a été mis en évidence une décroissance progressive de la valeur mesurée de la vitesse d'aspiration du FM120 Jachère à partir de novembre 2022, causée par une obstruction du tube de Pitot. Une vitesse d'aspiration constante a donc été fixée à 14.1 m s^{-1} (vitesse avant obstruction) durant l'hiver 2022/2023. Par ailleurs, l'offset du PVM (Sec 3.1) ayant été significativement réduit, les valeurs d'extinction en dessous d'un seuil minimal, correspondant à l'offset optique, ont été augmentées de ce même offset, permettant de restituer des valeurs réalistes de D_{eff} (ratio du LWC sur l'extinction).

L'épisode du 22 Février 2023 pour lequel tous les instruments ont fonctionné est illustré sur la Fig. 3.21. Cet épisode est caractérisé par une force de vent faible, inférieure à 2 m s^{-1} jusqu'à 0600 UTC (Fig 3.21b, vert), et une direction variable (Fig 3.21b, rouge) durant la nuit. Au préalable, un excellent accord entre la visibilité du PWD et des trois Young est observé (Fig. 3.21a), vérifié sur la totalité des épisodes (non montré). Ces résultats justifient que les différences observées durant SOFOG3D ne peuvent être imputées à des erreurs instrumentales par comparaison avec un visibilimètre de type Young ou PWD. Les mesures de microphysique indiquent cependant des différences entre les instruments.

88 Chapter 3. Campagne SOFOG3D : description et validation des instruments



Figure 3.21: Évolution temporelle durant l'épisode du 22 Février 2023 b) de la visibilité mesurée par le PWD (noir) et les trois Young (bleu, rouge, vert) (b) de la (vert) force et (rouge) direction du vent (c) de l'extinction (d) du LWC (e) de la concentration (f) du diamètre volumique moyen mesurés par le CDP ballon (vert), CDP orientable (vert clair), FM120 Jachère (rouge), FM120 BASTA (violet), FM100 (bleu) et PVM (orange). La couleur des traits verticaux est concordante avec l'heure des spectres sur la Fig. 3.22.

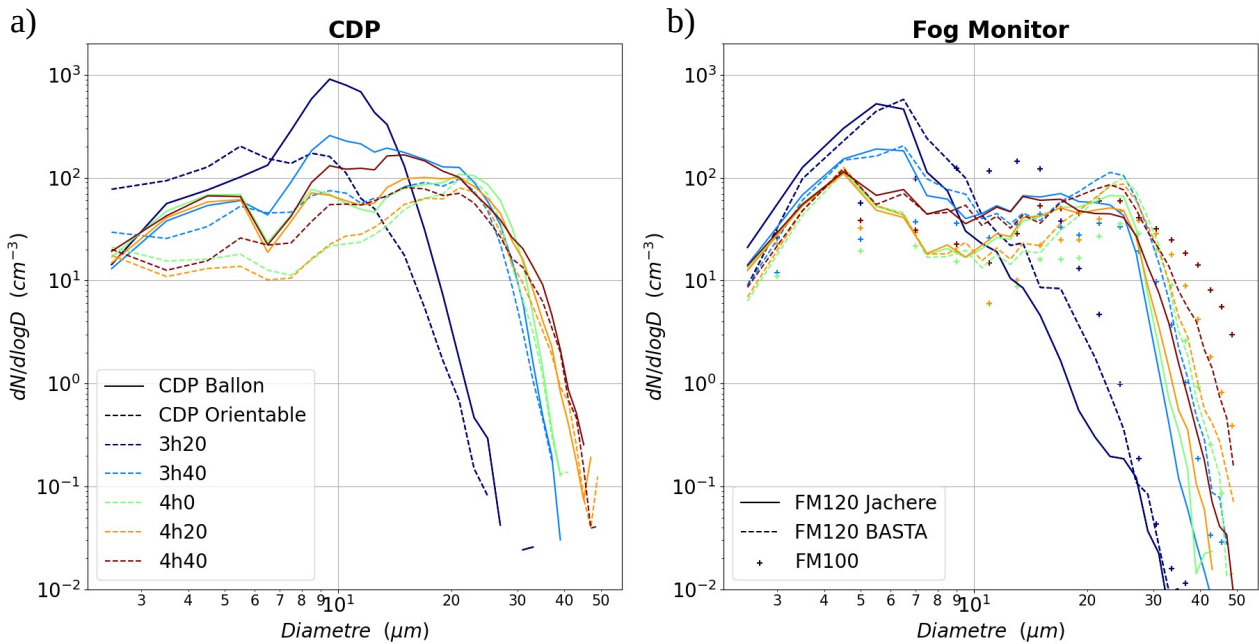


Figure 3.22: (a) Spectres dimensionnels moyennés sur 20 min mesurés durant l'épisode du 22 Février 2023 par le CDP ballon (traits pleins) et orientable (traits tiretés) (b) par le FM120 Jachère (plein), FM120 BASTA (tiretés) et FM100 (croix). La couleur des spectres est concordante avec les traits verticaux sur la Fig. 3.21.

Analyse des FM120

Un accord satisfaisant est observé entre les FM120 Jachère (Fig 3.21, rouge) et BASTA (Fig 3.21, violet). Cependant, une sous-estimation du FM120 Jachère est observée à partir de 0340 UTC en LWC (Fig. 3.21d) et extinction (Fig. 3.21c). Les spectres dimensionnels, reportés sur la Fig. 3.22, illustrent une concentration plus faible de larges gouttelettes du FM120 Jachere (Fig. 3.22b, traits pleins) à partir de 0340 UTC (spectre bleu clair). Le mode de petites et larges gouttelettes est cependant correctement restitué par le FM120 Jachere, n'affectant en conséquence qu'assez peu la concentration (Fig. 3.21e, rouge) et le diamètre volumique moyen (Fig. 3.21f, rouge). Ce comportement entre les deux FM120 est représentatif des brouillards échantillonnés durant les deux hivers de mesures dont les statistiques en LWC, N et D_{eff} présentées en App C1, C2 et C3 (FM120 BASTA en fonction de FM120 Jachère) montrent un coefficient de corrélation en N et D_{eff} supérieur à 0.9 pour 17 (hiver 2021/2022) et 18 (hiver 2022/2023) épisodes respectivement. La pente en D_{eff} , entre 1.1 et 1.2, et LWC, supérieure à 1.4, sur ces deux hivers, confirme la sous-estimation du FM120 Jachère. Cela met en évidence la sensibilité des mesures à l'alignement, calibration et réglage des instruments. Ainsi, les mesures du FM120 BASTA, médiocres durant SOFOG3D, apparaissent satisfaisantes durant IntercompToulouse. Une hypothèse pour expliquer les chutes significatives en LWC du FM120 BASTA observées durant SOFOG3D réside dans une salissure rapide des optiques.

Analyse des CDP ballon et orientable

Jusqu'à 0340 UTC, le spectre dimensionnel du CDP ballon est monomodal, centré sur un diamètre de 10 μm (Fig. 3.22a, bleus pleins). La distribution du CDP ballon présente d'une part un diamètre plus élevé que celui des deux FM120 (Fig. 3.22b, bleu) et d'autre part une concentration de petites gouttelettes plus élevée que le CDP orientable (Fig. 3.22a, bleu tiretés). Cela explique la surestimation du CDP ballon en extinction (Fig. 3.21c, vert), LWC (3.21d, vert) et N (3.21e, vert). Lorsque la distribution du CDP ballon devient bimodale avec l'établissement d'un mode centré sur 20 μm (Fig. 3.22a, bleu clair), la concentration de petites gouttelettes du CDP ballon s'affaïsse, en accord avec les deux FM120 (Fig. 3.22b) mais la concentration de larges gouttelettes du CDP orientable est sous-estimée (Fig. 3.22a, bleu clair). Ce comportement des 2 CDPs est représentatif des 4 épisodes échantillonnés, présentant une corrélation en LWC correcte après l'établissement du mode de larges gouttelettes (Fig. C4, a,b,c,d, rouge), la régression en N étant peu modifiée quel que soit le mode de la distribution (Fig. C4, e,f,g,h). Ces résultats indiquent que la concentration du CDP orientable est sous-estimée malgré des diamètres modaux correctement restitués, la corrélation en D_{eff} étant satisfaisante quelle que soit la forme de la distribution (Fig. C4, i,j,k,l).

La comparaison des 2 CDPs avec les 2 FM120 a montré des écarts sur le mode de petites gouttelettes, centré sur 9-10 μm pour les 2 CDP et 6 μm pour les 2 FM120. Cette différence pourrait être causée par une sous-estimation et une surestimation respectivement du diamètre et de la concentration de petites gouttelettes du FM120, déjà mis en évidence dans la thèse de [Fathalli \(2022\)](#). Par ailleurs, l'accord satisfaisant dans le mode de larges gouttelettes conforte la confiance accordée dans les mesures du CDP ballon pour l'exploration de la structure verticale du brouillard en Sec. 5 et 6. Cette étude illustre l'incertitude associée aux mesures microphysiques. Une analyse plus poussée est nécessaire pour mieux évaluer les conditions et paramètres qui influencent ces résultats mais cela sort du contexte de cette thèse.

Analyse du PVM et validation générale avec le PWD

Les mesures du PVM Jachère, médiocres durant SOFOG3D, (Tab 3.3), sont cohérentes en extinction (Fig 3.21c, orange) et LWC (Fig 3.21d, orange) avec les autres instruments malgré une sous-estimation en extinction par rapport au PWD (3.21b, noir). La corrélation satisfaisante du PVM en extinction avec le PWD, représentative des autres instruments, est observée durant les deux hivers de mesures, seuls 4 épisodes présentant des valeurs de r (PVM en fonction du PWD) inférieures à 0.7 (Fig. C5), ce qui est imputable en partie à la diminution de l'offset optique. Cependant, la sous-estimation de l'extinction du PVM par rapport au PWD est confirmée, traduite par des valeurs de pente s'échelonnant entre 0.17 et 0.71 (hormis pour l'épisode c2 de l'hiver 2021/2022 où les mesures du PVM sont douteuses, Sec. 6.6).

Cette sous-estimation du PVM peut être expliquée par une mauvaise calibration. En effet, malgré une incertitude faible en LWC, de l'ordre de 15 % d'après [Gerber et al. \(1994\)](#),

Wendisch et al. (2002) ont montré une diminution de l'efficacité de collection du PVM pour des gouttelettes de diamètre supérieur à 20 μm . Une perte de sensibilité du PVM lorsque la concentration devient faible est proposée par Wendisch (1998). Par ailleurs, la validation des mesures du PVM dans la thèse de Mazoyer (2016), dans le cadre de la campagne ParisFog (Sec. 1.4), a montré une sous-estimation jusqu'à un facteur 2 par rapport à un visibilimètre. Des valeurs plus élevées de LWC et D_{eff} du PVM par rapport au FM100 sont cependant observées par Burnet et al. (2012) mais associées à une sous-estimation du FM100. Enfin, la validation du PVM, installé à 50 m sur un mât durant la campagne Bure, a montré des résultats cohérents avec le CDP (Fathalli, 2022). Ainsi, les observations durant la campagne IntercompToulouse montrent la sensibilité du PVM à la calibration. Une correction du biais moyen en calibration du PVM est nécessaire afin d'approfondir son incertitude de mesure.

Analyse du FM100 et impact du vent

L'épisode du 22 Février 2023 a été sélectionné car il présente une direction de vent variable durant la nuit (Fig 3.21b, vert), permettant d'étudier l'impact de la direction et force du vent sur les mesures du FM100. Une diminution en N (Fig. 3.21d, bleu) et LWC (Fig. 3.21c, bleu) est en effet observée de 0340 UTC à 0405 UTC puis de 0430 UTC à 0445 UTC lorsque le vent vire NO et N respectivement (Fig 3.21b, rouge), soit latéralement par rapport à l'axe d'aspiration du FM100. Les spectres dimensionnels, durant la première période, indiquent une diminution de la concentration de larges gouttelettes du FM100 (Fig. 3.22b, croix), de 0340 UTC (bleu clair) à 0400 UTC (vert). Le diamètre du mode de larges gouttelettes demeure cependant stable, associé à des valeurs de diamètre volumique moyen en accord avec les autres instruments (Fig. 3.21f, bleu). Au regard des faibles forces de vent mesurées, inférieures à 1 m s^{-1} durant cette période (Fig 3.21b, vert), ces observations sont en accord avec Guyot et al. (2015) qui constatent un faible rétrécissement de la distribution ainsi qu'une faible diminution du D_{eff} pour des forces de vent inférieures à 3 m s^{-1} .

L'impact de la direction du vent sur les mesures du FM100 est étudié statistiquement à partir des observations du second hiver de mesures. On compare dans un premier temps avec les mesures du PWD. Le coefficient de corrélation entre les mesures du FM100 et PWD est déterminé par tranche de 45° de l'angle θ correspondant à la différence angulaire entre la direction du vent et l'axe d'aspiration du FM100, orienté sud-sud-ouest (Fig 3.23a).

Les résultats sont reportés sur la Fig. 3.23b, en lien avec la répartition de la direction du vent mesurée durant la campagne IntercompToulouse, indiquée sur la Fig. 3.23a. On observe que r diminue avec l'augmentation de θ (Fig. 3.23b). La meilleure corrélation est obtenue avec $|\theta| < 22.5^\circ$ où r vaut 0.82, représentative des conditions coaxiales (Sec. 3.1). Au-delà de 30° en θ , la perte de collection des gouttelettes (Guyot et al., 2015) du FM100 devient significative, les plus faibles corrélations étant en effet obtenues lorsque la direction du vent est latérale et opposée à l'axe d'aspiration du FM100 (Fig. 3.23b). Cependant, ces observations sont à nuancer car on constate que r est également meilleur lorsque le nombre d'échantillon est grand, les directions latérales et opposées correspondant à un nombre d'échantillon significativement

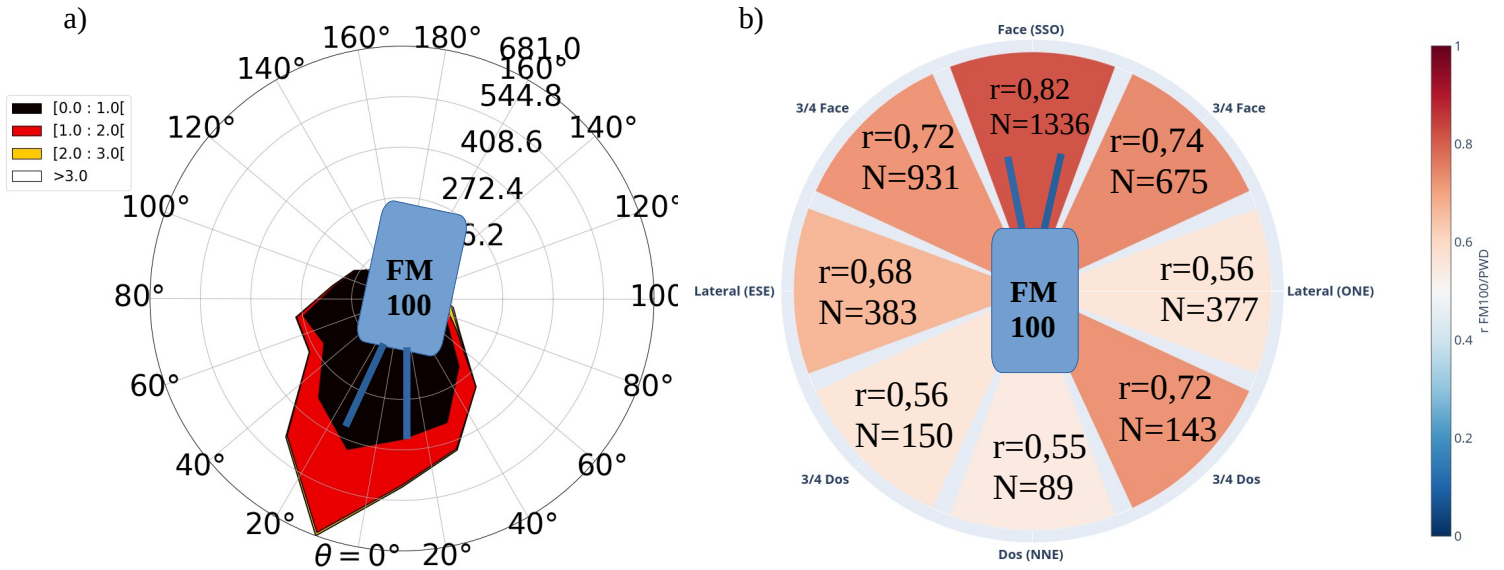


Figure 3.23: (a) Rose des vents durant IntercompToulouse. La force du vent en ms^{-1} est indiquée en couleurs (b) Coefficient de corrélation r entre l'extinction du PWD et du FM100 en fonction de la différence d'angle θ entre l'axe d'aspiration du FM100 et la direction du vent, indiquée en (a). Le nombre de points est indiqué pour chaque tranche angulaire. Le FM100 est orienté en (a) dans la direction sud-sud-ouest (b) face au vent.

réduit par rapport aux conditions coxiales en raison d'une direction de vent moins fréquente (Fig 3.23a). On remarque par ailleurs une très bonne corrélation pour une direction 3/4 dos. Une hypothèse réside dans la présence d'un obstacle, modifiant l'écoulement du flux mais le faible nombre d'échantillon pourrait également être une explication. Enfin, même en configuration défavorable, la corrélation du FM100 avec le PWD demeure correcte avec des valeurs de r supérieures à 0.5. Ces résultats indiquent que l'impact du vent sur les mesures du FM100 est significatif mais pas critique. [Guyot et al. \(2015\)](#) font le même constat et justifient la perte d'efficacité raisonnable du FM100 par une tête de prélèvement constituée d'une grande ouverture, minimisant l'impact du vent (Fig. 3.2). Une autre hypothèse réside dans des gouttelettes échantillonnées de faibles diamètres, moins affectées par l'impact du vent et conduisant à une faible perte de collection.

Nous analysons dans une seconde étape l'impact sur les valeurs de N , LWC et D_{eff} . Le ratio entre le FM100 et FM120 Jachère est également déterminé, en appliquant des moyennes minutes. Malgré la surestimation de la concentration de petites gouttelettes du FM120 Jachère mis en évidence par [Fathalli \(2022\)](#), le FM120 Jachère a été sélectionné car présentant le plus de périodes de fonctionnement par rapport aux autres instruments. Ce choix est conforté par un accord satisfaisant observé entre les 3 Fog Monitor en termes de distributions dimensionnelles lors de l'épisode du 23 Février 2023 (Fig 3.22b). De plus, les valeurs de concentration observées durant IntercompToulouse, de l'ordre de 50 à 200 cm^{-3} (Fig 3.21e), apparaissent significativement plus élevées que sur le site de la forêt durant la campagne SOFOG3D, inférieures à 30 cm^{-3} (Fig 3.15d), permettant une évaluation représen-

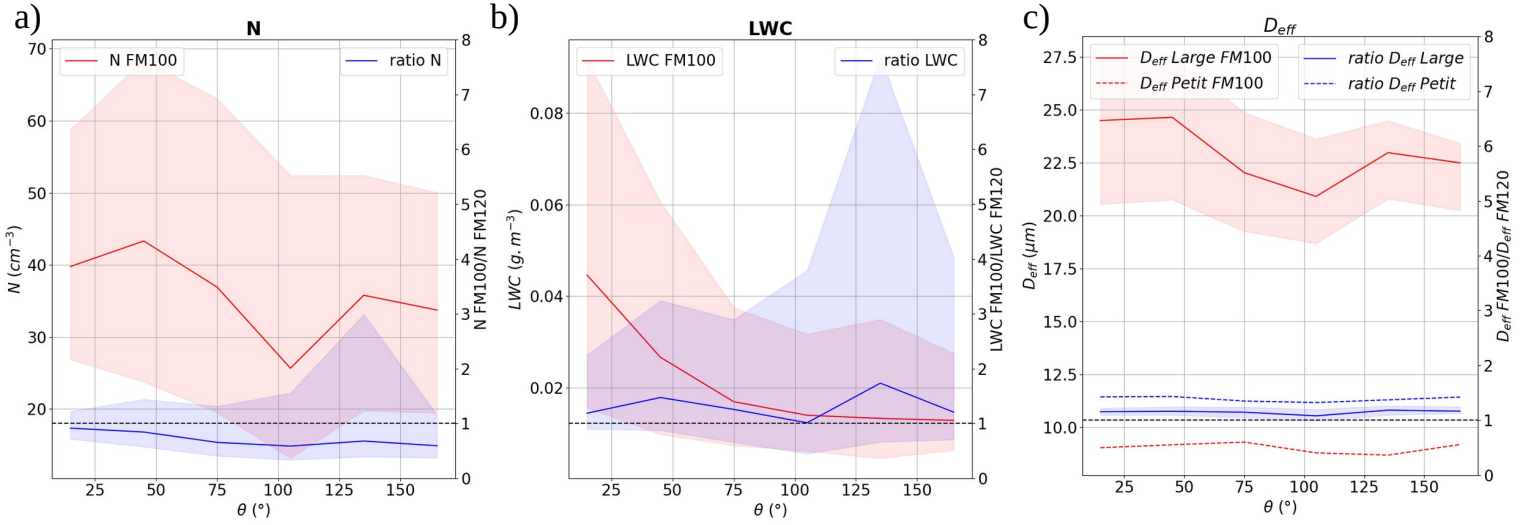


Figure 3.24: (a) Concentration mesurée par le FM100 (rouge) et ratio (bleu) N_{FM100}/N_{FM120} (b) LWC et ratio LWC_{FM100}/LWC_{FM120} (c) D_{eff} et ratio $D_{effFM100}/D_{effFM120}$, en fonction de la différence d'angle entre l'axe d'aspiration du FM100 et la direction du vent. L'enveloppe de couleur correspond à la distribution entre le quantile 25 et 75. Les diamètres effectifs et ratios calculés en (c) correspondant au mode de larges (respectivement petites) gouttelettes sont indiqués par des traits pleins (tiretés)

tative de l'impact du vent sur la concentration. Par ailleurs, une distinction à $15\ \mu\text{m}$ a été effectuée sur les valeurs de D_{eff} afin de discriminer le mode de petites et larges gouttelettes, conforme au seuil de $14\ \mu\text{m}$ proposé par [Guyot et al. \(2015\)](#).

On a reporté les résultats sur la Fig. 3.24. On observe que l'impact sur la concentration (Fig. 3.24a) montre une diminution de N (Fig. 3.24a, rouge) et du rapport N_{FM100}/N_{FM120} (Fig. 3.24a, bleu) jusqu'à 100° (Fig. 3.24a), représentant une baisse de 21 % et 35 % respectivement par rapport aux conditions coaxiales ($\theta = 0^\circ C$). Ces résultats sont cependant associés à un écart interquartile significatif des valeurs de N (Fig 3.24a, rouge). L'influence sur le LWC est le plus significatif, traduisant l'impact du vent sur les grosses gouttelettes. Le LWC du FM100 diminue en effet avec l'augmentation de θ (Fig. 3.24b, rouge), une baisse de 70 % étant observée à 180° mais le ratio LWC_{FM100}/LWC_{FM120} apparaît peu impacté (Fig. 3.24b, bleu). Une augmentation du rapport LWC_{FM100}/LWC_{FM120} est également observée pour $\theta = 135^\circ$, pouvant être causée par la présence d'un obstacle perturbant l'écoulement du flux. Enfin, l'impact du vent sur le D_{eff} est le moins significatif (Fig. 3.24c), associé à une diminution de 15 % à 100° (Fig. 3.24c, rouge). Considérant les faibles forces de vent mesurées durant IntercompToulouse, majoritairement inférieures à $2\ \text{m s}^{-1}$ (Fig 3.23a), ces observations sont cohérentes avec [Guyot et al. \(2015\)](#), constatant un faible rétrécissement du spectre pour des forces de vent inférieures à $3\ \text{m s}^{-1}$. Ainsi, l'impact du vent apparaît significatif sur la concentration et surtout le LWC, en accord avec les résultats de [Spiegel et al. \(2012\)](#), avec une diminution observée de l'ordre de 30 % en N et 70 % en LWC, le diamètre effectif demeurant peu impacté. Ces résultats montrent que le taux de comptage, en particulier des larges gouttelettes, diminue significativement sous l'influence du vent. Une configuration coaxiale

Table 3.5: Tableau récapitulatif du nombre d'épisodes validés durant IntercompToulouse. Les mêmes seuils qu'à SOFOG3D sont utilisés, i.e. $r > 0.8$ et $0.6 < a < 1.4$. Les FM120 Jachère et BASTA ainsi que les CDP ballon et orientable sont comparés entre eux. Seule la comparaison avec le mode de larges gouttelettes est considérée entre les deux CDP. Le PVM et le FM100 sont comparés au PWD. Les conditions coaxiales pour le FM100 correspondent à $\theta < 30^\circ\text{C}$.

Variable	FM120 Jachère/BASTA	CDP Ballon/Orientable	PVM Jachère	FM100
Extinction	13/24	0/4	2/23	r=0.81 co-axial
LWC	5/24	2/4	-	-
N	23/24	0/4	-	-
D_{eff}	20/24	2/4	-	-

semble donc essentielle afin de restituer correctement le LWC dans le cas d'un instrument à orientation fixe comme le FM100, comme le préconisent également [Doulgeris et al. \(2020\)](#).

En conclusion, l'analyse des observations de la campagne IntercompToulouse a poursuivi la validation des instruments déployés durant SOFOG3D. Les comparaisons en App. 6.6 sont synthétisées dans le Tab. 3.5. En termes d'incertitudes, les principaux résultats sont :

- Le CDP ballon, dont la validation a été rendue difficile par la variabilité spatiale du brouillard durant SOFOG3D, a présenté une distribution dimensionnelle comparable aux 3 Fog Monitor. En particulier, le diamètre du mode de larges gouttelettes est comparable entre les 2 CDPs et les 2 Fog Monitor. Une sous-estimation de la concentration du CDP orientable est cependant observée malgré des diamètres modaux similaires. Cela se traduit par une comparaison entre les deux CDP mauvaise en concentration et extinction mais acceptable en LWC et D_{eff} (Tab. 3.5). Ces observations permettent de valider les mesures du CDP ballon et conforte son utilisation dans l'étude des propriétés microphysiques du brouillard sur la verticale, menée en Sec. 5 et 6.
- Des dysfonctionnements ont été constatés durant SOFOG3D dans les mesures du FM120 BASTA et PVM Jachère. Durant IntercompToulouse, les mesures de ces deux instruments ont indiqué une corrélation satisfaisante avec le FM120 Jachère et le PWD respectivement mais de faibles valeurs de pente sont observées en extinction et LWC (Tab 3.5). Ces résultats mettent en évidence la sensibilité des mesures à l'alignement, calibration et réglage des instruments. Une correction des biais en calibration apparaît donc nécessaire afin d'évaluer correctement l'incertitude de mesure.
- Enfin, l'impact du vent sur les mesures du FM100 a montré une meilleure corrélation avec le PWD en conditions coaxiales (Tab. 3.5), à nuancer cependant par un nombre d'échantillon plus grand. Le LWC apparaît comme le paramètre le plus sensible, illustrant l'impact du vent sur les larges gouttelettes. Une correction des valeurs de LWC du FM100 semble donc requise en conditions non coaxiales.

Cette section a montré la nécessité de valider les mesures des instruments déployés. La température de la sonde de température, embarquée sous le ballon captif avec le CDP, a également été analysée. Un biais froid a été identifié, détaillé dans la section suivante.

3.4 Biais de la sonde de turbulence

Un biais froid de la sonde de turbulence, utilisée sous le ballon captif durant SOFOG3D pour documenter le profil vertical des propriétés thermodynamiques du brouillard, a été identifié. Nous proposons une correction qui sera appliquée en Sec 6 pour l'étude des propriétés microphysiques sur la verticale.

3.4.1 Mise en évidence

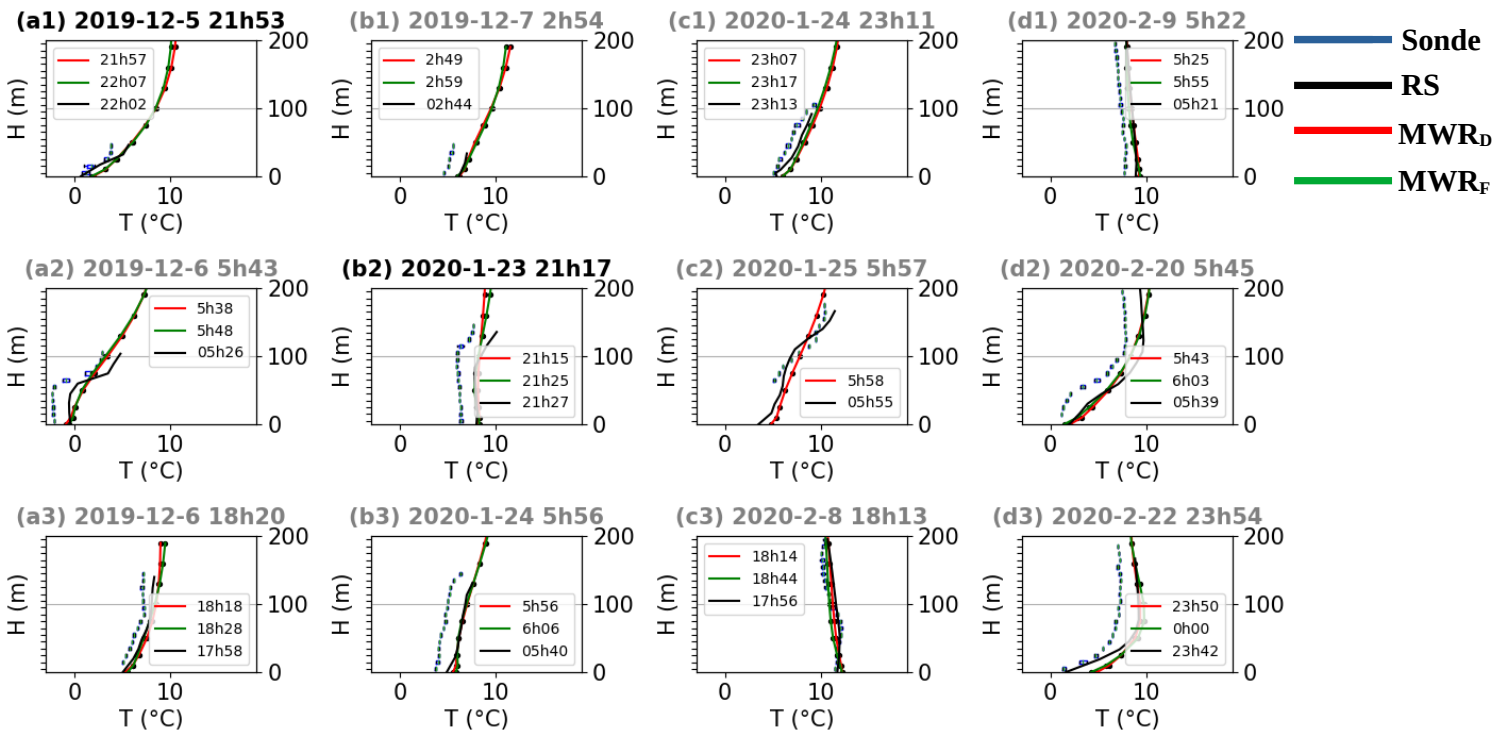


Figure 3.25: Profil vertical de la température mesurée par la sonde de turbulence (bleu), les radiosondages RS (noir) et le radiomètre MWR HATPRO (rouge, respectivement vert) le plus proche du début D (respectivement, fin F) du profil de la sonde de turbulence. Les portes du HATPRO sont indiquées par des points noirs. Les lancers de radiosondage dans le brouillard (en dehors) sont indiqués en noir (en gris). Les RS a2 et a3 ont été opérés dans les 10 minutes précédant la formation et suivant la formation de brouillard respectivement.

La température de la sonde de turbulence est comparée aux radiosondages RS41 opérés durant SOFOG3D, considérés comme référence dans cette étude. Pour chaque lancer de RS41, le profil vertical de la sonde de turbulence le plus proche verticalement et temporellement a été sélectionné sur une fenêtre temporelle de 30 min. Les mesures des profils verticaux de température des RS41 et de la sonde de turbulence sont comparées à une résolution verticale de 10 m en raison de la vitesse d'ascension rapide du RS41, de l'ordre de 5 à 7 m s⁻¹ (Jensen et al., 2016). Au total, 23 radiosondages ont été considérés, dont la comparaison en température avec la sonde de turbulence pour 12 d'entre eux est illustrée sur la Fig. 3.25. Seuls 5 RS41 ont été lancés stricto sensu dans le brouillard, indiqués en gris. Cependant, la majorité d'entre

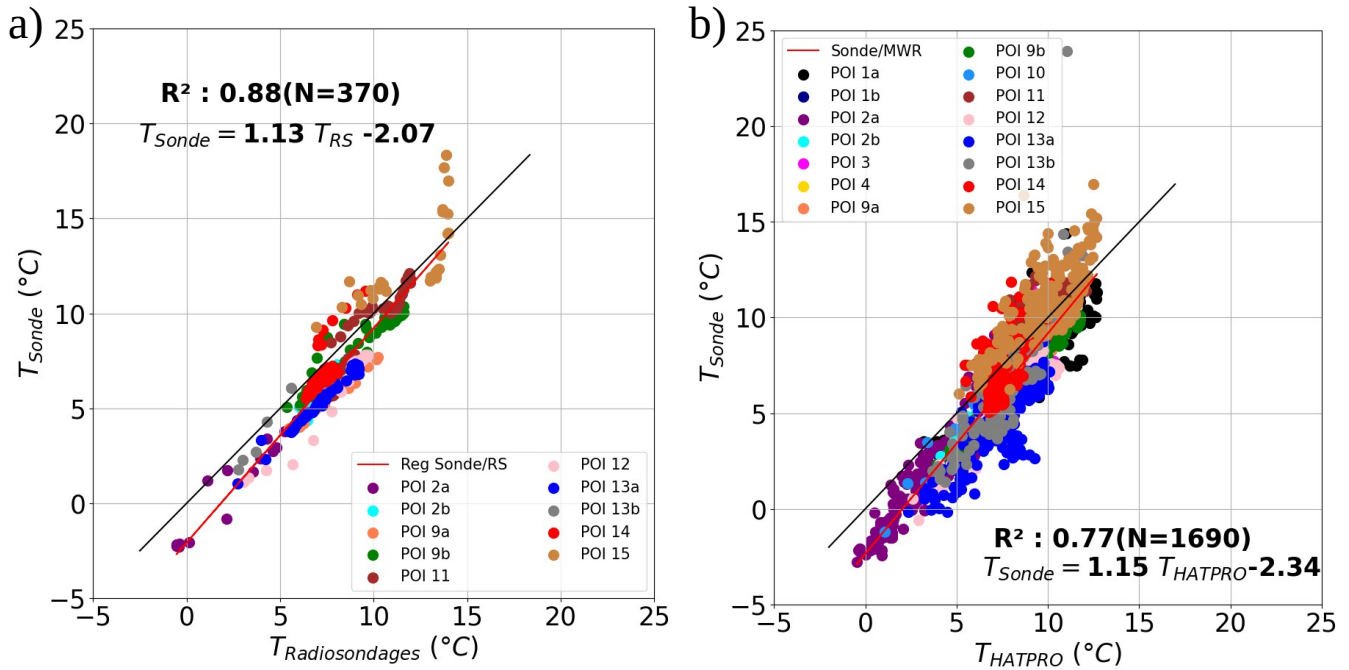


Figure 3.26: Température de la sonde de turbulence en fonction de la température (a) des radiosondages (b) du radiomètre HATPRO. La couleur des points dépend de l'épisode.

eux ont été réalisés peu avant la formation du brouillard (a3,c1,d3), durant une période temporaire de brume (b1) ou peu après la dissipation (a2,d1), caractérisés par une masse d'air à saturation ou à une humidité relative supérieure à 95 % sur une épaisseur significative.

Une sous-estimation de la température de la sonde de turbulence est constatée sur plusieurs profils verticaux, de l'ordre de 1.5 °C, oscillant entre 0.4 °C (c3) et 2 °C (b3,d2). La forme du profil est cependant correctement restituée par la sonde au sol (d3) et au sommet (a2). Un biais positif est constaté durant les POI 11, 14 et 15 (non montré) dont la raison n'est pas claire. Ce biais froid observé avec les radiosondages est confirmé par comparaison avec les mesures du radiomètre HATPRO. Un accord satisfaisant est en effet observé entre les RS41 et le HATPRO sur la majorité des lancers de radiosondage (Fig. 3.25), hormis proche du sol en cas de couche d'inversion marquée (c3) ou de pied convectif en lien avec la faible résolution verticale du HATPRO près du sol. Ce biais froid de la sonde de turbulence présent en conditions proches de la saturation apparaît également pour les radiosondages opérés avant la formation du brouillard (c3), où l'humidité au sol est de l'ordre de 90 % (non montré), ainsi qu'en conditions plus sèches (d2).

3.4.2 Variabilité temporelle et verticale

La comparaison de la température de la sonde de turbulence avec les radiosondages, réalisée par tranche d'altitude de 10 m sur les 23 profils sélectionnés, est reportée sur la Fig. 3.26a. Pour la comparaison avec le HATPRO (Fig. 3.26b), toutes les mesures de la sonde

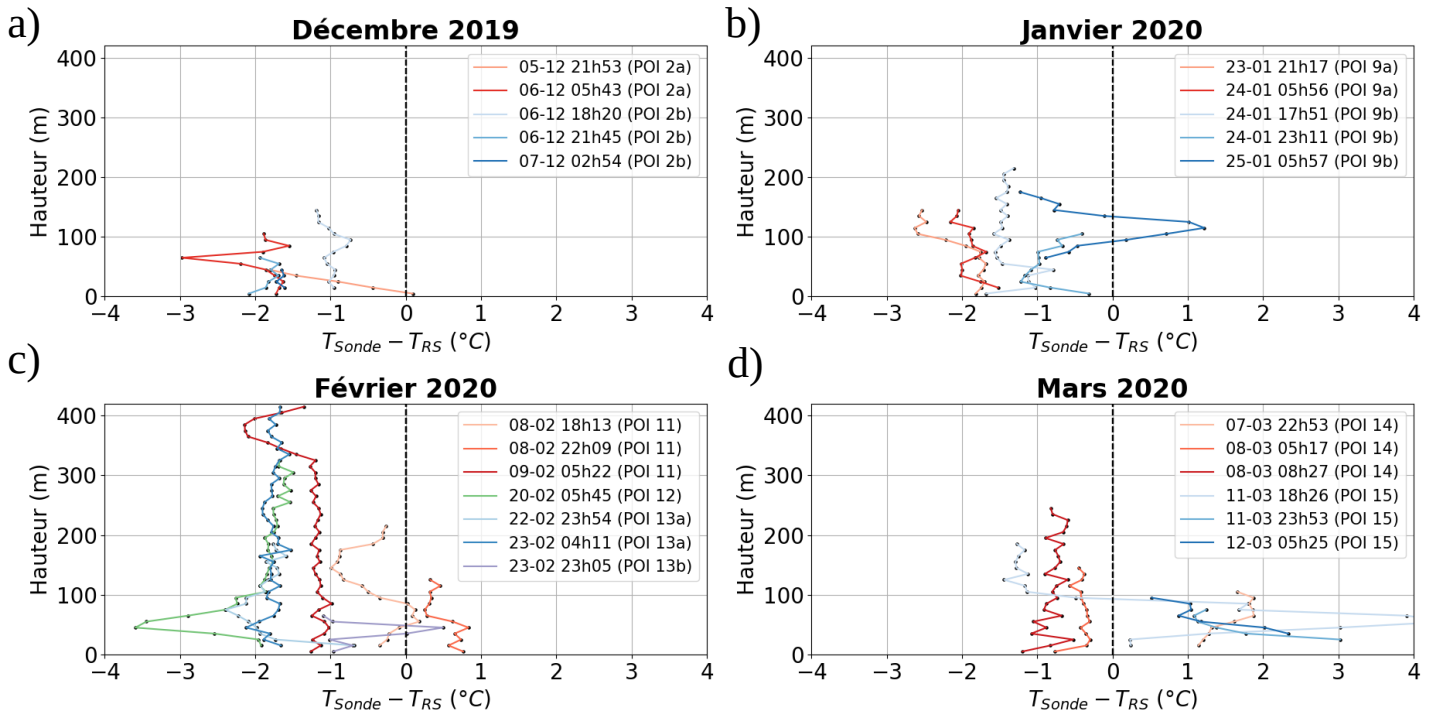


Figure 3.27: Profil vertical de la différence entre la température de la sonde de turbulence et des radiosondages pour les mois de (a) décembre 2019 (b) janvier 2020 (c) février 2020 (d) mars 2020. Les profils d'un même épisode sont indiqués par un dégradé du clair au foncé.

de turbulence sont considérées à chaque hauteur de porte du HATPRO en fixant un seuil de tolérance de la hauteur de la sonde à plus ou moins 2.5 m. Le nombre d'échantillons est par conséquent plus élevé avec le radiomètre, étendant l'étude aux épisodes où aucun lancer de radiosondages n'a été effectué (POI 1a,1b,3,4,10), ajoutant 278 points de comparaison. Les mesures du radiomètre HATPRO sont cependant moins précises que les radiosondages, notamment en cas de forte inversion de température (Löhnert and Maier, 2012; Massaro et al., 2015). Cependant, dans la couche limite, Martinet et al. (2017) ont montré la capacité du HATPRO à restituer correctement les inversions proches de la surface en conditions stables. Durant la campagne SOFOG3D, le radiomètre HATPRO déployé sur le site de Charbonnière a présenté un accord satisfaisant avec les radiosondages, le biais obtenu étant inférieur à 0.5 K jusqu'à 2 km d'altitude (Martinet et al., 2022). Les statistiques confirment un biais froid de la sonde de turbulence par rapport aux radiosondages pour des températures inférieures à 7.5 °C, une plus grande dispersion étant constatée pour des températures supérieures (Fig. 3.26a). Une même tendance est observée avec le radiomètre (Fig. 3.26b), avec cependant plus de dispersion, le coefficient de détermination R^2 valant 0.77 contre 0.88 avec les radiosondages.

Afin d'évaluer ce biais sur la verticale, on compare les différents profils sur la Fig. 3.27. On observe que le biais apparaît relativement homogène sur la verticale par comparaison avec les radiosondages (Fig. 3.27). Cela est confirmé par comparaison avec le radiomètre, illustrée sur la Fig. 3.28, présentant un biais froid de l'ordre de 1 à 2 °C, oscillant de 0.1 °C (Fig.

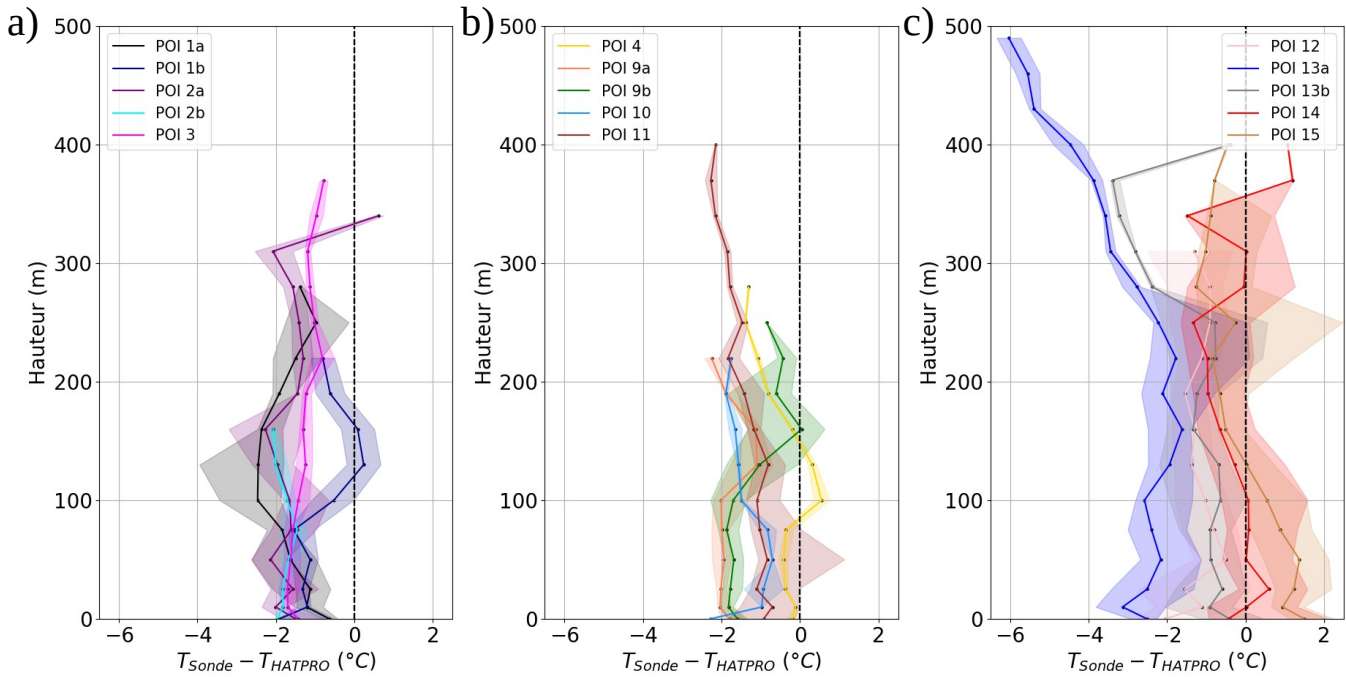


Figure 3.28: Profil vertical de la différence entre la température de la sonde de turbulence et du radiomètre HATPRO (a) de la POI N°1 à la POI N°3 (b) de la POI N°4 à la POI N°11 (c) de la POI N°12 à la POI N°15. L’enveloppe de couleur correspond aux quantiles 25 à 75.

3.28b, jaune) à 4 °C (Fig. 3.28c, bleu). Des écarts significatifs sont cependant observés au sol, possiblement causés par la variabilité des RS41 près du sol (Fig. 3.27a, rouge clair ; b, bleu) ainsi qu’au sommet du nuage entre 50 m (Fig. 3.27c, vert) et 370 m (Fig. 3.28c, gris). Une hypothèse pour expliquer les différences au sommet réside dans une diminution significative de l’humidité relative, induisant un écart en température en raison de l’évaporation des gouttelettes et humidifiant la sonde de turbulence. La comparaison avec le radiomètre indique également un biais négatif croissant au-dessus de 250 m sur certains profils (Fig. 3.28c, POI 13a, bleu), Cela pourrait être causé par une mauvaise restitution du radiomètre de l’inversion de température au sommet, constatée par comparaison avec les radiosondages sur certains profils de la POI 13a (non montré).

La variabilité du biais est analysée plus finement à l’échelle d’un épisode afin d’estimer si sa correction est applicable par épisode ou sur chaque profil vertical. La comparaison ponctuelle avec les radiosondages (Fig. 3.27) indique un biais variable, homogène (22 février) et hétérogène (8 février, 7 Mars) mais des mesures continues sont requises. Le manque de résolution verticale près de la surface du HATPRO rendant la comparaison difficile, les stations météorologiques ont donc été considérées : la station de Jachère à 10 mètres, à une hauteur suffisante pour s’affranchir du gradient vertical de température près du sol (Duynderke, 1999), ainsi que celles des tours de Tuzan et UKMO à 45 m et 50 m, qui minimisent de plus l’influence des hétérogénéités de surface. En raison de l’éloignement géographique de ces 3 sites par rapport à Charbonnière, respectivement 1.3 km (Jachère), 3.7 km (Tuzan) et 5.5 km (UKMO), des températures comparables sont nécessaires afin de garantir des conditions homogènes. La

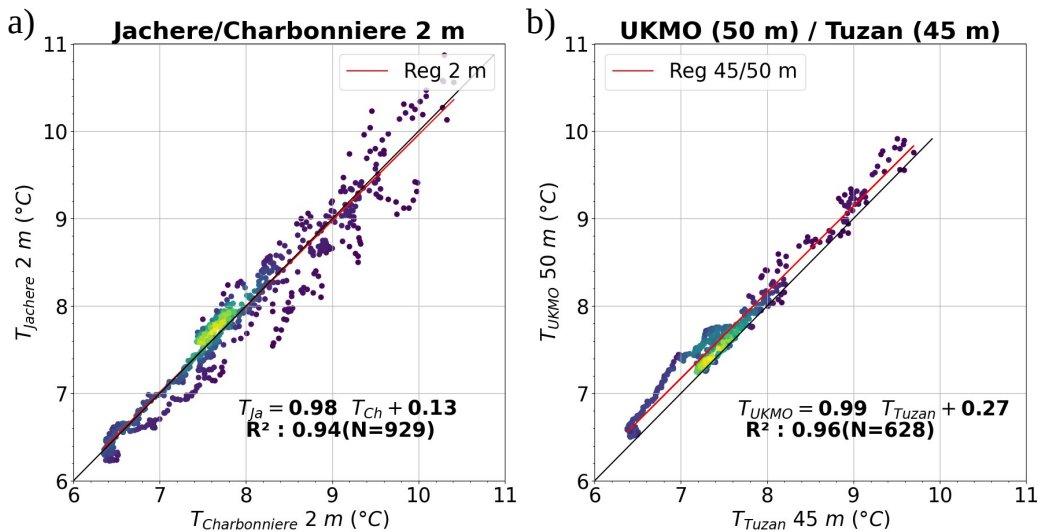


Figure 3.29: Température mesurée durant la POI 14 (a) à 2 m sur le site de Jachère et Charbonnière (b) A 50 m sur le site de UKMO et 45 m sur le site de Tuzan. Les mesures du site UKMO ne sont disponibles qu'à partir de 0000 UTC.

température a ainsi été comparée à 2 m entre les sites de Jachère et Charbonnière (pas de mesures à 10 m) et entre 45 et 50 m entre les sites de Tuzan et UKMO. L'épisode du 7 Mars 2020 (POI 14), illustré sur la Fig. 3.29 présente des conditions homogènes entre les 4 sites, traduites par un R^2 de respectivement 0.94 (Fig. 3.29a) et 0.96 (Fig. 3.29b).

La comparaison des mesures de la sonde de turbulence à 10 m (Charbonnière), 45 m (Tuzan) et 50 m (UKMO), en fixant un seuil de tolérance de 5 m sur la hauteur de la sonde de turbulence, est reportée sur la Fig. 3.30. Une évolution comparable est constatée. On observe en effet un biais d'abord positif jusqu'à 2300 UTC, de l'ordre de 1.5 à 2.1 °C à Jachère (Fig. 3.30a) et entre 1.4 °C et 3.5 °C à Tuzan (Fig. 3.30b) respectivement, diminuant à 1 °C à partir de 0100 UTC sur le site de Tuzan puis devenant faiblement négatif entre 0430 UTC et 0615 UTC, en accord avec les 3 sites. Le biais ne devient négatif de manière significative qu'à partir de 0730 UTC, de l'ordre de 0.7 °C sur le site de Jachère et entre -1 et -1.5 °C sur les sites de Tuzan et UKMO. Cette évolution est cohérente avec les trois radiosondages opérés durant la nuit (Fig. 3.27d), associée à un biais d'abord positif à 2253 UTC, plus marqué en altitude, devenant négatif de l'ordre de -0.5 °C à 0517 UTC et s'accroissant à 0827 UTC, atteignant -1 °C. Ces observations illustrent la variabilité du biais de la sonde de turbulence à l'échelle d'un même épisode, les différences ne pouvant être imputées à des conditions météorologiques hétérogènes entre les sites de mesures (Fig. 3.29).

Ainsi, le biais froid identifié dans les mesures de la sonde de turbulence présente un caractère homogène sur la verticale, hormis proche du sol et au sommet du nuage. Ce biais n'apparaît pas homogène temporellement à l'échelle de la campagne, devenant positif sur les dernières POIs, mais dépendant de la valeur absolue de la température, avec une forte dispersion. Il n'est pas davantage homogène durant un même épisode, des différences significatives ayant été constatées malgré des conditions météorologiques homogènes. Cela implique que la

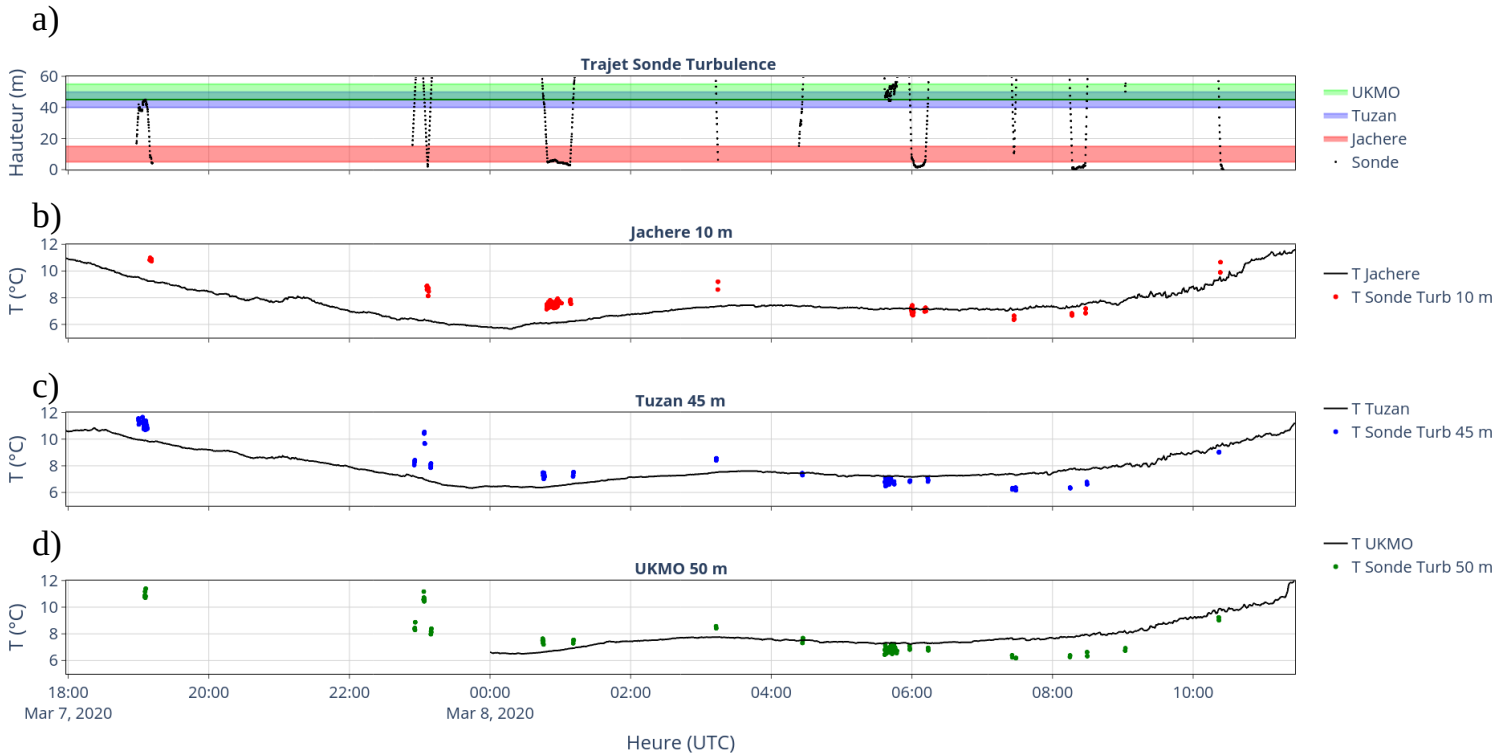


Figure 3.30: Évolution temporelle pour la POI 14 de (a) la hauteur de la sonde de turbulence sous ballon captif. Les tranches verticales entre 5 et 15 m, 40 et 50 m et 45 et 55 m sont indiquées en rouge, bleu et vert. (b) la température à 10 m à Jachère et sonde entre 5 et 15 m (c) la température à 45 m à Tuzan et sonde entre 40 et 50 m (d) la température à 50 m à UKMO et sonde entre 45 et 55 m. Mesures disponibles à partir de 0000 UTC sur site UKMO.

correction de ce biais doit a priori être appliquée à chaque profil vertical de la sonde.

3.4.3 Proposition de correction

La proposition de la correction du biais froid de la sonde de turbulence est la suivante :

- La correction est d'abord appliquée par comparaison avec les radiosondages sous la forme $T_{Sonde\ Corrigee} = aT_{Sonde} + b$ où a et b représentent respectivement la pente et l'ordonnée à l'origine de la régression linéaire entre les RS41 et la sonde de turbulence. Un exemple est illustré sur la Fig. 3.31, caractérisé par un biais froid relativement homogène sur la verticale, de l'ordre de -1.5 à -2°C (Fig. 3.31b). Après correction, le biais est significativement réduit, en particulier à partir de 100 m. La correction est cependant perfectible jusqu'à 25 m, associée à un biais chaud de l'ordre de 0.9°C (Fig. 3.31b). Sur les 23 radiosondages réalisés, 16 profils corrigés présentent un R^2 supérieur à 0.8 et une pente entre 0.7 et 1.3 (non montré), fixés comme seuils minimaux pour laquelle la correction est appliquée. Seuls les profils de plus de 5 points sont corrigés, excluant les brouillards de moins de 50 m d'épaisseur.

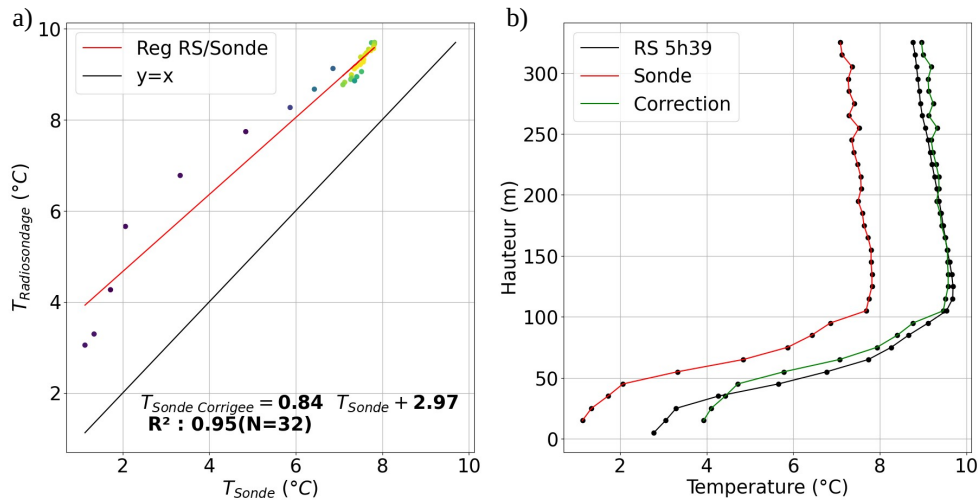


Figure 3.31: (a) Température mesurée par le radiosondage opéré le 20 février 2020 à 0539 UTC en fonction de la température de la sonde de turbulence (b) Profil vertical du radiosondage (noir), de la sonde de turbulence (rouge) initiale (vert) corrigée avec les radiosondages.

- Si aucun radiosondage n'est disponible sur une fenêtre temporelle de 30 min, les observations à 10 m de la station du site de Jachère sont considérées, sélectionnée en raison d'une part de sa proximité avec le site de Charbonnière (1.3 km) et d'autre part d'un accord satisfaisant globalement avec les radiosondages et la sonde de turbulence (non montré). Pour chaque profil vertical de la sonde est retranchée ou ajoutée la médiane de la différence avec la station, en appliquant un seuil de tolérance de 5 m sur la hauteur de la sonde. Seule une correction absolue est appliquée, garantissant néanmoins une correction régulière minimale du biais de la sonde de turbulence.

Afin d'identifier la cause de ce biais, des expérimentations sont actuellement réalisées dans le champ d'expérimentation du CNRM, en coopération avec l'équipe 4M et TRAMM du groupe GMEI du CNRM. Un biais froid de l'ordre de 2 °C a été mis en évidence avec la version utilisée durant la campagne SOFOG3D par rapport à une sonde de référence, en accord avec les résultats décrits dans cette section mais le biais apparaît plus systématique. Des analyses plus approfondies sont actuellement en cours d'étude dans l'équipe 4M dont les premiers résultats tendent à imputer le système d'acquisition.

3.5 Conclusion

Les propriétés des brouillards échantillonnés durant les 6 mois de mesures de la campagne SOFOG3D ont tout d'abord été documentées en termes de type, durée de vie, persistance, et visibilité minimale. Les visibilités minimales et proportions de brouillards persistants sont apparus comparables à la climatologie réalisée sur 6 stations du sud-ouest de la France mais des différences ont été observées en termes de durées de vie notamment. Ces résultats globalement en accord soulignent la représentativité de la campagne SOFOG3D dans la climatologie du brouillard dans le sud-ouest. Peu de différences ont par ailleurs été constatées entre brouil-

lard radiatif et radiatif-advectif, majoritairement observés durant la campagne, confirmant l'hypothèse que le type de brouillard est déterminé par ses mécanismes de formation.

Dans un second temps, les instruments microphysiques déployés sur les différents sites ont été validés, étape nécessaire en raison de l'incertitude de mesure importante. Les résultats ont montré une validation satisfaisante sur le site de Jachère, 18 épisodes ayant été validés, mais plus mauvaise sur les sites BASTA et Forêt, où respectivement 3 épisodes et toutes les mesures ont été invalidées. La validation a mis en évidence la forte incertitude de mesure sur les différents sites, ne permettant pas d'étudier l'impact des hétérogénéités de surface sur la microphysique. De plus, la validation des mesures du CDP au sol sur le site de Charbonnière, par comparaison avec le Fog Monitor à 2.5 m du site de Jachère, a été rendue difficile en raison de la variabilité spatiale du brouillard. L'utilisation de 2 seuils en hauteur maximale du CDP, à respectivement 5 m et 15 m, a montré la forte variabilité de la microphysique sur la verticale près du sol, en particulier de la concentration de gouttelettes. Les faibles concentrations observées au sol ont conduit à des différences marquées entre le CDP et FM120, alors que la comparaison s'est avérée satisfaisante en LWC et D_{eff} avec un seuil de 5 m.

Pour évaluer l'incertitude, j'ai réalisé une campagne d'intercomparaison, déployant les mêmes instruments qu'à SOFOG3D, dans le champ d'expérimentation du CNRM entre 2021 et 2023. Les mesures du CDP ont présenté un accord satisfaisant avec les autres instruments. Une différence a cependant été constatée avec les Fog Monitor dans la restitution du mode de petites gouttelettes, causée probablement par une surestimation du Fog Monitor. Ces observations motivent l'utilisation du CDP pour sonder la structure verticale du brouillard. Par ailleurs, malgré de bonnes corrélations, certains instruments ont présenté des dysfonctionnements, illustrant la sensibilité des mesures à l'alignement, calibration et réglage des instruments. Enfin, l'impact du vent sur les mesures du FM100 a été analysé, indiquant une meilleure corrélation avec le visibilimètre en conditions coaxiales et une diminution significative du LWC lorsque ces conditions ne sont pas vérifiées. Ces résultats soulignent la nécessité de conditions coaxiales pour la mesure de LWC du FM100.

Enfin, le biais froid identifié dans les mesures de la sonde de turbulence a été analysé. Ce biais est apparu relativement homogène sur la verticale, hormis près du sol et au sommet du nuage, mais hétérogène temporellement, à l'échelle de la campagne et durant un même épisode. La correction proposée tire parti des radiosondages réalisés durant la campagne, à laquelle s'ajoute une correction absolue, issue de la température de la station du site de Jachère.

La validation des données a ainsi mis en évidence des problèmes de fonctionnement, pour l'essentiel identifiés et corrigés. Cette phase essentielle garantit des mesures validées, dans l'étude des propriétés microphysiques au sol et en altitude, menée dans les trois sections suivantes. La documentation et caractérisation de la structure verticale du brouillard est étudiée en Sec 5 et 6, l'analyse des propriétés microphysiques au sol fait, quant à elle, l'objet de la section suivante.

Documentation et évolution des propriétés microphysiques au sol

Contents

4.1	Introduction	104
4.2	Propriétés microphysiques générales mesurées au sol	104
4.2.1	Grandeurs microphysiques	104
4.2.2	Distributions dimensionnelles à la formation	107
4.3	Évolution du cycle de vie au sol	111
4.3.1	Minimum de température et visibilité	112
4.3.2	Cas d'étude : POI 11	113
4.4	Conclusion	118

Ce chapitre présente les propriétés microphysiques au sol des brouillards échantillonnés durant la campagne SOFOG3D. Les caractéristiques générales de chaque épisode sont d'abord documentées en termes de grandeurs microphysiques et distributions dimensionnelles. Puis, une étude de l'évolution du cycle de vie est menée à partir d'un cas d'étude, permettant de comparer l'évolution au sol avec le développement vertical du brouillard.

4.1 Introduction

La validation des instruments microphysiques au sol a permis de conserver 20 épisodes sur le site de la Jachère, en combinant les mesures du FM120 et PVM (Sec 3.3.1). 18 épisodes ont été validés avec le FM120, répartis en 9 épisodes radiatifs-advectifs sur 11 échantillons, 7 radiatifs sur 14, 1 affaissement de stratus sur 2 et 1 brouillard de précipitation sur 2, tandis que les deux cas où le FM120 a été invalidé et le PVM validé correspondent aux épisodes des 28 et 29 décembre 2019 (Tab. 3.3). Sur le site BASTA, seuls 3 cas ont été validés et toutes les mesures ont été invalidées sur le site de la Forêt. En conséquence, les propriétés microphysiques documentées dans ce chapitre sont représentatives des brouillards échantillonnés sur les sites ouverts qui ne pourront être comparés aux brouillards observés sur le site de la Forêt.

Dans cette section sont analysés les spectres dimensionnels, en particulier les différents modes et la présence de larges gouttelettes voire de bruine, ainsi que les grandeurs microphysiques, en termes de concentration, LWC et diamètre caractéristique. Le diamètre effectif D_{eff} a été choisi, qui est un paramètre de référence utilisé dans les simulations numériques, en particulier en donnée d'entrée des modèles de transfert radiatif (Stephens, 1978; Slingo and Schrecker, 1982). La caractérisation des grandeurs microphysiques mesurées par le FM120 Jachère durant la campagne SOFOG3D a débuté lors d'un stage de M2, mené par Ines Vongpaseut sur l'impact des aérosols sur le cycle de vie du brouillard. Les résultats présentés dans cette section sont complémentaires à ceux de Vongpaseut (2022), qui a mis en évidence une faible concentration d'aérosols, une faible concentration de gouttelettes activées à la formation, de l'ordre de 25 cm^{-3} , ainsi que des spectres de gouttelettes bimodaux au cours de la phase de formation, caractérisés par un diamètre du mode de larges gouttelettes de l'ordre de $20 \mu\text{m}$.

L'objectif est de déterminer les valeurs microphysiques caractéristiques mesurées durant SOFOG3D, afin d'une part de les comparer aux campagnes précédentes. En effet, on peut s'attendre à des différences importantes dans cette région, caractérisée par la forêt des Landes et un environnement agricole, et la relative proximité de l'océan, par rapport aux sites péri-urbains du SIRT (Haefelin et al., 2005) et de la campagne Wifex (Ghude et al., 2023). D'autre part, les grandeurs microphysiques mesurées pourront permettre d'ajuster les variables d'entrée des schémas radiatifs (D_{eff}) et microphysiques (N et LWC) des simulations numériques du brouillard menées en parallèle de cette thèse. L'état de l'art a en effet montré un défaut fréquent des prévisions de brouillard à surestimer la concentration et le LWC, induisant une transition de brouillard optiquement fin à épais (Sec 1.2) trop précoce (Boutle et al., 2018; Ducongé et al., 2020).

4.2 Propriétés microphysiques générales mesurées au sol

4.2.1 Grandeurs microphysiques

Les mesures du FM120 Jachère sont d'abord analysées. Pour chaque épisode, on calcule la distribution des paramètres à la fréquence de 1 min. Les valeurs médianes sont reportées sur la

Fig. 4.1, avec les quantiles 25 et 75 et des symboles différents selon le type de brouillard. Les valeurs médianes de N et LWC mesurées par le Fog Monitor durant la campagne SOFOG3D sont respectivement inférieures à 60 cm^{-3} et 0.1 g m^{-3} sauf un épisode classé radiatif-advectif qui présente des valeurs supérieures à 100 cm^{-3} et 0.15 g m^{-3} respectivement (Fig. 4.1a, losange vert). Les concentrations observées se situent entre 20 et 40 cm^{-3} en quantiles 25 et 75 avec une médiane à 25 cm^{-3} , inférieures à toutes les campagnes précédentes qui indiquent des ordres de grandeur jusqu'à 200 cm^{-3} (Tab 1.1). Une hypothèse pouvant expliquer les faibles concentrations de gouttelettes observées réside dans de faibles sursaturations et concentrations en aérosols, associées selon [Vongpaseut \(2022\)](#) à la ruralité et proximité maritime du site de mesures. En effet, la concentration de gouttelettes dans le brouillard est directement déterminée par la sursaturation via la théorie de Köhler ([Mazoyer et al., 2019](#)). Plus la sursaturation est faible, plus le diamètre d'activation est élevé (Sec 1.1.3) et plus les valeurs de N sont par conséquent faibles. Cette hypothèse est confirmée par [Vongpaseut \(2022\)](#), déterminant une faible sursaturation durant SOFOG3D, entre 0.019 et 0.044 %, plus faible que sur le site péri-urbain du SIRTA où la sursaturation oscille entre 0.035 et 0.051 % en quantiles 25 et 75, avec des valeurs maximales à 0.15 % ([Mazoyer et al., 2019](#)).

Ces faibles valeurs en N sont associées à des diamètres effectifs élevés, s'échelonnant entre 16 et $23 \mu\text{m}$ avec une médiane à $20 \mu\text{m}$ pour le FM120 Jachère (Fig. 4.1b, pleins), en accord avec les mesures du FM120 BASTA (creux). Ces valeurs de D_{eff} apparaissent plus élevées que les autres campagnes de mesures, notamment sur le site du SIRTA (Fig. 1.17). Les épisodes radiatifs-advectifs présentent des valeurs de D_{eff} plus élevées que les cas radiatifs, les valeurs médianes étant respectivement de $22 \mu\text{m}$ et $16 \mu\text{m}$. En particulier, 5 des 8 épisodes caractérisés par un D_{eff} médian supérieur à $20 \mu\text{m}$ correspondent à des brouillards radiatifs-advectifs, en accord avec [Niu et al. \(2012\)](#) observant les plus fortes valeurs de diamètre moyen (Eq. 1.19) pour ces mêmes types de brouillard. La plus forte valeur de D_{eff} est cependant obtenue pour la POI 11, classée radiative.

Cette anti-corrélation observée entre la concentration et le diamètre effectif, en particulier pour les fortes valeurs de LWC (Fig. 4.1b, vert et rouge), est attendue. En effet, la croissance des gouttelettes dans le brouillard est directement dépendante de leur concentration, une plus faible concentration réduisant la compétition pour le partage de la vapeur d'eau disponible et favorisant la croissance des gouttelettes. Cependant, les valeurs très faibles de N n'impliquent pas des valeurs faibles de LWC (Fig. 4.1a), les LWC médians s'échelonnant entre 0.03 et 0.05 g m^{-3} en quantiles 25 et 75 avec une médiane à 0.04 g m^{-3} , dans l'ordre de grandeur des campagnes précédentes (Tab 1.1). Ces observations reflètent une évolution distincte de N et LWC , en accord avec [Mazoyer et al. \(2022\)](#). En effet, le LWC dépend principalement de la condensation, consécutive au refroidissement radiatif, alors que la concentration de gouttelettes résulte de l'activation des aérosols en gouttelettes (Sec 1.1.3), qui dépend des propriétés physico-chimiques des aérosols et de la sursaturation.

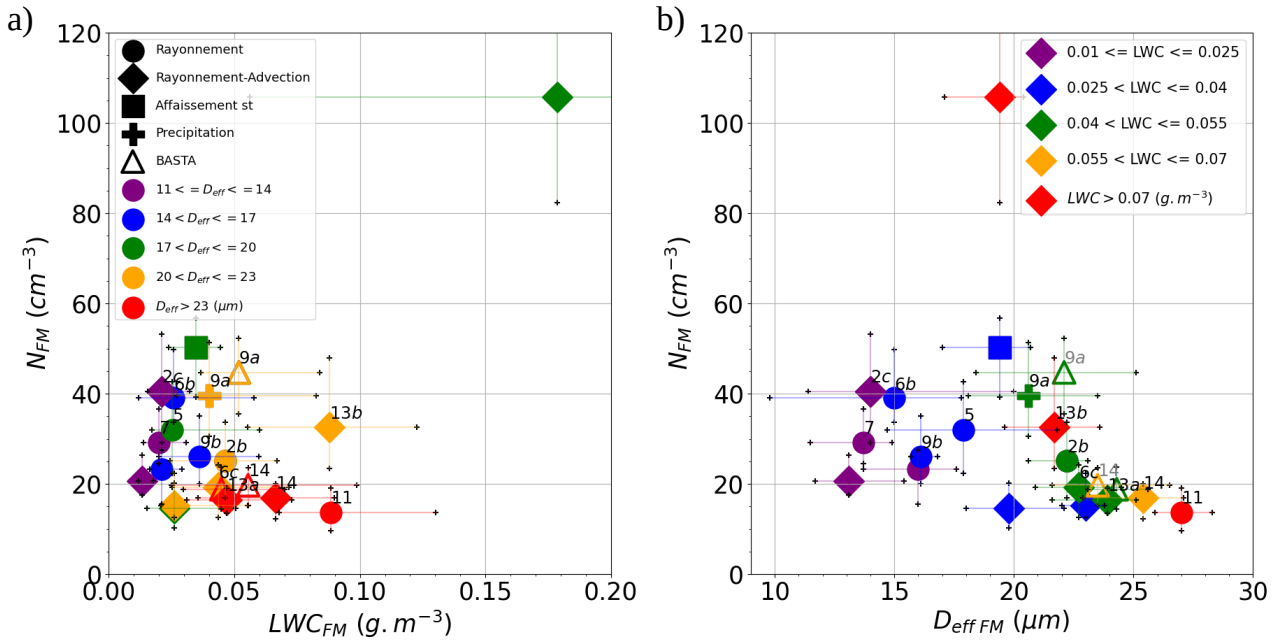


Figure 4.1: (a) N en fonction du LWC (b) N en fonction de D_{eff} sur les 18 cas validés du FM120 sur le site de Jachère. Les brouillards de rayonnement, radiatif-advectif, affaissement de stratus et précipitations sont indiqués par des ronds, losanges, carré et croix respectivement. Les observations du FM120 BASTA sont indiqués par des triangles. Les couleurs sont représentatives des valeurs médianes de (a) D_{eff} (b) LWC. Les quantiles 25 et 75 sont représentés par des croix noires. Les numéros des POIs (Tab 3.2) sont indiqués sur les épisodes concernés en noir pour la Jachère et gris pour le site du BASTA.

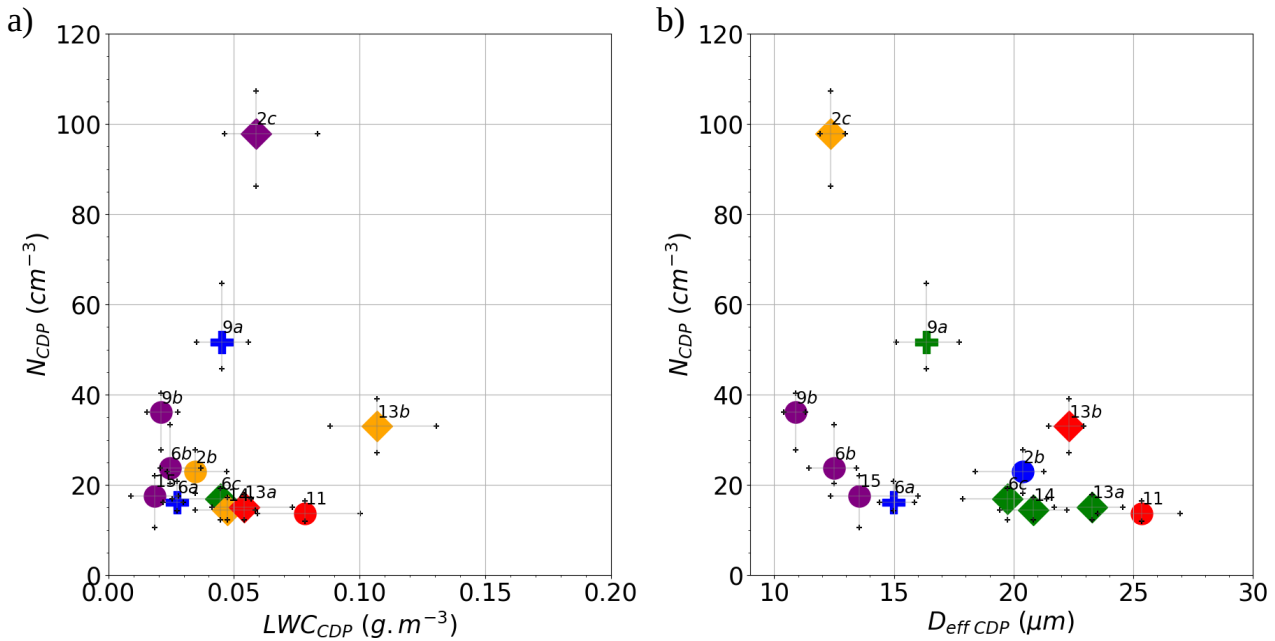


Figure 4.2: (a) Même légende que la Fig 4.1 mais à partir des mesures du CDP.

Les grandeurs microphysiques mesurées près du sol par le CDP sont analysées afin de relier les propriétés microphysiques observées au sol avec le FM120 et près du sol avec le CDP. Un seuil de hauteur maximale du CDP est fixé à 5 m, justifié par une corrélation satisfaisante avec le FM120 (Sec 3.3.2). La médiane ainsi que les quantiles 25 et 75 sont calculés pour chaque passage du CDP à moins de 5 m du sol, puis la médiane globale pour chaque POI est déterminée. Cette méthodologie, mesurant les propriétés microphysiques à différents moments du cycle de vie, permet d'être comparable avec les observations en continu du FM120.

On a reporté les résultats sur la Fig. 4.2. On observe un accord satisfaisant entre le CDP et le FM120, les valeurs de N et LWC étant majoritairement inférieures à 60 cm^{-3} et 0.1 g m^{-3} (Fig 4.2a), et le D_{eff} présente des valeurs significatives, de 13 à 21 μm en quantiles 25 et 75 avec une médiane à 18 μm (Fig 4.2b). Les valeurs de N , LWC et D_{eff} du CDP présentent de fortes variations durant un même épisode, l'écart interquartile étant fréquemment significatif, en accord avec les observations du FM120 (Fig. 4.1). La comparaison par POI montre des résultats comparables entre le CDP et le FM120, en particulier pour les POIs 11, 13a, 13b et 14, associées aux plus fortes valeurs de LWC (Fig 4.2a) et D_{eff} (Fig 4.2b). Une différence significative est constatée en N pour la POI 2c, proche de 100 cm^{-3} avec les mesures du CDP et de l'ordre de 40 cm^{-3} avec le FM120 Jachère (Fig 4.1). Cette différence est explicable par le caractère intermittent de cet épisode, présentant 3 brouillards distincts dont le dernier, représentant la majorité des passages au sol du CDP, est caractérisé par des concentrations entre 80 et 130 cm^{-3} . Le FM120 présente également de plus fortes concentrations durant cette période, avec une médiane de 60 cm^{-3} , mais plus faibles que celles du CDP (non montré). Par ailleurs, les observations du CDP permettent d'étendre l'étude aux POIs 6a et 15, classées radiatives et non validées avec le FM120 Jachère (Tab 3.3). On constate des diamètres effectifs inférieurs à 15 μm (Fig 4.2b), confirmant les faibles valeurs de D_{eff} observées pour les brouillards radiatifs (Fig 4.1b).

Ainsi, les brouillards observés durant la campagne SOFOG3D sont caractérisés par des très faibles concentrations, de très faibles sursaturations et concentrations d'aérosols près du sol. L'anti-corrélation observée entre la concentration et le diamètre montre plusieurs cas présentant des D_{eff} supérieurs à 20 μm . Enfin, le LWC est en accord avec la littérature. Les spectres dimensionnels sont documentés dans la section suivante, en comparant brouillards radiatifs et radiatifs-advectifs et en investiguant la présence de très larges gouttelettes voire de bruine.

4.2.2 Distributions dimensionnelles à la formation

Les distributions dimensionnelles des 18 épisodes validés avec le FM120 Jachère sont analysées. Afin de discriminer les caractéristiques des différents types de brouillard, définis par leurs mécanismes principaux de formation (Gultepe et al., 2007; Tardif and Rasmussen, 2007), les distributions sont examinées durant les deux premières heures après la formation. Cela est cohérent avec Mazoyer et al. (2019), analysant les distributions des gouttelettes dans l'heure suivant la formation du brouillard. Les résultats sont reportés sur la Fig. 4.3.

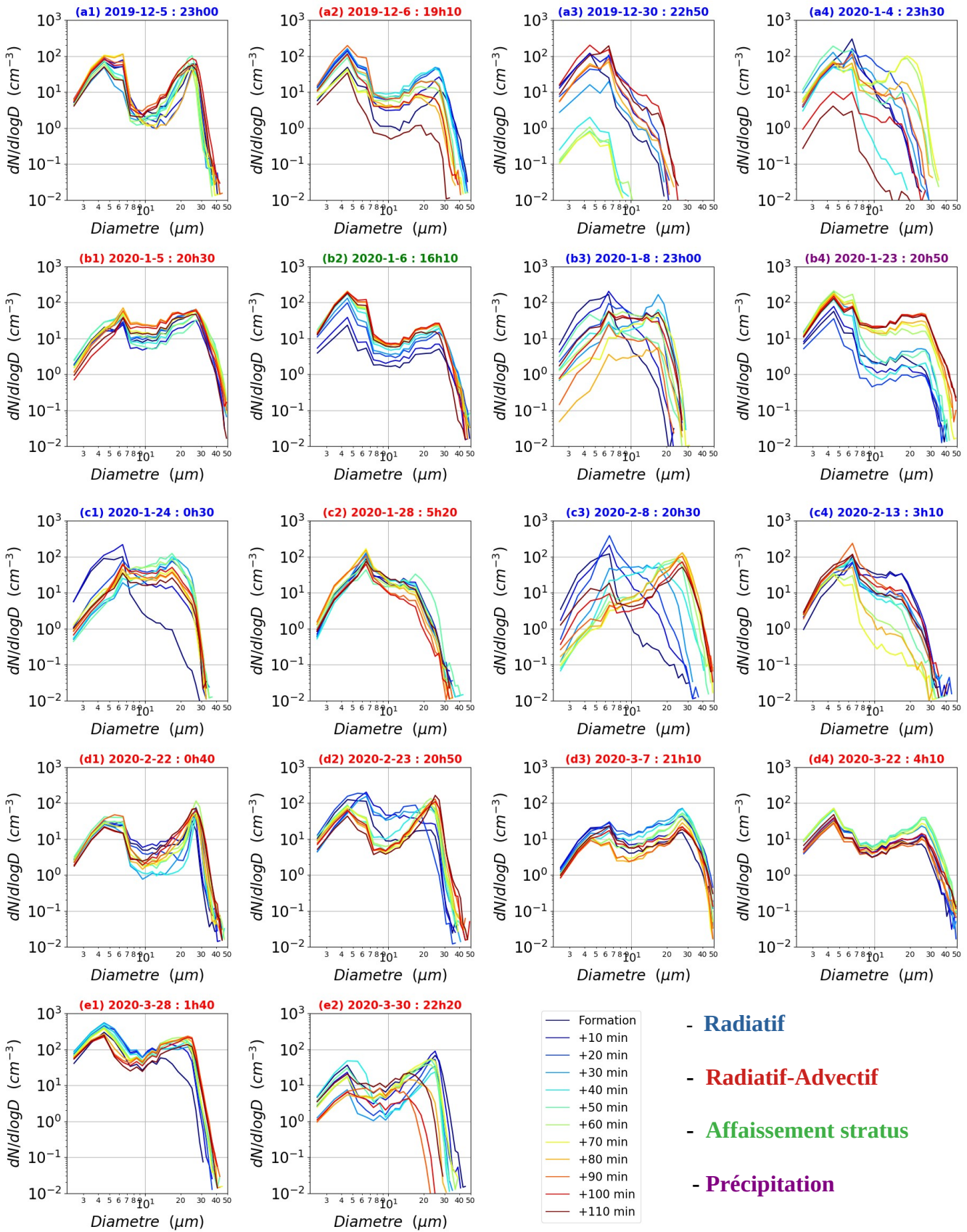


Figure 4.3: Distributions dimensionnelles mesurées durant les deux premières heures du brouillard pour les 18 épisodes validés avec le FM120 Jachère. Les brouillards radiatifs, radiatifs-advectifs, de précipitation et par affaissement de stratus sont indiqués en bleu, rouge, violet et vert respectivement.

- Les épisodes radiatifs-advectifs (rouge) présentent un second mode de gouttelettes (sauf C2) dès la formation du brouillard (b1,d1) ou jusqu'à 30 min après (d2,e1), associé aux diamètres les plus élevés, jusqu'à 30 μm . Cela est en accord avec [Niu et al. \(2012\)](#) observant en Chine, pourtant dans une zone polluée caractérisée par des concentrations de gouttelettes supérieures à 200 cm^{-3} , les distributions les plus larges pour les brouillards radiatifs-advectifs, avec la présence de gouttelettes jusqu'à un diamètre de 45 μm .
- Les épisodes radiatifs (bleu) sont caractérisés par une distribution initiale monomodale centrée sur les petites gouttelettes mais avec la présence de grosses gouttelettes (sauf a1 et c4 où la distribution devient bimodale très rapidement). Plusieurs épisodes présentent une distribution devenant bimodale mais plus tardivement, de l'ordre d'une heure (a4). Dans certains cas, l'établissement du second mode semble se produire aux dépens du premier, pouvant conduire à une distribution monomodale centrée sur de larges gouttelettes (b3,c3). Cela est à relier au mûrissement d'Ostwald, où la croissance par diffusion de vapeur des grosses gouttelettes est favorisée par rapport au petites (Sec 1.1.3), L'hypothèse d'une croissance par collision-coalescence ([Mazoyer et al., 2022](#)) n'est pas privilégiée en raison du faible diamètre du mode de larges gouttelettes (16 μm), inférieur au seuil théorique de 20 μm (Fig. 1.5). Ces distributions hétérogènes observées pour les brouillards radiatifs sont cohérentes avec [Niu et al. \(2012\)](#), discriminant pour ce type de brouillard des distributions d'une part présentant un deuxième mode de gouttelettes à 15 μm en diamètre et d'autre part centrées sur un diamètre inférieur.
- Le cas d'affaissement de Stratus (b2) présente une distribution similaire aux brouillards radiatifs-advectifs, centrée dès la formation du brouillard sur 2 modes entre 5 et 7 μm et sur 26 μm respectivement, en accord avec les observations de [Wagh et al. \(2021\)](#).
- La distribution du brouillard de précipitation (b2) est très similaire aux cas radiatifs-advectifs et d'affaissement de stratus, différant notablement de [Niu et al. \(2012\)](#) qui ont observé uniquement la présence de gouttelettes de diamètre inférieur à 8 μm . [Niu et al. \(2012\)](#) associent cette distribution à des valeurs négligeables de LWC et N, contrairement aux observations de la campagne SOFOG3D (Fig. 4.1a).

Ainsi, la majorité des épisodes présente une distribution bi-modale, caractérisée par un premier mode centré sur 4-6 μm et un second plus variable, de 16/17 μm (b3,c1) à 27 μm (b1,b2). Ces observations sont en accord avec les campagnes précédentes (Tab 1.1) où des distributions bimodales ont été observées pour les brouillards radiatifs ([Mazoyer et al., 2022](#)), radiatifs-advectifs ([Niu et al., 2012](#)) et par affaissement de stratus ([Wagh et al., 2021](#)). Cependant, le diamètre du second mode apparaît plus élevé durant SOFOG3D, supérieur à 25 μm pour 9 épisodes sur 18, en cohérence avec des diamètres effectifs élevés (Fig. 4.1). Il convient de mentionner que la bimodalité des distributions du FM120 ne peut être imputée à un artefact instrumental causé par la surestimation de la concentration de petites gouttelettes, mis en évidence durant la validation (Sec. 3.3.2) et dans la thèse de [Fathalli \(2022\)](#), le FM120 n'ayant pas montré de surestimation par rapport au PWD durant la validation (Tab. 3.3).

Enfin, la présence de très larges gouttelettes voire de bruine est étudiée à partir des observations conjointes du FM120 et du MPS, ce dernier mesurant les gouttes de 25 à 1550 μm (Sec. 3.1). Les distributions dimensionnelles observées lors des POI 6b (4 Janvier) et 13b

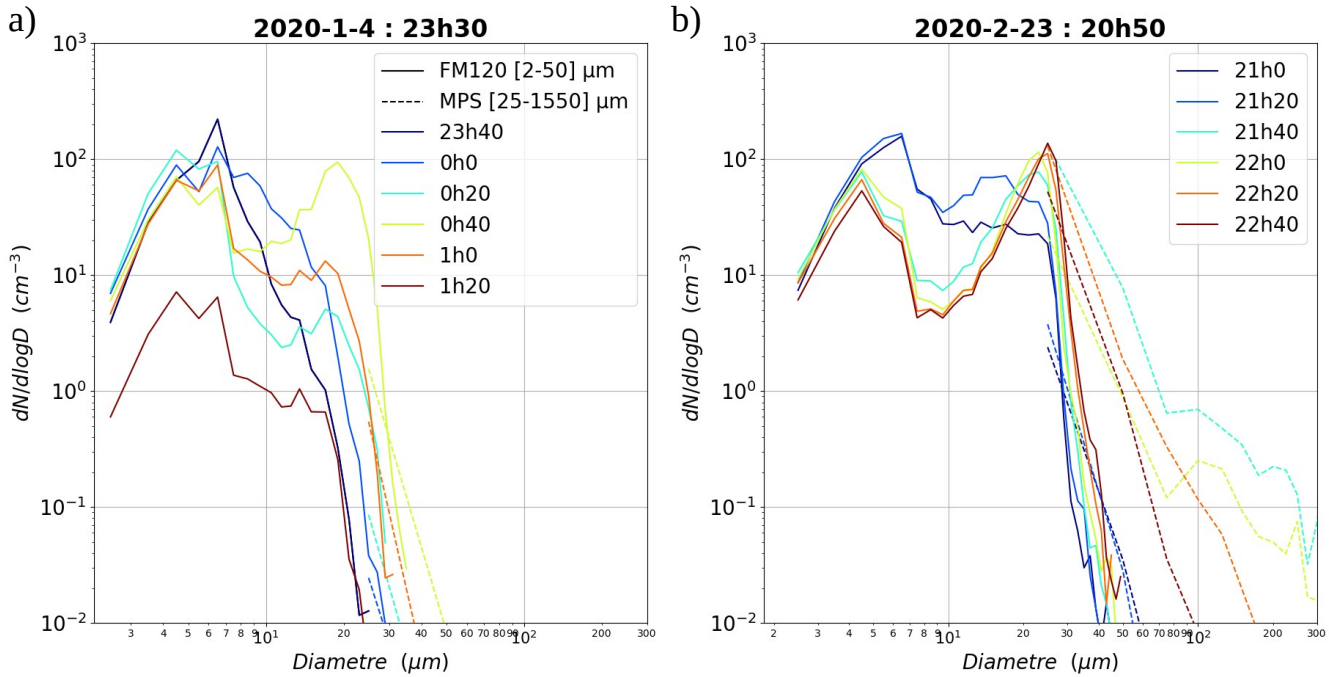


Figure 4.4: Distributions dimensionnelles moyennées sur 20 min mesurées par le FM120 (traits) et le MPS (tiretés) dans la nuit (a) du 24 au 25 janvier 2020 entre 2340 et 0130 UTC (b) du 23 au 24 février 2020 entre 2100 et 2250 UTC.

(23 Février) sont reportées sur la Fig. 4.4. On constate lors de la POI 13b (Fig. 4.4b) que la distribution du FM120 (traits pleins) présente une concentration significative de larges gouttelettes, caractérisée par un mode centré sur 25 μm et une queue de distribution s'étirant au-delà de 40 μm . Lorsque la concentration du mode de larges gouttelettes du FM120 diminue à 2120 UTC (bleu), des comptages apparaissent dans les premières classes du MPS et deviennent significatives à 2140 UTC (cyan), traduisant la présence probable de bruine. Cela est cohérent avec les observations de [Wendish et al. \(1998\)](#), qui constatent une accumulation du mode de larges gouttelettes entre 25 et 45 μm juste avant la formation de bruine puis une chute de ce même mode en quelques minutes. La présence de bruine durant SOFOG3D n'apparaît cependant que temporairement, en accord également avec les résultats de [Wendish et al. \(1998\)](#). Au contraire, pour la POI 6b, la bruine n'est pas décelée avec le MPS (Fig. 4.4a). La distribution du FM120 est alors caractérisée par un mode de gouttelettes de l'ordre de 20 μm en diamètre (spectre vert) et une plus faible concentration de très larges gouttelettes (> 40 μm) que lors de la POI 13b.

L'analyse des observations du MPS pour les autres épisodes de la campagne SOFOG3D montre des augmentations temporaires de la concentration, en accord avec de larges gouttelettes mesurées par le FM120, mais les observations ne permettent pas de relier systématiquement la présence de larges gouttelettes mesurée par le FM120 à la formation de bruine (non montré). Une analyse plus approfondie des distributions du MPS serait pour cela nécessaire. Ainsi, les observations du MPS ne seront pas exploitées par la suite dans le cadre de cette thèse.

En conclusion, des spectres bimodaux sont observés près du sol durant la campagne SOFOG3D, caractérisés par un second mode de gouttelettes élevé, supérieur à $25\ \mu\text{m}$ dans 9 cas, en accord avec la littérature. Huit d’entre eux sont associés à des brouillards radiatifs-advectifs, bimodaux dès la formation, associés à des D_{eff} élevés. Les brouillard radiatifs sont caractérisés par une distribution initialement monomodale suivie d’une évolution variable. Dans certains cas, la distribution demeure stable et dans d’autres, un deuxième mode apparaît se former aux dépens du premier, associé à une croissance par diffusion de vapeur favorisée pour les grosses gouttelettes. Le seul épisode d’affaissement de stratus a présenté une distribution cohérente avec les campagnes précédentes, tandis que le brouillard de précipitation diffère sensiblement des observations antérieures. Enfin, la formation temporaire de bruine a été mise en évidence.

Les variations importantes de concentration, LWC et diamètre effectif constatées durant un même épisode, traduites par un écart interquartile élevé, et l’hétérogénéité observée des distributions dimensionnelles à la formation du brouillard, indiquent une forte variabilité des propriétés microphysiques au cours du cycle de vie. L’évolution du cycle de vie au sol est analysé dans la section suivante.

4.3 Évolution du cycle de vie au sol

Dans cette section, on se focalise sur l’évolution des propriétés microphysiques au sol, en particulier des brouillards radiatifs qui ont présenté les distributions dimensionnelles les plus hétérogènes à la formation. Le cycle de vie est découpé en 4 phases suivant l’évolution de la visibilité, de manière analogue à [Mazoyer et al. \(2022\)](#). La première période, de formation, correspond à une chute relativement brutale de la visibilité puis la phase de développement 2 est caractérisée par une diminution plus progressive de la visibilité jusqu’à atteindre un minimum. La phase mature 3 est associée à une augmentation progressive de la visibilité puis la phase de dissipation 4 est associée une augmentation soudaine de la visibilité, peu avant la dissipation. Cette division en 4 phases est en accord avec le découpage classique en 3 périodes (Sec 1.2), les phases de développement et mature correspondant au développement vertical du brouillard. Ce découpage en 4 phases permet d’analyser les distributions dimensionnelles au cours du cycle de vie en lien avec la tendance de la concentration et du LWC au sol, [Pilié et al. \(1975a\)](#); [Mazoyer et al. \(2022\)](#) observant en effet une augmentation de N et LWC jusqu’au minimum de visibilité. Cette méthodologie se distingue cependant des études divisant le cycle de vie à partir de l’évolution croissante de la turbulence (Sec 1.2), liée selon [Dhangar et al. \(2021\)](#) à la transition de brouillard optiquement fin à épais, analysée en Sec 5.

[Mazoyer et al. \(2022\)](#), sur le site du SIRTA, constatent avec ce découpage en 4 phases que le minimum de visibilité correspond statistiquement au minimum de température au sol. Afin d’évaluer si cette relation est observée sur les sites de mesures de SOFOG3D, caractérisés par un environnement contrasté par rapport au site du SIRTA, une comparaison entre les heures de minimum de température et visibilité est menée dans un premier temps.

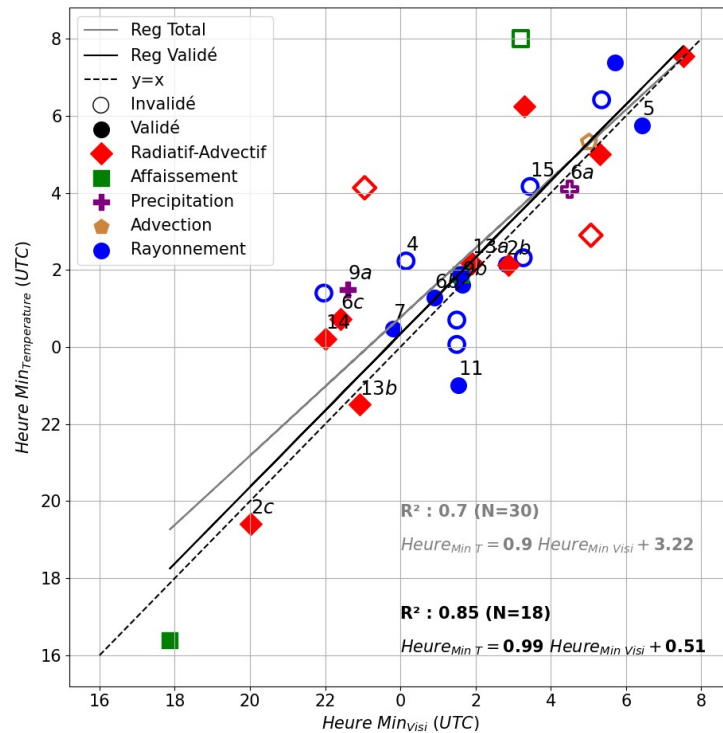


Figure 4.5: (a) Heure du minimum de température en fonction de l’heure du minimum de visibilité sur le site de Jachère. Les brouillards radiatifs, radiatifs-advectifs, d’affaissement, de précipitation et d’advection sont indiqués par des points, losanges, carrés, croix et pentagones respectivement. Les cas validés (invalidés) sont indiqués par des symboles pleins (vides).

4.3.1 Minimum de température et visibilité

L’heure du minimum de température est comparée à l’heure du minimum de visibilité, suivant Mazoyer et al. (2022), pour les 18 cas validés, et étendue à l’ensemble des 30 épisodes de la campagne, les mesures de température et de visibilité étant indépendantes de celles du FM120. Pour chaque épisode, seul le brouillard le plus représentatif est considéré. On a reporté les résultats sur la Fig. 4.5. On observe une corrélation entre l’heure du minimum de température et de visibilité pour les 18 cas validés avec le FM120 (symboles pleins), associée à un R^2 de 0.85 (régression noire). L’accord est dégradé en étendant l’étude aux 30 cas de la campagne incluant les cas non validés (symboles creux), la valeur de R^2 diminuant à 0.7 (régression grise) car de fortes différences sont observées, qui apparaissent liées majoritairement à des brouillards de type non-radiatif. En effet, d’une part, un affaissement de stratus (carré vert creux) est caractérisé par une évolution de la température indépendante de la visibilité (non montré). Cela est cohérent avec la nébulosité basse de ce type de brouillard, limitant le refroidissement nocturne (Sec 1.3.1). D’autre part, plusieurs épisodes radiatifs-advectifs (losanges rouges) présentent des écarts significatifs, associés à un minimum de visibilité atteint peu après la formation du brouillard, la température continuant de décroître sous l’influence du refroidissement nocturne (non montré). Malgré des différences plus faibles, 2 brouillards radiatifs, correspondant aux POI 4 et 11, montrent un écart supérieur à 2 h entre le minimum

de température et visibilité. Il convient de mentionner que la durée des brouillards étant relativement élevée, de l'ordre de 5h30 en médiane et 3 h en quantile 25, les épisodes présentant un faible écart ne peuvent être statistiquement imputés à une durée de vie plus faible. Cela est confirmé par l'étude des 9 brouillards de durée inférieure à 3 h, présentant des différences faibles, de 16 à 57 min en quantiles 25 et 75 et 18 min en médiane.

Un accord correct est ainsi constaté entre les minima de température et visibilité, comparable aux résultats de [Mazoyer et al. \(2022\)](#) sur le site du SIRTA. Des différences significatives sont cependant observées, indiquant que d'autres paramètres influencent le cycle de vie du brouillard, étudiés plus en détail en Sec. 5 pour la détermination de l'heure de transition de brouillard optiquement fin à épais. La POI 11 classée radiative présente en particulier, un écart supérieur à 2 h. L'évolution des propriétés microphysiques au sol se focalisant sur les brouillards radiatifs, la POI 11 est investiguée dans la section suivante car disposant également de mesures microphysiques sur la verticale, analysées en Sec. 5 et 6. Cela permettra de relier les propriétés microphysiques observées au sol et en altitude.

4.3.2 Cas d'étude : POI 11

L'évolution du cycle de vie au sol de la POI 11 est étudiée à partir du découpage en 4 phases suivant l'évolution de la visibilité ([Mazoyer et al., 2022](#)). Les phases 1 et 4 ont été élargies de 30 minutes avant la formation et après la dissipation respectivement, [Haeffelin et al. \(2013\)](#) ayant montré la présence de gouttelettes lorsque la visibilité est comprise entre 1 et 2 km.

La formation du brouillard à 2038 UTC (Fig. 4.6a) est caractérisée par une atmosphère stable (Fig. 4.6c), la température à 2 m (rouge) décroissant plus rapidement que la température à 5 m (rouge foncé) et 10 m (rouge clair), un vent faible à modéré (Fig. 4.6d), de l'ordre de 2 m s^{-1} , une nébulosité faible, indiquée par un rayonnement net infrarouge important (Fig. 4.6e) et un signal faible du radar (Fig. 4.6a). Après la formation, la visibilité diminue jusqu'à 2200 UTC, en accord avec la température. Un second minimum de visibilité est atteint à 0141 UTC, associé à des réflectivités élevées du radar BASTA près du sol (Fig. 4.6a), illustrant la présence de très larges gouttelettes voire de bruine¹, et pouvant signer la sédimentation des gouttelettes depuis les couches supérieures. Cette hypothèse est confirmée dans la Sec. 5 à partir de l'analyse des mesures du CDP lors des 2 profils successifs entre 0127 UTC et 0203 UTC (Fig. 4.6a, courbe noire), montrant près du sol des valeurs significatives de LWC (Fig. 10 de l'article), et des distributions dimensionnelles caractérisées par un mode de larges gouttelettes à $30 \mu\text{m}$ (Fig 13 de l'article). Le rayonnement net infrarouge durant cette période est très faible, signifiant que le brouillard est devenu optiquement épais (Sec 1.2), confirmé par un gradient vertical de température négatif proche du sol (Fig. 4.6c).

L'évolution de la concentration, du LWC et du diamètre effectif, mesurés par le FM120 durant les 4 phases, est reportée sur la Fig. 4.7, les distributions dimensionnelles étant illustrées sur la Fig. 4.8. On observe un contraste important entre les 4 phases :

¹En effet, la réflectivité Z étant définie comme le moment d'ordre 6 de la distribution dimensionnelle, cette grandeur est particulièrement sensible à la présence de larges gouttelettes et de bruine.

11 Chapter 4. Documentation et évolution des propriétés microphysiques au sol

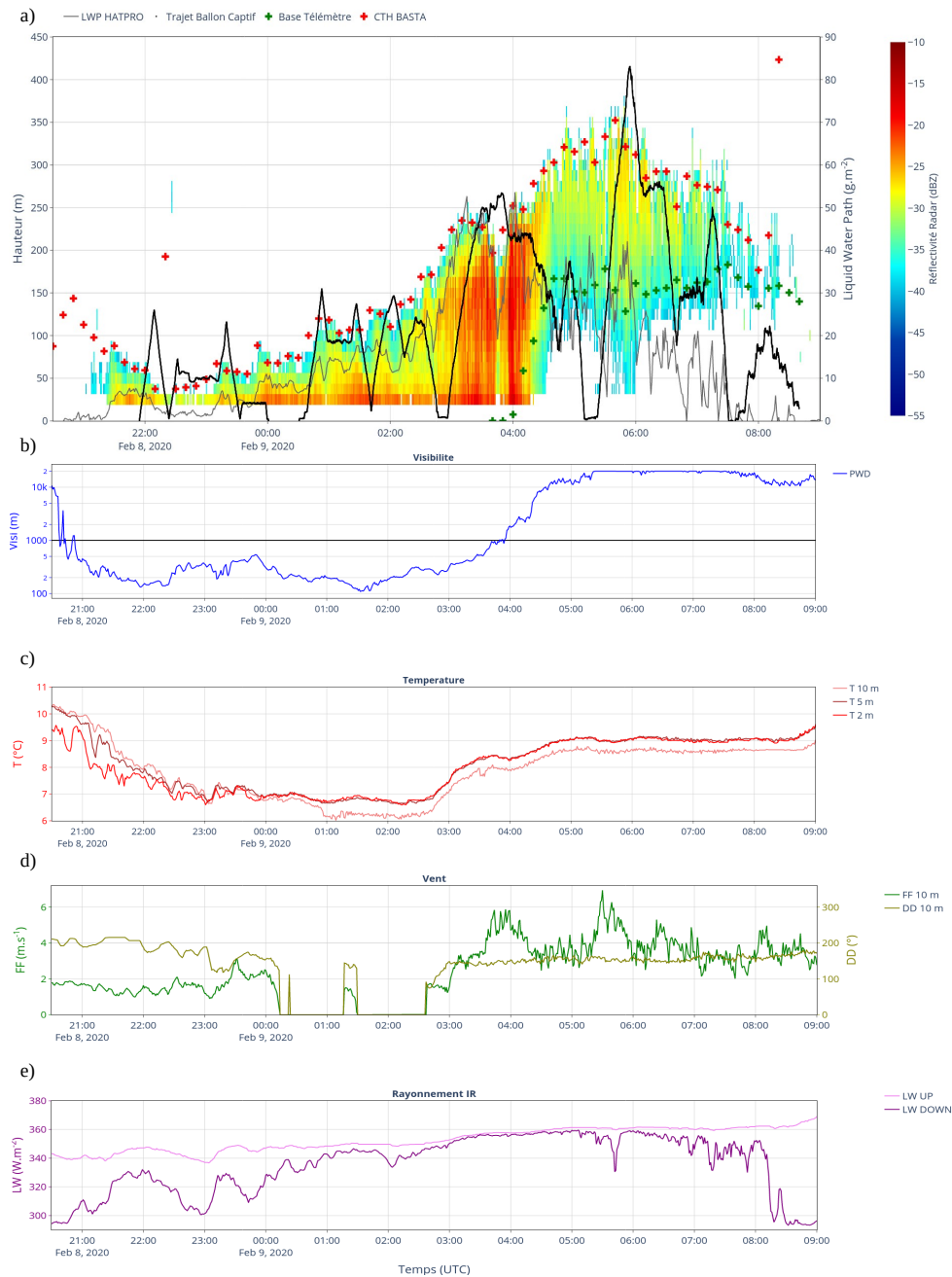


Figure 4.6: Évolution temporelle durant la POI 11 de (a) la réflectivité du radar BASTA. Le trajet du ballon captif est superposé en noir. Le LWP du HATPRO est indiqué en gris, le CBH et CTH issus du télémètre et radar BASTA par des croix vertes et rouges respectivement. Évolution temporelle (b) de la visibilité, (c) de la température à 2, 5 et 10 m (d) de la force et direction du vent, (e) du rayonnement IR descendant et montant. Mesures réalisées en (a) sur le site de Charbonnière, les autres figures sur le site de Jachère.

- Une forte variabilité est observée durant la phase 1 sur D_{eff} (Fig. 4.7,d vert) et N (Fig. 4.7b), en accord avec Mazoyer et al. (2022), caractérisée en N par des pics des valeurs

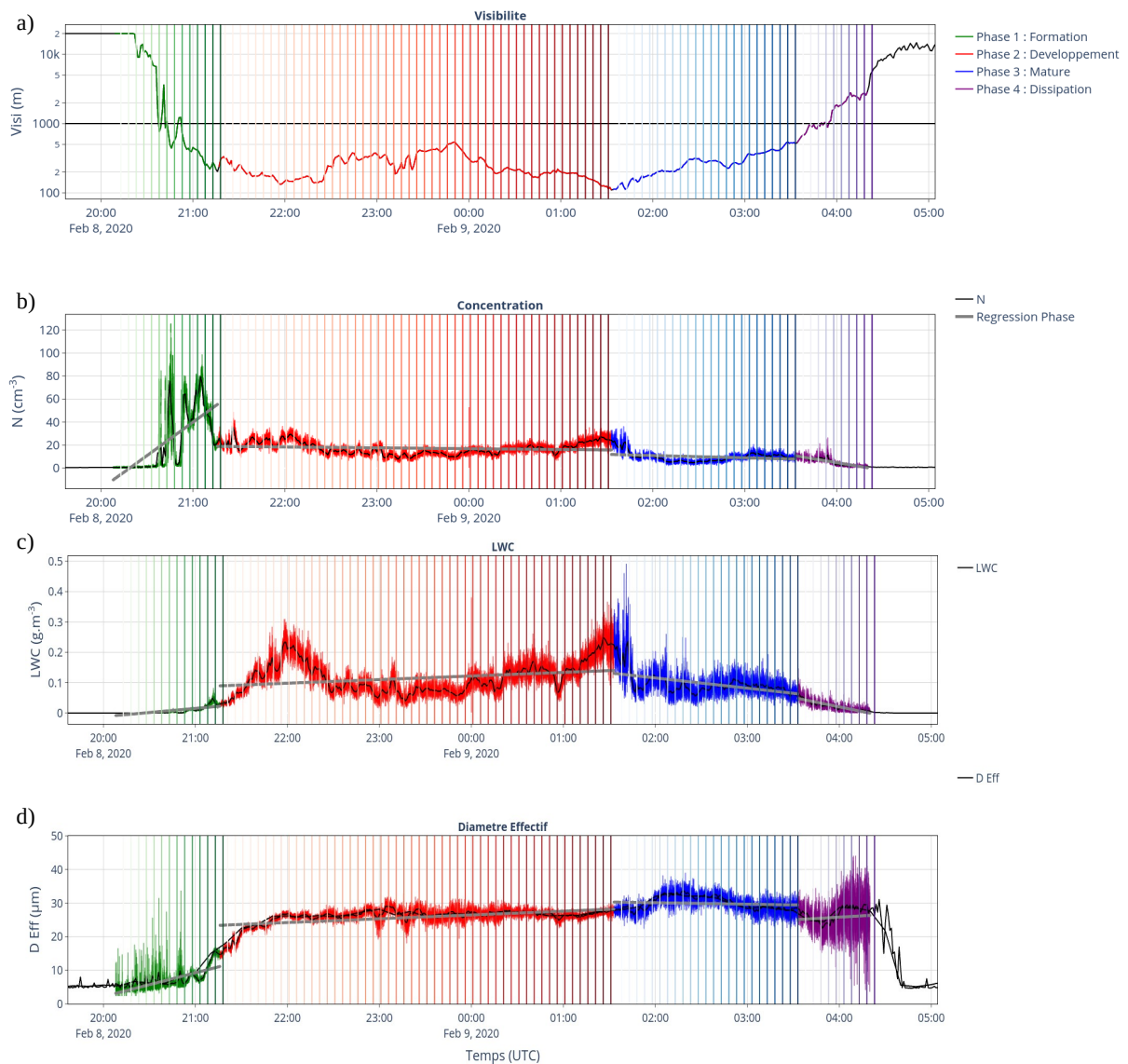


Figure 4.7: Évolution temporelle durant la POI 11 de (a) la visibilité (b) de la concentration (c) du LWC (d) du D_{eff} , mesurés par le FM120 sur le site de Jachère. Les phases de formation, développement, mature et dissipation sont indiquées en vert, rouge, bleu et violet respectivement. Les mesures 1 min (respectivement 1 s) sont indiquées en noir (en couleur). La droite de régression pour chaque phase est indiquée en gris. La couleur des traits verticaux est concordante avec l'heure des spectres sur la Fig. 4.8.

moyennées par minute jusqu'à 80 cm^{-3} . Le spectre dimensionnel est monomodal, centré sur $6-7 \mu\text{m}$ (Fig. 4.8a, vert clair), caractéristique des nappes de brouillard en phase 1 selon Mazoyer et al. (2022), en accord avec le faible signal du radar BASTA jusqu'à 2115 UTC (Fig. 4.6a). L'hypothèse est que l'augmentation de la concentration à la formation traduit une activation significative des aérosols en gouttelettes. Une fois formées, les gouttelettes grossissent par diffusion de vapeur, expliquant l'augmentation de LWC et D_{eff} durant la phase 1. A la fin de la phase de formation, une augmentation de la

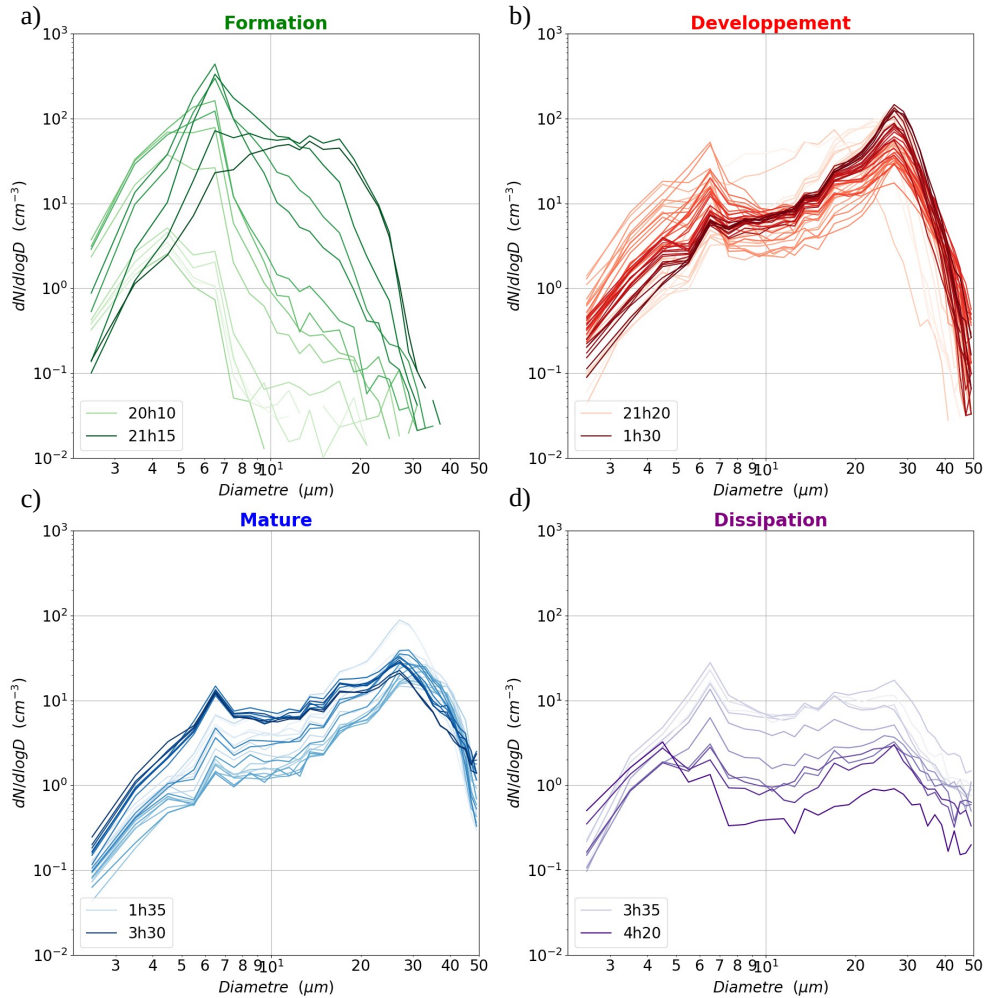


Figure 4.8: Distributions dimensionnelles moyennées sur 10 min, mesurées par le FM120 durant la POI 11 (a) entre 2010 et 2115 UTC (b) entre 2120 et 0130 UTC (c) entre 0135 et 0330 UTC (d) entre 0335 et 0420 UTC. La couleur des spectres est concordante avec les traits verticaux sur la Fig. 4.7.

concentration de larges gouttelettes aux dépens des petites est observée (Fig. 4.8a, vert foncé), constatée dans la section précédente et pouvant correspondre à une croissance par diffusion de vapeur des gouttelettes activées. Ainsi, la phase de formation est caractérisée par une augmentation de N , LWC et D_{eff} présentant des pentes positives (Fig. 4.8b,c,d gris).

- Un deuxième mode de larges gouttelettes est formé au début de la phase 2 (Fig. 4.8b, rouge clair). Cette phase présente un caractère plus homogène des grandeurs microphysiques, N oscillant en effet à 20 cm^{-3} (Fig. 4.7b, rouge), proche de la valeur représentative de l'épisode (Fig. 4.1, POI 11). D_{eff} continue d'augmenter durant cette phase jusqu'à 2200 UTC, associé à une augmentation du mode de larges gouttelettes, puis se stabilise (Fig. 4.7d). Après 2200 UTC, la concentration de larges gouttelettes continue de croître (Fig. 4.8b), en lien avec une augmentation du LWC (Fig. 4.7c). Cette phase

est reliée au développement vertical du brouillard qui s'étend à 85 m à 2130 UTC, puis à partir de 2300 UTC, atteignant 120 m à la fin de la phase 2 à 0130 UTC (Fig. 4.6a). La présence d'un second mode de gouttelettes proche de $30\ \mu\text{m}$ pourrait correspondre à une croissance par collision-coalescence. On peut faire l'hypothèse que ce processus est présent durant toute la phase 2, la température, stable après 23 h (Fig. 4.6), ne permettant pas aux gouttelettes de grossir par diffusion. A la fin de la phase 2, à 0130 UTC, on observe une augmentation significative de la concentration de larges gouttelettes (Fig. 4.8b, rouge foncé) et du LWC, confirmant l'hypothèse de la sédimentation depuis les couches supérieures, mis en évidence à partir des réflectivités du BASTA (Fig. 4.6a) et des mesures sur la verticale du CDP (Fig 13 de l'article). Ainsi, N et D_{eff} fluctuent autour de leur valeur représentative de l'épisode durant cette phase une fois le mode de larges gouttelettes établi, alors que le LWC augmente, en particulier lorsque les gouttelettes commencent à sédimenter. La pente de N et D_{eff} est par conséquent faible, et positive pour le LWC (Fig. 4.8b,c,d, gris).

- Une diminution de N (Fig. 4.7b, bleu) et du LWC (Fig. 4.7c) est observée durant la phase 3, D_{eff} augmentant légèrement après la chute brutale du LWC (Fig. 4.7d). Cela pourrait traduire l'évaporation des larges gouttelettes qui sédimenter, les grosses gouttelettes s'évaporant en effet plus lentement que les petites. La concentration du mode de larges gouttelettes diminue au début de la phase 3 (Fig. 4.8c, bleu clair), confirmant la sédimentation et l'évaporation des larges gouttelettes, puis se stabilise. En revanche, le mode de petites gouttelettes augmente durant cette phase. Cela pourrait être lié au relâchement de vapeur d'eau suite à l'évaporation des gouttelettes, permettant l'activation de nouvelles gouttelettes, la concentration augmentant légèrement durant la seconde partie de la phase mature (Fig. 4.7b, bleu foncé). Le brouillard continue de se développer verticalement durant la phase 3, atteignant 250 m à 0330 UTC. Il est alors mélangé, pouvant expliquer la stabilité du mode de larges gouttelettes au sol.
- Enfin, N (Fig. 4.7b, violet) et LWC (Fig. 4.7c) diminuent significativement durant la phase 4, en accord avec [Pilié et al. \(1975a\)](#); [Mazoyer et al. \(2022\)](#), pouvant correspondre à l'évaporation des gouttelettes à la dissipation du brouillard. Les valeurs de D_{eff} fluctuent durant cette phase mais demeurent significatives, de l'ordre de $30\ \mu\text{m}$ (Fig. 4.7d), signifiant que de larges gouttelettes sont présentes. Les spectres présentent une diminution homogène de la distribution, et confirment la présence d'une faible concentration de larges gouttelettes (Fig. 4.8d, violet). Cette phase est résumée par une pente négative de N et LWC, et proche de 0 en D_{eff} (Fig. 4.8b,c,d gris).

Le cycle de vie au sol suit donc une évolution en 4 phases, avec une forte variabilité des grandeurs microphysiques lors des phases de formation et de dissipation, en accord avec [Pilié et al. \(1975a\)](#); [Mazoyer et al. \(2022\)](#). Les processus de croissance par diffusion de vapeur ont été proposés durant la phase de formation, en lien avec le refroidissement nocturne, puis la sédimentation et la collision-coalescence durant la phase de développement et mature pour expliquer la présence de larges gouttelettes au sol, et enfin l'évaporation durant la phase mature et de dissipation. Le cycle de vie est également apparu lié à l'épaisseur géométrique, le second mode de gouttelettes s'établissant lors du développement vertical du brouillard.

4.4 Conclusion

Les valeurs représentatives des grandeurs microphysiques mesurées durant la campagne SOFOG3D ont tout d'abord été documentées. Les mesures du Fog Monitor et du CDP ont mis en évidence de très faibles concentrations de gouttelettes, entre 20 et 40 cm⁻³ en quantiles 25 et 75, inférieures aux valeurs des campagnes de mesures antérieures. Cela pourrait être causé par de très faibles sursaturations et concentrations d'aérosols, en lien avec la ruralité et la proximité maritime des sites de mesure. L'anti-corrélation attendue entre la concentration et le diamètre des gouttelettes a conduit à mesurer des diamètres effectifs significatifs, entre 16 et 23 µm en quantiles 25 et 75, supérieurs aux valeurs des campagnes de mesures précédentes. Parmi les 9 épisodes présentant des valeurs de D_{eff} supérieures à 25 µm, huit sont associés à des brouillards radiatifs-advectifs, tandis que les plus faibles valeurs de D_{eff} sont observées pour les épisodes radiatifs. Enfin, les valeurs de LWC sont apparues cohérentes avec les précédentes campagnes de mesures.

L'analyse des distributions dimensionnelles a montré un caractère majoritairement bimodal, en accord avec les campagnes précédentes. Le mode de larges gouttelettes s'établit peu après la formation pour les brouillards radiatifs-advectifs. Pour les brouillards radiatifs, un comportement plus variable est observé. Certains épisodes radiatifs ne présentent qu'un mode de petites gouttelettes et une présence de larges gouttelettes, tandis que d'autres montrent l'établissement d'un mode de larges gouttelettes aux dépens des petites, pouvant correspondre au mûrissement d'Ostwald où la croissance par diffusion des grosses gouttelettes est favorisée. L'analyse des distributions du FM120 et MPS a indiqué sur un cas d'étude la présence de bruine mais la relation entre présence de larges gouttelettes et bruine ne semble pas systématique.

Enfin, il a été montré que l'évolution du cycle de vie au sol pouvait être étudiée en 4 phases à partir de l'évolution de la visibilité, l'heure du minimum de visibilité apparaissant correspondre statistiquement à l'heure de minimum de température. Les processus de croissance par diffusion ont été proposés durant la phase de formation, la sédimentation et la collision-coalescence durant la phase de développement et mature, et l'évaporation des gouttelettes après le minimum de visibilité. L'évolution des propriétés microphysiques au sol s'est avérée reliée à l'épaisseur du brouillard, le mode de larges gouttelettes s'établissant lors du développement vertical du brouillard.

La documentation des grandeurs microphysiques au sol durant la campagne SOFOG3D a ainsi montré des résultats cohérents par rapport aux études antérieures, soulignant le rôle joué par les processus initiés dans la partie supérieure du brouillard, en particulier la sédimentation et la collision-coalescence. L'étude de la structure verticale du brouillard est donc requise pour approfondir les observations au sol et fait l'objet des deux prochains chapitres. Le chapitre 6 traite de l'évolution de la concentration, du diamètre et des distributions dimensionnelles des gouttelettes afin de déterminer les processus microphysiques clés pilotant le cycle de vie du brouillard. L'évolution du profil vertical de LWC est analysée dans le chapitre suivant, conjointement à l'évolution du profil de température, à partir des mesures sous ballon captif du CDP et de la sonde de turbulence.

Évolution du profil vertical de LWC durant le cycle de vie du brouillard et lien avec la thermodynamique

Contents

5.1	Introduction	120
5.2	Article	120
5.2.1	Résumé	120
5.2.2	Article : <i>Vertical profiles of liquid water content in fog layers during the SOFOG3D experiment</i>	121
5.3	Résultats Complémentaires	167
5.3.1	Comparaison LW_N Jachère/Charbonnière	167
5.3.2	Comparaison des LWP, CTH et LWC_0	169

Ce chapitre traite de l'évolution du profil vertical de LWC au cours du cycle de vie du brouillard en lien avec le profil vertical de température, sous forme d'un article scientifique. Des résultats complémentaires à l'article sont ensuite présentés.

5.1 Introduction

La campagne SOFOG3D, par son dispositif instrumental, permet une étude détaillée des propriétés microphysiques de la structure verticale du brouillard durant son cycle de vie en contrastant brouillard optiquement fin et épais. Cette section vise à caractériser le profil vertical de LWC par mesures in situ sous ballon captif à partir des 12 POIs réalisées durant SOFOG3D au regard du modèle conceptuel de Toledo et al. (2021), décrit en Sec 1.3, faisant l’hypothèse d’un profil de LWC continuellement croissant avec l’altitude. De plus, la comparaison entre les propriétés microphysiques et thermodynamiques, qui a présenté au sol un accord satisfaisant en termes d’heure de minimum de visibilité et de température (Sec. 4), est étendue dans cette section à toute la structure verticale du brouillard.

5.2 Article

5.2.1 Résumé

Les propriétés microphysiques du brouillard sur la verticale ont été très peu documentées dans la littérature, faute de dispositif instrumental adéquat. Cette étude tire parti de la stratégie d’observation déployée durant la campagne SOFOG3D qui combine mesures par télédétection (radar nuage et radiomètre micro-ondes), mesures in situ sous ballon captif et observations à la surface. En particulier, un compteur optique de gouttelettes (CDP) sous ballon captif permet pour la première fois de documenter les profils verticaux microphysiques dans la couche de brouillard. L’analyse des observations des 12 POIs (période d’observations intensives) vise à caractériser le profil vertical de LWC durant le cycle de vie en contrastant brouillard optiquement fins et épais grâce aux 140 profils sélectionnés. La transition entre ces deux phases a été déterminée par des mesures indépendantes au sol en termes de turbulence, gradient vertical de température, rayonnement infrarouge, épaisseur géométrique et contenu en eau total. On analyse en détail l’évolution pour 4 POIs, caractérisées par un brouillard demeurant fin (POI 13b) et 3 devenant épais (POI 6c, 11 et 14)

L’adiabaticité des profils verticaux de LWC et température a été déterminée par une méthode originale de régression linéaire s’affranchissant des effets conjugués de l’entraînement et du mélange turbulent au sommet. La fraction d’adiabaticité α et d’instabilité γ , représentatives des profils verticaux de LWC et de température respectivement, ont été calculées, correspondant au ratio entre la variation verticale observée sur celle théorique. Les résultats montrent une évolution conjointe des profils verticaux de LWC et de température au cours du cycle de vie. Lorsque le brouillard est optiquement épais, le profil neutre à légèrement instable observé en température est associé à un profil vertical de LWC quasi-adiabatique, en accord avec la littérature. En revanche, lorsque le brouillard est optiquement fin, caractérisé par un profil stable en température, les observations sous ballon captif montrent un profil vertical de LWC décroissant avec l’altitude. Cela est associé à un contenu en eau liquide élevé au sol lorsque le brouillard est optiquement fin, diminuant significativement après la transition en

brouillard épais, modulé par les processus de sédimentation et collision-coalescence qui redistribuent l'eau liquide dans la couche de brouillard du sommet vers la surface. Par ailleurs, la corrélation entre les profils de LWC et température est perturbée par les effets non locaux, correspondant à des advections et passages nuageux au-dessus de la couche de brouillard, qui impactent la transition de brouillard optiquement fin à épais.

L'analyse a tout d'abord été menée en se basant sur le modèle conceptuel de Toledo et al. (2021) qui considère l'adiabaticité équivalente α_{eq} en faisant l'hypothèse d'un profil vertical de LWC continuellement croissant avec l'altitude. Dans un premier temps, la comparaison entre mesures in situ et télédéteectées dans la détermination de α_{eq} a été analysée et indique que les plus fortes différences apparaissent imputables à la paramétrisation théorique de LWC au sol basée sur Gultepe et al. (2006). Dans un second temps, la comparaison entre les valeurs de α et α_{eq} a montré un accord satisfaisant pour la majorité des profils verticaux, présentant des valeurs comprises entre -1 et 1. Cependant, une sous-estimation significative de α_{eq} est constatée pour les plus faibles valeurs, correspondant aux brouillards les plus fins. Ces résultats mettent en évidence les limitations du modèle conceptuel de Toledo et al. (2021) lorsque l'extension verticale du brouillard est très faible en raison notamment des seuils de détection des instruments de télédétection.

Enfin, l'évolution des valeurs de α et γ au cours du cycle de vie a été étudiée sur les 12 POIs de la campagne. Les résultats montrent que les plus faibles valeurs de α sont associées aux plus faibles valeurs de γ , correspondant aux brouillards les plus fins. Une corrélation satisfaisante entre les 2 paramètres est également obtenue pour les brouillards les plus épais, correspondant aux plus fortes valeurs de α et γ , proches de 1. Entre ces deux états, on constate une zone d'incertitude pour les valeurs faiblement négatives de α , comprises entre -1 et 0, pour lesquelles une forte variabilité sur γ est observée. Ces résultats traduisent aussi une corrélation importante entre les profils verticaux de LWC et de température au cours du cycle de vie du brouillard. Ils constituent des éléments nouveaux pour progresser dans l'amélioration des schémas microphysiques des modèles de prévision, dont une des priorités est de mieux représenter la transition de brouillard optiquement fin à épais.

5.2.2 Article : *Vertical profiles of liquid water content in fog layers during the SOFOG3D experiment*

Cet article est en cours de révision dans le journal " *Atmopheric Chemistry and Physics*".

Vertical Profiles of Liquid Water Content in fog layers during the SOFOG3D experiment

Théophile Costablos¹, Frédéric Burnet¹, Christine Lac¹, Pauline Martinet¹, Julien Delanoë², Susana Jorquera², and Maroua Fathalli¹

¹CNRM, Université de Toulouse, Météo-France, CNRS, Toulouse, France

²LATMOS/IPSL, UVSQ Université Paris-Saclay, Sorbonne Université, CNRS, Guyancourt, France

Correspondence: Théophile Costablos (theophile.costablos@meteo.fr)

Abstract.

Observations collected during the SOuth west FOGs 3D experiment for processes study (SOFOG3D) field campaign are examined to document vertical profile of microphysical and thermodynamic properties of fog layers. In situ measurements collected under a tethered balloon provide 140 vertical profiles of liquid water content (LWC) from an adapted cloud droplet probe (CDP), which allow an exhaustive analysis of the life cycle of 8 thin fogs (thickness < 50 m) and 4 developed layers. We estimate thin-to-thick transition time from remote sensing instruments (microwave radiometer and Doppler cloud radar) and surface measurements, by using thresholds for longwave radiation flux, turbulent kinetic energy, vertical temperature gradient, fog top height and liquid water path (LWP) values. We found that a LWP threshold value of $15 \text{ g}\cdot\text{m}^{-2}$ is more suited for the thick fogs sampled at the super-site. CDP data are used to compute the equivalent fog adiabaticity from closure ($\alpha_{eq}^{closure}$) and compare to value derived from remote sensing instruments, 2-m height visibility, and an one-column conceptual model of adiabatic continental fog assuming that LWC linearly increases with height. The comparison of $\alpha_{eq}^{closure}$ shows a large variability that results mainly from the parameterization used to estimate LWC at ground, but their evolution as a function of the fog thickness follows the same trend. We found larger negative values of $\alpha_{eq}^{closure}$ for thin layers, associated to low LWP values. CDP data reveal that reverse trend of LWC profile (LWC being maximal at the ground and decreasing with altitude) are ubiquitous in optically thin fogs, while quasi-adiabatic features with increasing LWC values with altitude are mainly observed in well-mixed optically thick fogs. We investigate the actual fog adiabaticity and lapse rate fraction by using linear regressions to best fit the vertical profiles of LWC and temperature, respectively. This analysis highlights that reverse LWC profiles, when stable temperature conditions exist during the optically thin phase of fogs, evolve towards quasi-adiabatic features with slightly unstable temperature lapse rate, when fogs become optically thick. We also found that LWC at ground is higher during the thin phase and significantly decreases as the profile is changing from reverse to increasing with height. But this trend could be balanced when collision-coalescence and sedimentation processes redistribute the LWC through the fog layer from the top to the ground. This study provides new insights on the evolution of LWC profile during the fog life cycle, that would help to constrain numerical simulations.

25 1 Introduction

Fog is defined by the World Meteorological Organization as water droplets (sometimes ice crystals) in suspension in the atmosphere reducing the visibility at the Earth's surface below 1000 m (5/8 mile) (World Meteorological Organization, 1956). This meteorological phenomenon affects human activities, and strongly perturbs the aviation, marine and land transportation, leading to human losses and high financial costs (Gultepe et al., 2007). Despite numerous studies on fog modelling, the accuracy of fog predictions by numerical weather prediction (NWP) models remains a challenge (Müller et al., 2010; Steeneveld et al., 2015; Boutle et al., 2018; Westerhuis et al., 2020)

The difficulties encountered are related to low horizontal (Bergot and Guedalia, 1994; Pagowski et al., 2004; Boutle et al., 2016) and vertical resolutions (Beare and Macvean, 2004; Tardif, 2007; Edwards, 2009), surface heterogeneities (Bergot et al., 2015; Mazoyer et al., 2017), surface conditions (Duynderke, 1999), large-scale conditions (Koračin et al., 2001), and initial conditions (Rémy and Bergot, 2009). Fog life cycle results from a complex interaction between radiative cooling, turbulence, microphysics, and non-local effects. Roach et al. (1976) and Teixeira (1999) illustrated the impact of radiative cooling for reliable fog predictions. The role of turbulence (Musson-Genon, 1987; Turton and Brown, 1987) and non-local effects related to complex terrain (Müller et al., 2010; Cuxart and Jiménez, 2012; Ducongé et al., 2020) were also evidenced.

In particular, a main issue concerns the transition from optically thin-to-thick fog being too sudden in numerical simulations and forecasts due to an excessive amount of liquid water in the fog layer (Poku et al., 2021; Boutle et al., 2022; Antoine et al., 2023). A fog becomes optically thick during its development phase when the layer closest to the ground radiates sufficiently in the longwave (LW) range to warm the surface below (Mason, 1982; Price, 2011). The downward LW radiation then increases so that the net LW flux becomes zero (Duynderke, 1999; Wærsted et al., 2017; Dupont et al., 2016; Dhangar et al., 2021), while the fog optical thickness increases (Vehil et al., 1989). Its geometric thickness also increases (Wærsted et al., 2017; Price, 2011), as does the liquid water path (LWP) which results from the contributions of geometric thickness and liquid water content (LWC). As the fog top rises, it begins to cool by LW radiation, while the lower part of the fog is shielded from cooling and tends to warm. These two effects destabilise the temperature profile (Roach et al., 1976; Price, 2011) and the vertical temperature gradient becomes negative near the ground (Dupont et al., 2016). This destabilisation in turn creates small vertical motions within the fog layer which gives rise to turbulence (Nakanishi, 2000). However, this transition from thin-to-thick fog is not systematic, contrary to what fog simulations usually predict. Observations at Cardington (UK) and during the LANFEX campaign (Price et al., 2018) have shown that only 50% of sampled events become optically thick fogs (Price, 2011, 2019). Performing sensitivity tests on droplet concentration, Boutle et al. (2018) and Ducongé et al. (2020) found an optically thin-to-thick fog transition more consistent with observations. They suggested that a lower droplet concentration leads to greater droplet sedimentation, resulting in lower LWC values in the fog layer and thus optically thinner fog. Numerous studies have shown that aerosol properties and droplet size distribution representations through microphysical scheme are also a major cause of uncertainty in fog simulation and forecasting (Bott, 1991; Zhang et al., 2014; Stolaki et al., 2015; Maalick et al.,

2016; Schwenkel and Maronga, 2019; Boutle et al., 2022; Fathalli et al., 2022). Therefore, observations of fog microphysics are essential to improve fog simulations.

Previous observations of ground-level microphysics have revealed large and rapid temporal variability of LWC in fogs (Gerber, 1981; Choulaton et al., 1981; Fuzzi et al., 1984). Fog campaigns also highlighted significant differences in droplet size distribution during fog episodes (Kunkel, 1984; Wendish et al., 1998; Gultepe et al., 2009; Niu et al., 2011; Price, 2011; Mazoyer et al., 2019), among many others). Recently, Mazoyer et al. (2022) examined the evolution of microphysics during the fog life cycle and showed that it depends on the vertical development of the fog layer. However, most fog campaigns were carried out at ground level or on low masts, and observations inside the fog layer are rare due to the difficulty of the measurements. The pioneering experiments of Okita (1962) along the slope of the Mt. Tokaschi (2070 m A.G.L) and Pinnick et al. (1978) with a tethered balloon, provided the first measurements of vertical profiles of microphysical properties in fog. More recently, Okuda et al. (2010); Egli et al. (2015); Price et al. (2015) have also reported microphysical measurements using a tethered balloon. Most of these measurements were conducted in deep well-mixed mature fogs, or fogs that lifted into stratus. In general, they revealed LWC profiles that were roughly constant or increasing with height, similar to aircraft measurements performed in stratus and stratocumulus clouds. Based on these observations and following the approach of Cermak and Bendix (2011), Toledo et al. (2021) have developed a one-column conceptual model of adiabatic continental fog by assuming that LWC linearly increases with height, but with a reduced condensation rate referred as the local adiabaticity. They used remote sensing data from 7 years of measurements performed at the SIRTa (Site Instrumental de Recherche par Télédétection Atmosphérique) observatory near Paris, to compute the equivalent local adiabaticity by closure that would give the same LWP in the fog layer, but assuming a linear increase in LWC with height. They showed that this parameter is indeed positive for the majority of their data, corresponding to thick adiabatic and buoyant fog layers, but they noted some negative values for thinner fogs with $LWP < 30 \text{ g}\cdot\text{m}^{-2}$, suggesting that LWC could be higher at the surface and decrease with height in such cases. Using cloud radar reflectivity measurements, Wærsted et al. (2017) also retrieved higher LWC values near the ground for a thin fog event. But in situ observations of the vertical profile of fog microphysics are sorely lacking in the literature.

The South west FOGs 3D experiment for processes study (SOFOG3D) field campaign took place during winter 2019/2020 in the South-West of France to provide 3D mapping of the boundary layer during fog events (Burnet et al., 2020). The observation strategy combined vertical profiles derived from remote sensing instruments (microwave radiometer (MWR), Doppler cloud radar and Doppler lidars) and balloon-borne in-situ measurements of fog microphysics and thermodynamics. Bell et al. (2022) and Vishwakarma et al. (2023) combined cloud radar reflectivity with temperature and humidity profiles and LWP retrieved from MWR, to better estimate the vertical profile of LWC in the fog layer. They demonstrated that LWC retrieval is highly sensitive to the prescribed droplet concentration, and that agreement with in situ data is highly dependent on cloud-fog heterogeneity. Dione et al. (2023) combined remote sensing measurements with the conceptual adiabatic fog model to analyze the thermodynamic and turbulent processes involved in fog formation, development and dissipation, focusing on the four deepest case studies : two radiation fogs and two advection-radiation fogs. They defined the different phases characterizing the fog's life cycle and provided quantitative analyses of key parameters and conditions that drive their temporal evolutions.

In this study, we examine in situ microphysical measurements collected under the tethered balloon during the SOFOG3D field campaign, to document the vertical profiles of LWC in the fog layer. For the first time, these observations provide an exhaustive analysis of the evolution of vertical profiles of microphysical and thermodynamic properties during the fog life cycle, from the formation phase in a thin stable layer to the well-mixed fog layer once vertical development has occurred, and even during dissipation when fog lifted in a stratus cloud. They are used to investigate the actual fog adiabaticity in various case studies and to compare it with the equivalent value derived from the closure proposed by Toledo et al. (2021).

This article is organized as follows, Section 2 describes the dataset and proposes an estimate of the thin-to-thick transition time with an uncertainty period. Section 3 introduces fog adiabaticity, presents the methodology for analyzing the in situ data and compares these results with equivalent adiabaticity from closure values. Section 4 documents the evolution of LWC and temperature vertical profiles in the sampled fog layers and provides new information for both thin and optically thick fogs. These results are discussed in section 5, followed by the conclusion and outlook in section 6.

2 Dataset

2.1 Observational sites and instrumentation

The SOFOG3D experiment (Burnet et al., 2020) was conducted during the winter of 2019/2020 in the southwest of France in the Landes forest region (Fig. 1a). A total of 17 instrumented sites were spread over a 30 x 50 km area (red rectangle in Fig. 1). The Jachère site (44.41° N, 0.61° W) has been selected in a fallow field located in a large open area (Thornton et al., 2023) and was specifically equipped for measurements of aerosols and fog microphysics as well as energy balance with in situ instruments at the surface and on masts. The Charbonnière site, 1.4 km away over a flat terrain (Fig. 1b), was specifically dedicated to remote sensing observations and tethered balloon operations. It was located close to an agricultural building for convenience, and was open from SW to NE with a small forested area on the other side. Measurements from these two sites will be analysed in this paper to document the evolution of the vertical profile of the microphysical properties.

The instruments used in this study are summarized in Table 1. Both sites were equipped with a ground-based meteorological station that provided standard dynamical and thermodynamical measurements such as temperature, wind speed and wind direction as well as longwave and shortwave radiation.

A 95 GHz BASTA cloud radar was operated at the Charbonnière site on a vertical pointing mode. It measured radar reflectivity and Doppler velocity up to 18 km with three vertical resolutions (12.5, 25, and 100 m) (Delanoë et al., 2016). The 12.5 m vertical resolution mode is dedicated to fog and low clouds, with the first available gate between 25 and 37.5 m a.g.l.. Cloud base height (CBH) and cloud top height (CTH) were provided at a time resolution of 3 s, by the level 2 product developed by combining the three modes to derive optimized radar reflectivity, velocity, and mask indicating the valid signal from noise. An additional mask has been defined to remove radar reflectivities when the tethered balloon was interfering with the cloud radar measurements (Delanoë, 2020). Since qualitative analysis of the BASTA reflectivities is performed here to provide geometrical thickness of the fog layer, we choose to use all the available data and this specific mask was not applied. An RPG HATPRO 1/10 Hz microwave radiometer (MWR) was also deployed at the Charbonnière site (Martinet et al., 2022). Using neural net-

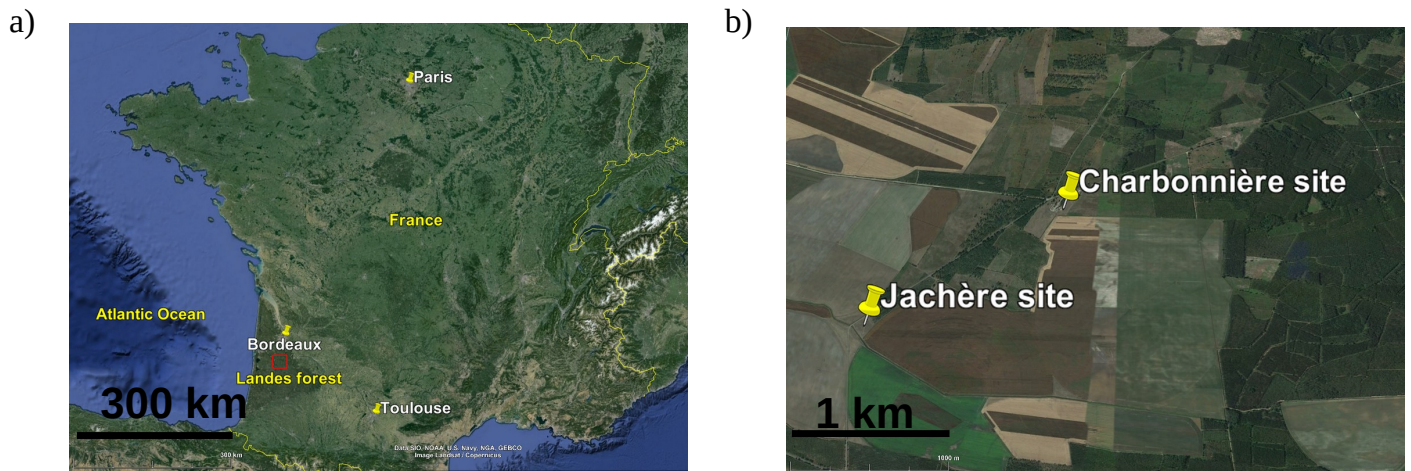


Figure 1. (a) Map of France with the location of SOFOG3D in red rectangle © Google Earth (b) Focus on the Jachère and Charbonnière sites © Google Earth.

125 work inversion, it provides vertical temperature and humidity profiles up to 2.5 km with a vertical resolution of 25 m up to 100
 m high and 30 m above, as well as the liquid water path (LWP) over the whole layer. The synergy between both instruments
 was investigated for IOP 11 (Vishwakarma et al., 2023) and IOP 14 (Bell et al., 2022), by combining the LWP retrieved from
 the radiometer and the reflectivity from the BASTA radar in order to better estimate the vertical profile of LWC within the fog
 layer. However, we analyse here all the data collected during the SOFOG3D experiment, and we then use independant retrieval.

130 An 18 m³ tethered balloon was operated at the Charbonnière site to provide in situ measurements through the boundary
 layer up to 500 m during the fog events. The payload consisted of an adapted DMT cloud droplet probe (CDP) for fog
 microphysics and meteorological sensors to provide thermodynamical vertical profiles of temperature, humidity, wind speed
 and wind direction. Depending on the period, a Vaisala tethersonde or a Gill ultrasonic anemometer and an inertial sensor were
 used for turbulence measurements (Canut et al., 2016), as indicated in Table 2. The CDP is an aircraft instrument that provides
 135 the size distribution of cloud droplets from 2 to 50 µm in diameter at 1 Hz (Lance et al., 2010). To operate under a tethered
 balloon, a wind vane is used to align the sampling section perpendicular to the wind, and a small fan fixed just to the rear of
 the laser beam aspirates the air flow. The air speed in the sampling section is therefore equal to the wind speed plus 5 m.s⁻¹
 (Fathalli et al., 2022).

2.2 Case studies

140 During the SOFOG3D campaign, 15 intensive observation periods (IOPs) with tethered balloon operations were conducted.
 Here we analyze 12 fog events sampled with the CDP under the balloon. Their characteristics are summarized in Table 2.

Table 1. List of instruments used in this study, references for uncertainty are : ¹ (Bell et al., 2022), ² (Martinet et al., 2022), ³ (Lance et al., 2010)

Instruments	Measured Variable	Unit	Vertical Position	Uncertainty	Temporal Resolution
PT100	Temperature	°C	2 m	0.5 °C	60 s
Young Wind Monitor	Wind Speed	m/s	10 m	0.3 m/s	60 s
	Wind Direction	°	10 m	3 °	60 s
Kipp and Sonnen Spectrometer	Downward/Upward Longwave Radiation	W/m ²	1 m	10 %	60 s
METEK Sonic Anemometer	Turbulent Kinetic Energy (TKE)	m ² /s ²	3 m	1.5 %	30 min
Young Visibility Sensor	Horizontal Visibility	m	3 m	10 %	60 s
Vaisala PWD22	Horizontal Visibility	m	3 m	15 %	15 s
BASTA Cloud radar	Reflectivity (Z)	dBZ		0.5-2 dBZ ¹	3 s
	Cloud Base/Top Height (CBH/CTH)	m		12.5 m	3 s
HATPRO Radiometer	Temperature	K		0.25 K RMS ²	10 min
	Liquid Water Path (LWP)	g/m ²		20 g/m ²	1 s
XSENS Sensor	Altitude (Z)	m		5 m	10 s
Rotronic Sensor	Temperature	°C		0.1 K	10 s
Gill Anemometer	Wind Speed	m/s		1.5 %	10 s
Cloud Droplet Probe (CDP)	Liquid Water Content (LWC)	g/m ³		30 % ³	1 s
Vaisala RS41-SGP	Temperaure	°C		0.3 °C	1 s

The time of formation and dissipation, and the type of fog are determined on the basis of measurements at the Jachère site since visibility measurements at the Charbonnière site were only available between January 23, 2020 and March 4, 2020. A fog event starts when visibilty falls below 1 km for at least 30 minutes, and dissipation occurs when visibility exceeds this threshold for more than one hour.

The algorithm developed by Tardif and Rasmussen (2007) was implemented to determine the type of fog that should reflect the main processes leading to fog formation. It depends on the magnitude of radiative cooling and wind speed, as well as the presence of precipitation or stratus cloud prior to fog formation. But threshold effects appeared for several cases leading to fog being classified as either radiative or advective, even though these two major processes are equally important. This is because Tardif and Rasmussen (2007) considered radiative-advective fogs to be radiative fogs because no distinction was made between heating and air drainage. Given the importance of the advective component observed during SOFOG3D linked to the proximity of the Atlantic Ocean, we analyzed large scale conditions using synthetic analysis products, in addition to local conditions in the Supersite's surroundings at the fog formation, using satellite data, radar and thermodynamical parameters from meteorological stations at the Jachère and Charbonnière sites. This analysis enabled us to determine the most appropriate classification, allowing a fog to be classified as radiative-advective (Ryznar, 1977; Gultepe et al., 2007; Yang et al., 2018) if

Table 2. Summary of the IOPs from the SOFOG3D campaign used in this study, based on the measurements at the Jachère site (except for the transition time based on net longwave radiation from the Charbonnière site). The time interval between the first and last threshold (see text) is indicated in brackets. IOPs 13b, 14, 11 and 6c, will be studied more specifically in Section 4.

IOP	Date	Formation (UTC) Dissipation (UTC)	Duration	Type	Transition (UTC) (time interval)	Number of profiles : thin/thick/stratus - total
2a	05-06/12/2019	2139/ 0525	7h46	Radiative		17/0/0 - 18
2b	06-07/12/2019	1924/ 0514	5h32	Radiative-Advection		26/0/0 - 25
6a	03-04/01/2020	0141/ 0746	6h05	Precipitations		11/0/0 -11
6b	04-05/01/2020	2342/ 0121	1h31	Radiative		3/0/0 - 3
6c	05-06/01/2020	2037/ 0928	12h51	Radiative-Advection	2126 (04h11)	0/24/2 - 26
9a	23-24/01/2020	2103/ 0138	4h35	Precipitation	2104 (2h29)	0/9/0 - 9
9b	24-25/01/2020	0040/ 0256	2h16	Radiative		3/0/0 - 3
11	08-09/02/2020	2038/ 0349	7h11	Radiative	0044 (0h25)	4/4/4 - 12
13a	22-23/02/2020	2303/ 0311	2h52	Radiative-Advection		9/0/1 - 10
13b	23-24/02/2020	2104/ 0018	3h14	Radiative-Advection		8/0/2 - 10
14	07-08/03/2020	2120/ 0705	8h31	Radiative-Advection	0012 (0h48)	3/3/4 - 10
15	11-12/03/2020	2242/ 0417	5h35	Radiative		3/0/0 - 3

both aspects are considered significant. All other possible fog types were the same as those described by Tardif and Rasmussen (2007), i.e. radiative, advective, precipitation, stratus lowering and evaporation fogs.

Three deep fog events with CTH higher than 200 m were sampled with the tethered balloon, namely IOP-6c, 11 and 14. Given such vertical development they have clearly undergone a transition from thin to thick. The life cycle of these cases has been examined by Dione et al. (2023) to analyze the thermodynamics and turbulent processes involved in fog formation, evolution and dissipation. Most of the fog layers sampled at the Charbonnière site, however, reached much lower thickness than these 3 cases. Indeed we found only one additional thick fog on the database (IOP 9a), while the other 8 cases remained optically thin. For the 4 thick events, an estimation of the time of the thin-to-thick transition is provided in Table 2 with a duration reflecting the associated uncertainty based on a method described in the next section.

For the in situ measurements performed under the tethered balloon, the observation strategy consisted of ascents and descents through the layer to provide vertical profiles of the fog microphysics and thermodynamics, and constant-height sections at various altitude to investigate time evolution and turbulence within the fog layer. To be representative, the turbulent kinetic energy (TKE) is determined over constant-height sections lasting at least 20 minutes. Tethered balloon tracks for the four fog events analyzed in section 4 are illustrated in Fig. 8c, 9c, 10c and 11c superimposed to the radar reflectivity, for IOP 13b, 14, 11 and 6, respectively. The maximum ascent or descent speed of the balloon is 0.5 m.s^{-1} . It then theoretically takes 10 minutes

to cross over up and down a 150 m-thick layer. However, due to the increase of the wind with the altitude that tends to sweep off the balloon away from the winch, the required time is much higher. In addition, the CDP is powered with a battery that allows measurements up to a maximum of around 1.5 hr. As a result, some profiles did not cross the entire fog layer from the ground up to the CTH and were discarded for this study. For 5 episodes, some vertical profiles were performed after the fog
 175 lifted into a stratus cloud during the dissipation phase, including the 2 thin cases sampled at the end of February. Overall a total of 140 vertical profiles has been selected, including 91 in thin fogs, 41 in thick fogs, and 14 in stratus clouds. The number of profiles is given for each IOP in the last column of Table 2. The number of profiles available in each phase of the life cycle is highly variable depending on fog duration, vertical extension and various technical difficulties encountered during operations. But with the exception of the 2 shortest events, there are between 9 and 27 profiles per fog case providing a unique dataset to
 180 document the vertical structure of the thermodynamics and microphysical properties of fog layers.

2.3 Determination of the thin-to-thick transition time

As mentioned in section 1, a fog becomes optically thick when the layer closest to the ground radiates sufficiently in the longwave range to warm the surface below. This leads to the destabilization of the fog layer which evolves from a stable to a neutral or slightly unstable temperature profile. Precise estimation of the time of transition is not easy, however. Many authors
 185 have proposed various thresholds for different radiative, thermodynamic, geometric and microphysical parameters.

We apply the following five conditions for the four thick fogs in order to assess the uncertainty associated with the definition of the transition time. To smooth out high frequency fluctuations that are not representative of the typical length scale of the fog phases, we compute the transition time for a given parameter from the 30-minutes running average of its time series except for TKE and vertical temperature gradient for which original sampling frequency data are used (Table 1).

- 190 – As the fog becomes optically thick, the longwave net radiation $LW_N = (LW_{DOWN} - LW_{UP})$ increases during the night and approaches 0 (Wærsted et al., 2017; Dupont et al., 2016; Dhangar et al., 2021). Mazoyer et al. (2017) observed a difference of 8 W.m^{-2} between LW_{DOWN} and LW_{UP} after the fog vertical development. We consider that the transition is triggered when $|LW_N| < 5 \text{ W.m}^{-2}$.
- Warming at the surface and cooling at the fog top destabilize the vertical profile of temperature, which reverses from
 195 stable conditions and starts to decrease with height (Roach et al., 1976; Price, 2011). We use the temperature profile provided by the MWR just above the surface, but we have discarded the first two gates because of the excessive influence of the ground on the measurements. The considered threshold is when the temperature gradient between 50 m and 25 m becomes negative, i.e. $T_{50\text{m}} < T_{25\text{m}}$.
- Due to the destabilization of the vertical temperature profile, turbulent motions increase (Nakanishi, 2000). a threshold
 200 on σ_w^2 values is difficult to define. Price (2019) proposed σ_w^2 values higher than $0.002\text{-}0.005 \text{ m}^2.\text{s}^{-2}$ at the transition. But Dione et al. (2023) found much larger values ($0.01 < \sigma_w^2 < 0.04 \text{ m}^2.\text{s}^{-2}$) during the stable/adiabatic transition of the 4 deepest fog events of SOFOG3D and an increase in TKE of up to $0.4 \text{ m}^2.\text{s}^{-2}$. These discrepancies may be explained by the contrasting environment between the two measurement areas (Thornton et al., 2023). In the same way, Dhangar

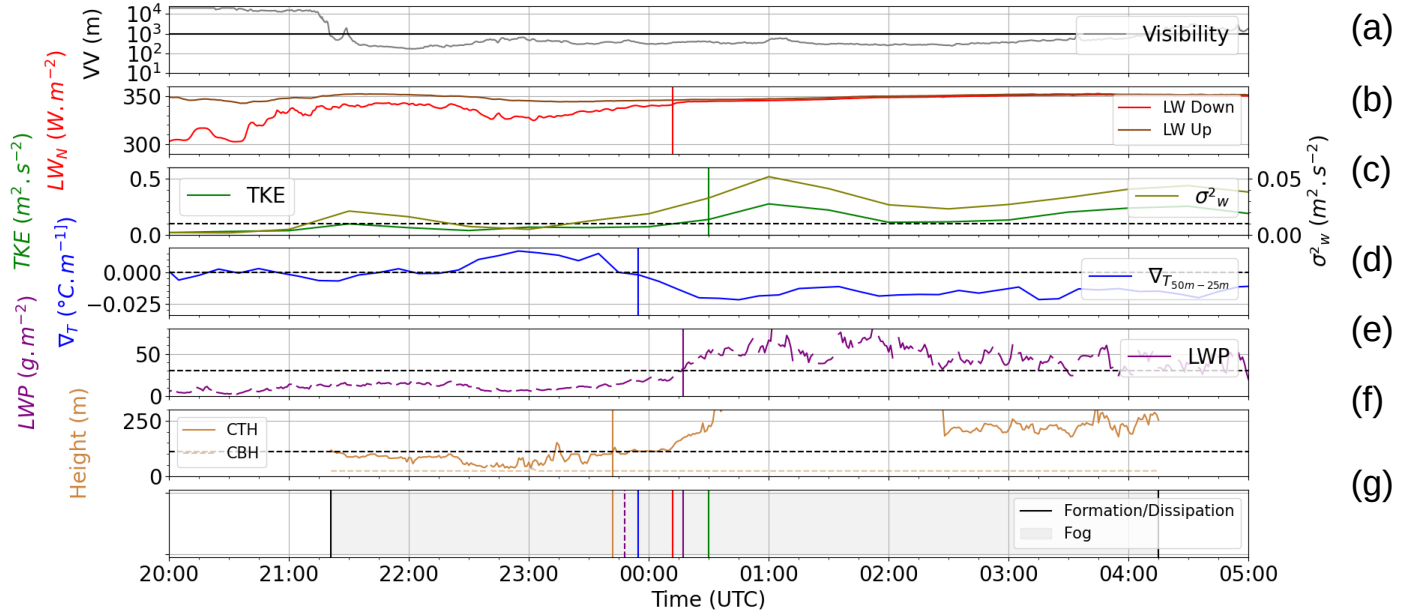


Figure 2. Time series for IOP 14 fog event : (a) visibility (b) downward (light red) and upward (brown red) longwave radiative fluxes, (c) TKE (green) and σ_w^2 (light green), (d) vertical gradient of temperature between 25 and 50m from the MWR, (e) LWP from the MWR, (f) CTH and CBH from the BASTA cloud radar. In panels (c) to (f), threshold values are indicated by the dotted horizontal lines. In panels (b) to (f), the vertical segments represent the transition times. (g) Summary graph with the five transition times and their respective colours superimposed over the foggy period (grey area) delimited by the formation and dissipation times in vertical black lines. The vertical purple dotted segment represents the transition time derived from the LWP with a threshold of 15 g.m^{-2} instead of 30 g.m^{-2} .

et al. (2021), during the WIFEX campaign over New Delhi, considered a TKE threshold of $0.10 \text{ m}^2.\text{s}^{-2}$. We then choose
 205 $\text{TKE} > 0.10 \text{ m}^2.\text{s}^{-2}$.

– An increase in geometrical thickness is systematically observed as the fog becomes optically thick. This vertical development can be detected using the fog cloud top height derived from cloud radars (Wærsted et al., 2017) or tethered balloon systems (Price, 2011). Based on these studies we consider that the transition occurs when $\text{CTH} > 110 \text{ m}$.

– Finally, the LWP also increases. We apply the condition determined by Wærsted et al. (2017), i.e. $\text{LWP} > 30 \text{ g.m}^{-2}$.

210 Results for IOP 14 case study are illustrated in Fig. 2. Each transition time for a given parameter is represented by a vertical bar on the corresponding time series in Fig. 2b-f and they are all reported in Fig. 2g for a synthetic representation. As expected, the thin-to-thick transition is systematically associated with an increase in LW_N , TKE, LWP, CTH and a decrease in the vertical temperature gradient. For this case, the different transition time values are very close within a 48-min period around 0012 UTC. But there could be large discrepancies. Figure A1 presents the results for IOP 11 with transition times from 0030
 215 UTC to 0055 UTC, except the 30 g.m^{-2} LWP threshold about two hours later. This threshold seems too high in this case

since the transition rather occurs when LWP reaches 15 g.m^{-2} . IOP 6 reveals the largest scattering (Fig. A2) with the LW flux exceeding 5 W.m^{-2} very early (50 min) after the fog onset, about 2h30 before the TKE threshold, and 3h30 before both CTH and vertical temperature gradient thresholds. This appears to be mainly due to advective processes that perturbed the fog life cycle. Indeed all these parameters are also close to their respective thresholds (CTH = 87.5 m, TKE = $0.06 \text{ m}^2.\text{s}^{-2}$ and vertical temperature gradient = $0.0007 \text{ }^\circ\text{C.m}^{-1}$) but the vertical development of the fog layer is temporarily stopped as the surface wind decreased before its direction shifted from SW to SE (Fig. A2b). The fog started to deepen again around midnight and then all parameters reached their thresholds shortly after, except the 30 g.m^{-2} LWP threshold which required 1h15 more. Finally, during IOP 9a (not shown), LW_N indicates that the fog is already thick at its formation, due to the immediate condensation of liquid water over a 80 m thick layer, but with a rather low value of LWP $< 5 \text{ g.m}^{-2}$. A cloud passing above temporarily caused the fog layer to drop below 50 m, and as for IOP 6, other parameters then exceed their thresholds later on when the fog started to deepen again, resulting in a transition interval of 2h29 as indicated in Table 2.

For these four cases, the transition occurred with LWP values systematically much lower than the 30 g.m^{-2} threshold. To be consistent with the other parameters, we find that a value of 15 g.m^{-2} is more suited to detect the transition phase. The other estimations are in agreement during IOPs 11 and 14 during which there was a clear thin-to-thick transition, but they are more dispersed during IOPs 9a and 6c since the fog became optically thick immediately after its formation or shortly after, respectively. However, these four cases do not reveal any trend in the order of exceeding the thresholds by the different parameters. Furthermore it appears that non-local processes such as the change in wind orientation or the advection of clouds can disrupt the usual fog life cycle by stopping the vertical development of the fog layer.

This analysis provides estimations of the transition time for each case with an associated period of uncertainty, independent of the in situ measurements performed under the tethered balloon. These are now examined to document the evolution of the vertical profile of microphysical properties during the fog life cycle, with particular emphasis on fog adiabaticity.

3 Fog adiabaticity

3.1 Equivalent adiabaticity from closure

In adiabatic liquid clouds, the liquid water content increases almost linearly with the altitude as $LWC(z) = \Gamma_{ad}(T, P)(z - Zb)$, where Zb is the cloud base height and $\Gamma_{ad}(T, P)$ the condensation rate that depends on pressure P and temperature T at the cloud base (Betts, 1982; Albrecht et al., 1990; Brenguier, 1991) following:

$$\Gamma_{ad}(T, P) = \rho_d \left(\frac{(\epsilon + w_s)w_s l_v \Gamma_w}{R_d T^2} - \frac{g w_s P}{(P - e_s) R_d T} \right) \quad (1)$$

with l_v the latent heat of vaporization, g the acceleration of gravity, R_d the dry air ideal gas constant, ϵ the ratio between the dry air to water vapor ideal gas constant equal to 0.622, e_s the vapor saturation pressure, w_s the saturation mixing ratio, ρ_d the dry air density, and Γ_w is the moist adiabatic lapse rate given in Eq. 2 (Hummel and Kuhn, 1981):

$$\Gamma_w = \frac{g}{c_p} \frac{1 + \frac{l_v w_s}{R_d T}}{1 + \frac{\epsilon l_v^2 w_s}{R_d c_p T^2}} \quad (2)$$

with c_p the specific heat of dry air at constant pressure.

The liquid water path of a cloud layer is the total amount of liquid water, as :

$$LWP = \int_{Z_b}^{Z_t} LWC(z) dz \quad (3)$$

250 where Z_t is the cloud top height. In shallow convective cloud where the condensation rate can be assumed relatively constant it follows: $LWP_{ad} = \frac{1}{2} \Gamma_{ad}(T, P)(Z_t - Z_b)^2$ (Albrecht et al., 1990).

Processes such as entrainment-mixing of dry air or precipitation formation, however, tend to reduce LWC values, and Betts (1982) introduced the in-cloud mixing parameter β to reduce the condensation rate as $(1 - \beta)\Gamma_{ad}(T, P)$. Many studies have quantified departure from the adiabatic values using aircraft in situ data and revealed that the reduction in stratiform clouds is much lower than in cumulus ones and results mainly from mixing at the cloud top and drizzle formation (Gerber, 1996; 255 Wood, 2005; Brenguier et al., 2011; Braun et al., 2018). By using remote sensing instruments in shallow stratocumulus clouds, (Albrecht et al., 1990) also noticed a large reduction in LWP, compared to the adiabatic values, when drizzle is observed. Observations in fog are rare due to the difficulty of measurement, but previous studies have reported LWC profiles that are fairly constant or increase with height in a well-developed fog layer (Okita, 1962; Pinnick et al., 1978; Price et al., 2015; Egli 260 et al., 2015).

To retrieve the cloud base from satellite data, allowing discrimination between low stratus and fog, Cermak and Bendix (2011) developed a subadiabatic model of cloud microphysics. They derived a complex cloud profile parameterization used for LWP computation by dividing the cloud in three layers with different β values to account for processes reducing the LWC near the ground, in the central region and at cloud top.

265 Recently, to improve nowcasting of fog dissipation, Toledo et al. (2021) developed a one-column conceptual model of adiabatic continental fog by assuming that the LWC linearly increases with height with a reduced condensation rate expressed as $\alpha(z)\Gamma_{ad}(T, P)$ where $\alpha(z)$ is the local adiabaticity. The LWP of a fog layer is then computed considering that the equivalent local adiabaticity $\alpha_{eq} = 1 - \beta$ remains constant throughout the fog layer from the ground to the CTH, as:

$$LWP = \frac{1}{2} \alpha_{eq} \Gamma_{ad}(T, P) \cdot CTH^2 + LWC_0 \cdot CTH \quad (4)$$

270 where LWC_0 is the LWC value at the ground.

Toledo et al. (2021) then used data from 7 years of measurements performed at the SIRTa (Site Instrumental de Recherche par Télédétection Atmosphérique) observatory near Paris, to compute this equivalent local adiabaticity α_{eq} . Without measurements of the vertical profiles of LWC, they used an inversion of Eq. 4 to calculate α_{eq} by closure as :

$$\alpha_{eq}^{closure} = \frac{2(LWP - LWC_0 \cdot CTH)}{\Gamma_{ad}(T, P) \cdot CTH^2} \quad (5)$$

275 where LWP and CHT are provided by a HATPRO MWR and a BASTA radar, respectively, and LWC_0 is derived from the measured visibility at ground by the parameterization developed in Gultepe et al. (2006).

$\alpha_{eq}^{closure}$ is then the equivalent adiabaticity that would give the same LWP in the fog layer, but assuming a linear increase in LWC with height. Note that from Eq. 5, $\alpha_{eq}^{closure} = 0$ corresponds to a constant LWC profile equal to LWC_0 from the ground to CHT and is quite different from $\beta = 1$, which corresponds to the total evaporation of the cloud due to mixing with clear air (Betts, 1982). They found that $\alpha_{eq}^{closure}$ depends mainly on the CHT and pointed out that thinner fog with LWP values lower than 20 g.m^{-2} has α_{eq} values below 0.6 and can even reach negative values. Dione et al. (2023) used this model to analyze the four deepest fogs of SOFOG3D and revealed that $\alpha_{eq}^{closure}$ increases from 0 to 0.5 during the thin-to-thick transition and reaches 0.5 when $LWP > 20 \text{ g.m}^{-2}$. We now use the CDP measurements to analyze fog adiabaticity derived from in situ measurements.

285 3.2 Vertical profiles of LWC and temperature from in situ measurement

Droplet size distribution recorded by the CDP under the tethered balloon during SOFOG3D allows us to retrieve vertical profiles of LWC in the fog layer and then to examine the actual fog adiabaticity and compare to the equivalent values derived by closure.

Figure 3 presents vertical profiles of LWC and temperature measurements collected during IOP 14 (upper panels) and IOP 11 (lower panels). Boxplots correspond to statistics computed within 5 m height layers from the ground up to the fog top. Black lines indicate the adiabatic theoretical calculation of LWC and lapse rate, from Eq. 1 and 2 respectively.

The ascent of IOP 14 was performed between 0611 and 0647 UTC, about 6 hours after the fog became optically thick (Fig. 2) and 2 hours before its dissipation in stratus (profile # 6 of Fig. 9d). As a general trend, LWC values increase with the altitude up to 215 m, before they drop suddenly in the upper fog layers near the fog top at 255 m (Fig. 3a). In this deep fog, however, we can observe that the increase of LWC is not continuously monotonic, with the presence of a layer with much lower LWC values at heights between 120 and 170 m. The vertical profile of temperature decreases almost regularly with height up to the fog top (Fig. 3b). Unfortunately, the balloon failed to cross the summit due to the increase in wind speed to over 6 m.s^{-1} , but the radiosonde launched 35 minutes earlier indicates a sharp temperature inversion of $-1.5 \text{ }^\circ\text{C}$ (not shown). These observations are consistent with previous measurements in well-mixed fog layer revealing mainly adiabatic vertical profiles of LWC and temperature, but also a sharp reduction in LWC at the fog top probably due to entrainment-mixing of dryer air in the upper fog layers.

In contrast, the descent during IOP 11 between 2209 and 2223 UTC reveals a reverse trend with LWC being maximal at the ground, around 0.11 g.m^{-3} , and decreasing with altitude up to the CHT at 55 m, except a thin slice around 40 m. It is associated with a stable vertical profile of temperature that increases from $8.5 \text{ }^\circ\text{C}$ at ground to $10.1 \text{ }^\circ\text{C}$ above the CHT. Indeed at this time (profile #2 of Fig. 10d) the fog is still optically thin as the transition to thick fog will occur about 1 hour and a half later. Such reverse LWC profiles were almost systematically observed in optically thin fogs during the SOFOG3D campaign and are investigated in more details in section 4. These results highlight that while the adiabatic model correctly represents

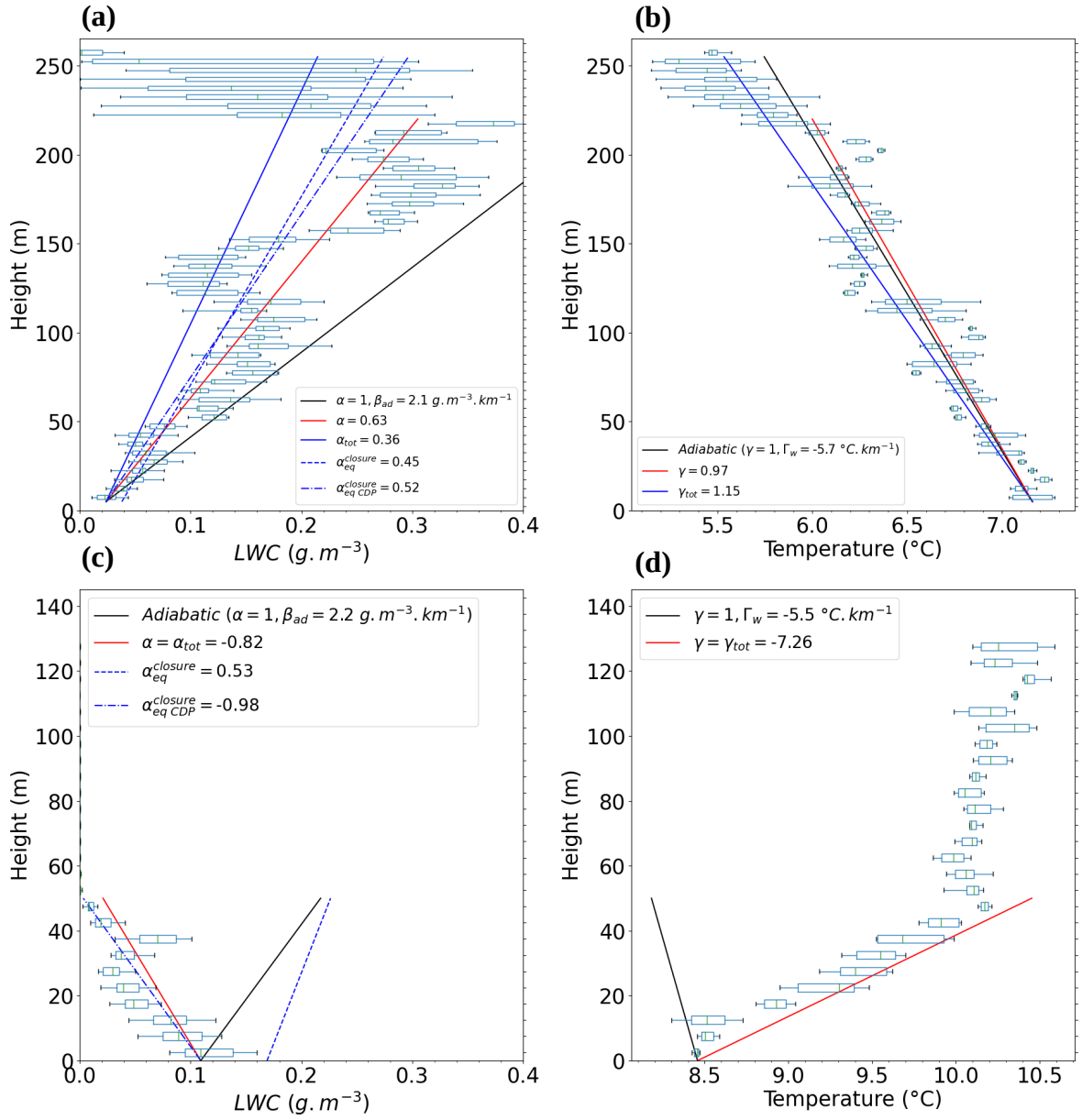


Figure 3. Adiabaticity (left) and lapse rate (right) from CDP vertical profiles collected during (a and b) a descent of IOP 14 between 0611 UTC and 0647 UTC and (c and d) a descent of IOP 11 between 2209 UTC and 2223 UTC. Boxplots are derived from CDP data collected within 5 m height layer. The theoretical and local values are indicated by a black and red line respectively. The equivalent adiabaticity retrieved by remote sensing ($\alpha_{eq}^{closure}$) and in situ measurements ($\alpha_{eq}^{closure CDP}$) are indicated by a dashed and dash-dotted blue line respectively.

thermodynamical and microphysical properties of well-mixed fogs, it does not represent the properties of optically thin fogs at all.

310 For LWC profiles, the linear increase corresponding to $\alpha_{eq}^{closure}$ calculated from Eq. 5 following Toledo et al. (2021) is plotted in dashed blue line with values of 0.45 and 0.53 for IOP14 and IOP11, respectively. As expected for the well-mixed fog case, the resulting profile of LWC tends to underestimate actual values of LWC in the lower part of the layer with predicted values that can be half the measured ones. The dotted and long dashed blue line corresponds to the fog adiabaticity from closure but computed with the CDP data $\alpha_{eqCDP}^{closure}$ (see next section), and produces a very similar result. Indeed, these low values of
315 $\alpha_{eq}^{closure}$ result mainly from the strong reduction of LWC at the fog top. Consequently, the corresponding profiles of $\alpha_{eq}^{closure}$ are not really representative of the global agreement of the measured LWC with the adiabatic model. This overall agreement is, however, clearly reflected on the temperature adiabatic (Fig. 3b, black) and local lapse rates (Fig. 3b, blue), the latter being less affected by the evaporation following the mixing below the fog top. Surprisingly, the reverse LWC profile of IOP 11 is well reproduced with data aligned along the negative slope -1.04 of $\alpha_{eqCDP}^{closure}$. In contrast for this case, $\alpha_{eq}^{closure}$ is positive due
320 to a larger LWP value provided by the MWR (7.12 g.m⁻²) compared the CDP measurements (2.81 g.m⁻²) and the profile is shifted to larger LWC due to an excessive value of LWC_0 provided by the parameterization of Gultepe et al. (2006) (0.17 g.m⁻³) compared to the CDP measurements (0.11 g.m⁻³).

To better estimate the agreement of the measurements with the adiabatic model, we calculate the local adiabaticity α and γ with respect to LWC and lapse rate, respectively, by determining the slope of the linear regression between medians values of
325 the statistics at each altitude range. To avoid underestimation of local adiabaticity resulting from entrainment-mixing processes below the fog top for well-mixed fog, we discard this layer by truncating the vertical profile at the altitude where LWC reaches its maximum value. The corresponding profiles are superimposed as red lines on Fig. 3a and b. With such a procedure $\alpha = 0.64$ for IOP 14 and the corresponding fit to the measurements better represents the general shape of the vertical profile. For the lapse rate $\gamma = 0.97$ which is then very close to the adiabatic decrease. In contrast, the descent during IOP 11 reveals negative α
330 and γ values of -0.82 and -7.26 respectively.

In a first step, we take advantage of the 140 selected profiles to evaluate the agreement between $\alpha_{eq}^{closure}$ and the equivalent values derived from in situ data.

3.3 Comparison between equivalent fog adiabaticity from closure estimations

We use the CDP data to compute the fog adiabaticity from closure $\alpha_{eqCDP}^{closure}$ from Eq. 5: CTH is determined by using an LWC
335 threshold of 0.01 g.m⁻³, the LWP is calculated by integrating the LWC in each altitude range up to CTH, and LWC_0 is defined as the median value of LWC in the lowest altitude range. The median height corresponding to LWC_0 is 3.5 m with quantiles 25 % and 75 % of 2.5 m and 6.2 m respectively, i.e. very close to the height of the visibilimeters deployed at 3 m above ground level.

Comparison of $\alpha_{eqCDP}^{closure}$ vs. $\alpha_{eq}^{closure}$ are reported on Fig. 4a and reveal large discrepancies, with very low values of the
340 coefficient of determination R^2 and the slope of the linear regression which reach 0.16 and 0.29, respectively. The first available gate of the radar being 37.5 m, it obviously can not detect CTH below this height. In total 21 profiles performed by the tethered

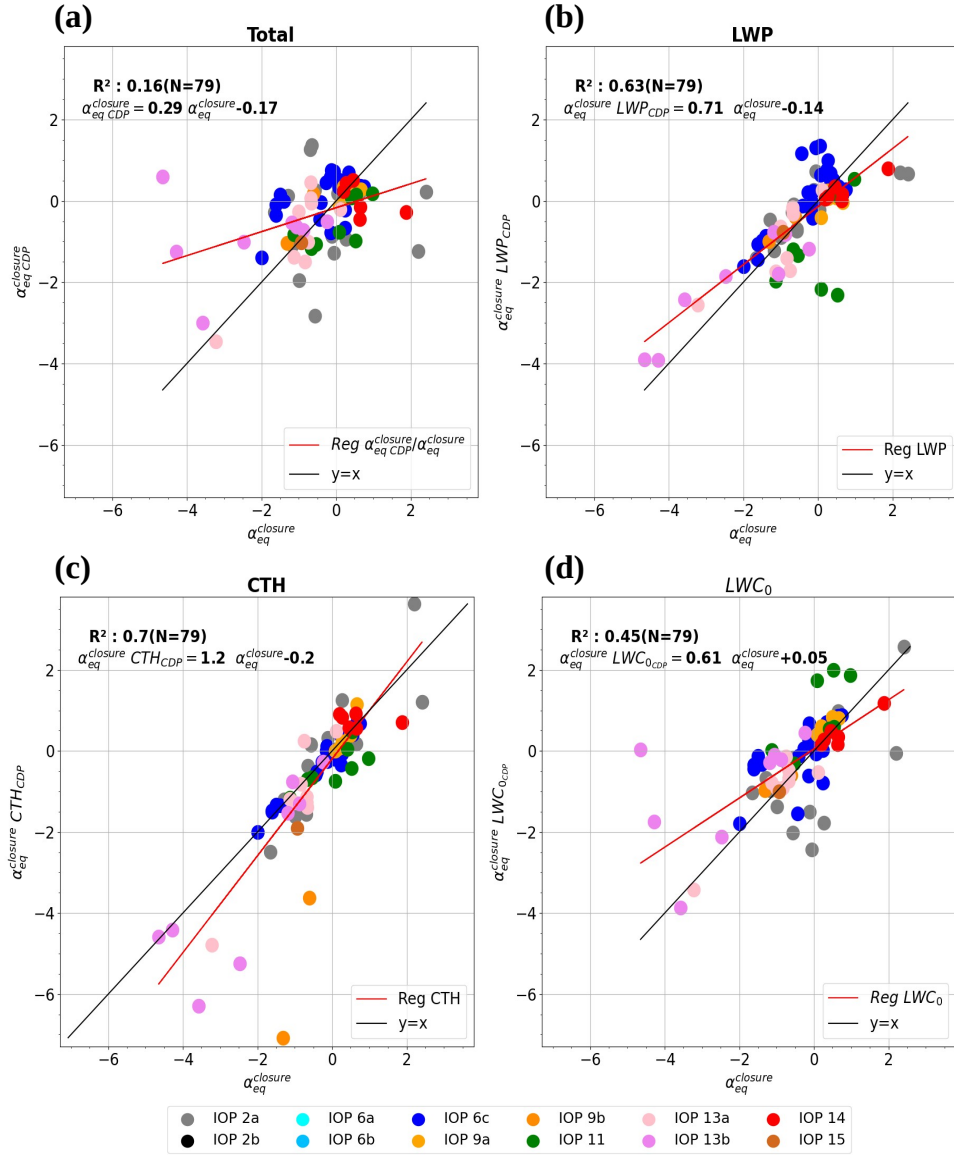


Figure 4. Fog adiabaticity from closure values comparison : (a) $\alpha_{eq}^{closure}$ values derived from the CDP measurements as a function of $\alpha_{eq}^{closure}$. Sensitivity tests performed on $\alpha_{eq}^{closure}$ when using only one parameter derived from CDP measurements: (b) LWP, (c) CTH, and (d) LWC_0 . Colour of dot depends on IOP as indicated in the legend.

balloon are lower than this limit, that is about 20 % of the data set. This provides an additional motivation to compute $\alpha_{eq}^{closure_CDP}$ in order to evaluate the conceptual approach against the actual vertical profile for the thin layers which correspond to the formation phases of many radiation fog events in stable conditions. For LWP retrieved from the MWR measurements, caution should be taken when clouds above the fog layer were detected, because it is not possible to dissociate the LWP values of the

fog layer and of the cloud layer above. Therefore, due to the presence of clouds above fog during IOP 2b and IOP 6a, these two cases were discarded. Finally, profiles within stratus cloud have been also removed to allow calculation of $\alpha_{eq}^{closure}$. In total the dataset is then reduced to 79 profiles. Note that both methods lead to values of $\alpha_{eq}^{closure} > 1$ but not for the same cases. This suggests that such values result from inaccuracy in measurements rather than reflecting superadiabatic conditions.

350 Sensitivity tests are carried out on LWP, CTH and LWC_0 , by modifying only one of the 3 variables in Eq. 5 using the CDP measurements, the other two remaining based on $\alpha_{eq}^{closure}$ calculation in order to determine which parameters introduce the most dispersion in the comparison. Discrepancies seem less related to LWP and CTH as the sensitivity tests on these two variables present satisfactory correlations with R^2 values around 0.7 for both parameters (Fig. 4b-c). Indeed comparison of LWP provided by the MWR compared to the CDP measurements reveals a very good agreement, including for values below
 355 15 g.m^{-2} (Martinet et al., 2024) (In prep). Nevertheless, the worst cases on Fig. 4b (2 green points) corresponds to the IOP11 profiles with LWP from CDP much lower than the MWR value and highlights the impact of such difference. For CTH, the worst cases, from IOP 9b and 13b are mainly due to overestimation of CTH by the radar for actual CTH just above its detection limit that results in overestimation of $\alpha_{eq}^{closure}$. Finally, the strongest differences are observed when LWC_0 is replaced by the CDP values: Fig. 4d shows that there is a strong increase of the scatter of the data, consistent with a poor value of the coefficient
 360 of determination of 0.45. Indeed, the comparison of LWC_0 values is reported in Fig. 5 which reveals large discrepancies with a correlation coefficient as low as 0.44. This confirms that the 2 worst cases from IOP 13b (pink points) on the comparisons of Fig. 4a and Fig. 4d, which correspond to $\alpha_{eq}^{closure} < -4$ whereas $\alpha_{eqCDP}^{closure}$ reaches -1.8 and 0, are due to LWC_0 from the parameterization that are about twice the values measured by CDP. The slope of the regression is 0.59 but this likely results from the large scatter of the data and it is not clear that the parameterization of Gultepe et al. (2006) with visibility measurements
 365 tends to produce systematically LWC values larger than the CDP measurements. Therefore, these sensitivity tests reveal that most of the discrepancies between $\alpha_{eq}^{closure}$ and $\alpha_{eqCDP}^{closure}$ arise from the LWC_0 values derived from visibility measurement through the parameterization of Gultepe et al. (2006). Note however, that the data on Fig. 4a are not completely distributed in the same way as in Fig. 4d, reflecting that some differences between the parameters compensate for each other.

Toledo et al. (2021) have shown that $\alpha_{eq}^{closure}$ statistically increases with both CTH and LWP from negative values for thinner
 370 fogs to values > 0.5 and converging to ≈ 0.7 for developed fogs. They further proposed a parametrisation as a function of fog thickness (their Eq. (7)) to perform conceptual model calculations. Dione et al. (2023) obtained similar results to those of Toledo et al. (2021) for the four deepest fogs of SOFOG3D but with a lower LWP threshold of 20 g.m^{-2} for $\alpha_{eq}^{closure} > 0.5$. We therefore examined evolution of $\alpha_{eqCDP}^{closure}$ as function of LWP and CTH issued from the CDP measurements for our dataset in Fig. 6 where measurements in stratus clouds have been excluded for consistency with previous studies. The observations
 375 reveal similar trend with mainly negative values of $\alpha_{eqCDP}^{closure}$ when $LWP < 5 \text{ g.m}^{-2}$, which represent 67 % of the sampled profiles. Note that some values reach -4, much lower than those reported in Toledo et al. (2021). Indeed they correspond to very thin layers with CTH in the blind zone of the radar BASTA. Except for two profiles of IOP 11 (green dots), $\alpha_{eqCDP}^{closure}$ is always positive when LWP exceeds 10 g.m^{-2} . Surprisingly, these two profiles of IOP 11 correspond to significant values of CTH (Fig. 6b). Indeed we will see in section 4.2.2 that these particular reverse profiles of LWC result from the sedimentation
 380 process. Beyond a LWP of 15 g.m^{-2} , $\alpha_{eqCDP}^{closure}$ tends to converge around 0.5, but the number of samples is too limited for

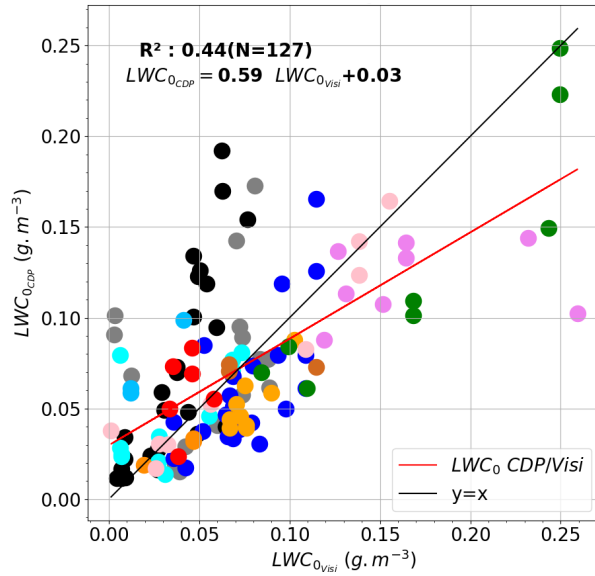


Figure 5. LWC_0 derived from the CDP measurements as a function of LWC_0 derived from the visibility measurements at the Jachère site using the parameterisation defined in Gultepe et al. (2006) Colours of dot corresponding to IOP are given in Fig. 4.

a precise evaluation of this limit. Two cases from IOP 2a exhibit superadiabatic conditions with $\alpha_{eqCDP}^{closure} > 1$. In fact, these profiles correspond to a particular case where the condensation of liquid water at the fog formation occurred first at altitude before the surface which therefore distorts the slope calculation (see Fig. C1).

The evolution of $\alpha_{eqCDP}^{closure}$ as a function of CTH depicted in Fig. 6b is very similar. The parameterisation of Toledo et al. (2021) has been defined for CTH > 85 m corresponding to the first gate of the radar used at the SIRTa site. This limit has been extended here to 10 m (dashed line) to compare with in situ data : most of them are situated above this curve reflecting that $\alpha_{eqCDP}^{closure}$ becomes positive for CTH lower than 100 m. Statistics on classes of 10 m width indicate that the median of $\alpha_{eqCDP}^{closure}$ values is positive when CTH > 60 m. For CTH > 150 m, $\alpha_{eqCDP}^{closure}$ values fluctuate around 0.4. This limit is lower than the convergence values of 0.65 and 0.6 reported for fog conditions in Toledo et al. (2021) and Dione et al. (2023), respectively. However, the number of profiles sampled in such developed fogs is obviously too limited here to derive significant convergence. Note that calculations of $\alpha_{eq}^{closure}$ with remote sensing measurements for the same profiles exhibit the same trend and do not improve the convergence estimation (Fig. B1). This attests that differences observed from our dataset result from the actual properties of the fog sampled during SOFOG3D and not from the measurements used (in situ or remote sensing) to compute the fog adiabaticity from closure.

In summary, the comparison of equivalent fog adiabaticity from closure calculations reveals that, despite the large variability that results mainly from LWC_0 and LWP retrievals, the distribution of equivalent fog adiabaticity is approximately the same between in situ or remote sensing measurements and the Toledo et al. (2021) approach. Additionally, in situ data allow to

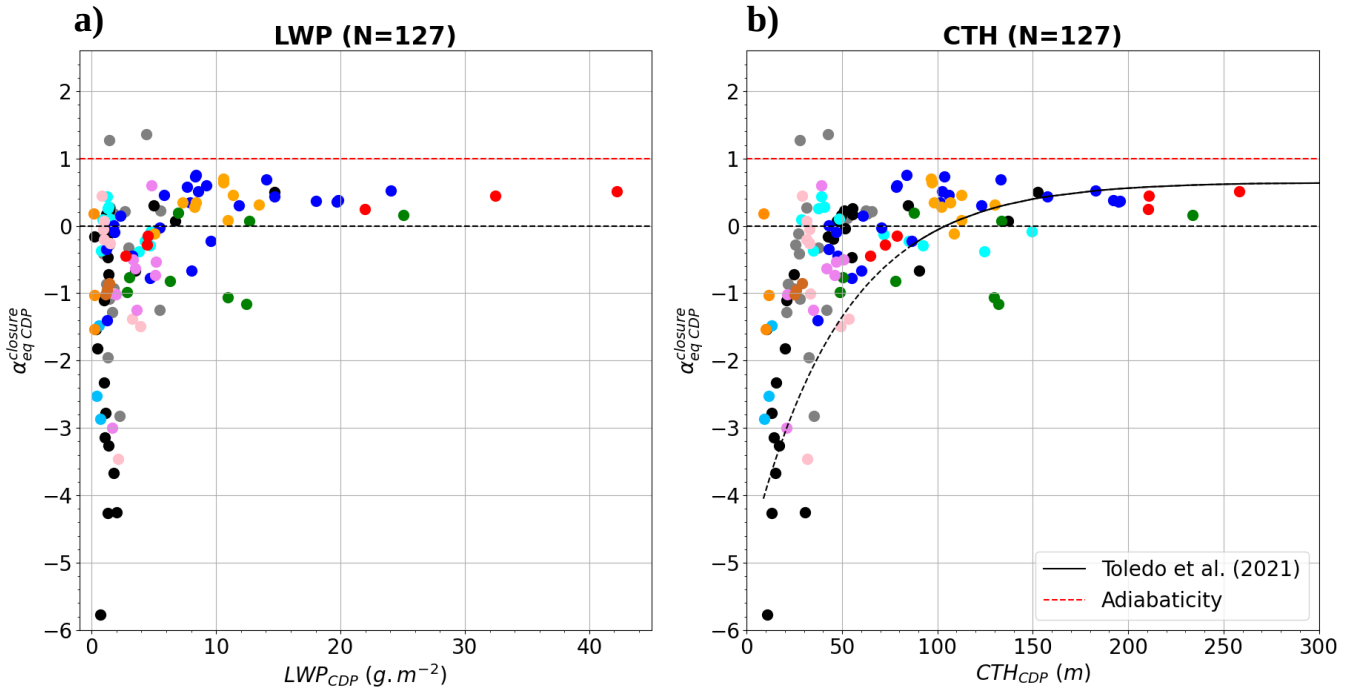


Figure 6. Adiabaticity fraction as a function of (a) LWP and (b) CTH derived from the CDP data for the 12 IOPs. Each IOP is indicated with a specific colour from IOP 2a to IOP 15 given in Fig. 4. The parametrisation between $\alpha_{eq}^{closure}$, and CTH defined by Toledo et al. (2021) is indicated by a black curve and the red line marks the adiabaticity.

characterize large negative $\alpha_{eq}^{closure}$ values relative to thin fogs. We now focus on in situ CDP data to examine relationships of equivalent fog adiabaticity with the real local adiabaticity.

400 3.4 Comparison between α and $\alpha_{eq}^{closure}$

We introduced at section 3.2 a calculation of the local adiabaticity α by fitting CDP measurements (red lines in Fig. 3a,c). The diluted layer just below the top is not taken into account to represent the general shape of the LWC vertical profiles. The main objective is now to derive a synthetic parameter to better quantify departure from the adiabatic model and document its evolution during the fog life cycle. To perform a quantitative evaluation of this parameter, we extend the analysis to the 140
 405 selected profiles of the campaign. The thermodynamical and microphysical properties of each vertical profile are calculated with a vertical resolution of 5 m for episodes that experienced thin-to-thick transition. For fogs that remained thin and very thin (less than 10 m) throughout their life cycle, the vertical resolution is increased to 3 m and 1 m, respectively. With the exception of very thin fog episodes, a threshold for the minimum number of observations over each altitude range was set at 5. Given that, the average speed of the tethered balloon is about $0.5 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$, this represents a height of about 3 m corresponding to
 410 the vertical resolution required for most vertical profiles. Then, α and γ are calculated only on representative vertical profiles

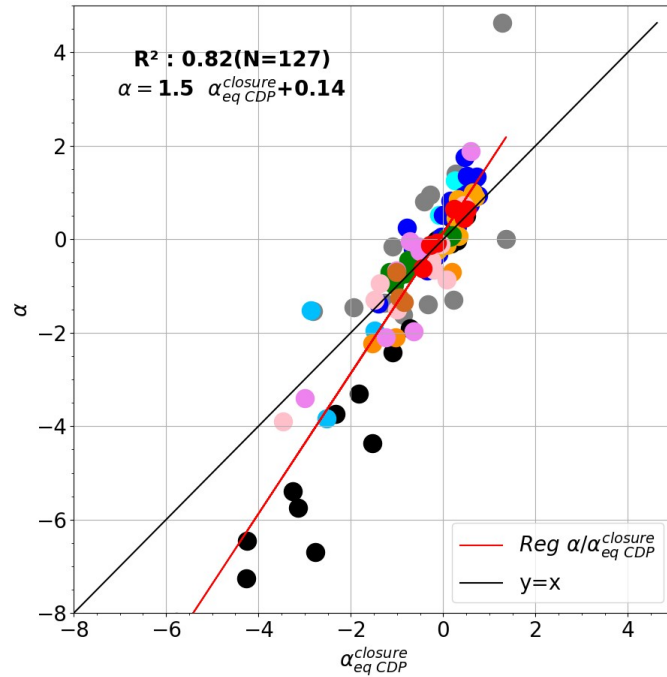


Figure 7. Adiabaticity fraction α as a function of the equivalent adiabaticity issued from the CDP measurements. Each IOP is indicated with a specific colour from IOP 2a to IOP 15 given in Fig. 4.

gathering at least 5 different altitude ranges. As discussed above, the diluted region below CTH is removed for the well-mixed fog. For doing so, α is first calculated over the entire profile. Cases with $\alpha > 0.1$ are identified as increasing with height and α is therefore recalculated on the lower part of the profile delimited by the maximum median LWC values, otherwise there are classified as reverse profile.

415 Comparison of α with $\alpha_{eq\ CDP}^{closure}$ are reported on Fig. 7 for the 127 selected profiles. As expected, the absolute values of α are generally larger than those of $\alpha_{eq\ CDP}^{closure}$ as attested by the slope of linear regression of 1.51. Some values of α exceed 1 but the examination of such profiles does not reveal any superadiabatic growth. In fact, these values rather result from the uncertainties of the method, which could be very sensitive to the highest values of LWC below the top or LWC_0 at the bottom (see profiles # 6 and # 7 of IOP 6 on Fig. 11 for example). This is particularly the case for the first profile of IOP2a (in grey), where high

420 values of $LWC > 0.1\ g.m^{-3}$ at 20 m height while condensation at the surface has not yet taken place, lead to an α as high as 4.63 as depicted in Fig. C1c. Fitting the CDP data also produces higher negative values for reverse LWC profiles. Appendix C1a illustrates the corresponding profile for one of the lowest values ($\alpha=-8.3$) obtained during IOP 2b, which appears to be realistic given the linear regression on the vertical profile of LWC. Note that for such thin fog layer of 10 m height, the LWP is only $0.7\ g.m^{-2}$ although LWC_0 reaches $0.1\ g.m^{-3}$.

425 Such reverse profiles were frequently observed during the experiment and are mainly associated with stable atmospheric conditions resulting from radiative cooling established before the fog formation phase. As a next step, the evolution of vertical profiles during the fog life cycle is now studied in more detail to determine to what extent LWC profiles correlate with temperature profiles and how they both evolve during the thin-to-thick transition, when it exists, towards the adiabatic shapes of well-mixed fog layers.

430 **4 Evolution of vertical profile properties during the fog life cycle**

The analysis is first carried out on an episode that remains optically thin throughout its life cycle as the majority of fog cases sampled during the SOFOG3D campaign (8 out of 12, Table 2). Then, the contrast with fogs that underwent a transition from optically thin-to-thick is investigated with three other case studies. Finally, a generalization of the thermodynamical and microphysical properties over all fog samples of the 12 IOPs is conducted in section 4.3.

435 **4.1 Thin fog event : IOP 13b case study**

The radiation fog sampled during IOP 13b occurred during the night of February 23-24, 2020, associated with anticyclonic conditions and clear sky during the day, leading to a significant radiative cooling shortly after sunset, while wind speed remained low during this period (Fig. 8a). The fog appeared in patches around 2000 UTC and remained intermittent for two hours before visibility dropped below 1 km for a longer period between 2200 and 0000 UTC (Fig. 8a). At this point, radiative
440 cooling stopped and the temperature stabilized at around 2.5 °C until the fog dissipated at 0018 UTC due to the advection of a 300-m thick stratus cloud at 2330 UTC, as depicted by radar reflectivity (Fig. 8c). It should be noted that this fog episode is too thin to be detected by radar, with the exception of a few isolated signals between 25 and 50 m height.

The eight profiles performed in the fog layer are displayed in Fig. 8c-d for temperature and LWC, respectively. Despite an increase of the CTH from 20 to 50 m, this fog remains optically thin throughout its life cycle (Fig. 8b). This optical thinness
445 is associated with strong stable vertical profiles of temperature throughout the night, with γ values ranging from -34.4 to -14.5. LWC vertical profiles are characterized by high values of LWC near the ground of around 0.1-0.2 g.m⁻³ which tend to decrease with height, particularly profiles # 2 and # 3 (Fig. 8d) or to remain almost constant. Consequently, α values are also negative throughout the fog life cycle, ranging from -3.4 to -0.04, with the exception of vertical profile # 4 which reaches 1.89 due to high variability of LWC near the ground. Figure 8f illustrates the temporal evolution of γ and α during the fog life cycle
450 and clearly shows that both parameters increase progressively with CTH from negative values close to 0, and become positive in the stratus cloud after fog dissipation. Therefore, during a fog episode that remains optically thin throughout its life cycle, stable conditions persist and appear to be associated with a vertical profile of LWC more or less decreasing with height, in contrast to the adiabatic characteristics usually observed in well-developed fogs.

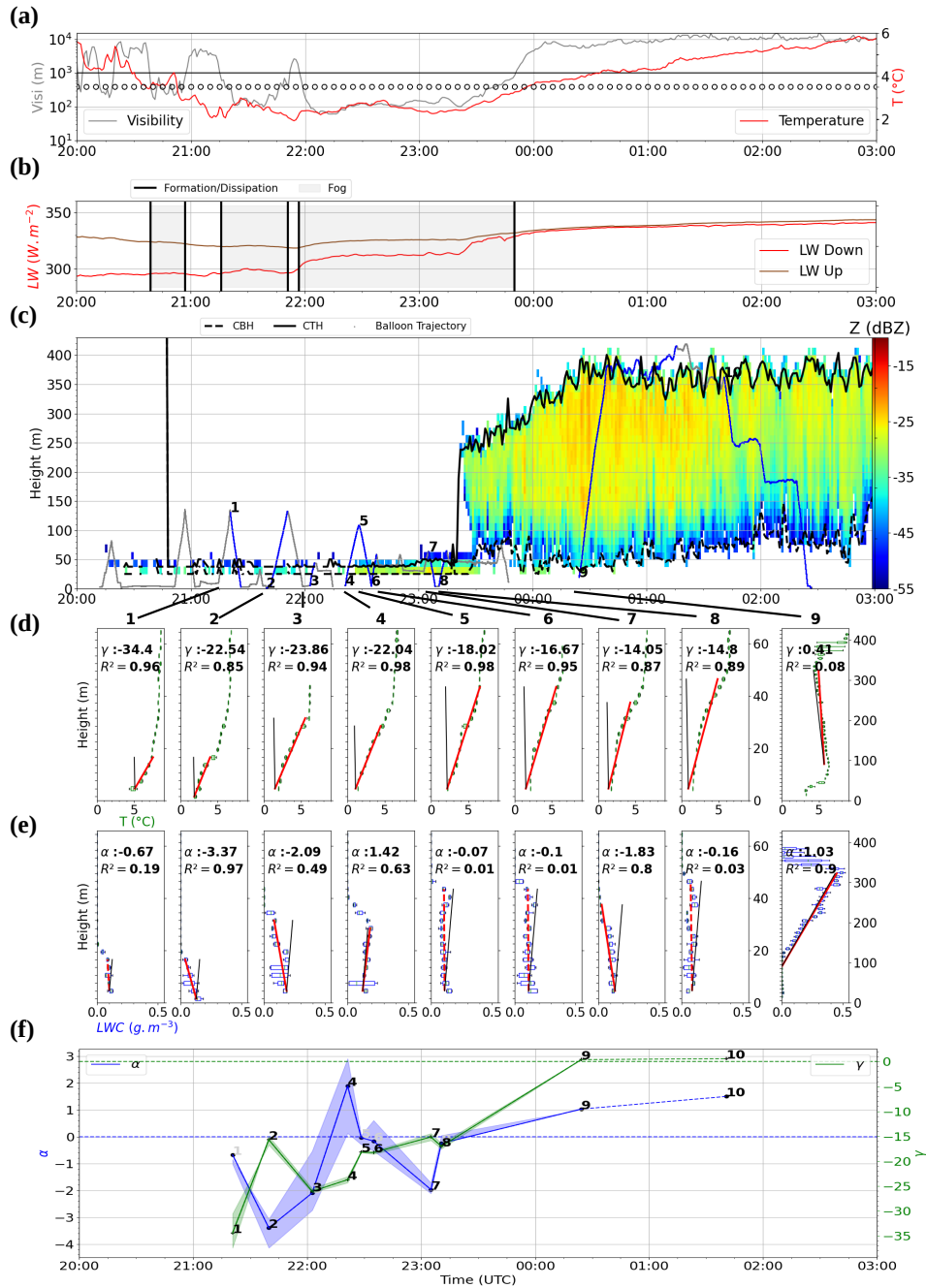


Figure 8. Temporal evolution during IOP 13b of (a) visibility, temperature at 2m and wind barbs at 10 m above ground level (empty circles, half bars and full bars represent wind speeds $< 2.5, 5$ and 10 m.s^{-1} , respectively. The orientation of the barbs gives the wind direction); (b) the upward (red) and downward (brown red) longwave radiation. The gray shaded area delimitate foggy periods; (c) reflectivity, CTH and CBH derived from the BASTA cloud radar. The trajectory of the tethered balloon is superimposed in grey. Each selected vertical profile is highlighted in blue and labeled by its number; (d) Corresponding vertical profiles of measured temperature, with local adiabatic (red) and moist adiabatic lapse rate (black); (e) Corresponding vertical profiles of LWC measured by the CDP with local (red) and theoretical (black) adiabaticity; (f) Temporal evolution of the adiabaticity (blue line) and lapse rate (green line) for the selected profiles.

4.2 Fog events with thin-to-thick transition

455 4.2.1 IOP 14 case study

IOP 14 took place on the night of March 7-8, 2020, characterized by a ridge. Shortly after the last residues of the warm front had dissipated, radiative cooling set in over at the Charbonnière site associated with a low wind (Fig. 9a). A low cloud appeared on the reflectivity at around 150 m height at 2030 UTC (Fig. 9c) and lowered for 40 minutes before reaching the ground at 2120 UTC as fog formed. This cloud formation at 150 m height may be explained by the presence of a fence of trees near
460 the Charbonnière site, i.e. in the direction of the wind, as simulated on the SIRTA site by Mazoyer et al. (2017) using Large Eddy Simulations. Due to radiative and advective processes, this fog was classified as a radiative-advective case as Dione et al. (2023) and not as a fog by stratus lowering due to its rapid descent. The fog layer remained about 100 m thick for one hour but the CTH then rapidly lowered as the wind speed aloft dropped, with the wind shifting from SW to SE direction between 2230 and 2300 UTC (see Fig. 10d of Dione et al. (2023)). The ground temperature then decreased until 2330 UTC (Fig. 9b) when
465 the fog layer began to thicken again.

The thin-to-thick transition times determined from the different parameters are very close within a 48-min period around 0012 (Fig. 9c and Fig. 2 in section 2.3). In fact, for this case, the advection around 0030 UTC of a stratus with a base height just above the fog top height contributes to the increase of LWP above the 30 g.m^{-2} threshold. The CTH derived from the radar also increased sharply above 400 m, but in situ measurements from the tethered balloon attest that it is a distinct cloud
470 layer above the fog. This transition period is included in the period determined by Dione et al. (2023) which extends from 2330 to 0100 UTC but is twice as short. The fog began to dissipate at 0416 UTC but visibility remains around 1000-2000 m for 2 hours before it dissipated completely at 0705 UTC, shortly after sunrise, and lifted in stratus cloud that persisted until 1000 UTC.

The first three vertical profiles with CTH < 80 m reported in Fig. 9d-e were performed during the optically thin phase of the
475 fog event. The first profile reveals low negative values of -0.62 and -1.46 for α and γ , respectively, with a reverse LWC profile which rapidly became almost constant with height for profiles # 2 and # 3 with α values close to 0. Vertical profiles # 4 and # 5, which are consecutive descent and ascent after the transition, show contrasting microphysical properties. Profile # 4 indicates a continuous increase of LWC with height throughout the fog layer, except at the fog top, consistent with the quasi-adiabatic characteristic. But the α value only reached 0.46, indicating that some dilution has occurred. The vertical profile # 5 exhibits a
480 similar trend up to a height of 100 m, but above that, in contrast, the LWC gradually decreased up to the CTH. The temperature profiles show a significant warming between 100 and 200 m height (+ 2 °C) which explains the evaporation of liquid water in the upper part of the layer. It is likely that this warming is linked to the advection of a stratus above the fog top. In this case, the α value reached 0.65, but this represents only the lower part of the profile. The last vertical profile performed in the fog layer 5 hours later depicts also an adiabatic profile, as discussed previously (Fig. 3).

485 Finally, the three profiles in the stratus following fog dissipation indicate a similar trend with α and γ values between 0.56-0.69 and 0.84-1.0, respectively. Figure 9f illustrates the temporal evolution of α and γ during the fog life cycle, with the

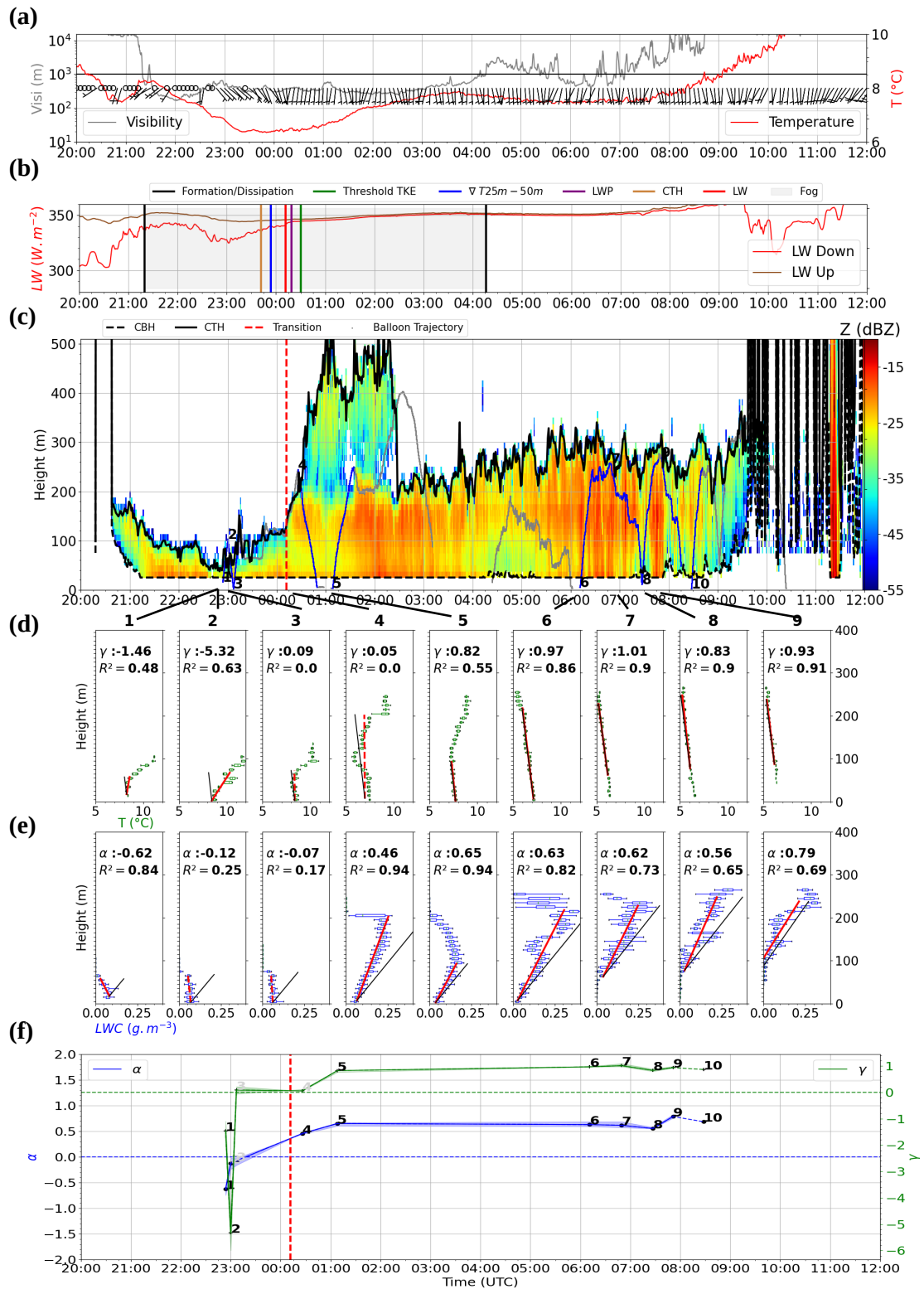


Figure 9. Same as Fig. 8 but for IOP 14. In addition b) the different thin-to-thick fog transition times are indicated by vertical lines as in Fig. A1; c) and f) the transition time for the net longwave radiation is indicated by a vertical red dashed line.

thin-to-thick transition indicated by the dashed segment. It appears that α and γ distinctly transition from negative values, when the fog is optically thin, to positive values after the fog development.

4.2.2 IOP 11 case study

490 IOP 11 took place on the night of February 8-9, 2020, characterized by the establishment of a ridge after an inactive cold front had crossed the country during the day. Shortly after sunset, the sky cleared and radiative cooling set in over the "Supersite", leading to the formation of a radiative fog at 2039 UTC (Fig. 10b). This fog persisted until 0349 UTC when advection of warm air at the supersite caused the fog to lift into low stratus, which gradually dissipated until 0830 UTC.

As pointed out in section 2.3, the thin-to-thick transition time values are very similar for the different parameters between 495 0030 and 0055 UTC except for LWP which took two hours more to exceed the 30 g.m^{-2} threshold (Fig. A1 in Appendix). Dione et al. (2023) considered that the transition period extended from 2300 to 0230 UTC which is the longest period of their 4 cases studies.

Of the nine selected vertical profiles reported in Fig. 10d-e, four were performed during the thin phase, one during the transition, three during the thick phase and the last shortly after the fog lifted into stratus. As with IOP 14, the first three 500 vertical profiles during the thin phase with CTH < 80 m present stable lapse rate and reverse LWC profiles with the highest values near the ground. Both α and γ values are negative but the γ values range from -2.45 and -8.97, which are higher, as for IOP 14, than those obtained during thin fog at IOP 13b, where they are systematically lower than -15. Consistently, α values range from -0.44 to -0.8, which are also generally higher than IOP 13b. Note that these higher α and γ values are associated with a thicker fog layer with CTH values from 45 m to 75 m compared with the maximum height of 50 m for IOP 13b. It is 505 worth noting that one hour later, around 2300 UTC, the LWC # 4 profile increases slightly with height, although the transition occurs one hour later, but in line with the transition period defined by Dione et al. (2023), which began at 2300 UTC. The associated temperature profile is still globally stable, but some warming is observed between 65 and 120 m height, which could be explained by the change in wind direction. Below this, the layer between 25 and 65 m has begun to destabilize, possibly reflecting the onset of vertical motions. During the transition (profile # 5) the entire layer was much colder and 510 unstable. The LWC exhibited a two-layer profile with an adiabatic tendency up to 50 m height and lower values in the upper part.

Surprisingly, reverse LWC trends were observed for profiles # 6 and # 7 with $\alpha < 0$ even though the thin-to-thick transition had already occurred one hour earlier. In addition, LWC values at the ground reached 0.25 g.m^{-3} which are the highest values measured on all IOPs. Note that consistently, high radar reflectivities were also observed near the ground in Fig. 10c. The 515 corresponding lapse rates are fairly constant through the layer contrasting with the stable profiles observed during the thin phase. The LWC profile becomes increasing again with a slightly positive α at profile # 8 sampled when the fog is 240 m thick, and also in stratus where α reaches 0.56 with a vertical profile of temperature that has finally destabilized with $\gamma = 1.82$. The following vertical profiles measured inside the stratus reveal the same microphysical and thermodynamical properties (not shown) as those observed in IOP 14.

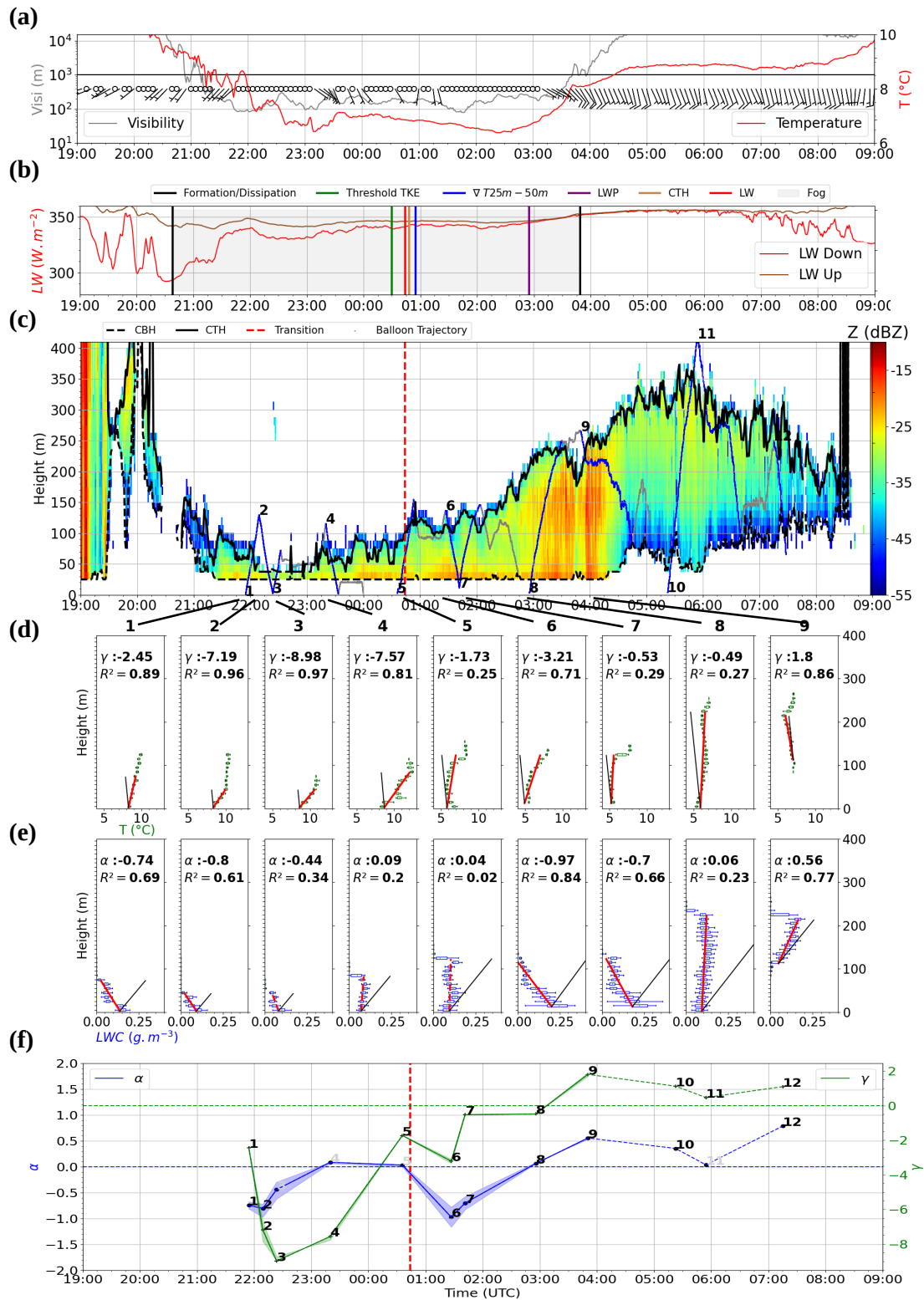


Figure 10. Same legend as Fig. 9 but for IOP 11

520 Consequently, it is clear from Fig. 10f that the temporal evolution of α and γ during the fog life cycle follows the same trend as for IOP 14, from negative values when the fog is optically thin to positive values after the transition to thick fog, except for the sharp decrease in α for profiles # 6 and # 7, which disrupts the overall trend.

4.2.3 IOP 6 case study

IOP 6 took place during the night of January 5-6, 2020 and was characterized by anticyclonic conditions over France, associated with clear sky and negligible wind. Surface radiative cooling became established on the "Supersite" after sunset, and as the south-westerly wind began to blow, ground visibility suddenly dropped by more than 10 km in 10 minutes (Fig. 11a). This sudden fog formation at 2037 UTC is associated with the appearance of an upper liquid water layer on the BASTA reflectivity (Fig. 11c), which was also detected at different heights of the towers surrounding the "Supersite" (not shown). Fog formation was spread out over time at the various instrumented sites and was observed earlier and later for the sites located to the southwest and northeast of the domain, respectively (not shown). This suggests that a mesoscale advection coming from the west with moist maritime characteristics favoured the formation of fog in addition to radiative cooling near the ground. Therefore, we rather classify this episode as a radiative-advective fog, although Dione et al. (2023) estimated that the formation was mainly driven by radiative cooling at the surface.

As discussed in section 2.3, the transition from thin-to-thick fog occurred very rapidly (50 minutes) after fog formation based on LW flux measurements. However, the vertical development of the fog layer was temporarily stopped when the wind direction shifted from southwest to southeast, and it took around 2h30 for the fog to deepen again around midnight. Consequently, the other parameters indicate a transition occurring much later between 0000 for TKE and 0230 UTC for LWP, in agreement with Dione et al. (2023), who estimated that the period lasted 2 hours from midnight. Finally, the fog dissipated completely at 0928 UTC, around 1h30 after sunrise, as it lifted into a deep stratus that persisted throughout the day until it lowered and formed fog again around 1600 UTC.

Among the twenty-seven vertical profiles validated during IOP 6, nine representative profiles selected between 2152 and 0300 UTC are reported in Fig. 11 to illustrate the evolution of the microphysical and thermodynamical properties during the fog development period. In addition, the α and γ values for the last four profiles when the fog remained adiabatic, despite the decrease in thickness of around 100 m and the rise in stratus (profiles # 10 to # 13 from 0600 to 1100 UTC), are also indicated in Fig. 11f.

As a result, they all show quasi-adiabatic characteristics with positive values of α and γ , except during the period where development is stopped from 2230 to 0000 UTC. This confirms that IOP 6 became optically thick very early as indicated by LW measurements. Note that for this case, Dione et al. (2023) classified the period from 2040 to 0000 UTC as stable, considering that the transition period started at midnight, as they observed that $\alpha_{eq}^{closure}$ values remained negative with MWR LWP values $< 10 \text{ g.m}^{-2}$. In contrast, the first three profiles in Fig. 11d-e show a clear increase in LWC with height associated with the quasi-adiabatic lapse rate. This suggests that other thresholds characterizing the transition with remote sensing measurements should be defined to better detect the transition when the fog life cycle is perturbed by non-local processes.

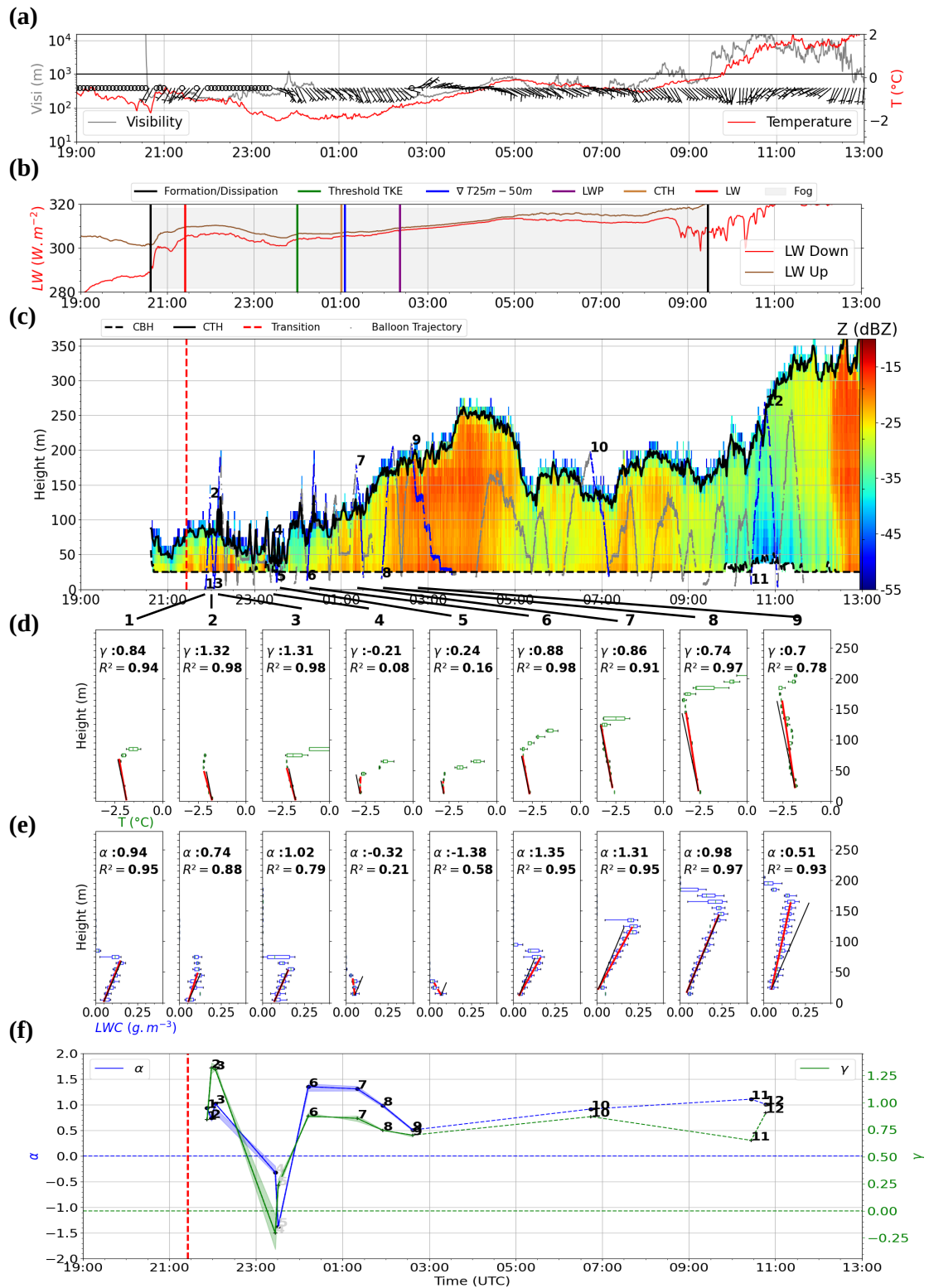


Figure 11. Same legend as Fig. 9 but for IOP 6. Visibility in (a) is issued from the Jachère site.

During the period corresponding to the wind rotation, the CTH dropped from 80 to 30 m in height and a large variability appears on the LWC vertical profiles. The α values decrease and become negative although the vertical profiles do not reveal
555 decreasing values with maximum values near the ground, but rather a constant LWC with height as seen on profile # 4, except for the minimum values of $\alpha = -1.38$ when the fog is at its thinnest (profile # 5). During this period, the lapse rate decreased and remained almost neutral ($\gamma \approx 0$) but did not reach low negative values as in previous cases. It is likely that the layer could not return to thermally stable conditions because the time period is too short to allow coupling with the surface, despite the ground temperature lost 1 °C. From midnight, fog thickness increased again. In the same way, the LWC increased with height, and
560 the α values are positive and range between 0.51 and 1.35 until the end of the episode, including in the stratus that followed dissipation (Fig. 11g, dotted blue line). As a result, the corresponding temperature profiles are very close to the moist adiabatic lapse rate with γ between 0.71 and 0.94.

This event therefore corroborates the fact that the profiles sampled after the thin-to-thick transition exhibit quasi-adiabatic characteristics with positive values of both α and γ , except when dynamic conditions interrupt vertical development and lead
565 to a significant reduction in fog thickness.

4.3 Correlation between the microphysical and thermodynamical properties

The four case studies presented above have revealed a similar temporal evolution of the vertical profiles of microphysical and thermodynamical properties with contrasting patterns before and after the transition from optically thin-to-thick fog. Values of α and γ of the 140 validated profiles of the campaign are reported on Fig. 12a with empty, full circles, and diamonds, for thin
570 and thick fogs and stratus, respectively, to highlight the contrast between the different phases.

A large majority of profiles performed during the thin phase are located in the lower left part of the graph, corresponding to negative γ and α values, while those performed in thick fog are located in the upper right part corresponding to positive or near-zero γ and α values. This trend is particularly marked for the lapse rate. For instance, $\gamma < -0.5$ for all the profiles performed in thin fog except the #3 profile of IOP 14. Similarly, $\gamma > -0.5$ for all the profiles in thick fog except the two
575 specific reverse LWC profiles of IOP 11. LWC profiles are a bit more scattered but $\alpha < 0$ for 74 % of the thin cases and $\alpha > 0$ for 75 % of the thick ones. The lowest α values, between -5 and -8, correspond to very stable conditions with $\gamma < -10$. These profiles performed during IOP 2b are associated with the lowest CTH values < 10 m (Fig. 12c) and also with very low LWP values < 2 g.m⁻² (Fig. 12b). In contrast, optically thick fogs and stratus by fog lifting are associated with the highest values of LWP and CTH, as illustrated previously by IOP 6c, 13b and 14. In between, intermediate samples of γ ranging between -10
580 and 0 are associated with intermediate values of α around 0. These profiles are associated with CTH values reaching 50 m but not necessarily with significantly higher LWP values.

An interesting difference when comparing the thin phase of these fogs concerns the amplitude of the adiabatic and lapse rate fractions. For fogs that remained optically thin during their life cycle, γ ranges from -30 to -15 on average and α from -4 to 0. Whereas for those that underwent a transition to thick fog, γ ranges from -10 to 0 and α fluctuates around -1.5/-1. This would
585 suggest that fogs that remained thin are associated with much stable conditions and stronger reverse LWC profiles. But there are only 3 thick cases sampled before the transition and more data are needed to confirm this result.

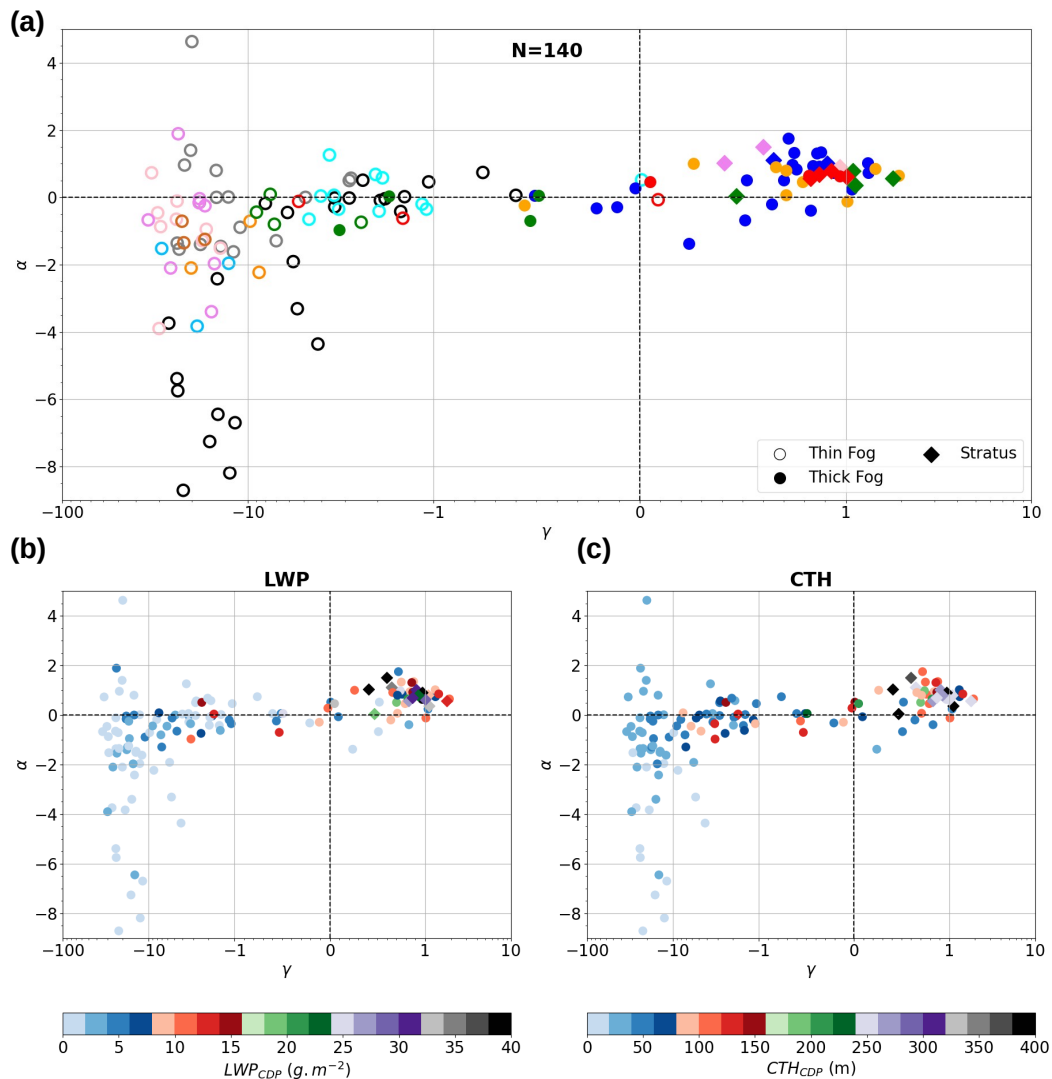


Figure 12. Adiabatic fraction as a function of the lapse rate fraction in logarithmic scale, over the 12 IOPs : (a) colored with IOPs as in Fig. 4, thin and thick fog are indicated by empty dots and filled dots, respectively, (b) colored with LWP values issued from the CDP measurements, (c) colored with CTH values issued from the CDP measurements. Fog and stratus are indicated by dots and diamonds respectively.

In conclusion, the analysis of the 140 profiles sampled during the experiment reveals significant differences between thin and thick fogs, with adiabaticity and lapse rate fractions being much lower for thin fogs ($\alpha < 0$, $\gamma < -0.5$) than for the thick ones and stratus ($\alpha > 0$, $\gamma > -0.5$). This confirms the temporal evolution from reverse LWC profile and stable conditions during the thin phase to quasi-adiabatic features after the transition as depicted by the 3 deepest IOPs.

590

5 Discussion

The CDP data collected below the tethered balloon have revealed reverse trend of LWC profile (LWC being maximal at the ground and decreasing with altitude) when stable temperature conditions exist during the optically thin phase of fogs. Oliver et al. (1978) obtained similar shape of LWC profile in advective-radiative fog by using a second-order closure model of turbulence. But in their simulation, the fog forms in an unstable mixed layer initiated by the advection of a stable boundary layer over a region with warmer surface temperature. Toledo et al. (2021) mentioned that such shape should exist to explain their observations of $\alpha_{eq}^{closure} < 0$. By using cloud radar reflectivity measurements Wærsted et al. (2017) also retrieved higher LWC values near the ground for a thin fog event. But to our knowledge, only two cases of LWC vertical profile decreasing with height have been reported in the literature. Okita (1962) measured one profile in a very thin layer < 20 m just after the fog formation. More recently, one of the 2 profiles through the radiative fog sampled during IOP1 of the LANFEX experiment in Boutle et al. (2018) presents also higher values at surface, with CTH < 40 m and LWP < 15 g.m⁻². Measurements presented here then suggest that such features are ubiquitous in optically thin fogs. Because such cases correspond also to geometrically thin fog layer (typically from 10 to 50 m height), the LWP is very low (typically a few g.m⁻²) and these properties can hardly be captured by current remote sensing instruments (first available gate of the cloud radar from 25 to 37.5 m height).

We therefore use these in situ data to compute a local adiabaticity α and a lapse rate fraction γ using linear regressions in order to best fit the vertical profiles of LWC and temperature, respectively. This method allows to remove the impact of the mixing at fog top and it is not very sensitive to significant gradients between two consecutive altitude ranges. As a result, it provides valuable information to investigate departure from the adiabatic model and to document the evolution during the fog life cycle. However, these calculations must be interpreted with great caution when fog layer is thin or very thin (lower than 10 m), because it may lead to very low or very high values of α and γ when LWC and temperature gradients are calculated on a reduced number of data. Figure C1a in Appendix illustrates that the methods work perfectly for a sharp decrease in LWC at an altitude of 10 m, resulting in a very low value of α at -8.31. But Fig. C1c-d report measurements from the first profile sampled during IOP 2a, which exhibit the highest α value (4.63) with one of the lowest γ values (-20). This particular profile was performed at the very beginning of fog formation, when condensation first occurred at a height of around 20 m before the surface, thus distorting the slope calculation and giving a misleading result. This is also the case for profile # 4 of IOP 13, where slightly high values of LWC at 30 m height combined with some low values at 10 m height lead to an α value of 1.4, whereas the profile appears to be fairly constant with altitude. Thick fogs are also subject to crude approximation when profiles are not monotonic, as LWC profiles # 5 of IOP 11 and IOP 14. In such cases α values obviously can not represent the shape of the profiles.

Nevertheless, despite such uncertainty, this analysis has shown that these reverse LWC profiles sampled during the thin phase evolve towards quasi-adiabatic features with increasing LWC values with altitude and a neutral to slightly unstable temperature lapse rate, when the transition to optically thick fog occurs. The 3 deepest episodes presented previously provide convincing elements that highlight such evolution of the vertical profiles during the fog life cycle. The number of sampled profiles, however, is limited, and these fog life cycles were perturbed by non-local processes such as low clouds advection or

625 changes in wind direction , which complicate the interpretation of the observations. On the whole, however, the 140 profiles
sampled during the experiment provide a robust assessment of this finding.

To determine the transition time independently of the tethered balloon measurements, we defined 5 thresholds for LW flux,
TKE, vertical temperature gradient, CTH and LWP. We found that the threshold value of 30 g.m^{-2} for LWP proposed by
Wærsted et al. (2017) is too high for our cases and that a values of 15 g.m^{-2} is more suited. Dione et al. (2023) also found
630 that the adiabaticity from closure $\alpha_{eq}^{closure}$ exceeds 0.5 when $LWP > 20 \text{ g.m}^{-2}$. In fact, in general, the fogs sampled at the
Charbonnière site during SOFOG3D have lower LWP values than previous studies at SIRTa (Wærsted et al., 2017; Toledo
et al., 2021), but similar to IOP1 of LANFEX (Boutle et al., 2018). Note that LWP measurements at Agen in the Garonne
valley during SOFOG3D were much larger (Fathalli et al., 2024) (in prep), confirming that site characteristics determine fog
layer properties. Note also that if the 30 g.m^{-2} LWP threshold is too high, the CTH threshold is adequate. Consequently, this
635 suggests that the transition depends more on the geometric extent of the layer than on the LWC amount.

Transition time estimates from these different parameters are in agreement during IOPs 11 and 14, during which there was a
clear thin-to-thick transition (uncertainty periods of 0h25, and 0h48, respectively), but they are more dispersed during IOPs 9a
and 6c (uncertainty periods of 2h29 and 3h41, respectively) since the fog became optically thick immediately after its formation
or shortly after, respectively. It is worth noting that the evolution of the LWC profiles is consistent with these transition time
640 estimations, with reverse profiles before the transition evolving towards an increase with altitude after the transition. With
respect to IOP 6c, the LWC profiles provide a finer scale understanding of the fog evolution confirming that the layer is already
thick very shortly after the fog onset and becoming temporarily thin as the wind direction changes. Recently, Dione et al.
(2023) proposed to additionally use $\alpha_{eq}^{closure}$ to better discriminate the different phases of the fog life cycle (stable, transition,
adiabatic and dissipation). The resulting durations of the transition from stable to adiabatic phase for IOP 11, 14 and 6 are 3h30,
645 1h30 and 2h, respectively (their Table 2). These deviations from the uncertainty periods derived above mainly arise from their
criteria that determines the end of the transition phase, namely when $\alpha_{eq}^{closure} > 0.5$. Indeed, the time series reported in Dione
et al. (2023) indicate that the evolution of $\alpha_{eq}^{closure}$ satisfactorily reproduces periods of thin and thick fog, with promising strong
variations during the fog life cycle. Further case studies are needed to better define the key parameter values for characterizing
the transition.

650 We have shown, however, that some uncertainty in the calculation of $\alpha_{eq}^{closure}$ is introduced by the LWC_0 value derived
from the visibility by the parameterization of Gultepe et al. (2006), which does not take into account the actual droplet number
concentration. CDP measurements provide accurate measurements of LWC_0 . Figure 13 reveals that LWC_0 values are higher
as α decreases, although there is a large dispersion, and a significant reduction of LWC_0 values for $\alpha > 0$. This suggests that
LWC near the ground decreases after the transition, as the LWC profile is changing from reverse to increasing with height. This
655 is consistent with observations of Mazoyer et al. (2022) that reveal a decrease of the LWC measured near the ground during
the mature phase of fogs, resulting from the evaporation due to surface warming induced by infrared radiation emitted by the
fog itself.

Profiles sampled after the transition exhibit continuous increase of the LWC with height but with a large variability of the
adiabaticity, profiles # 6, # 7 and # 8 of IOP 6 are very close to the adiabatic, whereas profiles # 4 of IOP 14 and # 8 of IOP11

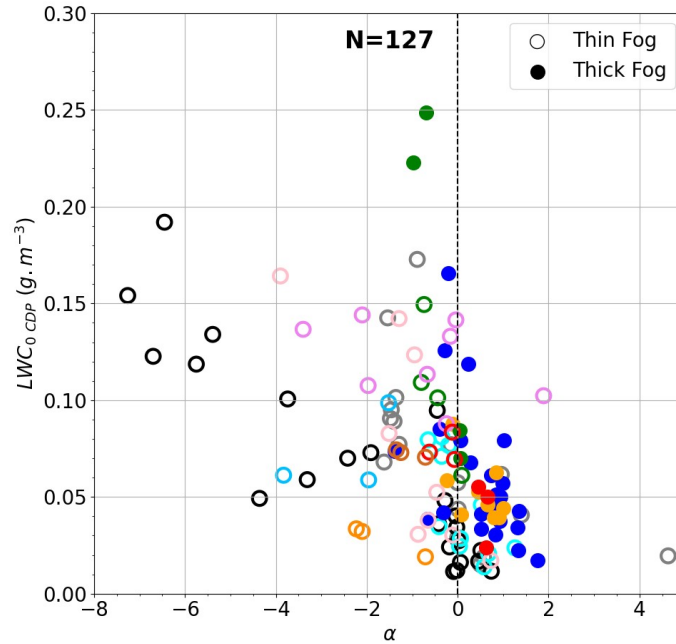


Figure 13. LWC_0 as a function of the local adiabaticity α for the 12 IOPs with the same symbols as Fig. 4 and 12.

660 are much more diluted throughout the fog layer. We have seen that $\alpha_{eqCDP}^{closure}$ values for the few thick profiles with CTH > 150 m sampled with the CDP fluctuate around 0.4, which is below the convergence value ≈ 0.6 reported for fog conditions in Toledo et al. (2021) and Dione et al. (2023). During SOFOG3D, 13 profiles were performed in stratus cloud. They reveal that the adiabaticity is also highly variable, with profile # 9 of IOP 13b adiabatic and other very diluted such as # 8 of IOP 14 or # 9 of IOP 11. The mean $\alpha_{eqCDP}^{closure}$ value reaches 0.61 with 1st and 3rd quartiles of 0.48 and 0.67, respectively, and the mean α value reaches 0.76 with 1st and 3rd quartiles of 0.56 and 1.01, respectively. These statistics are in agreement with the typical adiabaticity of 0.7 observed in stratocumulus clouds from airborne measurements (Brenquier et al., 2011; Cermak and Bendix, 2011; Braun et al., 2018). This confirms that these lower adiabaticity values derived from CDP measurements result from the actual properties of the sampled fogs. Other case studies are obviously necessary to assess whether this is a general trend and to better understand the processes that explain such characteristics.

670 As pointed out previously, the 3 LWC profiles sampled after the transition during IOP 11 depict very unexpected trend. Profile # 5 presents a two-layer structure with adiabatic increase until 50 m height and reduced values above. Such a shape has already been observed in a fog formed by stratus lowering (Fathalli et al., 2022) but it remains difficult to explain. Surprisingly reverse LWC trends are observed for profiles # 6 and # 7 sampled less than one hour later with the highest LWC_0 values measured near the ground (0.25 g.m^{-3}). Interestingly, these 2 LWC_0 values come out of all the samples in Fig. 6, Fig. 11a and Fig. 13. Given that, these profiles were sampled 1h30 after the transition when the fog layer was well developed, with

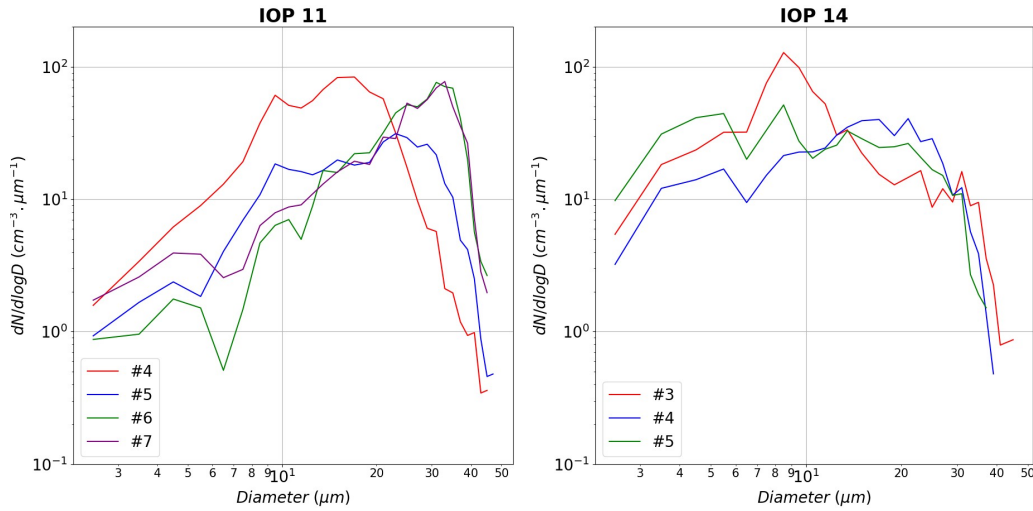


Figure 14. Droplet number size distributions measured by CDP in the 15 m thick layer above the surface for profiles (a) # 4 to # 7 from IOP 11, and (b) # 3 to # 5 from IOP 14.

LWP > 10 g.m⁻² et CTH > 120 m, and the lapse rate slightly unstable: it is very unlikely that these reverse profiles result from the condensation at surface due to radiative cooling as those observed during the thin phase of radiation fogs.

Indeed, these high values of LWC_0 result from the existence of a mode of large droplets as attested by Fig. 14a, which shows the evolution of the droplet number size distributions (DSD) measured by the CDP at the surface during IOP 11. Initially centered around 15-20 μm (profile # 4 red line), the DSD broadens and shifts towards larger sizes during the transition (profile # 5 blue line). Finally, for profiles # 6 and # 7, the DSD near the ground are very similar with a mode as large as 35 μm . In contrast, for IOP 14 (Fig. 14b), the DSD before the transition exhibits a mode below 10 μm , which is further shifted to about 20 μm . Note that droplets as large as 30 μm also exist but at a much lower concentration. DSD with such mode of large droplets have been observed in many experiments as reported in Wendish et al. (1998); Gultepe et al. (2009); Niu et al. (2011); Formenti et al. (2019); Mazoyer et al. (2022); Wagh et al. (2023). Usually, they are mainly observed in bimodal DSD and are attributed to a mass transfer from the smaller droplets into the larger ones through collision-coalescence or Ostwald ripening processes, and droplet removal through sedimentation. It is remarkable here that the DSD # 6 and # 7 of IOP 11 have a single mode and are very narrow with high concentration of large droplets. In addition, vertical profiles reveal that LWC has decreased in the upper part of the fog layer, contributing also to the reversal of the LWC trend with height. It is therefore likely that collision-coalescence and sedimentation processes actively contributed to produce such feature by redistributing the liquid water through the fog layer from the top to the ground. A more detailed analysis of the evolution of the vertical profile of the microphysical properties is currently conducted to confirm this hypothesis and will be presented in a companion article to be submitted soon.

6 Summary and conclusions

695 The aim of this study was to document vertical profiles of microphysical and thermodynamic properties in fog layers from in situ measurements collected under a tethered balloon during the SOFOG3D field campaign. Droplet size distributions recorded by an adapted CDP provide 140 vertical profiles of LWC, which allow an exhaustive analysis of 8 thin fogs (thickness < 50 m) and 4 developed layers, including 3 episodes exceeding 200 m in thickness. These data reveal that reverse trend of LWC profile (LWC being maximal at the ground and decreasing with altitude) are ubiquitous in optically thin fogs, while quasi-adiabatic features with LWC values increasing with altitude are mainly observed in well-mixed optically thick fogs. We used remote sensing instruments (microwave radiometer and Doppler cloud radar) and surface measurements to determine the thin-to-thick transition time, and defined 5 thresholds for LW flux, TKE, vertical temperature gradient, fog top height and LWP, enabling us to assess an associated period of uncertainty. We found that a LWP threshold value of $15 \text{ g}\cdot\text{m}^{-2}$ is more suited for the 4 thick fogs sampled at the Charbonnière site. This analysis also suggests that the transition depends more on the geometric extent of the layer than on the LWC amount.

The CDP data are used to compute the equivalent fog adiabaticity from closure and compare to the value defined by Toledo et al. (2021) which is derived from remote sensing instruments, 2-m height visibility, and an one-column conceptual model of adiabatic continental fog assuming that LWC linearly increases with height. The comparison shows a large variability that results mainly from the parameterization used to estimate LWC at ground from the visibility, in the equivalent fog adiabaticity from closure, but their evolution as a function of the fog thickness follows the same trend, demonstrating the consistency between both methods. We found larger negative values for thin layers, associated to low LWP values, that represent a specificity of the fog layers sampled at the Charbonnière site during the SOFOG3D experiment. In situ data are further used to investigate the actual fog adiabaticity and lapse rate fraction by using linear regressions to best fit the vertical profiles of LWC and temperature, respectively. We presented an analysis of 4 episodes that highlights that reverse LWC profiles, when stable temperature conditions exist during the optically thin phase of fogs, evolve towards quasi-adiabatic features with increasing LWC values with altitude, and neutral to slightly unstable temperature lapse rate, when fog becomes thick. This study reveals that non-local processes, such as low cloud advection or changes in wind direction, perturb the fog life cycle and modulate the thin-to-thick transition. On the whole, however, the 140 profiles sampled during the experiment provide a robust assessment of the vertical profile temporal evolution. We also found that LWC at ground is higher during the thin phase, and significantly decreases as the profile is changing from reverse to increasing with height. But this trend could be balanced when collision-coalescence and sedimentation processes redistribute the LWC through the fog layer from the top to the ground.

This study provides new insights into the evolution of LWC profiles during the fog life cycle that would help constrain numerical simulations. Although this analysis is based on 140 vertical profiles, the number of samples collected during the thin-to-thick transition remains limited. More continuous observations are therefore required to examine the triggering factors of this transition and to disentangle the local and non-local processes involved in the fog life cycle. The method developed to evaluate the local adiabaticity by fitting the vertical profiles of LWC allows to remove the impact of mixing at the fog top.

However, the results revealed large variability among the different cases, with some profiles highly diluted. More analysis is then needed to explain such departure from the adiabatic model in well-mixed fogs.

To take a step forward, we are currently conducting a detailed analysis of the vertical profiles of droplet size distribution measurements. Following Mazoyer et al. (2022), the main objective is to investigate the vertical and temporal evolution of the droplet size as a function of the number concentration. The vertical profile dataset is extended with constant-height sections at various altitudes within fog layers, which were performed for TKE measurements. Reflectivity and Doppler velocity along the sight of water drops, measured by the BASTA cloud radar, also provide valuable information on the dynamical and microphysical properties of the fog layer (Vishwakarma et al., 2023; Dione et al., 2023). A scanning unit was deployed around 1 km away from the vertical pointing unit of the Charbonnière site, which allowed for the first time a volume sampling of a fog layer. Investigation of these data in synergy with CDP measurements would improve the three-dimensional retrieval of microphysical properties and provide new insights to better understand the key processes driving the microphysical evolution during the fog life cycle.

Appendix A: Determination of the thin-to-thick transition time

740 A1 IOP 11

As for IOP 14 (Fig. 2), there is a consistency in the temporal determination of all the thresholds (Fig. A1), which range from 0030 UTC (TKE, green line) to 0055 UTC (vertical temperature gradient, blue line), i.e. an amplitude of 25 minutes, (Table 2).

A2 IOP 6

A significant variability is observed in the temporal determination between all the thresholds (Fig. A2). Downward longwave radiation strongly increases at the fog formation, leading to a decrease in LW_N , reaching $5 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ at 2126 UTC, 49 minutes after the fog formation at 2037 UTC (Fig. A2b). At this point, a decrease in vertical temperature gradient is observed, with the fog layer closest to the ground becoming almost neutral and therefore almost reaching the vertical temperature gradient threshold (Fig. A2d). An increase in LWP and CTH is also observed at this time, with the latter close to the 110 m threshold (Fig. A2f). Then, all the variables diverge from their respective threshold, with the exception of LW_N . When the fog deepens vertically at around 0000 UTC (Fig. 11), TKE exceeds its threshold, while CTH, vertical temperature gradient and LWP thresholds are reached later, between 0101 and 0136 UTC.

Appendix B: Fog equivalent adiabaticity from closure

Figure B1 illustrates the comparison between the values of $\alpha_{eq}^{closure}$ and LWP as well as CTH, using the measurements retrieved from the HATPRO radiometer and the BASTA radar respectively. The results are quite similar to that using the CDP measurements (Fig. 6). However, as in Fig. 6, three vertical profiles exhibit superadiabatic behaviour. The two profiles during POI 2a (in grey) show $\alpha_{eq}^{closure}$ values greater than 1 due to low LWC_0 values, which are associated with low LWP and CTH

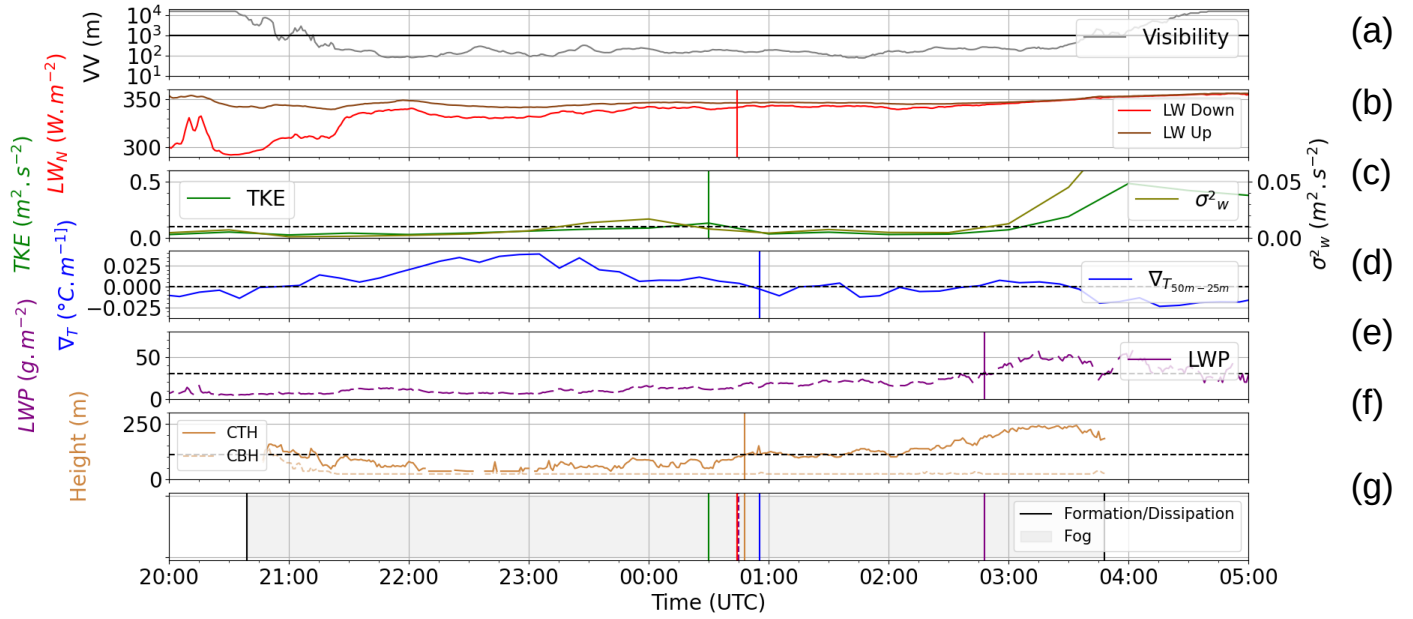


Figure A1. Same legend as Fig. 2 but for IOP 11.

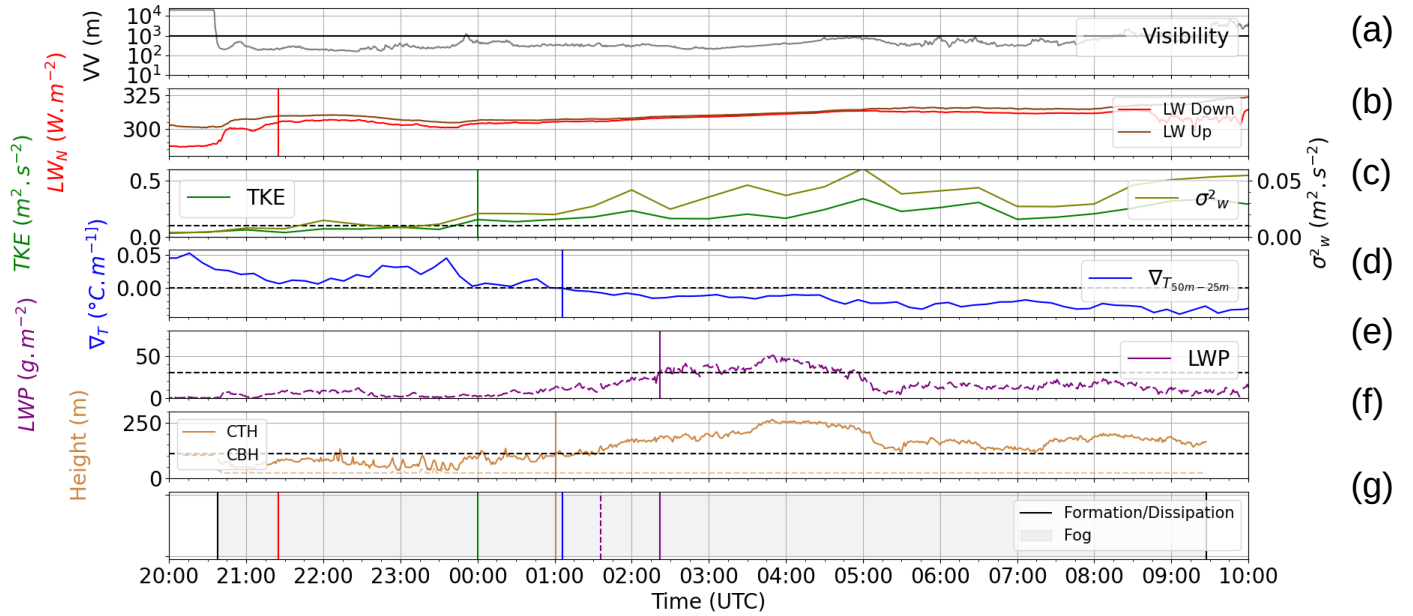


Figure A2. Same legend as Fig. A1 but for IOP 6

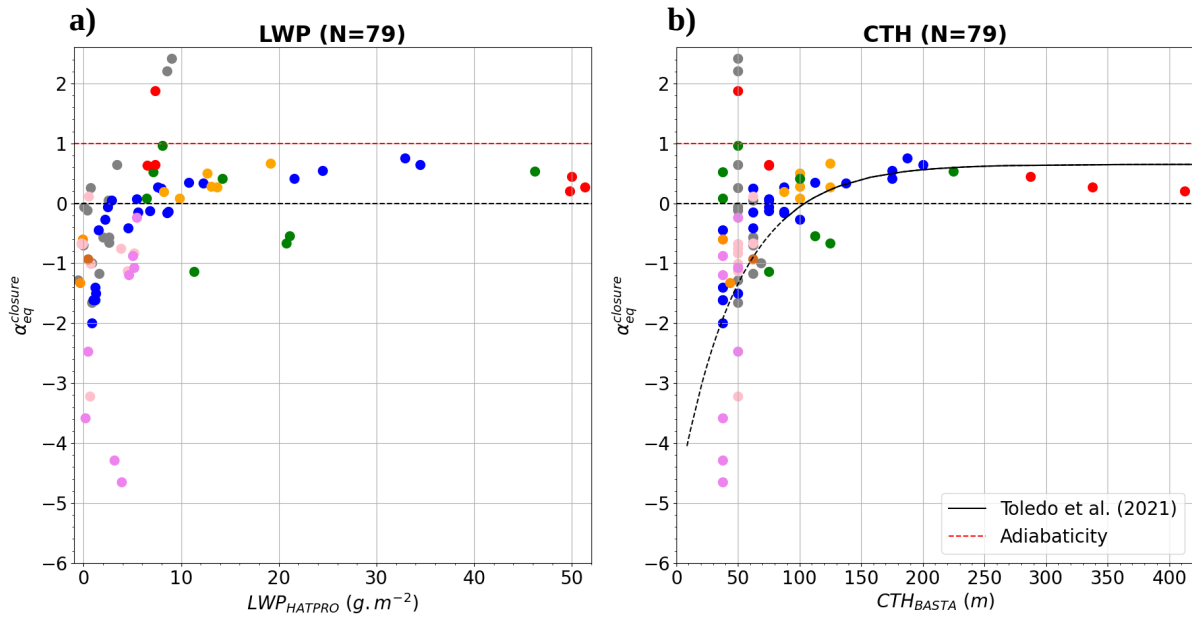


Figure B1. Same legend as Fig. 6 but using LWP and CTH derived from the HATPRO radiometer and BASTA radar, respectively.

values as well, result in a strong overestimation of $\alpha_{eq}^{closure}$. In addition, the superadiabatic vertical profile during IOP 14 (in red) is associated with a value of CTH just above the detection limit of the BASTA radar.

Appendix C: Vertical microphysical properties

760 Figure C1a,b shows the vertical profiles of temperature and LWC during IOP 2b. This IOP is characterized by three distinct fog periods, between 1924 UTC and 2110 UTC, associated with a 130 m thick fog, between 0002 UTC and 0136 with a 60 m vertically thick fog and between 0331 UTC and 0513 UTC, associated with a thin fog with a maximum CTH of 30 m. These dissipations may be explained by the presence of temporary medium and low clouds detected by the BASTA radar at around 2130 UTC and 0100 UTC, close to 3000 m and 1100 m, respectively. The two vertical profiles illustrated in Fig. C1a and C1b
 765 are representative of the last fog episode, characterized by very low values of α and γ . Figure C1c,d shows the vertical profiles of temperature and LWC for the first sample during IOP 2a, which reveals a sharp increase in LWC below the fog top, related to condensation occurring at 20 m A.G.L before the surface.

Data availability. All the data used in this study are hosted by the French National Center for Atmospheric Data and Services (AERIS) at the following links: <https://doi.org/10.25326/XX>. The CDP data files are being finalized for submission to the database. <https://doi.org/10.25326/89>
 770 (Canut, 2020), <https://doi.org/10.25326/135> (Delanoë, 2020) and <https://doi.org/10.25326/207> (Martinet, 2021). Data access can be provided by following the conditions fixed by the SOFOG3D project.

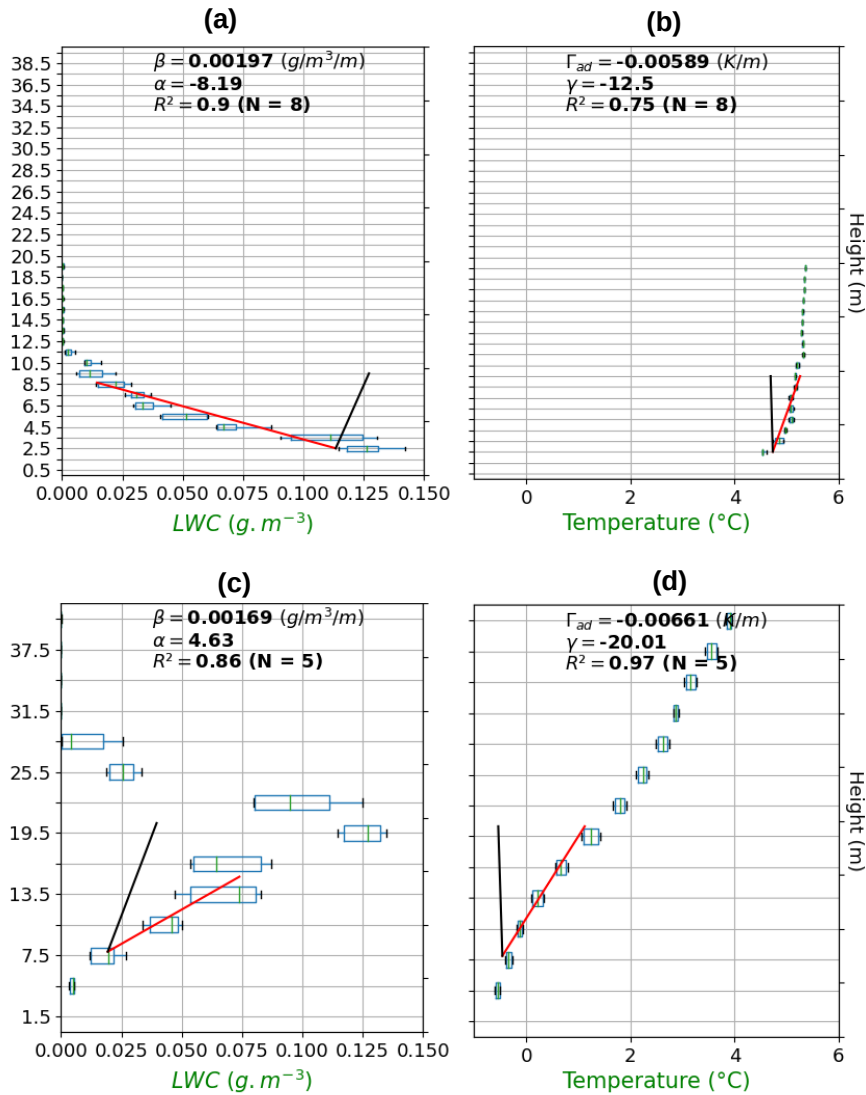


Figure C1. Vertical profile of (left) LWC (right) temperature during (a,b) the ascent between 0336 UTC and 0339 UTC of IOP 2b (c,d) the ascent between 2139 UTC and 2141 UTC of IOP 2a. Are indicated (left) the theoretical adiabaticity, the adiabaticity and the coefficient of determination of the LWC linear regression with the number of points used in brackets (right) the moist adiabatic lapse rate, the lapse rate and the coefficient of determination of the temperature linear regression with the number of points used in brackets.

Author contributions. TC processed in-situ data and performed the analysis supervised by FB and CL; Conceptualization, methodology, investigation, validation, data curation, formal analysis, visualization, writing—original draft. FB was the PI of the SOFOG3D project, designed the field campaign and led the tethered balloon operations; Project administration, resources, conceptualisation, methodology, investigation, validation, formal analysis, supervision, writing—original draft. CL was the PI of the high resolution modeling task and co-
 775 led the processes task, Conceptualization; methodology; supervision; writing—original draft. PM was the PI of the microwave radiometer

network; Supervision, resources, investigation, data curation. JD was the PI of the cloud radars deployment; Resources, supervision. SJ : data curation. MF : investigation, data curation.

Competing interests. The contact author has declared that none of the authors has any competing interests.

780 *Disclaimer.* TEXT

Acknowledgements. The SOFOG3D field campaign was supported by Météo-France and ANR through grant AAPG 2018-CE01-0004. Data are managed by the French National Center for Atmospheric Data and Services (AERIS). The MWR deployment at Charbonnière site was carried out thanks to support by the Köln University. MWR data have been made available, quality controlled and processed in the frame of CPEX-LAB (Cloud and Precipitation Exploration LABORatory, www.cpex-lab.de), a competence center within the Geoverbund ABC/J
785 by acting 750 support of Ulrich Löhnert, Rainer Haseneder-Lind and Arthur Kremer from the University of Cologne. This collaboration is driven by the European COST actions ES1303 TOPROF and CA18235 PROBE.

References

- Albrecht, B. A., Fairall, C. W., Thomson, D. W., White, A. B., Snider, J. B., and Schubert, W. H.: Surface-based remote sensing of the observed and the Adiabatic liquid water content of stratocumulus clouds, *Geophysical Research Letters*, 17, 89–92, <https://doi.org/10.1029/GL017i001p00089>, 1990.
- Antoine, S., Honnert, R., Seity, Y., Vié, B., Burnet, F., and Martinet, P.: Evaluation of an Improved AROME Configuration for Fog Forecasts during the SOFOG3D Campaign, *Weather and Forecasting*, 38, 1605 – 1620, <https://doi.org/10.1175/WAF-D-22-0215.1>, 2023.
- Beare, R. J. and Macvean, M. K.: Resolution Sensitivity and Scaling of Large-Eddy Simulations of the Stable Boundary Layer, *Boundary-Layer Meteorology*, 112, 257–281, <https://doi.org/10.1023/B:BOUN.0000027910.57913.4d>, 2004.
- Bell, A., Martinet, P., Caumont, O., Burnet, F., Delanoë, J., Jorquera, S., Seity, Y., and Unger, V.: An optimal estimation algorithm for the retrieval of fog and low cloud thermodynamic and micro-physical properties, *Atmospheric Measurement Techniques*, 15, 5415–5438, <https://doi.org/10.5194/amt-15-5415-2022>, 2022.
- Bergot, T. and Guedalia, D.: Numerical Forecasting of Radiation Fog. Part I: Numerical Model and Sensitivity Tests, *Monthly Weather Review*, 122, 1218 – 1230, [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1994\)122<1218:NFORFP>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1994)122<1218:NFORFP>2.0.CO;2), 1994.
- Bergot, T., Escobar, J., and Masson, V.: Effect of small-scale surface heterogeneities and buildings on radiation fog: Large-eddy simulation study at Paris–Charles de Gaulle airport, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 141, 285–298, <https://doi.org/10.1002/qj.2358>, 2015.
- Betts, A. K.: Cloud Thermodynamic Models in Saturation Point Coordinates, *Journal of Atmospheric Sciences*, 39, 2182 – 2191, [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1982\)039<2182:CTMISP>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1982)039<2182:CTMISP>2.0.CO;2), 1982.
- Bott, A.: On the influence of the physico-chemical properties of aerosols on the life cycle of radiation fogs, *Boundary-Layer Meteorology*, 56, 1–31, <https://doi.org/10.1007/BF00119960>, 1991.
- Boutle, I., Price, J., Kudzotsa, I., Kokkola, H., and Romakkaniemi, S.: Aerosol–fog interaction and the transition to well-mixed radiation fog, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 18, 7827–7840, <https://doi.org/10.5194/acp-18-7827-2018>, 2018.
- Boutle, I., Angevine, W., Bao, J.-W., Bergot, T., Bhattacharya, R., Bott, A., Ducongé, L., Forbes, R., Goecke, T., Grell, E., Hill, A., Igel, A. L., Kudzotsa, I., Lac, C., Maronga, B., Romakkaniemi, S., Schmidli, J., Schwenkel, J., Steeneveld, G.-J., and Vié, B.: Demistify: a large-eddy simulation (LES) and single-column model (SCM) intercomparison of radiation fog, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 22, 319–333, <https://doi.org/10.5194/acp-22-319-2022>, 2022.
- Boutle, I. A., Finnenkoetter, A., Lock, A. P., and Wells, H.: The London Model: forecasting fog at 333 m resolution, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 142, 360–371, <https://doi.org/10.1002/qj.2656>, 2016.
- Braun, R. A., Dadashazar, H., MacDonald, A. B., Crosbie, E., Jonsson, H. H., Woods, R. K., Flagan, R. C., Seinfeld, J. H., and Sorooshian, A.: Cloud Adiabaticity and Its Relationship to Marine Stratocumulus Characteristics Over the Northeast Pacific Ocean, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 123, 13,790–13,806, <https://doi.org/10.1029/2018JD029287>, 2018.
- Brenguier, J. L.: Parameterization of the Condensation Process: A Theoretical Approach, *Journal of Atmospheric Sciences*, 48, 264 – 282, [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1991\)048<0264:POTCPA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1991)048<0264:POTCPA>2.0.CO;2), 1991.
- Brenguier, J.-L., Burnet, F., and Geoffroy, O.: Cloud optical thickness and liquid water path – does the k coefficient vary with droplet concentration?, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 11, 9771–9786, <https://doi.org/10.5194/acp-11-9771-2011>, 2011.
- Burnet, F., Lac, C., Martinet, P., Fourrié, N., Haeffelin, M., Delanoë, J., Price, J., Barrau, S., Canut, G., Cayez, G., Dabas, A., Denjean, C., Dupont, J.-C., Honnert, R., Mahfouf, J.-F., Montmerle, T., Roberts, G., Seity, Y., and Vié, B.: The South west FOGs 3D experiment for

- processes study (SFOG3D) project, in: EGU General Assembly Conference Abstracts, EGU General Assembly Conference Abstracts, p. 17836, <https://doi.org/10.5194/egusphere-egu2020-17836>, 2020.
- 825 Canut, G.: SFOG3D_CHARBONNIERE_CNRM_TETHERED-BALLOON-MTO-10S_L2, <https://doi.org/10.25326/89>, 2020.
- Canut, G., Couvreux, F., Lathon, M., Legain, D., Piguet, B., Lampert, A., Maurel, W., and Moulin, E.: Turbulence fluxes and variances measured with a sonic anemometer mounted on a tethered balloon, *Atmospheric Measurement Techniques*, 9, 4375–4386, <https://doi.org/10.5194/amt-9-4375-2016>, 2016.
- 830 Cermak, J. and Bendix, J.: Detecting ground fog from space—a microphysics-based approach, *International Journal of Remote Sensing* Bendix J. *International Journal of Remote Sensing*, 00, 3345–3371, <https://doi.org/10.1080/01431161003747505>, 2011.
- Choullarton, T. W., Fullarton, G., Latham, J., Mill, C. S., Smith, M. H., and Stromberg, I. M.: A field study of radiation fog in meppen, West Germany, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 107, 381–394, <https://doi.org/10.1002/qj.49710745209>, 1981.
- Cuxart, J. and Jiménez, M. A.: Deep Radiation Fog in a Wide Closed Valley: Study by Numerical Modeling and Remote Sensing, *Pure and Applied Geophysics*, 169, 911–926, <https://doi.org/10.1007/s00024-011-0365-4>, 2012.
- 835 Delanoë, J.: SFOG3D_CHARBONNIERE_LATMOS_BASTA-vertical_L2a, <https://doi.org/10.25326/134>, 2020.
- Delanoë, J., Protat, A., Vinson, J.-P., Brett, W., Caudoux, C., Bertrand, F., du Chatelet, J. P., Hallali, R., Barthes, L., Haeffelin, M., and Dupont, J.-C.: BASTA: A 95-GHz FMCW Doppler Radar for Cloud and Fog Studies, *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 33, 1023 – 1038, <https://doi.org/10.1175/JTECH-D-15-0104.1>, 2016.
- 840 Dhangar, N. G., Lal, D. M., Ghude, S. D., Kulkarni, R., Parde, A. N., Pithani, P., Niranjana, K., Prasad, D. S. V. V. D., Jena, C., Sajjan, V. S., Prabhakaran, T., Karipot, A. K., Jenamani, R. K., Singh, S., and Rajeevan, M.: On the Conditions for Onset and Development of Fog Over New Delhi: An Observational Study from the WiFEX, *Pure and Applied Geophysics*, 178, 3727–3746, <https://doi.org/10.1007/s00024-021-02800-4>, 2021.
- Dione, C., Haeffelin, M., Burnet, F., Lac, C., Canut, G., Delanoë, J., Dupont, J.-C., Jorquera, S., Martinet, P., Ribaud, J.-F., and Toledo, F.: Role of thermodynamic and turbulence processes on the fog life cycle during SFOG3D experiment, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 23, 15 711–15 731, <https://doi.org/10.5194/acp-23-15711-2023>, 2023.
- 845 Ducongé, L., Lac, C., Vié, B., Bergot, T., and Price, J. D.: Fog in heterogeneous environments: the relative importance of local and non-local processes on radiative-advective fog formation, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 146, 2522–2546, <https://doi.org/10.1002/qj.3783>, 2020.
- 850 Dupont, J. C., Haeffelin, M., Stolaki, S., and Elias, T.: Analysis of Dynamical and Thermal Processes Driving Fog and Quasi-Fog Life Cycles Using the 2010–2013 ParisFog Dataset, *Pure and Applied Geophysics*, 173, 1337–1358, <https://doi.org/10.1007/s00024-015-1159-x>, 2016.
- Duynkerke, P. G.: Turbulence, Radiation and fog in Dutch Stable Boundary Layers, *Boundary-Layer Meteorology*, 90, 447–477, <https://doi.org/10.1023/A:1026441904734>, 1999.
- 855 Edwards, J. M.: Radiative Processes in the Stable Boundary Layer: Part II. The Development of the Nocturnal Boundary Layer, *Boundary-Layer Meteorology*, 131, 127–146, <https://doi.org/10.1007/s10546-009-9363-9>, 2009.
- Egli, S., Maier, F., Bendix, J., and Thies, B.: Vertical distribution of microphysical properties in radiation fogs — A case study, *Atmospheric Research*, 151, 130–145, <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2014.05.027>, sixth International Conference on Fog, Fog Collection and Dew, 2015.
- 860 Fathalli, M., Lac, C., Burnet, F., and Vié, B.: Formation of fog due to stratus lowering: An observational and modelling case study, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 148, 2299–2324, <https://doi.org/10.1002/qj.4304>, 2022.

- Fathalli, M., Burnet, F., Lac, C., and Martinet, P.: Heterogeneity of fog at the regional scale during the SOFOG3D campaign: Fog formed by Stratus lowering and radiative fog. In preparation, 2024.
- Formenti, P., D'Anna, B., Flamant, C., Mallet, M., Piketh, S. J., Schepanski, K., Waquet, F., Auriol, F., Brogniez, G., Burnet, F., Chaboureaud, J.-P., Chauvigné, A., Chazette, P., Denjean, C., Desboeufs, K., Doussin, J.-F., Elguindi, N., Feuerstein, S., Gaetani, M., Giorio, C., Klopper, D., Mallet, M. D., Nabat, P., Monod, A., Solmon, F., Namwoonde, A., Chikwililwa, C., Mushi, R., Welton, E. J., and Holben, B.: The Aerosols, Radiation and Clouds in Southern Africa Field Campaign in Namibia: Overview, Illustrative Observations, and Way Forward, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 100, 1277 – 1298, <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-17-0278.1>, 2019.
- 865 Fuzzi, S., Castillo, R. A., Jiusto, J. E., and Lala, G. G.: Chemical composition of radiation fog water at Albany, New York, and its relationship to fog microphysics, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 89, 7159–7164, <https://doi.org/10.1029/JD089iD05p07159>, 1984.
- 870 Gerber, H.: Microphysics of Marine Stratocumulus Clouds with Two Drizzle Modes, *Journal of Atmospheric Sciences*, 53, 1649 – 1662, [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1996\)053<1649:MOMSCW>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1996)053<1649:MOMSCW>2.0.CO;2), 1996.
- Gerber, H. E.: Microstructure of a Radiation Fog, *Journal of Atmospheric Sciences*, 38, 454 – 458, [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1981\)038<0454:MOARF>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1981)038<0454:MOARF>2.0.CO;2), 1981.
- 875 Gultepe, I., Müller, M. D., and Boybeyi, Z.: A New Visibility Parameterization for Warm-Fog Applications in Numerical Weather Prediction Models, *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 45, 1469 – 1480, <https://doi.org/10.1175/JAM2423.1>, 2006.
- Gultepe, I., Tardif, R., Michaelides, S. C., Cermak, J., Bott, A., Bendix, J., Müller, M. D., Pagowski, M., Hansen, B., Ellrod, G., Jacobs, W., Toth, G., and Cober, S. G.: Fog Research: A Review of Past Achievements and Future Perspectives, *Pure and Applied Geophysics*, 164, 1121–1159, <https://doi.org/10.1007/s00024-007-0211-x>, 2007.
- 880 Gultepe, I., Pearson, G., Milbrandt, J. A., Hansen, B., Platnick, S., Taylor, P., Gordon, M., Oakley, J. P., and Cober, S. G.: The Fog Remote Sensing and Modeling Field Project, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 90, 341 – 360, <https://doi.org/10.1175/2008BAMS2354.1>, 2009.
- Hummel, J. R. and Kuhn, W. R.: Comparison of radiative-convective models with constant and pressure-dependent lapse rates, *Tellus*, 33, 254–261, <https://doi.org/10.1111/j.2153-3490.1981.tb01749.x>, 1981.
- 885 Koračin, D., Lewis, J., Thompson, W. T., Dorman, C. E., and Businger, J. A.: Transition of Stratus into Fog along the California Coast: Observations and Modeling, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 58, 1714 – 1731, [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(2001\)058<1714:TOSIFA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(2001)058<1714:TOSIFA>2.0.CO;2), 2001.
- Kunkel, B. A.: Parameterization of Droplet Terminal Velocity and Extinction Coefficient in Fog Models, *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 23, 34 – 41, [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(1984\)023<0034:PODTVA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(1984)023<0034:PODTVA>2.0.CO;2), 1984.
- 890 Lance, S., Brock, C. A., Rogers, D., and Gordon, J. A.: Water droplet calibration of the Cloud Droplet Probe (CDP) and in-flight performance in liquid, ice and mixed-phase clouds during ARCPAC, *Atmospheric Measurement Techniques*, 3, 1683–1706, <https://doi.org/10.5194/amt-3-1683-2010>, 2010.
- Maalick, Z., Kühn, T., Korhonen, H., Kokkola, H., Laaksonen, A., and Romakkaniemi, S.: Effect of aerosol concentration and absorbing aerosol on the radiation fog life cycle, *Atmospheric Environment*, 133, 26–33, <https://doi.org/10.1016/j.atmosenv.2016.03.018>, 2016.
- 895 Martinet, P.: SOFOG3D_CHARBONNIERE_CNRM_MWR-HATPRO-LWP_L2, <https://doi.org/10.25326/207>, 2021.
- Martinet, P., Unger, V., Burnet, F., Georgis, J.-F., Hervo, M., Huet, T., Löhnert, U., Miller, E., Orlandi, E., Price, J., Schröder, M., and Thomas, G.: A dataset of temperature, humidity, and liquid water path retrievals from a network of ground-based microwave radiometers dedicated to fog investigation, *Bulletin of Atmospheric Science and Technology*, 3, 6, <https://doi.org/10.1007/s42865-022-00049-w>, 2022.

- Martinet, P., Burnet, F., Costablos, T., Lohnert, U., Delanoë, J., Roy, A., and Unger, V.: Capabilities of ground-based microwave radiometers for fog thermodynamic and microphysical profiling: evaluation during the SOFOG3D experiment, In preparation, 2024.
- Mason, J.: The Physics of Radiation Fog, *Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II*, 60, 486–499, https://doi.org/10.2151/jmsj1965.60.1_486, 1982.
- Mazoyer, M., Lac, C., Thouron, O., Bergot, T., Masson, V., and Musson-Genon, L.: Large eddy simulation of radiation fog: impact of dynamics on the fog life cycle, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 17, 13 017–13 035, <https://doi.org/10.5194/acp-17-13017-2017>, 2017.
- Mazoyer, M., Burnet, F., Denjean, C., Roberts, G. C., Haeffelin, M., Dupont, J.-C., and Elias, T.: Experimental study of the aerosol impact on fog microphysics, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 19, 4323–4344, <https://doi.org/10.5194/acp-19-4323-2019>, 2019.
- Mazoyer, M., Burnet, F., and Denjean, C.: Experimental study on the evolution of droplet size distribution during the fog life cycle, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 22, 11 305–11 321, <https://doi.org/10.5194/acp-22-11305-2022>, 2022.
- Musson-Genon, L.: Numerical Simulation of a Fog Event with a One-Dimensional Boundary Layer Model, *Monthly Weather Review*, 115, 592 – 607, [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1987\)115<0592:NSOAFE>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1987)115<0592:NSOAFE>2.0.CO;2), 1987.
- Müller, M. D., Masbou, M., and Bott, A.: Three-dimensional fog forecasting in complex terrain, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 136, 2189–2202, <https://doi.org/https://doi.org/10.1002/qj.705>, 2010.
- Nakanishi, M.: Large-Eddy Simulation Of Radiation Fog, *Boundary-Layer Meteorology*, 94, 461–493, <https://doi.org/10.1023/A:1002490423389>, 2000.
- Niu, S. J., Liu, D. Y., Zhao, L. J., Lu, C. S., Lü, J. J., and Yang, J.: Summary of a 4-Year Fog Field Study in Northern Nanjing, Part 2: Fog Microphysics, *Pure and Applied Geophysics*, 169, 1137–1155, <https://doi.org/10.1007/s00024-011-0344-9>, 2011.
- Okita, T.: Observations of the vertical structure of a stratus cloud and radiation fogs in relation to the mechanism of drizzle formation, *Tellus*, 14, 310–322, <https://doi.org/10.3402/tellusa.v14i3.9556>, 1962.
- Okuda, T., Tomine, K., and Sugawara, H.: Mechanisms of Temporary Improvement and Rapid Changes in Visibility in Fogs, . 2, 88, 243–261, <https://doi.org/10.2151/jmsj.2010-301>, 2010.
- Oliver, D. A., Lewellen, W. S., and Williamson, G. G.: The Interaction between Turbulent and Radiative Transport in the Development of Fog and Low-Level Stratus, *Journal of Atmospheric Sciences*, 35, 301 – 316, [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1978\)035<0301:TIBTAR>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1978)035<0301:TIBTAR>2.0.CO;2), 1978.
- Pagowski, M., Gultepe, I., and King, P.: Analysis and Modeling of an Extremely Dense Fog Event in Southern Ontario, *Journal of Applied Meteorology*, 43, 3 – 16, [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(2004\)043<0003:AAMOAE>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(2004)043<0003:AAMOAE>2.0.CO;2), 2004.
- Pinnick, R. G., Hoihjelle, D. L., Fernandez, G., Stenmark, E. B., Lindberg, J. D., Hoidale, G. B., and Jennings, S. G.: Vertical Structure in Atmospheric Fog and Haze and Its Effects on Visible and Infrared Extinction, *Journal of Atmospheric Sciences*, 35, 2020 – 2032, [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1978\)035<2020:VSIAFA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1978)035<2020:VSIAFA>2.0.CO;2), 1978.
- Poku, C., Ross, A. N., Hill, A. A., Blyth, A. M., and Shipway, B.: Is a more physical representation of aerosol activation needed for simulations of fog?, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 21, 7271–7292, <https://doi.org/10.5194/acp-21-7271-2021>, 2021.
- Price, J.: Radiation Fog. Part I: Observations of Stability and Drop Size Distributions, *Boundary-Layer Meteorology*, 139, 167–191, <https://doi.org/10.1007/s10546-010-9580-2>, 2011.
- Price, J., Porson, A., and Lock, A.: An Observational Case Study of Persistent Fog and Comparison with an Ensemble Forecast Model, *Boundary-Layer Meteorology*, 155, 301–327, <https://doi.org/10.1007/s10546-014-9995-2>, 2015.

- Price, J. D.: On the Formation and Development of Radiation Fog: An Observational Study, *Boundary-Layer Meteorology*, 172, 167–197, <https://doi.org/10.1007/s10546-019-00444-5>, 2019.
- Price, J. D., Lane, S., Boutle, I. A., Smith, D. K. E., Bergot, T., Lac, C., Duconge, L., McGregor, J., Kerr-Munslow, A., Pickering, M., and Clark, R.: LANFEX: A Field and Modeling Study to Improve Our Understanding and Forecasting of Radiation Fog, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 99, 2061 – 2077, <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-16-0299.1>, 2018.
- 940 Roach, W. T., Brown, R., Caughey, S. J., Garland, J. A., and Readings, C. J.: The physics of radiation fog: I – a field study, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 102, 313–333, <https://doi.org/10.1002/qj.49710243204>, 1976.
- Ryznar, E.: Advection-radiation fog near lake Michigan, *Atmospheric Environment* (1967), 11, 427–430, [https://doi.org/10.1016/0004-6981\(77\)90004-X](https://doi.org/10.1016/0004-6981(77)90004-X), 1977.
- 945 Rémy, S. and Bergot, T.: Assessing the impact of observations on a local numerical fog prediction system, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 135, 1248–1265, <https://doi.org/10.1002/qj.448>, 2009.
- Schwenkel, J. and Maronga, B.: Large-eddy simulation of radiation fog with comprehensive two-moment bulk microphysics: impact of different aerosol activation and condensation parameterizations, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 19, 7165–7181, <https://doi.org/10.5194/acp-19-7165-2019>, 2019.
- 950 Steeneveld, G. J., Ronda, R. J., and Holtslag, A. A. M.: The Challenge of Forecasting the Onset and Development of Radiation Fog Using Mesoscale Atmospheric Models, *Boundary-Layer Meteorology*, 154, 265–289, <https://doi.org/10.1007/s10546-014-9973-8>, 2015.
- Stolaki, S., Haeffelin, M., Lac, C., Dupont, J.-C., Elias, T., and Masson, V.: Influence of aerosols on the life cycle of a radiation fog event. A numerical and observational study, *Atmospheric Research*, 151, 146–161, <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2014.04.013>, sixth International Conference on Fog, Fog Collection and Dew, 2015.
- 955 Tardif, R.: The Impact of Vertical Resolution in the Explicit Numerical Forecasting of Radiation Fog: A Case Study, *Pure and Applied Geophysics*, 164, 1221–1240, <https://doi.org/10.1007/s00024-007-0216-5>, 2007.
- Tardif, R. and Rasmussen, R. M.: Event-Based Climatology and Typology of Fog in the New York City Region, *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 46, 1141 – 1168, <https://doi.org/10.1175/JAM2516.1>, 2007.
- Teixeira, J.: Simulation of fog with the ECMWF prognostic cloud scheme, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 125, 529–552, <https://doi.org/10.1002/qj.49712555409>, 1999.
- 960 Thornton, J., Price, J. D., Burnet, F., and Lac, C.: Contrasting the evolution of radiation fog over a heterogeneous region in southwest France during the SOFOG3D campaign, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 149, 3323–3341, <https://doi.org/10.1002/qj.4558>, 2023.
- Toledo, F., Haeffelin, M., Wærsted, E., and Dupont, J.-C.: A new conceptual model for adiabatic fog, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 21, 13 099–13 117, <https://doi.org/10.5194/acp-21-13099-2021>, 2021.
- 965 Turton, J. D. and Brown, R.: A comparison of a numerical model of radiation fog with detailed observations, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 113, 37–54, <https://doi.org/10.1002/qj.49711347504>, 1987.
- Vehil, R., Monerris, J., Guedalia, D., and Sarthou, P.: Study of the radiative effects (long-wave and short-wave) within a fog layer, *Atmospheric Research*, 23, 179–194, [https://doi.org/10.1016/0169-8095\(89\)90006-9](https://doi.org/10.1016/0169-8095(89)90006-9), 1989.
- 970 Vishwakarma, P., Delanoë, J., Jorquera, S., Martinet, P., Burnet, F., Bell, A., and Dupont, J.-C.: Climatology of estimated liquid water content and scaling factor for warm clouds using radar–microwave radiometer synergy, *Atmospheric Measurement Techniques*, 16, 1211–1237, <https://doi.org/10.5194/amt-16-1211-2023>, 2023.

- Wærsted, E. G., Haeffelin, M., Dupont, J.-C., Delanoë, J., and Dubuisson, P.: Radiation in fog: quantification of the impact on fog liquid water based on ground-based remote sensing, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 17, 10 811–10 835, <https://doi.org/10.5194/acp-17-10811-2017>, 2017.
- 975
- Wagh, S., Kulkarni, R., Lonkar, P., Parde, A. N., Dhangar, N. G., Govardhan, G., Sajjan, V., Debnath, S., Gultepe, I., Rajeevan, M., and Ghude, S. D.: Development of visibility equation based on fog microphysical observations and its verification using the WRF model, *Modeling Earth Systems and Environment*, 9, 195–211, <https://doi.org/10.1007/s40808-022-01492-6>, 2023.
- Wendish, M., Mertes, S., Heintzenberg, J., Wiedensohler, A., Schell, D., Wobrock, W., Frank, G., Martinsson, B., Fuzzi, S., Orsi, G., Kos, G., and Berner, A.: Drop size distribution and LWC in Po valley fog, *Contributions to Atmospheric Physics*, 71, 87–100, 1998.
- 980
- Westerhuis, S., Fuhrer, O., Cermak, J., and Eugster, W.: Identifying the key challenges for fog and low stratus forecasting in complex terrain, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 146, 3347–3367, <https://doi.org/https://doi.org/10.1002/qj.3849>, 2020.
- Wood, R.: Drizzle in Stratiform Boundary Layer Clouds. Part I: Vertical and Horizontal Structure, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 62, 3011 – 3033, <https://doi.org/10.1175/JAS3529.1>, 2005.
- 985
- World Meteorological Organization: International Cloud Atlas, no. vol. 1 in International Cloud Atlas, Secretariat of the World Meteorological Organization, https://cloudatlas.wmo.int/docs/ICA_1956-Vol_I_low_res.pdf, 1956.
- Yang, L., Liu, J.-W., Ren, Z.-P., Xie, S.-P., Zhang, S.-P., and Gao, S.-H.: Atmospheric Conditions for Advection-Radiation Fog Over the Western Yellow Sea, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 123, 5455–5468, <https://doi.org/10.1029/2017JD028088>, 2018.
- Zhang, X., Musson-Genon, L., Dupont, E., Milliez, M., and Carissimo, B.: On the Influence of a Simple Microphysics Parametrization on Radiation Fog Modelling: A Case Study During ParisFog, *Boundary-Layer Meteorology*, 151, 293–315, <https://doi.org/10.1007/s10546-013-9894-y>, 2014.
- 990

5.3 Résultats Complémentaires

Des résultats complémentaires sont présentés dans cette section visant à approfondir la méthodologie suivie dans l'article. Dans un premier temps, les mesures de rayonnement infra rouge, intervenant dans la détermination de l'heure de transition de brouillard optiquement fin à épais (Sec 2.3), des sites de Jachère et Charbonnière, distants de 1.3 km, sont comparées. Dans un second temps, des tests de sensibilité sur les valeurs de LWP, CTH et LWC_0 intervenant dans la détermination de l'adiabaticité équivalente $\alpha_{eq}^{closure}$ sont menés.

5.3.1 Comparaison LW_N Jachère/Charbonnière

La méthodologie suivie en Sect. 2.3 de l'article pour déterminer l'heure de transition de brouillard optiquement fin à épais des POIs 6c (Fig. A2), 11 (Fig. A1) et 14 (Fig. 2) combine des mesures des sites de Charbonnière et Jachère. Les seuils en LWP, CTH, ∇_T et LW_N proviennent du site de Charbonnière, tandis que la TKE est mesurée à Jachère. Or, ce site présente également des mesures de rayonnement infrarouge, qui sont comparées à celles du site de Charbonnière dans cette section afin d'évaluer l'impact sur l'heure de transition. Ainsi, l'heure de transition en LW_N provenant du site de Jachère pour les POIs 6c, 11 et 14, est déterminée en appliquant le même seuil que dans l'article, i.e. $|LW_N| < 5 \text{ W m}^{-2}$. Les résultats sont reportés sur la Fig. 5.1, et la comparaison en LW_N de la formation à la dissipation entre les sites de Jachère et Charbonnière est indiquée sur la Fig. 5.2.

- On observe un impact limité du seuil de LW_N sur l'heure de transition pour la POI 14, déterminée à 0015 UTC avec les mesures du site de Jachère (Fig. 5.1a) et 0012 UTC sur le site de Charbonnière (Tab. 2) respectivement. Cependant l'évolution de $|LW_N|$ est significativement différente entre les deux sites, les observations à Jachère présentant des valeurs supérieures à 10 W m^{-2} après la formation, alors que $|LW_N|$ est inférieur à 10 W m^{-2} dès la formation sur le site de Charbonnière (Fig 2 de l'article). La comparaison en LW_N entre les deux sites (Fig. 5.2a) confirme statistiquement ces différences, montrant des valeurs plus élevées sur le site de Jachère durant tout l'épisode, traduites par une pente de 2.18, mais une corrélation satisfaisante est obtenue, avec un R^2 de 0.89.
- Des différences significatives en fonction du seuil de LW_N sont observées sur l'heure de transition de la POI 11, déterminée à 0233 UTC sur le site de Jachère, 2 h après les autres seuils (Fig. 5.1b). Un seuil de 10 W m^{-2} en $|LW_N|$ apparaît plus adapté (rouge pointillé) par rapport aux autres critères, avec une transition déterminée à 0042 UTC, très proche du site de Charbonnière (Tab. 2, 0044 UTC). La comparaison en LW_N (Fig. 5.2b) montre une corrélation dégradée, associée à un R^2 de 0.6. On constate cependant un accord satisfaisant entre les deux sites à la formation du brouillard, lorsque les valeurs de LW_N sont les plus élevées, supérieures à 30 W m^{-2} .
- Enfin, la POI 6 présente les écarts en fonction du seuil de LW_N les plus significatifs, le seuil déterminé à 2126 UTC sur le site de Charbonnière (Fig. A2 de l'article) peu

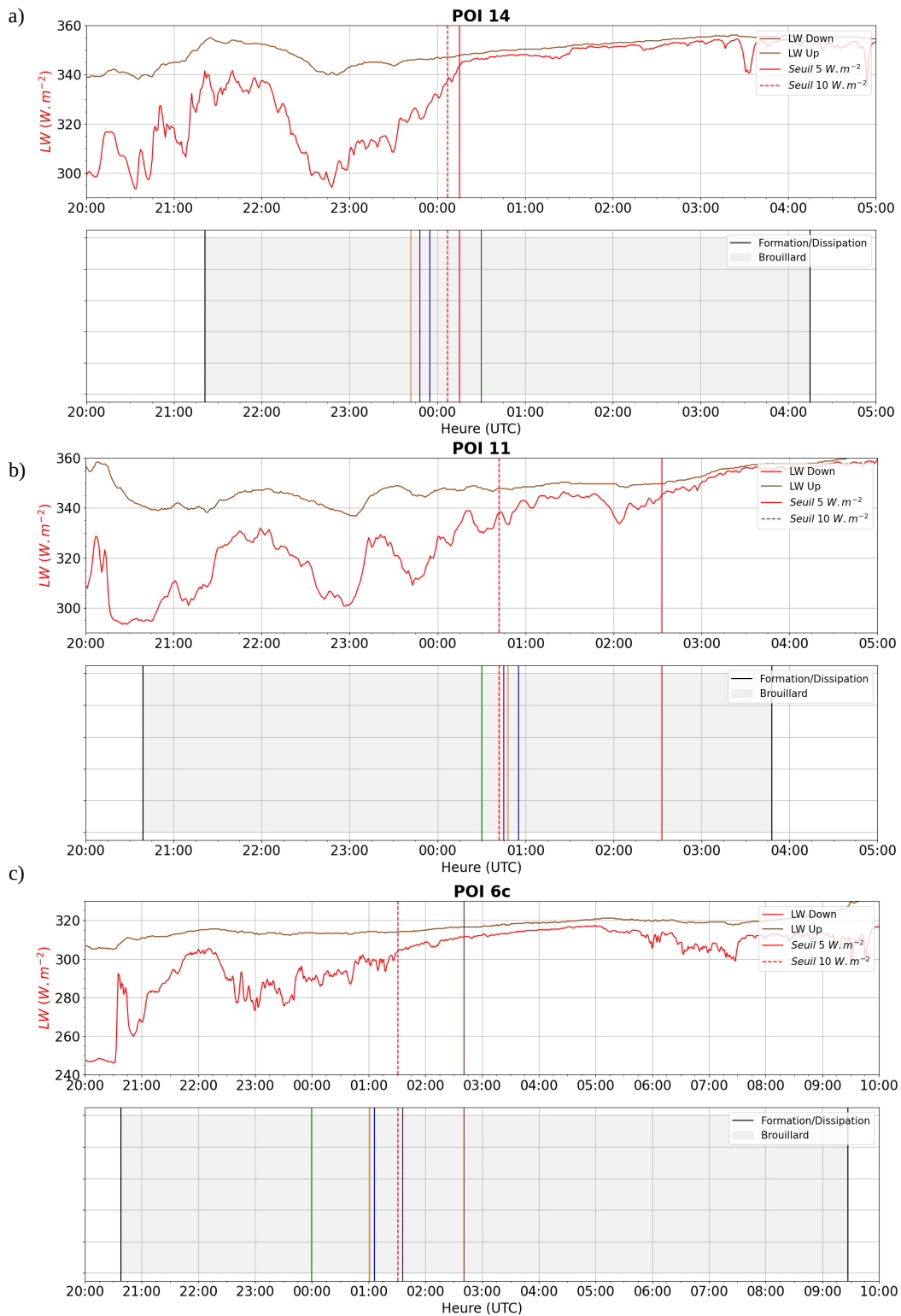


Figure 5.1: Évolution temporelle du rayonnement infra rouge descendant (rouge) et montant (marron) mesuré sur le site de Jachère. L'heure de transition en $|LW_N|$ avec un seuil de 5 W m^{-2} (10 W m^{-2}) est indiquée par un trait vertical plein (pointillés). Graphe récapitulatif des heures de transition en LWP (violet), CTH (orange), ∇_T (bleu), $|LW_N|$ (5 et 10 W m^{-2}) et TKE (vert) pour les POIs (a) 14 (b) 11 (c) 6c.

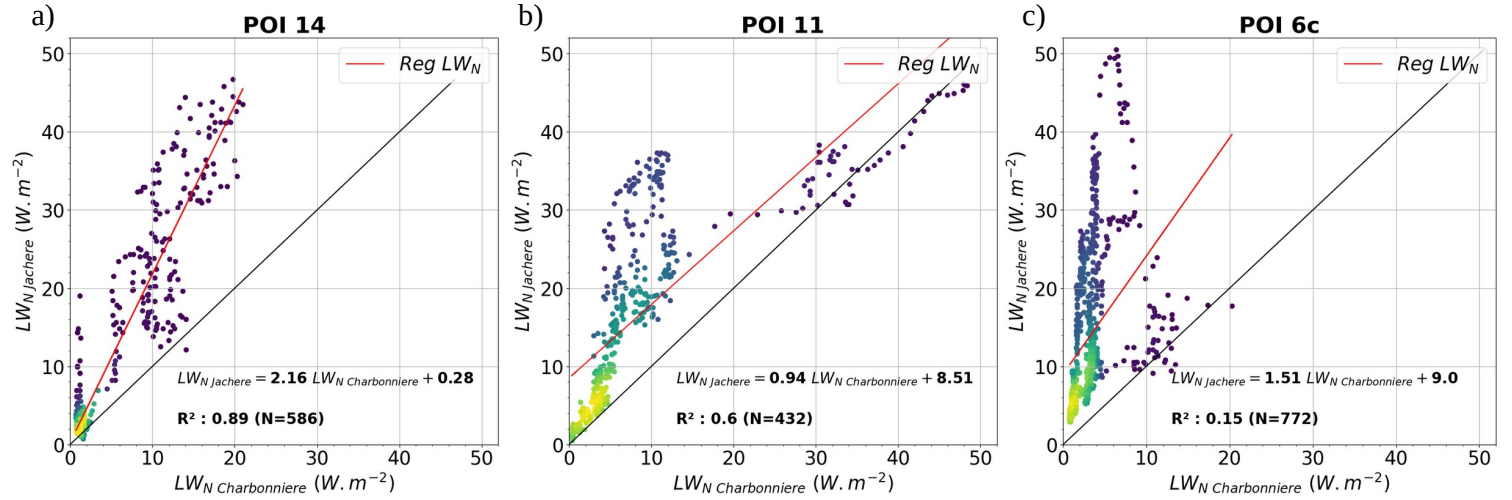


Figure 5.2: LW_N issu du site de Jachère en fonction de LW_N issu du site de Charbonnière pour la POI (a) 14 (b) 11 (c) 6c.

après la formation n'étant pas atteint avec les mesures sur le site de Jachère malgré une augmentation du LW_{DOWN} à la formation (Fig. 5.1c). Un seuil en $|LW_N|$ de $10 W m^{-2}$ apparaît également plus pertinent par rapport aux autres critères, la transition étant déterminée à 0130 UTC, s'étendant de 0000 (TKE, vert) à 0136 UTC (LWP, violet), en accord avec l'intervalle déterminé par [Dione et al. \(2023\)](#). La comparaison en LW_N confirme les valeurs plus élevées sur le site de Jachère, avec une pente de 1.51, la corrélation entre les deux sites étant pour ce cas faible, avec un R^2 de 0.15 (Fig. 5.2c).

Ainsi, la comparaison du rayonnement net infrarouge entre les sites de Jachère et Charbonnière a montré des différences significatives, affectant l'heure de transition de brouillard optiquement fin à épais, en particulier pour la POI 6. Les statistiques en LW_N entre ces deux sites ont mis en évidence des valeurs plus élevées sur le site de Jachère, les pentes s'échelonnant entre 0.94 et 2.16 mais une corrélation satisfaisante est constatée pour la POI 14, et dans une moindre mesure pour la POI 11. Ces différences pourraient être expliquées par un biais instrumental d'un des deux instruments en lien avec une incertitude constructeur élevée, de 10 %, sur les mesures de rayonnement LW, mais également par la variabilité spatiale du brouillard. Par ailleurs, en considérant les mesures du site de Jachère, un seuil en $|LW_N|$ de $10 W m^{-2}$ est apparu plus approprié. Ces résultats indiquent que le seuil de $5 W m^{-2}$ défini dans l'article ne semble valable que pour le site de Charbonnière et n'est pas applicable aux autres sites de mesures.

5.3.2 Comparaison des LWP, CTH et LWC_0

Dans l'article, des tests de sensibilité ont été menés en Sec. 3.3 sur $\alpha_{eq}^{closure}$ qui fait intervenir le LWP, CTH et LWC_0 (Eq. 1.28). Ces grandeurs peuvent être restituées d'une part avec les mesures in situ du CDP, et d'autre part avec les mesures du radiomètre HATPRO pour le LWP, du radar BASTA pour le CTH, et à partir de la paramétrisation de [Gultepe et al.](#)

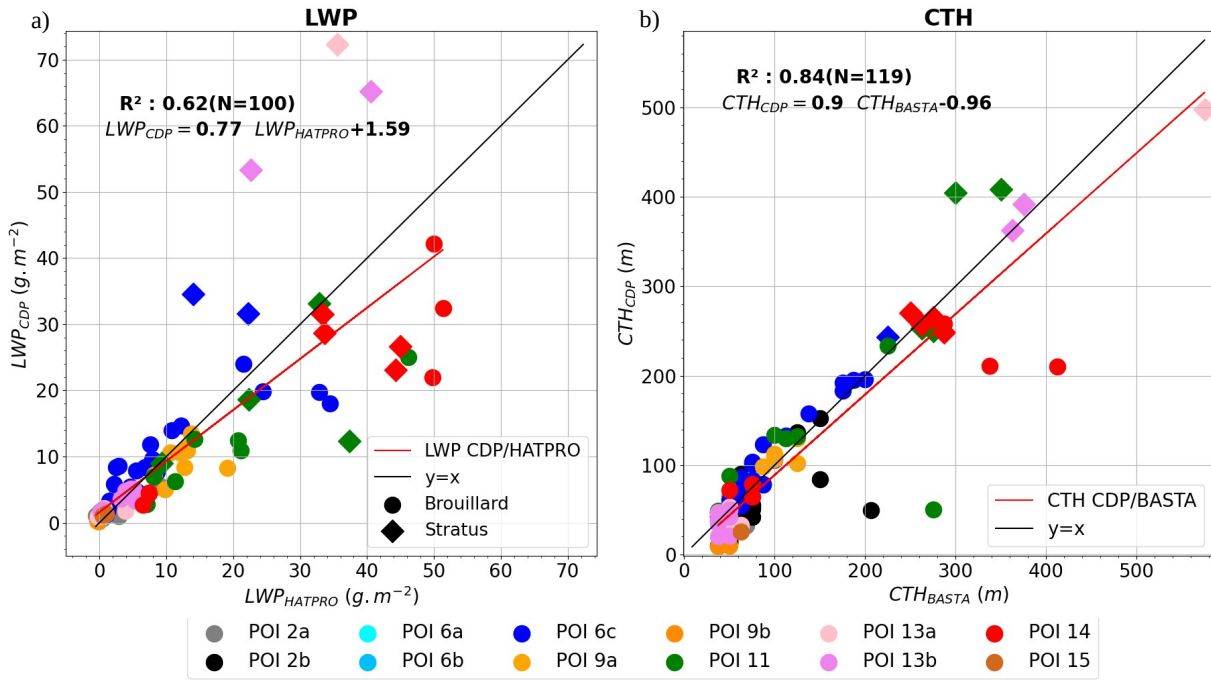


Figure 5.3: (a) LWP dérivé du CDP en fonction du LWP restitué par le radiomètre HATPRO (b) CTH dérivé du CDP en fonction du CTH restitué par le radar BASTA. Les profils verticaux dans le brouillard (stratus) sont représentés par des ronds (diamants). Chaque POI est indiquée par une couleur spécifique, identique à la Fig. 5 de l'article.

(2006) reliant la visibilité au LWC (Eq. 1.27). Cette section vise à poursuivre les tests de sensibilité sur $\alpha_{eq}^{closure}$ en présentant la comparaison des mesures dans un premier temps de LWP et CTH, et dans un second temps de LWC_0 .

Comparaison LWP et CTH

Les mesures de LWP du radiomètre HATPRO et CTH issues du radar BASTA sont comparées aux observations du CDP, en appui à l'étude de [Martinet et al. \(2024\)](#) montrant un très bon accord entre le LWP du CDP et du HATPRO pour des valeurs inférieures à 15 g m^{-2} . On a reporté sur la Fig 5.3 la comparaison en LWP (Fig 5.3a) et CTH (5.3b). D'une part, malgré l'accord satisfaisant pour les faibles valeurs de LWP, des différences sont observées pour les LWP supérieures à 15 g m^{-2} , associées à un R^2 de 0.62 (Fig 5.3a). Les valeurs de LWP mesurées par le CDP indiquent majoritairement de plus faibles valeurs que celles du HATPRO mais trois profils du CDP échantillonnés dans un stratus durant les POI 13a (Fig 5.3a, diamant rose) et 13b (diamant magenta), présentent de plus fortes valeurs que le HATPRO. Ces différences pour les LWP les plus élevés peuvent être causées par les hétérogénéités microphysiques 3D durant la traversée du CDP. En effet, en raison de la vitesse d'ascension du ballon captif, de l'ordre de 0.5 m s^{-1} , un échantillonnage pendant plusieurs minutes de la structure verticale du nuage est nécessaire si son épaisseur géométrique est importante. D'autre part, la comparaison

en CTH indique une faible dispersion (Fig 5.3b), la régression obtenue étant satisfaisante, avec un R^2 de 0.84 et une pente de 0.9. Les différences observées en CTH correspondent à des nuages situés au-dessus de la couche de brouillard, qui ne sont pas différenciés par le radar BASTA, notamment durant les POIs 2b (noir) et 14 (rouge), illustrée sur la Fig. 9 de l'article.

Ainsi, la comparaison en LWP et CTH confirme les tests de sensibilité réalisés sur $\alpha_{eq}^{closure}$. Des différences faibles sont en effet observées entre le CTH dérivé du CDP et restitué par le radar BASTA, en accord avec un faible impact du CTH sur les valeurs de $\alpha_{eq}^{closure}$. En revanche, des différences plus significatives sont constatées entre le LWP dérivé du CDP et restitué par le radiomètre HATPRO, mais plus faibles qu'entre le LWC_0 du CDP et issu de la paramétrisation de [Gultepe et al. \(2006\)](#), où le R^2 est réduit à 0.44 (Fig. 5 de l'article). Ces résultats confirment la plus grande sensibilité de $\alpha_{eq}^{closure}$ aux valeurs de LWC_0 .

Comparaison LWC_0

Comme mentionné dans la Sec. 2.2 de l'article, les mesures discontinues de visibilité à Charbonnière suite à des problèmes instrumentaux n'ont permis de déterminer le LWC_0 basé sur la paramétrisation de [Gultepe et al. \(2006\)](#) avec la visibilité issue du site de Charbonnière, que pour 5 POIs parmi les 12 échantillonnées (POIs 9a,9b,11,13a et 13b). Cette méthodologie permet de s'affranchir de la variabilité spatiale du brouillard, le CDP étant opéré sur le site de Charbonnière. Ces 5 POIs représentent 44 profils verticaux dont 7 en stratus, sur les 140 sélectionnés (Tab 2 de l'article). Cette partie vise à comparer pour ces 5 POIs les visibilités des sites de Jachère (comprenant un PWD) et Charbonnière (un PWD et un Young), afin d'évaluer l'impact sur les valeurs de LWC_0 .

La comparaison pour la POI 9a entre les valeurs de LWC_0 paramétré à partir du PWD situé à Jachère et des deux visibilimètres du site de Charbonnière est illustrée sur la Fig. 5.4. Des différences sont constatées entre les deux sites d'une part à la formation, 1h plus tardive sur le site de Jachère (Fig. 5.4, bleu), et d'autre part au cours du cycle de vie, les PWD (rouge) et Young (vert) du site de Charbonnière présentant des valeurs supérieures au PWD Jachère (bleu). Ces différences entre les deux sites sont variables entre les 5 POIs mais des valeurs plus élevées sur le site de Charbonnière semblent systématiques une fois le brouillard établi (non montré). Les valeurs de LWC_0 issu du CDP sur les 9 profils représentatifs de l'épisode montrent des résultats comparables aux visibilimètres, notamment ceux de Charbonnière pour les 3 premiers profils lorsque le brouillard est en phase de formation (Fig. 5.4, points noirs), mais deux profils du CDP présentent cependant une sous-estimation significative à 2209 et 2223 UTC. Ainsi, la sensibilité au site de mesures entre Jachère et Charbonnière pour la détermination de la visibilité et du LWC_0 apparaît déterminante, des écarts importants étant observés d'une part entre les deux sites, et d'autre part, par comparaison avec le CDP. Par ailleurs, les mesures au sol du FM120 sur le site de Jachère ayant montré des résultats satisfaisants avec le PWD sur ces 5 épisodes (Tab. 3.3), la comparaison des valeurs de LWC_0 du CDP pourrait être étendue aux LWC mesurés par le FM120.

La comparaison sur ces 5 POIs du LWC_0 au sol du CDP avec les valeurs dérivées de

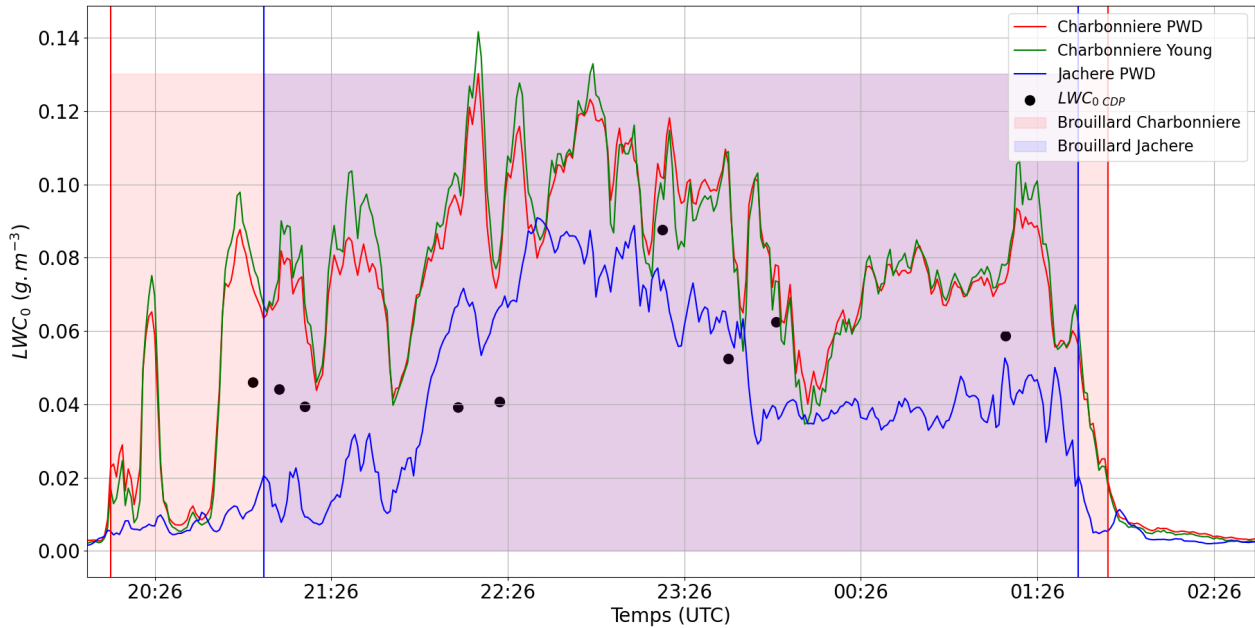


Figure 5.4: (a) Évolution temporelle pour la POI 9a du LWC_0 issu de la paramétrisation de [Gultepe et al. \(2006\)](#) à partir de la visibilité du PWD Jachère (bleu), PWD Charbonnière (rouge) et Young Charbonnière (vert). Le LWC_0 issu du CDP est superposé en noir. La période de brouillard à Charbonnière (Jachère) est représentée en rouge (bleu).

la paramétrisation de la visibilité, est reportée sur la Fig. 5.5. On observe une meilleure corrélation en considérant la visibilité à Charbonnière par rapport à Jachère, les statistiques présentant un R^2 de respectivement 0.77 (Fig. 5.5a) et 0.56 (Fig. 5.5b), mais un biais est présent, la pente étant réduite à 0.70 avec les mesures à Charbonnière contre 0.84 sur le site de Jachère. Ces résultats mettent en évidence l'impact de la variabilité spatiale du brouillard entre ces 2 sites, montré durant la validation des mesures du CDP avec le FM120 Jachère (Sec. 3.3.2). Enfin, les valeurs de α_{eq} déterminées à partir du LWC_0 issu des sites de Jachère et Charbonnière sont comparées à $\alpha_{eq}^{closure}$ où le LWC_0 est issu du CDP. Les résultats sont présentés sur la Fig. 5.6. On observe peu d'écarts entre les deux sites, les statistiques étant similaires avec un R^2 de l'ordre de 0.55 (Fig. 5.6a,b), mais une forte incertitude est présente, les régressions sur les deux sites indiquant une précision de 0.22 sur $\alpha_{eq}^{closure}$. Les faibles R^2 obtenus confirment l'impact prépondérant du LWC_0 dans le calcul de $\alpha_{eq}^{closure}$ par rapport au LWP et CTH, pour lesquels les valeurs de R^2 sont de l'ordre de 0.7 sur ces 5 épisodes (non montré). Ainsi, ces résultats confirment la forte sensibilité de $\alpha_{eq}^{closure}$ aux valeurs de LWC_0 .

En conclusion, la considération des mesures de visibilité du site de Jachère sur 5 des 15 POIs conduit à des différences en LWC_0 , par comparaison d'une part avec la visibilité du site de Charbonnière et d'autre part avec les mesures du CDP. De plus, une forte incertitude est observée sur les valeurs de $\alpha_{eq}^{closure}$, et les faibles corrélations obtenues confirment la sensibilité de $\alpha_{eq}^{closure}$ aux valeurs de LWC_0 .

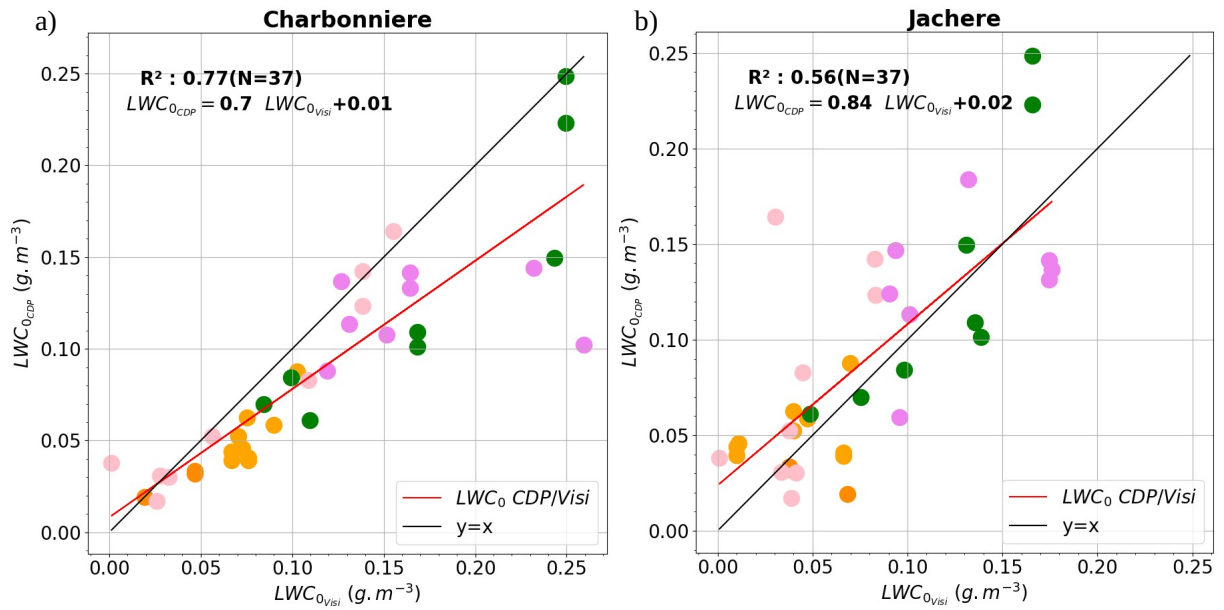


Figure 5.5: LWC_{0_CDP} en fonction de (a) $LWC_{0_Charbonniere}$ (b) $LWC_{0_Jachere}$ pour les POIs 9a, 9b, 11, 13a et 13b. Les couleurs de chaque POI sont identiques à celles de la Fig. 5.3.

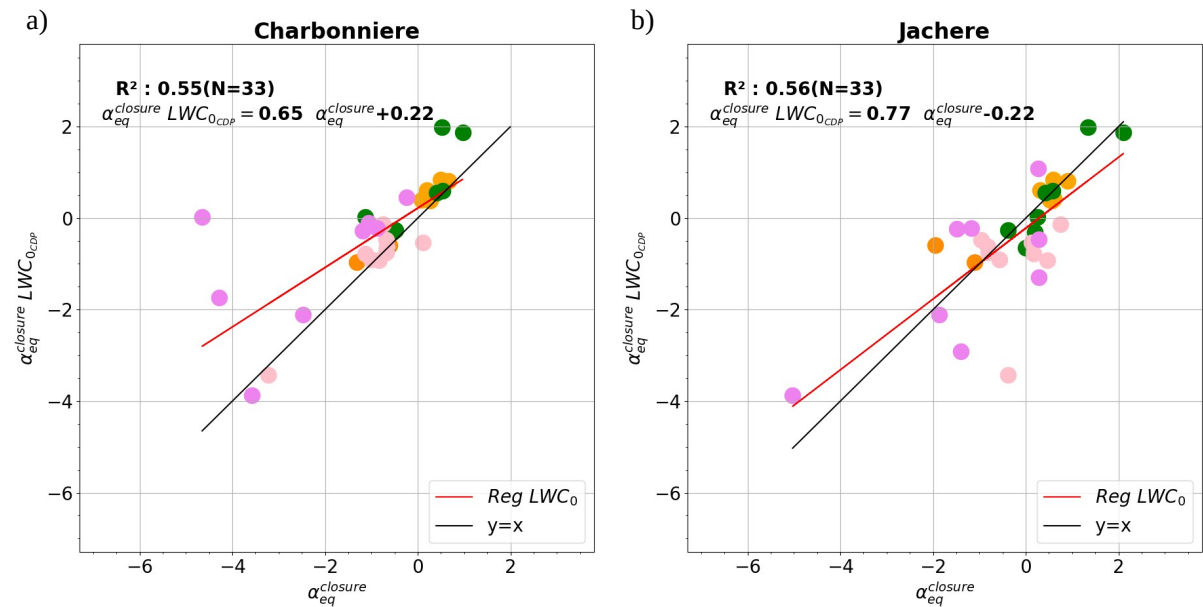


Figure 5.6: $\alpha_{eq}^{closure_LWC_{0_CDP}}$ en fonction de $\alpha_{eq}^{closure_Visi}$ issu de la visibilité mesurée sur le site de (a) Charbonniere (b) Jachere pour les POIs 9a, 9b, 11, 13a et 13b. Les couleurs de chaque POI sont identiques à celles de la Fig. 5.3.

Propriétés microphysiques de la structure verticale du brouillard

Contents

6.1	Introduction	176
6.2	Profils verticaux des propriétés microphysiques : cas d'étude	177
6.2.1	Étude de la POI 14	178
6.2.2	Étude de la POI 11	183
6.2.3	Étude des POIs 6c et 13b	186
6.3	Généralisation aux 12 POIs	189
6.3.1	Profils verticaux de N et MVD	189
6.3.2	Corrélation N vs LWC	190
6.4	Activation au sommet	192
6.4.1	Cas d'étude : POI 11	192
6.4.2	Généralisation	194
6.5	Analyse des distributions dimensionnelles	196
6.5.1	Distributions modales et bimodales	197
6.5.2	Concentration de petites et larges gouttelettes	198
6.5.3	Évolution au cours du cycle de vie	199
6.5.4	Généralisation aux 12 POIs	203
6.6	Conclusion	208

Dans ce chapitre est analysée l'évolution des propriétés microphysiques sur la verticale afin d'identifier les processus microphysiques clés pilotant le cycle de vie du brouillard. Les profils verticaux de la concentration et du diamètre des gouttelettes sont analysés dans un premier temps, ainsi que la corrélation entre LWC et concentration de gouttelettes. Nous étudions ensuite l'augmentation de la concentration au sommet du brouillard, puis l'évolution des distributions dimensionnelles dans la couche de brouillard.

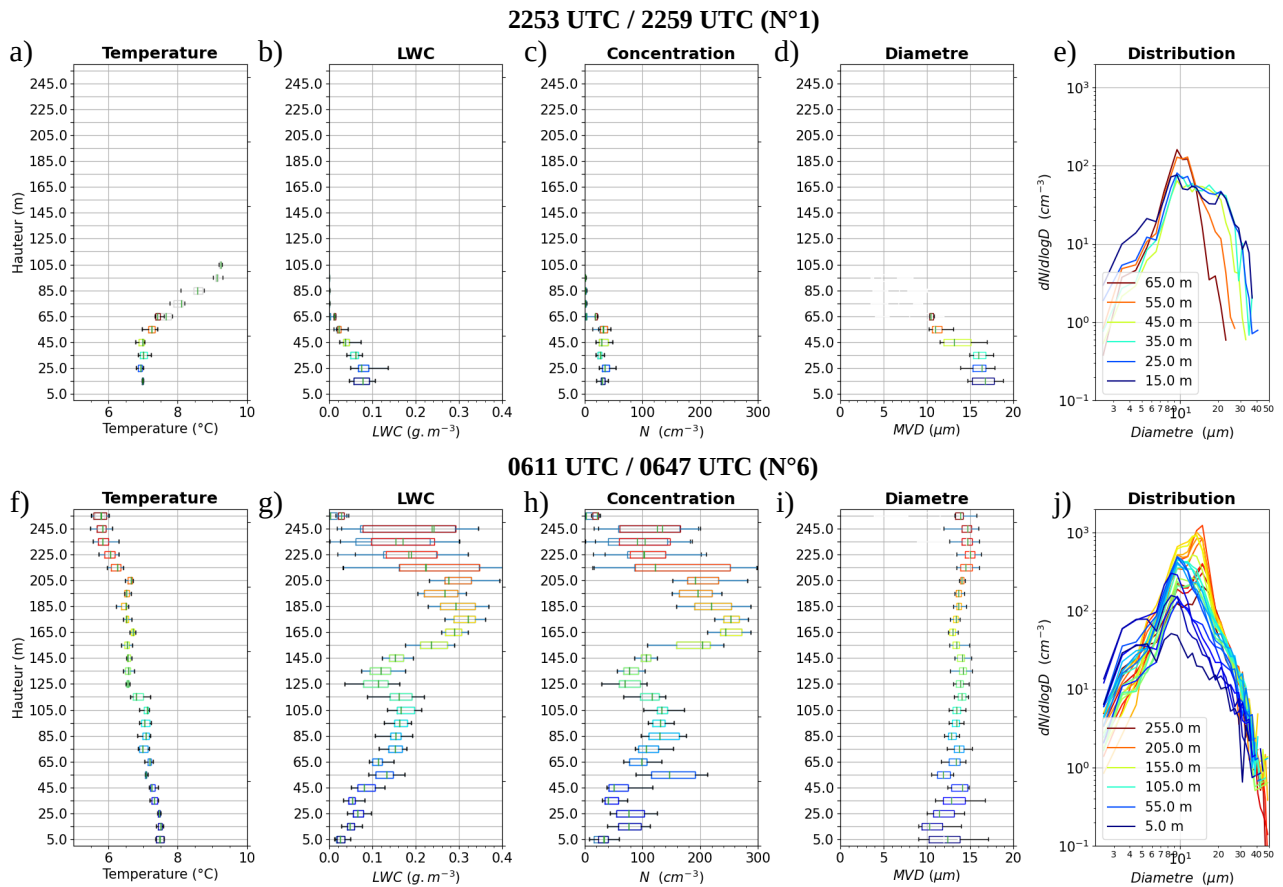


Figure 6.1: Profil vertical de (a,f) la température (b,g) du LWC (c,h) de la concentration, (d,i) du diamètre volumique moyen (MVD) (e,j) de la distribution dimensionnelle mesurée lors de la POI 14 par le CDP durant (a,b,c,d,e) la montée entre 2253 UTC et 2259 UTC (Profil #1 Fig. 9 de l'article) (f,g,h,i,j) la montée entre 0611 UTC et 0647 UTC (Profil #6, Fig. 9 de l'article). La couleur des boxplots est cohérente avec les spectres dimensionnels pour chaque tranche d'altitude. Les mesures au-dessus du sommet sont indiquées en gris.

6.1 Introduction

La section précédente a montré une corrélation entre le profil de LWC et de température, caractérisée d'une part par des valeurs décroissantes de LWC avec l'altitude lorsque le brouillard est optiquement fin et la température stable et d'autre part un profil de LWC et T plus proches de l'adiabatique en phase optiquement épais. Cette section vise à relier l'évolution observée du profil de LWC aux grandeurs et processus microphysiques en jeu au cours du cycle de vie. Le LWC, dépendant du nombre de gouttelettes et de leur diamètre (Eq. 1.18), la concentration N et le diamètre volumique moyen (MVD) (Eq. 1.19) sont dans un premier temps examinés, ainsi que la corrélation entre la concentration et le contenu en eau liquide. Nous étudions dans un second temps l'augmentation de la concentration au sommet du brouillard, puis l'évolution des distributions dimensionnelles sur la verticale au cours du cycle de vie.

La Fig. 6.1 illustre les propriétés microphysiques sur la verticale de deux profils échantillonnés durant la POI 14 lorsque le brouillard est optiquement fin (Fig. 6.1, haut) et épais (Fig. 6.1, bas) respectivement, présentant des évolutions contrastées :

- En brouillard fin, caractérisé par un profil décroissant de LWC (Fig. 6.1a) et neutre en température sur les 50 premiers mètres puis stable au-dessus, la concentration est relativement constante sur la verticale (Fig. 6.1c). Les valeurs mesurées sont faibles, de l'ordre de 30 cm^{-3} , en accord avec les valeurs caractéristiques mesurées au sol par le FM120 sur cet épisode où N est de l'ordre de 15 cm^{-3} (Fig. 4.1). Elles sont associées à des valeurs de MVD décroissantes avec l'altitude (Fig. 6.1d). Ainsi, pour ce profil, la variation verticale du LWC est liée au profil de MVD. On observe la présence de gouttelettes de diamètre jusqu'à $30 \mu\text{m}$ au sol (Fig. 6.1e, spectres bleus), et que la concentration des larges gouttelettes ($> 20 \mu\text{m}$) diminue avec l'altitude (Fig. 6.1e, cyan,jaune). Au sommet (spectres orange,rouge), la distribution est monomodale, centrée sur $10 \mu\text{m}$ mais de concentration deux fois plus élevée qu'au sol.
- En brouillard épais (Fig. 6.1, bas), caractérisé par un profil adiabatique de LWC (Fig. 6.1g) et température (Fig. 6.1f), le profil de concentration montre une augmentation avec l'altitude (Fig. 6.1h), associé à des valeurs significativement plus élevées qu'en brouillard fin, la concentration augmentant de 50 cm^{-3} dans la partie inférieure à plus de 250 cm^{-3} au sommet du brouillard. Au sol cependant, N est plus faible, de l'ordre de 25 cm^{-3} . Le MVD augmente avec l'altitude (Fig. 6.1i), en lien avec une distribution monomodale (Fig. 6.1j), caractéristique d'une croissance par diffusion de vapeur (Sec 1.1.4). Au sol, de larges gouttelettes ($> 30 \mu\text{m}$) sont présentes, associées à de fortes valeur de MVD (Fig. 6.1j, spectres bleus). L'augmentation, dans un brouillard épais, du LWC et de la concentration de gouttelettes avec l'altitude, associée à des valeurs significatives de N , est en accord avec les résultats de [Egli et al. \(2015\)](#), signant selon eux une croissance par condensation plus efficace que par collision-coalescence.

Ces observations sur 2 profils verticaux illustrent une évolution contrastée durant le cycle de vie. La concentration est caractérisée d'une part par de faibles valeurs relativement homogènes sur la verticale lorsque le brouillard est fin, et d'autre part, par des valeurs croissantes avec l'altitude et plus élevées en phase optiquement épais. Par ailleurs, le profil décroissant de LWC apparaît associé au diamètre des gouttelettes en phase optiquement fin, et alors que le profil croît, est associé à l'augmentation du diamètre ainsi que de la concentration en phase épais. Enfin, de larges gouttelettes sont observées au sol durant les deux phases. Une analyse plus approfondie de l'évolution des profils verticaux de N et MVD et de leur corrélation avec le LWC au cours du cycle de vie du brouillard est réalisée dans la section suivante.

6.2 Profils verticaux des propriétés microphysiques : cas d'étude

L'évolution des profils verticaux de N et MVD ainsi que la corrélation entre la concentration et le LWC au cours du cycle de vie est réalisée en suivant la même méthodologie que celle réalisée dans l'article. On analysera ainsi les 3 POIs présentant les brouillards les plus développées de la campagne (POIs 6c, 11 et 14), ainsi que la POI 13b, associée à un brouillard demeurant

optiquement fin. On se focalisera cependant sur les POIs 11 et 14. En effet, la POI 14 présente une transition de brouillard optiquement fin à épais relativement progressive, et permet d'étudier l'impact des effets non locaux, en lien avec l'advection d'un stratus sur le site de mesures lors de l'échantillonnage du profil N°5 (Sec. 4.2.1 de l'article). La POI 11 est également intéressante à analyser par l'aspect de la sédimentation en lien avec les profils inversés de LWC observés après la transition de brouillard optiquement fin à épais (Sec. 4.2.2 de l'article et discussion). Une généralisation aux 12 POIs de la campagne SOFOG3D est menée dans un second temps.

La même méthodologie que dans l'article a été appliquée pour quantifier les profils verticaux de N et MVD. Afin de prendre en compte le mélange turbulent, réduisant le LWC dans la partie supérieure du brouillard (Sec. 1.1.4), les profils de N et MVD ont été tronqués à l'altitude du maximum de LWC si le profil de LWC est adiabatique, définie par une valeur de la fraction d'adiabaticité $\alpha > 0.1$. Sur cette portion, les gradients verticaux de N et MVD ont été déterminés par régression linéaire sur chaque tranche d'altitude, avec une résolution verticale variant suivant l'épaisseur du brouillard. Cette méthodologie permet de restituer une valeur représentative de $\frac{dN}{dz}$ dans la couche de brouillard. Concernant le MVD, par analogie avec α , la fraction de croissance adiabatique μ a été déterminée en calculant le ratio du profil de MVD observé ($\frac{\partial MVD}{\partial z}$) sur celui théorique ($\frac{\partial MVD}{\partial z}$)_{ad} (Eq. 1.24b). ($\frac{\partial MVD}{\partial z}$)_{ad}, nécessitant cependant les valeurs de N et de MVD^2 , la médiane de N et MVD sur tout le profil vertical a été considérée. Enfin, les profils verticaux de concentration et LWC ayant montré des évolutions similaires en phase optiquement épais, la comparaison entre ces deux grandeurs est analysée en comparant les valeurs de N et LWC pour chaque hauteur normalisée H_{norm} par rapport au sommet. Une régression linéaire est également effectuée sur les valeurs médianes de N et LWC de chaque tranche d'altitude, et tracée en rouge sur les Fig. 6.2, 6.6, D1 et D2.

Les profils verticaux de N, MVD et la comparaison entre N et LWC est reportée sur la Fig. 6.2 pour la POI 14 et sur la Fig. 6.6 pour la POI 11, les profils verticaux de la POI 6c et 13b étant reportés en App. D1 et D2. Les profils sélectionnés pour ces 4 POIs sont identiques aux profils analysés dans l'article (Fig. 8, 9,10 et 11).

6.2.1 Étude de la POI 14

Les profils verticaux de la POI 14 sont tout d'abord analysés.

- Les trois premiers profils verticaux échantillonnés lorsque le brouillard est optiquement fin, caractérisés par des valeurs négatives de α (Fig. 6.2a), montrent des valeurs de $\frac{dN}{dz}$ proches de 0 pour le profil N°1, et positives pour les deux profils suivants (profils N°2 et N°3). Les valeurs médianes de N sont comparables pour les 3 profils, de l'ordre de 40 cm^{-3} . Le profil N°2 présente une plus forte concentration au sommet de l'ordre de 80 cm^{-3} alors qu'elle n'est que de 15 cm^{-3} en médiane au sol, en accord avec les statistiques sur l'épisode des observations du FM120 au sol (Fig. 4.1). Ces fortes valeurs de N pourraient être causées par une activation significative des aérosols en gouttelettes au sommet, expliquant en partie le profil croissant de concentration avec

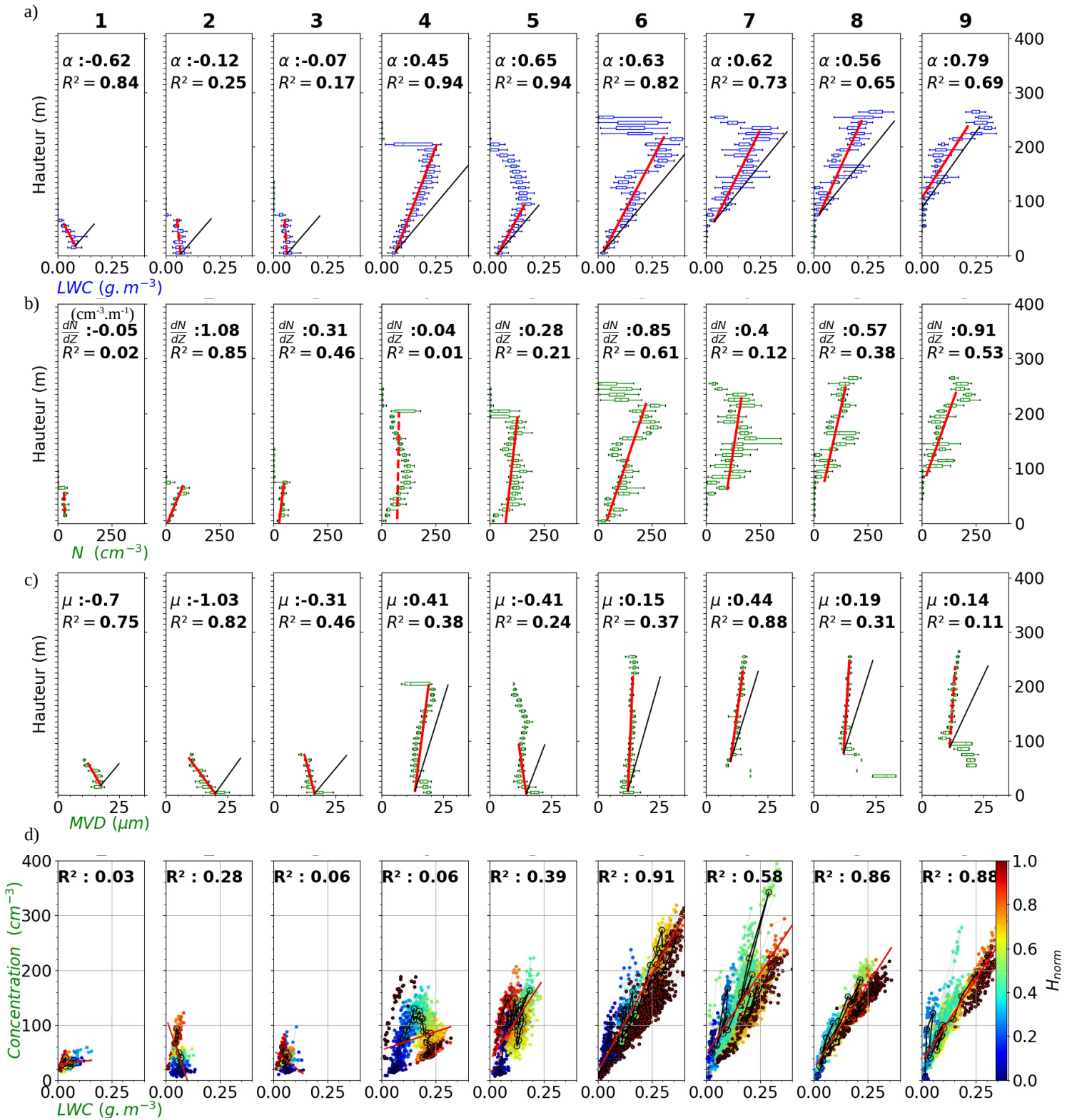


Figure 6.2: Profil vertical (a) du contenu en eau liquide (b) de la concentration (c) du MVD. (d) N en fonction de LWC par tranche d'altitude (points larges) et sur tout le profil (points petits), mesuré par le CDP pour 9 profils verticaux représentatifs de la POI 14. La couleur des points représente la hauteur normalisée H_{norm} entre le CBH et le CTH. Le contour des points situés à une altitude supérieure au maximum de LWC si le profil est adiabatique est indiqué en noir. Les valeurs de α , $\frac{dN}{dz}$, μ et R^2 de la régression N/LWC sont indiquées sur chaque profil.

l'altitude.

- Les profils N°4 et N°5, échantillonnés peu après la transition, présentent des valeurs différentes de α et $\frac{dN}{dz}$, et sont comparés sur la Fig. 6.3. On observe des caractéristiques contrastées. Le profil N°4 présente une diminution de la concentration dans la partie supérieure alors que le LWC continue d'augmenter de façon quasi-linéaire, de même que le MVD. Le profil N°5 montre une diminution significative du LWC dans la partie supérieure (Fig. 6.3b, rouge), en lien avec une température plus élevée de 1 °C (Fig. 6.3d, rouge) et une humidité spécifique plus élevée (Fig. 6.3e, rouge), pouvant traduire une évaporation des gouttelettes. L'écart en température plus important entre 90 et 120 m est à nuancer par une incertitude de mesures de la sonde de turbulence durant cette période. Il est probable que ces changements brutaux résultent de l'advection d'un stratus au-dessus de la couche de brouillard, conduisant à une augmentation du CTH et LWP et à une transition rapide en brouillard optiquement épais selon [Dione et al. \(2023\)](#).
- Une fois le profil de LWC devenu quasi-adiabatique, caractérisé par des valeurs de α de l'ordre de 0.6 (Fig. 6.2a, profils N°6,7), le profil de concentration suit la même évolution avec des gradients verticaux de $0.4 \text{ cm}^{-3} \text{ m}^{-1}$ et $0.85 \text{ cm}^{-3} \text{ m}^{-1}$ respectivement (Fig. ??b). Les concentrations sont alors élevées, supérieures à 200 cm^{-3} dans la partie supérieure du brouillard. Cela indique que la concentration activée augmente lorsque le brouillard se développe sur la verticale, en accord avec les observations de [Mazoyer et al. \(2022\)](#).
- Après la dissipation en stratus à partir de 0705 UTC, le profil de N demeure légèrement croissant avec l'altitude mais avec une dilution très hétérogène, caractérisé par un gradient vertical de respectivement $0.57 \text{ cm}^{-3} \text{ m}^{-1}$ et $0.91 \text{ cm}^{-3} \text{ m}^{-1}$ (Fig. 6.2b, profils N°7 et 8).

Ainsi, les profils de la POI 14 confirment une corrélation entre la concentration et le LWC lorsque le brouillard est optiquement épais. Cela est en accord avec [Okita \(1962\)](#), constatant également des fortes valeurs de N, supérieures à 100 cm^{-3} , dans la partie supérieure du brouillard, argumentant que la croissance par condensation seule ne peut expliquer ces fortes valeurs. En revanche, en brouillard optiquement fin, les profils de N et LWC présentent des caractéristiques contrastées. Ces observations sont confirmées par l'étude de la corrélation entre les valeurs de N et LWC (Fig. 6.2d). On observe en effet que les valeurs de R^2 sont inférieures à 0.3 lorsque le brouillard est optiquement fin, et que les valeurs de concentration sont faibles (profils N°1,2,3). Une fois devenu épais (N°6) et après la dissipation en stratus (N°8,9), les corrélations sont meilleures et R^2 dépasse 0.8 pour les profils N°6,8 et 9. Les valeurs de concentration sont nettement plus élevées, de même que celles de LWC, qui atteignent 0.3 g m^{-3} . Comme discuté précédemment, les profils N°4 et 5 présentent une évolution complexe de N et LWC. La comparaison entre les valeurs de N et LWC met également en évidence de plus faibles valeurs de N lorsque le brouillard est optiquement fin même lorsque les valeurs de LWC sont similaires (Fig. 6.2d). En effet, lorsque le LWC est inférieur à 0.1 g m^{-3} , la concentration dépasse légèrement 100 cm^{-3} en phase développée, alors qu'elle

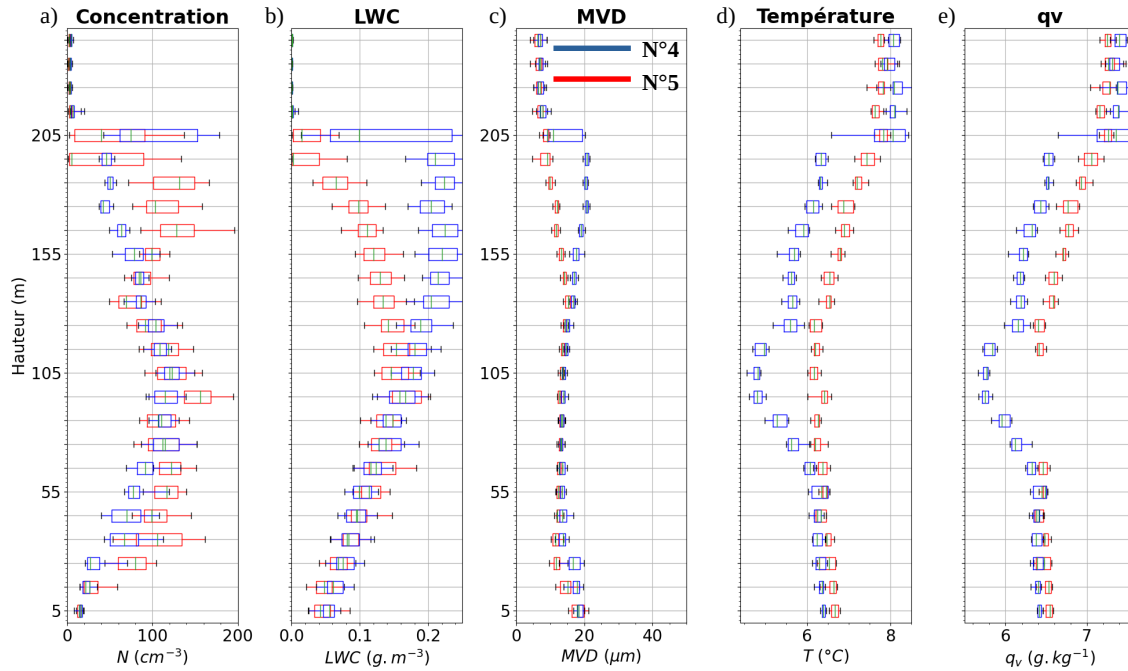


Figure 6.3: Profil vertical de (a) la concentration (b) du LWC (c) de la température corrigée (d) de l'humidité spécifique pour les profils N°4 (bleu) et N°5 (rouge) de la POI 14, indiqués sur la Fig. 6.2.

est nettement inférieure en phase stable. Une hypothèse pour expliquer les différences observées dans la corrélation N/LWC en phase stable réside dans le fait que le LWC résulte de la condensation et présente par conséquent des valeurs maximales là où le refroidissement est maximal, i.e. en surface, tandis que la concentration est maximales là où la sursaturation est maximale, i.e. au sommet. Cela indique que la sursaturation augmente lorsque le sommet s'élève.

Nous pouvons également étudier la corrélation entre la concentration et le LWC sur les mesures collectées lors des paliers à altitudes constantes. Neuf paliers ont été sélectionnés durant la POI 14, indiqués sur la Fig. 6.4a, répartis en 1 réalisé en brouillard optiquement fin, 5 en épais, 1 à la transition fin/épais et 2 en stratus. Ces 9 paliers sont illustrés sur la Fig. 6.4, avec les moyennes minute des distributions dimensionnelles. La hauteur relative du palier par rapport au sommet étant également importante à considérer, les valeurs de H_{norm} sont représentées en couleurs sur chaque palier. La comparaison entre N et LWC lors des paliers montrent des résultats cohérents avec la comparaison effectuée lors des profils verticaux. En effet, les deux paliers effectués dans la partie supérieure du stratus ($H_{norm} > 0.8$) présentent un R^2 supérieur à 0.8, associé à un spectre monomodal centré sur $10 \mu\text{m}$ (Fig. 6.4b, N°8P, 9P). Les 4 paliers successifs en brouillards épais montrent également des valeurs satisfaisantes mais on constate une diminution du R^2 près du sol. En effet, le palier effectué à la moitié de la couche (palier 4P, $H_{norm} = 0.57$) présente un R^2 de 0.89, diminuant à 0.76 à 43% du sommet (palier 5P) puis à 0.68 à 43% du sommet (palier 6P), et enfin à 0.47 proche du sol (palier 7P). Cette diminution de la corrélation est associée à une diminution progressive

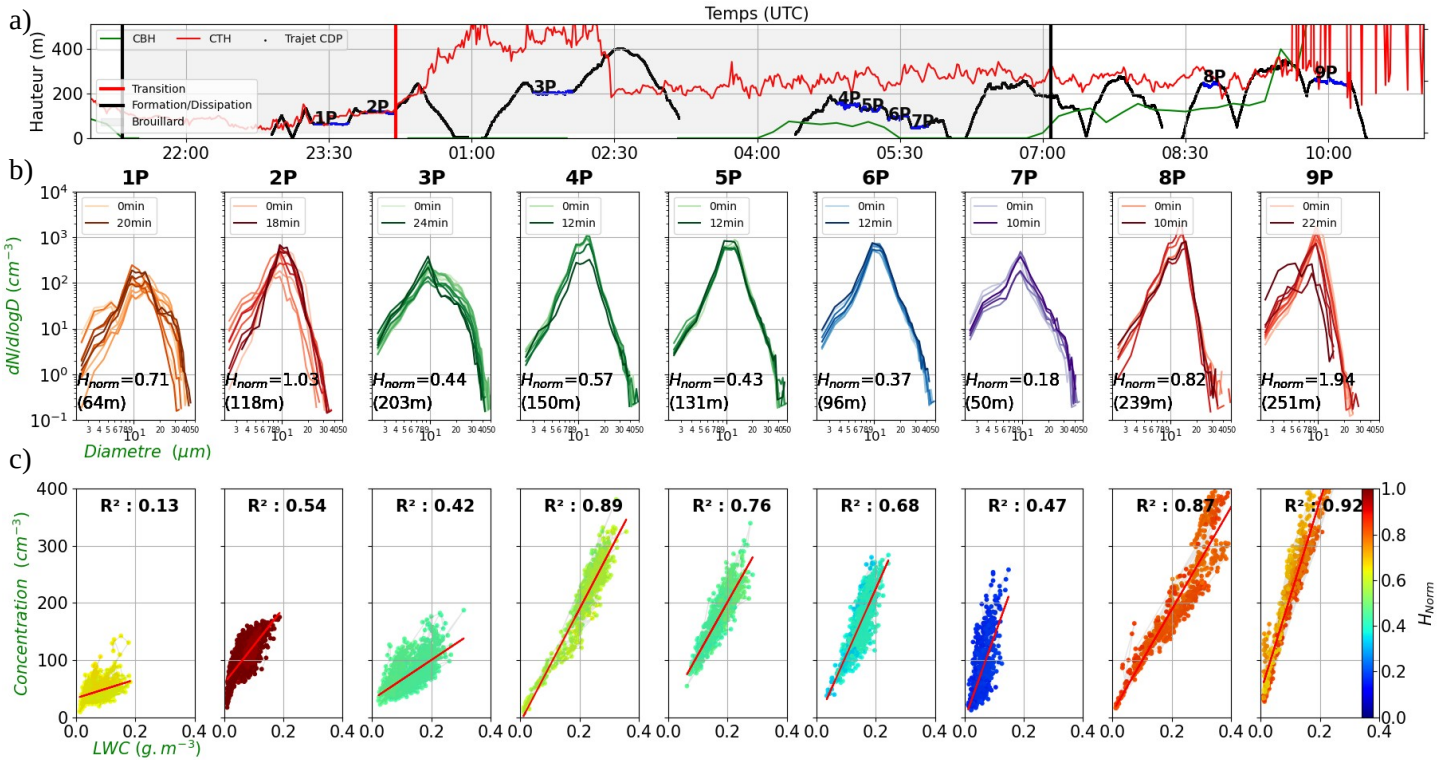


Figure 6.4: (a) Évolution temporelle durant la POI 14 de la hauteur du CDP, du CBH issu du télémètre (vert) et du CTH issu du radar BASTA (rouge). L’heure de transition fin/épais et la période de brouillard sont indiquées par un trait vertical rouge et par la zone grisée. Les paliers sélectionnés sont indiqués en bleu et numérotés de 1P à 9P (b) Spectre dimensionnel des 9 profils moyennés à 2 min. La couleur dépend de la hauteur normalisée entre le CBH et le CTH (violet : $\bar{H}_{Norm} \leq 0.2$, bleu : $0.2 < \bar{H}_{Norm} \leq 0.4$, vert : $0.4 < \bar{H}_{Norm} \leq 0.6$, orange : $0.6 < \bar{H}_{Norm} \leq 0.8$, rouge : $0.8 < \bar{H}_{Norm} \leq 1$). La couleur va temporellement du clair au foncé (c) N en fonction de LWC, la couleur des points correspond à la hauteur normalisée. Les valeurs de R^2 , l’altitude moyenne et la durée de chaque palier sont indiquées.

du mode vers les petites gouttelettes au cours de ces 4 paliers (Fig. 6.4b). D’autre part, en phase stable, le palier N°1 (palier 1P), échantillonné dans la partie supérieure du brouillard ($H_{norm}=0.71$) présente une faible corrélation ($R^2=0.13$), associée à la présence de larges gouttelettes jusqu’à 30 μm de diamètre. Enfin, le palier 2P confirme que, à valeurs de LWC similaires, la concentration est plus élevée lorsque l’altitude est plus élevée.

La corrélation observée entre le profil de MVD et LWC sur deux profils représentatifs de la POI 14 (Fig. 6.1) est constatée durant tout le cycle de vie du brouillard (Fig. 6.2c). En effet, lorsque le brouillard est optiquement fin (profils N°1,2,3), les valeurs négatives de α sont associées à des valeurs négatives de μ s’échelonnant entre -0.3 (profil N°3) et -1 (profil N°2), traduisant des gouttelettes de diamètre plus élevé en surface, de l’ordre de 18 à 20 μm. En particulier, le profil N°1 montre une très bonne corrélation avec des valeurs de α et μ de -0.62 et -0.7 respectivement. Puis, en phase optiquement épais, (profils N°6, 7), les valeurs de μ deviennent positives, en lien avec des valeurs positives de α et $\frac{dN}{dz}$. Le profil N°6 présente

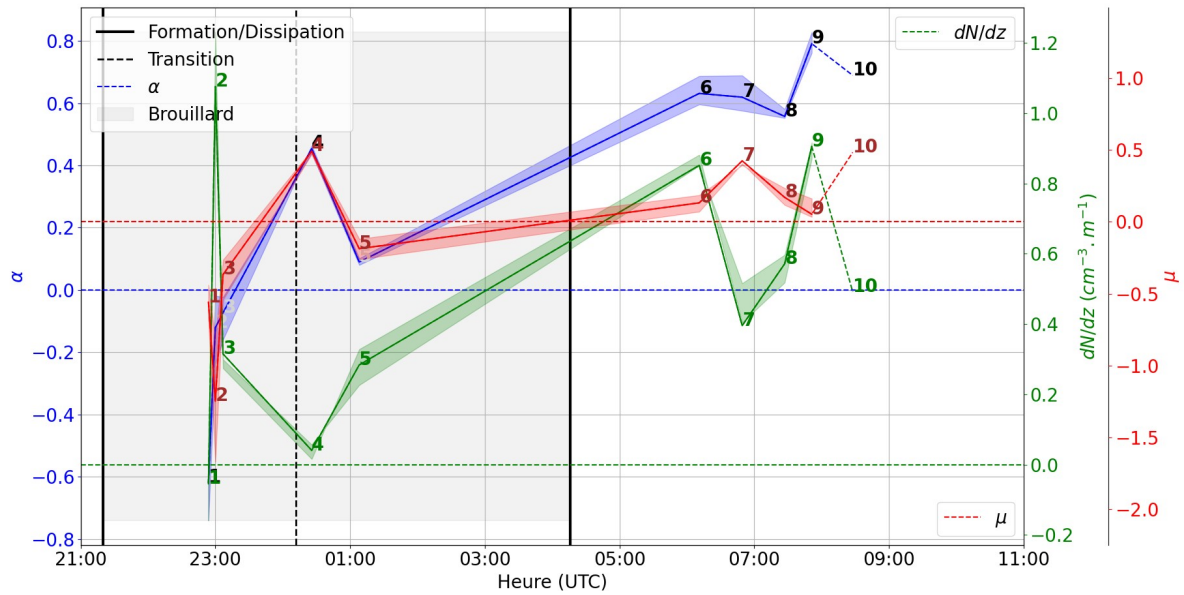


Figure 6.5: Évolution temporelle lors les profils représentatifs de la POI 14 des valeurs de α (bleu), $\frac{dN}{dz}$ (vert) et μ (rouge). L'heure de transition en R_n est indiqué par un trait noir pointillé. L'enveloppe de couleur correspond aux quantiles 25 à 75.

cependant une valeur relativement faible de μ , valant 0.15, associée à une augmentation importante de la concentration avec l'altitude (Fig. 6.2d, profil N°6). Une fois le brouillard dissipé en stratus, les valeurs de μ demeurent positives et faibles, de l'ordre de 0.15 à 0.20 (Fig. 6.2a, profil N° 8,9).

La Fig. 6.5 synthétise pour les 10 profils représentatifs de la POI 14 (Fig. ??) l'évolution du profil vertical de LWC avec les profils de N (Fig. 6.5a) et MVD (Fig. 6.5b). Les profils de MVD et LWC (Fig. 6.5b) présentent une très bonne corrélation, associée à des valeurs négatives de μ (rouge) et α (bleu) en phase optiquement fin puis positives une fois la transition effectuée. Les valeurs maximales de LWC observées au sol sont donc associées à des gouttelettes plus larges, diminuant en diamètre avec l'altitude. La concentration présente des gradients verticaux proches 0 pour les profils N°1 et N°3 mais le profil N°2 montre un gradient positif, résultant de l'augmentation au sommet du brouillard. Lorsque le brouillard devient optiquement épais, la corrélation entre le profil vertical de N et LWC apparaît plus significatif, associée à des valeurs positives de α , $\frac{dN}{dz}$ (Fig. 6.5a) et μ (Fig. 6.5b). Nous analysons maintenant les profils de la POI 11.

6.2.2 Étude de la POI 11

Les profils verticaux de la POI 11 sont représentés sur la Fig. 6.6.

- Lorsque le brouillard est optiquement fin (profils N°1,2,3), les profils de concentration et MVD confirment les caractéristiques observées durant la POI 14. On observe en

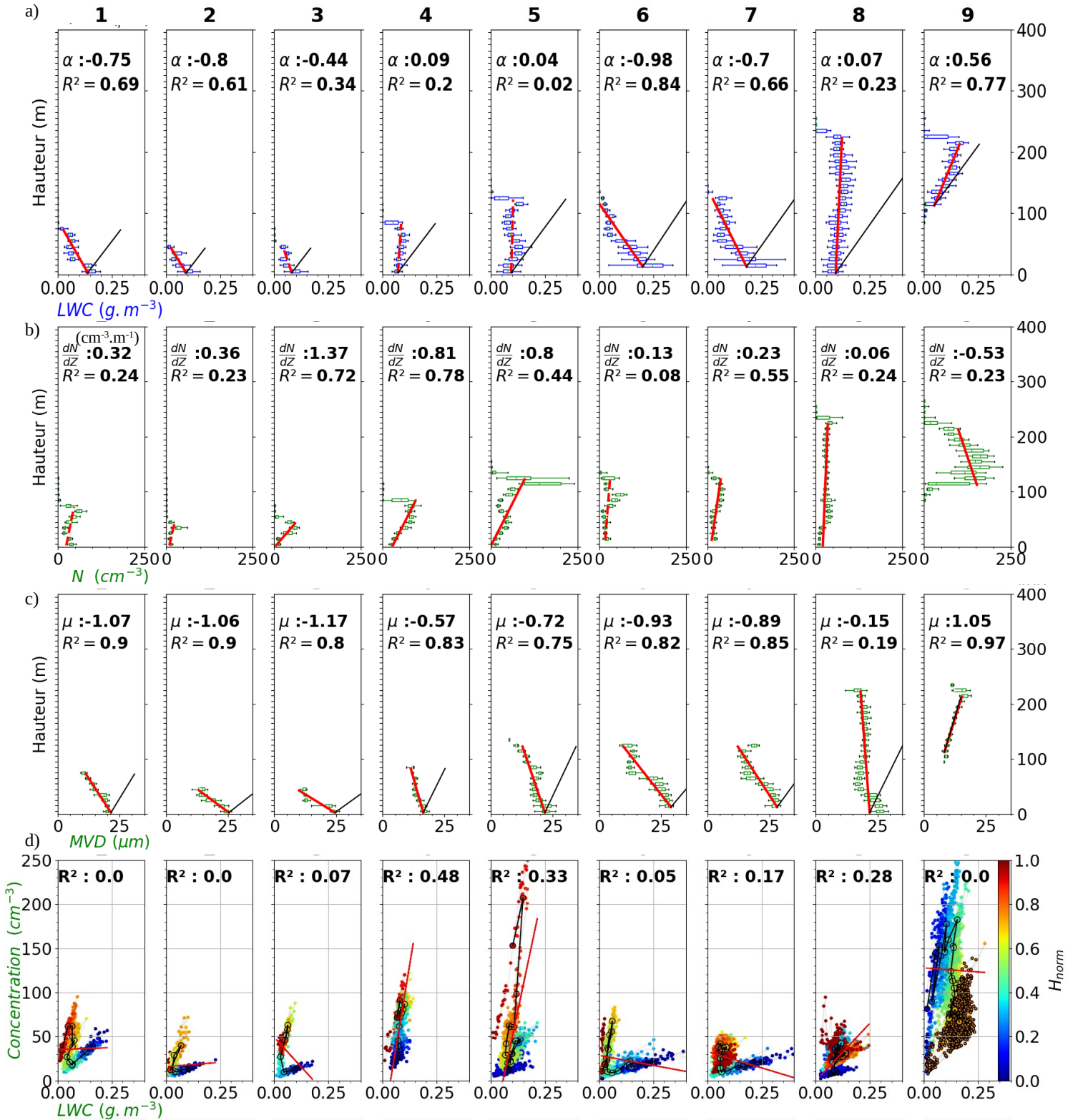


Figure 6.6: Même légende que la Fig. 6.2 mais pour 9 profils représentatifs de la POI 11.

effet d'une part un profil de concentration relativement homogène sur la verticale, avec des valeurs faibles, inférieures à 50 cm^{-3} , hormis près du sommet (Fig. 6.6b), pouvant correspondre à l'activation des gouttelettes au sommet. Les corrélations entre N et LWC sont alors mauvaises, les valeurs de R^2 étant inférieures à 0.1. (Fig. 6.6d). On constate que ces mauvaises corrélations sont associées à un découplage entre la partie inférieure ($H_{norm} < 0.5$) et supérieure ($H_{norm} > 0.5$) de la couche de brouillard. D'autre part, le profil de MVD (Fig. 6.6c) confirme la relation entre les fortes valeurs de LWC au sol et la présence de larges gouttelettes diminuant en diamètre avec l'altitude.

- Bien que le profil soit échantillonné 1h30 avant la transition en brouillard optiquement épais, déterminée à 0044 UTC (Tab. 2 de l'article), le profil N°5 est déjà légèrement croissant en LWC avec l'altitude. Cela est associé à des concentrations plus élevées sur une zone plus large dans la moitié supérieure, ainsi qu'à une meilleure corrélation entre N et LWC , avec un R^2 de 0.48.
- Le profil N°5, caractérisé par un profil complexe de LWC croissant jusqu'à 50 m puis décroissant jusqu'à 100 m, est associé à une concentration faible jusqu'au sommet, inférieure à 50 cm^{-3} , mais une augmentation significative est observée au sommet, atteignant 200 cm^{-3} . Bien que la transition de brouillard optiquement fin à épais ait eu lieu 1 h plus tôt, les profils N° 6 et 7 présentent de larges valeurs de LWC au sol et sont associés à de larges gouttelettes près du sol, supérieures à $25 \mu\text{m}$ en MVD, ainsi qu'à de faibles concentrations homogènes sur la verticale, se traduisant par une corrélation faible entre N et LWC . Les processus de sédimentation et collision-coalescence ont été mis en évidence durant cette période (Sec. Discussion de l'article).
- Lorsque le profil de LWC redevient croissant avec l'altitude (Fig. 6.6a, N°8) puis après la dissipation en stratus (profil N°9), les valeurs de R^2 demeurent faibles. Cela est associé à une valeur étonnamment négative de $\frac{dN}{dz}$ dans le stratus (Fig. 6.6b, N°9), le profil de concentration indiquant un caractère hétérogène sur la verticale, mais avec des valeurs nettement plus élevées. Une hypothèse est que cette forte hétérogénéité de N soit causée par l'activation de nouvelles gouttelettes par la sursaturation provoquée par la détente adiabatique suite au soulèvement en stratus, puis par la dissipation progressive de la couche de brouillard, qui finit par être totalement dissipée peu après 0830 UTC (Fig 10 de l'article).

La corrélation entre la concentration et le LWC sur les mesures collectées lors des paliers à altitudes constantes est présentée sur la Fig. 6.7 : 8 paliers ont été sélectionnés durant la POI 11, répartis en 2 en brouillard optiquement fin, 3 en épais et 2 en stratus. Les deux premiers paliers effectués au sommet lorsque le brouillard est optiquement fin présentent des valeurs de R^2 de 0.28 (palier 1P) et 0.59 (palier 2P). Le palier suivant, effectué dans la partie inférieure ($H_{norm}=0.3$), indique une diminution significative de la corrélation entre N et LWC , pouvant être associée à l'établissement d'un second mode de gouttelettes centré sur $15 \mu\text{m}$ au début du palier (palier 3P, bleu clair). Après la transition en brouillard épais, les corrélations observées sont variables, présentant des R^2 satisfaisants juste après la transition (palier 4P), avec un R^2 de 0.73, puis mauvaise lors des paliers 5P et 6P échantillonnés peu avant la dissipation du

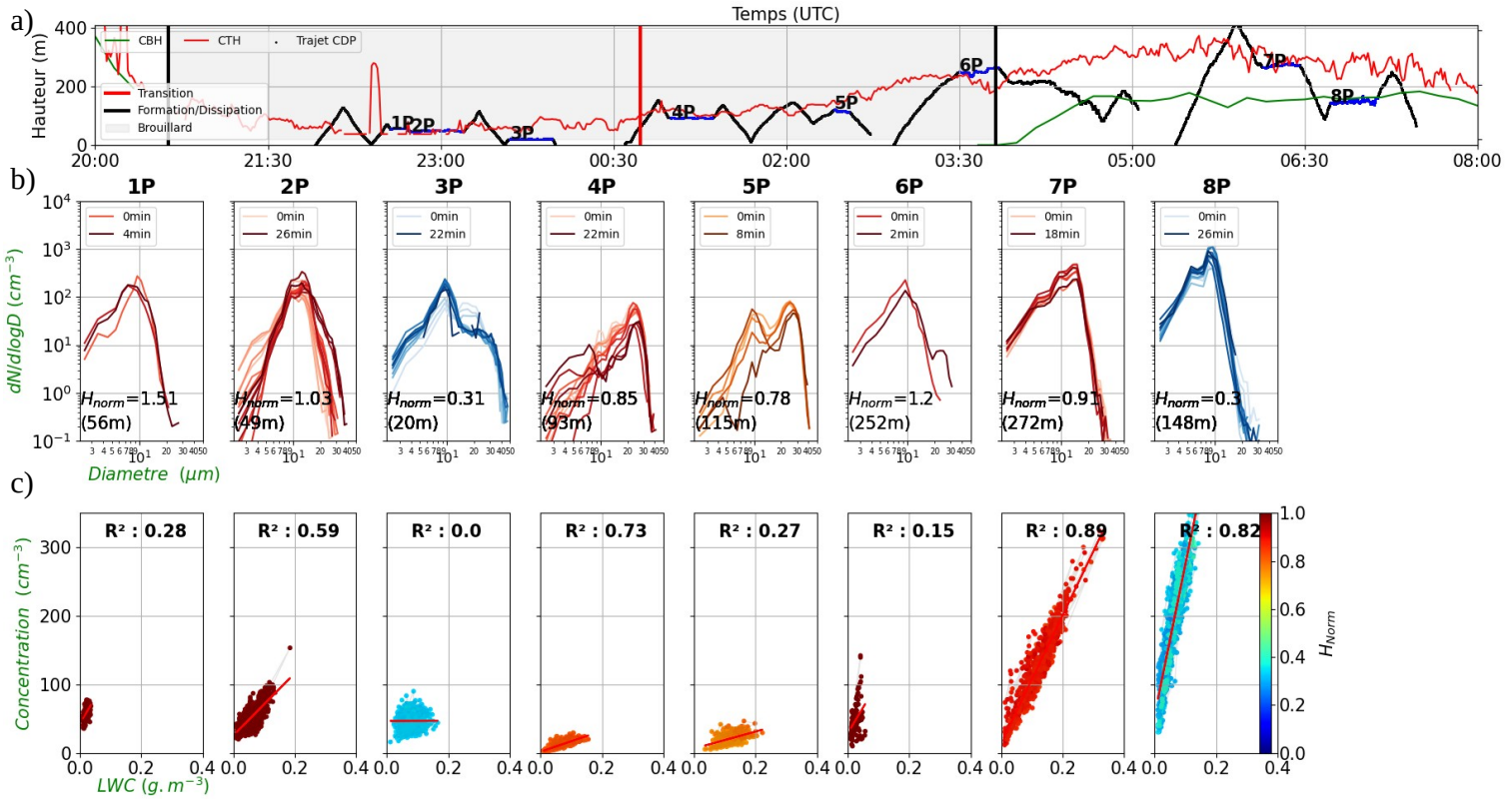


Figure 6.7: Môme légende que la Fig. 6.4 mais pour les paliers de la POI 11.

brouillard, avec un R^2 de respectivement 0.27 et 0.16. On remarque que la concentration est très faible pour les paliers 4P et 5P, associée à des gouttelettes très grosses, avec un mode de l'ordre de $30 \mu\text{m}$, qui sont des conditions favorables pour déclencher le processus de collision-coalescence comme démontré dans l'article. Les corrélations ne deviennent bonnes qu'après la dissipation en stratus, les deux paliers effectués au sommet (palier 7P, $H_{norm}=0.9$) et dans la partie inférieure (palier 8P, $H_{norm}=0.3$) indiquant des R^2 supérieurs à 0.8.

La Fig. 6.8 synthétise pour les 10 profils représentatifs de la POI 11 (Fig. 6.6) l'évolution du profil vertical de LWC avec les profils de N et MVD. Cet épisode montre des valeurs négatives de α et μ lorsque le brouillard est optiquement fin, associées à un gradient vertical de concentration légèrement positif durant cette phase, contrairement aux observations de la POI 14. Lorsque le brouillard devient optiquement épais à 0044 UTC (noir pointillé), des valeurs négatives de μ et α sont observées, à relier à la sédimentation et collision-coalescence mis en évidence dans l'article.

6.2.3 Étude des POIs 6c et 13b

Enfin, l'évolution temporelle des valeurs de α , $\frac{dN}{dz}$ et μ durant les POI 6c et 13b, est analysée, les profils verticaux de LWC, N et MVD étant présentés en App. D1 et D2 respectivement.

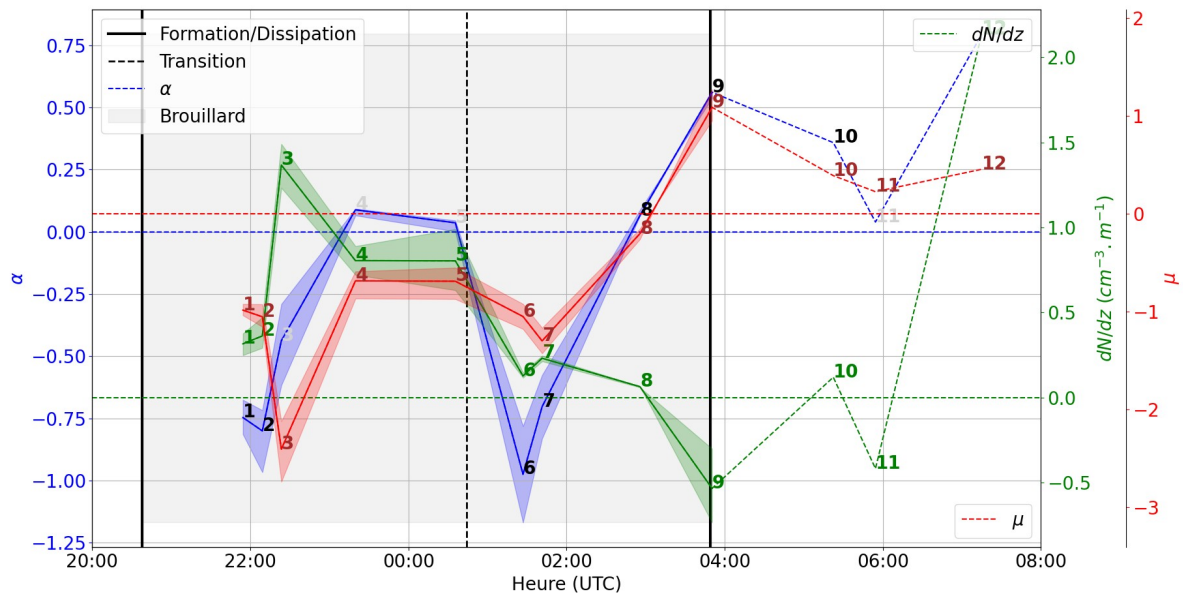


Figure 6.8: Évolution temporelle lors les profils représentatifs de la POI 11 des valeurs de α (bleu), $\frac{dN}{dz}$ (vert) et μ (rouge). L'heure de transition en R_n est indiqué par un trait noir pointillé. L'enveloppe de couleur correspond aux quantiles 25 à 75.

Ces deux POIs sont caractérisées par un brouillard devenant optiquement épais peu après la formation (POI 6c, Fig. 11 de l'article) et restant optiquement fin (POI 13b, Fig. 8 de l'article). Les résultats sont reportés sur la Fig. 6.9.

- On observe durant la POI 13b (Fig. 6.9a) des valeurs négatives de μ (rouge), en accord avec les observations en phase stable de la POI 11 et 14, associés à des valeurs de MVD de l'ordre de $25 \mu\text{m}$ au sol (App. D2). Dans le stratus qui a conduit à la dissipation du brouillard, μ est positif (profil N°9). Le gradient vertical de concentration (vert) présente des valeurs positives, associées à des concentrations de l'ordre de 100cm^{-3} au sommet alors que N est inférieur à 50cm^{-3} près du sol, (App. D2), pouvant traduire une activation significative. Le profil N°2 montre cependant une valeur négative de $\frac{dN}{dz}$, bien que le profil de concentration soit relativement homogène sur la verticale. Par ailleurs, les profils N°5 et N°6 sont dominés par l'activation au sommet alors que la concentration est constante en dessous et caractérisée par de faibles valeurs, de l'ordre de 30cm^{-3} .
- La POI 6 (Fig. 6.9b) présente des différences par rapport aux autres POIs. En effet, les valeurs positives de α sont associées à des valeurs négatives de μ jusqu'à 0200 UTC, en lien avec la présence de larges gouttelettes de l'ordre de $20 \mu\text{m}$ au sol (App. D1), alors que le brouillard est optiquement épais depuis 2126 UTC (noir pointillé). Cela est cependant cohérent avec l'amincissement temporaire de la couche de brouillard causé par une advection de vent sur le site de mesures (Sec. 4.2.3 de l'article). Une corrélation satisfaisante est observée entre les profils de LWC et N , qui présentent une augmentation avec l'altitude (App. D1). Les valeurs de μ ne deviennent positives qu'à partir du profil N°9 puis après la dissipation en stratus, en accord avec les deux derniers profils de la

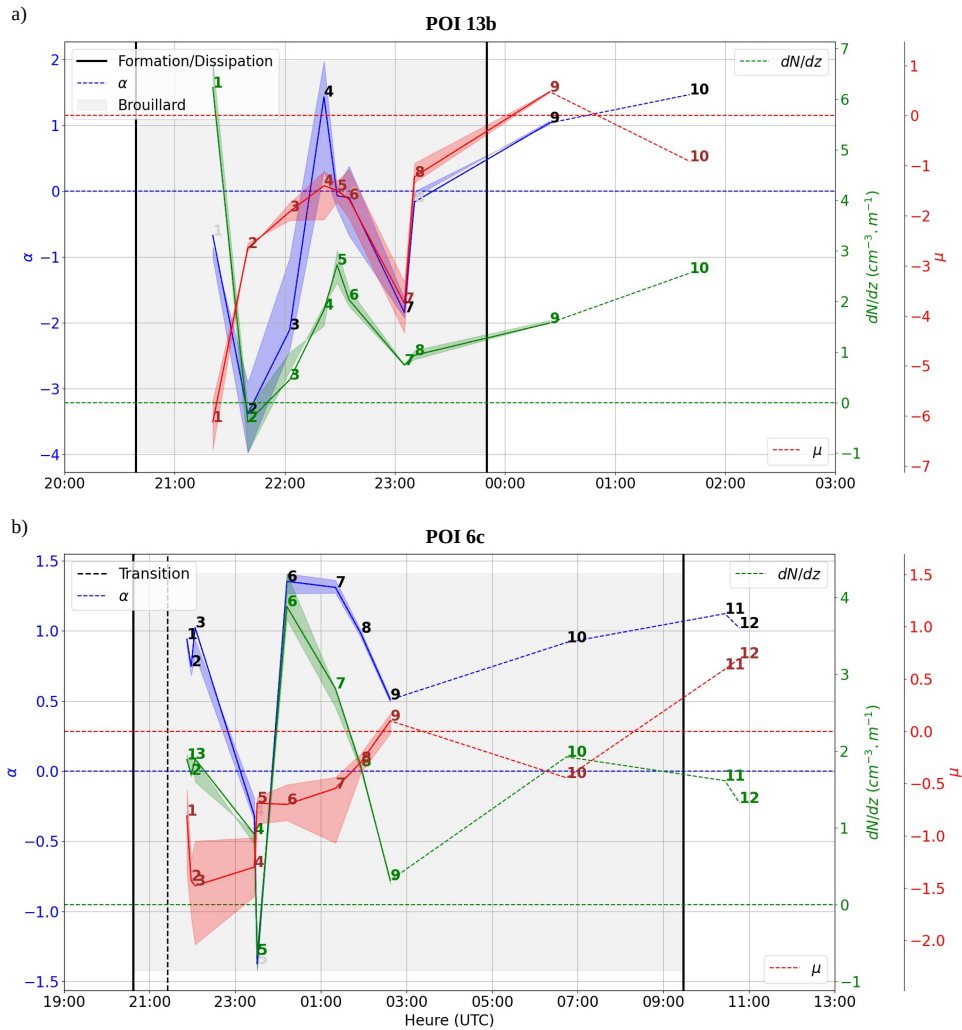


Figure 6.9: Môme légende que la Fig. 6.8 mais pour la POI (a) 13b (b) 6c.

POI 13b (Fig 6.9a), échantillonnés dans un stratus également, et les observations lors des POI 14 (Fig. 6.2) et 11 (Fig 6.6).

L'analyse de ces 4 épisodes montre des caractéristiques communes mais aussi des différences sur l'évolution des profils verticaux de N et de MVD. Nous appliquons cette méthode à tous les profils des 12 POIs pour évaluer si une tendance se dégage de l'ensemble.

6.3 Généralisation aux 12 POIs

6.3.1 Profils verticaux de N et MVD

La Fig. 6.10 étend l'analyse des profils verticaux de LWC, N et MVD à l'ensemble des POIs de la campagne SOFOG3D. La corrélation entre N et LWC est statistiquement mise en évidence

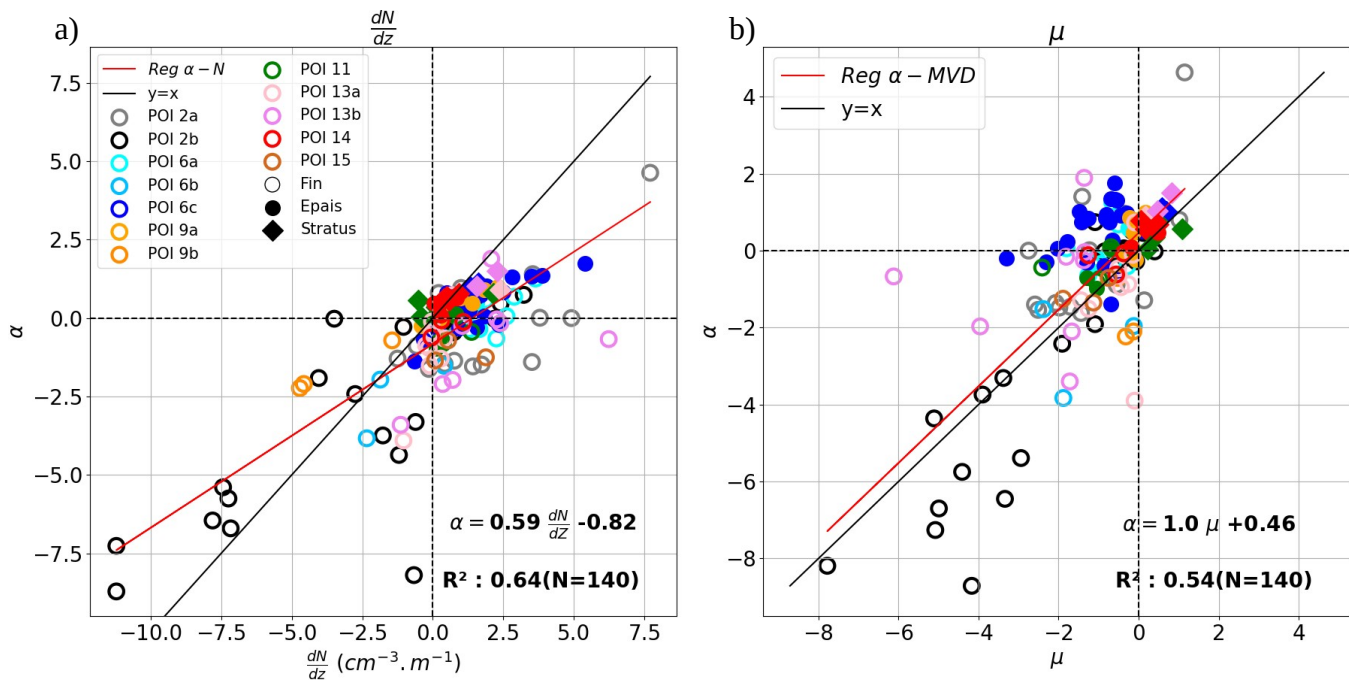


Figure 6.10: Fraction d'adiabaticité α en fonction de (a) $\frac{dN}{dz}$ (b) la fraction de croissance adiabatique μ pour l'ensemble des profils représentatifs de la campagne SOFOG3D. Les brouillards épais (fin) et stratus sont représentés par des cercles pleins (vides) et losanges. Les couleurs des points distinguent les épisodes.

lorsque le brouillard est optiquement épais, caractérisée par des valeurs positives de α et $\frac{dN}{dz}$ respectivement (Fig. 6.10a, cercles pleins). Pour les brouillards optiquement fins (Fig. 6.10a, cercles vides), on retrouve des valeurs positives de $\frac{dN}{dz}$, traduisant une concentration plus importante dans la partie supérieure du brouillard. Cependant, les plus faibles valeurs de α , correspondant aux brouillards les plus fins (Fig 13 de l'article), montrent des valeurs négatives (POI 9b) à fortement négatives (POI 2b) de $\frac{dN}{dz}$. Ce résultat indique que si le brouillard est optiquement très fin, la concentration de gouttelettes semble maximale dans la partie inférieure du brouillard. Au global, l'accord entre $\frac{dN}{dz}$ et α est satisfaisant avec un R^2 de 0.64 mais les divergences observées lorsque le brouillard est optiquement fin affecte la régression avec une pente de seulement 0.59, pouvant traduire la signature de l'activation des aérosols au sommet du brouillard. La comparaison entre les profils de LWC et MVD (Fig. 6.10b) présente une corrélation correcte pour les brouillards optiquement fins (Fig. 6.10b, cercles vides) et épais (Fig. 6.10b, cercles pleins), caractérisés respectivement par des valeurs négatives et positives de α et μ . L'accord entre le LWC et MVD s'étend aux brouillards très fins (POI 2b), μ et α diminuant jusqu'à -8 (Fig. 6.10b, noir). Plusieurs épisodes présentent cependant des valeurs négatives de μ lorsque α est positif, en brouillard optiquement fin (POI 2a,6a) et épais (POI 6). Cette divergence affecte la régression, expliquant un R^2 calculé de 0.54. Ce résultat indique que de larges gouttelettes peuvent être présentes au sol bien que le profil de LWC soit croissant avec l'altitude (Fig. 6.10b, POI6c en bleu).

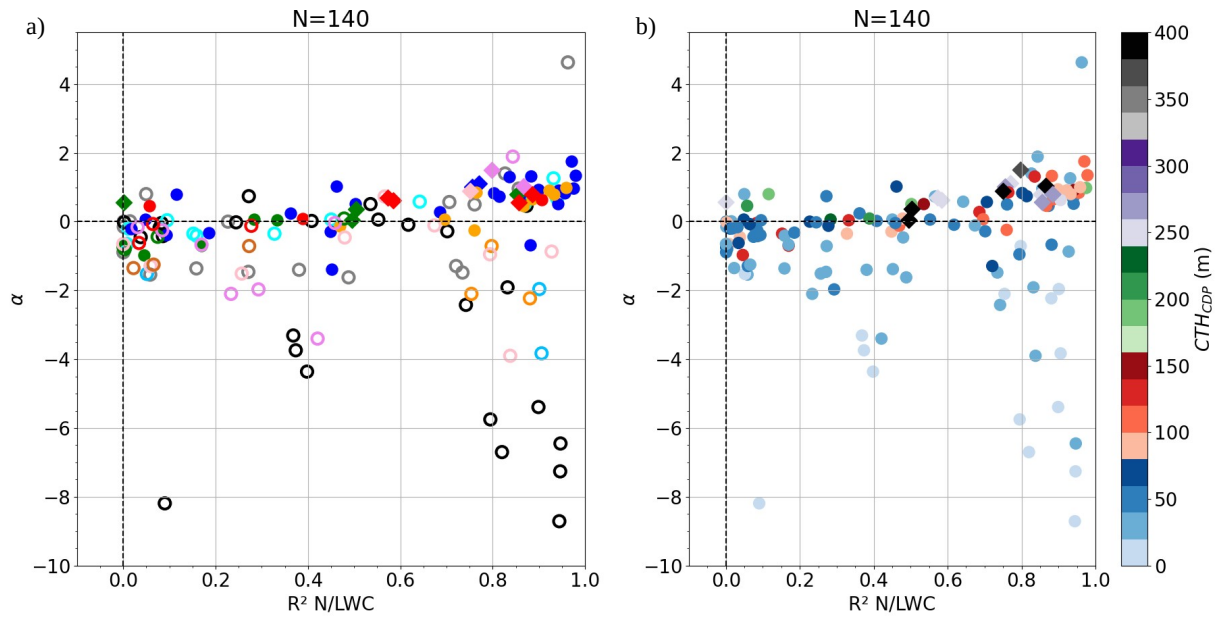


Figure 6.11: α en fonction du R^2 de la régression linéaire entre N et LWC (a) par POI dont la couleur est identique à la Fig. 6.10. Les brouillards fins et épais sont indiqués par des cercles vides et pleins respectivement (b) en fonction du CTH. Les brouillards (stratus) sont indiqués par des cercles (diamants).

6.3.2 Corrélation N vs LWC

La corrélation entre les valeurs de N et LWC est également étendue aux 12 POIs de la campagne SOFOG3D. Les résultats sont reportés sur la Fig. 6.11. On observe qu'en brouillard optiquement épais (cercles épais), la corrélation augmente lorsque le LWC croît avec l'altitude, avec des R^2 majoritairement supérieurs à 0.7 lorsque α est proche de 1. Les concentrations sont alors élevées, la POI 14 présentant par exemple des valeurs supérieures à 200 cm^{-3} dans la partie supérieure du brouillard. Par contre, les valeurs négatives de α sont associées à de faibles R^2 , inférieurs à 0.4. Cela pourrait être associé à une croissance des gouttelettes par collision-coalescence comme les profils N°6 et N°7 de la POI 11, en cohérence avec [Pilié et al. \(1975a\)](#) justifiant la présence de larges gouttelettes au sol par une formation en altitude puis un transport par diffusion turbulente aux couches inférieures. La collision-coalescence est également mentionnée par [Mazoyer et al. \(2022\)](#) pour expliquer les plus faibles valeurs de R^2 , associées aux diamètres effectifs les plus significatifs. Pour les brouillards fins, les valeurs de R^2 sont très variables. Cependant, les plus faibles CTH (Fig. 6.11b, bleu clair), inférieurs à 20 m, correspondant aux plus faibles valeurs de α , présentent des R^2 élevés, supérieurs à 0.8 (Fig. 6.11a, noir, orange). Ces résultats, en lien avec des gradients verticaux négatifs de concentration observés pour les plus faibles valeurs de α (Fig. 6.10), écartent par conséquent pour les brouillards les plus fins une croissance par collision-coalescence.

En conclusion, l'analyse des profils verticaux de LWC, N et MVD ainsi que la corrélation entre N et LWC a montré un contraste entre brouillard optiquement fin et épais, illustré sur la Fig. 6.12. D'une part, le profil de MVD a indiqué la présence de larges gouttelettes au

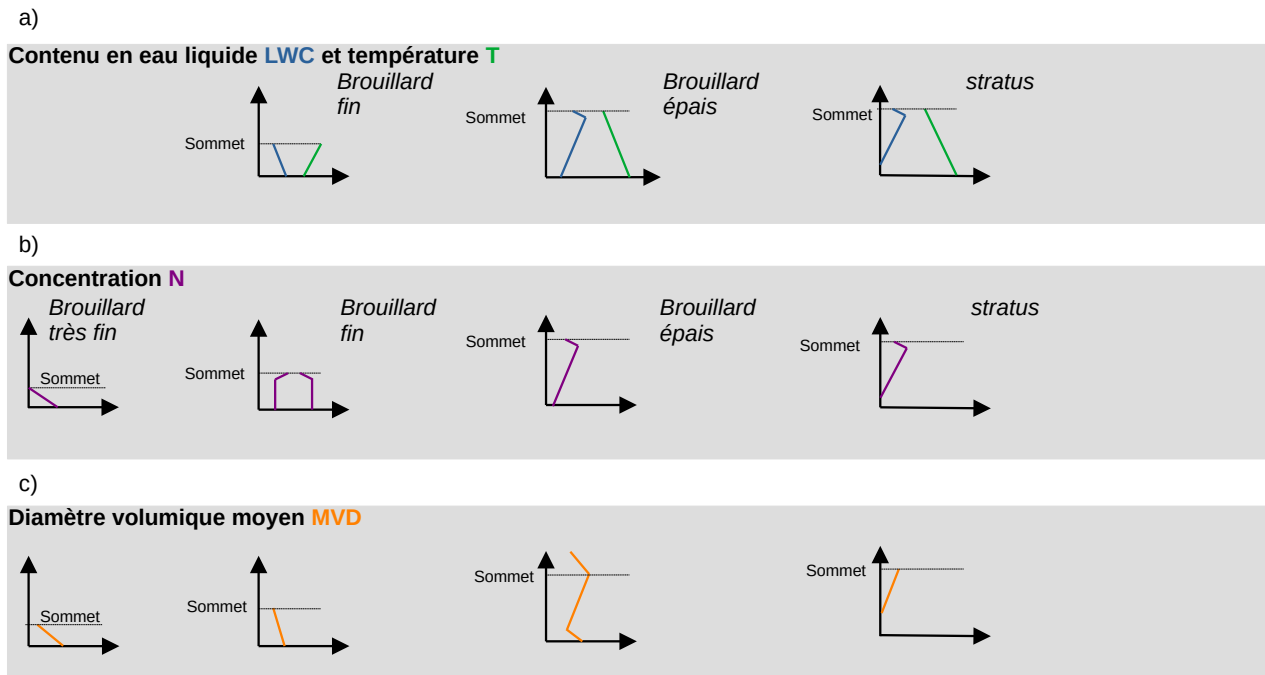


Figure 6.12: Schéma récapitulatif de l'évolution du profil vertical de (a) LWC (bleu) et température (vert) (b) N (c) MVD, au cours du cycle de vie du brouillard.

sol diminuant en diamètre avec l'altitude en phase stable, alors qu'une augmentation avec l'altitude est observée après la transition en brouillard optiquement épais, sauf lorsque la croissance par collision-coalescence produit des gouttelettes très grosses qui sédimentent vers la surface. D'autre part, la concentration a présenté en phase stable un profil constant ou positif mais caractérisé par de faibles valeurs, hormis au sommet, pouvant traduire l'activation des aérosols en gouttelettes. En revanche, après la transition, la concentration tend à augmenter avec l'altitude et indique des valeurs plus élevées. Cela se traduit par une corrélation entre N et LWC très variable en phase stable et satisfaisante en brouillard épais lorsque le LWC croît avec l'altitude, et faible lorsque la coalescence redistribue l'eau liquide vers les niveaux inférieurs. Une corrélation satisfaisante est également observée pour les brouillards les plus fins, en lien avec des profils décroissants de N et LWC. Nous étudions plus en détail dans la section suivante l'augmentation de la concentration au sommet du brouillard.

6.4 Activation au sommet

6.4.1 Cas d'étude : POI 11

L'activation au sommet du brouillard est illustrée à partir d'un cas d'étude présentant un nombre important de sortie du brouillard tout en permettant de discriminer brouillard op-

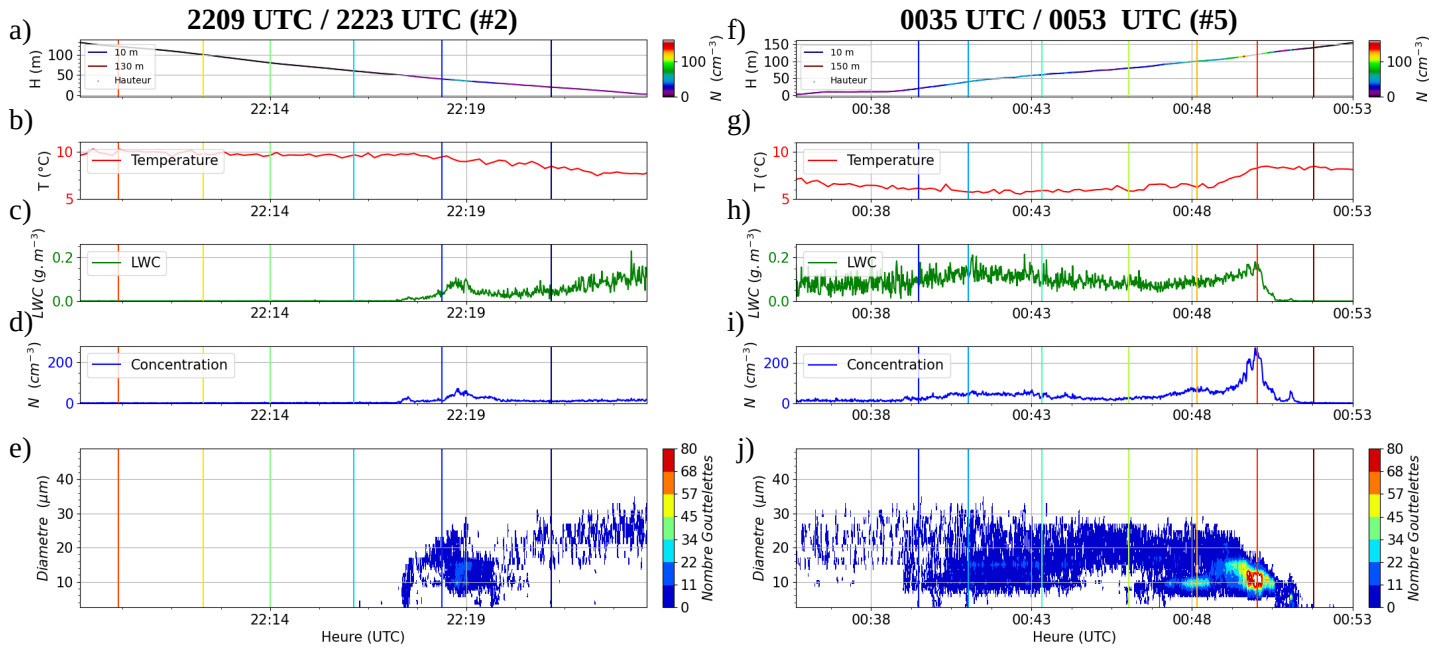


Figure 6.13: Évolution temporelle lors de la POI 11 (a,f) de la hauteur de la sonde de turbulence (b,g) de la température corrigée (c,h) du LWC (d,i) de la concentration (e,i) de la distribution dimensionnelle mesurée par la sonde de turbulence et le CDP à (a,b,c,d,e) la descente de 2209 UTC à 2223 UTC (f,g,h,i,j) la montée de 0255 UTC à 0330 UTC durant la POI 11. Les traits verticaux en couleur correspondent aux tranches d'altitudes, espacées de (a,b,c,d,e) 10 m et (f,g,h,i,j) 20 m respectivement.

tiquement fin et épais. La POI 11, satisfaisant ces deux critères (Fig. 4.6) a été sélectionnée, dont deux profils verticaux contrastés sont illustrés sur la Fig. 6.13.

La descente effectuée lorsque le brouillard est optiquement fin (Fig. 6.13a) est caractérisée par une augmentation de la concentration au sommet jusqu'à 30 cm^{-3} (Fig. 6.13d), sur une épaisseur de 2.5 m, ainsi qu'à un élargissement de la distribution jusqu'à $16 \mu\text{m}$ en diamètre (Fig. 6.13e). Une augmentation plus significative de N une dizaine de mètres sous le sommet est observée, atteignant 70 cm^{-3} , de l'ordre de 4 à 5 fois les valeurs mesurées au sol. Cela est lié à une augmentation du LWC, jusqu'à 0.1 g m^{-3} (Fig. 6.13c), ainsi qu'à une augmentation de la concentration de gouttelettes entre 8 et $15 \mu\text{m}$ (Fig. 6.13e). L'activation des aérosols en gouttelettes, à un diamètre critique de quelques μm (Hammer et al., 2014; Mazoyer et al., 2019), puis leur croissance par condensation étant rapide jusqu'à $10 \mu\text{m}$ (Fig. 1.5), on peut faire l'hypothèse que le mode observé à $10 \mu\text{m}$ par le CDP traduit l'activation récente des aérosols à ce niveau d'altitude. La montée effectuée après la transition en brouillard épais (Fig. 6.13e) montre une augmentation plus importante de la concentration, atteignant 270 cm^{-3} ; la concentration dans la partie inférieure de la couche de brouillard étant inférieure à 20 cm^{-3} . La distribution dimensionnelle présente un mode de gouttelettes à $10 \mu\text{m}$ avec une forte concentration, et un spectre plus étroit avec des diamètres maximaux de $15 \mu\text{m}$ (Fig. 6.13j), associée à une augmentation significative de la température, de 1°C en quelques

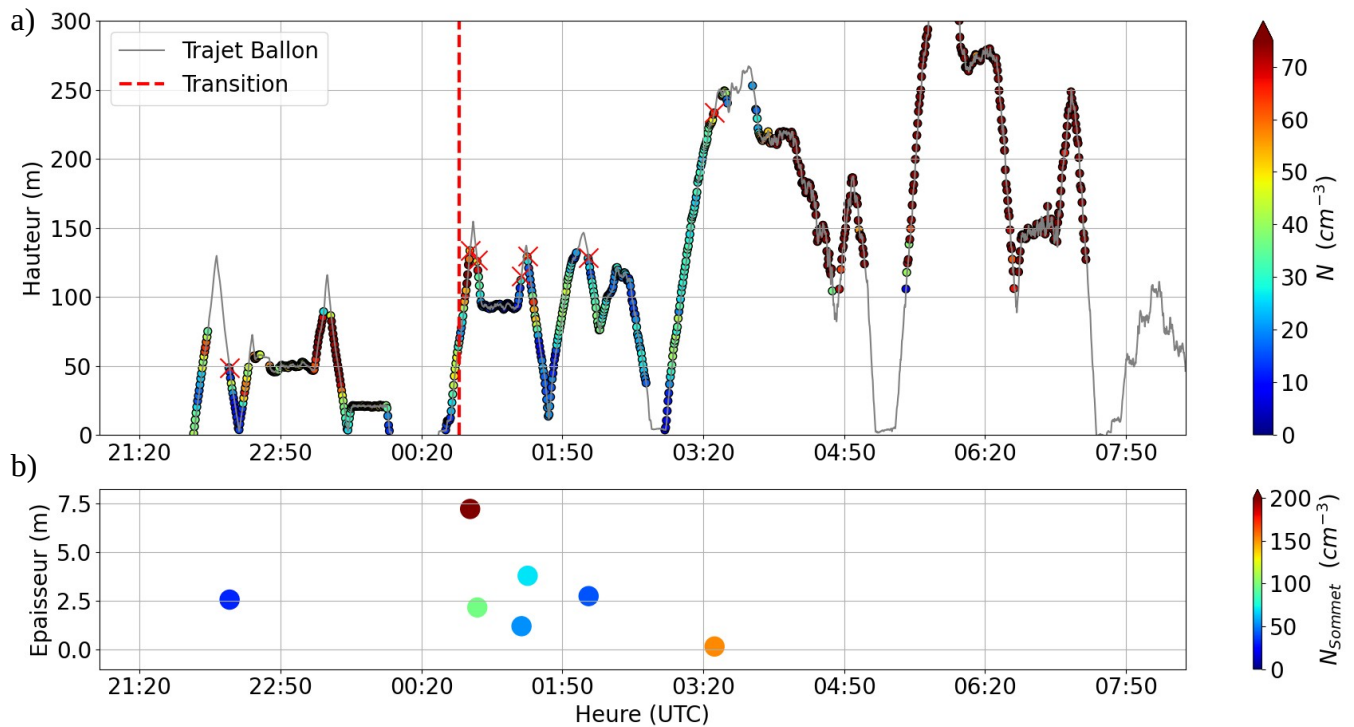


Figure 6.14: Évolution temporelle durant la POI 11 (a) de la hauteur de la sonde de turbulence superposée à la concentration mesurée par le CDP. Les profils sélectionnés sont indiqués par une croix rouge au sommet du brouillard, l'heure de transition en rouge pointillé (b) de l'épaisseur de la région d'activation pour chaque profil sélectionné. La concentration maximale au sommet est indiquée en plage de couleur.

mètres au-dessus du nuage (Fig. 6.13g).

Ainsi, les observations de ces deux profils verticaux indiquent que l'activation au sommet du brouillard est présente durant tout son cycle de vie avec des valeurs de concentration observées au sommet plus élevées qu'au sol, jusqu'à un facteur dix. Cependant, il apparaît que l'activation n'est pas cantonnée uniquement au sommet mais est présente sur une épaisseur plus importante, à relier probablement aux processus turbulents. En effet, les processus d'entraînement mélangent des volumes d'air au sommet de la couche de brouillard sur une épaisseur importante. De plus, l'activation au sommet apparaît plus significative lorsque le brouillard est optiquement épais, associée à une inversion de température élevée au-dessus du nuage.

Afin de quantifier l'activation au sommet durant le cycle de vie du brouillard nous avons sélectionné manuellement les profils pour lesquels une augmentation significative de la concentration au sommet se distingue qualitativement. Seule l'augmentation de N la plus près du sommet a été considérée. L'épaisseur de la zone d'activation a été estimée en déterminant l'épaisseur pour laquelle la concentration est supérieure à un quantile, propre à chaque profil. Au total, 7 profils ont été sélectionnés pour la POI 11, 1 en brouillard optiquement fin et 6 en épais, indiqués sur la Fig. 6.14.

On observe que l'épaisseur de la zone de concentrations élevées s'échelonne pour cette POI entre 2 et 4 m sur 5 des 7 profils verticaux sélectionnés, avec un minimum à 0.16 m (Fig. 6.14b), et un maximum à 7.2 m, sans tendance entre brouillard optiquement fin et épais (Fig. 6.14b). La concentration observée au sommet est très variable, oscillant entre 30 et 230 cm^{-3} sans que la phase de brouillard n'apparaisse discriminante (Fig. 6.14b). Ces valeurs de N sont de 2 à 16 fois plus importantes qu'au sol où la concentration observée, représentative de l'épisode, est très faible, de 14 cm^{-3} (Fig. 4.1). Par ailleurs, l'amplitude de l'inversion de température n'apparaît pas liée à la concentration maximale au sommet. En effet, la montée et descente successives à 0035 et 0053 UTC, pour lesquelles le sommet a été atteint à moins d'une minute d'intervalle (Fig. 6.14a), indiquent une concentration maximale au sommet de respectivement 272 cm^{-3} et 100 cm^{-3} , alors que l'inversion de température au-dessus est identique pour les 2 profils, de l'ordre de 0.6 °C en 10 m. Ces observations montrent donc une forte variabilité de l'activation au sommet. Enfin, les concentrations observées au sommet variant de manière significative, entre 30 et 230 cm^{-3} , cela illustre la variabilité de la concentration d'aérosols activés en gouttelettes au sommet du brouillard.

6.4.2 Généralisation

En appliquant la même méthodologie, l'épaisseur d'activation et la concentration maximale de gouttelettes au sommet du brouillard ont été déterminées manuellement sur chacune des POIs, permettant d'étendre l'étude à 57 profils verticaux, essentiellement en brouillard optiquement fin. Les observations au sommet et leur comparaison avec les mesures au sol issues du FM120 Jachère sont présentées sur la Fig. 6.15.

On constate statistiquement sur l'ensemble des POIs (violin plot) une épaisseur de la zone d'activation de 3.2 m en médiane et de 2 et 4.4 m en quantiles 25 et 75 (bleu), représentative des 5 épisodes avec le plus de profils sélectionnés (boxplot). Une variabilité est cependant observée, 5 points présentant une activation inférieure à 1 m et supérieure à 6 m respectivement. La concentration maximale observée au sommet est de l'ordre de 100 cm^{-3} , s'échelonnant entre 60 et 160 cm^{-3} en quantiles 25 et 75 (vert). Le minimum observé sur plusieurs profils est de l'ordre de 30 cm^{-3} , supérieur aux observations au sol des 2/3 des brouillards échantillonnés (Fig. 4.1). En particulier, les 5 épisodes présentant le plus de profils indiquent une concentration au sommet de l'ordre de 3 (20191206, 20200222, 20200223) à 8 fois (20200208) la concentration au sol (marron). Il n'apparaît cependant pas de tendance entre la concentration au sommet du brouillard et celle au sol, l'épisode du 5 Décembre étant en effet associé à une concentration faible au sol et importante au sommet. Toutefois, les deux épisodes caractérisés par les plus faibles concentrations au sol, inférieures à 20 cm^{-3} , sont associés aux plus faibles concentrations mesurées au sommet, de l'ordre de 60 à 70 cm^{-3} en médiane. Nous avons montré précédemment que la concentration augmentait avec l'altitude au cours du développement. Une étude plus approfondie est nécessaire pour mieux évaluer le lien entre concentration au sommet et l'évolution du profil de concentration au cours du cycle de vie.

En conclusion, cette étude a mis en évidence des valeurs plus élevées au sommet sur des zones de faibles épaisseurs qui résultent probablement des processus d'activation des aérosols

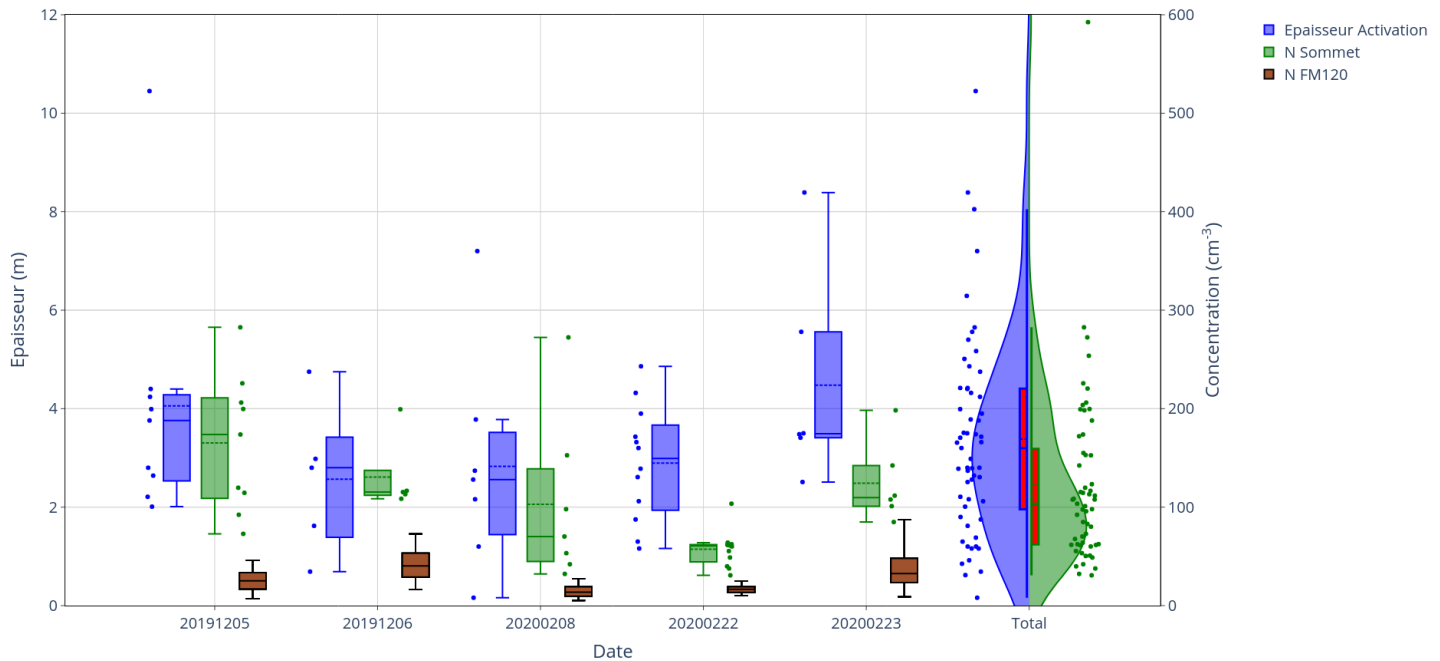


Figure 6.15: Épaisseur de l’activation au sommet du brouillard (bleu), de la concentration maximale au sommet (vert) et de la concentration mesurée par le FM120 au sol (marron) pour les épisodes du 5 (POI 2b) et 6 Décembre 2019 (2c), 8 Février 2020 (11) et 22 (13a) et 23 (13b) Février 2020 ainsi que sur l’ensemble des POIs.

en gouttelettes au sommet du brouillard. L’activation au sommet semble présente durant tout le cycle de vie, sans distinction entre la phase du brouillard (fin ou épais). Les valeurs élevées de concentration n’apparaissent pas cantonnées au sommet du brouillard mais sont parfois observées plus en profondeur dans le nuage, pouvant être lié à un impact significatif du mélange et de l’entraînement avec l’air clair au-dessus. Ces zones contrastent avec la dilution généralement observée au sommet des stratocumulus et stratus, qui résulte de l’entraînement et du mélange d’air chaud et sec qui va évaporer l’eau liquide existante (Brenquier et al., 2011). Enfin, l’évaluation statistique à partir des 12 POIs a montré une épaisseur d’activation oscillant entre 2 et 4 m, et une concentration au sommet variant entre 60 et 160 cm^{-3} respectivement, de 3 à 8 fois supérieure à la concentration au sol. L’impact de l’activation au sommet apparaît donc déterminant sur les propriétés microphysiques des brouillards. Nous allons maintenant analyser l’évolution des distributions dimensionnelles.

6.5 Analyse des distributions dimensionnelles

Cette section suit la même méthodologie que la section précédente, l’analyse des distributions est menée dans un premier temps sur les mêmes cas d’étude puis une généralisation aux autres POIs de la campagne est réalisée dans un second temps.

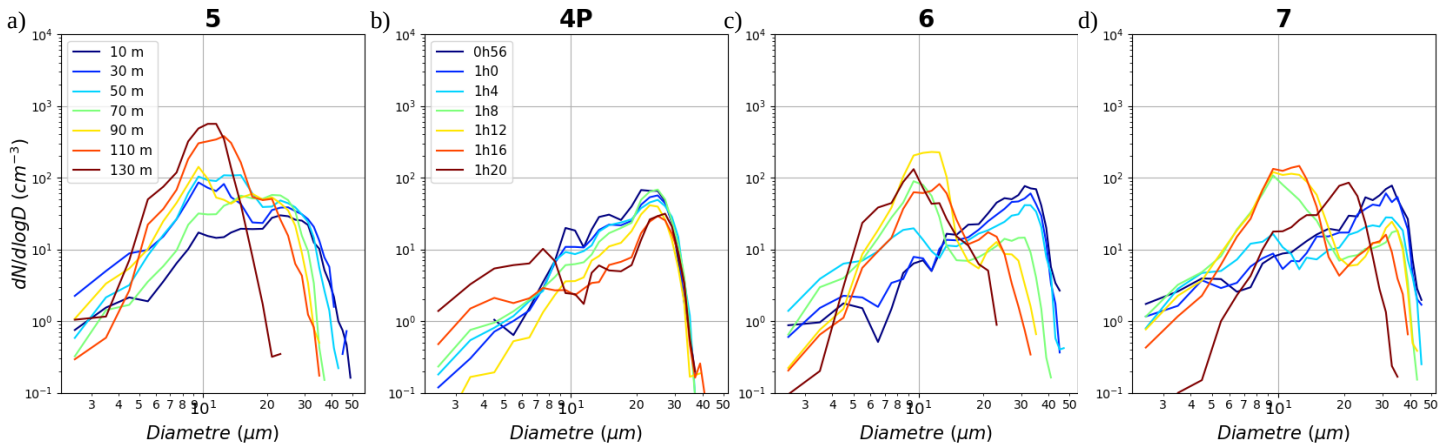


Figure 6.16: Distributions dimensionnelles pour le (a) profil N°5 (b) palier 4P entre 0059 et 0121 UTC (c) profil N°6 (d) profil N°7 de la POI 11, Les spectres sont tracés par tranches d'altitude de 10 m, de 15 à 135 m, pour les profils et intervalles temporels de 2 min (début de l'intervalle indiqué) pour les paliers.

Les distributions dimensionnelles mesurées au sol pendant la campagne sont majoritairement bimodales (Sec. 4). Sur la verticale, elles apparaissent monomodales ou bimodales aux différents niveaux d'altitude. Les distributions observées lors des profils et paliers consécutifs 5, 4P, 6 et 7 de la POI 11 (Fig. 6.6, 6.7), associées à l'augmentation de la concentration de larges gouttelettes au sol, ainsi qu'aux profils inversés de LWC, sont illustrées sur la Fig. 6.16. Lors du profil N°5 (Fig. 6.16a), les distributions dimensionnelles présentent un mode de petites gouttelettes centré sur $10\ \mu\text{m}$ dans les 20 premiers mètres sous le sommet (spectres rouges), traduisant une activation récente des gouttelettes, qui devient bimodal vers 110 m (spectre orange). Le second mode vers $20\ \mu\text{m}$ se décale ensuite vers les grosses gouttelettes aux niveaux inférieurs. Le palier échantillonné quelques minutes plus tard entre 90 et 95 m (Fig. 6.16b) montre la persistance du deuxième mode sur $25\ \mu\text{m}$ dans la partie supérieure du brouillard pendant 20 min (Fig. 6.16b). Les distributions des profils N°6 (Fig. 6.16c) et N°7 (Fig. 6.16d) qui sont caractérisées par des valeurs maximales de LWC au sol, en lien avec de larges gouttelettes ($> 30\ \mu\text{m}$), confirment la croissance significative du second mode de gouttelettes depuis le sommet, atteignant $35\ \mu\text{m}$ au sol (Fig. 6.16b,c). Ces observations illustrent les processus de sédimentation et la collision-coalescence, permettant de redistribuer l'eau liquide du sommet aux couches inférieures et expliquent les propriétés microphysiques particulières observées durant la phase optiquement épais de la POI 11. Ces observations montrent également l'évolution des distributions dimensionnelles sur la verticale, qui présentant un caractère monomodal au sommet et deviennent bimodales dans les niveaux inférieurs. Nous étudions dans la section suivante leur évolution au cours du cycle de vie du brouillard.

6.5.1 Distributions modales et bimodales

Le caractère monomodal ou bimodal des distributions dimensionnelles en nombre et en surface est déterminé en ajustant le spectre dimensionnel par une fonction log-normale (Pinnick

et al., 1978; Podzimek, 1997; Wendish et al., 1998). L'ajustement a été forcé pour que la queue de distribution supérieure, traduisant les gouttelettes de plus larges diamètres, soit correctement restituée. Trois seuils ont été appliqués afin de discriminer les distributions modales et bimodales.

- Un premier seuil sur la précision de la restitution du diamètre modal D , quantifiable par la grandeur $Err = \frac{\sigma_D}{D}$ où σ est la variance de D . Un seuil maximal de 3 % a été fixé.
- Afin de garantir une distribution ajustée similaire à celle mesurée par le CDP, un second seuil a été appliqué en comparant la concentration et l'extinction intégrées de la distribution ajustée en nombre et surface, à la concentration et l'extinction mesurées par le CDP. Une erreur relative maximale a été fixée à 40 et 35 % respectivement, basée sur des profils verticaux sélectionnés manuellement. Le seuil plus faible en extinction est justifié par une plus grande sensibilité aux larges gouttelettes (Eq. 1.16).
- Si un des deux seuils précédents n'est pas vérifié, une distribution bimodale est déterminée en fixant cependant un troisième seuil pour exclure les modes non représentatifs, fixé à $10 \text{ cm}^{-3} \mu\text{m}^{-1}$ et $0.01 \text{ m}^{-1} \mu\text{m}^{-1}$ sur les spectres logarithmiques en nombre et surface. Cette méthodologie diffère de Wendish et al. (1998), qui considèrent une distribution continuellement bimodale afin d'étudier notamment le transfert de masse des petites gouttelettes vers les plus grosses.

Un exemple de la méthodologie suivie est illustrée sur la Fig. 6.17 durant la phase stable de la POI 11 (profil N°1), présentant de larges gouttelettes près du sol (Fig. 6.17a,d). Avec les seuils choisis, l'ajustement indique en nombre (respectivement en surface) une distribution monomodale au sol centrée sur 22-24 μm , devenant bimodale à 25 m (45 m) (Fig. 6.17b,e), avec l'établissement d'un mode de petites gouttelettes centré sur 12-14 μm . Au sommet, la concentration de larges gouttelettes diminue significativement, la distribution devenant monomodale centrée sur 10 μm , signature possible de l'activation au sommet. La distribution monomodale déterminée près du sol est justifiée par un écart raisonnable en concentration (Fig. 6.17c, bleu) et extinction (Fig. 6.17f, bleu), les altitudes supérieures montrant une très bonne corrélation avec les mesures du CDP, associée à un R^2 et une pente supérieurs à 0.8.

6.5.2 Concentration de petites et larges gouttelettes

La distribution dimensionnelle est également analysée en quantifiant la concentration relative de petites et larges gouttelettes, à partir d'un découpage en 3 zones de la distribution dimensionnelle. Gonser et al. (2012) constatent en effet que la distribution peut être caractérisée en 3 configurations à partir des valeurs de deux proportions R_1 et R_2 de petites gouttelettes. En effet, Gonser et al. (2012) observent des distributions principalement centrées sur les petites gouttelettes. Les distributions mesurées durant SOFOG3D présentent au contraire des larges gouttelettes (Fig. 6.17) et l'approche de Gonser et al. (2012) a été adaptée. Ainsi, la distribution est découpée en 3 régions, illustrée sur la Fig. 6.18a, la zone de très petites gouttelettes jusqu'à 8 μm (vert), de petites gouttelettes jusqu'à 18 μm (bleu), représentative

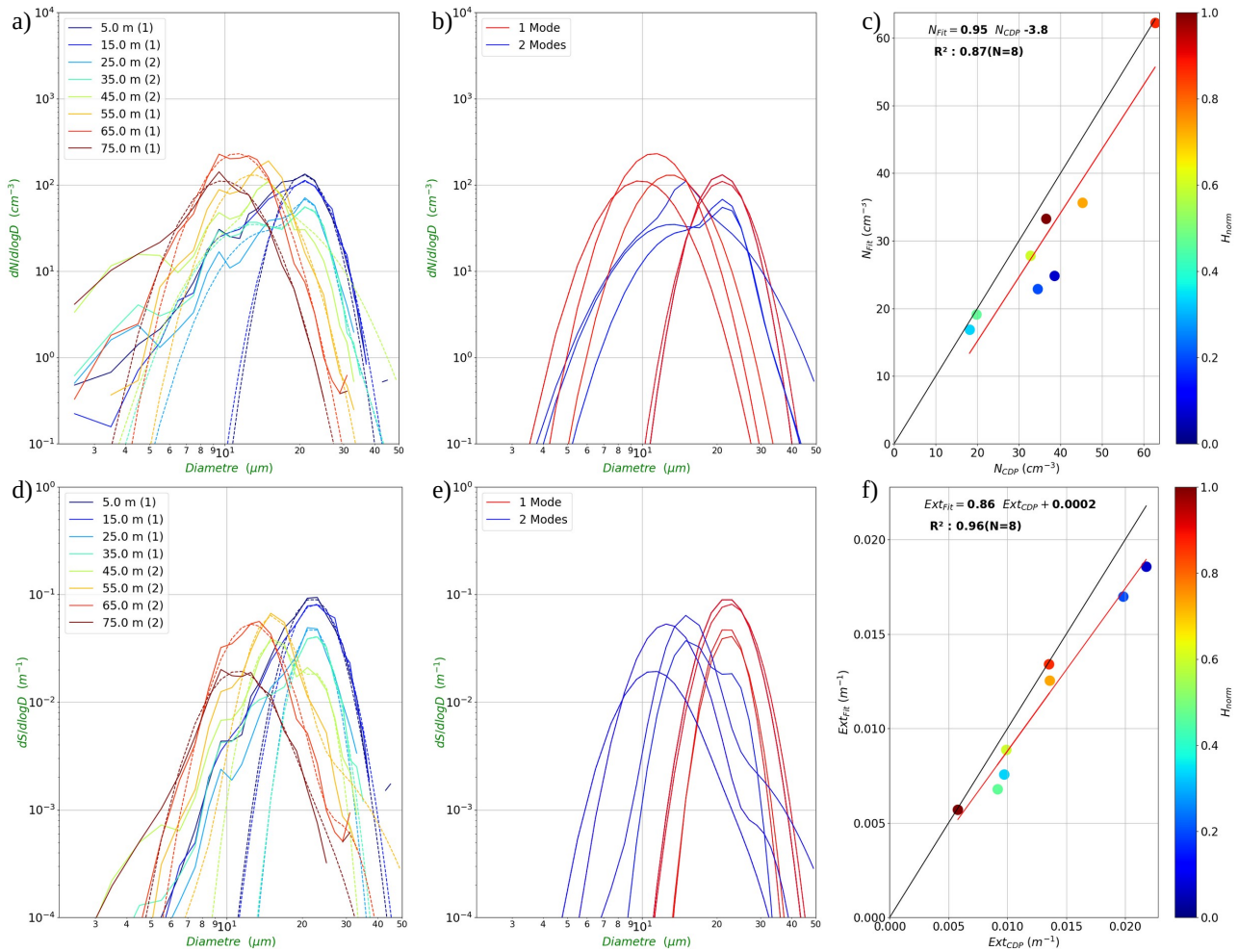


Figure 6.17: (a,d) Spectres dimensionnels mesurés lors du profil N°1 de la POI 11 par le CDP et ajustés par une fonction log-normale (pointillés) sur chaque tranche d'altitude. Le nombre de modes est indiqué entre parenthèse (b,e) Spectres dimensionnels ajustés sur chaque tranche d'altitude présentant 1 mode (rouge) ou 2 modes (bleu) (c,f) Concentration (respectivement Extinction) ajustée en fonction de la concentration (extinction) du CDP par tranche d'altitude indiquée en couleur. Distribution en (a,b,c) nombre (d,e,f) surface.

du premier mode de gouttelettes, et de larges gouttelettes au-delà de $18 \mu\text{m}$ (rouge), représentative du second mode de gouttelettes. Les grandeurs R_p (bleu/vert) et R_l (bleu/rouge) ont été définies, montrant respectivement la concentration de petites et larges gouttelettes :

$$R_p = \frac{\sum_{8 \mu\text{m}}^{18 \mu\text{m}} n_i}{\sum_{2 \mu\text{m}}^{8 \mu\text{m}} n_i} \text{ et } R_l = \frac{\sum_{8 \mu\text{m}}^{18 \mu\text{m}} n_i}{\sum_{18 \mu\text{m}}^{50 \mu\text{m}} n_i}$$

où n_i représente le nombre de comptages par classe de diamètre.

Cette méthodologie est illustrée sur la Fig. 6.18 sur le même profil durant la phase stable de la POI 11 (profil N°1), présentant de larges gouttelettes au sol. On observe que

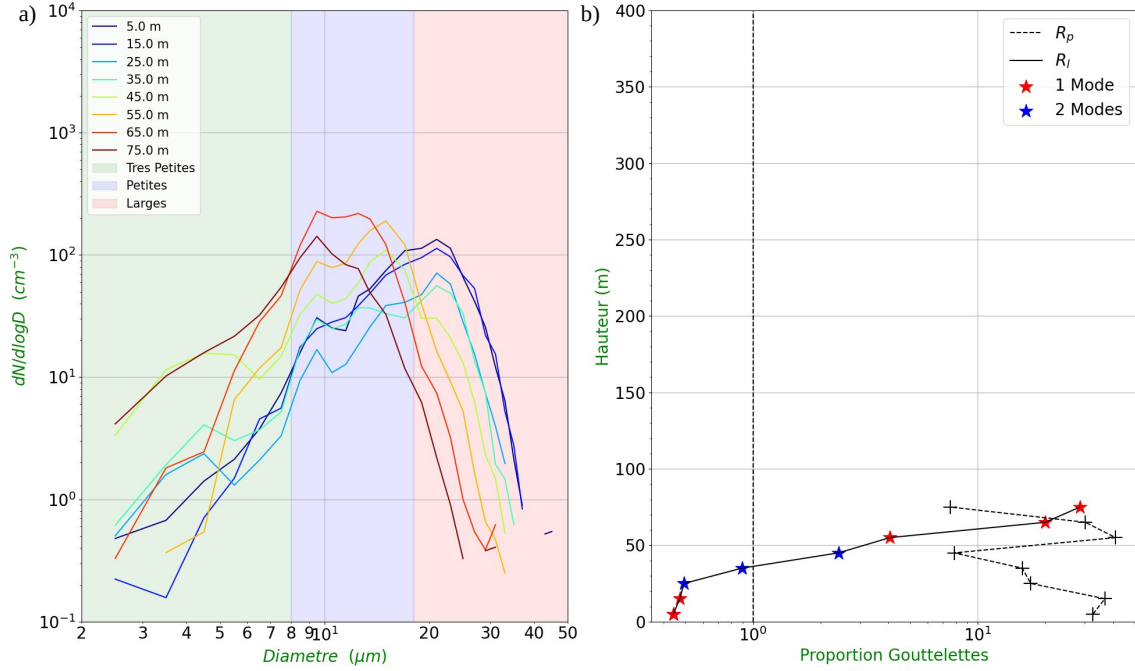


Figure 6.18: (a) Spectres dimensionnels mesurés lors du profil N°1 de la POI 11. Les zones de très petites, petites et larges gouttelettes sont coloriées en vert, bleu et rouge respectivement. (b) Profil vertical de R_l (étoiles) et R_p (croix). Les distributions monomodales (bimodales) en surface sont indiquées en rouge (bleu).

la proportion de petites et larges gouttelettes est respectivement minimale et maximale au sommet (Fig. 6.18b), en lien avec une distribution monomodale (étoile rouge) centrée sur 8-10 μm (Fig. 6.18a). R_l diminue significativement lorsque la distribution devient bimodale à 45 m (Fig. 6.18b, étoile bleu), associée à l'établissement d'un mode à 15 μm (Fig. 6.18a, spectre vert). R_p et R_l diminue et augmente ensuite respectivement jusqu'à ce que ce que la distribution devienne monomodale à 15 m (Fig. 6.18b, étoile rouge), centrée sur 22 μm (Fig. 6.18a, spectres bleu clair). R_l est relativement homogène jusqu'au sol, de l'ordre de 0.15 (Fig. 6.18b), traduisant une prépondérance des larges gouttelettes. R_p continue d'augmenter, signature de l'élargissement du spectre jusqu'à 35 μm près du sol.

6.5.3 Évolution au cours du cycle de vie

Par analogie avec α , μ et $\frac{dN}{dz}$, l'analyse de l'évolution des diamètres modaux et de la concentration de petites et larges gouttelettes sur la verticale est réalisée en déterminant les gradients verticaux de ces grandeurs, tronqués à l'altitude du maximum de LWC pour réduire l'impact du mélange turbulent. Pour les diamètres modaux, seules les distributions en surface ont été considérées, permettant de discriminer plus efficacement les larges gouttelettes que les distributions en nombre. Ainsi, les grandeurs $\frac{dD_p}{dz}$, $\frac{dD_l}{dz}$, $\frac{dR_p}{dz}$, et $\frac{dR_l}{dz}$ ont été déterminées sur les mêmes profils de LWC, N et MVD, de la POI 11 (Fig. 6.6) et 14 (Fig. 6.2). Les résultats sont illustrés sur la Fig. 6.19 et Fig. 6.20 pour la POI 14 et 11 respectivement.

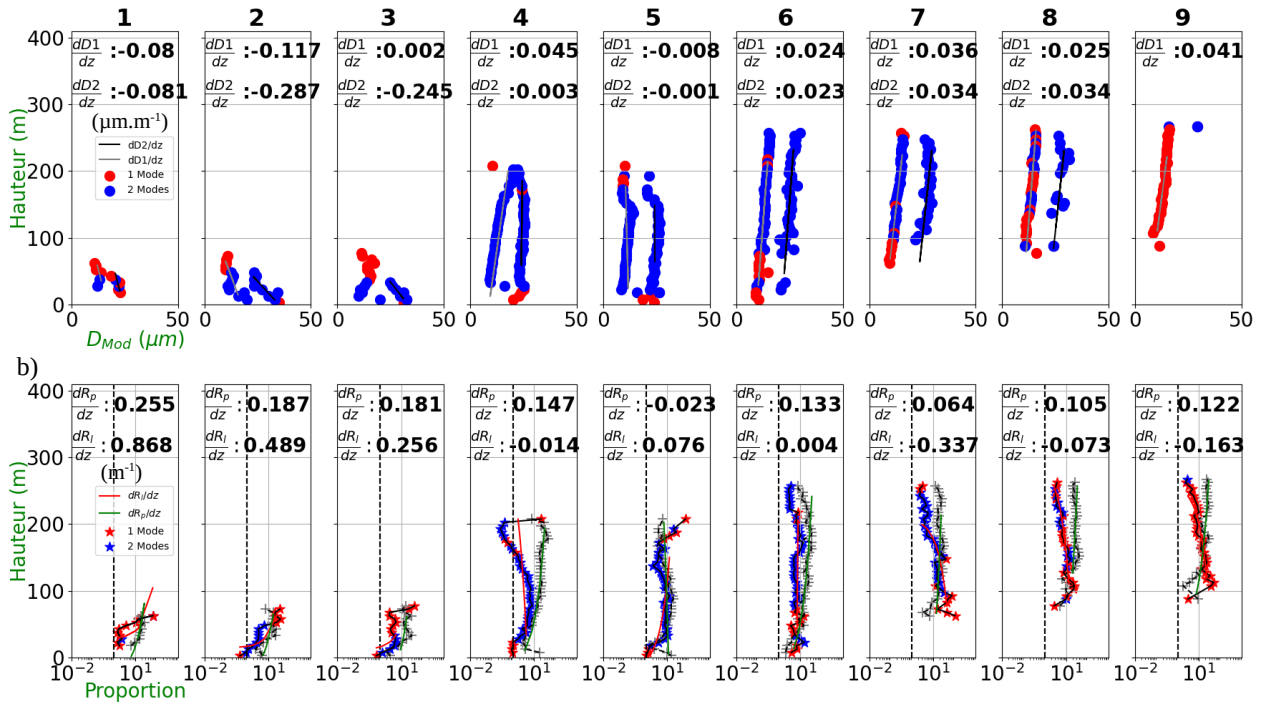


Figure 6.19: Profil vertical (a) des diamètres modaux D_p et D_l ajustés par une fonction log-normale (b) de la concentration relative de petites R_p et larges gouttelettes R_l pour les 9 profils de la POI 14. Les distributions monomodales (bimodales) en surface sont indiquées en rouge (bleu). Les valeurs de $\frac{dD_p}{dz}$, $\frac{dD_l}{dz}$, $\frac{dR_p}{dz}$ et $\frac{dR_l}{dz}$ sont indiquées sur chaque profil.

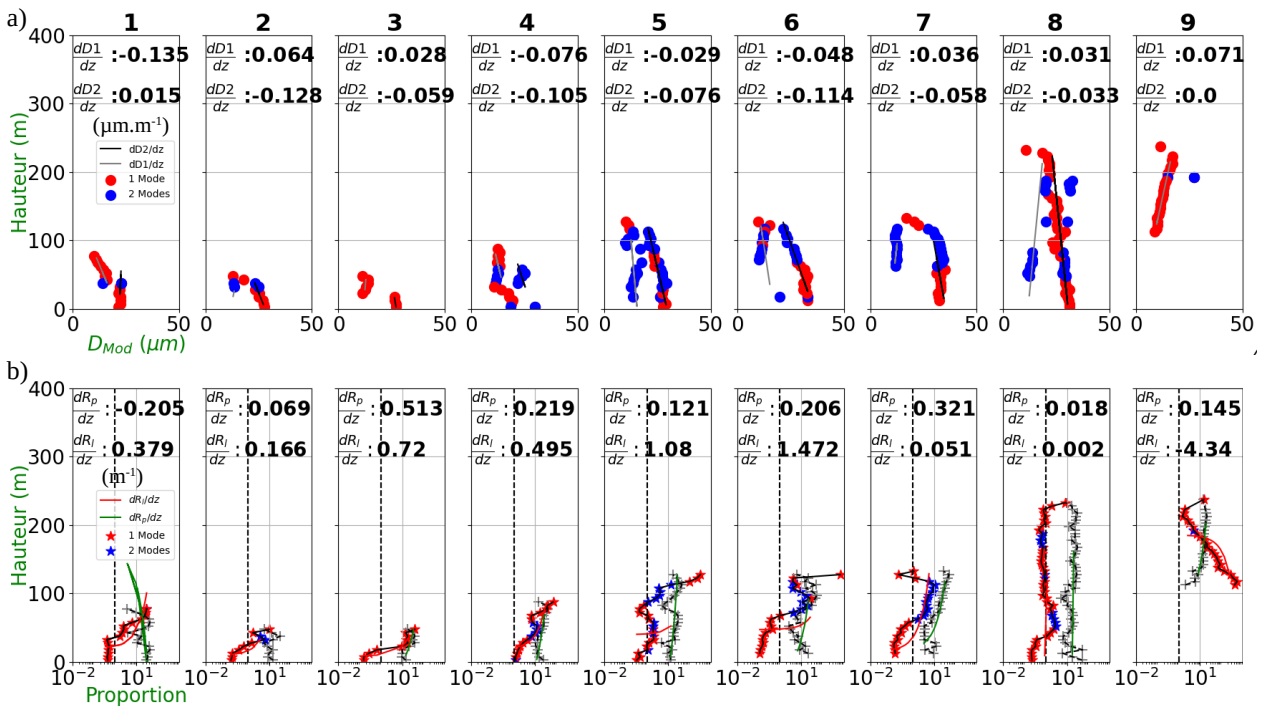


Figure 6.20: Même légende que la Fig. 6.19 mais pour les profils représentatifs de la POI 11.

On observe pour la POI 14 une diminution des diamètres modaux avec l'altitude lorsque le brouillard est optiquement fin (Fig. 6.19a, profils N°1,2,3), en accord avec les profils décroissants de MVD (Fig. 6.2). En lien avec la présence de larges gouttelettes au sol et une concentration de gouttelettes importante au sommet, les gradients verticaux de R_p et R_l sont positifs durant cette période (Fig. 6.19b, profils N°1,2,3). Ces trois profils verticaux présentent une distribution monomodale au sommet, centrée sur 10-12 μm , devenant bimodale dans la partie supérieure, conjointement avec l'augmentation de D_l et D_p , puis monomodale au sol, centrée de 20 μm (profil N°1) à 35 μm (profil N°2). En brouillard optiquement épais, les valeurs positives de α sont associées à une augmentation de D_p et D_l avec l'altitude (profils N°4,5,6), suivant la même tendance que les profils de MVD. La croissance des gouttelettes avec l'altitude est faible, jusqu'à 0.045 $\mu\text{m m}^{-1}$ pour D_p et pour D_l proche de 0, mais les distributions demeurent bimodales, hormis près du sol et au sommet (profil N°5). Cela est associé à des valeurs également proches de 0 en $\frac{dR_p}{dz}$ et $\frac{dR_l}{dz}$. Les distributions ne deviennent monomodales qu'après la dissipation en stratus, d'abord près du sol (profil N°7), puis gagnant progressivement la partie inférieure (profil N°8) puis toute la couche (profil N°9). Ces résultats sont en accord avec une dissipation du brouillard par le bas, reliée à l'établissement de mouvements convectifs conduisant à une augmentation des flux de chaleur en surface (Sec 1.2.1). Les valeurs de $\frac{dR_p}{dz}$ et $\frac{dR_l}{dz}$ en stratus sont alors respectivement positives et négatives (profils N°7,8,9), traduisant une augmentation de la concentration de petites et larges gouttelettes avec l'altitude, pouvant correspondre à une croissance par condensation.

Les profils verticaux de la POI 11 montrent un mode de larges gouttelettes relativement homogène (Fig. 6.20a, profil N°1) ou diminuant avec l'altitude (profils N°2,3), associé à des valeurs positives de $\frac{dR_l}{dz}$ (Fig. 6.20b), en accord avec des profils décroissants de MVD (Fig. 6.6). Les processus de sédimentation et collision-coalescence, mis en évidence à partir du profil N°4 (Fig. 6.17), sont reliés à une diminution du mode de larges gouttelettes avec l'altitude, de l'ordre de 0.1 $\mu\text{m m}^{-1}$ pour le profil N°6 (Fig. 6.20a). La concentration de larges gouttelettes au sol est alors importante, $\frac{dR_l}{dz}$ présentant des valeurs positives. $\frac{dR_l}{dz}$ ne devient négatif qu'après la dissipation en stratus (profil N°9), associée à des valeurs positives de $\frac{dR_l}{dz}$ et une distribution majoritairement monomodale, caractérisée par une augmentation du mode de petites gouttelettes avec l'altitude.

L'analyse de l'évolution sur la verticale du caractère modal et bimodal de la distribution dimensionnelle, des diamètres modaux et de la concentration de petites et larges gouttelettes montre ainsi des différences entre brouillards optiquement fin et épais, et stratus mais aucune tendance significative ne se dégage. On constate seulement que les profils décroissants de LWC et MVD lorsque le brouillard est optiquement fin sont associés à une diminution du mode et de la concentration de larges gouttelettes avec l'altitude. Par contraste, les profils croissants de LWC, N et MVD en stratus sont associés à une augmentation du mode de petites gouttelettes et de la concentration de larges gouttelettes avec l'altitude, pouvant correspondre à une croissance par condensation. Aucune tendance ne se dessine cependant en brouillard épais, en partie possiblement en raison des effets non locaux discutés lors des POI 11 et 14.

Afin néanmoins d'évaluer si une tendance se dégage sur les autres POIs, en particulier pour les brouillards optiquement très fins où une diminution de la concentration avec l'altitude a

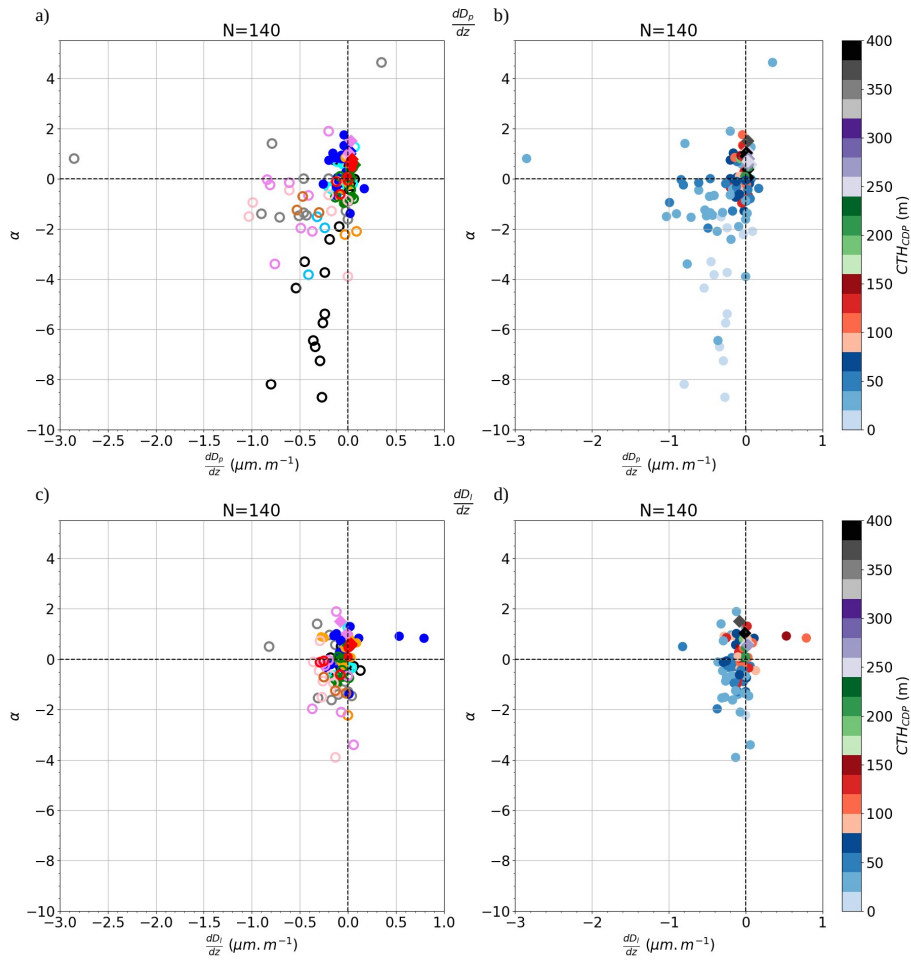


Figure 6.21: α en fonction de (a,b) $\frac{dD_p}{dz}$ (c,d) $\frac{dD_l}{dz}$ (a,c) par POI dont la couleur est identique à la Fig. 6.10. Les brouillards fins et épais sont indiqués par des cercles vides et pleins respectivement (b,d) en fonction du CTH. Les brouillards (stratus) sont indiqués par des cercles (diamants).

été constatée (Fig. 6.10), l'analyse des distributions dimensionnelles est étendue aux 12 POIs.

6.5.4 Généralisation aux 12 POIs

Les valeurs de $\frac{dD_p}{dz}$ et $\frac{dD_l}{dz}$ sont tout d'abord comparées aux valeurs de α sur l'ensemble des profils représentatifs de la campagne. Les résultats sont reportés sur la Fig. 6.21. On observe que $\frac{dD_p}{dz}$ augmente avec les valeurs de α (Fig. 6.21a,b), présentant des valeurs négatives et positives en brouillard fin et épais respectivement, tandis qu'aucune tendance ne se dégage sur $\frac{dD_l}{dz}$ (Fig. 6.21c,d). Ensuite, les distributions bimodales observées sont synthétisées sur la Fig. 6.22, présentant pour les brouillards optiquement fins (Fig. 6.22b) et épais (Fig. 6.22c) la densité de probabilité de D_p et D_l pour chaque hauteur normalisée de 0 à 1. D_p et D_l montrent respectivement durant ces deux phases un mode de petites et larges gouttelettes

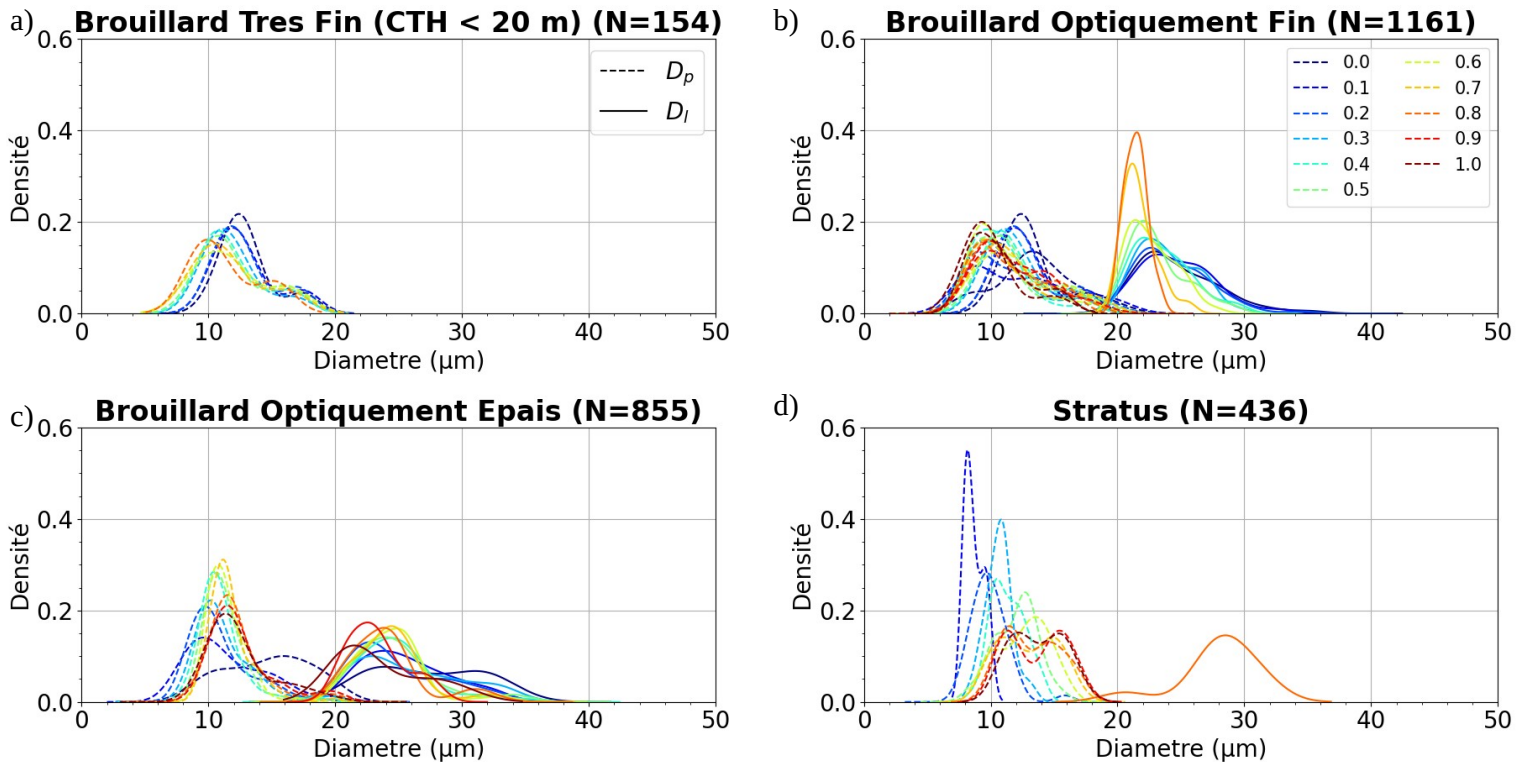


Figure 6.22: Densité de probabilité des diamètres modaux D_p (pointillés) et D_l (pleins) pour les brouillards optiquement (a) très fins, (b) fins, (c) épais (d) stratus pour chaque hauteur normalisée entre le CBH et le CTH, de 0.1 à 1.

centrés majoritairement de 9 à 12 μm et de 21 à 26 μm , s'élargissant jusqu'à de 30 μm en surface (Fig. 6.22b,c, bleu), en accord avec les observations de [Wendish et al. \(1998\)](#). Le mode de larges gouttelettes apparaît à partir de 80% du sommet en phase fine (Fig. 6.22b, orange) et dès le sommet en phase épaisse (Fig. 6.22c, rouge) respectivement, traduisant la présence de larges gouttelettes dans la partie supérieure du brouillard au cours de son cycle de vie. Cependant, aucun spectre bimodal n'est observé pour les cas les plus fins (CTH < 20 m) et pour les stratus (Fig. 6.21b, diamants), caractérisés par un mode de petites gouttelettes centré de 9 à 12 μm (Fig. 6.22a) et de 8 à 15 μm (Fig. 6.22d) respectivement.

Une hypothèse pour expliquer la diminution du diamètre de petites gouttelettes avec l'altitude lorsque le brouillard est très fin, associée à un profil décroissant de N (Fig. 6.10) réside dans une activation des gouttelettes en surface puis une croissance par condensation, en lien avec le refroidissement en surface. On peut donc supposer qu'à la formation du brouillard, la sursaturation est maximale au sol et décroissante avec l'altitude, le brouillard étant durant cette période piloté par le bas jusqu'à hauteur d'environ 20 m.

L'élargissement de la distribution dimensionnelle, identifié avec les diamètres modaux, se distingue également par l'évolution du paramètre σ de la fonction log-normale ajustée, synthétisée sur la Fig. 6.23. Les valeurs du mode de larges gouttelettes augmentent en effet de 1.25 au sommet jusqu'à 1.5 près du sol en brouillard optiquement fin (Fig. 6.23b) et épais

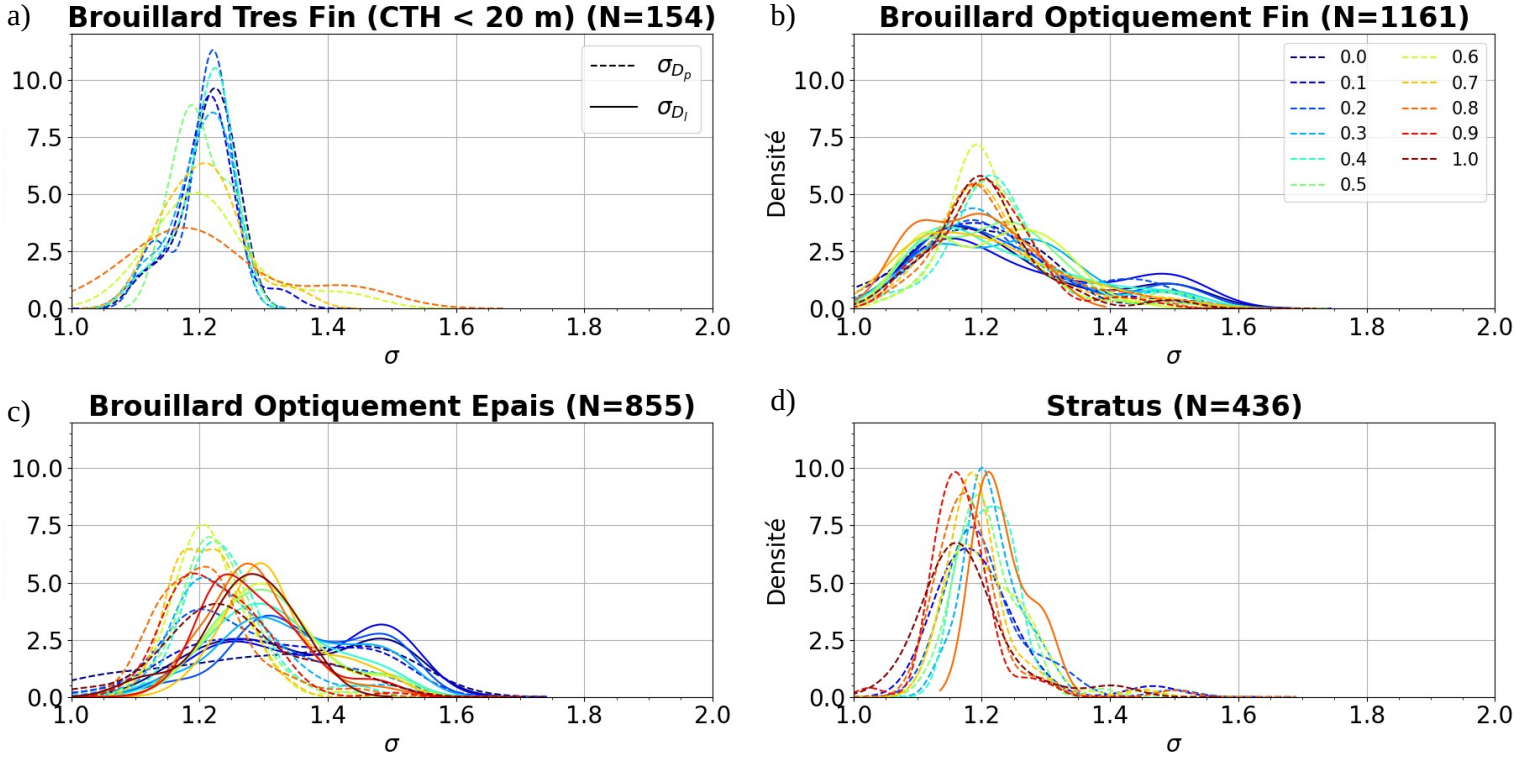


Figure 6.23: (a) densité de probabilité du paramètre σ de la fonction log-normale ajustée de D_p (plein) et D_r (pointillés) pour les profils échantillonnés en brouillards optiquement (a) très fins, (b) fins, (c) épais (d) stratus pour chaque hauteur normalisée du CBH au CTH, de 0.1 à 1.

(Fig. 6.23c). A l'inverse, les valeurs de σ du premier mode de gouttelettes sont de l'ordre de 1.15 à 1.2 en brouillard optiquement très fin (Fig. 6.23a) et dans le stratus (Fig. 6.23d). Ces résultats permettraient d'affiner l'initialisation des valeurs de σ dans la paramétrisation de la distribution dimensionnelle des simulations numériques de brouillard. Cependant, la loi gamma étant appliquée dans la paramétrisation microphysique du modèle Meso-NH (Lac et al., 2018), utilisé pour simuler à haute résolution les principaux épisodes de la campagne SOFOGD (Taufour et al, 2024 en préparation), il serait intéressant d'appliquer la même méthodologie mais en ajustant les distributions observées par une loi gamma.

Les valeurs de $\frac{dR_p}{dz}$ et $\frac{dR_l}{dz}$ sont maintenant comparées aux valeurs de α sur l'ensemble des profils représentatifs de la campagne. Les résultats sont reportés sur la Fig. 6.24. $\frac{dR_p}{dz}$ présente des valeurs positives en brouillard optiquement fins et épais, traduisant une augmentation de la proportion de petites gouttelettes avec l'altitude, associée probablement à une activation significative au sommet au cours du cycle de vie (Fig. 6.15). De plus, des valeurs négatives de $\frac{dR_p}{dz}$ sont observées pour les brouillards les plus fins (Fig. 6.24b), bleu clair), traduisant une proportion significative de petites gouttelettes au sol. L'étude de la proportion de larges gouttelettes montre que les valeurs de $\frac{dR_l}{dz}$ diminuent avec l'épaisseur du brouillard (Fig. 6.24d) mais demeurent positives en brouillard épais (cercles). Seuls les profils échantillonnés

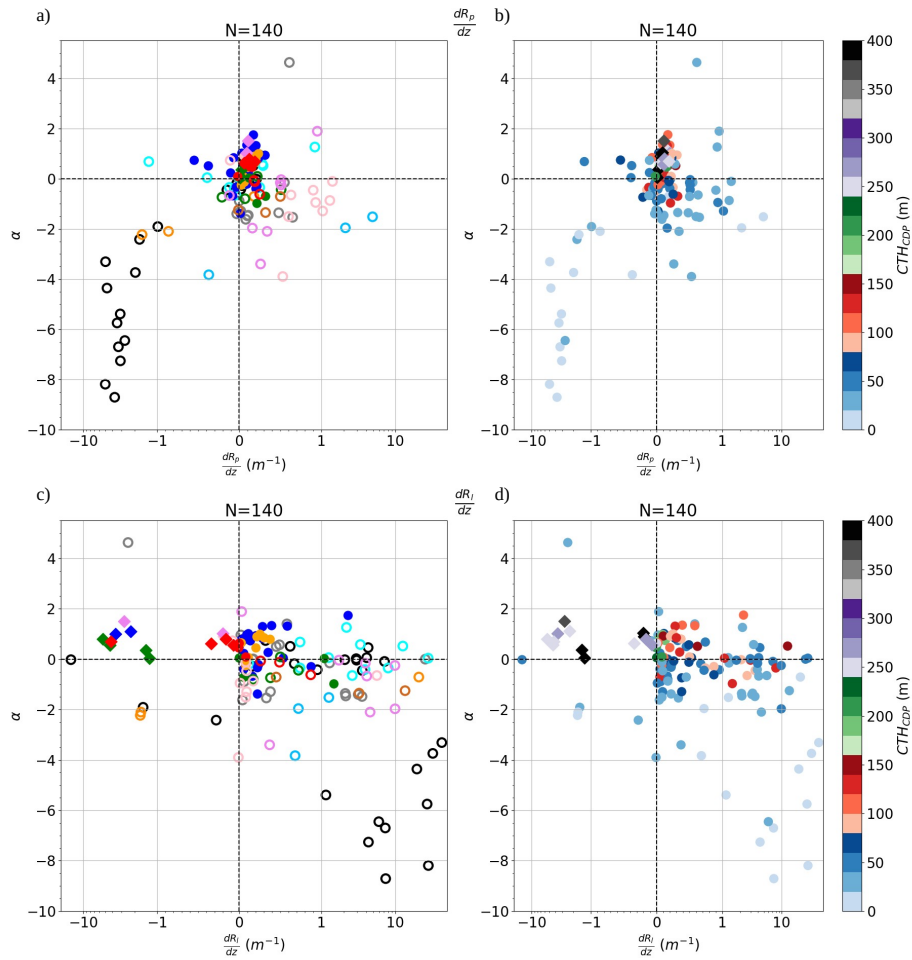


Figure 6.24: α en fonction de $\frac{dR_p}{dz}$ (a) $\frac{dR_l}{dz}$ (c) par POI dont la couleur est identique à la Fig. 6.10. Les brouillards fins et épais sont indiqués par des cercles vides et pleins respectivement (b,d) en fonction du CTH. Les brouillards (stratus) sont indiqués par des cercles (diamants).

dans le stratus (diamants) présentent une diminution de $\frac{dR_l}{dz}$ avec l'altitude, en lien avec une distribution bimodale en brouillard épais et monomodale en stratus (Fig. 6.22). Des différences entre brouillard épais et stratus sont également observées durant SOFOG3D par (Vishwakarma et al., 2023) par comparaison des profils de LWC du CDP et du profil de LWC restitué par inversion des réflectivités du radar BASTA. Vishwakarma et al. (2023) supposent une distribution dimensionnelle différente entre les brouillards épais et stratus, en accord avec les observations du CDP.

Ainsi, l'analyse des propriétés microphysiques du brouillard sur la verticale étendue aux 12 POIs, permet de découper le cycle de vie en 4 phases, illustré sur la Fig. 6.25. Durant la première phase, consécutive à la formation, lorsque le brouillard est optiquement très fin, les profils décroissants de N et MVD ainsi que le caractère monomodale de la distribution centrée sur les petites gouttelettes reflètent l'activation en surface, favorisée par le refroidissement nocturne. Lorsque l'épaisseur géométrique de la couche de brouillard dépasse un seuil

de l'ordre de 20 m, l'établissement d'un second mode et l'augmentation de la proportion de larges gouttelettes au sol ainsi qu'une proportion significative de petites gouttelettes au sommet, pourrait indiquer une croissance par condensation à concentrations faibles, capable de produire des grosses gouttelettes sur un temps suffisamment long. Cependant, les caractéristiques observées de la distribution dimensionnelle ne peuvent exclure une croissance par collision-coalescence des gouttelettes formées au sommet, la distribution devenant en effet bimodale à 80 % du sommet. Un modèle stochastique de croissance par collision-coalescence permettrait de quantifier ce processus dans la couche de brouillard. Après la transition en brouillard optiquement épais, les processus d'une part de condensation, traduit par la corrélation entre N et LWC et l'augmentation du premier mode de gouttelettes avec l'altitude et d'autre part de collision-coalescence, en lien avec un spectre bimodal persistant, sont proposés. Enfin, après la dissipation en stratus, la diminution significative du nombre de larges gouttelettes et l'augmentation de la concentration correspond à une croissance par condensation selon le modèle de détente adiabatique. Il faut cependant insister sur le fait que le cycle de vie est modulé par les effets non-locaux.

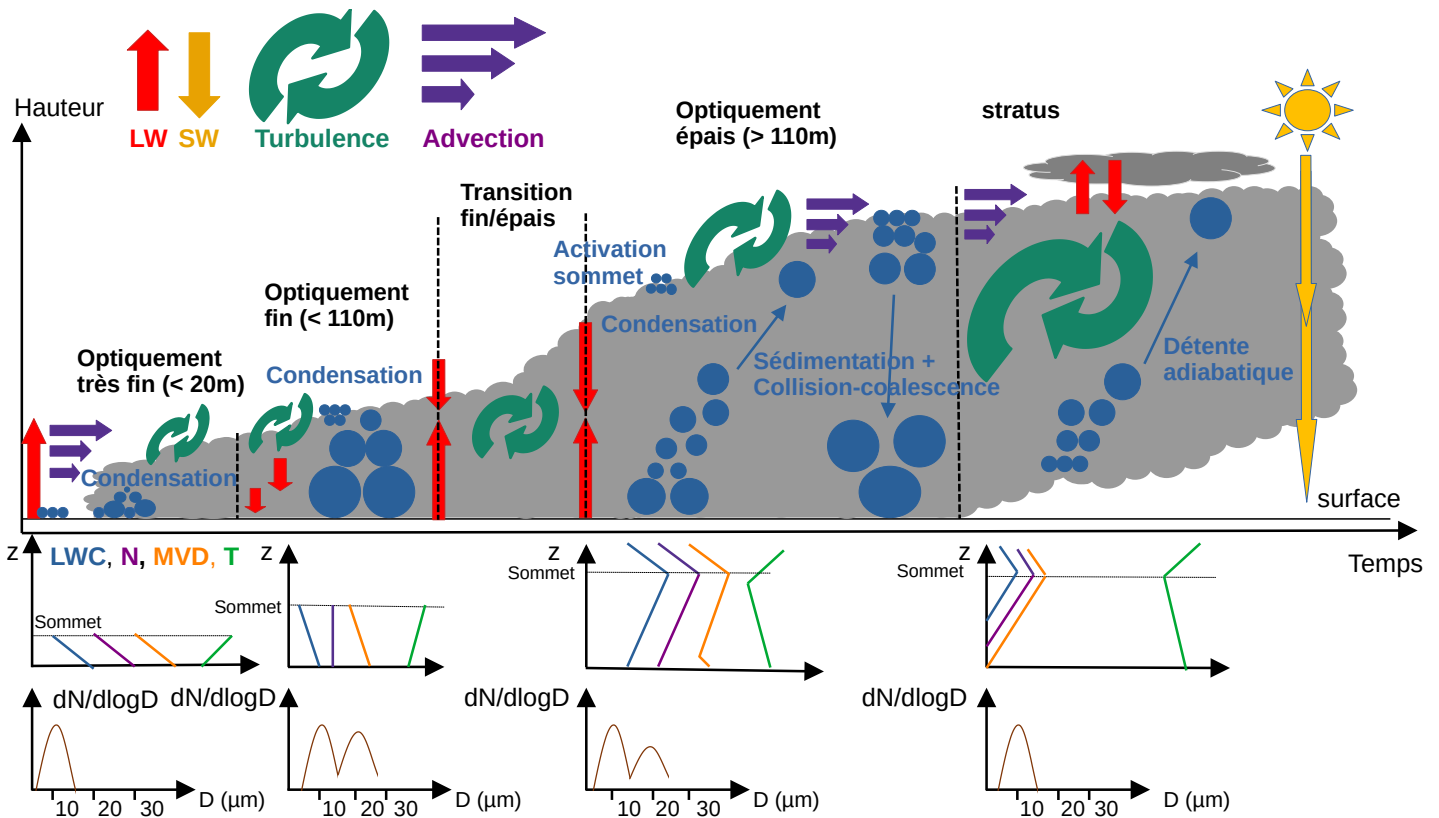


Figure 6.25: Schéma récapitulatif de l'évolution des propriétés microphysiques du brouillard sur la verticale au cours de son cycle de vie.

6.6 Conclusion

Ce chapitre visait à analyser les propriétés microphysiques de la structure verticale du brouillard. Dans un premier temps, l'évolution des profils verticaux de N et MVD et la corrélation entre N et LWC ont été analysées. Les résultats montrent un écart par rapport au modèle de parcelle adiabatique tout au long du cycle de vie. A la formation, lorsque le brouillard est optiquement très fin ($CTH < 20$ m), le profil décroissant de LWC est associé à des profils décroissants de MVD et de concentration, qui présentent des valeurs maximales au sol, diminuant avec l'altitude. Les valeurs de concentration sont alors faibles. Lors de la phase de développement, le profil de MVD est toujours décroissant avec l'altitude mais le profil de concentration évolue et est relativement constant sur la verticale, hormis au sommet où de fortes valeurs sont observées, correspondant à l'activation au sommet. Enfin, lorsque le brouillard devient optiquement épais en phase mature, puis après sa dissipation en stratus, le profil croissant de LWC avec l'altitude est associé à un profil croissant de N et MVD. On observe que l'augmentation de la concentration avec l'altitude est importante, jusqu'à un facteur 10. Cette évolution se caractérise en termes de comparaison entre N et LWC par des fortes corrélations lorsque le brouillard est optiquement très fin, qui se dégradent lorsque le profil de concentration s'homogénéise sur la verticale. Les corrélations redeviennent élevées après la transition en brouillard épais, en lien avec des profils de N et LWC croissants avec l'altitude.

L'étude des concentrations au sommet a mis en évidence l'existence de couche d'une épaisseur de l'ordre de 3 m en médiane avec des valeurs élevées de concentration entre 60 et 100 cm^{-3} en quantiles 25 et 75, de l'ordre de 3 à 8 fois la concentration mesurée au sol, qui ne sont pas systématiquement observées. Ces couches au sommet correspondent probablement aux zones d'activation des aérosols en gouttelettes. Des valeurs élevées de concentration sont également parfois observées sous le sommet, résultant de l'effet de l'entraînement.

L'analyse des distributions dimensionnelles a ensuite montré en brouillard optiquement très fin des distributions monomodales, centrées sur les petites gouttelettes. Lors de la phase de développement, un mode de large gouttelettes est présent au sol et diminue avec l'altitude. L'hypothèse est qu'à la formation du brouillard, les gouttelettes grossissent au sol grâce au refroidissement de la surface, jusqu'à ce que le brouillard atteigne une épaisseur pour laquelle l'activation au sommet se met en place. Comme les concentrations sont faibles, les gouttelettes atteignent des diamètres élevés. Dans les brouillards optiquement épais, la corrélation entre les valeurs de N et LWC est observée, associée à une croissance du mode de petites gouttelettes avec l'altitude, pouvant correspondre à une croissance des gouttelettes par condensation. Cependant, la bimodalité de la distribution et la proportion significative de larges gouttelettes indiquent également l'occurrence des processus de collision-coalescence. Les distributions deviennent monomodales après la dissipation en stratus, caractérisées par une concentration réduite de larges gouttelettes. Enfin, il convient d'insister sur le fait que le cycle de vie est modulé par les effets non locaux, pouvant favoriser la sédimentation et la collision-coalescence ou au contraire provoquer une évaporation significative des gouttelettes suivant le type d'advection.

Conclusion et perspectives

Conclusion

Malgré son impact socio-économique fort, la prévision du brouillard demeure difficile en raison de sa faible extension verticale et de l'équilibre complexe entre les processus turbulents, radiatifs, microphysiques et advectifs, régissant son cycle de vie. Une meilleure compréhension de l'évolution des propriétés microphysiques de la structure verticale du brouillard est nécessaire afin d'améliorer sa prévision. L'objectif principal de la thèse a consisté à caractériser les hétérogénéités microphysiques au sein de la couche de brouillard et leurs évolutions durant son cycle de vie, à partir des observations de la campagne SOFOG3D. Les questions scientifiques ont visé à analyser la variabilité et l'évolution des propriétés microphysiques au sol et en altitude, et à identifier les processus qui les pilotent.

Cette campagne de mesures s'est déroulée dans le sud-ouest de la France durant l'hiver 2019-2020. Un dispositif instrumental inédit a été déployé, permettant l'étude des propriétés microphysiques du brouillard en 3 dimensions en combinant observations sur l'horizontale, avec 17 sites instrumentés, et sur la verticale, à partir des mesures in situ sous ballon captif et par télédétection. Une trentaine d'épisodes ont été échantillonnés, majoritairement de type radiatif et radiatif-advectif, déterminés par une classification automatique et manuelle. L'étude des heures de formation et dissipation, durées de vie et visibilité minimales a montré des résultats assez similaires à la climatologie réalisée sur 6 stations du sud-ouest de la France, soulignant la représentativité de la campagne SOFOG3D par rapport à la climatologie du brouillard du sud-ouest de la France.

Les instruments de mesures microphysiques qui mesurent la distribution dimensionnelle des gouttelettes nécessitent des réglages très pointus qui génèrent une grande incertitude sur les mesures. La validation au sol et en altitude, réalisée durant cette thèse, a montré des résultats contrastés. Au sol, la validation s'est avérée satisfaisante sur le site de la Jachère, avec 18 épisodes du Fog Monitor validés sur 29, mais a été plus mitigée sur les sites BASTA et forêt. Les incertitudes de mesure très importantes entre les différents sites n'ont pas permis d'étudier la variabilité horizontale, en particulier l'impact des hétérogénéités de surface sur la microphysique. En altitude, pour le CDP sous ballon captif, la variabilité spatiale du brouillard rend la validation plus compliquée mais un accord correct a été cependant constaté lorsque la nappe de brouillard est homogène. Afin de poursuivre la validation des données et d'évaluer l'incertitude de mesure, nous avons réalisé une campagne d'intercomparaison dans le champ d'expérimentation du CNRM au cours des hivers 2021/2022 et 2022/2023, déployant les mêmes instruments qu'à SOFOG3D. Un accord satisfaisant entre les instruments a été constaté, motivant l'utilisation du CDP sous ballon captif pour étudier la structure verticale du brouillard et mettant également en évidence la sensibilité des instruments à la calibration.

La thèse s'est alors focalisée sur les propriétés microphysiques au sol d'une part, en com-

binant les mesures validées du Fog Monitor sur le site de la Jachère et du CDP, et d'autre part en altitude, à partir des observations sous ballon captif de la sonde de turbulence et du CDP qui a permis de collecter un jeu de données sans précédent.

Propriétés microphysiques au sol

- Les mesures du Fog Monitor et du CDP ont mis en évidence de très faibles concentrations de gouttelettes, entre 20 et 40 cm^{-3} en quantiles 25 et 75, inférieures aux valeurs des campagnes de mesures antérieures. Elles sont liées aux très faibles sursaturations et concentrations d'aérosols, qui s'expliquent probablement par la ruralité et la proximité maritime des sites de mesures. Cela est cohérent avec l'étude de [Vongpaseut \(2022\)](#), déterminant une sursaturation au sol entre 0.02 et 0.04 %. La concentration et le diamètre des gouttelettes étant anticorrélés, des diamètres effectifs significatifs ont été mesurés, entre 16 et 23 μm en quantiles 25 et 75, supérieurs aux valeurs des campagnes de mesures précédentes, en particulier pour les brouillards radiatifs-advectifs. Enfin, les contenus intégrés en eau sur la verticale ont présenté de faibles valeurs par rapport aux campagnes de mesures réalisées en région parisienne.
- L'analyse des distributions dimensionnelles a montré un caractère majoritairement bimodal, plus marqué que les campagnes précédentes. Le mode de larges gouttelettes s'établit peu après la formation pour les brouillards radiatifs-advectifs et plus tardivement pour les brouillards radiatifs, aux dépens du mode de petites gouttelettes, traduisant probablement le processus de mûrissement d'Ostwald.
- L'évolution des propriétés microphysiques au sol a été étudiée sur un cas d'étude. Le cycle de vie a été divisé en 4 phases à partir de l'évolution de la visibilité, de manière analogue à [Mazoyer et al. \(2022\)](#), et a montré une corrélation avec la température. L'évolution des propriétés microphysiques au sol s'avère reliée à l'épaisseur du brouillard, le mode de larges gouttelettes s'établissant lors du développement vertical du brouillard. Les processus de sédimentation et de collision-coalescence ont été proposés pour expliquer les larges distributions dimensionnelles observées au sol, en lien avec des réflectivités radar élevées près du sol.

Propriétés microphysiques en altitude

- Les observations sous ballon captif du CDP et de la sonde de turbulence ont montré une évolution conjointe des propriétés microphysiques et thermodynamiques, quantifiées en déterminant la fraction d'adiabaticité α et d'instabilité γ , par une méthode originale de régression linéaire sur les profils de contenu en eau liquide (LWC) et température respectivement. Lorsque le brouillard est optiquement fin, les températures croissent et les LWC décroissent avec l'altitude. C'est la première fois que de tels profils inversés de LWC sont documentés de façon systématique. Une fois le brouillard devenu optiquement épais, l'inverse est observé, la déstabilisation du profil de température étant associée à un profil de LWC croissant avec l'altitude, en accord avec la littérature. La comparaison

entre α et γ a été étendue aux 12 POIs de la campagne SOFOG3D. Les résultats ont montré que les plus faibles valeurs de α sont associées aux γ les plus faibles, correspondant aux brouillards les plus fins, tandis que les valeurs positives de α sont associées à des valeurs également positives de γ , correspondant aux brouillards optiquement épais. Une zone de forte variabilité sur γ apparaît pour les valeurs faiblement négatives de α .

- Puis, les observations in situ sous ballon captif ont été analysées à partir de l'adiabaticité équivalente α_{eq} issue du modèle conceptuel de Toledo et al. (2021). Dans un premier temps, les valeurs de α_{eq} déterminées par des mesures in situ ou télédéteectées ont été comparées. Les divergences constatées apparaissent principalement liée à la paramétrisation issue de Gultepe et al. (2006), utilisée pour déterminer le LWC au sol, alors que les différences de mesures en LWP et CTH sont faibles. En effet, la paramétrisation issue de Gultepe et al. (2006), lie le LWC uniquement à la visibilité, comme cela est couramment appliqué dans les prévisions et études sur le brouillard (Kunkel, 1984), et ne tient pas compte de la concentration de gouttelettes. Ce résultat conforte la nécessité d'introduire la concentration pour restituer correctement le LWC et la visibilité au sol. Dans un second temps, l'adiabaticité locale α et équivalente α_{eq} ont été comparées et ont présenté un accord satisfaisant pour les brouillards d'épaisseur optique non négligeable, la plupart des valeurs étant comprises entre -1 et 1. Une sous-estimation de α_{eq} a cependant été observée pour les plus faibles valeurs de α , correspondant aux brouillards les plus fins. Ces résultats montrent la complémentarité des approches par télédétection et in situ. Les mesures in situ permettent en effet de mesurer plus précisément la fraction d'adiabaticité que les mesures par télédétection, en particulier pour les brouillards optiquement fins, difficilement détectables par les instruments de télédétection.
- L'évolution des grandeurs microphysiques sur la verticale a ensuite été explorée. L'analyse des profils verticaux de concentration N et diamètre volumique moyen MVD, a montré des caractéristiques différentes au cours du cycle de vie, qui ne correspondent pas au modèle de parcelle adiabatique. En effet, à la formation, lorsque le brouillard est optiquement très fin, le profil décroissant de LWC est associé à un profil décroissant de MVD et de concentration, qui présentent des valeurs maximales au sol, diminuant avec l'altitude. Les concentrations mesurées sont alors faibles. Lors de la phase de développement, le profil de MVD est toujours décroissant avec l'altitude mais le profil de concentration évolue et devient constant sauf près du sommet, traduisant une activation significative. L'étude des concentrations au sommet a mis en évidence une épaisseur d'activation de l'ordre de 3 m en médiane ainsi qu'une concentration entre 60 et 100 cm⁻³ en quantiles 25 et 75, de l'ordre de 3 à 8 fois la concentration mesurée au sol. Des valeurs élevées de concentration sont également observées sous le sommet, pouvant résulter des échanges turbulents. Enfin, lorsque le brouillard devient optiquement épais en phase mature, le profil croissant de LWC avec l'altitude est associé à un profil croissant de diamètre volumique moyen et de concentration.
- Les études de processus à partir de la distribution dimensionnelle ont confirmé l'évolution au cours du cycle de vie des profils de LWC, N et MVD. L'analyse des distributions dimensionnelles a montré en brouillard optiquement très fin des distributions monomodales, centrées sur les petites gouttelettes. Lors de la phase de développement, un mode de

large gouttelettes est présent au sol et diminue avec l'altitude. L'hypothèse est qu'à la formation du brouillard, les gouttelettes grossissent au sol grâce au refroidissement de la surface, jusqu'à ce que le brouillard atteigne une épaisseur pour laquelle l'activation au sommet se met en place. Comme les concentrations sont faibles, les gouttelettes atteignent des diamètres élevés. Ceci est cohérent avec l'image conceptuelle du cycle de vie du brouillard, où le siège des processus prépondérants se situe près du sol à la formation, puis devient le sommet du brouillard à la fin de la phase de formation, quand le brouillard devient optiquement épais. Dans les brouillards optiquement épais, la corrélation entre les valeurs de N et LWC est observée, associée à une croissance du mode de petites gouttelettes avec l'altitude, pouvant correspondre à une croissance des gouttelettes par condensation. Cependant, la bimodalité de la distribution et la proportion significative de larges gouttelettes indiquent également l'occurrence du processus de collision-coalescence. Les distributions deviennent monomodales après la dissipation en stratus, caractérisées par une concentration réduite de larges gouttelettes. Enfin, des effets non-locaux, modulant le cycle de vie, peuvent favoriser la sédimentation et la collision-coalescence ou provoquer une évaporation significative des gouttelettes suivant le type d'advection.

Ainsi, l'analyse des observations de la campagne SOFOG3D a apporté des connaissances nouvelles sur l'évolution des propriétés microphysiques du brouillard et les processus pilotant son cycle de vie. L'analyse de l'évolution des propriétés microphysiques au sol et en altitude a présenté une évolution conjointe avec les propriétés thermodynamiques. Les observations en altitude ont également permis de caractériser l'évolution des propriétés microphysiques lors de la transition de brouillard optiquement fin à épais, et de mettre en évidence des profils inversés de LWC . La déstabilisation du profil de température est associée à des concentrations de gouttelettes et contenus en eau devenant croissants avec l'altitude mais de larges gouttelettes près du sol sont également présentes lorsque le brouillard est optiquement épais. Les processus de condensation et collision-coalescence ont été proposés à partir de l'analyse des observations in situ sous ballon captif.

Perspectives

Ce travail de thèse a analysé les propriétés microphysiques et thermodynamiques de la structure verticale du brouillard à partir des observations sous ballon captif du CDP et de la sonde de turbulence. Or, la richesse du dispositif instrumental déployé durant la campagne SOFOG3D offre de nombreuses perspectives d'analyse.

Mesures in situ

L'analyse des mesures in situ au sol et en altitude pourraient d'une part être approfondie :

- Un contraste significatif a été observé durant SOFOG3D entre brouillard optiquement

très fin, fin et épais. Malgré le nombre important de POIs (12) et de profils verticaux (140), seules 4 POIs présentent des brouillards optiquement épais dont 3 ont fait l'objet de cas d'étude (6c, 11 et 14). La POI restante (9a) a confirmé les résultats obtenus en brouillard optiquement épais mais une analyse plus approfondie de cet épisode, devenant optiquement épais dès la formation, apparaît comme une perspective intéressante. Dans la même optique, seules deux POIs sont associées à des brouillards optiquement très fins (2c, 9b), d'épaisseur inférieure à 20 m. Une analyse de ces deux épisodes apparaît également essentielle afin d'approfondir le contraste observé entre brouillard optiquement très fin et fin.

- L'activation au sommet a été mise en évidence comme un processus expliquant l'augmentation observée de la concentration avec l'altitude. Une étude plus approfondie est nécessaire maintenant pour déterminer précisément l'ampleur de ces variations et les mécanismes qui les modulent (altitude, gradient de température, vitesse verticale,...). Nous avons comparé les valeurs plus élevées de concentration au sommet du brouillard avec les mesures au sol, mais il faut faire le lien avec les mesures dans toute la couche de brouillard. Cela pourrait aussi apporter de nouveaux éléments pour expliquer les taux de dilution très variables que nous avons observés en brouillard épais.
- L'étude des distributions dimensionnelles a été menée sur les deux POI 11 et 14 et doit être étendue aux autres épisodes. Deux méthodes ont été testées pour évaluer l'évolution des profils verticaux des distributions dimensionnelles. Cependant les résultats sont mitigés. En particulier, la méthode utilisant les fonctions log-normales ne permet pas d'ajuster correctement les spectres les plus larges observés près de la surface et d'autres formes analytiques sont à tester pour mieux caractériser ces distributions. La méthode des rapports de concentrations doit également être améliorée pour mieux faire ressortir l'évolution des spectres.
- La sédimentation et la collision-coalescence sont également des processus essentiels, dont l'analyse pourrait être approfondie avec les mesures de la campagne SOFOG3D. L'utilisation d'un modèle stochastique de collision-coalescence permettrait d'étudier les temps de formation des larges gouttelettes formant le second mode de la distribution et donc de déterminer la proportion résultant du processus de collision-coalescence.
- Les propriétés microphysiques de quelques paliers des POI 11 et 14 ont été analysées afin de les comparer aux profils verticaux et de quantifier l'impact des processus non locaux. Une perspective à ce travail consiste à approfondir l'étude de la variabilité des propriétés microphysiques lors des paliers, les premiers résultats montrant une évolution homogène de N et LWC , modulée cependant par la distance au sommet. Par ailleurs, lors des paliers de longue durée, des mesures de turbulence étaient fournies par la sonde de turbulence qui pourraient être mises à profit pour quantifier l'impact des échanges turbulents sur les propriétés microphysiques dans la couche de brouillard.
- Une flotte de drones a opéré durant quelques POIs des profils et paliers sur une longueur de 4 km, explorant la structure 3D du brouillard avec un capteur mesurant l'extinction. Une comparaison de ces mesures aux observations du CDP fournissant des éléments

supplémentaires sur la variabilité 3D du brouillard serait complémentaire des mesures 1D par ballon. Au-delà, pour de futures mesures du brouillard par drones, une approche adaptative, similaire à celle décrite par [Maury et al. \(2022\)](#), déterminant les bords puis le centre géométrique du nuage, permettrait un suivi lagrangien de la couche de brouillard, difficilement réalisable pas des mesures sous ballon captif.

- Enfin, l'analyse de la campagne d'intercomparaison dans le champ d'expérimentation du CNRM pourrait être poursuivie pour mieux caractériser l'incertitude des mesures des différents capteurs, et définir des mesures correctives.

Mesures par télédétection

Les instruments de télédétection, sondant la structure verticale du brouillard, se sont avérés riches et pourraient d'autre part être plus encore valorisés :

- La réflectivité du radar vertical BASTA a permis de définir le sommet du brouillard et d'observer son développement vertical ainsi que la présence de larges gouttelettes. Une perspective serait de poursuivre la synergie entre le CDP et les radars, dans la continuité des travaux de [Bell et al. \(2022\)](#); [Vishwakarma et al. \(2023\)](#) qui ont permis d'améliorer la restitution du profil vertical de LWC du BASTA par combinaison avec le LWP issu du radiomètre HATPRO. La réflectivité du radar BASTA pourrait être comparée au LWC du CDP sur l'ensemble des POIs, [Vishwakarma et al. \(2023\)](#) ayant montré sur un cas d'étude un accord satisfaisant dans le stratus mais une sous-estimation du CDP dans le brouillard. Les vitesses radiales du radar Doppler, installé sur le site de Charbonnière, pourraient également être analysées, afin de lier l'hypothèse de la sédimentation à des vitesses radiales négatives et de les comparer aux vitesses verticales de la sonde de turbulence. Enfin, les mesures du radar scannant déployé sur le site BASTA, à environ 1 km du site de Charbonnière, fournissant un échantillonnage volumique de la couche de brouillard, permettraient d'associer la variabilité des propriétés microphysiques du CDP aux hétérogénéités 3D.
- Les échanges turbulents ont été investigués d'une part en considérant le mélange dans la détermination de α et γ et d'autre part dans l'analyse de l'activation au sommet. En complément des paliers de longue durée de la sonde de turbulence, une perspective réside dans l'analyse des mesures du LIDAR vent et turbulence, dans la continuité des travaux de [Dione et al. \(2023\)](#). Cela permettrait de quantifier l'impact des échanges turbulents au sommet et de faire le lien avec l'activation, les observations ayant montré des concentrations maximales jusqu'à plusieurs m sous le sommet.

Lien sol/altitude

Les propriétés microphysiques ont été documentées séparément au sol et en altitude à partir des mesures respectivement du FM120 sur le site de Jachère et du CDP sur le site de Char-

bonnière. En effet, malgré la faible distance séparant les deux sites (1.3 km), la variabilité spatiale du brouillard est à l'origine durant la validation des données de différences parfois non négligeables, comme montrée. Une perspective consisterait à approfondir le lien entre les propriétés microphysiques observées au sol et en altitude. Ainsi, la diminution du LWC_0 lorsque le brouillard devient optiquement épais, constatée statistiquement sur les 12 POIs avec le CDP, est associée à une diminution du LWC du FM120 Jachère sur un cas d'étude mais une analyse statistique du FM120 pourrait être menée. De même, la comparaison des distributions dimensionnelles du CDP et du FM120 pourrait être approfondie pour les nappes de brouillard homogènes, pour lesquelles un accord satisfaisant a été observé durant la validation des données. Enfin, relier le découpage du cycle de vie du brouillard au sol et en altitude apparaît comme une perspective majeure. Le cycle de vie a en effet été défini différemment, d'une part par rapport à l'évolution de la visibilité au sol, et d'autre part, à partir de l'évolution de l'épaisseur optique pour l'analyse des mesures en altitude du CDP.

Structure horizontale du brouillard

Les 17 sites déployés permettent également d'étudier la structure horizontale du brouillard :

- Les hétérogénéités de surface ont été mises en évidence durant la validation des instruments au sol sur les sites de jachère, BASTA et forêt. Une perspective consiste à poursuivre les travaux de [Thornton et al. \(2023\)](#), constatant une formation de brouillard plus précoce sur les sites influencés par la proximité immédiate de la forêt, et [Taufour et al. \(2024\)](#), en préparation. Ainsi, malgré les impacts supposés de la forêt, les propriétés microphysiques sur le site abrité de la forêt pourraient être comparées aux observations des sites ouverts de Jachère et BASTA.
- La variabilité spatiale du brouillard a été mise en évidence durant la validation des données, rendant difficile la comparaison entre les mesures du CDP et du FM120. Une analyse plus approfondie de la variabilité spatiale pourrait être menée sur l'ensemble des sites par comparaison avec le type de brouillard.

Simulations numériques

La transition de brouillard optiquement fin à épais, dont les observations ont montré un contraste significatif entre les deux phases, est assez classiquement mal représentée dans les simulations numériques. Une perspective essentielle à ce travail, réside dans la simulation à haute résolution avec le modèle Més0-NH ([Lac et al., 2018](#)) des POIs les plus documentées de la campagne, dans la continuité des travaux de [Taufour et al. \(2024\)](#). L'objectif vise dans un premier temps, à comparer les propriétés microphysiques simulées par le schéma microphysique à 2 moments LIMA ([Vié et al., 2016](#)), en termes de concentration, LWC et distribution dimensionnelle, aux observations au sol et en altitude. Puis, des améliorations du schéma microphysique pourront être proposées, comme la capacité à reproduire une distribution dimensionnelle des gouttelettes bimodale. Enfin, des tests de sensibilité et des analyses

par bilan pourront être menés sur les grandeurs et processus microphysiques mis en évidence dans les observations, en particulier la concentration de gouttelettes, faible durant SOFOG3D, la collision-coalescence et l'initialisation des aérosols.

Stratégie concernant le ballon captif

Pour terminer, malgré la richesse du dispositif instrumental déployé, la stratégie d'observations pourrait être améliorée. En effet, les hétérogénéités microphysiques sont une limitation lors des traversées du ballon captif dont la vitesse d'ascension, de l'ordre de 0.5 m s^{-1} , nécessite d'échantillonner jusqu'à plusieurs dizaines de minutes la couche de brouillard en phase optiquement épais. Des mesures plus continues à différentes hauteurs voire sur toute l'épaisseur apparaissent comme une perspective pour les prochaines campagnes de mesures. La première approche consiste à déployer sur un même site, des observations sous ballon captif, combinée à des mesures microphysiques sur une tour instrumentée à différents niveaux. Cela avait été réalisé pour SOFOG3D avec le CDP orientable sur la tour de 50 m mais malheureusement, le mât n'a pas résisté à la tempête Amélie du 3 Novembre 2019. Une approche plus sophistiquée, visant à sonder en continu la structure verticale du brouillard, réside dans l'utilisation d'un deuxième ballon captif. Une stratégie montée/descente pourrait être considérée, les deux ballons étant en décalage de phase avec l'un montant et l'autre descendant, sondant de manière simultanée la partie inférieure et supérieure du brouillard. Une stratégie profil-palier, combinant mesures microphysiques et turbulentes, paraît aussi intéressante, le premier ballon réalisant des profils successifs en échantillonnant les propriétés microphysiques sur la verticale, tandis que le second effectue des paliers à différentes hauteurs successives, renseignant sur les grandeurs turbulentes. Dans une optique visant à approfondir l'interaction entre aérosols et gouttelettes, l'utilisation d'un deuxième ballon captif au sommet du brouillard permettrait de quantifier en continu l'activation au sommet dont les observations ont mis en lumière l'impact significatif au cours du cycle de vie.

Annexe A

Classification manuelle

Pour cet épisode, le sud-ouest de la France est caractérisé par des conditions anticycloniques (Fig A1a) évoluant peu durant la nuit (Fig A1,b). Les images satellites montrent une advection de nuages bas à 2000 UTC sur les sites de mesures (Fig A2a), la visibilité sur le site de Jachère chutant à moins de 300 m à 2100 UTC (Fig A3b). A 0000 UTC le 6 janvier (Fig A3c), la nappe de nuages bas, désormais présente sous forme de brouillard, est généralisée au sud-ouest de la France. Cette advection est confirmée par l'évolution des grandeurs thermodynamiques sur le site de Jachère présentant peu après 2030 UTC une augmentation de la force du vent, virant de direction sud et du rayonnement infrarouge descendant (Fig A3f), associée à une formation de brouillard sur plusieurs sites de mesures dans un dégradé sud-nord (non montré). Cependant, le caractère radiatif semble également présent, le refroidissement nocturne étant significatif à partir de 1700 UTC (Fig A3c), la température à 2 m diminuant de 4 °C en 1 h, conjointement avec l'humidité atteignant quasiment la saturation sur les 10 premiers mètres peu avant 2000 UTC (Fig A3d). Ainsi, cet épisode a été classé manuellement radiatif-advectif.

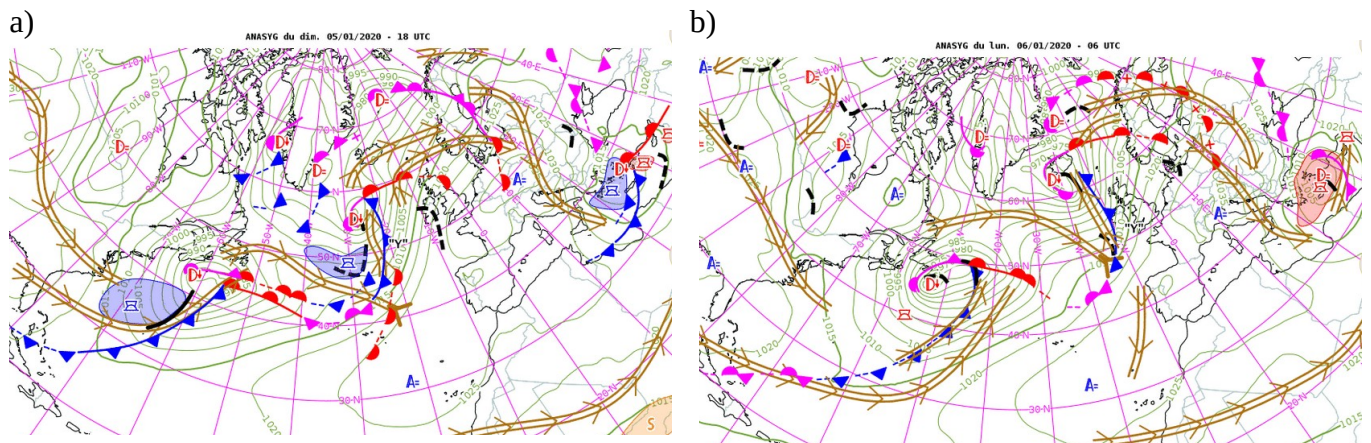


Figure A1: (a) Analyse Synoptique (ANASYG) des conditions météorologiques pour le 5 janvier 2020 à 1800 UTC et (b) 6 janvier 2020 à 0600 UTC.

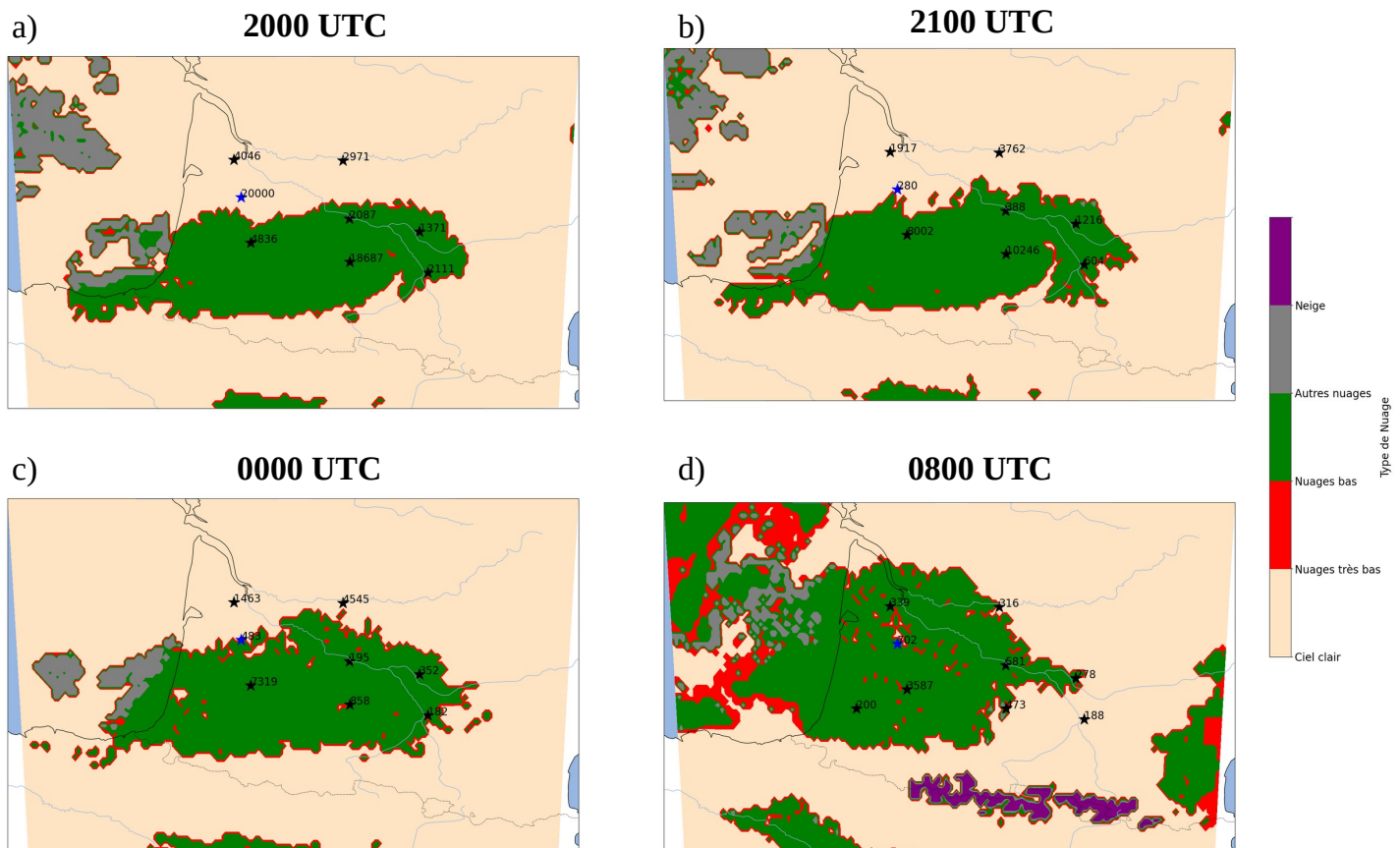


Figure A2: (a) Classification nuageuse issue des produits NWC dans le sud-ouest de la France le 5 janvier 2020 à 2000 UTC, (b) 2100 UTC, (c) le 6 janvier 2020 à 0000UTC (d) 0800 UTC. La visibilité des stations météorologiques du réseau opérationnel (du site de Jachère) est indiquée par une étoile noire (bleue).

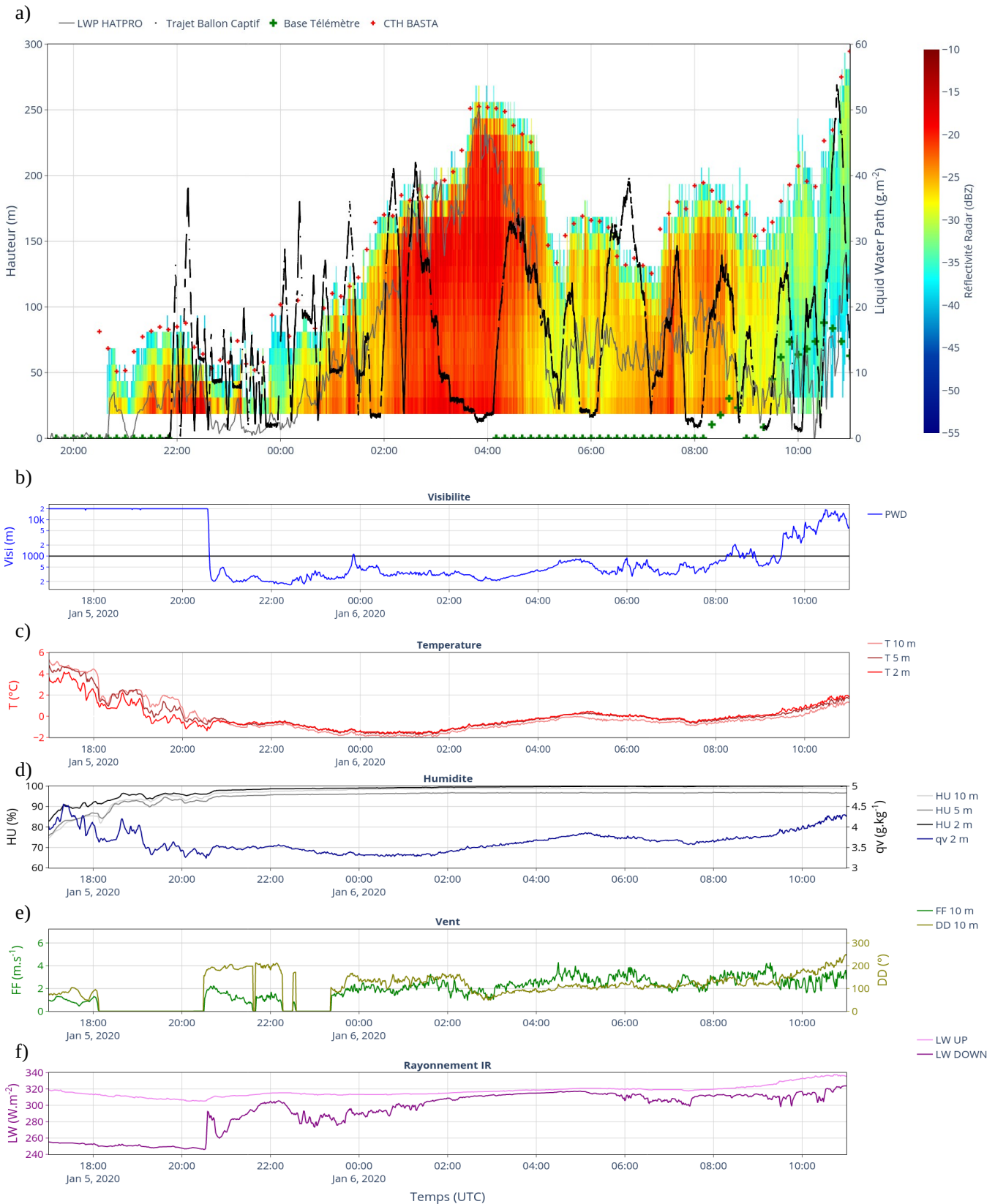


Figure A3: Évolution temporelle durant la POI 6c (a) de la réflectivité du radar BASTA (palette de couleur) avec le trajet du ballon captif (noir) et du LWP mesuré par le radiomètre HATPRO (gris). Le CBH (CTH) issu du télémètre (du BASTA) est indiqué par des croix vertes (rouges) (b) de la visibilité (c) de la température à 2,5 et 10 m, (d) de l'humidité relative à 2,5 et 10 m et de l'humidité spécifique à 2 m, (e) de la force et direction du vent à 10 m (f) du rayonnement infra rouge montant (rose) et descendant (violet). Fig. a issue de Charbonnières, Fig. b à f du site de Jachère.

Annexe B

Corrélation Croisée

La fonction de corrélation entre un signal $x(t)$ et $y(t)$ à un temps $t + \tau$ intégré un temps T se définit par (Bendat and Piersol, 2010) :

$$R_{xy}(\tau) = \frac{1}{T} \int_0^T x(t)y(t + \tau)dt$$

La fonction de corrélation d'un signal avec lui même (R_{xx} et R_{yy}) s'appelle l'auto-corrélation. De cette définition découle la propriété que les fonctions de corrélation R_{xx} , R_{yy} , R_{xy} et R_{yx} sont symétriques. Cela signifie que la détermination d'un décalage temporel entre les signaux x et y est réalisable de la même manière, que l'un soit en avance ou en retard par rapport à l'autre.

Dans le cas d'un signal y décalé d'un temps τ_0 par rapport au signal x , y peut s'écrire sous la forme $y(t) = x(t - \tau_0)$. On en déduit alors que $R_{xy}(\tau) = R_{xx}(\tau - \tau_0)$ et on aboutit à :

$$R_{xy}(\tau)_{max} = R_{xy}(\tau_0) = R_{xx}(0) = \sigma_x^2$$

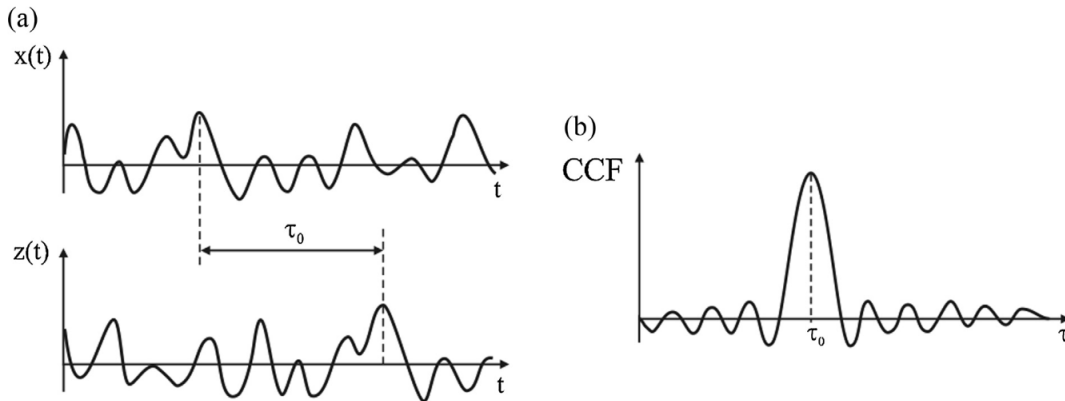


Figure B1: Corrélation croisée entre deux signaux x et z décalés d'un temps τ_0 . CCF désigne la fonction de corrélation croisée (pour Cross Correlation Function). Issu de Hanus (2019).

Ainsi le décalage temporel τ_0 du signal y peut être déterminé en appliquant la fonction de corrélation croisée avec le signal x . Un exemple est illustré sur la Fig B1. Cette méthode a été appliquée pour corriger d'une part la dérive temporelle du FM120 sur le site BASTA (Sec 3.3.1) et d'autre part le décalage temporel du CDP par rapport à la sonde de turbulence du fait d'une acquisition non simultanée entre les deux instruments (Sec 3.3.2).

Annexe C

Intercomparaison champ d'expérimentation du CNRM

Comparaison FM120 BASTA/Jachère

La comparaison entre les mesures du FM120 Jachère et FM120 BASTA durant la campagne d'intercomparaison dans le champ d'expérimentation du CNRM dénommée Intercomp-Toulouse est illustrée en LWC (Fig C1), concentration (Fig C2) et diamètre effectif (Fig C3). Les mesures ont été moyennées à 30 s afin de trouver un compromis entre représentativité statistique et variabilité à haute fréquence, les données brutes étant à une fréquence de 1 Hz.

La mauvaise corrélation obtenue durant le premier épisode de la saison hivernale 2021/2022 le 17 janvier (a1) est associée à une mauvaise représentation des grosses gouttelettes, les régressions en D_{eff} étant mitigées (Fig C3a, a1), de même qu'en LWC (Fig C1a, a1). Les petites gouttelettes sont toutefois bien représentées, la régression en concentration s'avérant satisfaisante (Fig C2a, a1). Par ailleurs, les corrélations assez moyennes obtenues en LWC sur certains épisodes (Fig C1a, b1,c3), (Fig C1b, a1,c1) ne se retrouvent pas en D_{eff} (Fig C3) et N (Fig C2). Cela indique que le FM120 BASTA sous-estime la concentration du mode de larges gouttelettes sur certains épisodes.

Comparaison CDP Ballon/Orientable

La comparaison des mesures de LWC, concentration et D_{eff} entre le CDP ballon et le CDP orientable est illustrée sur la Fig C4. Les observations ont été moyennées à 10 s afin de trouver un compromis entre représentativité statistique et variabilité à haute fréquence, les données brutes étant à une fréquence de 1 Hz.

Par ailleurs, afin de mettre en évidence les biais de ces deux instruments suivant la forme de la distribution dimensionnelle, les points correspondant à la présence d'un mode de larges gouttelettes, défini ici comme supérieur à $15 \mu\text{m}$ ont été sélectionnés. La transition d'un mode de petites à larges gouttelettes a été déterminée qualitativement à partir de l'étude des spectres dimensionnels sur chacun de ces 4 épisodes. Les brouillards des 19 et 24 février sont associés à plusieurs épisodes distincts durant la nuit dont le dernier présente un mode de larges gouttelettes présent dès ou peu après la formation. Les transitions ont été déterminées à respectivement 0633 UTC et 0530 UTC, soit à la formation et 31 minutes après la formation du brouillard. Les deux cas restants du 22 février et 7 mars sont caractérisés par un épisode principal de brouillard dont le mode de larges gouttelette s'établit plus tardivement, respectivement 1h47 et 1h27 après la formation.

Comparaison PVM/PWD

La comparaison entre l'extinction mesurée par le PVM avec celle du PWD est présentée sur la Fig C5. Les mesures des deux instruments ont été moyennées avec un pas de temps de 1 minute comme pour la validation effectuée durant la campagne SOFOG3D (Sec 3.3.1).

Les valeur d'extinction du PVM lors de la nuit du 13 au 14 avril 2022 (Fig C5a, c2) sont douteuses. Elles sont fortement supérieures à celles des autres instruments hormis pour le FM120 Jachère montrant temporairement des chutes significatives. Cette surestimation induit des valeurs de D_{eff} faibles, de l'ordre de $5\ \mu\text{m}$ avec des pics jusqu'à $25\ \mu\text{m}$ associées à de fortes valeurs de LWC. Cela est très en deçà des autres instruments dont les observations indiquent un diamètre effectif de l'ordre de $30\ \mu\text{m}$ (hormis pour le FM120 Jachère). Un dysfonctionnement de l'instrument semble être la raison de la mauvaise corrélation obtenue avec le PWD pour l'épisode du 13 avril 2022.

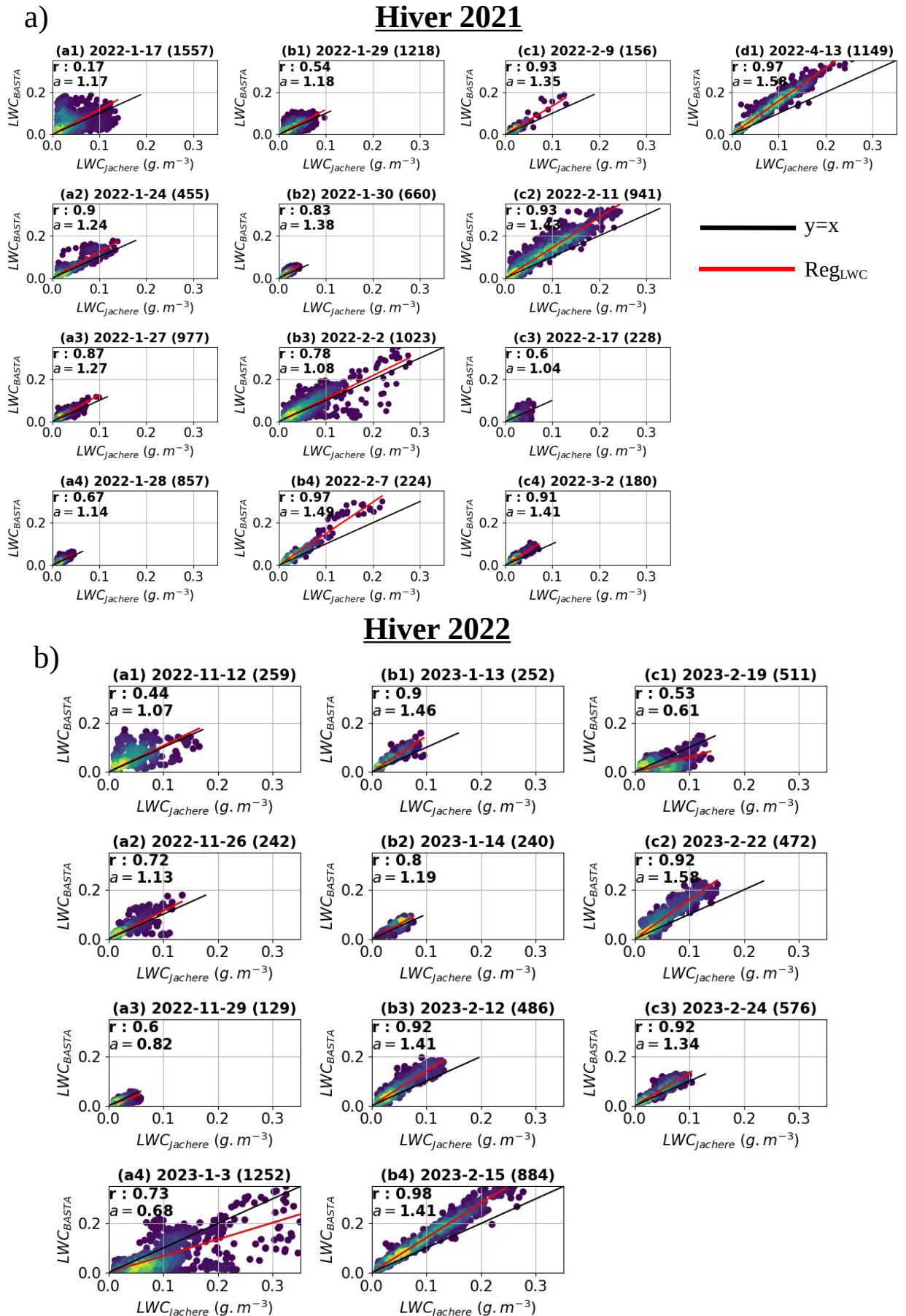


Figure C1: Comparaison des mesures dans le champ d'expérimentation du CNRM entre le LWC mesuré par le FM120 Jachère et le FM120 BASTA durant l'hiver (a) 2021/2022 (b) 2022/2023. Nombre de points indiqués entre parenthèses.

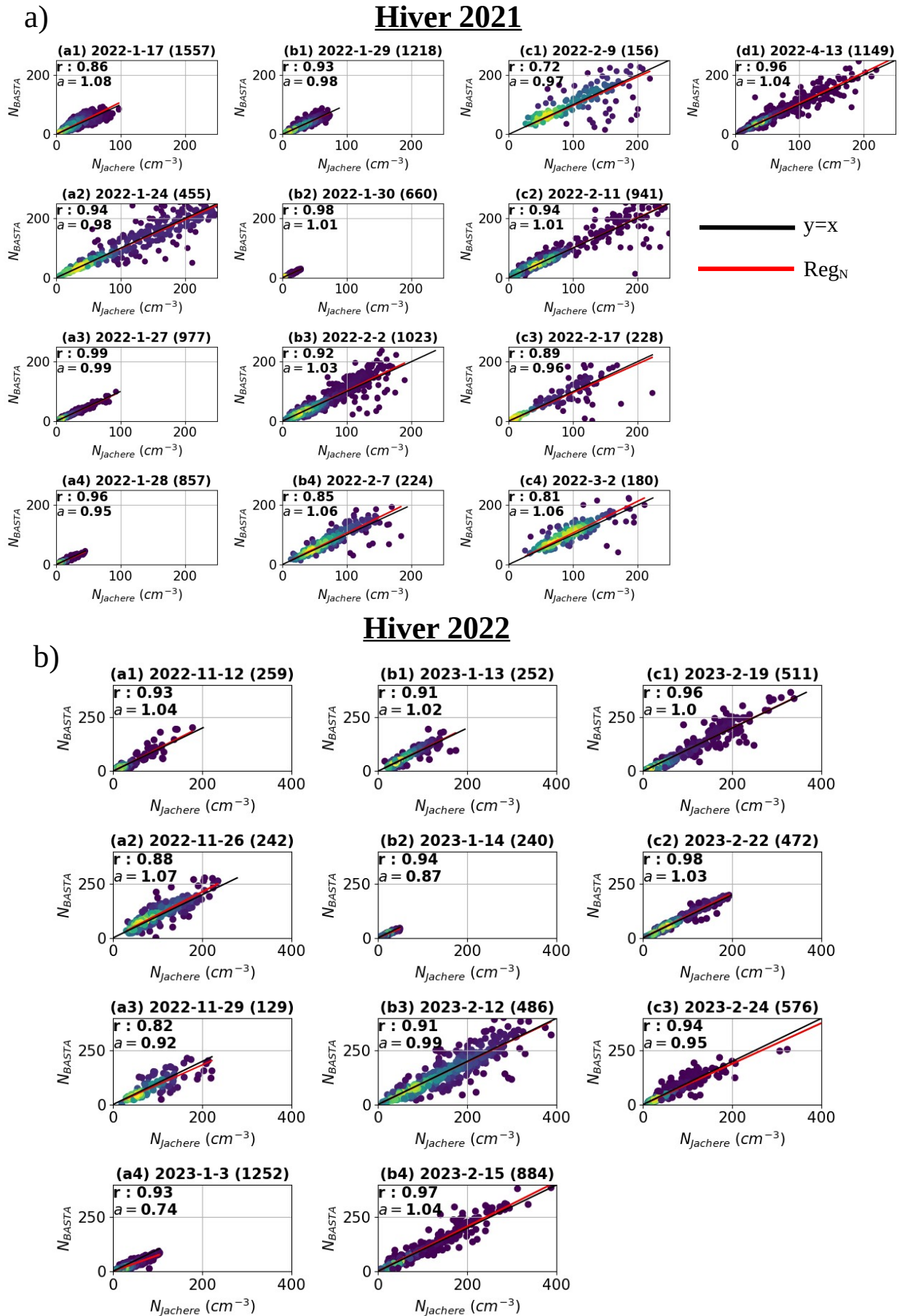


Figure C2: Comparaison des mesures dans le champ d'expérimentation du CNRM entre la concentration mesurée par le FM120 Jachère et le FM120 BASTA durant l'hiver (a) 2021/2022 (b) 2022/2023. Nombre de points indiqués entre parenthèses.

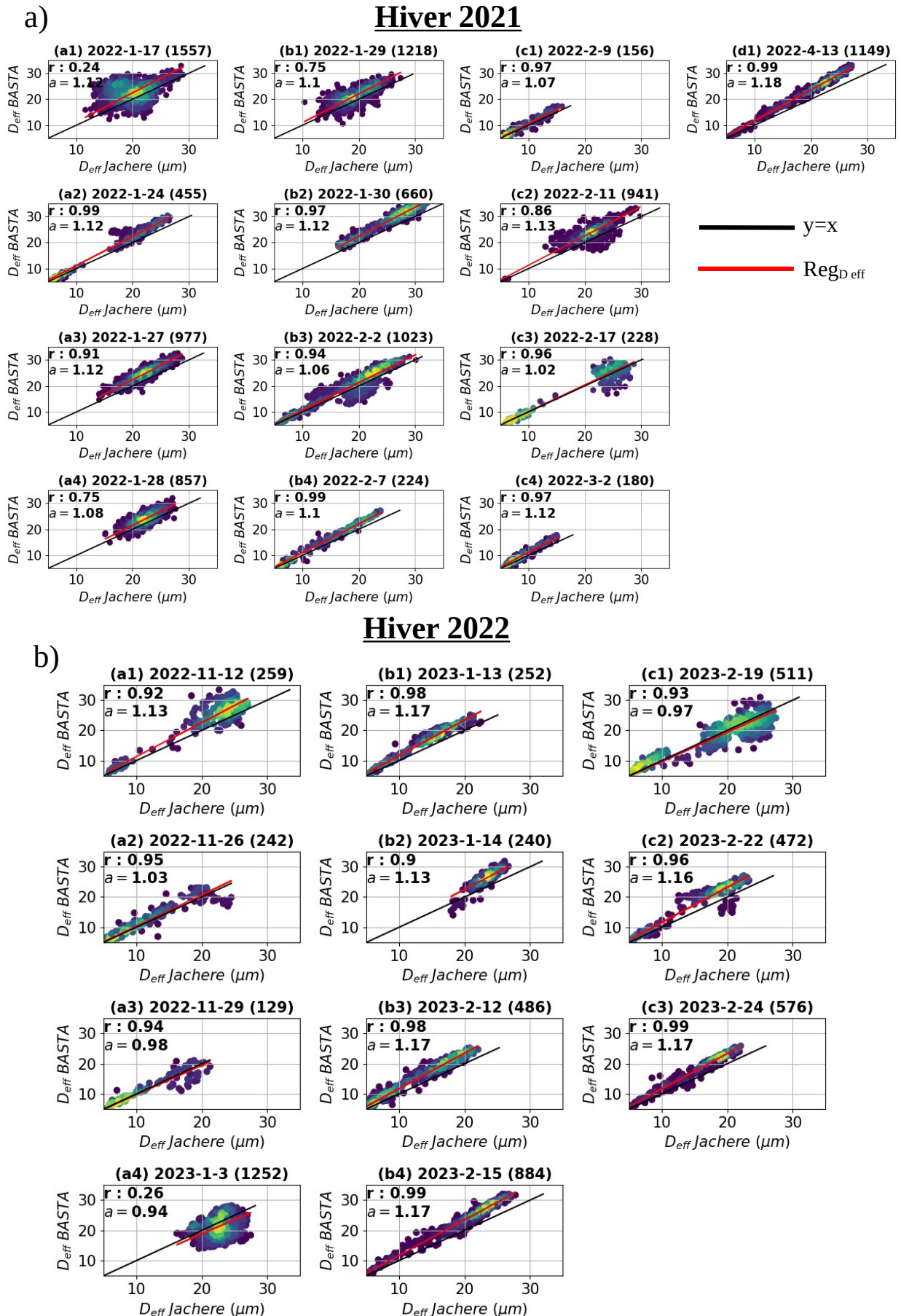


Figure C3: Comparaison des mesures dans le champ d'expérimentation du CNRM entre le diamètre effectif mesuré par le FM120 Jachère et le FM120 BASTA durant l'hiver (a) 2021/2022 (b) 2022/2023. Nombre de points indiqués entre parenthèses.

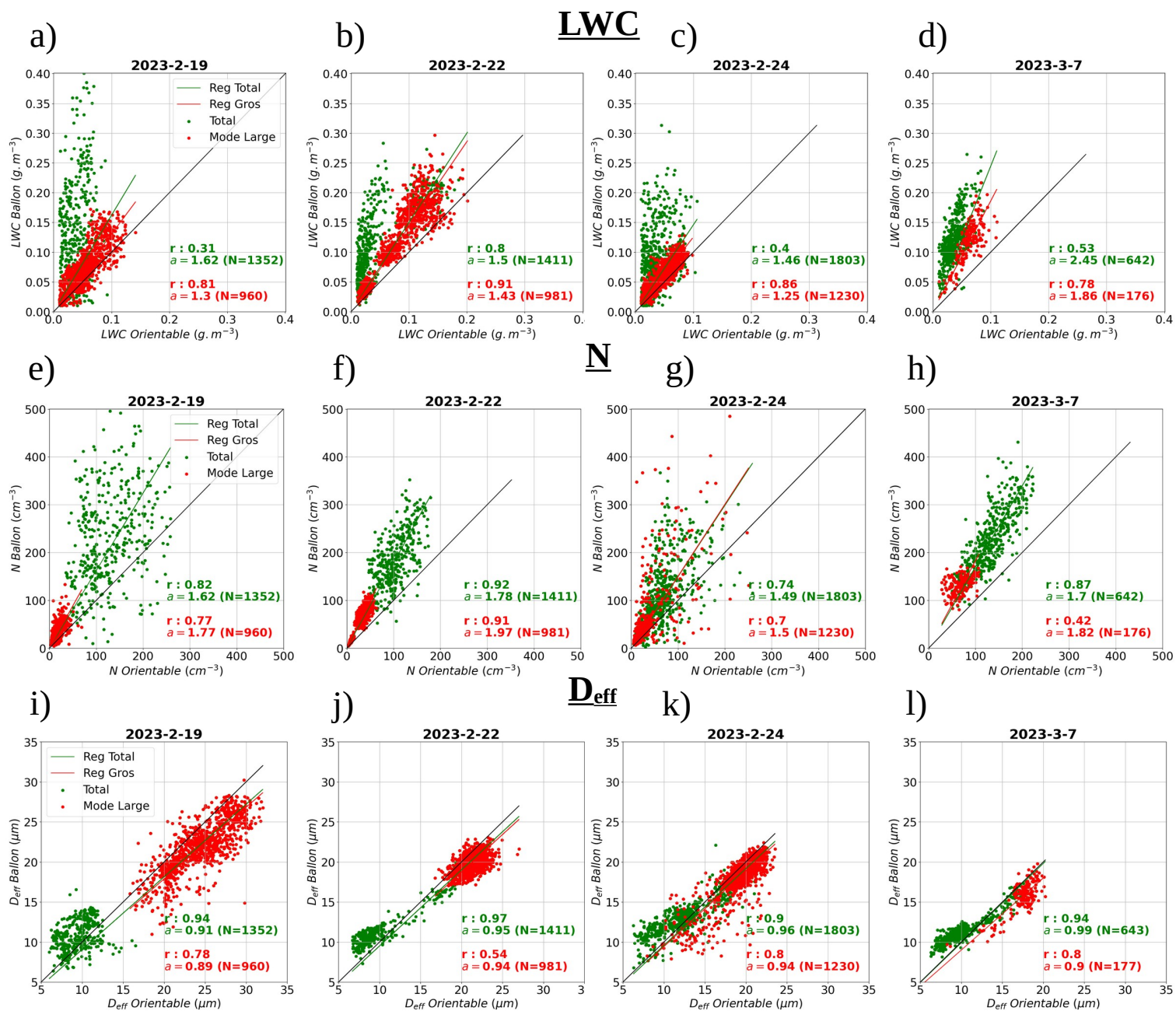


Figure C4: (a,b,c,d) Comparaison entre le CDP Ballon et le CDP Orientable du LWC (e,f,g,h) de la concentration (i,j,k,l) du diamètre effectif pour (a,e,i) la nuit du 19 au 20 février 2023 (b,f,j) du 22 au 23 février 2023 (c,f,k) du 24 au 25 février 2023 (d,h,l) du 7 au 8 mars 2023. Les points correspondant à un mode de petites (respectivement larges) gouttelettes appréciable sur les spectres dimensionnels sont indiqués en vert (respectivement rouge).

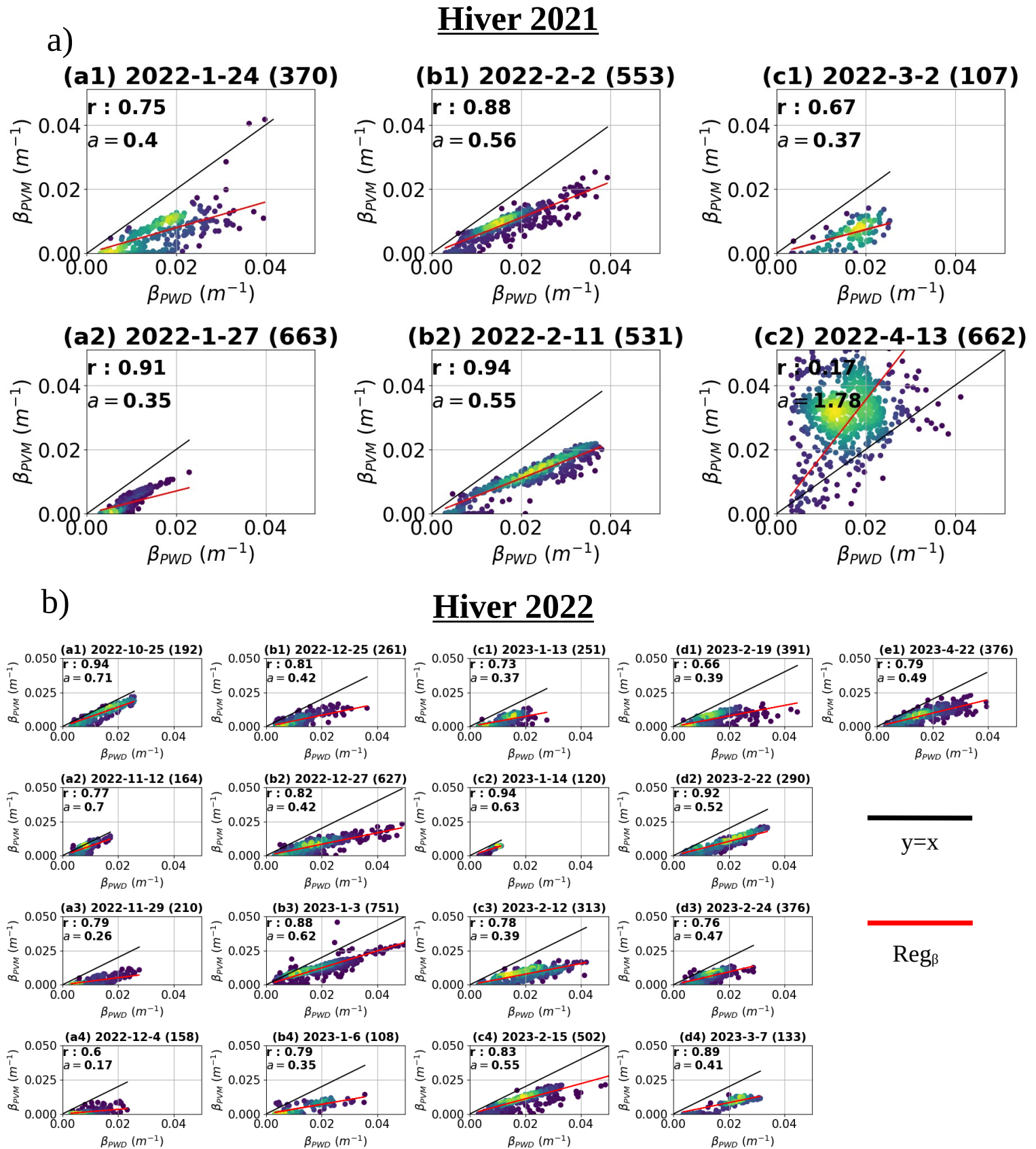


Figure C5: Comparaison des mesures dans le champ d'expérimentation du CNRM entre l'extinction mesurée par le PWD et le PVM durant l'hiver (a) 2021/2022 (b) 2022/2023. Nombre de points indiqués entre parenthèses.

Annexe D

Profils Verticaux N, MVD

Les profils verticaux de LWC, de la concentration de gouttelettes N, du diamètre volumique moyen MVD ainsi que la corrélation N-LWC pour les POIs 6 et 13b, de manière similaire aux POIs 14 (Fig. 6.2) et 11 (Fig. 6.6), sont indiqués sur la Fig. D1 et D2 respectivement.

La POI 6 est caractérisée par un brouillard devenant optiquement épais peu après la formation, associé à des profils croissants de LWC avec l'altitude ($\alpha > 0$) hormis pour les profils N°3 et N°4 lorsque l'épaisseur verticale du brouillard diminue (Sec. 5, Fig. 11 de l'article). La POI 13b est quant à elle caractérisée par un brouillard optiquement fin tout au long de son cycle de vie, associé à des profils décroissants ou neutres de LWC avec l'altitude ($\alpha < 0$ hormis N°4).

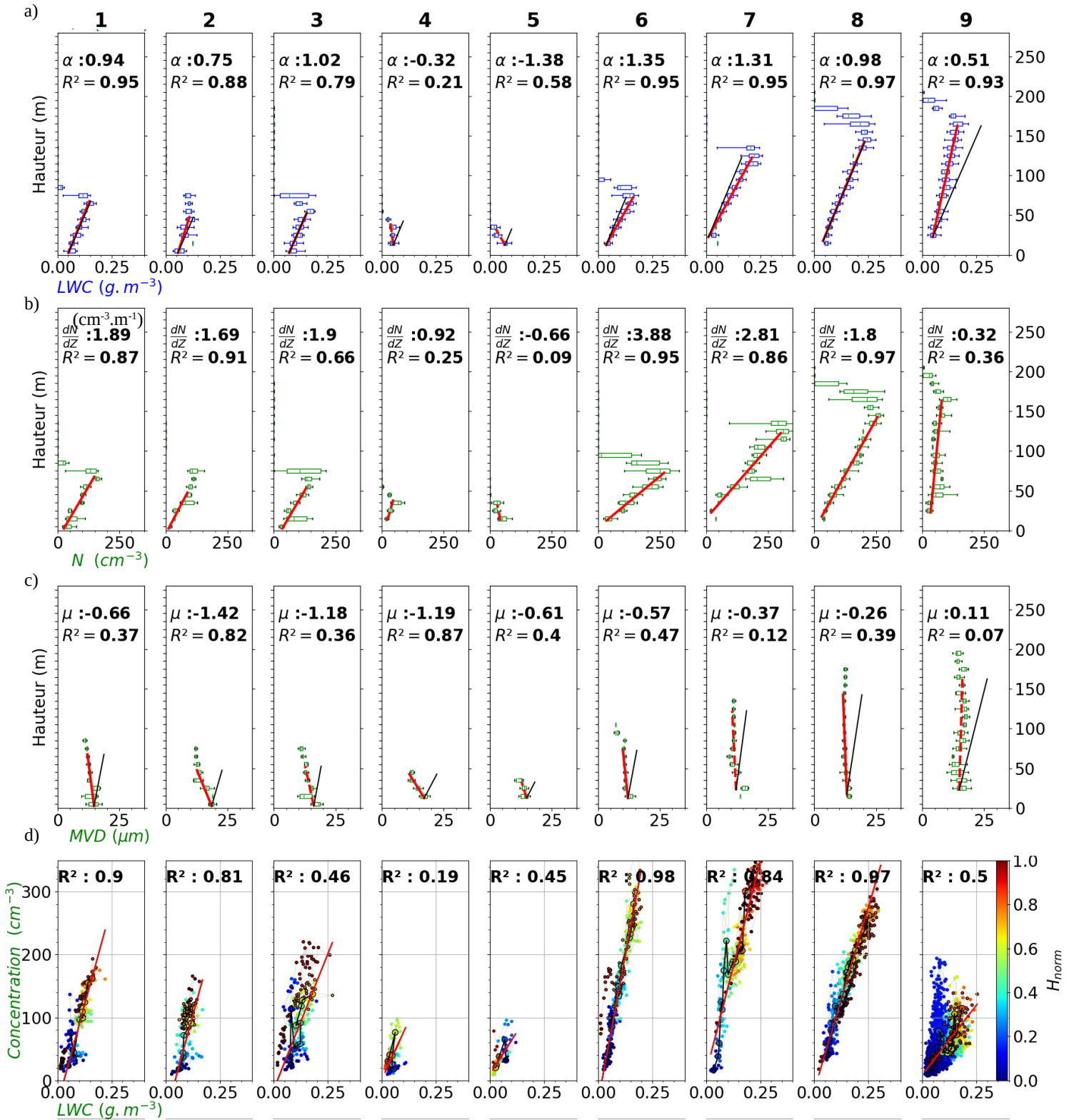


Figure D1: Môme légende que la Fig. 6.2 mais pour 9 profils représentatifs de la POI 6.

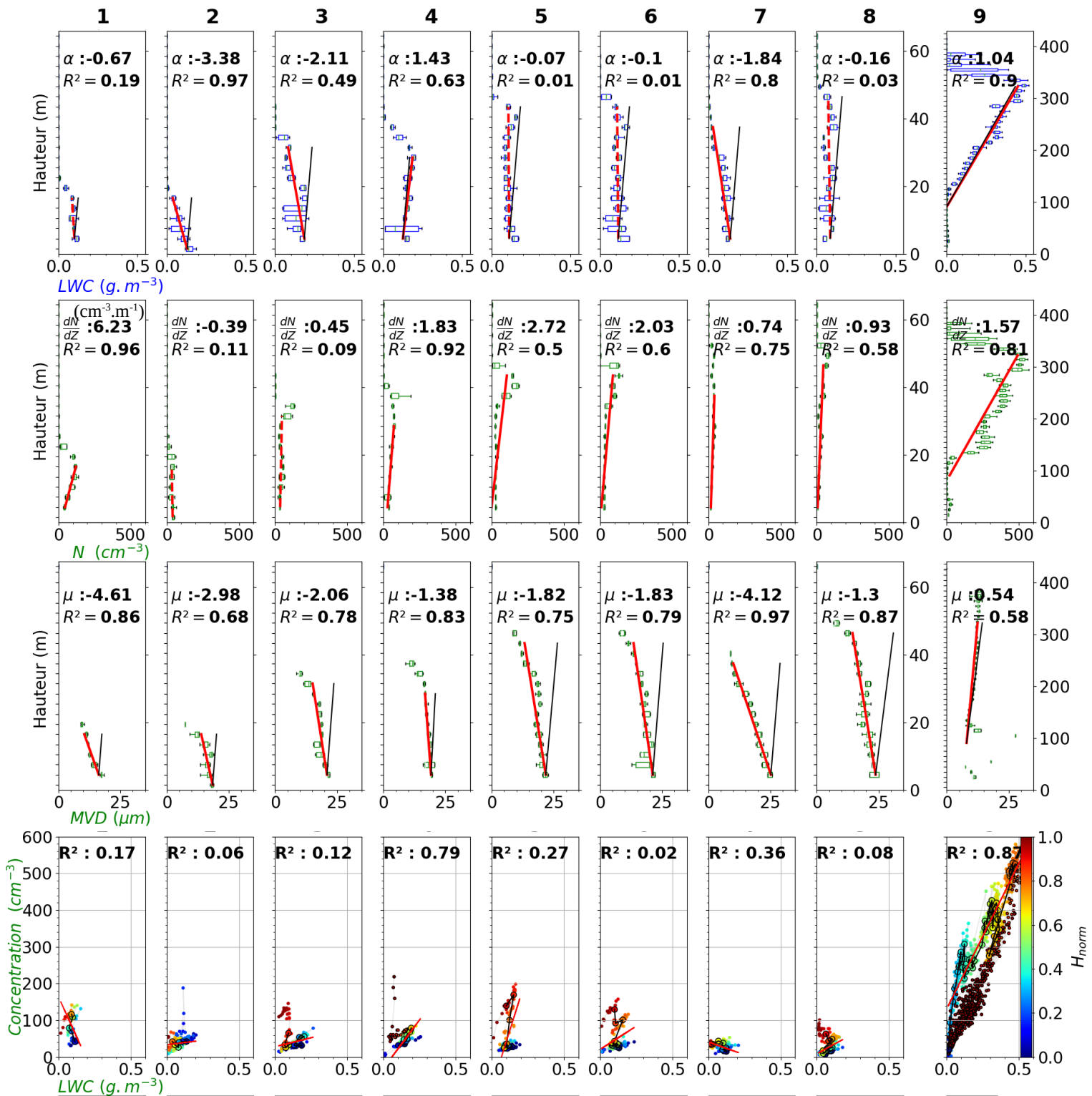


Figure D2: Môme légende que la Fig. 6.2 mais pour 9 profils représentatifs de la POI 13b.

Acronymes

4M	<i>Moyens Mobiles de Mesures Météorologiques</i>
ADV	<i>Brouillard d'ADvection</i>
ANR	<i>Agence Nationale de la Recherche</i>
AROME	<i>modèle d'Application de la Recherche à l'Opérationnel à MEso-Echelle</i>
BASTA	<i>Bistatic rAdar SysTem for Atmospheric studies ou système de radar bistatique pour l'étude de l'atmosphère</i>
BIO-MAÏDO	<i>campagne Bio-physicochemistry of tropical clouds at Maïdo: processes and impacts on secondary organic aerosols formation</i>
CHEMDROP	<i>campagne CHEMical composition of DROplets</i>
CLA/CLC	<i>Couche Limite Atmosphérique / Couche Limite Convective</i>
CCN	<i>Cloud Condensation Nuclei ou noyaux de condensation</i>
CDP	<i>Cloud Droplet Probe ou sonde de gouttelettes nuageuse</i>
C(B-T)H	<i>Cloud (Base-Top) Height ou (base-sommet) des nuages</i>
DOF	<i>Depth Of Field ou profondeur de champ</i>
FM(100-120)	<i>Fog Monitor(100-120)</i>
FRAM	<i>campagne Fog Remote Sensing And Modeling fiel campaign</i>
CNRM/GMEI	<i>Centre National de Recherches Météorologiques / Groupe de Météorologie Expérimentale et Instrumentale</i>
GMME	<i>Groupe de Météorologie de Moyenne Echelle</i>
GMAP	<i>Groupe de Modélisation et d'Assimilation pour la Prévision</i>
HATPRO	<i>Humidity and Temperature PROfilers ou profileur de température et humidité</i>
IR	<i>InfraRouge</i>
LANFEX	<i>campagne Local and Nonlocal Fog Experiment</i>
LATMOS	<i>Laboratoire atmosphères et observations spatiales</i>
LES	<i>Large Eddy Simulations ou simulations aux grandes échelles</i>
LIDAR	<i>LIght Detection And Ranging</i>

LMD	<i>Laboratoire de Météorologie Dynamique</i>
LW(D-U)	<i>LongWave(Down-Up) ou onde longue(Descendante-Montante)</i>
LVP	<i>Low Visibility Procedure ou procédure de faible visibilité</i>
LWC	<i>Liquid Water Content ou contenu en eau liquide</i>
LWP	<i>Liquid Water Path ou contenu en eau intégré sur la verticale</i>
Méso-NH	<i>Mesoscale Non-Hydrostatic Model ou modèle de méso-échelle non-hydrostatique</i>
METAR	<i>METeorological Aerodrome Report</i>
MNPCA	<i>Microphysique des Nuages et Physico-Chimie de l'Atmosphère</i>
MPS	<i>Meteorological Particle Spectrometer ou spectromètre de particules météorologiques</i>
MVD	<i>Mean Volumic Diameter ou diamètre volumique moyen</i>
MWR	<i>MicroWave Radiometer ou radiomètre micro-ondes</i>
POI	<i>Période d'Observations Intensives</i>
POM	<i>Portée Optique Météorologique</i>
PRE	<i>Brouillard de PREcipitations</i>
PNT	<i>Prévision Numérique du Temps</i>
PVM	<i>Particulate Volume Monitor</i>
PWD	<i>Present Weather Detector ou détecteur de temps présent</i>
RAD/RADV	<i>Brouillard RADiatif - Radiatif-ADVectif</i>
SEVIRI	<i>Spinning Enhanced Visible and Infrared Imager</i>
SIRTA	<i>Site Instrumentale de Recherche par Télédétection Atmosphérique</i>
STL	<i>Brouillard par affaissement de stratus (STratus Lowering)</i>
SW(D-U)	<i>ShortWave(Down-Up) ou onde longue(Descendante-Montante)</i>
TAS	<i>True Air Speed</i>
TKE	<i>Turbulent Kinetic Energy</i>
TRAMM	<i>TRaitement et Analyse de Mesures Météorologiques</i>
SOFOG3D	<i>campagne SOutH west FOGs 3D experiment for processes study</i>
UTC	<i>Universel Temps Coordonné</i>

Bibliographie

- Acker, K., Mertes, S., Möller, D., Wieprecht, W., Auel, R., and Kalaß, D.: Case study of cloud physical and chemical processes in low clouds at Mt. Brocken, *Atmospheric Research*, 64, 41–51, [https://doi.org/https://doi.org/10.1016/S0169-8095\(02\)00078-9](https://doi.org/https://doi.org/10.1016/S0169-8095(02)00078-9), 2nd International Conference on Fog and Fog Collection, 2002.
- Akimoto, Y. and Kusaka, H.: A climatological study of fog in Japan based on event data, *Atmospheric Research*, 151, 200–211, <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2014.04.003>, sixth International Conference on Fog, Fog Collection and Dew, 2015.
- Antoine, S., Honnert, R., Seity, Y., Vié, B., Burnet, F., and Martinet, P.: Evaluation of an Improved AROME Configuration for Fog Forecasts during the SOFOG3D Campaign, *Weather and Forecasting*, 38, 1605 – 1620, <https://doi.org/10.1175/WAF-D-22-0215.1>, 2023.
- Baker, M. B. and Latham, J.: The Evolution of Droplet Spectra and the Rate of Production of Embryonic Raindrops in Small Cumulus Clouds, *Journal of Atmospheric Sciences*, 36, 1612 – 1615, [https://doi.org/https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1979\)036<1612:TEODSA>2.0.CO;2](https://doi.org/https://doi.org/10.1175/1520-0469(1979)036<1612:TEODSA>2.0.CO;2), 1979.
- Bari, D., Bergot, T., and Khlifi, M. E.: Local Meteorological and Large-Scale Weather Characteristics of Fog over the Grand Casablanca Region, Morocco, *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 55, 1731 – 1745, <https://doi.org/10.1175/JAMC-D-15-0314.1>, 2016.
- Beard, K. V.: Terminal Velocity and Shape of Cloud and Precipitation Drops Aloft, *Journal of Atmospheric Sciences*, 33, 851 – 864, [https://doi.org/https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1976\)033<0851:TVASOC>2.0.CO;2](https://doi.org/https://doi.org/10.1175/1520-0469(1976)033<0851:TVASOC>2.0.CO;2), 1976.
- Beare, R. J. and Macvean, M. K.: Resolution Sensitivity and Scaling of Large-Eddy Simulations of the Stable Boundary Layer, *Boundary-Layer Meteorology*, 112, 257–281, <https://doi.org/10.1023/B:BOUN.0000027910.57913.4d>, 2004.
- Bell, A., Martinet, P., Caumont, O., Burnet, F., Delanoë, J., Jorquera, S., Seity, Y., and Unger, V.: An optimal estimation algorithm for the retrieval of fog and low cloud thermodynamic and micro-physical properties, *Atmospheric Measurement Techniques*, 15, 5415–5438, <https://doi.org/10.5194/amt-15-5415-2022>, 2022.
- Belorid, M., Lee, C. B., Kim, J.-C., and Cheon, T.-H.: Distribution and long-term trends in various fog types over South Korea, *Theoretical and Applied Climatology*, 122, 699–710, <https://doi.org/10.1007/s00704-014-1321-x>, 2015.
- Bendat, J. and Piersol, A.: *Stationary Random Processes*, chap. 5, pp. 109–171, John Wiley and Sons, Ltd, <https://doi.org/https://doi.org/10.1002/9781118032428.ch5>, 2010.

- Bendix, J.: A satellite-based climatology of fog and low-level stratus in Germany and adjacent areas, *Atmospheric Research*, 64, 3–18, [https://doi.org/https://doi.org/10.1016/S0169-8095\(02\)00075-3](https://doi.org/https://doi.org/10.1016/S0169-8095(02)00075-3), 2nd International Conference on Fog and Fog Collection, 2002.
- Bera, S., Chowdhuri, S., and Prabha, T. V.: A new methodology for the statistical descriptions of Particle-by-Particle measurements of liquid droplets in cumulus clouds, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 148, 842–859, <https://doi.org/https://doi.org/10.1002/qj.4234>, 2022.
- Bergot, T.: Small-scale structure of radiation fog: a large-eddy simulation study, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 139, 1099–1112, <https://doi.org/https://doi.org/10.1002/qj.2051>, 2013.
- Bergot, T.: Large-eddy simulation study of the dissipation of radiation fog, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 142, 1029–1040, <https://doi.org/https://doi.org/10.1002/qj.2706>, 2016.
- Bergot, T. and Guedalia, D.: Numerical Forecasting of Radiation Fog. Part I: Numerical Model and Sensitivity Tests, *Monthly Weather Review*, 122, 1218 – 1230, [https://doi.org/https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1994\)122<1218:NFORFP>2.0.CO;2](https://doi.org/https://doi.org/10.1175/1520-0493(1994)122<1218:NFORFP>2.0.CO;2), 1994.
- Bergot, T., Terradellas, E., Cuxart, J., Mira, A., Liechti, O., Mueller, M., and Nielsen, N. W.: Intercomparison of Single-Column Numerical Models for the Prediction of Radiation Fog, *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 46, 504 – 521, <https://doi.org/https://doi.org/10.1175/JAM2475.1>, 2007.
- Bergot, T., Escobar, J., and Masson, V.: Effect of small-scale surface heterogeneities and buildings on radiation fog: Large-eddy simulation study at Paris–Charles de Gaulle airport, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 141, 285–298, <https://doi.org/https://doi.org/10.1002/qj.2358>, 2015.
- Best, A. C.: Empirical formulae for the terminal velocity of water drops falling through the atmosphere, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 76, 302–311, <https://doi.org/https://doi.org/10.1002/qj.49707632905>, 1950.
- Betts, A. K.: Non-precipitating cumulus convection and its parameterization, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 99, 178–196, <https://doi.org/https://doi.org/10.1002/qj.49709941915>, 1973.
- Betts, A. K. and Boers, R.: A Cloudiness Transition in a Marine Boundary Layer, *Journal of Atmospheric Sciences*, 47, 1480 – 1497, [https://doi.org/https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1990\)047<1480:ACTIAM>2.0.CO;2](https://doi.org/https://doi.org/10.1175/1520-0469(1990)047<1480:ACTIAM>2.0.CO;2), 1990.
- Boers, R. and Betts, A. K.: Saturation Point Structure of Marine Stratocumulus Clouds, *Journal of Atmospheric Sciences*, 45, 1156 – 1175, [https://doi.org/https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1988\)045<1156:SPSOMS>2.0.CO;2](https://doi.org/https://doi.org/10.1175/1520-0469(1988)045<1156:SPSOMS>2.0.CO;2), 1988.
- Boers, R., Acarreta, J. R., and Gras, J. L.: Satellite monitoring of the first indirect aerosol effect: Retrieval of the droplet concentration of water clouds, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 111, <https://doi.org/https://doi.org/10.1029/2005JD006838>, 2006.

- Bolton, D.: The Computation of Equivalent Potential Temperature, *Monthly Weather Review*, 108, 1046 – 1053, [https://doi.org/https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1980\)108<1046:TCOEPT>2.0.CO;2](https://doi.org/https://doi.org/10.1175/1520-0493(1980)108<1046:TCOEPT>2.0.CO;2), 1980.
- Bott, A.: On the influence of the physico-chemical properties of aerosols on the life cycle of radiation fogs, *Boundary-Layer Meteorology*, 56, 1–31, <https://doi.org/10.1007/BF00119960>, 1991.
- Bott, A., Sievers, U., and Zdunkowski, W.: A Radiation Fog Model with a Detailed Treatment of the Interaction between Radiative Transfer and Fog Microphysics, *Journal of Atmospheric Sciences*, 47, 2153 – 2166, [https://doi.org/https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1990\)047<2153:ARFMWA>2.0.CO;2](https://doi.org/https://doi.org/10.1175/1520-0469(1990)047<2153:ARFMWA>2.0.CO;2), 1990.
- Boutle, I., Price, J., Kudzotsa, I., Kokkola, H., and Romakkaniemi, S.: Aerosol–fog interaction and the transition to well-mixed radiation fog, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 18, 7827–7840, <https://doi.org/10.5194/acp-18-7827-2018>, 2018.
- Boutle, I., Angevine, W., Bao, J.-W., Bergot, T., Bhattacharya, R., Bott, A., Ducongé, L., Forbes, R., Goecke, T., Grell, E., Hill, A., Igel, A. L., Kudzotsa, I., Lac, C., Maronga, B., Romakkaniemi, S., Schmidli, J., Schwenkel, J., Steeneveld, G.-J., and Vié, B.: Demistify: a large-eddy simulation (LES) and single-column model (SCM) intercomparison of radiation fog, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 22, 319–333, <https://doi.org/10.5194/acp-22-319-2022>, 2022.
- Boutle, I. A., Finnenkoetter, A., Lock, A. P., and Wells, H.: The London Model: forecasting fog at 333 m resolution, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 142, 360–371, <https://doi.org/https://doi.org/10.1002/qj.2656>, 2016.
- Brenguier, J.-L.: Observations of Cloud Microstructure at the Centimeter Scale, *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 32, 783 – 793, [https://doi.org/https://doi.org/10.1175/1520-0450\(1993\)032<0783:OOCMAT>2.0.CO;2](https://doi.org/https://doi.org/10.1175/1520-0450(1993)032<0783:OOCMAT>2.0.CO;2), 1993.
- Brenguier, J.-L., Pawlowska, H., Schüller, L., Preusker, R., Fischer, J., and Fouquart, Y.: Radiative Properties of Boundary Layer Clouds: Droplet Effective Radius versus Number Concentration, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 57, 803 – 821, [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(2000\)057<0803:RPOBLC>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(2000)057<0803:RPOBLC>2.0.CO;2), 2000.
- Brenguier, J.-L., Burnet, F., and Geoffroy, O.: Cloud optical thickness and liquid water path – does the k coefficient vary with droplet concentration?, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 11, 9771–9786, <https://doi.org/10.5194/acp-11-9771-2011>, 2011.
- Bringi, V., Thurai, M., and Baumgardner, D.: Raindrop fall velocities from an optical array probe and 2-D video disdrometer, *Atmospheric Measurement Techniques*, 11, 1377–1384, <https://doi.org/10.5194/amt-11-1377-2018>, 2018.
- Brown, R. and Roach, W. T.: The physics of radiation fog: II – a numerical study, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 102, 335–354, <https://doi.org/https://doi.org/10.1002/qj.49710243205>, 1976.

- Burkard, R., Eugster, W., Wrzesinsky, T., and Klemm, O.: Vertical divergence of fogwater fluxes above a spruce forest, *Atmospheric Research*, 64, 133–145, [https://doi.org/https://doi.org/10.1016/S0169-8095\(02\)00086-8](https://doi.org/https://doi.org/10.1016/S0169-8095(02)00086-8), 2nd International Conference on Fog and Fog Collection, 2002.
- Burnet, F. and Brenguier, J.-L.: Observational Study of the Entrainment-Mixing Process in Warm Convective Clouds, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 64, 1995 – 2011, <https://doi.org/https://doi.org/10.1175/JAS3928.1>, 2007.
- Burnet, F., Gomes, L., Haeffelin, M., Dupont, J.-C., and Elias, T.: Analysis of the microphysical structures of fog during the ParisFog project, in: 16th international conference of clouds and precipitation (ICCP), 2012.
- Burnet, F., Lac, C., Martinet, P., Fourrié, N., Haeffelin, M., Delanoë, J., Price, J., Barrau, S., Canut, G., Cayez, G., Dabas, A., Denjean, C., Dupont, J.-C., Honnert, R., Mahfouf, J.-F., Montmerle, T., Roberts, G., Seity, Y., and Vié, B.: The South west FOGs 3D experiment for processes study (SOFOG3D) project, in: EGU General Assembly Conference Abstracts, EGU General Assembly Conference Abstracts, p. 17836, <https://doi.org/10.5194/egusphere-egu2020-17836>, 2020.
- Canut, G., Couvreur, F., Lothon, M., Legain, D., Pignatelli, B., Lampert, A., Maurel, W., and Moulin, E.: Turbulence fluxes and variances measured with a sonic anemometer mounted on a tethered balloon, *Atmospheric Measurement Techniques*, 9, 4375–4386, <https://doi.org/10.5194/amt-9-4375-2016>, 2016.
- Cermak, J. and Bendix, J.: A novel approach to fog/low stratus detection using Meteosat 8 data, *Atmospheric Research*, 87, 279–292, <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2007.11.009>, third International Conference on Fog, Fog Collection and Dew, 2008.
- Cermak, J. and Bendix, J.: Detecting ground fog from space—a microphysics-based approach, *International Journal of Remote Sensing* Bendix J. *International Journal of Remote Sensing*, 00, 3345–3371, <https://doi.org/10.1080/01431161003747505>, 2011.
- Cermak, J., Eastman, R. M., Bendix, J., and Warren, S. G.: European climatology of fog and low stratus based on geostationary satellite observations, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 135, 2125–2130, <https://doi.org/https://doi.org/10.1002/qj.503>, 2009.
- Choularton, T. W., Fullarton, G., Latham, J., Mill, C. S., Smith, M. H., and Stromberg, I. M.: A field study of radiation fog in meppen, West Germany, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 107, 381–394, <https://doi.org/https://doi.org/10.1002/qj.49710745209>, 1981.
- COP 2017-2021: Contrat d’objectifs et de performances de Météo-France, Météo-France, URL https://meteofrance.fr/sites/meteofrance.fr/files/files/editorial/COP_2017_2021_VF.pdf, 2017.
- de Rooy, W. C., Bechtold, P., Fröhlich, K., Hohenegger, C., Jonker, H., Mironov, D., Pier Siebesma, A., Teixeira, J., and Yano, J.-I.: Entrainment and detrainment in cumulus

- convection: an overview, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 139, 1–19, <https://doi.org/https://doi.org/10.1002/qj.1959>, 2013.
- Delanoë, J., Protat, A., Vinson, J.-P., Brett, W., Caudoux, C., Bertrand, F., du Chatelet, J. P., Hallali, R., Barthes, L., Haeffelin, M., and Dupont, J.-C.: BASTA: A 95-GHz FMCW Doppler Radar for Cloud and Fog Studies, *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 33, 1023 – 1038, <https://doi.org/https://doi.org/10.1175/JTECH-D-15-0104.1>, 2016.
- Derbyshire, S. H.: Stable boundary-layer relative humidity profiles and the conditions for onset of radiation fog over land, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 145, 2292–2307, <https://doi.org/https://doi.org/10.1002/qj.3558>, 2019.
- Dhangar, N. G., Lal, D. M., Ghude, S. D., Kulkarni, R., Parde, A. N., Pithani, P., Niranjana, K., Prasad, D. S. V. V. D., Jena, C., Sajjan, V. S., Prabhakaran, T., Karipot, A. K., Jenamani, R. K., Singh, S., and Rajeevan, M.: On the Conditions for Onset and Development of Fog Over New Delhi: An Observational Study from the WiFEX, *Pure and Applied Geophysics*, 178, 3727–3746, <https://doi.org/10.1007/s00024-021-02800-4>, 2021.
- Dione, C., Haeffelin, M., Burnet, F., Lac, C., Canut, G., Delanoë, J., Dupont, J.-C., Jorquera, S., Martinet, P., Ribaud, J.-F., and Toledo, F.: Role of thermodynamic and turbulence processes on the fog life cycle during SOFOG3D experiment, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 23, 15 711–15 731, <https://doi.org/10.5194/acp-23-15711-2023>, 2023.
- Doulgeris, K.-M., Komppula, M., Romakkaniemi, S., Hyvärinen, A.-P., Kerminen, V.-M., and Brus, D.: In situ cloud ground-based measurements in the Finnish sub-Arctic: inter-comparison of three cloud spectrometer setups, *Atmospheric Measurement Techniques*, 13, 5129–5147, <https://doi.org/10.5194/amt-13-5129-2020>, 2020.
- Duonggé, L., Lac, C., Vié, B., Bergot, T., and Price, J. D.: Fog in heterogeneous environments: the relative importance of local and non-local processes on radiative-advective fog formation, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 146, 2522–2546, <https://doi.org/https://doi.org/10.1002/qj.3783>, 2020.
- Dupont, J.-C., Haeffelin, M., Protat, A., Bouniol, D., Boyouk, N., and Morille, Y.: Stratus–Fog Formation and Dissipation: A 6-Day Case Study, *Boundary-Layer Meteorology*, 143, 207–225, <https://doi.org/10.1007/s10546-012-9699-4>, 2012.
- Dupont, J. C., Haeffelin, M., Stolaki, S., and Elias, T.: Analysis of Dynamical and Thermal Processes Driving Fog and Quasi-Fog Life Cycles Using the 2010–2013 ParisFog Dataset, *Pure and Applied Geophysics*, 173, 1337–1358, <https://doi.org/10.1007/s00024-015-1159-x>, 2016.
- Duynkerke, P. G.: Radiation Fog: A Comparison of Model Simulation with Detailed Observations, *Monthly Weather Review*, 119, 324 – 341, [https://doi.org/https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1991\)119<0324:RFACOM>2.0.CO;2](https://doi.org/https://doi.org/10.1175/1520-0493(1991)119<0324:RFACOM>2.0.CO;2), 1991.
- Duynkerke, P. G.: Turbulence, Radiation and fog in Dutch Stable Boundary Layers, *Boundary-Layer Meteorology*, 90, 447–477, <https://doi.org/10.1023/A:1026441904734>, 1999.

- Egli, S., Maier, F., Bendix, J., and Thies, B.: Vertical distribution of microphysical properties in radiation fogs — A case study, *Atmospheric Research*, 151, 130–145, <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2014.05.027>, sixth International Conference on Fog, Fog Collection and Dew, 2015.
- Egli, S., Thies, B., Drönner, J., Cermak, J., and Bendix, J.: A 10 year fog and low stratus climatology for Europe based on Meteosat Second Generation data, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 143, 530–541, <https://doi.org/https://doi.org/10.1002/qj.2941>, 2017.
- Elias, T., Dupont, J.-C., Hammer, E., Hoyle, C. R., Haeffelin, M., Burnet, F., and Jolivet, D.: Enhanced extinction of visible radiation due to hydrated aerosols in mist and fog, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 15, 6605–6623, <https://doi.org/10.5194/acp-15-6605-2015>, 2015.
- Faber, S., French, J. R., and Jackson, R.: Laboratory and in-flight evaluation of measurement uncertainties from a commercial Cloud Droplet Probe (CDP), *Atmospheric Measurement Techniques*, 11, 3645–3659, <https://doi.org/10.5194/amt-11-3645-2018>, 2018.
- Fathalli, M.: Les brouillards formés par affaissement de stratus : Etude expérimentale et simulation numérique de leur cycle de vie, Ph.D. thesis, thèse de doctorat dirigée par Lac, Christine et Burnet, Frederic Sciences de l'univers Toulouse 3 2022, 2022.
- Fathalli, M., Lac, C., Burnet, F., and Vié, B.: Formation of fog due to stratus lowering: An observational and modelling case study, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 148, 2299–2324, <https://doi.org/10.1002/qj.4304>, 2022.
- Fitzjarrald, D. R. and Lala, G. G.: Hudson Valley Fog Environments, *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 28, 1303 – 1328, [https://doi.org/https://doi.org/10.1175/1520-0450\(1989\)028<1303:HVFE>2.0.CO;2](https://doi.org/https://doi.org/10.1175/1520-0450(1989)028<1303:HVFE>2.0.CO;2), 1989.
- Forthun, G. M., Johnson, M. B., Schmitz, W. G., Blume, J., and Caldwell, R. J.: Trends in Fog Frequency and Duration in the Southeast United States, *Physical Geography*, 27, 206–222, <https://doi.org/10.2747/0272-3646.27.3.206>, 2006.
- Frank, G., Martinsson, B., Cederfelt, S.-I., Berg, O., Swietlicki, E., Wendish, M., Yuskiewicz, B., Heintzenberg, J., Wiedensohler, A., Orsini, D., Stratmann, F., Laj, P., and Ricci, L.: Droplet Formation and Growth in Polluted Fogs, *Contributions to Atmospheric Physics*, 71, 65–85, the information about affiliations in this record was updated in December 2015. The record was previously connected to the following departments: Nuclear Physics (Faculty of Technology) (011013007), 1998.
- Fu, G., Guo, J., Xie, S.-P., Duan, Y., and Zhang, M.: Analysis and high-resolution modeling of a dense sea fog event over the Yellow Sea, *Atmospheric Research*, 81, 293–303, <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2006.01.005>, 2006.
- Fuchs, N.: CHAPTER III - NON-STATIONARY EVAPORATION AND GROWTH OF DROPLETS, in: *Evaporation and Droplet Growth in Gaseous Media*, edited by

- Bradley, R. and FUCHS, N., pp. 60–67, Pergamon, <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/B978-1-4832-0060-6.50007-7>, 1959.
- Fuzzi, S., Castillo, R. A., Jiusto, J. E., and Lala, G. G.: Chemical composition of radiation fog water at Albany, New York, and its relationship to fog microphysics, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 89, 7159–7164, <https://doi.org/10.1029/JD089iD05p07159>, 1984.
- Fuzzi, S., FACCHINI, M. C., ORSI, G., LIND, J. A., WOBROCK, W., KESSEL, M., MASER, R., JAESCHKE, W., ENDERLE, K. H., ARENDS, B. G., BERNER, A., SOLLY, I., KRUISZ, C., REISCHL, G., PAHL, S., KAMINSKI, U., WINKLER, P., OGREN, J. A., NOONE, K. J., HALLBERG, A., FIERLINGER-OBERLINNINGER, H., PUXBAUM, H., MARZORATI, A., HANSSON, H.-C., WIEDENSOHLER, A., SVENNINGSSON, I. B., MARTINSSON, B. G., SCHELL, D., and GEORGII, H. W.: The Po Valley Fog Experiment 1989, *Tellus B*, 44, 448–468, <https://doi.org/https://doi.org/10.1034/j.1600-0889.1992.t01-4-00002.x>, 1992.
- Fuzzi, S., Laj, P., Ricci, L., Orsi, G., Heintzenberg, J., Wendisch, M., Yuskiewicz, B., Mertes, S., Orsini, D., Schwanz, M., Wiedensohler, A., Stratmann, F., Berg, O., Swietlicki, E., Frank, G., Martinsson, B., Günther, A., Dierssen, J., Schell, D., Jaeschke, W., Berner, A., Dusek, U., Galambos, Z., Kruisz, C., Mesfin, N., Wobrock, W., Arends, B., and Brink, H.: Overview of the Po valley fog experiment 1994 (CHEMDROP), *Contributions to Atmospheric Physics*, 71, 3–19, 1998.
- Gao, S., Lin, H., Shen, B., and Fu, G.: A heavy sea fog event over the Yellow Sea in March 2005: Analysis and numerical modeling, *Advances in Atmospheric Sciences*, 24, 65–81, <https://doi.org/10.1007/s00376-007-0065-2>, 2007.
- Gerber, H.: Liquid Water Content of Fogs and Hazes from Visible Light Scattering, *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 23, 1247 – 1252, [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(1984\)023<1247:LWCOFA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(1984)023<1247:LWCOFA>2.0.CO;2), 1984.
- Gerber, H.: Supersaturation and Droplet Spectral Evolution in Fog, *Journal of Atmospheric Sciences*, 48, 2569 – 2588, [https://doi.org/https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1991\)048<2569:SADSEI>2.0.CO;2](https://doi.org/https://doi.org/10.1175/1520-0469(1991)048<2569:SADSEI>2.0.CO;2), 1991.
- Gerber, H., Arends, B., and Ackerman, A.: New microphysics sensor for aircraft use, *Atmospheric Research*, 31, 235–252, [https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0169-8095\(94\)90001-9](https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0169-8095(94)90001-9), 1994.
- Gerber, H. E.: Microstructure of a Radiation Fog, *Journal of Atmospheric Sciences*, 38, 454 – 458, [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1981\)038<0454:MOARF>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1981)038<0454:MOARF>2.0.CO;2), 1981.
- Gerber, H. E., FRICK, G. M., JENSEN, J. B., and HUDSON, J. G.: Entrainment, Mixing, and Microphysics in Trade-Wind Cumulus, *Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II*, 86A, 87–106, <https://doi.org/10.2151/jmsj.86A.87>, 2008.
- Ghude, S. D., Jenamani, R. K., Kulkarni, R., Wagh, S., Dhangar, N. G., Parde, A. N., Acharja, P., Lonkar, P., Govardhan, G., Yadav, P., Vispute, A., Debnath, S., Lal, D. M.,

- Bisht, D. S., Jena, C., Pawar, P. V., Dhankhar, S. S., Sinha, V., Chate, D. M., Safai, P. D., Nigam, N., Konwar, M., Hazra, A., Dharmaraj, T., Gopalkrishnan, V., Padmakumari, B., Gultepe, I., Biswas, M., Karipot, A. K., Prabhakaran, T., Nanjundiah, R. S., and Rajeevan, M.: WiFEX: Walk into the Warm Fog over Indo-Gangetic Plain Region, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 104, E980 – E1005, <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-21-0197.1>, 2023.
- Giulianelli, L., Gilardoni, S., Tarozzi, L., Rinaldi, M., Decesari, S., Carbone, C., Facchini, M., and Fuzzi, S.: Fog occurrence and chemical composition in the Po valley over the last twenty years, *Atmospheric Environment*, 98, 394–401, <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.atmosenv.2014.08.080>, 2014.
- Gonser, S. G., Klemm, O., Griessbaum, F., Chang, S.-C., Chu, H.-S., and Hsia, Y.-J.: The Relation Between Humidity and Liquid Water Content in Fog: An Experimental Approach, *Pure and Applied Geophysics*, 169, 821–833, <https://doi.org/10.1007/s00024-011-0270-x>, 2012.
- Goodman, J.: The Microstructure of California Coastal Fog and Stratus, *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 16, 1056 – 1067, [https://doi.org/https://doi.org/10.1175/1520-0450\(1977\)016<1056:TMOCCF>2.0.CO;2](https://doi.org/https://doi.org/10.1175/1520-0450(1977)016<1056:TMOCCF>2.0.CO;2), 1977.
- Gultepe, I. and Milbrandt, J. A.: Microphysical Observations and Mesoscale Model Simulation of a Warm Fog Case during FRAM Project, *Pure and Applied Geophysics*, 164, 1161–1178, <https://doi.org/10.1007/s00024-007-0212-9>, 2007.
- Gultepe, I., Müller, M. D., and Boybeyi, Z.: A New Visibility Parameterization for Warm-Fog Applications in Numerical Weather Prediction Models, *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 45, 1469 – 1480, <https://doi.org/https://doi.org/10.1175/JAM2423.1>, 2006.
- Gultepe, I., Tardif, R., Michaelides, S. C., Cermak, J., Bott, A., Bendix, J., Müller, M. D., Pagowski, M., Hansen, B., Ellrod, G., Jacobs, W., Toth, G., and Cober, S. G.: Fog Research: A Review of Past Achievements and Future Perspectives, *Pure and Applied Geophysics*, 164, 1121–1159, <https://doi.org/10.1007/s00024-007-0211-x>, 2007.
- Gultepe, I., Pearson, G., Milbrandt, J. A., Hansen, B., Platnick, S., Taylor, P., Gordon, M., Oakley, J. P., and Cober, S. G.: The Fog Remote Sensing and Modeling Field Project, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 90, 341 – 360, <https://doi.org/https://doi.org/10.1175/2008BAMS2354.1>, 2009.
- Gultepe, I., Sharman, R., Williams, P. D., Zhou, B., Ellrod, G., Minnis, P., Trier, S., Griffin, S., Yum, S. S., Gharabaghi, B., Feltz, W., Temimi, M., Pu, Z., Storer, L. N., Kneringer, P., Weston, M. J., Chuang, H.-y., Thobois, L., Dimri, A. P., Dietz, S. J., França, G. B., Almeida, M. V., and Neto, F. L. A.: A Review of High Impact Weather for Aviation Meteorology, *Pure and Applied Geophysics*, 176, 1869–1921, <https://doi.org/10.1007/s00024-019-02168-6>, 2019.
- Guyot, G., Gourbeyre, C., Febvre, G., Shcherbakov, V., Burnet, F., Dupont, J.-C., Sellegri, K., and Jourdan, O.: Quantitative evaluation of seven optical sensors for cloud microphys-

- ical measurements at the Puy-de-Dôme Observatory, France, *Atmospheric Measurement Techniques*, 8, 4347–4367, <https://doi.org/10.5194/amt-8-4347-2015>, 2015.
- Haeffelin, M., Barthès, L., Bock, O., Boitel, C., Bony, S., Bouniol, D., Chepfer, H., Chiriaco, M., Cuesta, J., Delanoë, J., Drobinski, P., Dufresne, J.-L., Flamant, C., Grall, M., Hodzic, A., Hourdin, F., Lapouge, F., Lemaître, Y., Mathieu, A., Morille, Y., Naud, C., Noël, V., O'Hirok, W., Pelon, J., Pietras, C., Protat, A., Romand, B., Scialom, G., and Vautard, R.: SIRTa, a ground-based atmospheric observatory for cloud and aerosol research, *Annales Geophysicae*, 23, 253–275, <https://doi.org/10.5194/angeo-23-253-2005>, 2005.
- Haeffelin, M., Bergot, T., Elias, T., Tardif, R., Carrer, D., Chazette, P., Colomb, M., Drobinski, P., Dupont, E., Dupont, J.-C., Gomes, L., Musson-Genon, L., Pietras, C., Planafattori, A., Protat, A., Rangognio, J., Raut, J.-C., Rémy, S., Richard, D., Sciare, J., and Zhang, X.: Parisfog: Shedding new Light on Fog Physical Processes, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 91, 767 – 783, <https://doi.org/https://doi.org/10.1175/2009BAMS2671.1>, 2010.
- Haeffelin, M., Dupont, J.-C., Boyouk, N., Baumgardner, D., Gomes, L., Roberts, G., and Elias, T.: A Comparative Study of Radiation Fog and Quasi-Fog Formation Processes During the ParisFog Field Experiment 2007, *Pure and Applied Geophysics*, 170, 2283–2303, <https://doi.org/10.1007/s00024-013-0672-z>, 2013.
- Hammer, E., Gysel, M., Roberts, G. C., Elias, T., Hofer, J., Hoyle, C. R., Bukowiecki, N., Dupont, J.-C., Burnet, F., Baltensperger, U., and Weingartner, E.: Size-dependent particle activation properties in fog during the ParisFog 2012/13 field campaign, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 14, 10 517–10 533, <https://doi.org/10.5194/acp-14-10517-2014>, 2014.
- Hansen, J. E. and Travis, L. D.: Light scattering in planetary atmospheres, *Space Science Reviews*, 16, 527–610, <https://doi.org/10.1007/BF00168069>, 1974.
- Hanus, R.: Time delay estimation of random signals using cross-correlation with Hilbert Transform, *Measurement*, 146, 792–799, <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.measurement.2019.07.014>, 2019.
- Helbig, M., Gerken, T., Beamesderfer, E. R., Baldocchi, D. D., Banerjee, T., Biraud, S. C., Brown, W. O., Brunzell, N. A., Burakowski, E. A., Burns, S. P., Butterworth, B. J., Chan, W. S., Davis, K. J., Desai, A. R., Fuentes, J. D., Hollinger, D. Y., Kljun, N., Mauder, M., Novick, K. A., Perkins, J. M., Rahn, D. A., Rey-Sanchez, C., Santanello, J. A., Scott, R. L., Seyednasrollah, B., Stoy, P. C., Sullivan, R. C., de Arellano, J. V.-G., Wharton, S., Yi, C., and Richardson, A. D.: Integrating continuous atmospheric boundary layer and tower-based flux measurements to advance understanding of land-atmosphere interactions, *Agricultural and Forest Meteorology*, 307, 108 509, <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.agrformet.2021.108509>, 2021.
- Heo, K.-Y., Ha, K.-J., Mahrt, L., and Shim, J.-S.: Comparison of advection and steam fogs: From direct observation over the sea, *Atmospheric Research*, 98, 426–437, <https://doi.org/>

- <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2010.08.004>, international Conference on Nucleation and Atmospheric Aerosols (Part 1), 2010.
- Heus, T. and Jonker, H. J. J.: Subsiding Shells around Shallow Cumulus Clouds, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 65, 1003 – 1018, <https://doi.org/https://doi.org/10.1175/2007JAS2322.1>, 2008.
- Hummel, J. R. and Kuhn, W. R.: Comparison of radiative-convective models with constant and pressure-dependent lapse rates, *Tellus*, 33, 254–261, <https://doi.org/https://doi.org/10.1111/j.2153-3490.1981.tb01749.x>, 1981.
- Hůnová, I., Brabec, M., Malý, M., and Valeriánová, A.: Long-term trends in fog occurrence in the Czech Republic, Central Europe, *Science of The Total Environment*, 711, 135 018, <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2019.135018>, 2020.
- Izett, J. G., van de Wiel, B. J. H., Baas, P., van Hooft, J. A., and Schulte, R. B.: Dutch fog: On the observed spatio-temporal variability of fog in the Netherlands, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 145, 2817–2834, <https://doi.org/https://doi.org/10.1002/qj.3597>, 2019.
- Jensen, M. P., Holdridge, D. J., Survo, P., Lehtinen, R., Baxter, S., Toto, T., and Johnson, K. L.: Comparison of Vaisala radiosondes RS41 and RS92 at the ARM Southern Great Plains site, *Atmospheric Measurement Techniques*, 9, 3115–3129, <https://doi.org/10.5194/amt-9-3115-2016>, 2016.
- Junge, C.: THE SIZE DISTRIBUTION AND AGING OF NATURAL AEROSOLS AS DETERMINED FROM ELECTRICAL AND OPTICAL DATA ON THE ATMOSPHERE, *Journal of Atmospheric Sciences*, 12, 13 – 25, [https://doi.org/https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1955\)012<0013:TSDAAO>2.0.CO;2](https://doi.org/https://doi.org/10.1175/1520-0469(1955)012<0013:TSDAAO>2.0.CO;2), 1955.
- Katata, G.: Fogwater deposition modeling for terrestrial ecosystems: A review of developments and measurements, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 119, 8137–8159, <https://doi.org/https://doi.org/10.1002/2014JD021669>, 2014.
- Kim, C. K. and Yum, S. S.: A study on the transition mechanism of a stratus cloud into a warm sea fog using a single column model PAFOG coupled with WRF, *Asia-Pacific Journal of Atmospheric Sciences*, 49, 245–257, <https://doi.org/10.1007/s13143-013-0024-z>, 2013.
- Klingebiel, M., de Lozar, A., Molleker, S., Weigel, R., Roth, A., Schmidt, L., Meyer, J., Ehrlich, A., Neuber, R., Wendisch, M., and Borrmann, S.: Arctic low-level boundary layer clouds: in situ measurements and simulations of mono- and bimodal supercooled droplet size distributions at the top layer of liquid phase clouds, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 15, 617–631, <https://doi.org/10.5194/acp-15-617-2015>, 2015.
- Kolmogorov, A. N.: The Local Structure of Turbulence in Incompressible Viscous Fluid for Very Large Reynolds Numbers, *Proceedings: Mathematical and Physical Sciences*, 434, 9–13, URL <http://www.jstor.org/stable/51980>, 1942a.

- Kolmogorov, A. N.: Dissipation of Energy in the Locally Isotropic Turbulence, *Proceedings: Mathematical and Physical Sciences*, 434, 15–17, URL <http://www.jstor.org/stable/51981>, 1942b.
- Koraćin, D. and Dorman, C. E.: Introduction, pp. 1–6, Springer International Publishing, Cham, https://doi.org/10.1007/978-3-319-45229-6_1, 2017.
- Koraćin, D., Businger, J. A., Dorman, C. E., and Lewis, J. M.: Formation, Evolution, and Dissipation of Coastal Sea Fog, *Boundary-Layer Meteorology*, 117, 447–478, <https://doi.org/10.1007/s10546-005-2772-5>, 2005.
- Koraćin, D., Lewis, J., Thompson, W. T., Dorman, C. E., and Businger, J. A.: Transition of Stratus into Fog along the California Coast: Observations and Modeling, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 58, 1714 – 1731, [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(2001\)058<1714:TOSIFA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(2001)058<1714:TOSIFA>2.0.CO;2), 2001.
- Korolev, A., Khain, A., Pinsky, M., and French, J.: Theoretical study of mixing in liquid clouds – Part 1: Classical concepts, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 16, 9235–9254, <https://doi.org/10.5194/acp-16-9235-2016>, 2016.
- Korolev, A. V. and Isaac, G. A.: Drop Growth Due to High Supersaturation Caused by Isobaric Mixing, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 57, 1675 – 1685, [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(2000\)057<1675:DGDTHS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(2000)057<1675:DGDTHS>2.0.CO;2), 2000.
- Korolev, A. V. and Mazin, I. P.: Supersaturation of Water Vapor in Clouds, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 60, 2957 – 2974, [https://doi.org/https://doi.org/10.1175/1520-0469\(2003\)060<2957:SOWVIC>2.0.CO;2](https://doi.org/https://doi.org/10.1175/1520-0469(2003)060<2957:SOWVIC>2.0.CO;2), 2003.
- Kulkarni, P., Baron, P. A., and Willeke, K.: Introduction to Aerosol Characterization, chap. 1, pp. 1–13, John Wiley and Sons, Ltd, <https://doi.org/https://doi.org/10.1002/9781118001684.ch1>, 2011.
- Kumai, M.: Arctic Fog Droplet Size Distribution and Its Effect on Light Attenuation, *Journal of Atmospheric Sciences*, 30, 635 – 643, [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1973\)030<0635:AFDSDA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1973)030<0635:AFDSDA>2.0.CO;2), 1973.
- Kunkel, B. A.: Parameterization of Droplet Terminal Velocity and Extinction Coefficient in Fog Models, *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 23, 34 – 41, [https://doi.org/https://doi.org/10.1175/1520-0450\(1984\)023<0034:PODTVA>2.0.CO;2](https://doi.org/https://doi.org/10.1175/1520-0450(1984)023<0034:PODTVA>2.0.CO;2), 1984.
- Kutty, S. G., Agnihotri, G., Dimri, A. P., and Gultepe, I.: Fog Occurrence and Associated Meteorological Factors Over Kempegowda International Airport, India, *Pure and Applied Geophysics*, 176, 2179–2190, <https://doi.org/10.1007/s00024-018-1882-1>, 2019.
- Kutty, S. G., Dimri, A. P., and Gultepe, I.: Climatic trends in fog occurrence over the Indo-Gangetic plains, *International Journal of Climatology*, 40, 2048–2061, <https://doi.org/https://doi.org/10.1002/joc.6317>, 2020.
- Köhler, H.: The nucleus in and the growth of hygroscopic droplets, *Trans. Faraday Soc.*, 32, 1152–1161, <https://doi.org/10.1039/TF9363201152>, 1936.

- Lac, C., Chaboureau, J.-P., Masson, V., Pinty, J.-P., Tulet, P., Escobar, J., Leriche, M., Barthe, C., Aouizerats, B., Augros, C., Aumond, P., Auguste, F., Bechtold, P., Berthet, S., Bielli, S., Bosseur, F., Caumont, O., Cohard, J.-M., Colin, J., Couvreur, F., Cuxart, J., Delautier, G., Dauhut, T., Ducrocq, V., Filippi, J.-B., Gazen, D., Geoffroy, O., Gheusi, F., Honnert, R., Lafore, J.-P., Lebeaupin Brossier, C., Libois, Q., Lunet, T., Mari, C., Maric, T., Mascart, P., Mogé, M., Molinié, G., Nuissier, O., Pantillon, F., Peyrillé, P., Pergaud, J., Perraud, E., Pianezze, J., Redelsperger, J.-L., Ricard, D., Richard, E., Riette, S., Rodier, Q., Schoetter, R., Seyfried, L., Stein, J., Suhre, K., Taufour, M., Thouron, O., Turner, S., Verrelle, A., Vié, B., Visentin, F., Vionnet, V., and Wautelet, P.: Overview of the Meso-NH model version 5.4 and its applications, *Geoscientific Model Development*, 11, 1929–1969, <https://doi.org/10.5194/gmd-11-1929-2018>, 2018.
- Lance, S., Brock, C. A., Rogers, D., and Gordon, J. A.: Water droplet calibration of the Cloud Droplet Probe (CDP) and in-flight performance in liquid, ice and mixed-phase clouds during ARCPAC, *Atmospheric Measurement Techniques*, 3, 1683–1706, <https://doi.org/10.5194/amt-3-1683-2010>, 2010.
- Lavigne, T. and Liu, C.: Validity of Global Fog-Day Trends Indicated by the Global Surface Summary of the Day (GSOD) Data Set, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 127, e2021JD035881, <https://doi.org/https://doi.org/10.1029/2021JD035881>, e2021JD035881 2021JD035881, 2022.
- Lee, I.-Y. and Pruppacher, H. R.: A comparative study on the growth of cloud drops by condensation using an air parcel model with and without entrainment, pure and applied geophysics, 115, 523–545, <https://doi.org/10.1007/BF00876119>, 1977.
- Li, Y., Eugster, W., Riedl, A., Westerhuis, S., Buchmann, N., and Aemisegger, F.: Identifying key stages of radiation fog evolution using water vapor isotopes, *Agricultural and Forest Meteorology*, 334, 109430, <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.agrformet.2023.109430>, 2023.
- Liu, D. Y., Yan, W. L., Yang, J., Pu, M. J., Niu, S. J., and Li, Z. H.: A Study of the Physical Processes of an Advection Fog Boundary Layer, *Boundary-Layer Meteorology*, 158, 125–138, <https://doi.org/10.1007/s10546-015-0076-y>, 2016.
- Löhnert, U. and Maier, O.: Operational profiling of temperature using ground-based microwave radiometry at Payerne: prospects and challenges, *Atmospheric Measurement Techniques*, 5, 1121–1134, <https://doi.org/10.5194/amt-5-1121-2012>, 2012.
- Maronga, B. and Bosveld, F. C.: Key parameters for the life cycle of nocturnal radiation fog: a comprehensive large-eddy simulation study, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 143, 2463–2480, <https://doi.org/https://doi.org/10.1002/qj.3100>, 2017.
- Marquet, P., Martinet, P., Mahfouf, J.-F., Barbu, A. L., and Ménétrier, B.: Towards the use of conservative thermodynamic variables in data assimilation: a case study using ground-based microwave radiometer measurements, *Atmospheric Measurement Techniques*, 15, 2021–2035, <https://doi.org/10.5194/amt-15-2021-2022>, 2022.

- Martinet, P., Cimini, D., De Angelis, F., Canut, G., Unger, V., Guillot, R., Tzanos, D., and Paci, A.: Combining ground-based microwave radiometer and the AROME convective scale model through 1DVAR retrievals in complex terrain: an Alpine valley case study, *Atmospheric Measurement Techniques*, 10, 3385–3402, <https://doi.org/10.5194/amt-10-3385-2017>, 2017.
- Martinet, P., Cimini, D., Burnet, F., Ménétrier, B., Michel, Y., and Unger, V.: Improvement of numerical weather prediction model analysis during fog conditions through the assimilation of ground-based microwave radiometer observations: a 1D-Var study, *Atmospheric Measurement Techniques*, 13, 6593–6611, <https://doi.org/10.5194/amt-13-6593-2020>, 2020.
- Martinet, P., Unger, V., Burnet, F., Georgis, J.-F., Hervo, M., Huet, T., Löhnert, U., Miller, E., Orlandi, E., Price, J., Schröder, M., and Thomas, G.: A dataset of temperature, humidity, and liquid water path retrievals from a network of ground-based microwave radiometers dedicated to fog investigation, *Bulletin of Atmospheric Science and Technology*, 3, 6, <https://doi.org/10.1007/s42865-022-00049-w>, 2022.
- Martinet, P., Burnet, F., Costabloy, T., Lohnert, U., Delanoë, J., Roy, A., and Unger, V.: Capabilities of ground-based microwave radiometers for fog thermodynamic and microphysical profiling: evaluation during the SOFOG3D experiment, In preparation, 2024.
- Mason, J.: The Physics of Radiation Fog, *Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II*, 60, 486–499, https://doi.org/10.2151/jmsj1965.60.1_486, 1982.
- Massaro, G., Stiperski, I., Pospichal, B., and Rotach, M. W.: Accuracy of retrieving temperature and humidity profiles by ground-based microwave radiometry in truly complex terrain, *Atmospheric Measurement Techniques*, 8, 3355–3367, <https://doi.org/10.5194/amt-8-3355-2015>, 2015.
- Maury, N., Roberts, G. C., Couvreur, F., Verdu, T., Narvor, P., Villefranque, N., Lacroix, S., and Hattenberger, G.: Use of large-eddy simulations to design an adaptive sampling strategy to assess cumulus cloud heterogeneities by remotely piloted aircraft, *Atmospheric Measurement Techniques*, 15, 335–352, <https://doi.org/10.5194/amt-15-335-2022>, 2022.
- Mazoyer, M.: Impact du processus d’activation sur les propriétés microphysiques des brouillards et sur leur cycle de vie, Ph.D. thesis, URL <http://www.theses.fr/2016INPT0025>, thèse de doctorat dirigée par Brenguier, Jean-Louis et Burnet, Frederic Océan, Atmosphère et surfaces continentales Toulouse, INPT 2016, 2016.
- Mazoyer, M., Lac, C., Thouron, O., Bergot, T., Masson, V., and Musson-Genon, L.: Large eddy simulation of radiation fog: impact of dynamics on the fog life cycle, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 17, 13 017–13 035, <https://doi.org/10.5194/acp-17-13017-2017>, 2017.
- Mazoyer, M., Burnet, F., Denjean, C., Roberts, G. C., Haeffelin, M., Dupont, J.-C., and Elias, T.: Experimental study of the aerosol impact on fog microphysics, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 19, 4323–4344, <https://doi.org/10.5194/acp-19-4323-2019>, 2019.

- Mazoyer, M., Burnet, F., and Denjean, C.: Experimental study on the evolution of droplet size distribution during the fog life cycle, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 22, 11 305–11 321, <https://doi.org/10.5194/acp-22-11305-2022>, 2022.
- McFiggans, G., Artaxo, P., Baltensperger, U., Coe, H., Facchini, M. C., Feingold, G., Fuzzi, S., Gysel, M., Laaksonen, A., Lohmann, U., Mentel, T. F., Murphy, D. M., O’Dowd, C. D., Snider, J. R., and Weingartner, E.: The effect of physical and chemical aerosol properties on warm cloud droplet activation, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 6, 2593–2649, <https://doi.org/10.5194/acp-6-2593-2006>, 2006.
- Merk, D., Deneke, H., Pospichal, B., and Seifert, P.: Investigation of the adiabatic assumption for estimating cloud micro- and macrophysical properties from satellite and ground observations, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 16, 933–952, <https://doi.org/10.5194/acp-16-933-2016>, 2016.
- Meyer, M. B. and Lala, G. G.: Climatological Aspects of Radiation Fog Occurrence at Albany, New York, *Journal of Climate*, 3, 577 – 586, [https://doi.org/https://doi.org/10.1175/1520-0442\(1990\)003<0577:CAORFO>2.0.CO;2](https://doi.org/https://doi.org/10.1175/1520-0442(1990)003<0577:CAORFO>2.0.CO;2), 1990.
- Meyer, M. B., Jiusto, J. E., and Lala, G. G.: Measurements of Visual Range and Radiation-Fog (Haze) Microphysics, *Journal of Atmospheric Sciences*, 37, 622 – 629, [https://doi.org/https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1980\)037<0622:MOVRAR>2.0.CO;2](https://doi.org/https://doi.org/10.1175/1520-0469(1980)037<0622:MOVRAR>2.0.CO;2), 1980.
- Meyer, M. B., Lala, G. G., and Jiusto, J. E.: FOG-82: A Cooperative Field Study of Radiation Fog, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 67, 825 – 832, [https://doi.org/https://doi.org/10.1175/1520-0477\(1986\)067<0825:FACFSO>2.0.CO;2](https://doi.org/https://doi.org/10.1175/1520-0477(1986)067<0825:FACFSO>2.0.CO;2), 1986.
- Mie, G.: Beiträge zur Optik trüber Medien, speziell kolloidaler Metallösungen, *Annalen der Physik*, 330, 377–445, <https://doi.org/https://doi.org/10.1002/andp.19083300302>, 1908.
- Miles, N. L., Verlinde, J., and Clothiaux, E. E.: Cloud Droplet Size Distributions in Low-Level Stratiform Clouds, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 57, 295 – 311, [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(2000\)057<0295:CDSIL>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(2000)057<0295:CDSIL>2.0.CO;2), 2000.
- Monks, P. S., Ravishankara, A. R., von Schneidemesser, E., and Sommariva, R.: Opinion: Papers that shaped tropospheric chemistry, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 21, 12 909–12 948, <https://doi.org/10.5194/acp-21-12909-2021>, 2021.
- Nakanishi, M.: Large-Eddy Simulation Of Radiation Fog, *Boundary-Layer Meteorology*, 94, 461–493, <https://doi.org/10.1023/A:1002490423389>, 2000.
- Nguyen, C.: Etude de l’impact du vent sur les mesures des propriétés microphysiques du brouillard. Stage de 1^{re} année cycle ingénieur, rapport Stage 1A, 2023.
- Niu, F., Li, Z., Li, C., Lee, K.-H., and Wang, M.: Increase of wintertime fog in China: Potential impacts of weakening of the Eastern Asian monsoon circulation and increasing aerosol loading, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 115, <https://doi.org/https://doi.org/10.1029/2009JD013484>, 2010.

- Niu, S. J., Liu, D. Y., Zhao, L. J., Lu, C. S., Lü, J. J., and Yang, J.: Summary of a 4-Year Fog Field Study in Northern Nanjing, Part 2: Fog Microphysics, *Pure and Applied Geophysics*, 169, 1137–1155, <https://doi.org/10.1007/s00024-011-0344-9>, 2012.
- Norgren, M. S., Small, J. D., Jonsson, H. H., and Chuang, P. Y.: Observational estimates of detrainment and entrainment in non-precipitating shallow cumulus, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 16, 21–33, <https://doi.org/10.5194/acp-16-21-2016>, 2016.
- Ogren, J. A., NOONE, K. J., HALLBERG, A., HEINTZENBERG, J., SCHELL, D., BERNER, A., SOLLY, I., KRUISZ, C., REISCHL, G., ARENDS, B. G., and WOBROCK, W.: Measurements of the size dependence of the concentration of nonvolatile material in fog droplets, *Tellus B*, 44, 570–580, <https://doi.org/https://doi.org/10.1034/j.1600-0889.1992.t01-1-00010.x>, 1992.
- Oke, T. R.: *Boundary Layer Climates*, Routledge, Abingdon, UK, 2002.
- Okita, T.: Observations of the vertical structure of a stratus cloud and radiation fogs in relation to the mechanism of drizzle formation, *Tellus*, 14, 310–322, <https://doi.org/10.3402/tellusa.v14i3.9556>, 1962.
- Okuda, T., Tomine, K., and Sugawara, H.: Mechanisms of Temporary Improvement and Rapid Changes in Visibility in Fogs, . 2, 88, 243–261, <https://doi.org/10.2151/jmsj.2010-301>, 2010.
- Oliver, D. A., Lewellen, W. S., and Williamson, G. G.: The Interaction between Turbulent and Radiative Transport in the Development of Fog and Low-Level Stratus, *Journal of Atmospheric Sciences*, 35, 301 – 316, [https://doi.org/https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1978\)035<0301:TIBTAR>2.0.CO;2](https://doi.org/https://doi.org/10.1175/1520-0469(1978)035<0301:TIBTAR>2.0.CO;2), 1978.
- Ory, L.: Diurnal evolution of the microphysical properties of the atmospheric boundary layer during the BIOMAIDO campaign, rapport M2, 2020.
- Pagowski, M., Gultepe, I., and King, P.: Analysis and Modeling of an Extremely Dense Fog Event in Southern Ontario, *Journal of Applied Meteorology*, 43, 3 – 16, [https://doi.org/https://doi.org/10.1175/1520-0450\(2004\)043<0003:AAMOAE>2.0.CO;2](https://doi.org/https://doi.org/10.1175/1520-0450(2004)043<0003:AAMOAE>2.0.CO;2), 2004.
- Painemal, D. and Zuidema, P.: Assessment of MODIS cloud effective radius and optical thickness retrievals over the Southeast Pacific with VOCALS-REx in situ measurements, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 116, <https://doi.org/https://doi.org/10.1029/2011JD016155>, 2011.
- Pauli, E., Cermak, J., and Teuling, A. J.: Enhanced Nighttime Fog and Low Stratus Occurrence Over the Landes Forest, France, *Geophysical Research Letters*, 49, e2021GL097058, <https://doi.org/https://doi.org/10.1029/2021GL097058>, e2021GL097058 2021GL097058, 2022.
- Pilié, R. J., Mack, E. J., Kocmond, W. C., Eadie, W. J., and Rogers, C. W.: The Life Cycle of Valley Fog. Part II: Fog Microphysics, *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 14, 364 – 374, [https://doi.org/https://doi.org/10.1175/1520-0450\(1975\)014<0364:TLCOVF>2.0.CO;2](https://doi.org/https://doi.org/10.1175/1520-0450(1975)014<0364:TLCOVF>2.0.CO;2), 1975a.

- Pilié, R. J., Mack, E. J., Kocmond, W. C., Rogers, C. W., and Eadie, W. J.: The Life Cycle of Valley Fog. Part I: Micrometeorological Characteristics, *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 14, 347 – 363, [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(1975\)014<0347:TLCOVF>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(1975)014<0347:TLCOVF>2.0.CO;2), 1975b.
- Pilié, R. J., Mack, E. J., Rogers, C. W., Katz, U., and Kocmond, W. C.: The Formation of Marine Fog and the Development of Fog-Stratus Systems along the California Coast, *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 18, 1275 – 1286, [https://doi.org/https://doi.org/10.1175/1520-0450\(1979\)018<1275:TFOMFA>2.0.CO;2](https://doi.org/https://doi.org/10.1175/1520-0450(1979)018<1275:TFOMFA>2.0.CO;2), 1979.
- Pinnick, R. G., Hoihjelle, D. L., Fernandez, G., Stenmark, E. B., Lindberg, J. D., Hoidale, G. B., and Jennings, S. G.: Vertical Structure in Atmospheric Fog and Haze and Its Effects on Visible and Infrared Extinction, *Journal of Atmospheric Sciences*, 35, 2020 – 2032, [https://doi.org/https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1978\)035<2020:VSIAFA>2.0.CO;2](https://doi.org/https://doi.org/10.1175/1520-0469(1978)035<2020:VSIAFA>2.0.CO;2), 1978.
- Podzimek, J.: Droplet Concentration and Size Distribution in Haze and Fog, *Studia Geophysica et Geodaetica*, 41, 277–296, <https://doi.org/10.1023/A:1023350917344>, 1997.
- Pontikis, C. A.: Parameterization of the droplet effective radius of warm layer clouds, *Geophysical Research Letters*, 23, 2629–2632, <https://doi.org/https://doi.org/10.1029/96GL02452>, 1996.
- Porson, A., Price, J., Lock, A., and Clark, P.: Radiation Fog. Part II: Large-Eddy Simulations in Very Stable Conditions, *Boundary-Layer Meteorology*, 139, 193–224, <https://doi.org/10.1007/s10546-010-9579-8>, 2011.
- Price, J.: Radiation Fog. Part I: Observations of Stability and Drop Size Distributions, *Boundary-Layer Meteorology*, 139, 167–191, <https://doi.org/10.1007/s10546-010-9580-2>, 2011.
- Price, J., Porson, A., and Lock, A.: An Observational Case Study of Persistent Fog and Comparison with an Ensemble Forecast Model, *Boundary-Layer Meteorology*, 155, 301–327, <https://doi.org/10.1007/s10546-014-9995-2>, 2015.
- Price, J. D.: Observations of stratocumulus cloud break-up over land, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 125, 441–468, <https://doi.org/https://doi.org/10.1002/qj.49712555404>, 1999.
- Price, J. D.: On the Formation and Development of Radiation Fog: An Observational Study, *Boundary-Layer Meteorology*, 172, 167–197, <https://doi.org/10.1007/s10546-019-00444-5>, 2019.
- Price, J. D. and Clark, R.: On the Measurement of Dewfall and Fog-Droplet Deposition, *Boundary-Layer Meteorology*, 152, 367–393, <https://doi.org/10.1007/s10546-014-9930-6>, 2014.
- Price, J. D., Lane, S., Boutle, I. A., Smith, D. K. E., Bergot, T., Lac, C., Duconge, L., McGregor, J., Kerr-Munslow, A., Pickering, M., and Clark, R.: LANFEX: A Field and

- Modeling Study to Improve Our Understanding and Forecasting of Radiation Fog, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 99, 2061 – 2077, <https://doi.org/https://doi.org/10.1175/BAMS-D-16-0299.1>, 2018.
- Protat, A. and McRobert, I.: Three-dimensional wind profiles using a stabilized shipborne cloud radar in wind profiler mode, *Atmospheric Measurement Techniques*, 13, 3609–3620, <https://doi.org/10.5194/amt-13-3609-2020>, 2020.
- Quan, J., Zhang, Q., He, H., Liu, J., Huang, M., and Jin, H.: Analysis of the formation of fog and haze in North China Plain (NCP), *Atmospheric Chemistry and Physics*, 11, 8205–8214, <https://doi.org/10.5194/acp-11-8205-2011>, 2011.
- Richter, D. H., MacMillan, T., and Wainwright, C.: A Lagrangian Cloud Model for the Study of Marine Fog, *Boundary-Layer Meteorology*, 181, 523–542, <https://doi.org/10.1007/s10546-020-00595-w>, 2021.
- Roach, W. T., Brown, R., Caughey, S. J., Garland, J. A., and Readings, C. J.: The physics of radiation fog: I – a field study, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 102, 313–333, <https://doi.org/https://doi.org/10.1002/qj.49710243204>, 1976.
- Rodhe, B.: The effect of turbulence on fog formation, *Tellus*, 14, 49–86, <https://doi.org/https://doi.org/10.1111/j.2153-3490.1962.tb00119.x>, 1962.
- Román-Cascón, C., Yagüe, C., Steeneveld, G.-J., Morales, G., Arrillaga, J. A., Sastre, M., and Maqueda, G.: Radiation and cloud-base lowering fog events: Observational analysis and evaluation of WRF and HARMONIE, *Atmospheric Research*, 229, 190–207, <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2019.06.018>, 2019.
- Roquelaure, S., Tardif, R., Remy, S., and Bergot, T.: Skill of a Ceiling and Visibility Local Ensemble Prediction System (LEPS) according to Fog-Type Prediction at Paris-Charles de Gaulle Airport, *Weather and Forecasting*, 24, 1511 – 1523, <https://doi.org/https://doi.org/10.1175/2009WAF2222213.1>, 2009.
- Rémy, S. and Bergot, T.: Assessing the impact of observations on a local numerical fog prediction system, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 135, 1248–1265, <https://doi.org/https://doi.org/10.1002/qj.448>, 2009.
- Salby, M. L.: Chapter 9 Aerosol and clouds, in: *Fundamentals of atmospheric physics*, edited by Salby, M. L., vol. 61 of *International Geophysics*, pp. 258–III, Academic Press, [https://doi.org/https://doi.org/10.1016/S0074-6142\(96\)80046-5](https://doi.org/https://doi.org/10.1016/S0074-6142(96)80046-5), 1996.
- Schwenkel, J. and Maronga, B.: Large-eddy simulation of radiation fog with comprehensive two-moment bulk microphysics: impact of different aerosol activation and condensation parameterizations, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 19, 7165–7181, <https://doi.org/10.5194/acp-19-7165-2019>, 2019.
- Selezneva, E. S.: The main features of condensation nuclei distribution in the free atmosphere over the European territory of the USSR, *Tellus*, 18, 525–531, <https://doi.org/https://doi.org/10.1111/j.2153-3490.1966.tb00265.x>, 1966.

- Singh, D. K., Hoch, S. W., Gultepe, I., and Pardyjak, E. R.: A case study of the life cycle of a stratus-lowering coastal-fog event in Newfoundland, Canada, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, n/a, <https://doi.org/https://doi.org/10.1002/qj.4615>, 2023.
- Slingo, A. and Schrecker, H. M.: On the shortwave radiative properties of stratiform water clouds, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 108, 407–426, <https://doi.org/https://doi.org/10.1002/qj.49710845607>, 1982.
- Smith, D. K. E., Renfrew, I. A., Price, J. D., and Dorling, S. R.: Numerical modelling of the evolution of the boundary layer during a radiation fog event, *Weather*, 73, 310–316, <https://doi.org/https://doi.org/10.1002/wea.3305>, 2018.
- Smith, D. K. E., Dorling, S. R., Renfrew, I. A., Ross, A. N., and Poku, C.: Fog trends in India: Relationships to fog type and western disturbances, *International Journal of Climatology*, 43, 818–836, <https://doi.org/https://doi.org/10.1002/joc.7832>, 2023.
- Spiegel, J. K., Zieger, P., Bukowiecki, N., Hammer, E., Weingartner, E., and Eugster, W.: Evaluating the capabilities and uncertainties of droplet measurements for the fog droplet spectrometer (FM-100), *Atmospheric Measurement Techniques*, 5, 2237–2260, <https://doi.org/10.5194/amt-5-2237-2012>, 2012.
- Squires, P.: Penetrative Downdraughts in Cumuli, *Tellus*, 10, 381–389, <https://doi.org/https://doi.org/10.1111/j.2153-3490.1958.tb02025.x>, 1958.
- Stephens, G. L.: Radiation Profiles in Extended Water Clouds. II: Parameterization Schemes, *Journal of Atmospheric Sciences*, 35, 2123 – 2132, [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1978\)035<2123:RPIEWC>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1978)035<2123:RPIEWC>2.0.CO;2), 1978.
- Stolaki, S., Haefelin, M., Lac, C., Dupont, J.-C., Elias, T., and Masson, V.: Influence of aerosols on the life cycle of a radiation fog event. A numerical and observational study, *Atmospheric Research*, 151, 146–161, <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2014.04.013>, sixth International Conference on Fog, Fog Collection and Dew, 2015.
- Stolaki, S. N., Kazadzis, S. A., Foris, D. V., and Karacostas, T. S.: Fog characteristics at the airport of Thessaloniki, Greece, *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 9, 1541–1549, <https://doi.org/10.5194/nhess-9-1541-2009>, 2009.
- Stommel, H.: ENTRAINMENT OF AIR INTO A CUMULUS CLOUD: (Paper presented 27 December 1946 at the Annual Meeting, A.M.S., Cambridge, Massachusetts), *Journal of Atmospheric Sciences*, 4, 91 – 94, [https://doi.org/https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1947\)004<0091:EOAIAC>2.0.CO;2](https://doi.org/https://doi.org/10.1175/1520-0469(1947)004<0091:EOAIAC>2.0.CO;2), 1947.
- Stull, R. B.: Mean Boundary Layer Characteristics, pp. 1–27, Springer Netherlands, Dordrecht, https://doi.org/10.1007/978-94-009-3027-8_1, 1988.
- Szczodrak, M., Austin, P. H., and Krummel, P. B.: Variability of Optical Depth and Effective Radius in Marine Stratocumulus Clouds, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 58, 2912 – 2926, [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(2001\)058<2912:VOODAE>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(2001)058<2912:VOODAE>2.0.CO;2), 2001.

- Tardif, R.: The Impact of Vertical Resolution in the Explicit Numerical Forecasting of Radiation Fog: A Case Study, in: *Fog and Boundary Layer Clouds: Fog Visibility and Forecasting*, edited by Gultepe, I., pp. 1221–1240, Birkhäuser Basel, Basel, 2007.
- Tardif, R. and Rasmussen, R. M.: Event-Based Climatology and Typology of Fog in the New York City Region, *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 46, 1141 – 1168, <https://doi.org/10.1175/JAM2516.1>, 2007.
- Tardif, R. and Rasmussen, R. M.: Process-Oriented Analysis of Environmental Conditions Associated with Precipitation Fog Events in the New York City Region, *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 47, 1681 – 1703, <https://doi.org/https://doi.org/10.1175/2007JAMC1734.1>, 2008.
- Tardif, R. and Rasmussen, R. M.: Evaporation of Nonequilibrium Raindrops as a Fog Formation Mechanism, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 67, 345 – 364, <https://doi.org/https://doi.org/10.1175/2009JAS3149.1>, 2010.
- Tav, J.: Etude du dépôt de radionucléides par les gouttelettes de brouillards et de nuages sur les végétaux à partir d'expérimentations in situ, Ph.D. thesis, URL <http://www.theses.fr/2017INPT0082>, thèse de doctorat dirigée par Pourcelot, Laurent et Burnet, Frédéric Océan, atmosphère, climat Toulouse, INPT 2017, 2017.
- Tav, J., Masson, O., Burnet, F., Paulat, P., Bourriane, T., Conil, S., and Pourcelot, L.: Determination of Fog-Droplet Deposition Velocity from a Simple Weighing Method, *Aerosol and Air Quality Research*, 18, 103–113, <https://doi.org/10.4209/aaqr.2016.11.0519>, 2018.
- Taylor, G. I.: The formation of fog and mist, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 43, 241–268, <https://doi.org/https://doi.org/10.1002/qj.49704318302>, 1917.
- Thoma, C., Schneider, W., Masbou, M., and Bott, A.: Integration of Local Observations into the One Dimensional Fog Model PAFOG, *Pure and Applied Geophysics*, 169, 881–893, <https://doi.org/10.1007/s00024-011-0357-4>, 2012.
- Thornton, J., Price, J. D., Burnet, F., and Lac, C.: Contrasting the evolution of radiation fog over a heterogeneous region in southwest France during the SOFOG3D campaign, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 149, 3323–3341, <https://doi.org/https://doi.org/10.1002/qj.4558>, 2023.
- Tiitta, P., Leskinen, A., Kaikkonen, V. A., Molkoselkä, E. O., Mäkynen, A. J., Joutsensaari, J., Calderon, S., Romakkaniemi, S., and Komppula, M.: Intercomparison of holographic imaging and single-particle forward light scattering in situ measurements of liquid clouds in changing atmospheric conditions, *Atmospheric Measurement Techniques*, 15, 2993–3009, <https://doi.org/10.5194/amt-15-2993-2022>, 2022.
- Toledo, F., Delanoë, J., Haeffelin, M., Dupont, J.-C., Jorquera, S., and Le Gac, C.: Absolute calibration method for frequency-modulated continuous wave (FMCW) cloud radars based on corner reflectors, *Atmospheric Measurement Techniques*, 13, 6853–6875, <https://doi.org/10.5194/amt-13-6853-2020>, 2020.

- Toledo, F., Haeffelin, M., Wærsted, E., and Dupont, J.-C.: A new conceptual model for adiabatic fog, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 21, 13 099–13 117, <https://doi.org/10.5194/acp-21-13099-2021>, 2021.
- Twomey, S.: The nuclei of natural cloud formation part II: The supersaturation in natural clouds and the variation of cloud droplet concentration, *Geofisica pura e applicata*, 43, 243–249, <https://doi.org/10.1007/BF01993560>, 1959.
- Twomey, S.: The Influence of Pollution on the Shortwave Albedo of Clouds, *Journal of Atmospheric Sciences*, 34, 1149 – 1152, [https://doi.org/https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1977\)034<1149:TIOPOP>2.0.CO;2](https://doi.org/https://doi.org/10.1175/1520-0469(1977)034<1149:TIOPOP>2.0.CO;2), 1977.
- van der Velde, I. R., Steeneveld, G. J., Schreur, B. G. J. W., and Holtslag, A. A. M.: Modeling and Forecasting the Onset and Duration of Severe Radiation Fog under Frost Conditions, *Monthly Weather Review*, 138, 4237 – 4253, <https://doi.org/10.1175/2010MWR3427.1>, 2010.
- van Oldenborgh, G. J., Yiou, P., and Vautard, R.: On the roles of circulation and aerosols in the decline of mist and dense fog in Europe over the last 30 years, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 10, 4597–4609, <https://doi.org/10.5194/acp-10-4597-2010>, 2010.
- van Schalkwyk, L. and Dyson, L. L.: Climatological Characteristics of Fog at Cape Town International Airport, *Weather and Forecasting*, 28, 631 – 646, <https://doi.org/10.1175/WAF-D-12-00028.1>, 2013.
- Van Ulden, A. P. and Wieringa, J.: Atmospheric boundary layer research at Cabauw, *Boundary-Layer Meteorology*, 78, 39–69, <https://doi.org/10.1007/BF00122486>, 1996.
- Vautard, R., Yiou, P., and van Oldenborgh, G. J.: Decline of fog, mist and haze in Europe over the past 30 years, *Nature Geoscience*, 2, 115–119, <https://doi.org/10.1038/ngeo414>, 2009.
- Vehil, R., Monerris, J., Guedalia, D., and Sarthou, P.: Study of the radiative effects (long-wave and short-wave) within a fog layer, *Atmospheric Research*, 23, 179–194, [https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0169-8095\(89\)90006-9](https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0169-8095(89)90006-9), 1989.
- Vermeulen, A., Wyers, G., Römer, F., Van Leeuwen, N., Draaijers, G., and Erisman, J.: Fog deposition on a coniferous forest in The Netherlands, *Atmospheric Environment*, 31, 375–386, [https://doi.org/https://doi.org/10.1016/S1352-2310\(96\)00056-8](https://doi.org/https://doi.org/10.1016/S1352-2310(96)00056-8), 1997.
- Vié, B., Pinty, J.-P., Berthet, S., and Leriche, M.: LIMA (v1.0): A quasi two-moment microphysical scheme driven by a multimodal population of cloud condensation and ice freezing nuclei, *Geoscientific Model Development*, 9, 567–586, <https://doi.org/10.5194/gmd-9-567-2016>, 2016.
- Vishwakarma, P., Delanoë, J., Jorquera, S., Martinet, P., Burnet, F., Bell, A., and Dupont, J.-C.: Climatology of estimated liquid water content and scaling factor for warm clouds using radar–microwave radiometer synergy, *Atmospheric Measurement Techniques*, 16, 1211–1237, <https://doi.org/10.5194/amt-16-1211-2023>, 2023.

- Vongpaseut, I.: Etude expérimentale de l'impact des aérosols sur le cycle de vie du brouillard, rapport M2, 2022.
- Wærsted, E. G., Haeffelin, M., Dupont, J.-C., Delanoë, J., and Dubuisson, P.: Radiation in fog: quantification of the impact on fog liquid water based on ground-based remote sensing, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 17, 10 811–10 835, <https://doi.org/10.5194/acp-17-10811-2017>, 2017.
- Wagh, S., Krishnamurthy, R., Wainwright, C., Wang, S., Dorman, C. E., Fernando, H. J. S., and Gultepe, I.: Study of Stratus-Lowering Marine-Fog Events Observed During C-FOG, *Boundary-Layer Meteorology*, 181, 317–344, <https://doi.org/10.1007/s10546-021-00670-w>, 2021.
- Wagh, S., Kulkarni, R., Lonkar, P., Parde, A. N., Dhangar, N. G., Govardhan, G., Sajjan, V., Debnath, S., Gultepe, I., Rajeevan, M., and Ghude, S. D.: Development of visibility equation based on fog microphysical observations and its verification using the WRF model, *Modeling Earth Systems and Environment*, 9, 195–211, <https://doi.org/10.1007/s40808-022-01492-6>, 2023.
- Wainwright, C., Chang, R. Y.-W., and Richter, D.: Aerosol Activation in Radiation Fog at the Atmospheric Radiation Program Southern Great Plains Site, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 126, e2021JD035 358, <https://doi.org/https://doi.org/10.1029/2021JD035358>, e2021JD035358 2021JD035358, 2021.
- Wallace, J. M. and Hobbs, P. V.: 3 - Atmospheric Thermodynamics, in: *Atmospheric Science (Second Edition)*, edited by Wallace, J. M. and Hobbs, P. V., pp. 63–111, Academic Press, San Diego, second edition edn., <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/B978-0-12-732951-2.50008-9>, 2006.
- Wang, Y., Niu, S., Lu, C., Lv, J., Zhang, J., Zhang, H., Zhang, S., Shao, N., Sun, W., Jin, Y., and Song, Q.: Observational study of the physical and chemical characteristics of the winter radiation fog in the tropical rainforest in Xishuangbanna, China, *Science China Earth Sciences*, 64, 1982–1995, <https://doi.org/10.1007/s11430-020-9766-4>, 2021.
- Warner, J.: The Microstructure of Cumulus Cloud. Part I. General Features of the Droplet Spectrum, *Journal of Atmospheric Sciences*, 26, 1049 – 1059, [https://doi.org/https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1969\)026<1049:TMOCCP>2.0.CO;2](https://doi.org/https://doi.org/10.1175/1520-0469(1969)026<1049:TMOCCP>2.0.CO;2), 1969.
- Welch, R. M. and Wielicki, B. A.: The Stratocumulus Nature of Fog, *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 25, 101 – 111, [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(1986\)025<0101:TSNOF>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(1986)025<0101:TSNOF>2.0.CO;2), 1986.
- Welch, R. M., Ravichandran, M. G., and Cox, S. K.: Prediction of Quasi-Periodic Oscillations in Radiation Fogs. Part I: Comparison of Simple Similarity Approaches, *Journal of Atmospheric Sciences*, 43, 633 – 651, [https://doi.org/https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1986\)043<0633:POQPOI>2.0.CO;2](https://doi.org/https://doi.org/10.1175/1520-0469(1986)043<0633:POQPOI>2.0.CO;2), 1986.

- Wendisch, M.: A Quantitative Comparison of Ground-Based FSSP and PVM Measurements, *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 15, 887 – 900, [https://doi.org/10.1175/1520-0426\(1998\)015<0887:AQCOGB>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0426(1998)015<0887:AQCOGB>2.0.CO;2), 1998.
- Wendisch, M., Garrett, T. J., and Strapp, J. W.: Wind Tunnel Tests of the Airborne PVM-100A Response to Large Droplets, *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 19, 1577 – 1584, [https://doi.org/10.1175/1520-0426\(2002\)019<1577:WTTOTA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0426(2002)019<1577:WTTOTA>2.0.CO;2), 2002.
- Wendisch, M., Mertes, S., Heintzenberg, J., Wiedensohler, A., Schell, D., Wobrock, W., Frank, G., Martinsson, B., Fuzzi, S., Orsi, G., Kos, G., and Berner, A.: Drop size distribution and LWC in Po valley fog, *Contributions to Atmospheric Physics*, 71, 87–100, 1998.
- Westcott, N. E. and Kristovich, D. A. R.: A Climatology and Case Study of Continental Cold Season Dense Fog Associated with Low Clouds, *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 48, 2201 – 2214, <https://doi.org/https://doi.org/10.1175/2009JAMC1999.1>, 2009.
- Westerhuis, S., Fuhrer, O., Cermak, J., and Eugster, W.: Identifying the key challenges for fog and low stratus forecasting in complex terrain, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 146, 3347–3367, <https://doi.org/https://doi.org/10.1002/qj.3849>, 2020.
- Whitby, K. T.: THE PHYSICAL CHARACTERISTICS OF SULFUR AEROSOLS, in: *Sulfur in the Atmosphere*, edited by HUSAR, R., LODGE, J., and MOORE, D., pp. 135–159, Pergamon, <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/B978-0-08-022932-4.50018-5>, 1978.
- Wobrock, W., SCHELL, D., MASER, R., KESSEL, M., JAESCHKE, W., FUZZI, S., FACCHINI, M. C., ORSI, G., MARZORATI, A., WINKLER, P., ARENDS, B. G., and BENDIX, J.: Meteorological characteristics of the Po Valley fog, *Tellus B*, 44, 469–488, <https://doi.org/https://doi.org/10.1034/j.1600-0889.1992.t01-4-00003.x>, 1992.
- World Meteorological Organization: International Cloud Atlas, no. vol. 1 in International Cloud Atlas, Secretariat of the World Meteorological Organization, URL https://cloudatlas.wmo.int/docs/ICA_1956-Vol_I_low_res.pdf, 1956.
- World Meteorological Organization: Guide to Meteorological Observing and Information Distribution Systems for Aviation Weather Services, WMO-No. 731, WMO, URL <https://library.wmo.int/idurl/4/31903>, 2014.
- World Meteorological Organization: Guide to Instruments and Methods of Observation Volume I – Measurement of Meteorological Variables, WMO-No. 8, WMO, URL <https://library.wmo.int/idurl/4/68695>, 2021.
- Wriedt, T.: Mie Theory: A Review, pp. 53–71, Springer Berlin Heidelberg, Berlin, Heidelberg, https://doi.org/10.1007/978-3-642-28738-1_2, 2012.
- Wærsted, E. G., Haeffelin, M., Steeneveld, G.-J., and Dupont, J.-C.: Understanding the dissipation of continental fog by analysing the LWP budget using idealized LES and in

- situ observations, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 145, 784–804, <https://doi.org/https://doi.org/10.1002/qj.3465>, 2019.
- Xue, Y., Wang, L.-P., and Grabowski, W. W.: Growth of Cloud Droplets by Turbulent Collision–Coalescence, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 65, 331 – 356, <https://doi.org/https://doi.org/10.1175/2007JAS2406.1>, 2008.
- Yang, L., Liu, J.-W., Ren, Z.-P., Xie, S.-P., Zhang, S.-P., and Gao, S.-H.: Atmospheric Conditions for Advection-Radiation Fog Over the Western Yellow Sea, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 123, 5455–5468, <https://doi.org/https://doi.org/10.1029/2017JD028088>, 2018.
- Yang, Y. and Gao, S.: The Impact of Turbulent Diffusion Driven by Fog-Top Cooling on Sea Fog Development, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 125, e2019JD031562, <https://doi.org/https://doi.org/10.1029/2019JD031562>, e2019JD031562 2019JD031562, 2020.
- Zhang, J., Xue, H., Deng, Z., Ma, N., Zhao, C., and Zhang, Q.: A comparison of the parameterization schemes of fog visibility using the in-situ measurements in the North China Plain, *Atmospheric Environment*, 92, 44–50, <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.atmosenv.2014.03.068>, 2014a.
- Zhang, X., Musson-Genon, L., Dupont, E., Milliez, M., and Carissimo, B.: On the Influence of a Simple Microphysics Parametrization on Radiation Fog Modelling: A Case Study During ParisFog, *Boundary-Layer Meteorology*, 151, 293–315, <https://doi.org/10.1007/s10546-013-9894-y>, 2014b.
- Zhao, L., Niu, S., Zhang, Y., and Xu, F.: Microphysical characteristics of sea fog over the east coast of Leizhou Peninsula, China, *Advances in Atmospheric Sciences*, 30, 1154–1172, <https://doi.org/10.1007/s00376-012-1266-x>, 2013.
- Zhou, B. and Ferrier, B. S.: Asymptotic Analysis of Equilibrium in Radiation Fog, *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 47, 1704 – 1722, <https://doi.org/https://doi.org/10.1175/2007JAMC1685.1>, 2008.

Titre : Profils verticaux des propriétés microphysiques du brouillard et leur évolution au cours de son cycle de vie

Mots clés : Brouillard, Microphysique, SOFOG3D, Observations, Ballon captif

Résumé : Le brouillard est un phénomène difficile à prévoir en raison de sa faible extension verticale et de l'équilibre complexe des processus radiatifs, microphysiques, turbulents et dynamiques régissant son cycle de vie. Malgré une évolution croissante des moyens de mesure par télédétection, les propriétés microphysiques de la structure verticale du brouillard demeurent peu documentées. L'objectif de cette thèse est de caractériser l'évolution du profil vertical des propriétés microphysiques du brouillard et les principaux processus qui les pilotent durant son cycle de vie à partir d'un jeu de données unique.

La campagne SOFOG3D s'est déroulée dans le sud-ouest de la France durant l'hiver 2019/2020, avec un dispositif instrumental inédit combinant mesures par télédétection (radiomètre micro-ondes et radar nuage) et mesures in situ au sol et sous ballon captif. Sur les trente épisodes de brouillard échantillonnés au super-site, majoritairement de type radiatif et radiatif-advectif, 18 épisodes ont été validés à partir des mesures de visibilité. L'analyse de leurs propriétés microphysiques au sol a montré de faibles concentrations de gouttelettes (médiane entre 20 et 40 cm⁻³). De plus, les distributions dimensionnelles des gouttelettes, majoritairement bimodales, présentent des diamètres élevés, en particulier pour les épisodes radiatifs-advectifs.

Les observations in situ sous ballon captif ont permis de mettre en évidence l'évolution conjointe des propriétés microphysiques et thermodynamiques sur la verticale, à partir de 140 profils verticaux collectés dans 8 épisodes de brouillards fins (épaisseur < 50 m) et 4 brouillards développés. Après la formation du brouillard, lorsqu'il est optiquement fin, i.e., transparent au rayonnement infrarouge, les conditions thermiques stables sont associées à un profil de contenu en eau liquide inversé, présentant des valeurs maximales au sol et décroissantes avec l'altitude. Après la transition en brouillard optiquement épais, lorsqu'elle se produit, des caractéristiques quasi-adiabatiques sont observées (profils d'eau liquide croissants avec l'altitude et de température légèrement instables).

Ces observations in situ ont été confrontées à l'adiabaticité équivalente, dérivée du modèle conceptuel de Toledo et al. (2021), alimenté par des mesures par télédétection et d'observations en surface. La comparaison montre un accord satisfaisant entre les deux approches, sauf pour les brouillards les plus fins, où l'adiabaticité équivalente est sous-estimée par rapport à l'adiabaticité locale dérivée des mesures in situ par une méthode originale de régression.

Les profils décroissants d'eau liquide dans les brouillards optiquement fins sont associés à une diminution du diamètre des gouttelettes avec l'altitude, une concentration faible et un mode de larges gouttelettes dominant près du sol. Pour les brouillards optiquement très fins (<20 m), le maximum de concentration est à l'inverse observé près du sol, traduisant une production de gouttelettes prépondérante en surface, consécutive au refroidissement nocturne. Pour les brouillards optiquement épais, contenu et concentration de gouttelettes augmentent avec l'altitude, soulignant le rôle de la croissance par condensation. De plus on met en évidence des zones de concentrations de petites gouttelettes plus élevées proche du sommet résultant probablement du processus d'activation des aérosols. Ces gouttelettes sédimentent ensuite vers les couches inférieures et grossissent par collision-coalescence, conduisant à la formation de larges gouttelettes (> 30 µm) au sol, associée à une distribution bimodale. Enfin, la distribution devient monomodale lorsque le brouillard se dissipe en stratus. Ces nouvelles connaissances sur l'évolution des propriétés microphysiques du brouillard au cours de son cycle de vie vont ainsi permettre d'évaluer et améliorer les schémas microphysiques des modèles numériques.

Title: Vertical profiles of fog microphysical properties and their evolution during the life cycle.

Key words: Fog, Microphysics, SOFOG3D, Observations, Tethered balloon

Abstract: Fog is a difficult phenomenon to forecast due to its limited vertical extent and the complex interactions between radiative, microphysical, turbulent and dynamic processes driving its life cycle. Despite increasing developments in remote sensing techniques, the microphysical properties of the fog vertical structure remain poorly documented. This thesis aims to characterize the evolution of the vertical profile of the fog microphysical properties and the main processes driving its life cycle, using a unique data set.

The SOFOG3D campaign was conducted in southwest France during the winter of 2019/2020, with an innovative instrumental set-up, combining remote sensing measurements (microwave radiometer and cloud radar) and in situ measurements at ground level and under a tethered balloon. Of the 30 fog episodes sampled at the super-site, mainly radiative and radiative-advective fogs, 18 episodes were validated on the basis of visibility measurements. Analysis of their microphysical properties at ground level revealed low droplet concentrations (median between 20 and 40 cm⁻³). In addition, the droplet size distributions were mostly bimodal, with large diameters, particularly for radiative-advective episodes.

In situ observations collected under a tethered balloon highlighted a combined evolution of the vertical microphysical and thermodynamic properties, based on 140 vertical profiles collected during 8 thin fog episodes (thickness < 50 m) and 4 thick fogs. After fog formation, when it is optically thin, i.e. transparent to infrared radiation, thermally stable conditions are associated with a reversed profile of liquid water content, with maximum values at ground level decreasing with height. After the transition to optically thick fog, when it occurs, quasi-adiabatic features are observed (liquid water profiles increasing with height and slightly unstable temperature profiles).

These in situ observations were compared with the equivalent adiabaticity, derived from the conceptual model of Toledo et al (2021), based on remote sensing measurements and surface observations. The comparison shows satisfactory agreement between the two approaches, with the exception of very thin fogs, where the equivalent adiabaticity is underestimated compared with local adiabaticity, derived from in situ measurements, using an original regression method.

Decreasing liquid water profiles in optically thin fogs are associated with decreasing droplet diameters with height, low concentrations and a dominant mode of large droplets near the ground. For optically very thin fogs (<20 m), maximum concentrations are observed near the ground, indicating a predominant droplet production at the surface, following radiative cooling. In optically thick fogs, droplet content and concentration increase with height, illustrating the importance of condensation growth. In addition, we find areas of higher concentration of small droplets near the top, resulting probably from aerosol activation. These droplets then settle towards the lower layers and grow by collision-coalescence, leading to the formation of large droplets (> 30 µm) at ground level, associated with a bimodal distribution. Finally, the distribution becomes monomodal when the fog dissipates into stratus. This new knowledge of the evolution of the fog microphysical properties during its life cycle make it possible to evaluate and improve the microphysical schemes in numerical models.