



HAL
open science

Prédiction de la turbulence atmosphérique pour l'optimisation des liens optiques en télémétrie par laser et en télécommunications en espace libre

Alohotsy Rafalimanana

► To cite this version:

Alohotsy Rafalimanana. Prédiction de la turbulence atmosphérique pour l'optimisation des liens optiques en télémétrie par laser et en télécommunications en espace libre. Astrophysique [astro-ph]. Université Côte d'Azur, 2022. Français. NNT : 2022COAZ4020 . tel-03783659

HAL Id: tel-03783659

<https://theses.hal.science/tel-03783659v1>

Submitted on 22 Sep 2022

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.



$$\rho \left(\frac{\partial v}{\partial t} + v \cdot \nabla v \right) = -\nabla p + \nabla \cdot T + f$$

$$e^{i\pi} + 1 = 0$$

THÈSE DE DOCTORAT

Prédiction de la turbulence atmosphérique pour l'optimisation
des liens optiques en télémétrie par laser et en
télécommunications en espace libre

Alohotsy RAFALIMANANA

Laboratoire Joseph-Louis Lagrange

**Présentée en vue de l'obtention du
grade de docteur en sciences de la
planète et de l'univers**

de l'Université Côte d'Azur

Dirigée par : Aziz Ziad

Co-encadrée par : Eric Aristidi

Soutenue le : 12 Mai 2022

Devant le jury, composé de :

Andreas Glindemann, Professeur, ESO, Rapporteur

Andrés Guesalaga, Professeur, Pontificia Universidad Católica
of Santiago, Rapporteur

Bouchra Benammar, Chercheure, CNES, Examinatrice

Jean-Marc Conan, Maître de recherche, ONERA, Examineur

Miska Le Louarn, Chercheur, ESO, Examineur



CENTRE NATIONAL D'ÉTUDES SPATIALES



Observatoire
de la CÔTE d'AZUR

**PRÉDICTION DE LA TURBULENCE ATMOSPHÉRIQUE POUR
L'OPTIMISATION DE LIENS OPTIQUES EN TÉLÉMÉTRIE PAR LASER ET EN
TÉLÉCOMMUNICATIONS EN ESPACE LIBRE**

Jury :

Président du jury :

Andreas Glindemann, Professeur, ESO

Rapporteurs :

Andreas Glindemann, Professeur, ESO

Andrès Guesalaga, Professeur, Pontificia Universidad Católica de Santiago

Examineurs :

Bouchra Benammar, Chercheure, CNES

Jean-Marc Conan, Maître de recherche, ONERA

Miska Le Louarn, Chercheur, ESO

Directeur et Co-directeur :

Aziz Ziad, Professeur, UCA/OCA

Eric Aristidi, Maître de conférences, UCA/OCA

Prédiction de la turbulence atmosphérique pour l'optimisation de liens optiques en télémétrie par laser et en télécommunications en espace libre

Résumé : La prédiction des conditions atmosphériques et de turbulence présente un grand intérêt pour la communauté astronomique et les télécommunications optique en espace libre. La connaissance a priori des conditions atmosphériques plusieurs heures avant les observations permet d'optimiser la programmation des observations astronomiques appelée "flexible scheduling". Dans le domaine des télécommunications optiques en espace libre, elle peut aider à identifier la station optique au sol la moins impactée par la turbulence et à identifier à quelle période, la qualité optique de l'atmosphère est favorable à la transmission/réception. Dans cette thèse, une approche numérique basée sur le modèle Weather Research and Forecasting (WRF) couplé à différents modèles de turbulence optique a été utilisée. Des travaux d'optimisation de la prédiction par une méthode de "site learning", ont été réalisés, en considérant l'importance de l'utilisation des mesures locales pour améliorer le modèle de turbulence et mieux prendre en compte les spécificités locales d'un site donné. Cette méthode a été testée sur le site de l'Observatoire de Calern, France. Les résultats ont montré que le "site learning" apporte une amélioration de la prédiction. Des études de sensibilité aux différentes options du modèle ont été développées pour définir une méthodologie standard pour obtenir une configuration optimale de WRF. Cette technique a été appliquée au site de l'Observatoire de Cerro Pachón, au Chili. Toujours dans cette quête de prise en compte des spécificités d'un site, on s'est doté d'une nouvelle expérience consistant en un drone instrumenté pour améliorer la prédiction dans la couche limite planétaire. Les résultats d'une campagne de mesure réalisée sur le site de l'Observatoire de Calern sont présentés.

Mot clés : Turbulence atmosphérique, Turbulence optique, Télécommunications optique en espace libre, Optique adaptative, Méthode numérique, Simulations, Apprentissage de site, Radiosondages.

Atmospheric turbulence prediction for optical link optimization in laser telemetry and free space telecommunications

Abstract: Accurate prediction of atmospheric and turbulence conditions are of interest for astronomical community and free space optical communications. The a priori knowledge of atmospheric conditions several hours before the observations allows to optimize the programming of astronomical observations called "flexible scheduling". In the field of free space optical telecommunications, it can help to identify the optical ground station least impacted by turbulence and to identify when the optical quality of the atmosphere is favorable for transmission/reception. In this thesis, a numerical approach based on the Weather Research and Forecasting (WRF) model coupled with different optical turbulence models has been used. Optimization of the prediction by a "site learning" method has been performed, considering the importance of using local measurements to improve the turbulence model and better take into account the local specificities of a given site. This method has been tested at the Calern Observatory site, France. The results showed that the "site learning" brings an improvement of the prediction. Sensitivity studies to different model options were developed to define a standard methodology to obtain an optimal WRF configuration. This technique has been applied to the Cerro Pachón Observatory site, in Chile. Still in this quest to take into account the specificities of a site, we have developed a new experiment consisting of an instrumented drone to improve the prediction in the planetary boundary layer. Results of a measurement campaign carried out at the Calern Observatory are presented.

Keywords: Atmospheric turbulence, Optical turbulence, Free Space Optical Communications, Adaptive optics, Numerical methods, Simulations, Site learning, Radiosoundings.

REMERCIEMENTS

Je tiens à remercier tout d'abord mes directeurs de thèse Aziz ZIAD et Eric ARISTIDI pour avoir accepté d'encadrer cette thèse. J'adresse également toute ma reconnaissance à Christophe GIORDANO pour tous ses conseils.

Je tiens également à remercier le Centre National d'Etudes Spatiales (CNES) et l'Observatoire de la Côte d'Azur (OCA) pour le financement de cette thèse sans qui cette thèse n'aurait pas été possible.

J'adresse aussi mes gratitudes à l'équipe CATS pour leurs contributions durant la réalisation de cette thèse.

TABLE DES MATIÈRES

Table des figures	x
Liste des tableaux	xiv
Liste des acronymes	xv
Préambule	1
1 Introduction	4
1.1 Description et structure de l'atmosphère terrestre	4
1.2 La turbulence atmosphérique	9
1.2.1 Stabilité et apparition de la turbulence	10
1.2.2 La cascade de KOLMOGOROV	14
1.2.3 La fonction de structure	15
1.3 Modélisation de la turbulence optique	17
1.3.1 Le modèle théorique de TATARSKII	17
1.3.2 Les différents modèles de l'échelle externe de la turbulence	18
1.3.3 Les paramètres intégrés pour la caractérisation de la turbulence optique	20
1.4 Les moyens de mesure de la turbulence optique dans l'atmosphère	21
1.4.1 Les radiosondages par ballons	22
1.4.2 La station CATS : Calern Atmospheric Turbulence Station	23
1.5 Conclusion	24
2 Prédiction de la turbulence : approche statistique	25
2.1 Introduction du modèle WRF-ARW et sa paramétrisation	26
2.1.1 Les données d'entrée de WRF-ARW	27
2.1.2 Fonctionnement de WRF-ARW et mise en place d'une simulation	29
2.1.3 Paramétrisation physique de WRF	31
2.2 Les modèles empiriques de prédiction de la turbulence optique	35

2.3	Amélioration de la prédiction par les mesures locales : Site Learning	36
2.4	Compléments de l'article	50
2.4.1	Site Learning : Contraintes par les mesures locales	50
2.4.2	Machine Learning pour la prédiction de la turbulence optique	53
2.5	Conclusion	57
3	Prédiction de la turbulence à court terme	58
3.1	Prédiction optimale de la turbulence atmosphérique au moyen du modèle WRF	60
3.2	Compléments	84
3.2.1	Résultats sur les paramètres intégrés de la turbulence optique	84
3.2.2	Choix de l'échelle externe	86
3.3	Conclusion	87
4	Vers une prédiction optimale de la turbulence atmosphérique	89
4.1	Présentation du drone instrumenté	90
4.1.1	Caractéristiques du drone	91
4.1.2	Les stations météorologiques	92
4.1.3	Principe de mesure	94
4.2	Campagne de mesures sur le site de Calern, automne 2020 au moyen du drone instrumenté	95
4.2.1	Objectifs de la campagne de mesures	95
4.2.2	Localisation de la zone d'étude	96
4.2.3	Démarches pour obtenir les autorisations de survol du plateau de Calern auprès de la DGAC	97
4.2.4	Journal de campagne	98
4.2.5	Mode de mesures	100
4.3	Résultats de la campagne de mesure au moyen du drone	103
4.3.1	Inter-comparaison des différents stations météorologiques	103
4.3.2	Les profils verticaux des paramètres météorologiques	108
4.3.3	Statistiques des paramètres météorologiques	113
4.3.4	Les profils verticaux des paramètres de la turbulence	126
4.4	Conclusion	131

Annexes du Chapitre 4	134
4.A Simulation avec WRF	134
5 Prédiction de la couverture nuageuse	137
5.1 Définition et classification des nuages	138
5.2 Les effets des nuages sur les FSO et les observations astronomiques	139
5.3 Caméra allsky de la station CATS : moyen de mesure de la couverture nuageuse	140
5.4 Estimation de la fraction nuageuse dans WRF	141
5.5 Calcul de la couverture nuageuse totale	143
5.6 Comparaison de la couverture nuageuse entre la caméra allsky et WRF	144
5.7 Conclusion	149
Conclusion et perspectives	151
Conclusion générale	151
Persepctives	153
Annexes	155
A Autres résultats de simulation avec WRF et les communications scientifiques	156
A.1 Communication scientifique SF2A, 2019	156
A.2 Communication scientifique AO4ELT6, du 09 au 14 juin 2019 à Québec, Canada	159
A.3 Communication SPIE, 2020 : Vers une prédiction optimale de la turbulence atmosphérique à l'aide du modèle WRF	167
A.4 Proceeding de la conférence SPIE, 2020 : Statistical learning & Machine Learning	179
A.5 Statistiques de la turbulence à l'observatoire de Calern avec le GDIMM	189
A.6 Proceeding de la conférence ICSO, 2020 : Prédiction de la turbulence atmosphérique pour les télécommunications optiques	198
A.7 CATS : station de caractérisation en continu de la turbulence à la fois pour la liaison optique et le support en astronomie	209
Bibliographie	221

TABLE DES FIGURES

1.1	Structure de l'atmosphère terrestre	6
1.2	Localisation de la couche limite atmosphérique et de l'atmosphère libre	8
1.3	Schéma descriptif de la cascade d'énergie en écoulement turbulent	15
1.4	Calern Atmospheric Turbulence Station (CATS)	24
2.1	Schéma de fonctionnement du modèle WRF-ARW.	32
2.2	Interactions entre les schémas de paramétrisation physique du modèle WRF-ARW.	34
2.3	Diagramme de dispersion de ε_0 montrant les corrélations entre les mesures et la prédiction.	51
2.4	Diagramme de dispersion de θ_0 montrant les corrélations entre les mesures et la prédiction.	52
2.5	Schéma du processus de préparation des données pour les algorithmes de machine learning.	55
2.6	Comparaison entre les mesures et les prédictions du seeing avec les techniques de machine learning.	56
3.1	Comparaison entre les paramètres intégrés déduits des mesures par radiosondages et prédits par WRF	85
3.2	Comparaison des profils verticaux moyens de L_0 déduits des radiosondages en noir et estimés par notre nouvelle méthode en rouge	87
4.1	Drone DJI Matrice 600 pro.	92
4.2	Stations météo MaxiMet GMX500 de Gill (à gauche) et WXT536 de Vaisala (à droite)	94
4.3	Schéma de principe du drone instrumenté	95
4.4	Vue aérienne de l'Observatoire de Calern, montrant la zone d'évolution du drone.	96

4.5	Installation des stations météorologiques Gill MaxiMet GMX500 et Vaisala WXT536 à côté de la station météorologique de MéO pour faire les mesures d’inter-comparaison.	100
4.6	Les deux configurations de mesures selon les positions des stations (Gill et Vaisala) en dessous du drone	101
4.7	Exemple de photos du drone pendant la campagne de mesures à Calern, automne 2020.	102
4.8	Série temporelle des paramètres météorologiques mesurées par nos stations Vaisala et Gill, ainsi que par les différentes stations météo disponibles à Calern, pour la date du 19 octobre 2020	104
4.9	Comparaison des mesures des stations Gill et Vaisala avec les valeurs de la station MéO (pour la pression, la température et l’humidité relative) et OCA (vitesse du vent)	105
4.10	Comparaison entre les observations faites par la station Gill MaxiMet GMX500 et les observations faites par la station Vaisala WXT536	107
4.11	Exemple de profils verticaux de la pression en fonction du temps, le 18 décembre 2020. La station Vaisala se trouve à 15 m au-dessus de la station Gill. Le drone faisait 2 allers-retours à la verticale.	108
4.12	Exemples de profils verticaux de la température pour la date du 18 décembre 2020.	109
4.13	Profils moyens de la température. En noir le profil montant de Gill, en rouge le profil descendant de Gill, en bleu le profil montant de Vaisala, en vert le profil descendant de Vaisala et en violet le profil moyen de WRF.	110
4.14	Exemples de profils verticaux de la pression atmosphérique pour la date du 18 décembre 2020.	111
4.15	Exemples de profils verticaux de l’humidité relative pour la date du 18 décembre 2020.	111
4.16	Exemples de profils verticaux de la vitesse du vent pour la date du 18 décembre 2020.	112
4.17	Exemples de profils verticaux de la direction du vent pour la date du 17 décembre 2020.	113
4.18	Profils moyens des paramètres météorologiques.	115
4.19	Comparaison des profils moyens de la pression entre les deux modes de mesures.	117

TABLE DES FIGURES

4.20 Comparaison des profils moyens de la température entre les deux modes de mesures. 118

4.21 Comparaison des profils moyens de l'humidité relative entre les deux modes de mesures. 118

4.22 Comparaison des profils moyens de la vitesse du vent entre les deux modes de mesures. 119

4.23 Comparaison des profils moyens de la direction du vent entre les deux modes de mesures. 119

4.24 Profils verticaux de MAE et de MRE de la pression (Gill versus Vaisala). . 120

4.25 Profils verticaux de MAE et de MRE de la température (Gill versus Vaisala).121

4.26 Profils verticaux de MAE et de MRE de l'humidité relative (Gill versus Vaisala). 122

4.27 Profils verticaux de MAE et de MRE de la vitesse du vent (Gill versus Vaisala). 122

4.28 Profils verticaux de MAE et de MRE de la direction du vent (Gill versus Vaisala). 123

4.29 Profils verticaux de MAE et de MRE de la pression, montée versus descente.124

4.30 Profils verticaux de MAE et de MRE de la température, montée versus descente. 124

4.31 Profils verticaux de MAE et de MRE de l'humidité relative, montée versus descente. 125

4.32 Profils verticaux de MAE et de MRE de la vitesse du vent, montée versus descente. 125

4.33 Profils verticaux de MAE et de MRE de la direction du vent, montée versus descente. 126

4.34 Exemple de profils verticaux du gradient de la température potentielle, du cisaillement du vent et du R_i , obtenus le 14 Décembre 2020 127

4.35 Profils médians du gradient de la température potentielle, du cisaillement du vent et du R_i 128

4.36 Exemple de profils verticaux du C_n^2 mesurés le 14 décembre 2020. 130

4.37 Profils médians du C_n^2 (campagne de mesures à Calern) 131

4.A.1 Représentation des 5 domaines de simulation. Les couleurs sur la carte représentent la topographie. 135

4.A.2 Niveaux verticaux du modèle. A droite un zoom sur les trois premiers km d'altitude	136
5.1.1 Différents types et genre de nuages	138
5.3.1 Exemple d'image brute donnée par la caméra allsky d'un ciel partiellement nuageux, prise le 22 avril 2020 à 22h30 TU.	141
5.5.1 Couverture nuageuse prédite par WRF pour la date du 26 février 2020 à 23h00 au dessus de Calern, en utilisant les trois méthodes : XU-RANDALL, Binaire et SANDQVIST.	145
5.6.1 Variation temporelle de la couverture nuageuse la nuit du 20 avril 2020. . .	145
5.6.2 Variation temporelle de la couverture nuageuse la nuit du 19 août 2020. . .	146
5.6.3 Variation temporelle de la couverture nuageuse la nuit du 10 décembre 2020	147
5.6.4 Variation temporelle de la couverture nuageuse la nuit du 26 février 2020 .	147
5.6.5 Variation temporelle de la couverture nuageuse sans les nuages élevés (altitude > 5 km) pour la nuit du 26 février 2020.	148
5.6.6 Variation temporelle de la couverture nuageuse la nuit du 18 septembre 2020	149

LISTE DES TABLEAUX

4.1	Caractéristiques du drone	91
4.2	Caractéristiques des stations météorologiques	93
4.3	Journal de campagne	98
4.A.1	Dimensions et résolutions des différents domaines.	136
5.1.1	Altitudes approximatives et genres de nuages pour chaque étage.	139

LISTE DES ACRONYMES

Terme	Description
ACM2	Asymmetrical Convective Model version 2.
AFA	Algorithme des Forêts Aléatoires.
AFWA	Air Force Weather Agency.
ALAT	Aviation Légère de l'Armée de Terre.
ARR	Algorithme Régression Ridge.
ARW	Advanced Research WRF.
BDTM	Balloon-Derived Turbulence Model.
CATS	Calern Atmospheric Turbulence Station.
CCD	Charge Coupled Device.
CFSR	Climate Forecast System Reanalysis.
CLA	Couche Limite Atmosphérique.
CLEAR	Critical Laser Enhancing Atmospheric Research.
CLP	Couche Limite Planétaire.
CNES	Centre National d'Etudes Spatiales.
CNT	Couverture Nuageuse Totale.
DGAC	Direction Générale de l'Aviation Civile.
DIMM	Differential Image Motion Monitor.
DSAC	Direction de la Sécurité de l'Aviation Civile.
ECMWF	European Center for Medium-Range Weather Forecasts.
ERA5	ECMWF Reanalysis 5th Generation.
ESRL	Earth System Research Laboratory.
FAA	Federal Aviation Administration.
FITS	Flexible Image Transport System.
FSO	Free Space Optics Communications.
GDIMM	Generalized Differential Image Motion Monitor.
GFS	Global Forecast System.
GPS	Global Positioning System.
GRIB	GRIdded Binary.

Terme	Description
GSM	Generalized Seeing Monitor.
ICSO	International Conference on Space Optics.
IR	Rayonnement Infrarouge.
LSM	Land Surface Model.
MAE	Mean Absolute Error.
MBE	Mean Bias Error.
ML	Machine Learning.
MM5	Fifth-Generation Penn State/NCAR Mesoscale Model.
MNRAS	Monthly Notices of the Royal Astronomical Society.
MOSP	Monitor of Outer Scale Profile.
MRE	Mean Relative Error.
MYJ	Mellor-Yamada-Janjic.
MéO	Métrologie Optique.
NCAR	National Center for Atmospheric Research.
NCEP	National Centers for Environmental Prediction.
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration.
OA	Optique Adaptative.
OCA	Observatoire de la Côte d'Azur.
OMM	Organisation Météorologique Mondiale.
PASP	Publications of the Astronomical Society of the Pacific.
PBL	Profileur Bord Lunaire.
PML	Profiler of Moon Limb.
RMSE	Root Mean Square Error.
RRTMG	Rapid Radiative Transfer Model for general circulation models.
RUC	Rapid Update Cycle.
SCIDAR	Scintillation Detection and Ranging.
SL	Site Learning.
SLC	Submarine Laser Communications.
SLODAR	SLOpe Detection And Ranging.
SPIE	Society of Photo-Optical Instrumentation Engineers.
SRTM	Shuttle Radar Topography Mission.
TO	Turbulence Optique.
VOLTAC	Vol Tactique.

Terme	Description
WPS	WRF Preprocessing System.
WRF	Weather Research and Forecasting.
YSU	Yonsei University.
ZRT	Zone Réglementée Temporaire.

PRÉAMBULE

La turbulence atmosphérique est un phénomène naturel qui joue un rôle clé dans de nombreuses applications. Elle a un intérêt considérable en raison de ses effets locaux, de son rôle dans la météorologie et le climat, des risques qu'elle présente pour les avions, de ses implications pour les observations atmosphériques et astronomiques et de ses effets sur la propagation des signaux optiques. Ce sont ces deux derniers aspects qui nous intéressent dans cette thèse.

Depuis quelques années, la propagation de la lumière à travers l'atmosphère terrestre a suscité un intérêt accru en raison de l'émergence de systèmes de télécommunications optiques en espace libre (en anglais Free Space Optics Communications (FSO)) de grande capacité. Cette technologie a pris de l'importance en raison des exigences en matière de bande passante et de débit de données élevés. C'est un excellent outil pour la transmission d'informations à haut débit. Les FSO offrent une bonne alternative aux liaisons par radiofréquence qui approchent la limite de leurs capacités en termes de débit de transmission de données. Cependant, la propagation des signaux optiques dans l'atmosphère est influencée de manière significative par les conditions météorologiques (nuages, brouillard, pluie, etc) et par la Turbulence Optique (TO). Cette dernière introduit une variation aléatoire dans le temps et dans l'espace de l'indice de réfraction de l'air, provoquant une distorsion de phase du front d'onde. Elle peut causer des pertes du signal et rendre de manière générale le bilan de liaison faible.

Dans le domaine des observations astronomiques à base terrestre, le rayonnement électromagnétique porteur d'information provenant des étoiles (ou galaxies, planètes, etc) subit diverses perturbations (absorption, diffusion, turbulence) en traversant l'atmosphère terrestre qui entraînent une détérioration du signal reçu par les télescopes au sol. Parmi ces perturbations, la turbulence atmosphérique a pour effet principal de réduire la résolution angulaire atteignable par les systèmes d'imagerie.

Par conséquent, dans ces deux domaines d'applications (FSO et observations astronomiques), il est donc crucial de surmonter les effets de la turbulence atmosphérique, en général, on souhaite trouver des moyens pour réduire les effets de la turbulence sur le faisceau optique qui se propage à travers l'atmosphère. Les méthodes d'Optique Adapta-

tive (OA) (RODDIER, 1999) visent à réduire ces effets en corrigeant les perturbations de phase introduites par la turbulence atmosphérique. Cette technique a d'abord été utilisée dans le domaine de l'imagerie astronomique, puis avec l'évolution de la technologie, elle a été utilisée aussi dans le domaine des FSO. Mais, en pratique, l'utilisation de l'optique adaptative à elle seule ne peut pas compenser tous les effets de la turbulence dans toutes les conditions possibles (TYSON, 2002; KHALIGHI et UYSAL, 2014; WANG et al., 2018). De plus, ces méthodes d'OA s'appuient sur une connaissance des conditions de turbulence, plus précisément du profil de la constante de structure de l'indice de réfraction de l'air (C_n^2) (COSTILLE et FUSCO, 2011; CARBILLET et al., 2017), que ce soit pour prédire ou optimiser leurs performances.

Les paramètres qui décrivent la turbulence atmosphérique peuvent être obtenus par différents types d'instruments de mesures. Mais aucun d'eux ne peut donner une information sur l'état futur de la turbulence, d'où l'intérêt de faire de la modélisation. La TO dépend des conditions météorologiques. Cette dépendance ouvre la possibilité de la prédire en s'appuyant sur des modèles de prévision météorologique. Le passage des paramètres météorologiques aux paramètres de turbulence se fait via un modèle de TO : c'est dans ce cadre que s'inscrit mon travail de thèse.

L'objectif de cette thèse est de développer une démarche scientifique visant la mise en place d'un outil permettant de faire de la prédiction de la turbulence atmosphérique. Cet outil s'appuie sur le modèle Weather Research and Forecasting (WRF) (SKAMAROCK et al., 2019) couplé avec un modèle de TO, pour prédire les conditions atmosphériques et de turbulence optiques plusieurs heures avant le début des observations et tout au long de la nuit. Ces informations permettent d'optimiser la gestion du programme d'observation, appelée "flexible scheduling". Dans le domaine de la FSO, elle peut aider à identifier les périodes pendant lesquelles, la qualité optique de l'atmosphère est favorable à la transmission/réception. Elle peut contribuer à la sélection optimale du réseau de stations de télécommunications optiques terrestres, de sorte que lorsque les conditions optiques au-dessus d'une station sont très mauvaises, on peut décider de basculer vers une autre station au sol pour recevoir l'information. Ce principe est appelé "Smart Scheduling".

Ce mémoire est articulé en cinq chapitres. Dans le chapitre 1, nous présentons la structure de l'atmosphère terrestre. Il définit et décrit les différentes couches de l'atmosphère. Il contient des rappels sur la description de la turbulence atmosphérique et des paramètres nécessaires à sa caractérisation. Nous commençons par une description des critères de stabilité et apparition de la turbulence. Puis, nous présentons les notions de base de la

cascade de KOLMOGOROV, ainsi que la fonction de structure. On dresse ensuite, un état de l'art de la modélisation de la TO. Enfin, on présente les moyens de mesure de la TO.

Le chapitre 2 est consacré à une approche statistique de la prévision de la turbulence. Nous commençons par une introduction au modèle WRF en décrivant son mode de fonctionnement et ses paramétrisations physiques. Nous présentons ensuite la méthode d'apprentissage de site ou "site learning method" au moyen des mesures locales. Nous décrivons une application de cette méthode au cas du site de l'Observatoire de Calern, qui a été publié dans la revue scientifique MNRAS : Monthly Notices of the Royal Astronomical Society (GIORDANO et al., 2021a).

Le chapitre 3 est dédié à l'étude de l'optimisation de la prédiction de la turbulence basée sur la configuration de WRF, plus particulièrement sur ses différentes paramétrisations physiques. On réalise une étude de sensibilité selon trois schémas de Couche Limite Planétaire (CLP) et deux schémas de modèle de surface terrestre dans l'objectif de trouver la configuration optimale du modèle WRF. Ce chapitre donne également une comparaison entre les modèles de TO, et décrit les effets de l'échelle externe sur la prédiction. On parlera également de notre étude préliminaire sur une nouvelle méthode pour obtenir le profil de l'échelle externe de la turbulence L_0 . Cette étude a fait l'objet d'un article publié dans la revue scientifique PASP : Publications of the Astronomical Society of the Pacific (RAFALIMANANA et al., 2022).

Le chapitre 4 décrit une étude expérimentale pour mesurer les paramètres météorologiques dans les premiers 500 m de l'atmosphère à l'aide d'un drone instrumenté. La première section présente une description du drone, avec les caractéristiques des instruments de mesures embarqués, ainsi que le principe de mesure. La deuxième section détaille la campagne de mesure réalisée sur le site de l'Observatoire de Calern, pendant l'automne 2020. Et les résultats sont montrés et discutés dans la troisième section.

Le chapitre 5 présente une étude préliminaire de la prédiction de la couverture nuageuse. La définition d'un nuage, la classification des nuages et leurs effets sur les FSO et les observations astronomiques sont présentées. Puis, nous décrivons la caméra Allsky de la station CATS : Calern Atmospheric Turbulence Station. Nous présentons ensuite les méthodes d'estimation de la fraction nuageuse dans le modèle WRF ainsi que les moyens de calculer la couverture nuageuse totale. Enfin, nous montrons et discutons quelques résultats de prévisions réalisés sur le site de l'Observatoire de Calern.

Enfin, la conclusion générale résume les principaux travaux réalisés pendant ces trois années de thèse. Et pour finir, je présente des perspectives possibles de ces travaux.

INTRODUCTION

Les télécommunications optiques en espace libre (en anglais Free Space Optics Communications (FSO)) sont des technologies qui utilisent la lumière se propageant dans l'espace libre pour transmettre des informations à des débits élevés. Cependant, lorsqu'un faisceau lumineux se propage dans l'atmosphère, la plupart de ses propriétés sont affectées, notamment l'atténuation du signal optique qui est due à plusieurs facteurs dont l'absorption et la diffusion de la lumière par les molécules et les particules d'aérosols. La turbulence atmosphérique provoque divers effets sur un signal optique liés aux fluctuations temporelles de son intensité (scintillation) et à ses fluctuations de phase.

En astronomie, le rayonnement électromagnétique provenant des astres (planète, étoile, comète, etc.) traverse l'atmosphère terrestre avant d'être recueilli par les télescopes basés au sol. Ce rayonnement subit diverses perturbations (absorption, diffusion, turbulence atmosphérique, etc.) comme dans le cas des télécommunications optiques en espace libre.

Les FSO et les observations astronomiques à partir du sol dépendent essentiellement de l'état de l'atmosphère. Dans ce chapitre, je présente la structure de l'atmosphère terrestre et la turbulence atmosphérique incluant les moyens de mesurer cette turbulence, et de la modéliser.

1.1 Description et structure de l'atmosphère terrestre

L'atmosphère terrestre est l'enveloppe gazeuse qui entoure la Terre depuis la surface du sol jusqu'à plusieurs milliers de kilomètres. L'atmosphère est un mélange de gaz, de molécules et de particules (aérosol, nuage, brouillard, pluie, grêle, neige, etc.) qui gagnent ou perdent continuellement de l'énergie (chaleur). Les propriétés physiques de l'atmosphère sont caractérisées par des paramètres principaux tels que la pression, la température et la densité. Les fluctuations de température et d'humidité, combinées au mélange turbulent provoqués par le vent et la convection, induisent des changements aléatoires de la densité de l'air et de l'indice de réfraction de l'air. Tous ces paramètres changent considérablement avec l'altitude, la variabilité saisonnière et aussi selon les zones géographiques

et dépendent fortement des conditions environnementales (NOAA et al., 1976; SALBY, 2012; BEZANGER et VOURIOT, 2013; STULL, 2017).

L'atmosphère terrestre est divisée en cinq couches primaires (figure 1.1) en se basant principalement sur les variations de température en fonction de l'altitude :

- **La troposphère** qui s'étend de la surface du sol jusqu'à la tropopause. Les conditions atmosphériques changent constamment dans cette couche, et la plupart des phénomènes météorologiques s'y déroulent. L'épaisseur de la troposphère varie entre 11 et 16 km à l'équateur, entre 6 et 8 km aux pôles. La température décroît avec l'altitude et atteint environ -56°C à la tropopause. La troposphère contient environ 80% de la masse totale de l'atmosphère terrestre.
- **La stratosphère** est la couche située juste au-dessus de la troposphère. Elle contient la majeure partie de la couche d'ozone, très importante pour la vie terrestre, car elle absorbe la plus grande partie des rayons ultraviolets (UV) nocifs émis par le Soleil. La stratosphère s'étend de la tropopause jusqu'à environ 50 km d'altitude. La température augmente avec l'altitude jusqu'à 0°C .
- **La mésosphère** s'étend ensuite de 50 à 85 km d'altitude. La température décroît à nouveau avec l'altitude et atteint -90°C à son sommet (la mésopause). C'est le lieu le plus froid de la Terre.
- **La thermosphère** est la couche chaude au-dessus de la mésosphère. Elle s'étend de 85 km jusqu'à une altitude qui varie de 250 à 700 km (voir même jusqu'à 1000 km), selon l'activité solaire. La température augmente rapidement avec l'altitude et peut atteindre une température de $1\ 500^{\circ}\text{C}$ dans la partie supérieure de la thermosphère.
- **L'exosphère** est la dernière couche de l'atmosphère terrestre, située au-dessus de la thermosphère. Elle s'étend depuis la thermopause jusqu'à la limite extrême de l'atmosphère. Cette limite se situe de manière plus ou moins arbitraire autour de 10 000 km. L'exosphère est la région qui assure la transition progressive entre l'atmosphère et l'espace. Elle est constituée principalement d'hélium et d'hydrogène. L'exosphère est la couche la moins dense. La densité des particules est relativement faible en comparaison avec celle au sol. Les collisions entre particules sont très rares et peuvent être considérées comme négligeables, et les particules s'échappent constamment dans l'espace.

La densité des particules dans l'atmosphère diminue avec l'altitude jusqu'à la thermosphère. Pour l'atmosphère standard, la densité de l'air est de : 1.225 kg m^{-3} à la surface de la terre, 0.31 kg m^{-3} à la tropopause, 10^{-3} kg m^{-3} à la stratopause et $7\cdot 10^{-6}\text{ kg m}^{-3}$

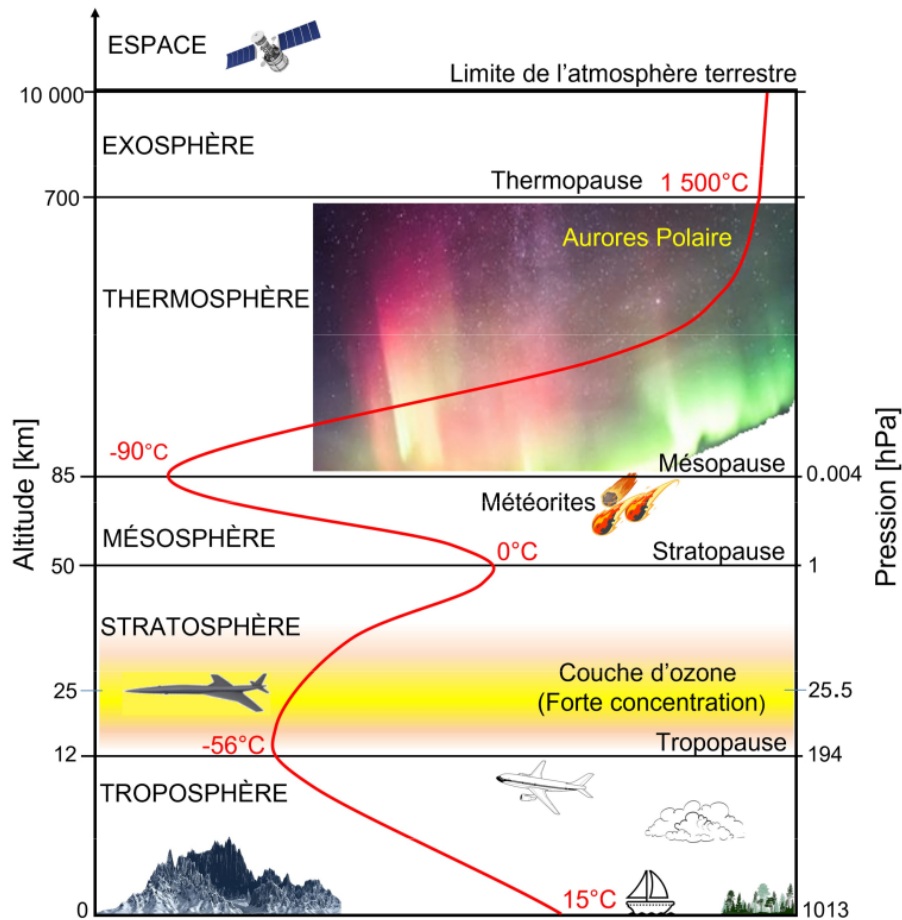


FIGURE 1.1 – Structure de l’atmosphère terrestre. La courbe rouge représente la variation de la température en fonction de l’altitude.

à la mésopause (NOAA et al., 1976; SALBY, 2012; STULL, 2017). En terme de masse, 50% de la masse de l’atmosphère se situe entre 0 et 5 km, 90% entre 0 et 16 km, 99% au-dessous de 32 km et 99.9% au-dessous de 49 km (BEZANGER et VOURIOT, 2013; AHRENS et HENSON, 2021). Ces particules atmosphériques interagissent avec les signaux optiques qui se propagent dans l’atmosphère et entraînent une détérioration du signal reçu en raison de l’absorption et de la diffusion (RICKLIN et al., 2006). L’absorption est le phénomène par lequel l’énergie des ondes électromagnétiques est absorbée par les particules présentes dans l’atmosphère, ce qui entraîne, dans le cas des télécommunications optiques, une perte d’énergie du signal et un gain d’énergie interne de la particule absorbante (KAUSHAL et al., 2017). Dans le cas de la diffusion, il n’y a pas de perte d’énergie du signal comme dans l’absorption, mais l’énergie du signal est redistribuée ou diffusée dans des directions arbitraires. L’absorption et la diffusion dépendent fortement de la longueur

d'onde et entraînent une diminution du niveau de la puissance reçue. Ces effets deviennent plus prononcés lorsque la longueur d'onde de fonctionnement du signal transmis est comparable aux dimensions de la section transversale des particules atmosphériques.

D'autres couches secondaires peuvent être distinguées en utilisant d'autres propriétés de l'atmosphère, parmi lesquelles : l'ionosphère, la couche d'ozone, la Couche Limite Atmosphérique (CLA) et l'atmosphère libre.

L'ionosphère est caractérisée par l'ionisation par le rayonnement solaire. Elle inclut la mésosphère, la thermosphère et une partie de l'exosphère.

La couche d'ozone est la région où la concentration d'ozone est la plus élevée. Comme le montre la figure 1.1, la couche d'ozone se trouve dans la stratosphère, et cette dernière contient environ 90% de l'ozone de l'atmosphère terrestre.

La Couche Limite Atmosphérique (CLA) est l'interface entre la surface terrestre et l'atmosphère libre. STULL (1988) a défini la CLA (également connu sous le nom de Couche Limite Planétaire (CLP)) comme la partie de la troposphère qui est directement influencée par la présence de la surface terrestre et qui répond aux forçages de la surface (l'évapotranspiration, le transfert de chaleur, l'émission de polluants, l'effet de la topographie sur l'écoulement de l'air) avec une échelle de temps d'environ une heure ou moins. La topographie de la surface de la terre (terrain accidenté ou plaine, forestière ou herbeuse, ville ou campagne, etc.) affecte la direction et la vitesse d'écoulement de l'air. Par exemple, les forêts peuvent ralentir le vent. La présence d'une montagne sur la trajectoire de l'écoulement provoque le soulèvement orographique. Ainsi, le vent va suivre le relief de cette montagne mais il va aussi s'accélérer à cause de l'effet Venturi. Lorsque le sommet de la montagne est franchi, dans la partie sous le vent de la montagne, le vent va redescendre sous forme de tourbillons appelés turbulences orographiques.

La CLA est caractérisée par des transferts d'énergie entre la surface et l'atmosphère. Cette couche est très sensible au réchauffement et au refroidissement du sol ainsi qu'au cisaillement du vent en surface. Une autre particularité importante de la CLA est la présence permanente de turbulences dans cette région. Une grande partie de la turbulence de la CLA est générée par des forçages provenant du sol. Par exemple, pendant les journées ensoleillées, le sol absorbe le rayonnement solaire, mais à son tour, la terre émet un rayonnement infrarouge qui chauffe l'atmosphère. Ce chauffage par le sol provoque l'ascension de courants thermiques d'air chaud et crée de la convection. Un autre exemple, les obstacles tels que les bâtiments et les arbres dévient l'écoulement, provoquant des sillages turbulents à proximité et sous le vent. On peut donc, considérer que la production

de turbulence a principalement deux origines : la flottabilité, générée par la différence de température entre le sol et l'air et la source dynamique, créée par le cisaillement de vent, en intensité et en direction.

L'épaisseur de la couche limite est très variable dans le temps et l'espace, allant de 100 m à 3 km (elle peut atteindre 4 à 5 km dans le désert du Sahara). Au dessus de l'océan, elle varie en général entre 500 m et 1 km. Pendant la nuit, elle varie entre 100 et 300 m, en fonction du refroidissement par radiation en surface et du vent. Pendant la journée, elle varie de 1 à 3 km, en fonction de l'ensoleillement et selon la saison. Elle atteint une hauteur plus élevée pendant la saison chaude (en été) que pendant la saison froide (en hiver) (CNRM, 2014). Le sommet de la CLA est souvent marqué par une inversion de température, surtout la nuit.

L'**atmosphère libre** est la partie de l'atmosphère terrestre, au-dessus de la CLA, dans laquelle l'influence de la surface terrestre sur le mouvement de l'air est négligeable. Dans cette couche, les turbulences causées par l'interaction terre-atmosphère sont moins importantes.

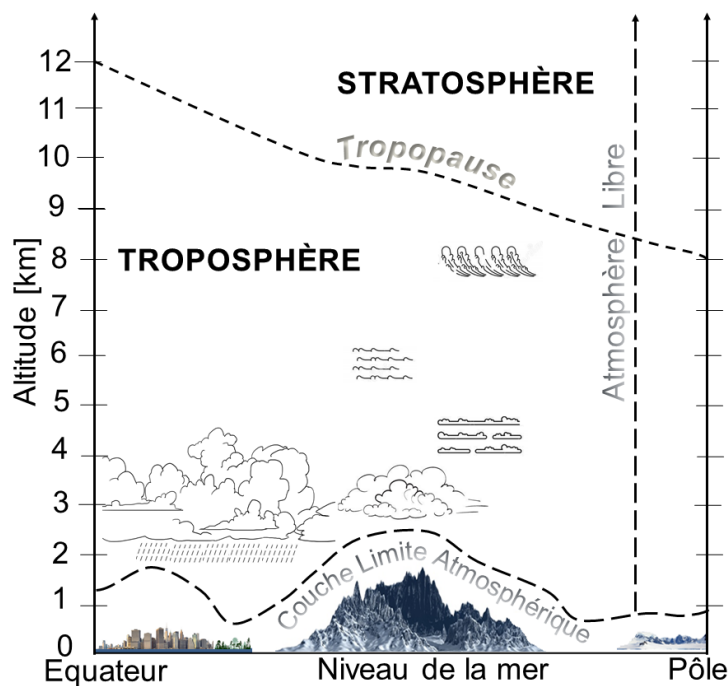


FIGURE 1.2 – Localisation de la couche limite atmosphérique et de l'atmosphère libre. La CLA est en contact direct avec la surface terrestre. L'atmosphère libre est l'ensemble de l'atmosphère au-dessus de la CLA. L'altitude de la tropopause selon la latitude, de l'équateur vers le pôle est aussi montrée sur la figure.

1.2 La turbulence atmosphérique

L'atmosphère peut être considérée comme un fluide visqueux qui présente deux états de mouvement distincts, à savoir laminaire et turbulent. Dans un écoulement laminaire, les caractéristiques de la vitesse de l'écoulement sont uniformes ou changent de façon régulière. Dans le cas d'un écoulement turbulent, la vitesse perd ses caractéristiques uniformes en raison du mélange dynamique et se transforme en sous-écoulements aléatoires.

Pour étudier les propriétés physiques de l'écoulement turbulent, REYNOLDS (1895) a utilisé la théorie de la similitude pour définir une quantité adimensionnelle, appelée le nombre de REYNOLDS (R_e) (équation 1.1) qui permet de mesurer le rapport entre forces d'inertie et la viscosité d'un fluide.

$$R_e = \frac{UL}{\nu} \quad (1.1)$$

où U et L sont respectivement des échelles de vitesse (en m s^{-1}) et de longueur (en m) typiques, caractérisant la structure à grande échelle de l'écoulement et ν la viscosité cinématique du fluide (en $\text{m}^2 \text{s}^{-1}$).

Un écoulement initialement laminaire devient turbulent lorsque son R_e dépasse une valeur critique (R_{ecr}). La valeur de R_{ecr} dépend de la structure géométrique (la taille et la vitesse caractéristiques) de l'écoulement. Dans la troposphère, R_{ecr} prend des valeurs de l'ordre de $2 \cdot 10^3$. Dans l'atmosphère libre, pour les instabilités d'échelle typique, le R_e turbulent est de l'ordre de $10^4 - 10^7$ dans la troposphère et $10^2 - 10^5$ dans la stratosphère.

Dans l'atmosphère terrestre, la viscosité cinématique est de l'ordre de $\nu = 15 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$, dans la couche de surface, l'échelle caractéristique L est d'environ 100 m, la vitesse du vent est de l'ordre de 5 m s^{-1} , cela donne une grande valeur de l'ordre de $R_e \approx 3 \cdot 10^7$, qui veut dire que l'écoulement est turbulent près de la surface.

La turbulence optique

La turbulence atmosphérique est un phénomène chaotique créé par une variation aléatoire des conditions atmosphériques (température, la pression, la vitesse du vent, etc). Elle entraîne des perturbations optiques conséquentes. Les fluctuations de température et d'humidité, combinées au mélange turbulent par le vent et la convection, induisent des changements aléatoires dans la densité de l'air et sur l'indice de réfraction de l'air. Les fluctuations de l'indice de réfraction de l'air causent ensuite la formation de la Turbulence Optique (TO), qui affecte la propagation du front d'onde dans l'atmosphère. Par exemple,

les rayons lumineux provenant d'une étoile lointaine atteignent la haute atmosphère de la Terre en formant un front d'onde parfaitement plat. Puis, lorsqu'ils traversent l'atmosphère terrestre, ils subissent des réfractions différentes et aléatoires en fonction de la zone d'atmosphère traversée. Ainsi, au fur et à mesure que les rayons lumineux approchent le sol, le front d'onde qu'ils engendrent est de plus en plus dégradé, en d'autres termes, les rayons lumineux n'arrivent plus parallèles entre eux au niveau du sol, mais avec des angles d'incidence aléatoires.

La distribution spatiale de la TO dépend des conditions météorologiques, à savoir : la température, la pression atmosphérique, le vent et l'humidité. A partir de la connaissance des profils verticaux de la température et de la pression, on peut déduire le profil de la température potentielle (θ) (équation 1.2). La température potentielle est la température qu'aurait une particule d'air lorsqu'elle serait déplacée adiabatiquement (pas d'échange de chaleur) au niveau de pression de référence 1 000 hPa (KHAIN et PINSKY, 2018), et elle est donnée par la relation :

$$\theta = T \left(\frac{1000}{P} \right)^{R/c_p} \quad (1.2)$$

avec T la température absolue (en Kelvin), P la pression atmosphérique (en hPa), $R = 287 \text{ J K}^{-1} \text{ kg}^{-1}$ la constante des gaz de l'air et $c_p = 1\,004 \text{ J K}^{-1} \text{ kg}^{-1}$ la capacité thermique spécifique à pression constante.

Par définition une situation de processus adiabatique se produit lorsqu'une parcelle d'air se détend et se refroidit, ou se comprime et se réchauffe, sans qu'il n'y ait d'échange de chaleur avec son environnement. Tant que la parcelle d'air est non saturé d'humidité, le taux de refroidissement ou de réchauffement adiabatique reste constant. Ce taux de réchauffement ou de refroidissement est appelé le gradient adiabatique sec, défini par :

$$\Gamma_d = \frac{g}{c_p} \quad (1.3)$$

avec g est l'accélération de la pesanteur standard ($g = 9.81 \text{ m s}^{-2}$). Ainsi, la valeur de Γ_d est d'environ $9.8 \cdot 10^{-3} \text{ K m}^{-1}$.

1.2.1 Stabilité et apparition de la turbulence

La turbulence atmosphérique dépend de la stabilité thermique et de la génération de turbulence mécanique par le cisaillement du vent.

La stabilité statique mesure la résistance gravitationnelle aux déplacements verticaux d'une parcelle d'air dans l'atmosphère. Donc, lorsqu'on parle de stabilité atmosphérique, nous faisons référence à une condition d'équilibre. En effet, on constate que l'air est stable lorsque, après avoir été soulevé ou abaissé, il tend à revenir à sa position initiale. Par contre, l'air est instable, lorsqu'il tend à s'éloigner de sa position initiale après avoir été soulevé ou abaissé.

Stabilité en termes de température

La stabilité de l'air est déterminée en comparant la température d'une particule montante à celle de son environnement. Si l'air ascendant est plus froid que son environnement, il sera plus dense (plus lourd) et aura tendance à redescendre à son niveau initial. Dans ce cas, l'air est stable. Si l'air ascendant est plus chaud et, par conséquent, moins dense (plus léger) que l'air environnant, il continuera à s'élever jusqu'à ce qu'il atteigne la même température que son environnement. Dans ce cas, l'air est instable.

Ainsi, pour les conditions non saturées (en humidité), les critères de stabilité peuvent se résumer en comparant le gradient de la température ($\partial T/\partial z$) et le gradient adiabatique sec (Γ_d) :

$$\begin{aligned} \frac{\partial T}{\partial z} > -\Gamma_d &\iff \textit{stable} \\ \frac{\partial T}{\partial z} = -\Gamma_d &\iff \textit{neutre} \\ \frac{\partial T}{\partial z} < -\Gamma_d &\iff \textit{instable} \end{aligned} \tag{1.4}$$

Stabilité en termes de température potentielle

Les critères de stabilité peuvent également être exprimés en termes de température potentielle. Pour des conditions non saturées, la différentiation logarithmique de l'équation (1.2) donne :

$$\frac{1}{\theta} \frac{\partial \theta}{\partial z} = \frac{1}{T} \frac{\partial T}{\partial z} - \frac{R}{C_p P} \frac{\partial P}{\partial z} \tag{1.5}$$

En considérant l'équilibre hydrostatique ($\frac{\partial P}{\partial z} = -\rho g$) et la loi des gaz parfaits (équation d'état de l'air : $P = \rho RT$), avec ρ la densité de l'air, l'équation (1.5) devient :

$$\frac{1}{\theta} \frac{\partial \theta}{\partial z} = \frac{1}{T} \frac{\partial T}{\partial z} + \frac{1}{T} \frac{g}{C_p} \tag{1.6}$$

En substituant l'équation (1.3) dans l'équation (1.6), le gradient de la température potentielle est alors exprimé en fonction du gradient de la température et de Γ_d .

$$\chi(z) = \frac{\partial\theta}{\partial z} = \frac{\theta}{T} \left(\frac{\partial T}{\partial z} + \Gamma_d \right) \quad (1.7)$$

Le gradient vertical de la température potentielle permet ainsi de déterminer la stabilité de l'air. En effet, les critères de stabilité (équation 1.4) deviennent :

$$\begin{aligned} \frac{\partial\theta}{\partial z} > 0 &\iff \textit{stable} \\ \frac{\partial\theta}{\partial z} = 0 &\iff \textit{neutre} \\ \frac{\partial\theta}{\partial z} < 0 &\iff \textit{instable} \end{aligned} \quad (1.8)$$

La stabilité statique peut être aussi représentée par le carré de la fréquence de flottabilité N (ou fréquence de BRUNT-VAISALA). Si sa valeur est positive ou nulle l'air sera stable ou neutre, tandis que si sa valeur est négative, l'air sera instable. Elle est définie par la relation :

$$N^2 = \frac{g}{\theta} \frac{\partial\theta}{\partial z} = \frac{g}{T} \left(\frac{\partial T}{\partial z} + \Gamma_d \right) \quad (1.9)$$

Cisaillement du vent

Par définition un cisaillement du vent est la variation de la vitesse ou de la direction du vent entre deux points suffisamment proches de l'atmosphère. Le cisaillement fait généralement référence au cisaillement vertical du vent horizontal, c'est-à-dire à la variation du vent en fonction de la hauteur. Le cisaillement du vent est responsable de la génération de la turbulence mécanique. Il est exprimé par la relation :

$$S(z) = \sqrt{\left(\frac{\partial V_x}{\partial z} \right)^2 + \left(\frac{\partial V_y}{\partial z} \right)^2} \quad (1.10)$$

avec V_x et V_y les deux composantes de la vitesse horizontale du vent respectivement dans la direction Ouest-Est et Sud-Nord.

Dans la couche limite planétaire stratifiée et stable, le cisaillement du vent ou le gradient vertical de la vitesse du vent est le seul paramètre physique contribuant à la génération de la turbulence (PETER et FRANK, 2010).

Le nombre de Richardson

Le nombre de RICHARDSON (R_i), équation (1.11), utilise le terme de stabilité thermique et le cisaillement du vent, c'est un nombre qui exprime le rapport entre la flottabilité et le cisaillement du vent. Il est défini par :

$$R_i = \frac{N^2}{S^2} = \frac{\frac{g}{\theta} \frac{\partial \theta}{\partial z}}{\left(\frac{\partial V}{\partial z}\right)^2} \quad (1.11)$$

avec g l'accélération de la pesanteur standard ($g = 9.81 \text{ m s}^{-2}$), z la hauteur (en m) et V la vitesse horizontale du vent (en m s^{-1}).

En d'autres termes, un écoulement laminaire devient instable au point de provoquer la formation d'ondes de KELVIN-HELMHOLTZ et l'apparition de la turbulence lorsque R_i est inférieur au nombre critique de RICHARDSON, $R_{ic} = 0.25$. R_i est utilisé dans les écoulements stratifiés par cisaillement pour identifier les régions où les instabilités peuvent développer des turbulences. Un cisaillement du vent soudain accompagné d'une baisse du R_i indiquerait la formation de turbulences. Plus R_i est petit, plus la probabilité de déclencher de la turbulence est élevée. Par conséquent, la connaissance du profil vertical du R_i est un outil utile pour avoir une indication de quand et où la turbulence pourrait être déclenchée. Une autre valeur caractéristique, $R_{iT} = 1$, indique la fin de l'écoulement turbulent. Donc, les critères de stabilité dynamique peuvent être énoncés comme suit :

- L'écoulement laminaire devient turbulent lorsque $R_i < R_{ic}$.
- L'écoulement turbulent devient laminaire lorsque $R_i > R_{iT}$.

Mais, il semble y avoir un effet d'hystérésis car R_{iT} est supérieur à R_{ic} . Cet effet d'hystérésis apparent peut être expliqué par le fait que le R_i d'un écoulement laminaire doit être inférieur à R_{ic} avant que la turbulence ne se déclenche, mais qu'une fois devenue turbulente, la turbulence peut se poursuivre jusqu'à ce que R_i soit supérieur à R_{iT} .

En résumé, la génération de turbulences atmosphériques peut se faire de deux manières. La première est la convection : lorsque les conditions d'instabilité sont présentes, l'air commence à circuler verticalement pour redistribuer la chaleur vers le haut. Cette convection donne naissance à de grands tourbillons qui peuvent ensuite alimenter la turbulence par le processus de cascade d'énergie (détaillé dans la section 1.2.2). La deuxième est due à la présence d'un cisaillement du vent. Ces deux causes peuvent être présentes en même temps.

1.2.2 La cascade de Kolmogorov

Le météorologue britannique LEWIS FRY RICHARDSON a suggéré en 1920 que la turbulence est un processus dans lequel l'énergie cinétique fournie à l'écoulement à grande échelle (typiquement la taille de l'écoulement) est transmise vers les petites échelles (qui la dissipent en chaleur par friction visqueuse) par le mécanisme de cascade d'énergie (RICHARDSON, 1920). Ainsi, des mouvements tourbillonnants à l'échelle de l'écoulement moyen sont générateurs de tourbillons à des échelles un peu plus petites qui eux-mêmes génèrent des tourbillons à des échelles plus petites etc. Cette cascade est causée par l'étirement et la torsion des tourbillons. De ce fait, pour que le mouvement ne s'estompe pas, il doit y avoir une production continue de turbulences pour équilibrer la dissipation.

Il a résumé ce processus de cascade dans un poème (RICHARDSON, 1922) :

Big whirls have little whirls,
that feed on their velocity,
And little whirls have lesser whirls,
and so on to viscosity.

Suite aux travaux de RICHARDSON, KOLMOGOROV a proposé une théorie phénoménologique de la turbulence (KOLMOGOROV, 1941a,b), qui repose sur l'idée d'une cascade d'énergie des grandes échelles vers les petites échelles (figure 1.3). On distingue ainsi trois domaines d'échelles spatiales de la turbulence, à savoir : un domaine de production, un domaine inertiel et enfin un domaine dissipatif. Ces trois domaines sont séparés par deux limites spatiales :

- L'échelle externe de la turbulence, L_0 , est la taille caractéristique des plus grands tourbillons. C'est aussi, pour un écoulement libre, l'échelle des instabilités à l'origine de la turbulence.
- L'échelle interne, l_0 , est l'échelle de transition entre le domaine inertiel et le domaine dissipatif.

Dans la zone dissipative pour lesquelles le nombre de Reynolds devient suffisamment petit, le processus de cascade s'arrête et l'énergie cinétique est dissipée sous forme de chaleur par friction visqueuse.

Dans la zone inertielle, la viscosité n'affecte pas le processus, donc le flux d'énergie des grandes vers les petites échelles se produit sans dissipation. KOLMOGOROV a fait l'hypothèse que les statistiques des fluctuations de vitesse des mouvements à l'échelle r (avec $l_0 \ll r \ll L_0$) ne dépendent que du taux ϵ de production (ou de dissipation) de l'énergie cinétique et de la valeur de r . Il a montré qu'il n'est pas important de savoir où

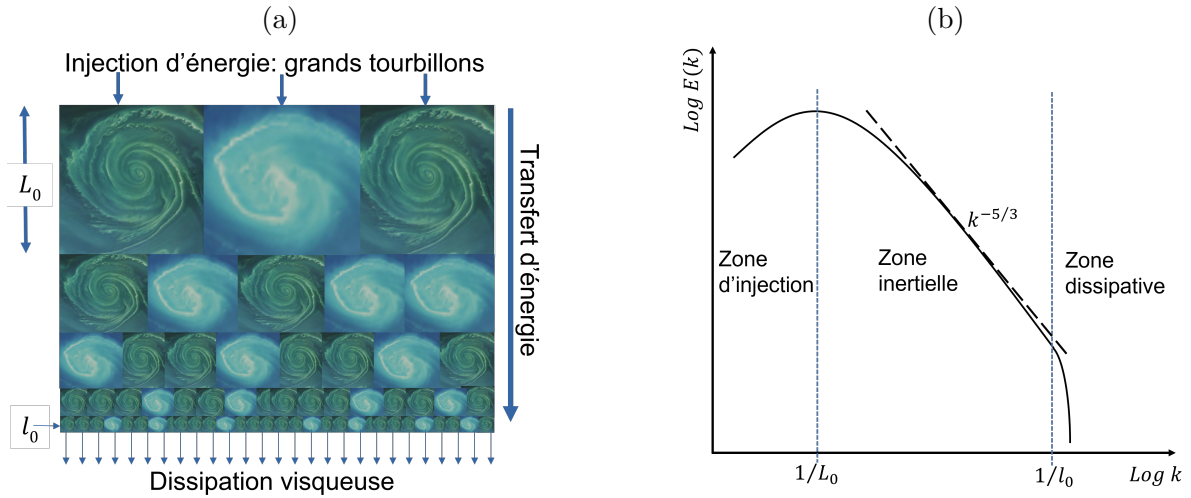


FIGURE 1.3 – Schéma descriptif de la cascade d'énergie en écoulement turbulent. (a) Schéma qui caractérise la cascade d'énergie, de la génération des grands tourbillons, puis le transfert d'énergie à des échelles plus petites et la dissipation visqueuse des petits tourbillons. (b) Représentation du spectre d'énergie distinguant les domaines de production, inertiels et de dissipation. k est la fréquence spatiale. La ligne tiretée indique la loi de décroissance de la turbulence de KOLMOGOROV.

l'on se trouvait dans le fluide ou dans quelle direction on se déplaçait (une caractéristique appelée isotropie). Sous ces hypothèses, le spectre de l'énergie cinétique vérifie :

$$E(k) = C_k \epsilon^{2/3} k^{-5/3} \quad (1.12)$$

où C_k est la constante de KOLMOGOROV et k est la fréquence spatiale.

L'équation (1.12) est connue comme la loi de KOLMOGOROV, et cette distribution d'énergie est observée pour la plupart des milieux turbulents. Cependant, elle n'est valide que dans le domaine inertiel $1/L_0 \ll k \ll 1/l_0$.

1.2.3 La fonction de structure

La fonction de structure entre deux points, séparés d'une distance r (dans le cas des séries spatiales) ou à un point d'observation fixe décalé d'un τ dans le temps (dans le cas des séries temporelles), est définie par exemple pour la température T , par :

$$D_T(r) = \langle [T(x) - T(x+r)]^2 \rangle, \quad \text{ou} \quad D_T(\tau) = \langle [T(t) - T(t+\tau)]^2 \rangle \quad (1.13)$$

où $T(x)$ la température à une position x donnée, $T(x + r)$ la température à la position $x + r$, $T(t)$ la température à un point fixe à l’instant t , $T(t + \tau)$ la température au même point fixe mais à l’instant $t + \tau$ et l’opérateur $\langle \rangle$ est la moyenne d’ensemble.

Il s’agit de la fonction de structure d’ordre 2 et les fonctions d’ordre supérieur sont définies de manière similaire.

Dans le domaine inertiel, en utilisant une analyse dimensionnelle, KOLMOGOROV a montré que la fonction de structure de la vitesse du vent entre deux points d’observation P_1 et P_2 séparés d’une distance r est proportionnelle à $r^{2/3}$:

$$D_V(r) = \langle [V_{P_1} - V_{P_2}]^2 \rangle = C_V^2 r^{2/3}, \quad \text{avec } l_0 \ll r \ll L_0 \quad (1.14)$$

avec V_{P_1} et V_{P_2} les vitesses du vent aux points P_1 et P_2 et C_V^2 (en $\text{m}^{4/3}\text{s}^{-2}$), la constante de structure des fluctuations de vitesse est une mesure de la quantité totale d’énergie dans la turbulence.

En appliquant la théorie de KOLMOGOROV des fonctions de structure aux fluctuations de température, OBUKHOV (1949) a montré que la fonction de structure des fluctuations de température suit la même relation de loi de puissance que celle trouvée avec les fluctuations de vitesse :

$$D_T(r) = C_T^2 r^{2/3}, \quad \text{avec } l_0 \ll r \ll L_0 \quad (1.15)$$

où C_T^2 (en $\text{K}^2\text{m}^{-2/3}$) est appelée constante de structure des fluctuations de température.

Les fluctuations de température sont considérées comme passives car elles n’échangent pas d’énergie avec la vitesse de la turbulence. OBUKHOV (1949) a montré qu’une grandeur atmosphérique passive et conservative^{1 2} obéit aussi à une loi de KOLMOGOROV. C’est par exemple le cas des fluctuations d’humidité et de l’indice de réfraction de l’air.

Suite à la théorie développée par OBUKHOV (1949), sur la structure du champ de température dans un écoulement turbulent, TATARSKII (1961) a montré que la fonction de structure des fluctuations de l’indice de réfraction de l’air est exprimée de manière analogue à la loi de KOLMOGOROV :

$$D_n(r) = C_n^2 r^{2/3}, \quad \text{avec } l_0 \ll r \ll L_0 \quad (1.16)$$

1. passive veut dire que la grandeur n’a pas d’influence sur la dynamique de la turbulence
 2. conservative la grandeur est conservée, elle ne disparaît pas par une réaction chimique, par exemple

où C_n^2 (en $\text{m}^{-2/3}$) est la constante de structure de l'indice de réfraction de l'air, qui exprime l'intensité de la contribution optique de la turbulence atmosphérique.

1.3 Modélisation de la turbulence optique

La distribution verticale de la TO est décrite par la constante de structure de l'indice de réfraction C_n^2 . L'indice de réfraction de l'air est un des paramètres les plus significatifs pour la propagation des ondes optiques à travers l'atmosphère. Il dépend principalement de la pression, de la température et de l'humidité. Dans l'atmosphère, la pression a des variations plus lentes et sur des échelles bien plus grandes que la taille typique d'un télescope. Donc, les fluctuations de pression sont généralement négligeables. Par conséquent, les fluctuations de l'indice de réfraction de l'air sont donc liées aux fluctuations aléatoires de la température et de l'humidité.

Pour les observations astronomiques dans le domaine optique, les fluctuations de l'indice de réfraction associées au domaine du visible et du proche infrarouge (IR) sont principalement dues aux fluctuations de la température car les fluctuations de l'humidité ne contribuent que dans le domaine de l'IR. Ainsi, il existe une relation directe entre C_T^2 et C_n^2 . A une altitude z donnée, cette relation est donnée par la formule de GLADSTONE :

$$C_n^2(z) = \left(\frac{80 \cdot 10^{-6} P(z)}{T(z)^2} \right)^2 \cdot C_T^2(z) \quad (1.17)$$

où $P(z)$ est la pression atmosphérique en hPa et $T(z)$ est la température absolue en Kelvin.

1.3.1 Le modèle théorique de Tatarskii

TATARSKII (1961) a développé un modèle de C_n^2 , basé sur les travaux de KOLMOGOROV (1941a,b) sur la turbulence atmosphérique. Ce modèle est le modèle standard utilisé pour les observations astronomiques. Il est défini par la relation :

$$C_n^2(z) = \gamma \zeta M^2 L_0^{4/3}(z) \quad (1.18)$$

avec $\gamma \approx 2.8$ est une constante, ζ est un rapport des diffusivités turbulentes, généralement considéré égal à 1, L_0 (en m) est l'échelle externe de la turbulence et M est le gradient

vertical de l'indice de réfraction :

$$M = -80 \cdot 10^{-6} \frac{P}{gT} N^2 \quad (1.19)$$

où P est la pression atmosphérique en hPa, T est la température absolue en Kelvin, g est l'accélération de la pesanteur et N , la fréquence de BRUNT-VAISALA est donnée par l'équation (1.9).

1.3.2 Les différents modèles de l'échelle externe de la turbulence

Le modèle théorique de TO (équation 1.18) proposé par TATARSKII (1961) fait intervenir l'échelle externe de la turbulence L_0 . Le plus grand défi pour résoudre cette équation est de déterminer la valeur de L_0 .

Dans sa théorie, TATARSKII (1961) a montré qu'il existe une hauteur Δz_0 , à laquelle l'égalité entre la différence systématique de la température et la différence aléatoire est atteinte (ZIAD, 2016). Cette hauteur Δz_0 est appelée l'échelle de mélange de la turbulence. Cette égalité est donnée par la relation :

$$[\langle T(z) \rangle - \langle T(z + \Delta z_0) \rangle]^2 = \langle [T(z) - T(z + \Delta z_0)]^2 \rangle \quad (1.20)$$

L'échelle externe de la turbulence L_0 est liée à Δz_0 par la relation :

$$L_0 \simeq \frac{\Delta z_0}{\alpha^{3/4}} \quad (1.21)$$

où α est le rapport entre le coefficient de viscosité et le coefficient de diffusivité thermique. L'insertion de l'expression de la fonction de structure de la température (équations 1.13, 1.15) et l'expression approximative de la différence systématique de la température $\Delta T \approx (\frac{dT}{dz})\Delta z$ dans l'équation (1.20) permettra de déduire l'expression reliant la constante de structure de température C_T^2 et le gradient de la température par la relation (TATARSKII, 1961) :

$$C_T^2(z) = \alpha L_0^{4/3}(z) \left(\frac{\partial T}{\partial z} \right)^2 \quad (1.22)$$

L'utilisation de cette expression dans la formule de GLADSTONE (équation 1.17) donne la relation :

$$C_n^2(z) = \alpha \cdot \left(80 \cdot 10^{-6} \frac{P(z)}{T(z)^2} \cdot \frac{\partial T}{\partial z} \right)^2 \cdot L_0^{4/3}(z) \quad (1.23)$$

En faisant l'égalité entre les équations (1.18) et (1.23), on peut déduire une expression de α , donnée par :

$$\alpha = 2.8 \left(1 + \frac{\Gamma_d}{\partial T / \partial z} \right)^2 \quad (1.24)$$

où Γ_d est le gradient adiabatique sec, défini dans l'équation (1.3).

Nous trouvons aussi dans la littérature d'autres modèles de L_0 , basés sur des statistiques de mesures. Les modèles choisis et utilisés dans le cadre de cette étude sont présentés ci-après.

COULMAN et al. (1988) ont développé un modèle universel de L_0 qui est valide entre 2 et 17 km. Ce modèle est une fonction de l'altitude z , et est donné par la relation :

$$L_0(z) = \frac{4}{1 + \left[\frac{z - 8500}{2500} \right]^2}, \quad \text{pour } 2 \text{ km} \leq z \leq 17 \text{ km} \quad (1.25)$$

Dans la stratosphère, pour l'altitude entre 17 et 30 km, BELAND et BROWN (1988) ont proposé un modèle de L_0 décrit par la formule suivante :

$$L_0(z) = 3.07 \times 10^{-1} - 3.24 \times 10^{-2}(z/1000 - 7) + 1.67 \times 10^{-3}(z/1000 - 17)^2 + 4.76 \times 10^{-4}(z/1000 - 17)^3 \quad (1.26)$$

Dans la couche limite atmosphérique, ABAHAMID et al. (2004) ont utilisé des statistiques des données de radiosondages par ballons pour établir une relation entre L_0 et z . Leur modèle est valable pour les altitudes en-dessous de 1 km, et il est donné par la formule :

$$L_0(z) = 3.21z^{-0.11}, \quad \text{pour } z \leq 1 \text{ km} \quad (1.27)$$

Dans les équations (1.25, 1.26 et 1.27), l'altitude z est exprimée en mètre. En combinant ces trois équations, on obtient un profil vertical de L_0 sur toute la colonne de l'atmosphère. Pour les altitudes entre 1 et 2 km, on utilise l'équation (1.27) pour obtenir L_0 .

Un autre modèle, proposé par DEWAN et al. (1993) est aussi utilisé dans cette étude. Deux expressions différentes de L_0 ont été proposées, l'une pour la troposphère et l'autre pour la stratosphère. Les deux expressions sont décrites par :

$$L_0^{4/3}(z) = \begin{cases} 0.1^{4/3} 10^{1.640+42 S(z)}, & \text{pour la troposphère} \\ 0.1^{4/3} 10^{0.506+50 S(z)}, & \text{pour la stratosphère} \end{cases} \quad (1.28)$$

où $S(z)$ est le cisaillement du vent défini par l'équation (1.10). Pour que ce modèle soit valable, le cisaillement du vent doit être inférieur à 0.04 s^{-1} et le gradient vertical de la température ne doit jamais être supérieur à zéro dans la troposphère.

1.3.3 Les paramètres intégrés pour la caractérisation de la turbulence optique

A partir du profil vertical de C_n^2 , il est possible de déduire un certain nombre de paramètres essentiels pour l'étude de la turbulence d'un point de vue astronomique. Ces paramètres optiques sont notamment : le paramètre de FRIED r_0 , le seeing ε_0 , l'angle isoplanétique θ_0 et le temps de cohérence τ_0 (voir revue de RODDIER (1981)). Ils sont pertinents pour l'optique adaptative.

A la longueur d'onde λ et avec une ligne de visée inclinée d'un angle ξ (distance angulaire de la source astronomique par rapport au zénith) par rapport à la verticale, les équations (1.29, 1.30, 1.31 et 1.32) donnent les expressions analytiques de ces paramètres.

Le paramètre de Fried r_0 (FRIED, 1965, 1966) est la longueur de cohérence spatiale du front d'onde c'est-à-dire, la distance sur laquelle le front d'onde perturbé peut être considéré comme cohérent et ne génère pas de perturbations sur l'image résultante. En d'autre terme, dans des conditions d'observation parfaites (sans turbulence i.e. hors atmosphère), r_0 représente le diamètre du télescope. Une valeur de r_0 petite signifie que le front d'onde est très perturbé, ce qui indique la présence de forte turbulence optique. Donc, pour effectuer des observations à haute résolution angulaire, il est nécessaire d'avoir un r_0 le plus grand possible. Le paramètre r_0 est défini par :

$$r_0 = \left[0.423 \left(\frac{2\pi}{\lambda} \right)^2 \cos(\xi)^{-1} \int_{z_0}^{\infty} C_n^2(z) dz \right]^{-3/5} \quad (1.29)$$

avec z_0 (en m) la hauteur de base (en général c'est l'altitude au sol) pour faire l'intégrale. Les paramètres r_0 , λ et z sont exprimés en mètres.

Le seeing ε_0 est un paramètre important dans les domaines des observations astronomiques. Il représente la résolution angulaire maximale qu'un télescope peut atteindre en présence de turbulence. Le seeing est un angle. Plus le seeing est petit, meilleure est la qualité du ciel. Le seeing est relié à r_0 par la relation :

$$\varepsilon_0 = 0.98 \frac{\lambda}{r_0} \quad (1.30)$$

Le seeing est exprimé en radian. Dans la littérature il est souvent converti en arcsec.

L'angle isoplanétique θ_0 (FRIED, 1982) est un paramètre très important pour l'optique adaptative. Il correspond au champ de vision sur lequel on peut considérer que la turbulence est la même (les perturbations du front d'onde sont corrélées). En optique adaptative, il donne une indication sur la distance angulaire maximale entre les objets ciblés et les étoiles guides, pour un degré de correction donné. Une grande valeur de θ_0 est synonyme de bonne qualité optique du ciel. L'angle isoplanétique est défini par :

$$\theta_0 = 0.058\lambda^{6/5} \left[\cos(\xi)^{-8/3} \int_{z_0}^{\infty} z^{5/3} C_n^2(z) dz \right]^{-3/5} \quad (1.31)$$

L'angle isoplanétique θ_0 est exprimé en radian (en général converti en arcsec).

Le temps de cohérence τ_0 (RODDIER, 1999) est le temps caractéristique pendant lequel on peut considérer que le front d'onde ne varie pas. La présence d'une forte turbulence optique implique un τ_0 faible. Le temps de cohérence est un paramètre crucial pour les systèmes d'optique adaptative. Lorsque τ_0 est grand, ils bénéficient d'un délai suffisant pour fermer la boucle et effectuer une correction efficace de la turbulence. Le temps de cohérence est exprimé en secondes, et il est défini par :

$$\tau_0 = 0.314 \cdot \cos(\xi) \frac{r_0}{V_0} \quad (1.32)$$

où V_0 (en m s^{-1}) est la vitesse horizontale moyenne des couches turbulentes, pondérée par l'indice de structure. Elle est exprimée par la relation suivante :

$$V_0 = \left[\frac{\int_{z_0}^{\infty} |V(z)|^{5/3} C_n^2(z) dz}{\int_{z_0}^{\infty} C_n^2(z) dz} \right]^{3/5} \quad (1.33)$$

où $V(z)$ (en m s^{-1}) est le profil vertical de translation des couches turbulentes.

1.4 Les moyens de mesure de la turbulence optique dans l'atmosphère

Actuellement, il existe différents types d'instruments permettant de mesurer la turbulence dans l'atmosphère. Les instruments de mesure in-situ comme les radiosondages permettent d'étudier en détail la TO et ses causes physiques, mais ils donnent un accès

limité à la turbulence à cause de plusieurs facteurs. En montant en altitude, le ballon de radiosondage dérive très fortement de son point de départ car il est soumis aux variations du vent. Donc, il n'est pas bien pour suivre l'évolution temporelle des paramètres mesurés sur le site étudié. Un ballon de radiosondages est à usage unique car le ballon éclate vers 30 km et la nacelle est perdue ou détruite. De plus, les radiosondages ne sont pas bien adaptés aussi pour rassembler des séries de données suffisamment importantes. On ne peut faire qu'un nombre très limité de lancers, 2 ou 3 lancers au maximum chaque jour à cause du coût mais également du besoin en ressources humaines. Les statistiques sont donc réduites.

Pour remédier à ces difficultés, des instruments basés sur des mesures optiques depuis le sol ont vu le jour à partir des années 1990. Les techniques de mesure optiques sont bien adaptées à un suivi de l'évolution temporelle des paramètres mesurés, et permettent d'accumuler un grand nombre de mesures permettant d'obtenir des statistiques. Parmi ces instruments, on peut citer : le Differential Image Motion Monitor (DIMM) (SARAZIN et RODDIER, 1990), le Scintillation Detection and Ranging (SCIDAR) (ROCCA et al., 1974), le Generalized SCIDAR (AVILA et al., 1997), le SLOpe Detection And Ranging (SLODAR) (WILSON, 2002), le Generalized Seeing Monitor (GSM) (MARTIN et al., 1994 ; ZIAD et al., 1999, 2000), le Monitor of Outer Scale Profile (MOSP) (MAIRE et al., 2007 ; ZIAD et al., 2010), etc. Chacun de ces instruments de mesures à distance possède ses avantages propres, mais ils présentent tous l'inconvénient de ne mesurer qu'une partie des paramètres de la TO et ne mesurent généralement pas les paramètres météorologiques.

Dans mon travail de thèse, je me suis particulièrement intéressé aux données obtenues par des radiosondages par ballons, et par les instruments de la station CATS (Calern Atmospheric Turbulence Station).

1.4.1 Les radiosondages par ballons

Les radiosondages par ballons permettent de mesurer avec précision le profil vertical des paramètres météorologiques (la pression, la température, l'humidité relative et la vitesse et la direction du vent) et le profil vertical du C_T^2 . On peut ainsi déduire le profil de C_n^2 (AZOUIT et VERNIN, 2005). Les radiosondages par ballons sont des moyens efficaces de mesurer cet ensemble de paramètres atmosphériques. Le dispositif est constitué d'un ballon gonflé avec un gaz plus léger que l'air (en général de l'hélium) qui porte une radiosonde et un système de thermosonde comportant des capteurs qui mesurent la microstructure du champ de température.

Les radiosondes sont des instruments commerciaux. Une radiosonde contient les instruments de mesures de pression, température et humidité. Afin d'obtenir l'information sur le vent, la sonde mesure avec une très bonne précision la position du ballon ainsi que la localisation de la station de réception au sol, grâce au positionnement par GPS (Global Positioning System). Ainsi, en utilisant ces informations, il est possible de déduire la vitesse et la direction du vent.

Le système de thermosonde comportent une ou plusieurs paires de capteurs thermiques à très haute sensibilité et très haute résolution temporelle, séparées par une distance connue dans le plan horizontal. Ils mesurent les fluctuations de température en utilisant la fonction de structure qui permettra ensuite d'obtenir le C_T^2 .

Jusqu'à aujourd'hui, les seuls instruments capables de mesurer les profils de tous les paramètres météorologiques et de la turbulence sont les ballons de radiosondages équipés d'une nacelle embarquant tous les capteurs nécessaires.

1.4.2 La station CATS : Calern Atmospheric Turbulence Station

Depuis l'automne 2015, l'Observatoire de Calern est doté d'une station complètement automatisée de mesure de la turbulence atmosphérique grâce au soutien du Centre National d'Etudes Spatiales (CNES). Il s'agit de CATS pour Calern Atmospheric Turbulence Station (figure 1.4). La station CATS est équipée d'un ensemble d'instruments complémentaires pour la mesure continue des paramètres caractéristiques de la turbulence atmosphérique (ZIAD et al., 2018, 2019 ; GIORDANO et al., 2021b). Parmi les instruments de la station CATS, il y a le Profileur Bord Lunaire (PBL)/Profiler of Moon Limb (PML) (ZIAD et al., 2013b,a ; CHABÉ et al., 2020) qui permet de mesurer la distribution verticale de la turbulence atmosphérique (le profil de C_n^2 nocturne et diurne au moyen des bords lunaire et solaire) à haute résolution verticale (~ 100 m au niveau du sol). Le moniteur Generalized Differential Image Motion Monitor (GDIMM) (ARISTIDI et al., 2014, 2019) des paramètres de cohérence du front d'onde : le seeing ε_0 , le paramètre de Fried r_0 , l'échelle externe de cohérence du front d'onde, le temps de cohérence τ_0 et l'angle isoplanétique θ_0 . La station CATS est aussi équipée d'une station météorologique qui mesure les paramètres météorologiques au sol (la pression, la température, l'humidité relative, la vitesse et direction du vent). La couverture nuageuse est donnée par une caméra à grand champ "allsky". La station CATS possède aussi un outil permettant de faire de la prédiction des conditions météorologiques et de TO en utilisant le modèle de prévision météorologique WRF combiné à un modèle de calcul de la TO (GIORDANO et al., 2021b).

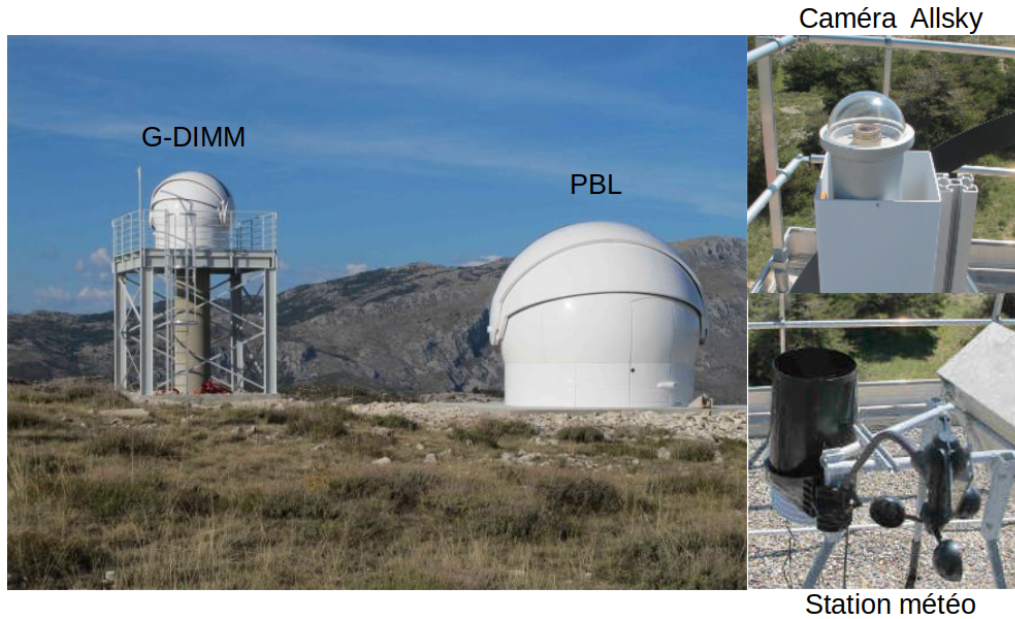


FIGURE 1.4 – Calern Atmospheric Turbulence Station (CATS)

1.5 Conclusion

Dans ce chapitre, nous avons dans un premier temps, défini et décrit la structure de l’atmosphère terrestre. Les différentes couches de l’atmosphère ont été présentées, notamment la CLA, où la présence de turbulences est permanente.

Dans un second temps, nous avons décrit la turbulence atmosphérique et ses effets sur les signaux optiques qui se propagent dans l’atmosphère. Les critères de stabilité/instabilité atmosphériques et l’apparition de la turbulence ont été détaillés avec notamment un rappel sur la cascade de KOLMOGOROV et sur la fonction de structure.

Ensuite, une description de la modélisation de la TO a été présentée : notamment les différents modèles de $C_n^2(z)$ et de $L_0(z)$. Nous avons vu aussi qu’à partir du profil de C_n^2 , il est possible de déduire un certain nombre de paramètres essentiels pour l’étude de la TO d’un point de vue astronomique.

Enfin, nous avons décrit les moyens de mesurer la TO et plus particulièrement les radiosondages par ballons et la station CATS.

PRÉDICTION DE LA TURBULENCE :

APPROCHE STATISTIQUE

La qualité des observations astronomiques depuis le sol est considérablement affectée par les conditions atmosphériques (conditions météorologiques et de turbulence) locales du site. En effet, pour optimiser le succès des observations, la connaissance des conditions atmosphériques plusieurs heures avant le début des observations permettrait de mieux choisir la méthode d'observation appropriée avec les instruments adéquats à utiliser à un moment précis de la nuit. Connaître les conditions atmosphériques à l'avance impliquerait de faire de la prédiction. Ainsi, la prédiction des conditions météorologiques et de la turbulence atmosphérique est devenue une information nécessaire pour optimiser la gestion du temps d'observation appelée "flexible scheduling". MASCIADRI et al. (2017) ont en effet souligné que la prédiction de la turbulence optique (TO) est primordiale pour le succès et la faisabilité des télescopes de nouvelle génération.

Dans les domaines des télécommunications optiques en espace libre, la prédiction des conditions atmosphériques peut aider à identifier les périodes favorables pour les liaisons optiques par laser. Et dans le cas de mauvaises conditions, on peut décider de basculer vers une autre station au sol pour recevoir ou transmettre l'information, c'est ce qu'on appelle le "Smart Scheduling".

Au cours des deux dernières décennies, différents modèles de prévision numérique du temps ont été utilisés pour prédire les conditions météorologiques et de turbulence optique. Le modèle non hydrostatique à méso-échelle (Meso-NH) a été utilisé dans de nombreuses études pour prédire les conditions météorologiques (TURCHI et al., 2017, 2018; SIVO et al., 2018) et la TO (MASCIADRI et JABOUILLE, 2001; MASCIADRI et al., 2002; MASCIADRI et EGNER, 2006; LASCAUX et al., 2009, 2010, 2011; MASCIADRI et al., 2013, 2017, 2019). RUGGIERO et al. (2004) et CHERUBINI et al. (2008a,b) ont utilisé le modèle "fifth-generation Pennsylvania State University-National Center for Atmospheric Research Mesoscale Model (MM5)" pour la prévision de la TO et le seeing. Le modèle de circulation générale "European Centre for Medium range Weather Forecasts (ECMWF)"

a été utilisé par OSBORN et SARAZIN (2018) pour la prédiction des paramètres astrométéorologiques, des profils verticaux du C_n^2 et du vent. MAHALOV et MOUSTAOU (2010) et FELTON et ALLISS (2011) ont utilisé le modèle Weather Research and Forecasting (WRF) pour la caractérisation de la TO atmosphérique pour les télécommunications optiques en espace libre. Dans le domaine astronomique, de nombreuses études concernant la prédiction de la TO à l'aide du modèle WRF ont été publiées (FREHLICH et al., 2010; GIORDANO et al., 2013; GIORDANO, 2014; CHERUBINI et BUSINGER, 2013). Le modèle WRF est également utilisé au Centre météorologique de Maunakea pour la prévision du C_n^2 /seeing (LYMAN et al., 2020; CHERUBINI et al., 2021).

Dans cette thèse, nous avons développé un outil permettant de faire de la prédiction des paramètres de la turbulence atmosphérique en utilisant le modèle de prévision numérique du temps Weather Research and Forecasting (WRF) combiné à un modèle de calcul de la TO (voir section 1.3.1) pour déduire le profil de C_n^2 . L'objectif étant de fournir aux observatoires et aux stations de télécommunications optiques une information a priori sur l'évolution des conditions météorologiques et de turbulence pour les prochaines heures ou les prochains jours. Cela permettra de faciliter et d'optimiser la planification des observations et le choix des stations de télécommunications. Au-delà de ces objectifs, nous pouvons également utiliser cet outil pour la qualification des sites des futures stations à moindre coût. Il peut être également un moyen d'améliorer la recherche et la validation des nouveaux sites astronomiquement intéressants.

Dans ce chapitre, une description du modèle WRF est donnée. Ensuite, je présenterai une étude plus approfondie en implémentant une méthode d'apprentissage de site ou "site learning" au moyen des mesures locales acquises par CATS, qui a donné lieu à une publication (GIORDANO et al., 2021a).

2.1 Introduction du modèle WRF-ARW et sa paramétrisation

Le modèle Weather Research and Forecasting (WRF) (SKAMAROCK et al., 2019) est un système de prévision numérique du temps à méso-échelle de nouvelle génération qui est le fruit d'une collaboration continue entre différents organismes américains (le National Center for Atmospheric Research (NCAR), la National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) (représenté par le National Centers for Environmental Prediction (NCEP) et NOAA Earth System Research Laboratory (ESRL)), l'Air Force Weather

Agency (AFWA), le Naval Research Laboratory, University of Oklahoma et la Federal Aviation Administration (FAA)) et des centres de recherches universitaires internationaux. Il est conçu et largement utilisé à la fois pour des prévisions opérationnelles et les besoins de la recherche atmosphérique. Le modèle WRF est adapté et utilisé pour une grande variété de modélisations de l'atmosphère : des applications à des échelles allant de quelques dizaines de mètres (l'étude de la turbulence atmosphérique) jusqu'à des milliers de kilomètres (les dépressions, les anticyclones, etc). La toute première version du modèle est sortie en décembre 2000 et depuis, le modèle est mis à jour tous les six mois. Le modèle WRF est devenu aujourd'hui l'un des modèles de prévision numérique du temps les plus utilisés au monde (POWERS et al., 2017) et il est considéré comme le modèle météorologique en « open source » (libre de téléchargement, d'utilisation et de développement) le plus avancé techniquement.

Le cœur Advanced Research WRF (ARW) est une configuration du système WRF. Il s'appuie sur la formulation entièrement compressible et Eulerien non-hydrostatique (SKAMAROCK et al., 2019) des équations de la mécanique des fluides et de la thermodynamique. WRF-ARW est construit sur deux modules : un module dynamique qui permet d'obtenir l'évolution spatiale des paramètres atmosphériques (i.e. la pression, la température, l'humidité et le vent) et un module physique qui représente les forçages temporels des variables.

Les variables de sorties de WRF-ARW sont disponibles en 3 dimensions sur l'ensemble du domaine de simulation pour une fréquence de sortie pouvant aller jusqu'à quelques minutes. Ces variables sont de deux catégories :

- Variables d'état atmosphérique : Pression , température, humidité, vent, rayonnement. Disponibles à la surface et sur toute la colonne atmosphérique ;
- Variables d'état du sol : Température et humidité du sol, flux turbulent, évapotranspiration.

2.1.1 Les données d'entrée de WRF-ARW

Pour effectuer une simulation pour les cas de conditions atmosphériques réelles, WRF-ARW a besoin des données d'entrée qui peuvent être classées en deux catégories : données géographiques statiques et les données météorologiques.

Données géographiques statiques

Des données géographiques sont requises pour exécuter WRF-ARW. Ces données incluent : la topographie du terrain, le type de sol, l'occupation des sols, etc. WRF est doté d'un ensemble de données géographiques statiques, fournies en différentes résolutions, la plus fine étant de 30×30 arcsec ($\sim 930 \times 930$ m). Ces données sont disponibles dans le site web de WRF-ARW¹ dans l'onglet téléchargement. Cependant, pour faire fonctionner WRF à très haute résolution (c'est le cas de notre étude, jusqu'à 333 mètres de résolution) sur des terrains accidentés et complexes, des données statiques à haute résolution sont nécessaires. Dans cette thèse, nous avons utilisé des données topographiques fournies par la Shuttle Radar Topography Mission (SRTM)², ayant une résolution de 3×3 arcsec ($\sim 90 \times 90$ m). Les données SRTM ne peuvent pas être lues par WRF Preprocessing System (WPS) directement, elles doivent être traduites au format binaire lisible par WPS. Ainsi, nous avons effectué une transformation des données SRTM au format lisible par WPS.

Données météorologiques

Les informations sur l'état initial de l'atmosphère sont à la base des prévisions des modèles numériques. Ainsi, les conditions météorologiques initiales sont décrites par les paramètres requis pour initialiser les simulations. Ces paramètres sont :

- Les données en 3 dimensions (pour les données sur les niveaux de pression constante) : la température, les deux composantes du vent, l'humidité relative (ou l'humidité spécifique) et la hauteur géopotentielle ;
- Données en 3 dimensions (pour les données sur les niveaux du modèle de base) : la température, les deux composantes du vent, l'humidité relative (ou l'humidité spécifique), la hauteur géopotentielle et la pression ;
- Les données en 2 dimensions : la pression en surface, la pression au niveau moyen de la mer, température de surface/température de surface de la mer, la température et l'humidité relative à 2 m au-dessus du sol, les composantes du vent à 10 m et les données du sol (température et humidité du sol).

Ces données peuvent provenir des prédictions d'autres modèles ou des résultats du couplage entre données d'observation et les données de prévision qu'on appelle les données de ré-analyse. Les données d'observation se composent de relevés effectués automatiquement par les stations météorologiques des différents pays, de données issues des bateaux

1. <https://ww2.mmm.ucar.edu/wrf/users/>

2. <http://srtm.csi.cgiar.org/>

et des avions, de radiosondages, de relevés humains, de relevés satellites et également de données radar météorologiques. Actuellement les mesures satellites représentent la source de données la plus importante. Les satellites peuvent par exemple fournir la température au milieu des océans, là où il n'existe pas de stations météorologiques.

Des organisations, des laboratoires de recherche atmosphérique et des centres météorologiques mettent à disposition ces données globales de ré-analyse pour les utilisateurs. Le NCEP aux États-Unis produit les données Global Forecast System (GFS), Climate Forecast System Reanalysis (CFSR), etc. L'European Center for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) en Europe, produit les données ECMWF Reanalysis 5th Generation (ERA5), ERA-Interim, etc.

Dans le cadre de ce travail de thèse, nous avons utilisé les données de GFS disponibles et téléchargeables gratuitement³, pour notre cas d'étude sur le site de l'Observatoire de Calern. Ces données ont une résolution horizontale de $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ (en latitude et longitude). Ces données comprennent des analyses et des prévisions à un pas de temps de 3 heures de 0 à 240 échéances (c'est-à-dire les données d'observations au début avec les prévisions jusqu'à 240 heures), et un pas de temps de 12 heures de 240 à 384 échéances. Pour le cas d'étude de l'Observatoire de Cerro Pachón (pour la période de 1998), nous avons opté pour les données CFSR⁴, car à cette date, les données GFS à $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ n'étaient pas encore disponibles. Ces données CFSR ont une résolution temporelle de 6 heures et une résolution horizontale d'environ $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ ($\sim 56 \text{ km} \times 56 \text{ km}$).

Les données GFS et CFSR s'étendent verticalement de la surface à 0.266 hPa ($\sim 58500 \text{ m}$ au-dessus du niveau moyen de la mer) en 64 niveaux inégalement espacés.

2.1.2 Fonctionnement de WRF-ARW et mise en place d'une simulation

Le processus d'une simulation avec WRF-ARW comporte deux phases :

- Configurer le(s) domaine(s) du modèle, alimenter le modèle avec les données d'entrée, et préparer les conditions initiales et les conditions aux limites latérales ;
- Exécution du modèle de prévision

La réalisation de ces deux phases se fait à l'aide de deux composantes principales de WRF-ARW, à savoir le WRF Preprocessing System (WPS) et le cœur dynamique ARW.

3. <https://rda.ucar.edu/datasets/ds084.1/>

4. <https://www.ncdc.noaa.gov/data-access/model-data/model-datasets>

WRF Preprocessing System

Une simulation avec WRF-ARW commence avec WPS. WPS est composé d'un ensemble de programmes qui prend des données terrestres et météorologiques et les transforme pour les introduire dans le programme de pré-processeur ARW pour les cas de données réelles. Donc, pour créer des données météorologiques et géographiques sur une grille définie par l'utilisateur, trois étapes de prétraitement doivent être effectuées avant d'exécuter ARW.

- **Le programme geogrid.exe** définit les domaines de simulations (localisation géographique des domaines, nombre de domaines de simulation, système de projection, dimensions et maillages horizontal). Geogrid fournit des valeurs pour les champs statiques à chaque point de grille du modèle :
 - Calcul de la latitude, la longitude, le facteur d'échelle de la carte et les paramètres de Coriolis à chaque point de grille ;
 - Interpolation horizontale des données terrestres statiques : hauteur du terrain, catégories d'utilisation du sol, type de sol, température moyenne annuelle du sol, fraction mensuelle de la végétation et l'albédo mensuel de la surface.
- **Le programme ungrib.exe** lit les données météorologiques en format GRIdded Binary (GRIB), puis extrait les paramètres météorologiques requis. Enfin, il écrit les champs demandés dans un format de fichier intermédiaire pour être lu par le programme metgrid ;
- **Le programme metgrid.exe** interpole horizontalement les données météorologiques extraites par le programme ungrib.exe à chaque point de grille de notre domaines de simulation définis par le programme geogrid.exe. Puis, il écrit les données interpolées dans des fichiers en format netcdf.

Le cœur dynamique ARW

Il est constitué par deux programmes pour le cas de données réelles :

- **Le programme real.exe** qui récupère les données provenant de WPS et les transforme pour le programme wrf.exe. Il effectue l'interpolation verticale des paramètres météorologiques en 3 dimensions sur les niveaux verticaux du modèle et génère les conditions initiales et les conditions aux limites latérales ;
- **Le programme wrf.exe** qui génère la prévision. C'est le composant du modèle qui contient le solveur dynamique et les programmes qui représentent la physique

des processus atmosphériques (microphysique, convection, rayonnement, Couche Limite Planétaire (CLP), etc).

L'ensemble de ces étapes de processus d'une simulation est géré par les deux fichiers de configuration : le «`namelist.wps`» pour WPS et le «`namelist.input`» pour ARW.

Le fichier «`namelist.wps`» contient les informations sur :

- Le choix du cœur dynamique ARW ;
- Les dates de début et de fin de la simulation ;
- Les domaines (type de projection, résolution horizontale, nombre de mailles, position géographique) ;
- Le choix et l'emplacement des données géographiques statiques à utiliser.

Le fichier «`namelist.input`» spécifie les paramètres de contrôle d'exécution d'ARW fournis par l'utilisateur. Ces paramètres comprennent :

- Les dates de début et de fin de la simulation ;
- Les intervalles de temps des sorties du modèle ;
- Le choix du format du fichier de sortie ;
- Les informations sur les domaines de simulation (pas de temps de calcul, résolution horizontale, nombre de mailles, niveaux verticaux, etc.) ;
- Les différentes paramétrisations physique (microphysique, cumulus, radiation, CLP, etc.) ;
- La configuration de la partie dynamique (diffusion, advection, etc.) ;
- Et plusieurs autres informations.

La figure 2.1 illustre le fonctionnement du modèle WRF-ARW. Il montre le flux de données et les composants du programme dans WPS et ARW, et comment WPS envoie les données initiales à ARW. Le programme `wrf.exe` génère les fichiers de sortie de simulation.

2.1.3 Paramétrisation physique de WRF

Pour tenir compte des phénomènes qui sont plus petits que la résolution du modèle (phénomènes dits sous-maille) ou complexes pour être physiquement représentés dans le modèle, les paramétrisations physiques sont nécessaires. Ainsi, les phénomènes liés à la microphysique des nuages, à la convection, aux rayonnements, à la Couche Limite Planétaire (CLP) et le modèle de surface terrestre (Land Surface Model (LSM)) sont résolus en utilisant des équations paramétrisées.

La microphysique représente les processus qui contrôlent la formation des particules de nuages (gouttelettes d'eau, cristaux de glace, neige, grêle), leur croissance et leur chute

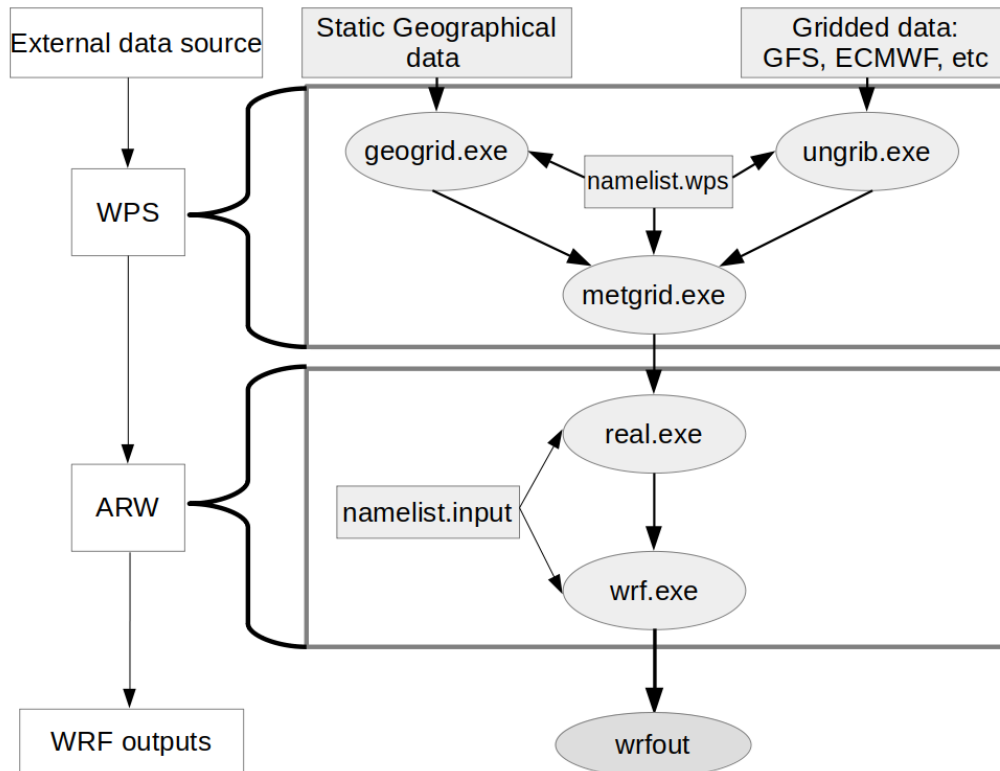


FIGURE 2.1 – Schéma de fonctionnement du modèle WRF-ARW.

sous forme de précipitations. Ces processus microphysiques incluent le dégagement de chaleur latente (par condensation, évaporation, déposition, sublimation, congélation et fusion), les interactions nuage-aérosol-précipitation, le transfert radiatif (absorption et émission des rayonnements par les particules) et le couplage avec les processus de surface (les courants descendants humides entraînant des rafales de vent en surface, les effets d'ombre des nuages). La microphysique fournit les tendances de la chaleur et de l'humidité atmosphérique.

Les schémas de convection sont responsables de la prise en compte des phénomènes se produisant à l'échelle de la sous-maille, provenant de nuages convectifs profond et peu profonds. Donc, la paramétrisation de la convection permet de prédire les effets collectifs des nuages convectifs qui peuvent exister dans un seul élément de grille en fonction de processus et de conditions à plus grande échelle. Un schéma fournit des profils de tendance de la chaleur et de l'humidité atmosphérique et des nuages (crée des nuages, prédit les précipitations convectives).

Les schémas de CLP déterminent les profils de flux dans la couche limite de mélange

et la couche stable. Le but est de distribuer les flux de surface (flux de vapeur d'eau et de chaleur sensible) avec les flux de turbulence de la couche limite et de permettre la croissance de la CLP par entraînement. Ces schémas fournissent les évolutions spatio-temporelles de la température, de l'humidité, de la quantité de mouvement horizontal et la diffusion verticale dans toute la colonne atmosphérique.

Les schémas de couche de surface calculent les vitesses de friction et les coefficients d'échange qui permettent le calcul des flux de chaleur et d'humidité de surface par les LSM. Ils fournissent la vitesse de friction au schéma de CLP. Dans WRF-ARW, chaque option de schéma de couche de surface est liée à des options de schéma de CLP particulières.

Les LSM utilisent les informations atmosphériques du schéma de la couche de surface, le forçage radiatif du schéma de rayonnement et le forçage des précipitations des schémas microphysique et convectif, ainsi que les informations internes sur les variables d'état et les propriétés de la surface terrestre, pour fournir les flux de chaleur et d'humidité (prévision de la température et de l'humidité du sol par couche, prévision de la quantité d'eau de la neige au sol, prévision de la température de la glace de mer).

Les schémas de rayonnement modélisent la divergence du flux radiatif (réflexion, diffusion, effets des nuages), les flux des grandes longueurs d'onde émis par la surface et les rayonnements de courtes longueurs d'onde arrivant à la surface pour le bilan thermique du sol. Ils fournissent des profils de tendance de la température atmosphérique et des flux de rayonnement de surface. Ils calculent les flux de radiations ascendants et descendants par ciel clair et par temps nuageux. Les rayonnements de courtes longueurs d'onde ont principalement un effet de réchauffement pendant un ciel clair et ils jouent un rôle important dans le bilan énergétique de surface. Les rayonnements à grandes longueurs d'ondes (rayonnements infrarouge) entraînent généralement un refroidissement en ciel clair (~ 2 K/jour), un refroidissement plus important au sommet des nuages et un réchauffement à la base des nuages. Le flux descendant à la surface est important dans le bilan énergétique de surface. Le schéma de grandes longueurs d'onde considère l'émission des rayonnement infrarouge des couches et la divergence du flux entraîne un refroidissement dans une couche.

Les interactions directes entre ces schémas de paramétrisations physique ont été résumées par DUDHIA (2019) et montrées par la figure 2.2. Plus d'informations sur la paramétrisation physique de WRF sont détaillées dans la note technique de WRF-ARW (SKAMAROCK et al., 2019).

WRF offre un large éventail d'options de paramétrisation physique. Cela donne aux

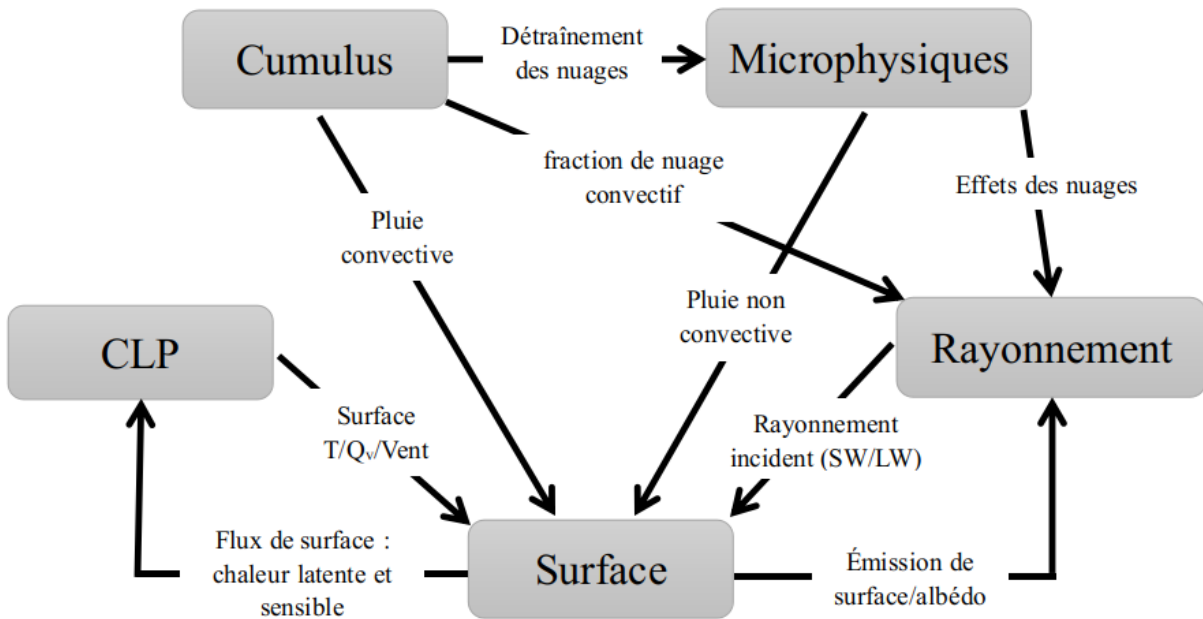


FIGURE 2.2 – Interactions entre les schémas de paramétrisation physique du modèle WRF-ARW. SW pour shortwave (rayonnement de courte longueur d’onde), LW pour longwave (rayonnement de grande longueur d’onde), T la température et Q_v l’humidité spécifique.

utilisateurs le choix pour une mise en place d’une configuration optimale pour le cas d’étude et permet d’obtenir une meilleure qualité de la prévision du temps.

Cependant, d’un point de vue pratique, la multitude de choix de paramétrisation peut constituer un défi pour l’utilisateur qui peut être confronté à une gamme de schémas différents qui, sur le plan théorique, semblent plus ou moins égaux ; il n’y a donc pas de bon choix évident. Dans ce cas, il serait prudent d’effectuer des tests préliminaires pour voir quelle configuration fonctionne le mieux pour les besoins de l’application et la région géographique considérées.

Dans le cadre de ce travail, nous avons réalisé une étude de sensibilité aux différents schémas de paramétrisation physique et développé une méthode pour déterminer la configuration optimale de WRF. Plus de détails sur cette étude se trouvent dans l’article RAFALIMANANA et al. (2022) qu’on trouve dans la section 3.1.

2.2 Les modèles empiriques de prédiction de la turbulence optique

Les modèles permettant de prévoir les profils de C_n^2 à partir des prévisions météorologiques sont devenus un point critique pour la gestion des observatoires modernes. La TO dépend de l'emplacement géographique, de l'altitude, de l'heure de la journée, et des différentes variables météorologiques. Donc, des lieux différents peuvent avoir des caractéristiques différentes des conditions météorologiques qui se reflètent sur les valeurs prises par le C_n^2 . En effet, afin d'optimiser la prévision au-dessus d'un site donné, le modèle de TO doit refléter les spécificités de l'endroit.

Autre que le modèle théorique développé par TATARSKII (1961), il existe aussi des modèles basés sur des développements empiriques qu'on peut trouver dans la littérature. Certains de ces modèles sont des modèles non paramétriques et d'autres sont paramétriques.

Les modèles non paramétriques ne dépendent que de l'altitude et représentent des profils moyens. On peut citer par exemple : le modèle de GREENWOOD (GREENWOOD, 1977), le modèle de GURVICH (GURVICH et al., 1976), le modèle Submarine Laser Communications (SLC) (MILLER et al., 1977 ; GOOD et al., 1988), le modèle de HUFNAGEL-VALLEY modifié ou H-V Night (PARENTI et SASIELA, 1994), le modèle Critical Laser Enhancing Atmospheric Research (CLEAR) (BELAND, 1993), etc.

Les modèles paramétriques ne dépendent pas uniquement de l'altitude pour décrire l'évolution du profil vertical de C_n^2 . Ils tiennent compte des conditions locales du site (localisation géographique, conditions météorologiques). On peut citer par exemple le modèle de HUFNAGEL-VALLEY (HUFNAGEL, 1974 ; VALLEY, 1980), le modèle développé par VAN ZANDT et al. (1978), le modèle de SADOT ET KOPEIKA (SADOT et KOPEIKA, 1992 ; BENDERSKY et al., 2004), le modèle développé par MASCIADRI et al. (1999), le modèle de PAMELA (DOSS-HAMMEL et al., 2004 ; RICKLIN et al., 2006), le modèle de TRINQUET et VERNIN (2007), etc.

Nous avons choisi dans cette thèse, d'utiliser le modèle développé par TRINQUET et VERNIN (2007). Ce modèle est basé sur l'analyse statistique d'un grand nombre de ballons radiosondes lancés dans le monde entier en mesurant à la fois les profils des paramètres météorologiques (pression, température, humidité relative, vitesse et direction du vent) et de turbulence optique (C_n^2). Ce modèle a été établi en considérant les corrélations du profil de C_T^2 avec le gradient vertical de la température potentielle $\chi(z)$ (équation 1.7),

et le cisaillement vertical des composantes horizontales de la vitesse du vent $S(z)$ (équation 1.10). Cette méthode empirique définit le C_T^2 par :

$$C_T^2(z) = \phi(z) \cdot \chi(z) \cdot S(z)^{1/2} \quad (2.1)$$

avec $\phi(z)$ est un paramètre déduit empiriquement des statistiques des ballons de radiosondage. Il est exprimé par la relation :

$$\phi(z) = \frac{\langle C_T^2(z) \rangle_m}{\langle \chi(z) \rangle_m \cdot \langle S(z) \rangle_m^{1/2}} \quad (2.2)$$

avec $\langle \rangle_m$ la valeur médiane calculée sur l'ensemble des profils mesurés. Pour déduire le profil vertical du C_n^2 , il suffit d'appliquer la loi de GLADSTONE (équation 1.17).

Ce modèle a également été utilisé dans le passé par GIORDANO et al. (2013, 2014) et GIORDANO (2014) pour prédire la distribution de la TO en utilisant les prévisions météorologiques de WRF. Ils ont évalué la capacité de WRF couplé à ce modèle de TO pour prédire non seulement les paramètres météorologiques mais aussi les conditions futures de la TO. Ils ont montré que les résultats de prédictions sont comparables avec les observations et que WRF combiné au modèle de TO est un bon outil pour prédire de façon statistique (valeurs médianes, moyennes) l'évolution future des conditions de turbulence au-dessus des sites où l'on souhaite effectuer des prévisions.

Le coefficient $\phi(z)$ que TRINQUET et VERNIN (2007) ont obtenu représente un profil médian de tous les ballons radiosondes lancés dans le monde entier. Par contre, pour mieux prendre en compte les spécificités d'un site donné, il faut contraindre le modèle avec les mesures locales et déterminer le profil de $\phi(z)$ représentatif du site. Dans la section suivante nous allons appliquer ce modèle de TO en prenant en considération les spécificités du site et en utilisant les mesures locales pour améliorer la prédiction.

2.3 Amélioration de la prédiction par les mesures locales : Site Learning

Une étude approfondie implémentant une méthode d'apprentissage de site ou "site learning (SL)" au moyen des mesures locales a été développée dans l'objectif d'améliorer l'efficacité et la précision du modèle de turbulence pour un site donné. Le principe est de contraindre le modèle par des mesures in-situ, et de déduire des profils verticaux de $\phi(z)$.

Ce qui rend le modèle spécifique et utilisable à l'endroit choisi. En pratique, cette phase de SL doit être effectuée au-dessus de chaque site où l'on souhaite effectuer des prévisions de TO.

Nous avons choisi de tester cette méthode pour le site de l'Observatoire de Calern. Ce site dispose de la station CATS depuis l'automne 2015. Grâce à la disponibilité de la base de données CATS et de plusieurs mois de prédiction avec WRF, cette étude montre que notre outil de prédiction est plus fiable lorsqu'il est fortement contraint par les mesures locales. Nous avons montré que le biais existant entre les mesures et les prédictions a été amélioré de 25 à 50% pour les profils de C_n^2 dans chaque couche de l'atmosphère.

Les détails de cette étude se trouvent dans l'article publié dans la revue scientifique Monthly Notices of the Royal Astronomical Society (MNRAS) (GIORDANO et al., 2021a). L'article montre l'importance de l'utilisation des mesures locales pour améliorer le modèle de prédiction de la TO et mieux prendre en compte les spécificités locales du site.

Contribution of statistical site learning to improve optical turbulence forecasting

C. Giordano,¹★ A. Rafalimanana,¹ A. Ziad,¹ E. Aristidi^{1b},¹ J. Chabé,² Y. Fanteï-Caujole¹ and C. Renaud¹

¹Université Côte d'Azur, Observatoire de la Côte d'Azur, CNRS, Laboratoire Lagrange, Bd de l'Observatoire, CS 34229, 06304 Nice cedex 4, France

²Université Côte d'Azur, OCA, CNRS, IRD, Géoazur, 2130 route de l'Observatoire, 06460 Caussols, France

Accepted 2020 November 21. Received 2020 October 27; in original form 2020 June 5

ABSTRACT

The forecast for atmospheric and turbulence conditions above astronomical observatories is of interest to the astronomical community because it allows observations to be planned with maximum efficiency, a process called flexible scheduling. It can also be used to simulate long-term site testing to provide local information useful for the conception of focal and post-focal instrumentation. We have presented our forecasting tool in previous publications, but in this paper we focus on the importance of using local measurements to improve the predictive turbulence model and to better consider the local specificities of a given site, a process we call site learning. For this study, we use a local data base provided by the Calern Atmospheric Turbulence Station, which has been operational since 2015 at Calern Observatory. In addition, we use a set of several months of predictions to feed the turbulence model, taking into account daytime and nighttime conditions. This upgrade improves the quality of our forecasting by reducing the absolute bias between measurements and predictions from 25 to 50 per cent for each layer of the C_n^2 , by 25 per cent for the seeing, and by 70 per cent for the isoplanatic angle.

Key words: turbulence – atmospheric effects – methods: data analysis – methods: numerical – software: simulations – site testing.

1 INTRODUCTION

The effects of atmospheric turbulence on the degradation of astronomical observations have been well known and characterized for decades. Indeed, independently of the instrument size, the optical turbulence limits the maximal resolution achievable during the observations by deforming the incoming wavefront. This limited resolution is called the astronomical seeing.

In the early 1990s, adaptive optics (AO) began to be used to compensate for these effects on the wavefront deformations by using a deformable mirror to flatten it. Although it might be thought that the optical turbulence problem was solved with these systems, in practice the complexity both of AO systems and of turbulence phenomena is such that using AO on its own cannot compensate for all the turbulence effects under all possible conditions. Moreover, AO is limited by its sky coverage, which is reduced by anisoplanatism effects characterized by the isoplanatic angle.

In practice, AO systems are dimensioned and built considering the median optical conditions of a given site as measured by local atmospheric instrumentation. This AO procedure leads to problems when real-time turbulence conditions are worse than median ones. Indeed, in the presence of strongly turbulent layers or a high wind speed, the AO correction will be degraded because of the impossibility of closing the AO loop or because the delay error resulting from a low coherence time becomes too large. Currently, these limits are not taken into account in observation plans, and they result in increased time spent in out-of-constraint observations owing

to unforeseen changes in meteorological and optical turbulence conditions.

Arising from the pioneering work of Coulman et al. (1986), which was followed by Bougeault et al. (1995), turbulence forecasting and flexible scheduling could solve this planning problem thanks to the use of meteorological and optical turbulence predictions to adapt the observation program to the real-time conditions, thus increasing the observational efficiency.

Beyond its utility in observatories, optical forecasting is of interest in all domains related to optical propagation, such as optical communication, laser telemetry, and other research fields. For example, in satellite-to-ground optical communications, having a prediction about the optical conditions could help in the choice of ground station inside a network, thereby optimizing the quality and bit error rate of optical communication signals.

Several models and tools exist to predict meteorological conditions. Global circulation models (GCMs) cover the entire Earth with a low horizontal resolution ($\Delta x > 10$ km) and a low temporal resolution (3–6 h), leading to obvious limitations for flexible scheduling because precise optical forecasting needs a higher frequency (several minutes) and higher spatial resolution. To overcome these limitations, mesoscale models have been developed to reach a better spatial resolution ($\Delta x \geq 0.1$ km) and a personalized temporal resolution ($\Delta t \geq 1$ min). Two widely used mesoscale models are the Mesoscale Non-hydrostatic (Meso-Nh) model and the Weather Research and Forecasting (WRF) model. All these systems forecast or simulate meteorological conditions, but they do not give access to optical turbulence values such as the C_n^2 profiles and other related parameters. Therefore, a model or an algorithm taking meteorological values

* E-mail: cgiordano@oca.eu

(pressure, temperature, wind speed, etc.) as inputs to compute the optical turbulence conditions is required.

Hach et al. (2012) used the reanalysis data set provided by the NCEP/NCAR (National Centers for Environmental Prediction/National Center for Atmospheric Research), which is based on both a GCM and available measurements. To deduce the C_n^2 , they used equations developed by Tatarskii (1961). They found good agreements for meteorological parameters and encouraging results about the C_n^2 assessment within the free atmosphere.

Masciadri, Vernin & Bougeault (1999) and Masciadri et al. (2017) (and references therein) used the Meso-NH model to predict astroclimatic parameters from turbulent kinetic energy (TKE) assessment. This TKE method was also used by Cherubini et al. (2008) with the MM5 model (Fifth-Generation Penn State/NCAR Mesoscale Model) and by Cherubini, Businger & Lyman (2011) with the WRF model. Mahalov & Moustouai (2010) also used the WRF system and a turbulence model similar to the one used by Hach et al. (2012). Later, Mahalov, Moustouai & Grubišić (2011) also used the WRF model to run a numerical study about the ability of WRF to retrieve the mountain wave effects. They also demonstrated the importance of thinner domain resolutions for a precise assessment of meteorological effects.

We have chosen to use the WRF model, developed at the NCAR (Skamarock et al. 2019), coupled with an empirical turbulence model (Trinquet & Vernin 2007), developed from a statistical analysis of a large number of balloon radio-soundings: this method will be called the balloon-derived turbulence model (BDTM). We have already used the BDTM above La Palma island (Canary Islands) (Giordano et al. 2013, 2014; Giordano 2014), home to the Osservatorio del Roque de Los Muchachos.

In this paper, we present an extension of the work of Giordano et al. (2019) using the WRF model above Calern Observatory, but constraining the BDTM with measurements from the Calern Atmospheric Turbulence Station (CATS) (Ziad et al. 2019a). A comparison among the various existing models is outside the scope of this paper but will be performed in the near future. In this paper we focus only on the empirical BDTM because it depends on local measurements. First, we detail our forecasting tool from the WRF model to the turbulence model and we present the configuration used in our case. Then we show how we use the local measurements from CATS to feed our optical turbulence model in order to improve its efficiency and its accuracy: this is what we call site learning (SL). After that, we analyse a large set of forecasts performed between 2019 July and 2020 January to demonstrate the efficiency of the SL phase. Finally, we discuss our results and conclude.

2 FORECASTING AND THE TURBULENCE MODEL

2.1 WRF coupled to the empirical turbulence model

As presented in previous papers (Giordano et al. 2013, 2014; Giordano 2014), the WRF model is a mesoscale non-hydrostatic numerical model developed at the NCAR (USA) allowing us to forecast and/or simulate the temporal evolution of meteorological conditions within a tridimensional domain. The main advantages of this model are its availability, its adaptability and its configurability. These points are very important because the divergence of specificities from one site to another makes it impossible to have a universal configuration. The process of a WRF simulation consists of the following three steps.

(i) Definition of one or several tridimensional domains inside which simulations will be performed.

(ii) Initialization of simulations using terrestrial data (orography, albedo, soil type, etc.) and meteorological data coming from large organizations/laboratories/centres [Global Forecast System (GFS), european centre for medium-range weather forecasts (ECMWF), etc..]

(iii) Running simulations for a given period to obtain predictions.

The forecasted meteorological parameters that are useful in an astronomical context are the absolute temperature, the wind velocity modulus and direction, the relative humidity, the cloud cover, and the precipitable water vapour. For the BDTM, we also need predictions of the potential temperature and the atmospheric pressure.

Once these parameters are predicted, we use an empirical turbulence model deduced from a statistical analysis of a large number of radio-sounding balloons launched around the world and measuring both meteorological (pressure, temperature, wind speed and direction, relative humidity) and optical turbulence (C_n^2) profiles (Trinquet & Vernin 2007). The optical turbulence comes from the presence of a potential temperature gradient, which can be shaken in the presence of wind shear. Therefore, it makes sense to use these two parameters in the model to assess the optical turbulence. As presented in our previous papers (Giordano et al. 2013, 2014; Giordano 2014), the BDTM follows equation (1):

$$C_T^2(h) = \phi(h)\chi(h)s(h)^{1/2}, \quad (1)$$

where

$$\chi(h) = \frac{\delta\theta}{\delta h}, \quad (2)$$

$$s(h) = \left(\frac{dU}{dh} + \frac{dV}{dh} \right)^{1/2}. \quad (3)$$

Here, C_T^2 is the structure constant of temperature fluctuations, χ is the vertical gradient of the potential temperature θ , h is the altitude, U and V are the wind speeds in the directions west–east and south–north, respectively, and s is the horizontal wind shear. $\phi(h)$ is the vertical profile deduced from the statistical analysis of the balloon radio-soundings:

$$\phi(h) = \frac{\langle C_T^2(h) \rangle_m}{\langle \chi(h) \rangle_m \langle s(h) \rangle_m^{1/2}}, \quad (4)$$

where $\langle \rangle_m$ is the median value.

Finally, from C_T^2 we can deduce the structure constant of the refractive index fluctuations C_n^2 following the well-known Gladstone formula,

$$C_n^2(h) = \left(\frac{80 \times 10^{-6} P(h)}{T(h)^2} \right)^2 C_T^2(h), \quad (5)$$

where $P(h)$ and $T(h)$ are respectively the vertical profiles of the atmospheric pressure and absolute temperature.

From the C_n^2 profile, we can deduce all optical parameters relevant for flexible scheduling (seeing, coherence time, isoplanatic angle, outer scale), as given by Giordano et al. (2012, 2013).

It is important to note that this model has been deduced for the non-convective case, namely $\delta\theta/\delta h \geq 0$. In the convective case, we use the theoretical formulation of the C_n^2 as given by Coulman et al. (1988) and used by Hach et al. (2012), namely

$$C_n^2(h) = 2.8M^2L_0^{4/3}, \quad (6)$$

Table 1. Domain configuration used for the WRF predictions.

Domain	D01	D02	D03	D04
Central latitude [deg]	43.7546 North			
Central longitude [deg]	6.9206 East			
$\Delta x \times \Delta y$ [km]	27×27	9×9	3×3	1×1
Δh [km]	$0.015 \leq \Delta h \leq 1.246$			
Δt [min]	10			
Topographic resolution	0.927	0.927	0.927	0.09
$\Delta x = \Delta y$ [km]				
Meteorological input data	Global forecast system (GFS) $\Delta x = \Delta y = 0.250$			

where M is the vertical gradient of the refractive index, given by

$$M = -80 \times 10^{-6} \frac{P}{T\theta} \frac{\delta\theta}{\delta h}, \quad (7)$$

and L_0 is the outer scale of the turbulence. These cases appear essentially in the first layer during daytime, when the Sun warms the soil.

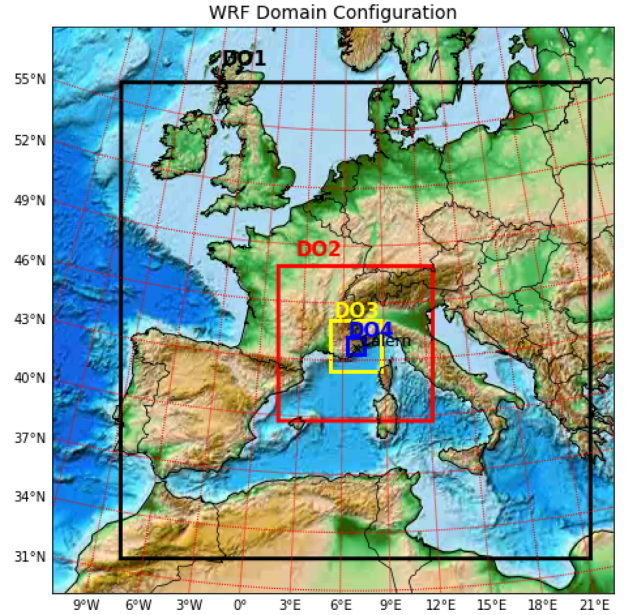
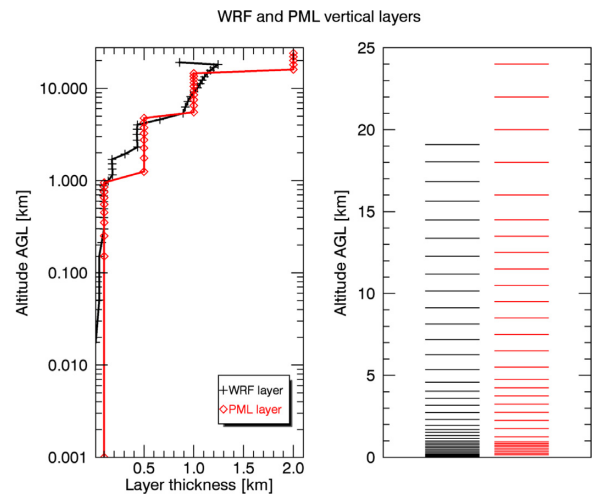
Ziad (2016) has pointed out that the size of the outer scale is controversial (from 2 m to more than 2 km), and in the literature there are ambiguities between the local outer scale L_0 and the wavefront coherence outer scale \mathcal{L}_r . Moreover, in our study, equation (6) is used mainly during the daytime, when the turbulence is dominated by the surface-layer conditions. As indicated by Ziad (2016), some authors take L_0 to be of the order of the height of this surface layer. Therefore, in our study we found that a value of $L_0 \approx 15$ m in equation (6) seems suitable to compute the C_n^2 prediction more precisely in convective cases ($\delta\theta/\delta h < 0$).

This aforementioned empirical turbulence model, being deduced from in situ measurements coming from different observatories or locations, does not take into account local specificities such as the roughness of the terrain, local climatic conditions, and other particularities. In Section 3 we propose using in situ measurements from the CATS at Calern Observatory to teach the turbulence model the specificities of this site and hence to obtain a better precision in forecasting.

2.2 Forecasted domains presentation

In this subsection, we briefly present the configuration used for our forecasting, and the input to inject into it. Table 1 summarizes this configuration. We chose to use four domains centred on Calern Observatory with horizontal resolution from 27 up to 1 km, as shown in Fig. 1. Fig. 2 shows the distribution of the vertical layers from the ground up to the top of the domains (~ 20 km). Above 20 km, the optical turbulence is negligible, so we have not explored conditions above this altitude. We can see a highest resolution near the ground ($\Delta h = 0.015$ km) and a lowest on the top ($\Delta h = 1.246$ km). This is set to better consider ground-layer turbulence, which represents the main contribution to the total turbulent energy. Fig. 2 also shows the PML (profiler of Moon limb, see Section 3) vertical resolution as a function of height.

To start a simulation or a prediction, we need meteorological initial conditions that will be interpolated to the grid points in our domain. These data come from global forecasted or re-analysis systems or from a centre such as the ECMWF (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts), the NCEP GFS (Global Forecast System), or others. In this study we used the GFS data, which are readily


Figure 1. Spatial domains used for forecasting from $\Delta x = \Delta y = 27$ km (domain D01, in black) to $\Delta x = \Delta y = 1$ km (domain D04, in blue).

Figure 2. Vertical levels used in the WRF model (black) and in the PML instrument (red).

available and downloadable.¹ These data have a horizontal resolution of 0.25×0.25 and a temporal resolution from 3 to 6 h.

The orography is very important for meteorological forecasting because it influences the circulation of the airmass over the soil, ground heating, and related effects that impact conditions within the first layers. In order to achieve the best possible forecasts, we are convinced that using well-resolved topographic data is mandatory. Minimum default values used by the WRF have a horizontal resolution of $30 \text{ arcsec} \times 30 \text{ arcsec}$, corresponding to around $927 \text{ m} \times 927 \text{ m}$. Considering the complexity of the terrain above which observatories are installed (peak, plateau, mountains), we concluded that this resolution was not fine enough and decided to go further. Therefore, we found and implemented in WRF the topographic data from the Shuttle Radar Topography Mission

¹<https://rda.ucar.edu/>



Figure 3. Calern Atmospheric Turbulence Station (CATS). The generalized differential image motion monitor (GDIMM) installed on a 4-m tower can be seen on the left, and the profiler of moon limb (PML) instrument observing the Sun limb can be seen on the right.

(SRTM).² These data have a horizontal resolution of $90 \text{ m} \times 90 \text{ m}$, which is far better than that of the default data.

3 SITE LEARNING FOR TURBULENCE MODEL UPGRADE

To optimize the forecasting above a given site, the turbulence model has to reflect the specificities of the location. Therefore, we need to improve the initial BDTM by injecting in situ measurements of C_n^2 , χ and s into equations (4) and (5). This phase is called 'site learning' (SL), because the upgraded model learns the peculiarities of the given site. SL is particularly well suited for empirical models, which depend only on experimental measurements. The models coming directly from theory, such as the one from Tatarskii (equation 6), cannot be updated by statistics on a given site, and the SL method cannot be applied to them. Therefore, in this paper we focus only on how to improve the empirical BDTM presented in Section 2.1 by taking into account local specificities. A comparison with other existing models is outside the scope of this paper.

CATS (Chabé et al. 2016; Ziad et al. 2018, 2019a) has been fully operational since 2015 (see Fig. 3) and measures atmospheric conditions continuously thanks to a complementary set of instruments:

- (i) a weather station measuring ground meteorological parameters, namely wind speed modulus and direction, pressure, temperature, relative humidity;
- (ii) an all-sky camera measuring cloud cover during the night;
- (iii) a Generalized Differential Image Motion Monitor (GDIMM) (Aristidi et al. 2014, 2018, 2019b) measuring all integrated optical parameters, namely seeing, isoplanatic angle, coherence time, outer scale;
- (iv) a PML (Ziad et al. 2013; Blary et al. 2014; Aristidi et al. 2019a; Chabé et al. 2020) measuring vertical profiles of C_n^2 on the Sun limb during daytime and on the Moon limb during nighttime.

The availability of the CATS data base is the reason why we have chosen to test the SL method above Calern Observatory.

The main limit is that we only have access to C_n^2 profiles and not to C_T^2 , χ and s profiles; therefore, it is impossible to compute ϕ with measurements only. To overcome this lack of data, we decided to use WRF outputs to compute χ and s where measurements were not available. This method assumes that WRF is precise enough in forecasting the meteorological profiles.

²<http://srtm.csi.cgiar.org/>

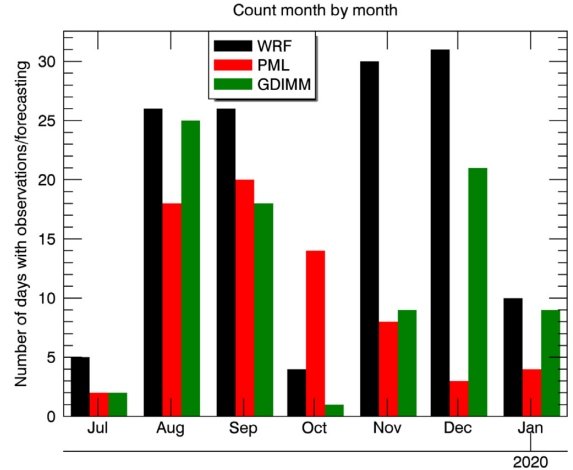


Figure 4. Distribution of data from each source in number of days per month, starting from 2019 July. The black, red and green colours represent respectively WRF, PML and GDIMM. We only count the number of days on which there was at least one measurement or forecast.

In 2019 July we launched an automatic forecast running every day and covering the next 48 h in order to collect a large WRF data base. These predictions are uploaded to the CATS website³ to support observers in Calern Observatory (see Appendix A). In the period from 2019 July to 2020 January, we covered more than 130 days of forecasting, allowing comparisons with 69 days on which PML was running and 116 days on which GDIMM was operational. Fig. 4 shows the distribution of forecasts and measurements within the covered period, from 2019 July to 2020 January. In this figure, we count only the number of days on which there were observations or forecasting, and not the number of measurement points.

Using these CATS statistics and this WRF data set, we can recompute the ϕ parameter by replacing, in equation (4), the values of $\langle C_T^2 \rangle_m$, $\langle \chi(h) \rangle_m$, and $\langle s(h) \rangle_m$ with those from in situ measurements and forecasting. The C_T^2 profile is computed by inverting equation (5) and using the C_n^2 profile from the PML outputs. The P and T profiles come from both the CATS ground weather station and the WRF output.

Another aspect that we took into account is that daytime turbulent conditions are more intense than nighttime ones. The BDTM has been computed only from nighttime radio-soundings. Indeed, the radio-sounding balloons do not work during daytime because of probe saturation. It is thus obvious that the BDTM cannot reflect the daytime turbulence because of the large difference between the two regimes. Therefore, for the SL method, we decided to compute two $\phi(h)$ profiles, separating daytime and nighttime conditions. Fig. 5 shows the BDTM $\phi(h)$ profile and the SL ϕ profile for both daytime and nighttime conditions. The differences between them are significant, especially during daytime, when ϕ is larger than during the night.

In Section 4.2, we present the effect of the upgrade of the turbulence forecasting computed using the WRF configuration detailed in Section 2.2.

³<https://www.oca.eu/fr/cats-predictions>

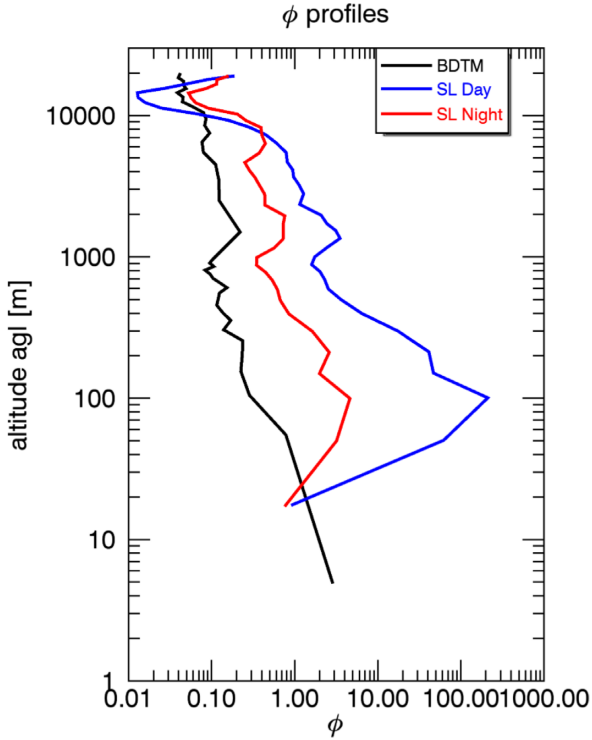


Figure 5. Vertical profiles of the ϕ parameters (see equation 4) for the BDTM (black) and for the SL method considering daytime (blue) and nighttime (red) conditions separately.

4 RESULTS

4.1 WRF meteorological forecasting accuracy

As explained in Sections 2.1 and 3, turbulence forecasting is based on the use of meteorological predictions from the WRF model. It is thus worthwhile to evaluate the WRF accuracy for meteorological forecasting. At Calern Observatory, there are two weather stations (WSs): one is integrated in CATS and the other belongs to the observatory (OWS). They measure the wind speed modulus and direction, the temperature, the atmospheric pressure and the relative humidity at ground level, with a temporal resolution of about 1 min. All measurements (meteorological and turbulence) were averaged over a 10-min window to have the same resolution as WRF. We used them to assess the accuracy of the WRF forecasting at ground level. Table 2 shows the Pearson correlation coefficient (PCC), the bias and the absolute bias for the pressure, the temperature, the wind speed modulus and the relative humidity. Fig. 6 shows the corresponding 2D histograms. Table 2 also includes a comparison between the two weather stations.

The pressure is the best-predicted parameter because it depends essentially on the altitude, which is invariable. The values computed between the two WSs and those computed between WRF and WS are comparable. The correlation coefficient is above 99 per cent, and the absolute bias is about 1.5 hPa.

The temperature is also well predicted, with a correlation coefficient above 95 per cent (99 per cent for WS comparisons). The absolute bias and its dispersion are about 3 times higher than for WSs comparison. This effect is visible in Fig. 6, where the cloud of points is thicker.

The wind speed is an important parameter because it mixes and shakes atmospheric layers and generates dynamical and optical

turbulence (if the temperature is heterogeneous). Its correlation coefficient reaches 75 per cent (92 per cent for the comparison between WSs), and its bias is 1.7 m s^{-1} , which is a good result considering the resolution of our domain (1 km). Indeed, the wind speed is very sensitive to the orography and to the ground effects, and therefore the accuracy of its forecasting at ground level depends heavily on the spatial resolution of the domain and of the terrestrial data used as input.

The relative humidity is the most difficult parameter to measure precisely, and therefore the value of 63 per cent of correlation reached with our predictions is a good result, even considering the dispersion shown in Fig. 6, which is 3 times higher than for the WS–WS comparison. However, the relative humidity has almost no impact on the visible and near-infrared observations. It is important because of the condensation on the mirrors of the telescopes.

Given that the meteorological parameters are quite well predicted, our decision detailed in Section 3 to use both prediction and measurements in the SL method is justified, and we can now study the effect of this SL method.

4.2 Site-learning impact analysis

In this subsection, we present the effects of the SL phase used to optimize the turbulence model (see Section 3).

First, Figs 7 and 8 show an example of the seeing and isoplanatic angle evolution measured by the CATS instruments and predicted with WRF using both BDTM and SL methods. We can see for these few samples the improvements brought by the SL phase. A statistical analysis over a larger sample is presented below.

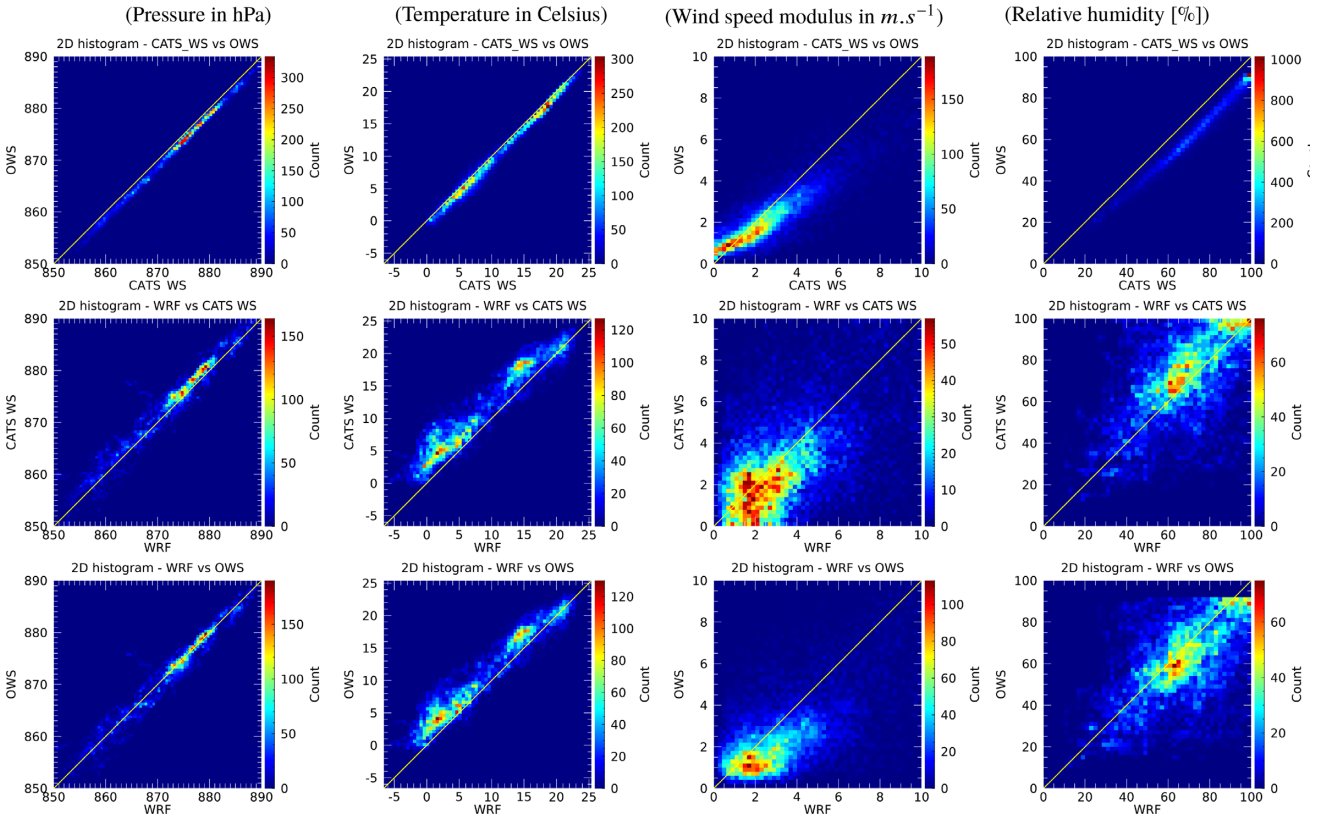
The first parameter for which we statistically analysed the effect of the SL was the vertical profile of the C_n^2 . This is the main parameter characterizing the optical turbulence and is used for AO system dimensioning and site testing. The in situ data set comes from the PML instrument, which is the only one able to measure the C_n^2 profiles. Fig. 9 shows the C_n^2 vertical profiles measured by the PML and forecasted by the WRF model coupled with both the BDTM and SL method. The associated coloured surfaces represent, for each layer, the interval between the first and the third quartile. The daytime and nighttime conditions have been separated in order to allow the two regimes to be evaluated separately. The PML profiles have been interpolated to the altitude of the WRF outputs. This interpolation was done conserving the integrated energy of the turbulence over the thickness of each layer in order to keep the same seeing values. Regarding these curves, the SL method brings a significant improvement to the forecasts. Indeed, the BDTM (green) underestimates the C_n^2 more than the SL method, and even considering the first–third quartile interval, there is no overlapping. Considering the SL curve (blue), the agreement is very good during nighttime, but there remains a small bias for daytime curves.

For each layer we computed Pearson’s correlation coefficient, the relative mean bias and the relative mean absolute bias between predictions and measurements for daytime and nighttime conditions (Fig. 10). Because the C_n^2 values are spread over decades ($10^{-18} \lesssim C_n^2 \lesssim 10^{-13} \text{ m}^{-2/3}$), we compute our statistical analysis on the decimal logarithm of the C_n^2 . From Fig. 10 we can note a number of interesting points.

(i) The correlation coefficient is improved by the SL method but it remains low, especially around 100 m. This parameter can be difficult to interpret because it is heavily affected by divergence between the two data sets, even if instances of divergence are rare.

Table 2. Statistical comparisons between meteorological measurements from OCA and CATS weather stations (WSs), and forecasting from the WRF model.

Statistical number	Comparison sources	Pressure	Temperature	Wind speed modulus	Relative humidity
Correlation PCC	CATS WS versus OCA WS	0.998	0.994	0.916	0.963
	WRF versus OCA WS	0.976	0.963	0.757	0.625
	WRF versus CATS WS	0.974	0.954	0.755	0.629
Bias	CATS WS versus OCA WS	-1.28 ± 0.54 hPa	-0.74 ± 0.73 °C	-0.74 ± 1.53 m s ⁻¹	-9.25 ± 5.34 %
	WRF versus OCA WS	-0.15 ± 1.82 hPa	1.98 ± 1.95 °C	-0.98 ± 2.04 m s ⁻¹	-7.12 ± 17.08 %
	WRF versus CATS WS	1.15 ± 1.92 hPa	2.73 ± 2.14 °C	-0.22 ± 2.38 m s ⁻¹	2.13 ± 17.36 %
Relative bias [%]	CATS WS versus OCA WS	-0.15 ± 0.06	-0.26 ± 0.26	-20.18 ± 41.79	-12.72 ± 7.34
	WRF versus OCA WS	-0.02 ± 0.21	0.70 ± 0.69	-24.81 ± 51.85	-10.10 ± 24.24
	WRF versus CATS WS	0.13 ± 0.22	0.97 ± 0.76	-5.67 ± 60.53	3.03 ± 24.63
Absolute bias	CATS WS versus OCA WS	1.29 ± 0.53 hPa	0.84 ± 0.61 °C	1.10 ± 1.29 m s ⁻¹	9.61 ± 4.64 %
	WRF versus OCA WS	1.26 ± 1.32 hPa	2.25 ± 1.63 °C	1.66 ± 1.54 m s ⁻¹	13.94 ± 12.17 %
	WRF versus CATS WS	1.70 ± 1.45 hPa	2.90 ± 1.90 °C	1.73 ± 1.66 m s ⁻¹	12.73 ± 11.99 %
Relative abs. bias [%]	CATS WS versus OCA WS	0.15 ± 0.06	0.29 ± 0.21	30.15 ± 35.28	13.22 ± 6.39
	WRF versus OCA WS	0.14 ± 0.15	0.80 ± 0.58	42.10 ± 39.14	19.78 ± 17.26
	WRF versus CATS WS	0.19 ± 0.17	1.03 ± 0.68	43.89 ± 42.07	18.06 ± 17.02

**Figure 6.** Two-dimensional histograms of meteorological values measured by two weather stations and predicted by WRF. From top to bottom, panels show histograms for comparisons between the two weather stations, the CATS station (CATS WS) and WRF, and the OCA station (OWS) and WRF. From left to right, panels show ground atmospheric pressure, ground temperature, ground wind speed modulus, and ground relative humidity.

(ii) The SL method is more accurate than the BDTM one for the C_n^2 forecasting, for both daytime and nighttime. In particular, the relative absolute bias is improved by 25 to 50 per cent.

(iii) The predictions are more precise during the night. Indeed, the nighttime bias is 2 to 3 times lower than the daytime one.

(iv) WRF with both turbulence models has more difficulty in predicting the turbulence well within the first 500 m of the at-

mosphere. The bias has a maximum at an altitude of 100 m. The difficulty in forecasting parameters affected by ground effects due terrain specificities (orography, soil type, ocean, etc.) could be the origin of these discrepancies. Therefore, it is important to optimize forecasting within the first hundreds of metres by searching for the best possible physical and micro-physical configuration of WRF.

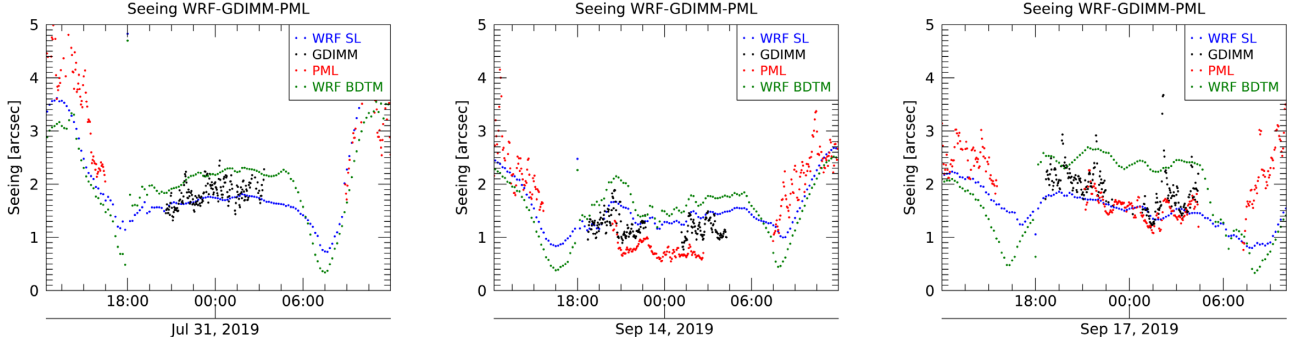


Figure 7. Examples of seeing evolution measured with GDIMM (black) and PML (red) and forecasted with WRF coupled to the BDTM (green) and to the SL method (blue).

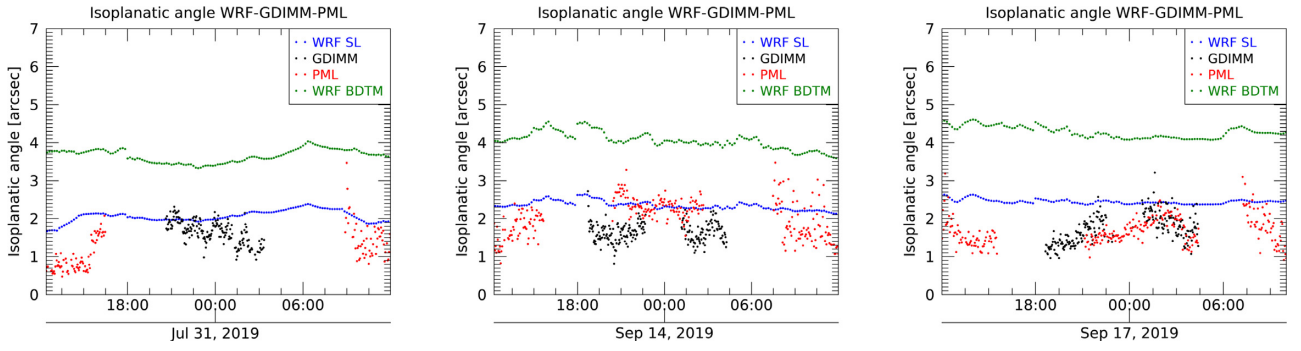


Figure 8. Examples of isoplanatic angle evolution measured with GDIMM (black) and PML (red) and forecasted with WRF coupled to the BDTM (green) and SL method (blue).

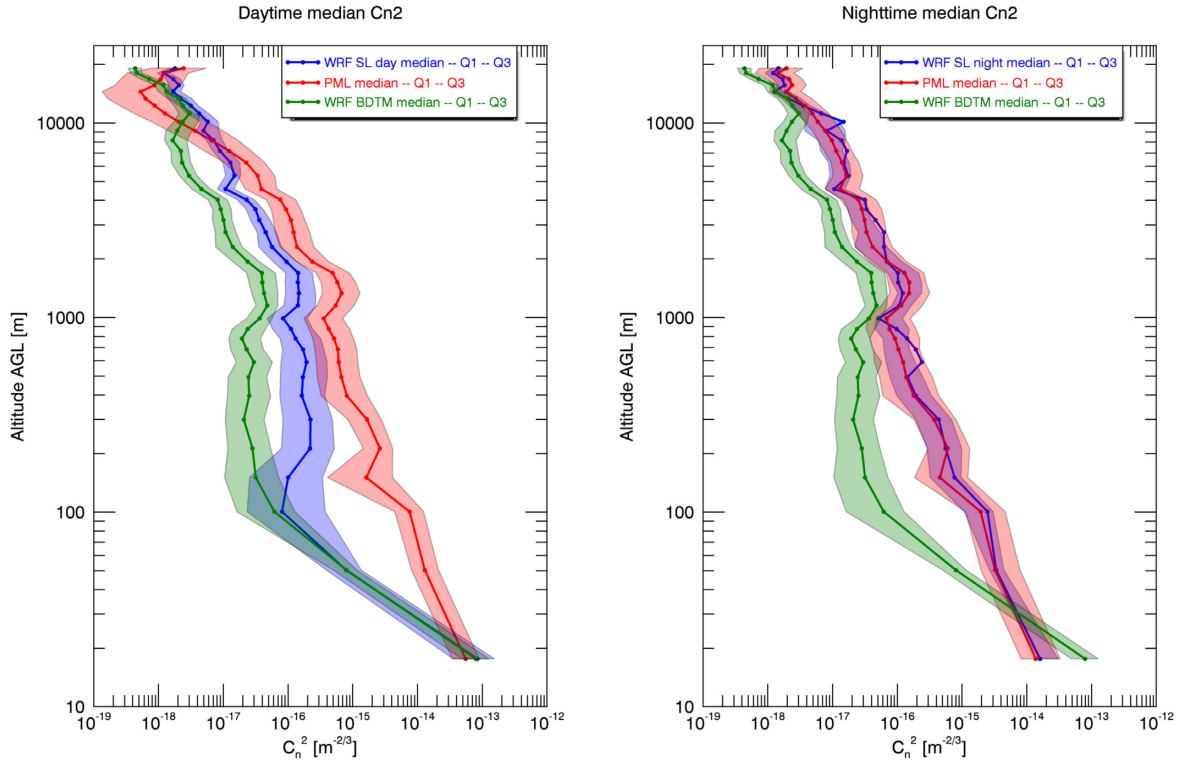


Figure 9. Median vertical profiles of the C_n^2 measured by PML (red) and predicted by WRF using either the BDTM (green) or SL (blue) methods. The SL method considers daytime and nighttime conditions separately. The coloured regions show the interval between the first and the third quartiles at each altitude. Left-hand panel: daytime data; right-hand panel: nighttime data.

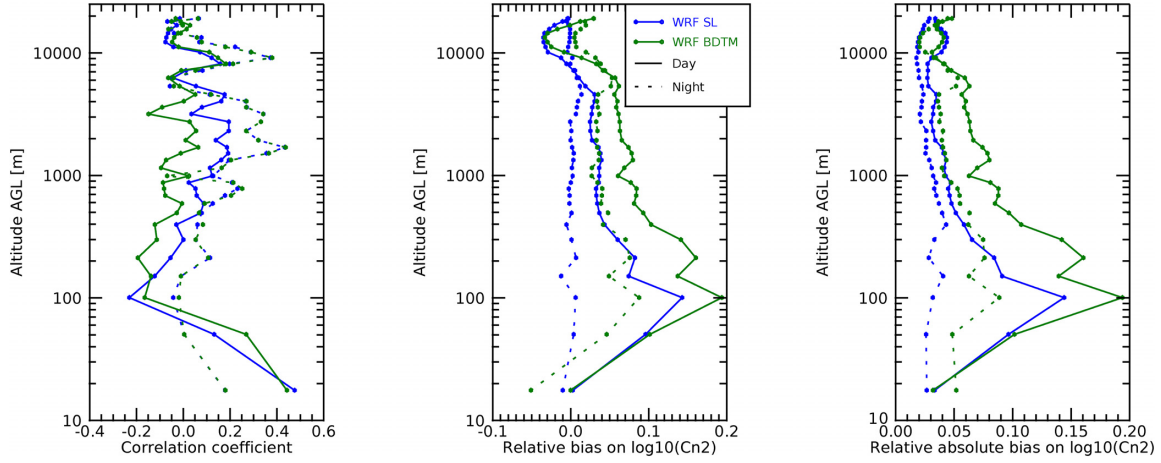


Figure 10. From left to right the panels show the vertical profiles of the Pearson correlation coefficient, the relative bias and the relative absolute bias between WRF forecasting and PML measurements. Values are computed layer by layer on $\log_{10} C_n^2$. The blue curves correspond to the SL method and the green ones correspond to the BDTM method. The solid lines and dashed lines show respectively daytime and nighttime analysis.

Table 3. Statistical comparisons between seeing measurements from GDIMM and PML, and forecasting from the WRF model coupled with the BDTM and with the SL method, separating daytime and nighttime conditions.

Statistical number	PML versus GDIMM		WRF versus PML			WRF versus GDIMM		
			BDTM	SL method	Improv. [%]	BDTM	SL method	Improv. [%]
No. of common points		437		1424			2335	
Correlation PCC	Day	–	0.67	0.65	–3	–	–	–
	Night	0.82	0.20	0.21	5	0.06	0.24	300
Bias [arcsec]	Day	–	0.73 ± 0.65	0.41 ± 0.68	44	–	–	–
	Night	-0.20 ± 0.28	-0.29 ± 0.65	-0.14 ± 0.54	52	-0.28 ± 0.75	-0.10 ± 0.60	64
Relative bias [%]	Day	–	43.82 ± 38.63	20.48 ± 34.20	53	–	–	–
	Night	-14.04 ± 19.46	-18.52 ± 41.26	-10.09 ± 38.17	46	-16.13 ± 43.86	-6.26 ± 39.08	61
Absolute bias [arcsec]	Day	–	0.80 ± 0.57	0.61 ± 0.51	24	–	–	–
	Night	0.27 ± 0.21	0.57 ± 0.42	0.44 ± 0.34	23	0.64 ± 0.49	0.47 ± 0.38	27
Relative abs. bias [%]	Day	–	47.65 ± 33.78	30.46 ± 25.71	36	–	–	–
	Night	18.78 ± 14.94	36.30 ± 26.95	31.11 ± 24.28	14	37.08 ± 28.43	30.67 ± 25.01	17

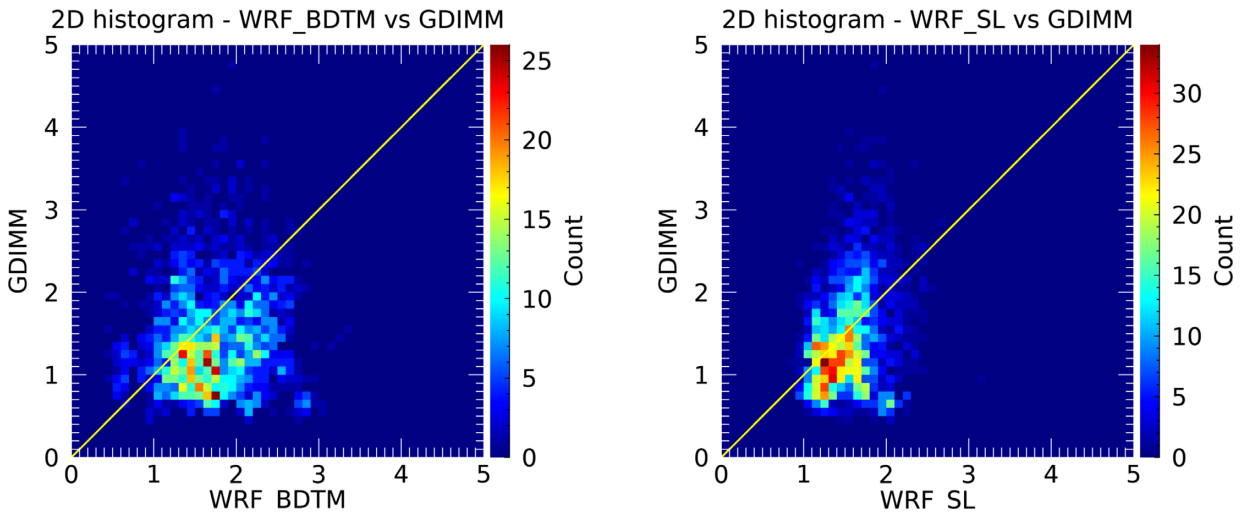


Figure 11. 2D histogram computed for common data between GDIMM seeing and WRF seeing forecasted with the BDTM (left-hand panel) and SL method (right-hand panel). The yellow line is $y = x$.

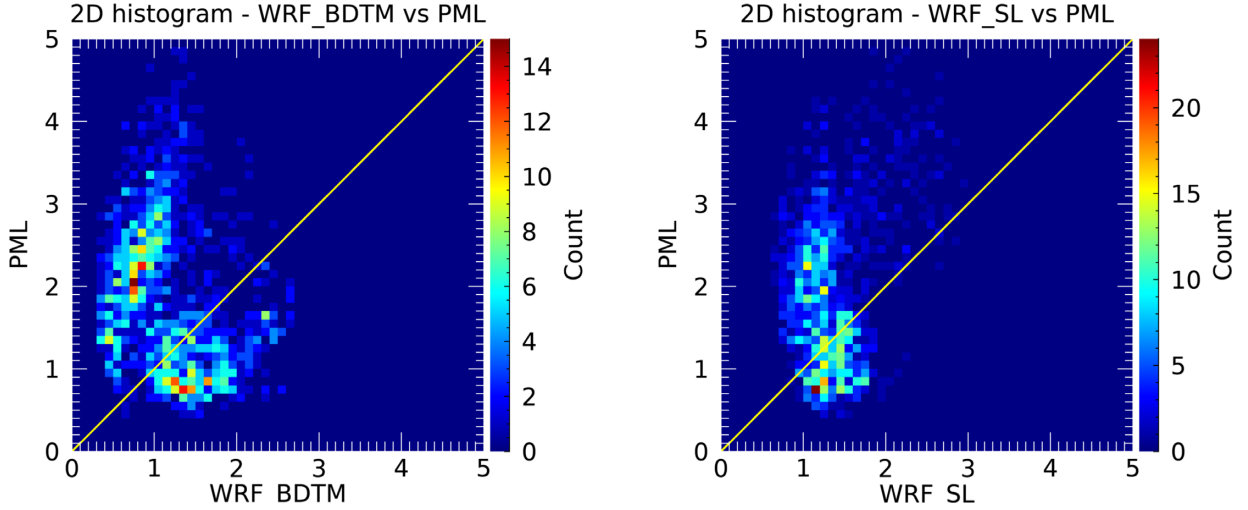


Figure 12. 2D histogram computed for common data between PML seeing and WRF seeing forecasted with the BDTM (left-hand panel) and SL method (right-hand panel). The yellow line is $y = x$.

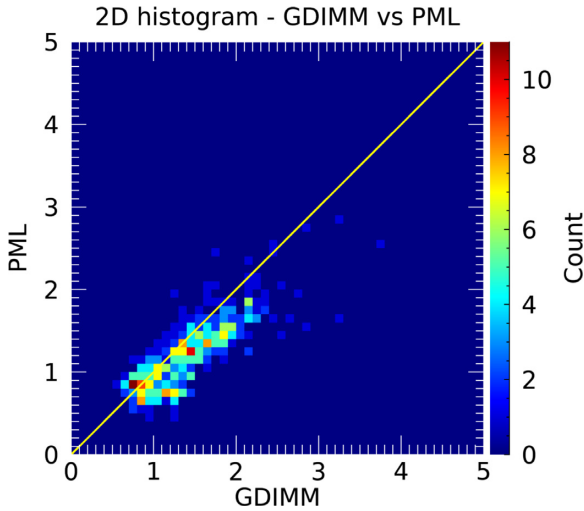


Figure 13. 2D histogram computed for common data between GDIMM and PML seeing. The yellow line is $y = x$.

(v) There is almost no difference between the SL and BDTM methods in the first layer during the day. This is because during the day there is sometimes convection in this layer. If this is the case, the model used is from Tatarskii’s formula (see 2.1), which is independent of the SL phase. We are currently working on a way to inject SL either in Tatarskii’s method or in the BDTM even with a convective gradient of the potential temperature.

From the C_n^2 profile, we deduced all turbulence parameters, and we compared them with measurements obtained with both GDIMM and PML. Then, we selected only common sequences between CATS measurements and WRF forecasting. From these points, we computed the same statistical parameters as in Table 2 for the WRF–PML, WRF–GDIMM and PML–GDIMM comparisons.

Table 3 shows these statistics for the seeing forecasting and measurements, separating daytime and nighttime conditions. It appears that the SL method improves the precision of the seeing forecasting. The correlation coefficient between the WRF–SL method and GDIMM measurements has been improved by a factor of 300 per cent (almost no improvement of the PCC considering PML data), but, as mentioned above, the PCC is very sensitive to divergent values, even

if they are rare. The absolute bias between the forecasting and both GDIMM and PML has been improved by about 25 per cent. The bias becomes closer to that computed between GDIMM and PML seeing measurements. This last comparison is important because we can see that the error associated with the forecasting method gets closer to the error in instrumentation cross-comparison.

Figs 11 to 13 show the 2D histograms of the scattered plot for the seeing, considering both BDTM and SL methods, and for instrumental cross-comparison. The improvements shown in Table 3 are clearly visible in these figures, especially regarding the highest density of points closer to the line $y = x$ with the SL method. They also show a larger dispersion in the scatter plot when forecasting is used with respect to instrumental cross-comparison (Fig. 13).

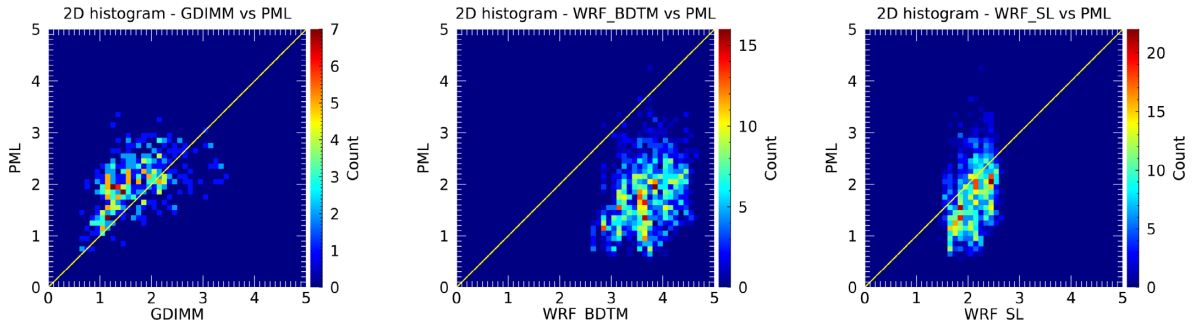
To make another comparison, we show the change brought by the SL method on the isoplanatic angle forecasting (Table 4). Fig. 14 shows the 2D histograms between WRF forecasted and PML measurements and between GDIMM and PML. Ziad et al. (2019b) showed that measuring the isoplanatic angle with PML and GDIMM gives more or less different results owing to errors in the various instrumental techniques used; in Fig. 14 (left-hand panel) we obtain the same results. It can also be seen that the dispersion of the instrumental scatter plot is larger for the isoplanatic angle than for the seeing. Regarding Table 4 and Fig. 14, the improvement gained by the SL method is more important for the isoplanatic angle than for the seeing, for both daytime and nighttime conditions. Indeed, the absolute bias has been improved by 70–75 per cent (25 per cent for the seeing), to reach values comparable with instrumental bias only (PML versus GDIMM). Considering Fig. 9 and Table 4 together, we can deduce that this improvement is mainly due to the agreement between PML and forecasting curves within the highest layer. Indeed, the isoplanatic angle is highly sensitive to the turbulent energy at high altitudes (see the formula in Giordano et al. 2012, 2013).

5 DISCUSSION AND CONCLUSION

In this paper, we have presented an analysis of the forecasting tool we used above the Calern Observatory from 2019 July to 2020 January. We used the WRF model coupled to an empirical turbulence model. Previously (Giordano et al. 2013, 2014; Giordano 2014), we had used only the BDTM computed from the radio-sounding analysis carried out in Trinquet & Vernin (2007). This model provides global

Table 4. Statistical comparisons between isoplanatic angle measurements from GDIMM and PML, and forecasting from the WRF model coupled with the BDTM and the SL method, separating daytime and nighttime conditions.

Statistical number	PML versus GDIMM		WRF versus PML			WRF versus GDIMM		
			BDTM	SL method	Improv. [%]	BDTM	SL method	Improv. [%]
No. of common points		437		1424			2335	
Correlation PCC	Day	–	0.12	0.27	125	–	–	–
	Night	0.50	0.55	0.49	–11	0.44	0.38	–14
Bias [arcsec]	Day	–	-2.05 ± 0.66	-0.44 ± 0.58	79	–	–	–
	Night	0.34 ± 0.51	-1.75 ± 0.49	-0.19 ± 0.46	89	-1.99 ± 0.50	-0.53 ± 0.45	73
Relative bias [%]	Day	–	-55.43 ± 7.85	-21.23 ± 27.89	62	–	–	–
	Night	20.63 ± 31.04	-48.08 ± 13.50	-9.11 ± 21.96	81	-56.49 ± 14.35	-25.87 ± 21.78	54
Absolute bias [arcsec]	Day	–	2.05 ± 0.65	0.63 ± 0.38	69	–	–	–
	Night	0.51 ± 0.35	1.75 ± 0.49	0.40 ± 0.29	77	1.99 ± 0.50	0.60 ± 0.35	70
Relative abs. bias [%]	Day	–	55.48 ± 17.68	30.00 ± 18.11	46	–	–	–
	Night	30.56 ± 21.31	48.12 ± 13.37	19.42 ± 13.71	60	56.49 ± 14.35	29.21 ± 17.04	48

**Figure 14.** 2D histogram of the isoplanatic angle computed for common data between GDIMM and PML (left-hand panel), PML and WRF coupled with the BDTM (middle panel) and the SL method (right-hand panel). The yellow line is $y = x$.

tendencies, but it cannot retrieve the fine effects arising from the specificities of each site. We thus decided to upgrade the BDTM by means of a SL phase using a local data base large enough to compute an optimized version of the turbulence model, called the SL method. The CATS, installed at the Calern Observatory in 2015, has a large data base containing measurements of both C_n^2 vertical profiles and ground meteorological parameters. We therefore decided to run our SL method at this site following the methodology described in Section 3 and considering separately daytime and nighttime conditions, because of the differences between the two regimes.

In Section 4.1, we compared WRF meteorological forecasting with the two weather stations installed at Calern Observatory, and we found a very good agreement, especially for the pressure and the temperature. The wind speed is also well predicted, but with a higher dispersion, which is due to the sensitivity of this parameter to ground effects and the resolution of our domain.

In Section 4.2, we compared the performances of the SL method with the BDTM method and with the instrumental biases between GDIMM and PML. Our predictions cover more than 130 days with a temporal resolution of 10 min. We demonstrated the significant improvement brought by the SL method for the C_n^2 profiles, the seeing and the isoplanatic angle for both daytime and nighttime conditions. As an example, on the absolute bias, the forecasting accuracy is improved by a factor varying from 25 per cent to 80 per cent.

The SL phase is of great interest because in the future it will allow us to use forecasting in a real flexible scheduling tool, minimizing

errors and upgrading the model day after day as it learns the site specificities from local measurements.

Currently, the SL method considers daytime and nighttime conditions separately. We plan to refine the model to include other effects (season, Sun altitude, etc.). For example, in Fig. 7 it can be seen that during the day–night and night–day transitions, the forecasting does not retrieve the real turbulence conditions well. Therefore, considering this period separately in the SL method would improve the accuracy of our forecasting.

Nevertheless, we have to point out that the surface-layer ($h < 500$ m) properties are poorly predicted, as shown in Fig. 10. This could be due to ground effects, which are particularly difficult to predict in circulation models because of the high resolution theoretically requested. Indeed, we have shown that, even if the ground weather conditions are well predicted, some dispersion remains, in particular in the wind speed prediction, which is used in turbulence models. Moreover, currently, in the absence of meteorological profile measurements, the SL method depends on the weather profiles coming from WRF to compute the $\phi(h)$ parameters. Therefore, the forecasting errors in these layers inject uncertainties into the SL method. To overcome these limitations, we are currently studying the following methods.

- (i) The effects of the WRF configuration on meteorological results. A paper in preparation will present a comparison between in situ meteorological profiling measurements and WRF forecasts using different configurations.

(ii) The possibility of refining the resolution of our model (vertically and horizontally) to get closer to the scale of the ground phenomena and then to better model them.

(iii) Searching for the finest input data (meteorological, topographic, etc.) to initialize our simulations in the best way and then to have more precise results

(iv) The possibility of acquiring instruments for in situ measurements of the meteorological and optical conditions within the first 500 m of the atmosphere. The instrument is currently under development, and we hope to obtain the first measurements during the autumn/winter of 2020-2021. Having vertical profiles in this portion of the atmosphere will allow us to improve the turbulence model again (see Section 3) in this particular zone by using in situ measurements instead of WRF forecasting (see Section 2.1).

(v) Using WRF data assimilation features in the near future. This would allow us to inject local measurements directly into the WRF simulations to add a constraint and to improve weather prediction, and then to improve the SL method and the turbulence forecasting precision.

Furthermore, we are currently studying a new method based on statistical-learning or machine-learning algorithms that will allow us to use the large data base acquired above Calern Observatory to run short-term predictions without using circulation and/or turbulence models. This method could be complementary to the one presented in this paper. It could be used to correct the WRF forecasts by injecting real-time measurements in the statistical-learning tool to upgrade the predictions for the next hours.

Finally, it is important to note that the studies presented here are directly dependent on the site measurements. Therefore, they give specific models usable at a given location. In practice, this learning phase must be done above each site where optical forecasting is to be carried out. This implies that each site/observatory for turbulence forecasting has to be equipped with specific turbulence monitors for long enough to optimize the forecasting. In the near future, we plan to study the effects of the various existing models, allowing us to deduce turbulence parameters from meteorological parameters. This could identify the benefits and drawbacks of each model with respect to measurements.

ACKNOWLEDGEMENTS

We would like to thank the Centre National d'Études Spatiales, CNES, for the financing of this research. We thank the NCEP/NCAR for the making the WRF tool available and for providing the GFS meteorological data. We thank the SRTM for access to the high-resolution topographic data. We would also like to thank the Mesocentre SIGAMM of the Observatoire de la Côte d'Azur for hosting our model and for their help in the installation process. Finally, we thank the reviewers for their help in improving this paper.

DATA AVAILABILITY STATEMENTS

The data underlying this article cannot be shared publicly due to intellectual properties rights. Partial data could be shared on reasonable request to the corresponding author.

REFERENCES

- Aristidi E., Fantei-Caujolle Y., Ziad A., Dimur C., Chabé J., Roland B., 2014, A New Generalized Differential Image Motion Monitor. p. 91453G
 Aristidi E., Fantei-Caujolle Y., Chabé J., Renaud C., Ziad A., Ben Rahhal M., 2018, Proc. SPIE, 10703, 107036U

- Aristidi E., Ziad A., Fantei-Caujolle Y., Chabé J., Giordano C., Renaud C., Lantéri H., 2019a, Proc. 6th AO4ELT Conference.
 Aristidi E., Ziad A., Chabé J., Fantei-Caujolle Y., Renaud C., Giordano C., 2019b, *MNRAS*, 486, 915
 Blary F., Ziad A., Borgnino J., Fantei-Caujolle Y., Aristidi E., Lantéri H., 2014, Proc. SPIE, 9145, 91453H
 Bougeault P., de Hui C., Fleury B., Laurent J., 1995, Appl. Opt., 34, 3481
 Chabé J., Ziad A., Fantei-Caujolle Y., Aristidi E., Renaud C., Blary F., Marjani M., 2016, Proc. SPIE, 9906, 99064Z
 Chabé J. et al., 2020, Appl. Opt., 59, 7574
 Cherubini T., Businger S., Lyman R., Chun M., 2008, *J. Appl. Meteorology Climatology*, 47, 1140
 Cherubini T., Businger S., Lyman R., 2011, in Businger S., Cherubini T., eds, An Operational Perspective for Modeling Optical Turbulence. Seeing Clearly: The Impact of Atmospheric Turbulence on the Propagation of Extraterrestrial Radiation. VBW Publishing, p. 165
 Coulman C. E., Andre J.-C., Lacarere P., Gillingham P. R., 1986, *PASP*, 98, 376
 Coulman C. E., Vernin J., Coqueugniot Y., Caccia J. L., 1988, *Appl. Opt.*, 27, 155
 Giordano C., 2014, PhD thesis, Univ. Nice Sophia Antipolis
 Giordano C., Vernin J., Chadid M., Aristidi E., Agabi A., Trinquet H., 2012, *PASP*, 124, 494
 Giordano C., Vernin J., Vázquez Ramió H., Muñoz-Tuñón C., Varela A. M., Trinquet H., 2013, *MNRAS*, 430, 3102
 Giordano C., Vernin J., Trinquet H., Muñoz-Tuñón C., 2014, *MNRAS*, 440, 1964
 Giordano C., Rafalimanana A., Ziad A., Aristidi E., Chabé J., Fantei-Caujolle Y., Renaud C., 2019, Proc. 6th AO4ELT Conf.
 Hach Y., Jabiri A., Ziad A., Bounhir A., Sabil M., Abahamid A., Benkhaldoun Z., 2012, *MNRAS*, 420, 637
 Mahalov A., Moustauoui M., 2010, *Laser Photonics Rev.*, 4, 144
 Mahalov A., Moustauoui M., Grubišić V., 2011, *Atmos. Chemistry Phys.*, 11, 5123
 Masciadri E., Vernin J., Bougeault P., 1999, *A&AS*, 137, 185
 Masciadri E., Lascaux F., Turchi A., Fini L., 2017, *MNRAS*, 466, 520
 Skamarock W. C. et al., 2019, Technical Report: A Description of the Advanced Research WRF Version 4. NCAR
 Tatarskii V. I., 1961, Wave Propagation in Turbulent Medium. Dover Publication
 Trinquet H., Vernin J., 2007, *Environmental Fluid Mech.*, 7, 397
 Ziad A., 2016, Proc. SPIE, 9909, 99091K
 Ziad A. et al., 2013, in Esposito S., Fini L., eds, PML/PBL: A new generalized monitor of atmospheric turbulence profiles, Proc. 3rd AO4ELT Conf. p. 126.
 Ziad A., Chabé J., Fantei-Caujolle Y., Aristidi E., Renaud C., Ben Rahhal M., 2018, Proc. SPIE, 10703, 107036L
 Ziad A., Chabé J., Fantei-Caujolle Y., Aristidi E., Renaud C., Giordano C., 2019a, Proc. 6th AO4ELT Conf.
 Ziad A., Aristidi E., Chabé J., Borgnino J., 2019b, *MNRAS*, 487, 3664

APPENDIX A: CALERN FORECASTING WEBSITE

Since 2015, the CATS (Ziad et al. 2019a) has been running above Calern Observatory, measuring in real time all information about the local conditions of the observatory for both meteorological and optical turbulence parameters. All these measurements are uploaded in real time to a website⁴ accessible for all users. It displays the following parameters.

- (i) Meteorological: pressure, temperature, wind speed, relative humidity, cloud cover, precipitation.
 (ii) Optical turbulence: C_n^2 , seeing, isoplanatic angle, scintillation.

⁴<https://cats.oca.eu>

All these conditions are useful for observers and observatories, especially for the meteorology station MéO and the Centre Pédagogique Planète Univers (C2PU) instruments, which use in particular the seeing information.

In this framework, we decided to prepare the same tool but using forecasting data. Since 2019 July, one forecasting has been launched every day and covers 48 h of predictions. The results are uploaded onto the website <https://www.oca.eu/fr/cats-predictions>. This tool is used as a complement to the CATS for observers because they are

able to plan their own observations regarding 24- or 48-h forecasting. The following parameters are available.

- (i) Meteorological: pressure, wind speed, temperature, relative humidity, precipitable water vapour, cloud cover.
- (ii) Optical turbulence: C_n^2 profile, seeing, isoplanatic angle.

This paper has been typeset from a $\text{\TeX}/\text{\LaTeX}$ file prepared by the author.

2.4 Compléments de l'article

Cette section apporte des compléments à l'article GIORDANO et al. (2021a). Dans le paragraphe 2.4.1, nous présentons une suite de l'étude sur la méthode de SL en utilisant cette fois-ci un plus grand échantillon de données couvrant la période de Juillet 2019 à Octobre 2020. Une étude préliminaire sur l'utilisation des méthodes de Machine Learning pour prédire la TO est décrite dans le paragraphe 2.4.2. Plus de détails de cette étude sont montrés dans le proceeding de la conférence Society of Photo-Optical Instrumentation Engineers (SPIE), 2020 (GIORDANO et al., 2020) qui se trouve dans l'annexe A.4.

2.4.1 Site Learning : Contraintes par les mesures locales

Nous avons vu dans l'article GIORDANO et al. (2021a) que l'utilisation des données de quelques mois (Juillet 2019 - Janvier 2020) de la station CATS pour contraindre le modèle Balloon-Derived Turbulence Model (BDTM) apporte une amélioration de la prédiction de la turbulence. Pour aller plus loin dans notre étude, nous avons décidé de prendre un échantillon de données plus large, de Juillet 2019 à Octobre 2020, dans le but d'aboutir à des résultats plus robustes. Les figures 2.3 (pour ε_0) et 2.4 (pour θ_0) sont des représentations graphiques sous forme de boîte à moustaches, qui montrent les comparaisons entre les mesures de la station CATS et les prédictions de WRF en utilisant la méthode de SL. Les rectangles colorés représentent les valeurs entre le premier quartile, et le troisième quartile. La largeur de chaque rectangle est de 0.25 arcsec. Les valeurs médianes sont représentées par un trait à l'intérieur des rectangles. Les extrémités des deux droites qui sortent du rectangle représentent les maxima et minima.

Pour ε_0 , en comparant la méthode de SL avec GDIMM (figure 2.3 en haut), on observe que les valeurs médianes sont proches de la droite $y=x$ en utilisant la méthode de SL et que les intervalles entre les premiers et troisièmes quartiles sont moins élevés que dans le cas de la méthode BDTM initiale. Dans les cas PML (figure 2.3 en bas), les améliorations sont visibles notamment pour les petites valeurs du seeing ($\varepsilon_0 < 1.5$ arcsec). La dispersion est réduite par rapport au BDTM initial.

Pour θ_0 , on observe une importante amélioration de la prédiction en utilisant la méthode de SL, pour les deux cas de comparaisons : avec GDIMM et PML. Les valeurs médianes se rapprochent de la droite $y=x$ et on observe moins de dispersion des données que dans le cas du BDTM initial.

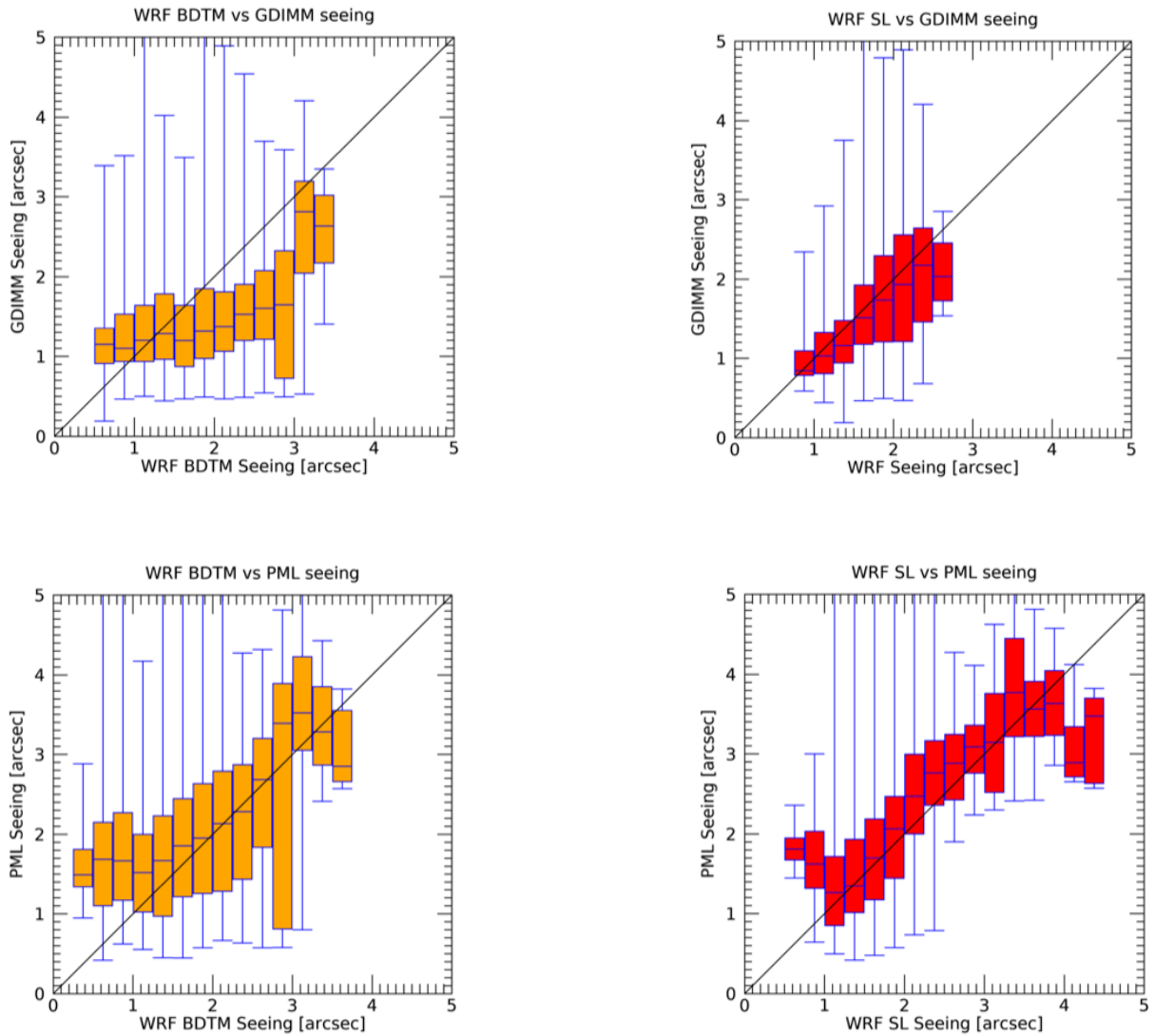


FIGURE 2.3 – Diagramme de dispersion de ε_0 montrant les corrélations entre les mesures et la prédiction. Le seeing ε_0 prédit par la méthode BDTM (à gauche) et SL (à droite) et mesuré avec le GDIMM (en haut) et le PML (en bas). Le rectangle coloré correspond à l'intervalle entre le premier et le troisième quartile. À l'intérieur du rectangle, les valeurs médianes sont tracées avec des lignes noires. Les barres sur les extrémités des droites sortant du rectangle correspondent aux extrema.

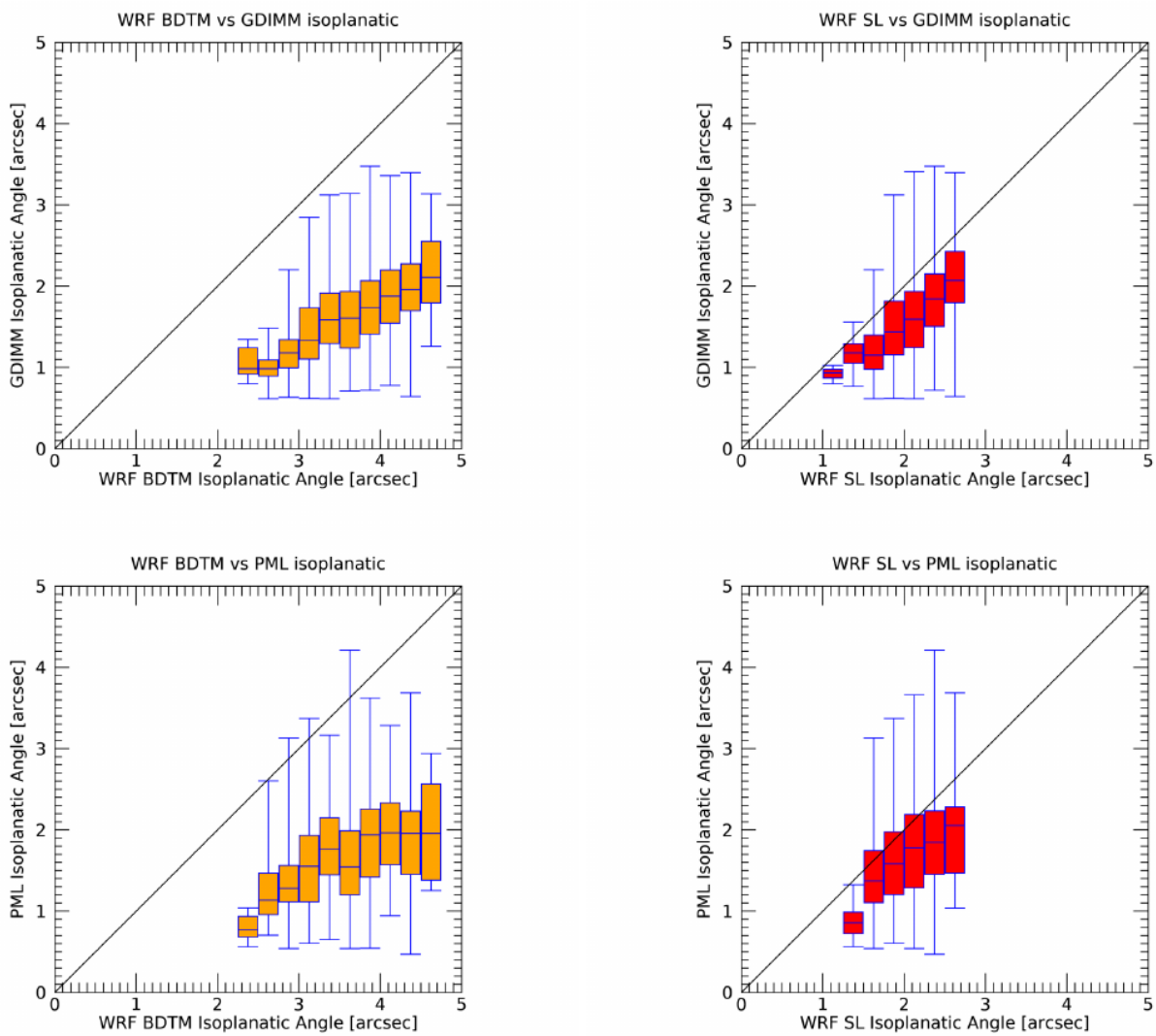


FIGURE 2.4 – Mêmes graphes que la figure 2.3 pour l'angle d'isoplanétisme

2.4.2 Machine Learning pour la prédiction de la turbulence optique

Nous avons montré que la méthode de SL apporte une importante amélioration de la fiabilité de la prédiction de la TO. Néanmoins, il reste une certaine dispersion qui est principalement due à la difficulté de bien prédire les conditions atmosphériques dans la CLA.

Dans cette section, nous nous intéressons à la possibilité d'utiliser les techniques d'apprentissage automatique ou Machine Learning (ML) pour prédire la TO dans le but d'améliorer la gestion des programmes d'observations astronomiques. Les techniques de ML ont déjà été utilisées pour améliorer les modèles numériques de prévision du temps, pour exploiter les observations et les simulations à haute résolution et pour améliorer avec succès le post-traitement des prévisions météorologiques (RASP et al., 2018; SCHER et MESSORI, 2018; RODRIGUES et al., 2018; RASP et LERCH, 2018). Mais le défi est d'utiliser le ML pour remplacer complètement les modèles de prévision numérique du temps. MILLI et al. (2019) ont montré la possibilité d'utiliser la ML pour faire des prévisions à court terme afin d'améliorer le flexible scheduling.

Il existe une grande variété de techniques de ML qui peuvent être appliquées à un problème particulier, notamment les arbres de régression, les réseaux de neurones artificiels, etc. Dans notre cas, nous réalisons une étude préliminaire basée sur deux modèles de régression de ML pour effectuer des prévisions à court terme (dans cette étude, prévision de 2 heures) sans utiliser le modèle WRF. Nous étudions leur capacité à prédire le seeing. Ces méthodes pourraient être complémentaires à la méthode de SL. Les techniques de régression sont des algorithmes puissants pouvant s'adapter à des jeux de données complexes. Elles sont souvent utilisées comme méthode d'apprentissage en matière d'extraction de connaissances à partir de données. Par rapport aux autres techniques de ML plus complexe, comme les réseaux neuronaux, l'algorithme de régression est facilement explicable et il y a peu de paramètres à configurer. Les deux différentes techniques de régression de ML utilisées sont :

- **L'Algorithme Régression Ridge (ARR)** (en anglais Ridge Regression Algorithm) qui est similaire à la régression par les moindres carrés ordinaires, mais ajoute une contrainte sur les coefficients lors de la modélisation. Elle est particulièrement bien utilisée lorsqu'il existe une forte colinéarité ou des relations presque linéaires entre les variables indépendantes (HILT et SEEGRIST, 1977). Elle s'utilise

pour limiter l’instabilité des prédictions. Elle permet de distordre l’espace des solutions pour maîtriser l’apparition de valeurs trop élevées et pour éviter une trop grande dispersion. Pour ce faire, il s’agit de modifier un peu la fonction de coût du problème de régression linéaire en la complétant par un terme de pénalité. Une théorie détaillée concernant cette méthode est donnée par SALEH et al. (2019).

- **L’Algorithme des Forêts Aléatoires (AFA)** (en anglais Random Forest Regression) (BREIMAN, 2001) est un algorithme qui se base sur l’assemblage d’arbres de décision indépendants. Le principe est en effet de faire appel à des opinions différentes, abordant le même problème, pour mieux le comprendre. En effet, chaque arbre de décision génère une estimation, et c’est l’assemblage des arbres de décision et de leurs analyses, qui permettra d’obtenir une estimation globale. En d’autres termes, la prédiction faite par l’AFA est alors la moyenne de l’ensemble des prédictions provenant des arbres décisionnels. Cette approche rend la prédiction extrêmement efficace. L’AFA est comparable à d’autres techniques de ML, voire plus performantes dans certaines applications (LAGERQUIST et al., 2017). Néanmoins, la performance et l’efficacité de l’AFA dépendent fortement de la qualité de l’échantillon de données de départ.

Le ML est lié de manière explicite à la disponibilité d’une large base de données. Il se base sur l’exploitation de ces données car ses différentes méthodes ont besoin de flux de données à analyser, sur lesquelles s’entraîner pour lui permettre d’apprendre et se développer. Donc, les données sont au cœur de la ML. Elles sont cruciales et très importantes pour l’apprentissage, le test et la validation des algorithmes utilisés. Avoir une large base de données est très importante pour nourrir les algorithmes mais il faut aussi qu’elles soient de bonne qualité. Afin que les modèles mathématiques et/ou statistiques soient correctement entraînés et fournissent les résultats attendus, il est essentiel que les données utilisées soient nettoyées, précises, fiables et complètes. Pour satisfaire ces critères, la préparation des données est donc une étape cruciale.

Dans notre étude, nous avons utilisé la grande base de données acquise au moyen de la station CATS depuis 2015, au-dessus de l’Observatoire de Calern. Nous avons catégorisé notre base de données en jeux de données d’apprentissage et jeux de données de test selon le schéma de la figure 2.5. Ces jeux de données sont composées des paramètres :

- Météorologiques en surface tels que, la pression, la température, l’humidité relative, la vitesse et direction du vent. La résolution temporelle de ces données est de 1 minute.

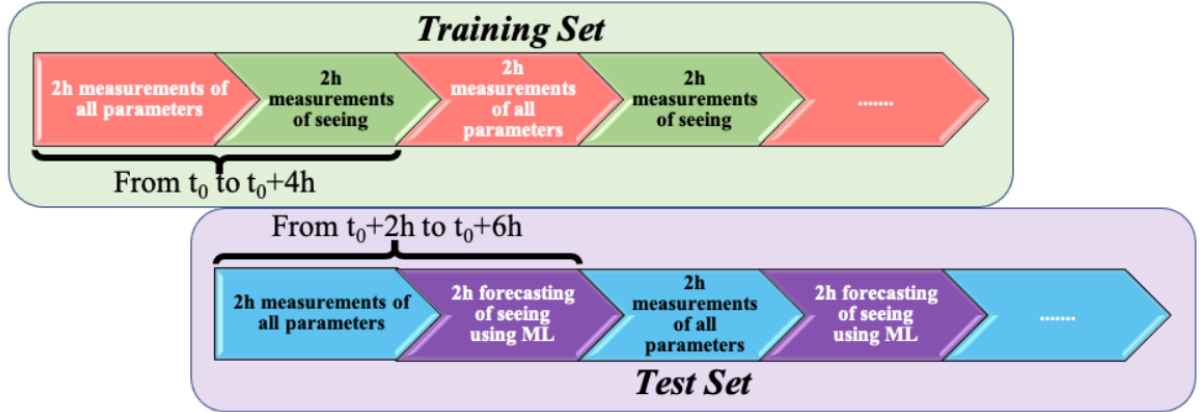


FIGURE 2.5 – Schéma du processus de préparation des données pour les algorithmes de machine learning.

- Turbulence optique, tels que le seeing, l'angle isoplanétique et le temps de cohérence. Ces données ont une résolution temporelle voisine de 2 minutes.

Pour avoir un échantillonnage uniforme, nous avons interpolé toutes les données à un pas de temps constant de 5 minutes. Les valeurs manquantes sont remplacées par les valeurs moyennes sur l'ensemble des données. Dans cette étude, nous avons décidé d'utiliser 2 heures de mesures pour prédire le seeing sur les 2 heures suivantes dans le futur. En considérant ces conditions de 2 heures, notre base de données nous donne un jeu de données d'apprentissage et un jeu de données de test composés respectivement de 4297 et 4296 blocs de 2 heures.

Afin de prendre en compte la périodicité de l'année et les effets saisonniers, les jours à partir du début de l'année sont représenté circulairement comme cosinus et sinus :

$$\begin{aligned} jour_{cos} &= \cos\left(\frac{2\pi \cdot jour}{365}\right) \\ jour_{sin} &= \sin\left(\frac{2\pi \cdot jour}{365}\right) \end{aligned} \quad (2.3)$$

Pour tenir compte des conditions de jour et de nuit, et aussi la périodicité de la rotation de la terre, l'heure est représentée de façon circulaire par le cosinus et le sinus :

$$\begin{aligned} heure_{cos} &= \cos\left(\frac{2\pi \cdot heure}{24}\right) \\ heure_{sin} &= \sin\left(\frac{2\pi \cdot heure}{24}\right) \end{aligned} \quad (2.4)$$

Donc, chaque bloc est composé d'un vecteur de 196 valeurs :

- 1 valeur de $jour_{cos}$, $jour_{sin}$, $heure_{cos}$, $heure_{sin}$ par bloc.
- 24 valeurs par bloc de seeing, temps de cohérence, angle isoplanétique, pression, température, humidité relative, module de vitesse du vent et direction avec un pas de temps de 5 minutes.

Une évaluation de la capacité de ces deux techniques de ML est montrée par la figure 2.6 en les comparant avec les mesures directes de GDIMM. La figure 2.6, à gauche, montre le nuage de points des prédictions du seeing ε_0 avec les méthodes de ML et les mesures réelles de l'instrument GDIMM. Cette figure est obtenue pour une valeur de pas de temps fixe de 5 minutes. Nous observons que l'ARR semble ne pas fonctionner dans notre cas. Cependant, en ce qui concerne l'AFA, la corrélation est bien meilleure. La figure 2.6, à droite, montre l'évolution du coefficient de corrélation de PEARSON le long des deux heures de prédictions. Nous observons que l'ARR donne des coefficient de corrélation très faible alors que le AFA donne des valeurs du coefficient de corrélation d'environ 0.85 au début et diminue lentement au cours du temps jusqu'à 0.4 - 0.45. Les résultats préliminaires avec la méthode de AFA sont très encourageants.

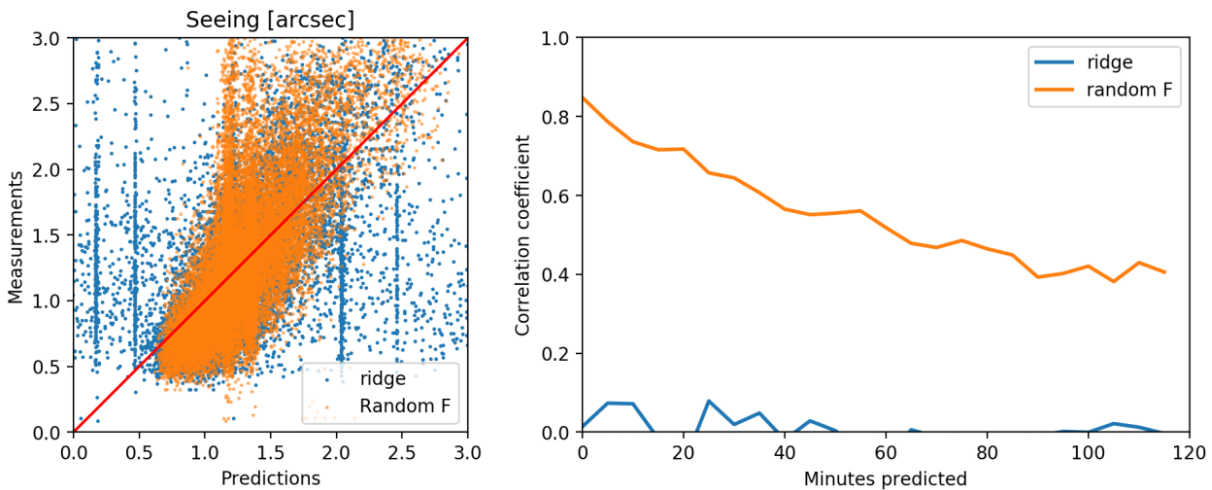


FIGURE 2.6 – Comparaison entre les mesures et les prédictions du seeing avec les techniques de machine learning. A gauche, le nuage de points des prédictions avec les méthodes de machine learning et les mesures réelles de l'instrument GDIMM. Cette figure est obtenue pour une valeur de pas de temps fixe de 5 minutes. A droite, l'évolution du coefficient de corrélation de PEARSON pendant les 2 heures de prédiction. En bleu pour ARR et en orange pour AFA.

2.5 Conclusion

Après avoir introduit les besoins de disposer de prédictions de la turbulence atmosphérique, nous avons, dans un premier temps, décrit le modèle météorologique WRF. Les différentes composantes de WRF avec leur mode de fonctionnement, ainsi que la mise en place d'une simulation sont présentées. Les données d'entrées requises pour initialiser les simulations sont décrites. Nous avons aussi présenté les différentes paramétrisations physiques de WRF pour tenir compte de phénomènes qui sont plus petits que la résolution du modèle (phénomènes dits sous-maille) ou complexes pour être physiquement représentés dans le modèle.

Dans un deuxième temps, l'étude sur l'apprentissage de site ou "site learning method" au moyen des mesures locales est présentée. Cette méthode a été testée dans le cas du site de l'observatoire de Calern. Elle a montrée une amélioration significative de la prédiction des profils de C_n^2 , du seeing et de l'angle isoplanétique, à la fois pour les conditions diurnes et nocturnes. À titre d'exemple, sur le biais absolu, la précision de la prévision est améliorée d'un facteur 25% à 80%. Cette amélioration est rendue possible par l'utilisation d'un large échantillon de données représentative du site. Cependant, dans les premiers 500 m de l'atmosphère, des écarts sont toujours observés entre la prédiction et les mesures directes.

Une première tentative d'utiliser les techniques de Machine Learning a été développée pour prédire la turbulence optique et les premiers résultats sont encourageants. Mais, des recherches supplémentaires sont nécessaires afin de trouver le meilleur algorithme.

PRÉDICTION DE LA TURBULENCE À COURT TERME

Nous avons vu dans les chapitres précédents que les modèles de prédiction de turbulence optique (TO) utilisent des données météorologiques provenant des modèles de prévision du temps, dans notre cas, le modèle WRF. J'ai réalisé mes premières simulations avec WRF au-dessus du site l'Observatoire de Calern, Nice, France. Les résultats de ces simulations ont fait l'objet d'une communication publiée dans le proceeding SF2A, 2019 (RAFALIMANANA et al., 2019) qui se trouve en annexe A.1. Les résultats ont montré un bon accord entre les profils médians prédits par le modèle WRF et les mesures faites par l'instrument Profiler of Moon Limb (PML) dans l'atmosphère libre, alors que des différences subsistent dans la Couche Limite Planétaire. La grande différence dans la couche limite peut s'expliquer par le fait que les paramètres caractérisant cette couche sont mal prédits par le modèle WRF, en raison des effets de l'interaction surface-atmosphère qui sont particulièrement difficiles à prévoir. Donc, pour réduire cet écart et améliorer la prédiction, une méthode d'apprentissage de site ou "site learning (SL)" au moyen des mesures locales a été développée. Cette étude est détaillée dans les sections 2.3 et 2.4.1 du chapitre précédent et l'annexe A.4. Les résultats ont montré l'efficacité de cette méthode et une importante amélioration de la prévision des profils de C_n^2 , du seeing et de l'angle isoplanétique, pour des conditions de jour et de nuit. Néanmoins, dans les 500 premiers mètres de l'atmosphère, des écarts sont toujours constatés lorsqu'on compare les prédictions et les mesures directes. Il est important de noter que cette méthode est basé sur une approche statistique.

Toujours dans cet objectif visant à améliorer la prédiction, une première tentative d'utilisation de techniques d'apprentissage automatique ou "Machine Learning" a été développée pour prédire les conditions de TO à court terme. Les détails de cette étude se trouvent dans la section 2.4.2 et l'annexe A.4. Les premiers résultats sont très prometteurs. Cependant, des travaux de recherche supplémentaires sont nécessaires pour trouver l'algorithme le plus approprié et le plus performant à utiliser. Mais cette partie dépasse

le cadre de cette thèse mais constituera un sujet intéressant pour un projet de recherche postdoctoral à la suite de ma thèse.

Au début de ce chapitre, j’ai mentionné que les modèles de prévision de TO dépendent des paramètres météorologiques provenant des modèles de prévision du temps pour effectuer une prévision des conditions de TO. Donc, pour avoir une prédiction fiable et précise de la TO, il faut s’assurer tout d’abord que la prédiction des conditions météorologiques avec WRF soit la plus proche possible de la réalité. Une étude visant à déterminer la configuration optimale du modèle WRF est détaillée dans ce chapitre. Comme déjà mentionné dans la section 2.1.3, WRF offre une large gamme d’options de configuration et de paramétrisation physique. Cela donne aux utilisateurs le choix d’une configuration optimale pour le cas d’étude et permet d’obtenir une meilleure qualité de la prévision. En effet, nous présentons dans ce chapitre une étude de sensibilité aux différents schémas de paramétrisation physique, avec la méthode développée pour déterminer quelle configuration de WRF fonctionne le mieux pour les besoins de l’application et la région géographique considérées.

Dans le chapitre 2, nous avons utilisé le modèle empirique de TO développé par TRINQUET et VERNIN (2007) (voir section 2.2) pour effectuer notre prédiction. Et comme ce modèle est basé sur les statistiques des données des ballons de radiosondages, nous avons montré que statistiquement, il fonctionne de manière satisfaisante. Mais, dans ce chapitre, l’objectif est de faire des prédictions à court terme pour optimiser le “flexible scheduling” et le “smart scheduling”. Dans ce contexte, l’objectif des prévisions à court terme est de fournir des informations sur les états futurs de l’atmosphère et la turbulence optique avec des temps de prévision allant de quelques heures à deux jours. À cette fin, en plus du modèle empirique, j’ai également utilisé le modèle théorique proposé par TATARSKII (1961) (voir section 1.3.1). En effet, j’ai fait une étude de comparaison entre le modèle théorique et le modèle empirique. Ces modèles ont été présentés et même validés dans des travaux antérieurs mais notre objectif ici est de déterminer lequel est le mieux adapté aux prédictions instantanées, et lequel décrit le mieux les propriétés statistiques de la TO.

Pour rappel, le modèle théorique qui a été détaillé dans la section 1.3.1 de l’introduction dépend de l’échelle externe de la turbulence L_0 . Cette dernière est un paramètre très important dans ce modèle. Pour l’obtenir, il existe plusieurs modèles que l’on peut trouver dans la littérature (COULMAN et al., 1988 ; BELAND et BROWN, 1988 ; DEWAN et al., 1993 ; ABAHAMID et al., 2004). Ils peuvent être basés sur des développements empiriques ou théoriques (ZIAD, 2016). Une description d’une étude préliminaire concernant une

nouvelle méthode pour obtenir le profil de L_0 est aussi présentée dans cette thèse. Les détails de cette étude se trouvent dans le proceeding ICSO : International Conference on Space Optics (RAFALIMANANA et al., 2021) en annexe A.6. Enfin, une analyse des impacts de l'échelle externe L_0 sur la prédiction de la TO est également donnée dans ce chapitre.

Nous avons choisi le site de l'Observatoire de Cerro Pachon, au Chili, pour tester notre méthode. Parmi l'ensemble des sites testés par notre groupe dans le passé, c'est celui qui présente le plus de mesures par ballon de radiosondage, fournissant une base de données complète de mesures in-situ et de profils verticaux de paramètres météorologiques et de profils de C_n^2 . Les données couvrent toute l'année 1998 et sont réparties sur les différentes saisons.

Ces travaux sont détaillés dans l'article publié dans la revue scientifique PASP : Publications of the Astronomical Society of the Pacific (RAFALIMANANA et al., 2022). Nous montrons aussi une partie des résultats de cette étude dans les proceedings de la conférence SPIE, 2020 (RAFALIMANANA et al., 2020) et de la conférence ICSO, 2020 (RAFALIMANANA et al., 2021).

3.1 Prédiction optimale de la turbulence atmosphérique au moyen du modèle WRF

Cette section correspond à l'article qui a été publié dans la revue scientifique PASP, qui s'intitule "Optimal prediction of atmospheric turbulence by means of WRF model". L'article détaille les besoins d'avoir une prédiction optimale de la turbulence et les méthodes développées pour répondre à ces besoins. La section 2 de l'article présente la configuration du modèle WRF. La section 3 fait un rappel théorique de la turbulence atmosphérique et les modèles de TO, que nous avons déjà présentés dans la section 1.2 de ce manuscrit. La section 4 fournit des détails sur les données des radiosondages et des données de mât météorologique instrumenté. Elle présente aussi les métriques utilisées pour évaluer les performances du modèle. Les résultats de l'étude sont montrés dans la section 5 de l'article.



Optimal Prediction of Atmospheric Turbulence by Means of the Weather Research and Forecasting Model

Alohotsy Rafalimanana , Christophe Giordano, Aziz Ziad, and Eric Aristidi 

Université Côte d'Azur, Observatoire de la Côte d'Azur, Laboratoire Lagrange, Parc Valrose F-06108 Nice Cedex 2, France; alohotsy.rafalimanana@oca.eu, cgiordano@oca.eu

Received 2021 November 9; accepted 2022 April 7; published 2022 May 24

Abstract

The performance of ground-based astronomical observations and free-space optical communication (FSOC) systems suffers from atmospheric turbulence and meteorological conditions. The a priori knowledge of atmospheric conditions several hours before observations allows the programming of astronomical observations (flexible scheduling) to be optimized. In this paper, we present a prediction study based on the Weather Research and Forecasting (WRF) model. It allows the prediction and characterization of a useful set of meteorological parameters relevant to atmospheric physics (e.g., pressure, temperature, relative humidity, wind speed, and direction). Predicted parameters are then injected into an optical turbulence (OT) model to compute the refractive index structure constant C_n^2 . We performed sets of simulations for Cerro Pachon Observatory in Chile, using the data from the National Centers for Environmental Prediction (NCEP) Climate Forecast System Reanalysis (CFSR). The main goal is to quantify how accurately numerical weather prediction models can reproduce conditions over the complex terrain of the Cerro Pachon area. In order to produce a reliable forecast, meteorological prognostic skills need accurate representations of the physical parameterization options. Three widely used Planetary Boundary Layer (PBL) schemes and two Land Surface Models (LSM) were tested, analyzed, and compared in order to find the optimal WRF configuration. Predictions are compared to in situ measurements coming from balloon-borne radiosoundings. It is determined that the predicted C_n^2 are in good agreement with the radiosoundings measurements with a mean relative error (MRE) under 6.4% at all altitudes when using balloon measurements to deduce some parameters such as the outer scale of turbulence L_0 , which is used in the OT model. For a fully operational prediction, the MREs between the predictions and the measurements range from 1.4% to 8% according to the different ways to estimate the L_0 profiles. Seasonal statistics are also presented for different meteorological and turbulence parameters.

Unified Astronomy Thesaurus concepts: [Atmospheric effects \(113\)](#); [Optical observation \(1169\)](#); [Planetary boundary layers \(1245\)](#); [Observatories \(1147\)](#); [Astronomical seeing \(92\)](#); [Astronomical instrumentation \(799\)](#)

1. Introduction

Nowadays, with the advent of future large telescopes and the increased use of laser and optical communications in free space, the prediction of atmospheric turbulence is becoming essential in order to exploit the full potential of these instruments.

Atmospheric turbulence introduces a random variation (in time and space) of the refractive index of the air, causing amplitude phase fluctuations of optical waves. This leads to considerable degradation of the performance of systems using optical waves (Andrews & Phillips 2005), except for some systems that are designed to operate in seeing-limited mode. In astronomical imaging, atmospheric turbulence drastically reduces the angular resolution of images. In the case of free-space optical communication (FSOC) links, it can cause signal losses and make the link budget weak, reducing the data quality. The term weak link budget means here that the atmospheric turbulence causes a fading

effect in the received signal. Reducing the data quality means that the atmospheric turbulence causes fluctuations in the intensity and phase of the signal carrying the information. Therefore, the received signal is disturbed, and the information transmitted may be incorrect or lost as quantified by the “bit error”.

In ground-based astronomical observations, scheduling the observations implies advance knowledge of the atmospheric and turbulence conditions to better choose the appropriate observing method with the appropriate instruments to be used at a specific time of the night. Thus, the prediction of optical turbulence (OT), called “flexible scheduling,” is necessary information for an optimal observational scientific program (Giordano et al. 2013, 2021). Masciadri et al. (2017) have indeed pointed out that the OT prediction is essential for the success and feasibility of new-generation telescopes.

For future large telescopes, adaptive optics (AO) techniques (Roddier 1999) are intended to compensate for the effects of

turbulence on the wave-front deformations. To support AO observations, it is helpful to have knowledge of the optical parameters of the atmospheric turbulence and their vertical profile. Costille & Fusco (2011) and Carbillet et al. (2017) have highlighted the need for access to high-resolution vertical profiles of the refractive index structure constant C_n^2 for a better evaluation of the performance of the Wide-Field AO (WFAO) system. Roddier (1999) and others have pointed out that the performance of the AO operation and its optimization require detailed knowledge of the optical parameters of the atmospheric turbulence, particularly the vertical profile of OT and also the wind speeds. Knowing in advance this information allows the success of the observations to be optimized.

In order to fully exploit the potential of FSOC, it is essential to overcome the effects of atmospheric turbulence and OT. These effects can be reduced by AO techniques similar to those used in astronomy, but the improvement is not always sufficient in all conditions (Tyson 2002; Khalighi & Uysal 2014; Wang et al. 2018). Therefore, in ground optical communication stations, the characterization of OT can be useful to support FSOC: It can contribute to the efficient selection of the optical ground station network (Robert et al. 2019) and also specify and optimize the compensation and precompensation systems by AO. It can help also to identify favorable time periods for optical links by laser. If one can know in advance the atmospheric turbulence conditions above a given ground station, one can identify at which period the optical quality of the atmosphere is favorable for the transmission. In case of bad conditions, one can decide to switch to another ground station to receive the information; this is what we call “Smart Scheduling.”

In OT prediction, the accuracy of forecasted meteorological parameters (temperature, pressure, humidity, wind speed, and wind direction) is of paramount importance. A priori site-specific knowledge is also an important point that allows better prediction of all parameters related to OT. For example, using data from the Calern Atmospheric Turbulence Station (CATS)¹ (Ziad et al. 2018, 2019) to optimize the prediction of turbulence parameters through statistical site learning (Giordano et al. 2021) improves the performance of our forecasts by reducing the relative absolute bias (RAB) between measurements and predictions from 25% to 50% for each layer of the C_n^2 . For example, the RAB of the layer at 100 m passed from 20% to 14%, which corresponds to an improvement of 30% of the RAB. More details are described by Giordano et al. (2021).

Over the last two decades, different numerical weather prediction models have been used to forecast meteorological and optical turbulence conditions. The mesoscale nonhydrostatic (Meso-NH) model has been used in numerous studies concerning OT prediction (Lascaux et al. 2011; Masciadri et al. 2017). Cherubini et al. (2008b, 2008a) used the fifth-generation

Pennsylvania State University-National Center for Atmospheric Research Mesoscale Model (MM5) model for OT forecasting and seeing over Maunakea. Mahalov & Moustouli (2010) have used the Weather Research and Forecasting (WRF) model (Skamarock et al. 2019) for the characterization of atmospheric OT for laser propagation. In the astronomical field, many studies concerning OT prediction using the WRF model have been published (Frehlich et al. 2010; Giordano et al. 2013, 2014, 2021; Cherubini & Businger 2013; Rafalimanana et al. 2019, 2020). The WRF model is also used at the Maunakea Weather Center² to predict the C_n^2 /seeing (Lyman et al. 2020; Cherubini et al. 2021).

In this paper we present an OT prediction tool that uses the WRF model combined with a turbulence model to compute OT profiles. We have done forecasts above the site of Cerro Pachón (Chile) as a test site. It is the only site from the whole that we tested that has so many radiosounding balloon measurements, providing a complete database of in situ measurements and vertical profiles of meteorological and OT parameters spanning the entire year of 1998 and distributed in different seasons. We used two different models of OT to estimate the C_n^2 vertical profiles: the theoretical model given by Tatarskii (1961, 1971) and used by Hach et al. (2012) versus an empirical turbulence model deduced from a statistical analysis of radio-sounding balloons (Trinquet & Vernin 2006, 2007; Giordano et al. 2013, 2014). Our goals in this study are to compare those two models and to determine which one is best suited for instantaneous predictions and which one best describes the statistical properties of OT.

In numerical weather prediction systems, the selection of the parameterizations and options to be used is a fundamental factor in the model configuration (Stensrud 2007). The WRF model offers a wide range of options, and the optimal setup will depend on the location (Krieger et al. 2009). Therefore, one of the most important steps in using the WRF model above a given site is the determination of the most appropriate configuration (Warner 2011). In this study, we have investigated the sensitivity of WRF to the planetary boundary layer schemes and the land surface model. Various comparison studies were performed to identify the optimum configuration of WRF, thanks to a merit function, in order to improve the prediction over the Cerro Pachón site.

All predictions will be compared to in situ measurements coming from a large site characterization campaign using radiosounding from balloons (Vernin et al. 2000).

Besides, a seasonal analysis of meteorological parameters and OT above Cerro Pachón is presented. Through this statistical analysis, we aim to assess the ability of WRF to reproduce the seasonal vertical profiles of meteorological parameters as well as the vertical profiles of the optical parameters of the atmospheric turbulence (gradient of potential

¹ <https://www.oca.eu/fr/cats>

² <http://mkwc.ifa.hawaii.edu>

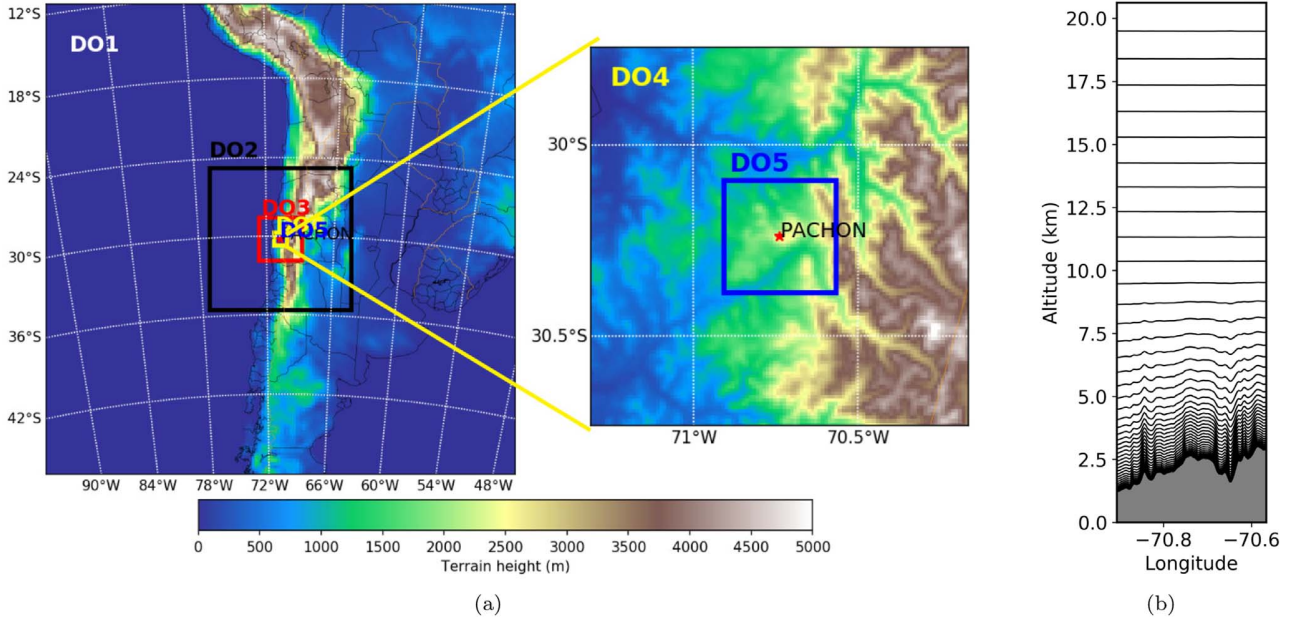


Figure 1. Domains used for our WRF simulations (a). The horizontal resolution varies from 27×27 km (D01) to 0.333×0.333 km (D05). The color map represents the topography. The right plot (b) shows the vertical level of the model.

temperature, wind shear, Richardson number, and the structure constant of the air refractive index).

The outline of this paper is as follows: In Section 2, the WRF model and the configuration used for the simulations are described. In Section 3, turbulence theory and optical turbulence model are presented. In Section 4, we will provide the details of observations and the metrics used to evaluate the model performance. Results of the simulations are presented in Section 5.

2. WRF Model Configuration

The Advanced Research WRF (WRF-ARW v4.0) mesoscale model, developed by the National Center for Atmospheric Research (NCAR) (Skamarock et al. 2019), was used for the simulations in this study. WRF has become one of the world’s most widely used numerical weather prediction models (Powers et al. 2017). The process of a WRF simulation has two phases:

- Phase 1: Configure the model domain(s), feed the model with the input data, and prepare the initial conditions;
- Phase 2: Run the forecast model.

The model configuration consists of a parent domain and four nested domains (Figure 1(a)) centered on the location of the Cerro Pachon Observatory, in Chile (coordinates: $-30^{\circ}233$, $-70^{\circ}733$, 2715 m). The horizontal resolution of the domains varies from 27×27 km (D01) to 0.333×0.333 km (D05). Table 1 shows the main characteristics of the simulation domains.

Table 1
Simulation Domain Configurations

Domains	Resolution (km)	Grid Points Number	Vertical Level Number	Layer Thickness (km)
D01	27×27	150×150		
D02	9×9	136×136		
D03	3×3	124×124	46	$\Delta z_{\min} = 0.01$
D04	1×1	112×112		$\Delta z_{\max} = 1.15$
D05	0.333×0.333	100×100		

In this study, our focus is much more on the planetary boundary layer where the turbulence is stronger and the prediction presents a large difference compared to measurement (Rafalimanana et al. 2019). Therefore, the vertical grid of the model contains 46 levels with a resolution decreasing slowly with height (Figure 1(b)). The minimum thickness of the model layer is 10 m, and the maximum layer thickness is 1150 m. The first 16 levels are inside the atmospheric boundary layer (below 1000 m). For the first 500 m, the vertical resolution of our model ranges from 10 to 100 m, and between 500 m and 1000 m, vertical resolution varies from 100 to 150 m. The higher resolution close to the surface is set in order to better represent the physical processes within the atmospheric boundary layer. The model top is located at 50 hPa (~ 20 km above mean sea level). This choice is proved by the fact that, when computing the energy of turbulence, using the

median profile of C_n^2 of the radio-sounding data, the energy of the turbulence above 20 km (integral between 20 and 25 km above ground level) is very small due to the value of C_n^2 , which is less than $10^{-19} \text{ m}^{-2/3}$ (Figure 10(a)). This energy corresponds to 0.39% of the total energy of the whole atmosphere. Considering layers above 16 km, the contribution is around 2.1% of the total energy. These energy amounts are much lower than the error bars on C_n^2 measurements estimated to be 20%–25% in terms of relative errors (Azouit & Vernin 2005).

Initial meteorological conditions come from the National Centers for Environmental Prediction (NCEP) Climate Forecast System Reanalysis (CFSR).³ The CFSR is a global reanalysis product developed by the NCEP. It is based on the assimilation of atmosphere, ocean, sea ice, and land surface data systems. CFSR data have a temporal resolution of 6 hr and a horizontal resolution of about $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ ($\sim 56 \times 56$ km). CFSR data extend vertically from the surface to 0.266 hPa ($\sim 58,500$ m above mean sea level) in 64 unequally spaced model levels. For initial and boundary conditions, using reanalysis data is more accurate than accessing active forecasts, which diverge more from real conditions. However, the purpose of this paper is to optimize both the simulation configuration and the turbulence model. So, being in a case where the predictions are more favorable allows us to better discriminate the effects of the different WRF configurations and to improve the OT model without having errors due to the lack of precision coming from the initial and boundary conditions.

Topography plays an important role in atmospheric dynamics. To run WRF with high-resolution domains over very steep and complex terrain, high-resolution topographic data are necessary. The maximum resolution provided by the WRF standard package is $30'' \times 30''$ ($\sim 930 \times 930$ m). They were used in this study for the coarser domains D01, D02, and D03 (Table 1). For the finest domains, we have implemented topographic data delivered by the Shuttle Radar Topography Mission (SRTM)⁴ having a resolution of $3'' \times 3''$ ($\sim 90 \times 90$ m).

One of the interesting steps in the configuration of WRF is the choice of different physical parameterization schemes to properly represent subgrid-scale processes, such as shortwave (SW) and longwave (LW) radiation, convection, microphysics, surface–atmosphere interaction, and planetary boundary layer (PBL). In our study, for all simulations, the microphysics, radiation, and cumulus parameterization have been fixed: Thompson microphysics (Thompson et al. 2008), Kain–Fritsch scheme cumulus parameterization (Kain 2004), Dudhia SW radiation (Dudhia 1989), and Rapid Radiative Transfer Model for general circulation models (GCMs), RRTMG LW radiation (Iacono et al. 2008). In the WRF model, cumulus

parameterization is recommended and typically used for domains with a horizontal resolution greater than 10 km. Therefore, the Kain–Fritsch cumulus scheme was used in this study for the coarser domain D01. Different schemes of the PBL and Land Surface Model (LSM) have been studied to know the best configuration to better represent lower atmospheric thermodynamic and kinematic structures including atmospheric turbulence. Indeed, this portion of the atmosphere is directly affected by the surface via atmosphere/surface exchanges of heat, moisture, and momentum.

The PBL scheme is responsible for the vertical subgrid-scale fluxes due to eddy transports in the whole atmospheric column. The PBL schemes determine the flux profiles within the well-mixed boundary layer and the stable layer and thus provide atmospheric tendencies of temperature, moisture, clouds, and horizontal momentum in the entire atmospheric column. The three PBL parameterization schemes selected are the Asymmetrical Convective Model version 2 (ACM2) (Pleim 2007a, 2007b), the Yonsei University (YSU) (Hong et al. 2006), and the Mellor–Yamada–Janjic (MYJ) (Janjic 1990, 2001).

Concerning the surface layer, each surface-layer option is linked to a particular PBL scheme. The eta similarity surface-layer scheme (Janjic 1996) must be run in conjunction with the MYJ PBL scheme and is therefore sometimes referred to as the MYJ surface scheme. A revised MM5 surface-layer scheme (Jiménez et al. 2012) is used here with the tests involving the YSU and ACM2 PBL schemes.

The LSM is driven by surface energy and water fluxes, and it provides heat and moisture fluxes over land points and sea-ice points. These fluxes give a lower boundary condition for the vertical transport done in the PBL schemes. The LSM predicts the land’s state variables, which include the ground temperature, the soil temperature profile, the soil moisture profile, the snow cover, and the sea-ice temperature as described by Skamarock et al. (2019). Thus, the prediction of the ground surface temperature and moisture content by LSM is critical to obtaining successful forecasts of heat and moisture exchange between the ground and atmosphere. In our study we have used the following LSM schemes: Rapid Update Cycle (RUC) (Smirnova et al. 1997, 2016; Benjamin et al. 2004) and the Noah LSM (Chen & Dudhia 2001).

Table 2 shows the six different configurations used in our study.

In this paper, we used a replay mode but with the will to be close to an operational mode and to have the radio-sounding end close to the 24 hr of predictions. In practice, when we want to predict the conditions of the incoming night, we chose to start the simulations at least 12–18 hr before because of the availability of the input data (~ 4 hr) and the time needed to run the WRF model. A spin-up time that could last hours is required when there is no data assimilation applied. Therefore, we have tried to consider all these effects in order to be as close as possible to an operational mode. For each day that there is

³ <https://climatedataguide.ucar.edu/climate-data/climate-forecast-system-reanalysis-cfsr>

⁴ <http://srtm.csi.cgiar.org/>

Table 2
Configurations of the Multiple Cases Studied and Presented in This Paper

Experiments	PBL	Surface Layer	LSM	Cumulus	Microphysics	SW Radiation	LW Radiation
RUC_ACM2	ACM2	MM5 Similarity	RUC				
RUC_YSU	YSU						
RUC_MYJ	MYJ	Eta Similarity		Kain–Fritsch	Thompson	Dudhia	RRTMG
Noah_ACM2	ACM2	MM5 Similarity	Noah				
Noah_YSU	YSU						
Noah_MYJ	MYJ	Eta Similarity					

radiosounding available, numerical simulations are executed for 24 hr. For example, if the radio-sounding measurement (see Section 4.1) was launched at 02 UTC of a selected day and knowing the balloon ascent time of 1 hr 30 minutes, the end of the event is closer to 06 UTC, then the model was initialized at 06 UTC the day before and integrated for 24 hr.

2.1. Brief Descriptions of PBL Schemes

PBL schemes can be defined by the process by which turbulence is mathematically represented in numerical weather prediction models. There are two major components of this process: the order of turbulence closure and the use of a local or nonlocal mixing approach (Ariel et al. 2015). Local closure schemes estimate the turbulent fluxes at each grid point from the mean values of atmospheric variables and their gradients at that grid point. Nonlocal closure schemes estimate the turbulent fluxes by considering the grid and its surroundings (Xie et al. 2012; Ariel et al. 2015). Explanations of the order of turbulence closure are provided by Stull (1988) and Ariel et al. (2015). As mentioned before, three PBL schemes are investigated in this study, including two first-order closure schemes: the ACM2 and the YSU, and one turbulent kinetic energy (TKE) closure scheme: the MYJ.

2.1.1. ACM2 PBL Scheme

ACM2 is a modified version of the ACM1 scheme (Pleim & Chang 1992) from the MM5 model. In addition to the explicit nonlocal transport of ACM1, ACM2 has the advantage of having an eddy diffusion component. Thus, it is a combination of local and nonlocal closure (explicit nonlocal upward mixing and local downward mixing). The algorithm performs a smooth transition from eddy diffusion in stable conditions to the combined local and nonlocal transport in unstable conditions. ACM2 is well adapted for coherent PBL transport of any atmospheric quantity including both meteorological (wind, potential temperature, water vapor) and chemical trace species (Skamarock et al. 2019). The PBL height is defined as the height at which the bulk Richardson number calculated above the level of neutral buoyancy exceeds a critical value of 0.25.

2.1.2. YSU PBL Scheme

One of the most widely used PBL schemes is the YSU scheme. It is characterized as a first-order, nonlocal closure scheme with an explicit entrainment layer. It is the next generation of the Medium Range Forecast (MRF) PBL scheme (Hong & Pan 1996). The YSU scheme adds to the MRF PBL an explicit treatment of the entrainment layer at the PBL top, which is determined, in the YSU scheme, from the critical bulk Richardson number method. It depends on the buoyancy profile, in which the PBL top is defined at the maximum entrainment layer. A critical bulk Richardson number of zero is used for the stable condition, while 0.25 is used for the unstable condition.

2.1.3. MYJ PBL Scheme

MYJ is a modified version of the eta scheme from the MM5 model (Janjic 1990). It has become one of the most popular PBL parameterizations used by researchers because of its conceptual interest and promising accuracy in the treatment of turbulent processes. MYJ is a 1.5-order prognostic turbulent kinetic energy (TKE) closure scheme. It determines eddy diffusion coefficients from the prognostic of the TKE. The PBL height is defined as the height where the profile of TKE decreases to a threshold value of $0.2 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$.

2.2. Brief Descriptions of LSM Schemes

2.2.1. RUC LSM

The RUC LSM has a multilevel soil mode; currently, it uses nine levels in soil with a higher resolution near the soil/atmosphere interface. A special feature of RUC LSM is a thin layer spanning the ground surface that includes half of the first atmospheric layer and half of the topsoil layer used to solve the energy budgets. In RUC LSM, the latent heat flux is directly affected by vegetation through the incorporation of free water from the canopy and evapotranspiration (Skamarock et al. 2019). The scheme provides heat and moisture fluxes to the PBL scheme. RUC LSMs have proven to be physically robust and capable of realistically representing the evolution of soil moisture, soil temperature, and snow in cycled models. Details

are available in Smirnova et al. (1997, 2016) and Benjamin et al. (2004).

2.2.2. Noah LSM

The Noah LSM described by Chen & Dudhia (2001) was developed jointly by NCAR and NCEP. The model predicts soil ice and snow cover. It is a scheme with soil temperature and moisture divided into four layers. The layer thicknesses are 10, 30, 60, and 100 cm from the top down. It includes root zone, evapotranspiration, soil drainage, and runoff, taking into consideration vegetation categories, monthly vegetation fraction, and soil texture. The scheme provides sensible and latent heat fluxes to the PBL scheme (Skamarock et al. 2019).

3. Optical Turbulence Theory and Model

3.1. Turbulence Theory

The OT is a small-scale phenomenon caused by the fluctuations of the atmospheric refractive index that affect the wave-front propagation in the atmosphere. The spatial distribution of the OT depends on meteorological conditions: temperature, pressure, wind, and humidity (Roddiier 1981). From the knowledge of the vertical profiles of temperature and pressure, we can infer the profile of the potential temperature (θ) from Equation (1) (Khain & Pinsky 2018):

$$\theta = T \left(\frac{1000}{P} \right)^{R/c_p}, \quad (1)$$

where T is the absolute temperature (in K), P is the atmospheric pressure (in hPa), $R = 287 \text{ J K}^{-1} \text{ kg}^{-1}$ is the gas constant of air, and $c_p = 1004 \text{ J K}^{-1} \text{ kg}^{-1}$ is the specific heat capacity at a constant pressure. The vertical gradient of the potential temperature ($\partial\theta/\partial z$) is an important parameter for the static stability of the air. If its value is positive or zero, the air will be stable or neutral, while if its value is negative, the air will be unstable.

The OT depends on the thermal stability and on the generation of mechanical turbulence by the wind shear. The Richardson number (R_i), Equation (2), uses these two terms, and it is a number that expresses the ratio of the buoyancy to the wind shear,

$$R_i = \frac{g}{\theta} \frac{\partial\theta/\partial z}{(\partial V/\partial z)^2}, \quad (2)$$

where g is the gravitational constant 9.81 m s^{-2} , z is the altitude, and V is the horizontal wind speed.

In other words, R_i is used in shear-stratified flows to identify regions where instabilities may develop turbulence ($R_i < 0.25$). The smaller the Richardson number is, the higher the probability of triggering turbulence. Therefore, knowledge of the vertical profile of the R_i can be a useful tool to have an

indication of when and where the turbulence might be triggered.

Horizontal wind shear is responsible for the generation of mechanical turbulence. A sudden wind shear with a drop in the R_i would indicate the formation of turbulence. The wind shear is given by

$$S(z) = \frac{\partial V}{\partial z} = \sqrt{\left(\frac{\partial V_x}{\partial z} \right)^2 + \left(\frac{\partial V_y}{\partial z} \right)^2}, \quad (3)$$

where V_x and V_y are the two components of the horizontal wind speed, respectively, in the west–east and south–north directions.

3.2. Optical Turbulence Model

The vertical distribution of OT is described by the refractive index structure constant C_n^2 . In our study, we used two different methods to assess the C_n^2 vertical profiles. The first one is the theoretical model given by Tatarskii (1961), and used by Hach et al. (2012) (called WRF_Tatarskii in this paper). It is defined by the following equation:

$$C_n^2(z) = 2.8M^2L_0^{4/3}(z), \quad (4)$$

where M is the vertical gradient of the refractive index:

$$M = -80 \cdot 10^{-6} \frac{P}{T} \frac{1}{\theta} \frac{\partial\theta}{\partial z}, \quad (5)$$

and L_0 is the outer scale of the turbulence. Here, the value of L_0 is deduced from the local instantaneous profiles of radio-sounding measurements (see Section 4.1) using Equation (4).

The second method of OT profile extraction is the empirical turbulence model deduced from a statistical analysis of radio-sounding balloons (Trinquet & Vernin 2006, 2007; Giordano et al. 2013, 2014). We called it the WRF_phiModel in this paper. This empirical method defines the structure constant of the temperature fluctuations C_T^2 as

$$C_T^2(z) = \phi(z) \cdot \chi(z) \cdot S(z)^{1/2}, \quad (6)$$

with $S(z)$ the wind shear, $\chi(z)$ the vertical gradient of the potential temperature defined by

$$\chi(z) = \frac{\partial\theta}{\partial z}, \quad (7)$$

and $\phi(z)$ the vertical profile parameter deduced empirically from radio-sounding balloons statistics.

$$\phi(z) = \frac{\langle C_T^2 \rangle_m}{\langle \chi(z) \rangle_m \cdot \langle S(z) \rangle_m^{1/2}}, \quad (8)$$

where $\langle \rangle_m$ is the median value. In this paper, we computed $\phi(z)$ from a large database of radio-sounding data collected over the Cerro Pachon site during the year 1998 (see Section 4.1). To

derive the C_n^2 profile, we make use of Gladstone's law:

$$C_n^2(z) = \left(\frac{80 \cdot 10^{-6} P(z)}{T(z)^2} \right)^2 \cdot C_T^2(z), \quad (9)$$

where $P(z)$ is the vertical profile of atmospheric pressure in hPa, and $T(z)$ is the vertical profile of air temperature in Kelvin.

4. Observation Data and Model Evaluation

4.1. Radiosounding Observations and Mast Wind Data

The observations used in this present work were gathered in special field experiments for a site-testing campaign (Vernin et al. 2000) that took place at Cerro Tololo and Cerro Pachón in 1998, in the framework of the Gemini program to implement Adaptive Optics (AO) at the focus of their large 8.1 m telescope. This site-testing campaign was performed by our team here at Lagrange Laboratory of Côte d'Azur University (Azouit & Vernin 2005). Radiosondes equipped by the weather station were used to measure meteorological parameters. In addition to the weather station, a pair of sensors (thermal probe) separated by a small distance were used to measure the temperature structure function. More details about the instrument are described by Azouit & Vernin (2005). The temperature structure function is defined by Equation (10):

$$D_T(r) = \langle [T(x) - T(x+r)]^2 \rangle, \quad (10)$$

where T is the absolute temperature, $\langle \rangle$ is a temporal average, and r is the separation between the two sensors. During the campaign, two distinct separations, $r_1 = 0.3$ m and $r_2 = 0.95$ m, have been adopted to make the instrument more reliable.

In isotropic and homogeneous conditions and if the turbulence is within the inertial convective range, the temperature structure function is expressed by the Kolmogorov form:

$$D_T(r) = C_T^2 r^{2/3} \quad \text{for} \quad l_0 \ll r \ll L_0, \quad (11)$$

where l_0 and L_0 are the inner and outer scales of the atmospheric turbulence. Then, values of C_n^2 can be inferred directly using Equation (9).

During the Cerro Pachón campaign, 46 radio-sounding balloons were launched to measure the vertical profiles of pressure, temperature, wind speed and direction, relative humidity, and C_n^2 . Details of the flight number are presented in Table 3. It appears in this table, in column "Wind," that during the March–April–May (MAM) period, wind data are not available. The main reason for this is that they utilized two different types of radiosonde technology. Through the use of Global Positioning System (GPS) technology borrowed from the Centre National de la Recherche Météorologique (CNRM Toulouse, France), they were able to retrieve wind speed and direction profiles. But this equipment had prior commitments in the CNRM schedule. Thus, when the equipment was not available, the other type of radiosonde technology is unable to

Table 3
Number of Balloon Flights during the 1998 Measurement Campaign

Seasons	Number of Flights		C_n^2
	P, T, Rh	Wind	
DJF	12	9	12
MAM	11	nav	11
JJA	11	9	9
SON	12	10	12
Total	46	28	44

Note. The table shows the flights number by season: DJF (December–January–February), MAM (March–April–May), JJA (June–July–August), and SON (September–October–November). In this table, the balloon flight numbers have been categorized by parameters: P (pressure), T (temperature), Rh (relative humidity), and wind (for wind speed and direction). In MAM, the instrument was unable to retrieve the wind data (not available (nav)).

retrieve wind speed and direction. The radiosoundings sample the atmosphere from the ground up to about 25 km with high vertical resolution (4–7 m). These data are compared with profiles of meteorological parameters predicted by WRF and with C_n^2 profiles calculated by our two OT models.

In addition to these data, we also have in our possession meteorological mast data in the first 30 m (at 3 m, 6 m, 10 m, 15 m and 30 m) above ground for 5 days in October 1998. These data are used for an important preliminary analysis with the goal of assuring and testing the reliability of the balloon measurements. Figure 2 shows a vertical profile of wind speed and direction for 1998 October 9 where we include data from the mast in the first 30 m above the surface. For the mixed profile (mast + radiosounding, in red, Figure 2), an interpolation was made to combine the data from the mast with the data from the radiosounding. That is why the red and black curves only converge at about 80 m. It was found that radio-sounding balloon measurements are influenced by the rocking of the nacelle in the first 30–50 m above the ground, affecting the quality and reliability of measurements in this portion of the atmosphere.

4.2. Metrics Used to Evaluate WRF Parameterizations

The evaluation of the model performance is focused on the innermost domains (D05) from the WRF runs because we aim to find the best model setup for high-resolution simulations. To assess the WRF forecasting accuracy and the best parameterization, we compared statistically the WRF outputs with corresponding in situ measurements. We have done this analysis through the computation of the following metrics: the mean bias error (MBE), the mean absolute error (MAE), the mean relative error (MRE), and the Index of Agreement (IoA).

In the following, N represents the size of the sample, M_i and O_i are, respectively, the i th WRF outputs and the corresponding measurements.

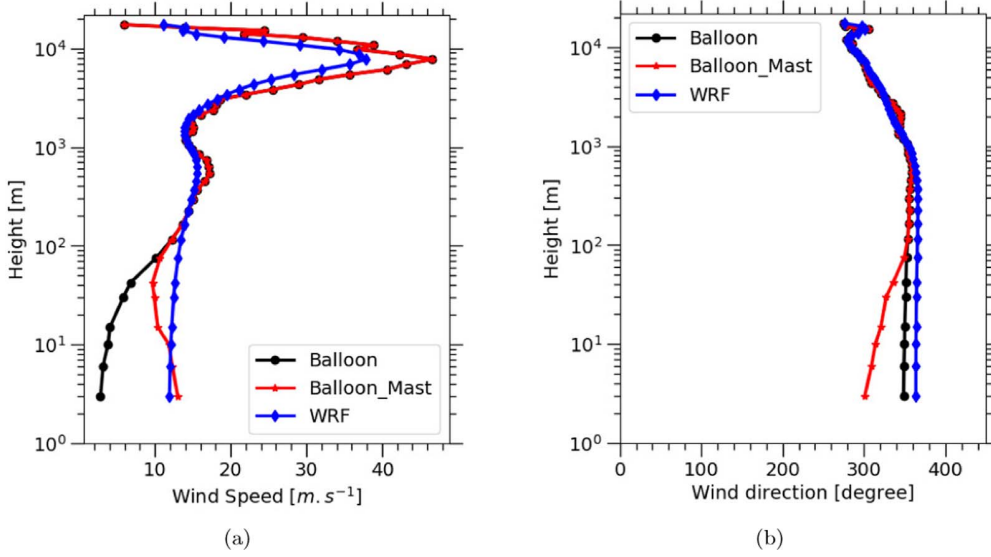


Figure 2. Example of a vertical profile of the wind speed (a) and wind direction (b), for 1998 October 9: in black, the radiosounding, in blue the prediction by WRF, in red the mixed profile (radiosounding + mast).

The MBE quantifies the systematic error of the model:

$$\text{MBE} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (M_i - O_i). \quad (12)$$

The MAE is the average over the test sample of the absolute differences between prediction and observation. It measures the average magnitude of the errors in a set of predictions, without considering their direction. It is expressed by

$$\text{MAE} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N |M_i - O_i|. \quad (13)$$

The MRE is the mean of the absolute error divided by the magnitude of the observation value. MRE is expressed as

$$\text{MRE} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \frac{|M_i - O_i|}{|O_i|}. \quad (14)$$

The IoA, also known as the statistical index of model performance provides further insight into the behavior of the model (Willmott et al. 2012). It ranges from 0 to 1, and is defined by

$$\text{IoA} = 1 - \frac{\sum_{i=1}^N (M_i - O_i)^2}{\sum_{i=1}^N (|M_i - \bar{O}| + |O_i - \bar{O}|)^2}, \quad (15)$$

where \bar{O} is the average of observational data.

To assess the optimal configuration of the WRF model at Cerro Pachon, we defined a merit function using the IoA. This merit function allows us to find out which parameterization scheme gives the best prediction. This type of merit function has been used by Schøck et al. (2011) for the thirty-meter

telescope (TMT) site testing. The merit function is defined by

$$M_f = \sum_{i=1}^{N_l} w_i \prod_j w_j \text{IoA}_{ij}, \quad (16)$$

where N_l is the number of vertical layers in our domains, w_i is a weight given to each layer (here $w_i = 1$), w_j is a weight given to each meteorological parameter (here we took $w_j = 1$) and IoA_{ij} is the IoA of each meteorological parameter at each vertical layer.

To compute M_f , we have decided to use the pressure, the temperature, the relative humidity, the wind speed, and the wind direction. We can go further and improve our merit function by taking care of the choice of w_i and w_j according to the parameters and the parts of the atmosphere that interest us the most. But that is not yet developed in this paper.

5. Results

5.1. Sensitivity Analysis: Optimal Configuration

In this section, we present the results of the analysis introduced in Section 4.2. We have run 46 WRF simulations covering 24 hr forecast for each parameterization of Table 2. We have then computed the vertical profiles of all the aforementioned parameters, and we show them in Figures 3 to 5.

Considering the entire atmosphere, all experiments tested show that the temperature profiles are generally well predicted by WRF, with an MAE value between 1.5 and 3 K (Figure 4(a)). Though, WRF seems to underestimate temperature profiles compared to radiosoundings (Figure 3(a)).

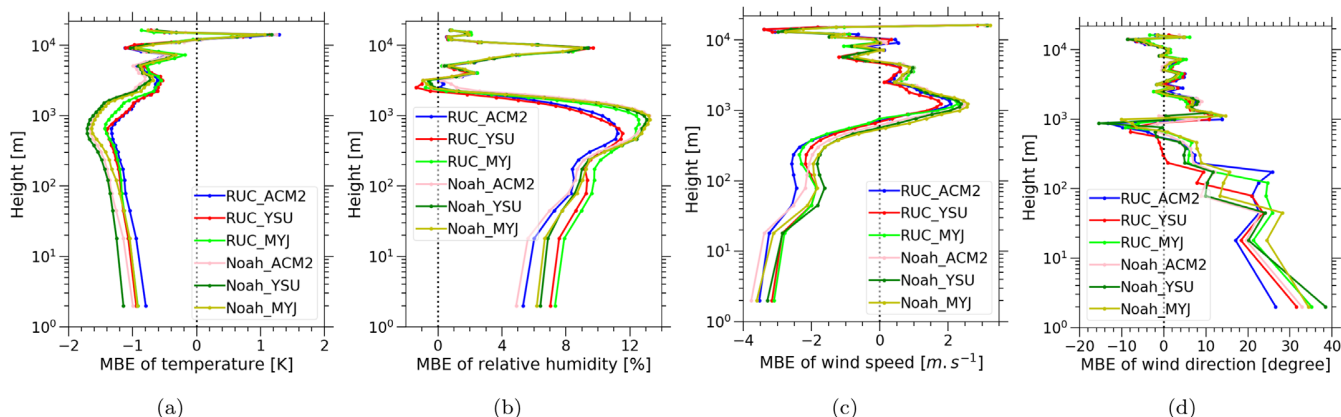


Figure 3. Vertical distributions of the MBE for each meteorological parameter: temperature (a), relative humidity (b), wind speed (c) and wind direction (d).

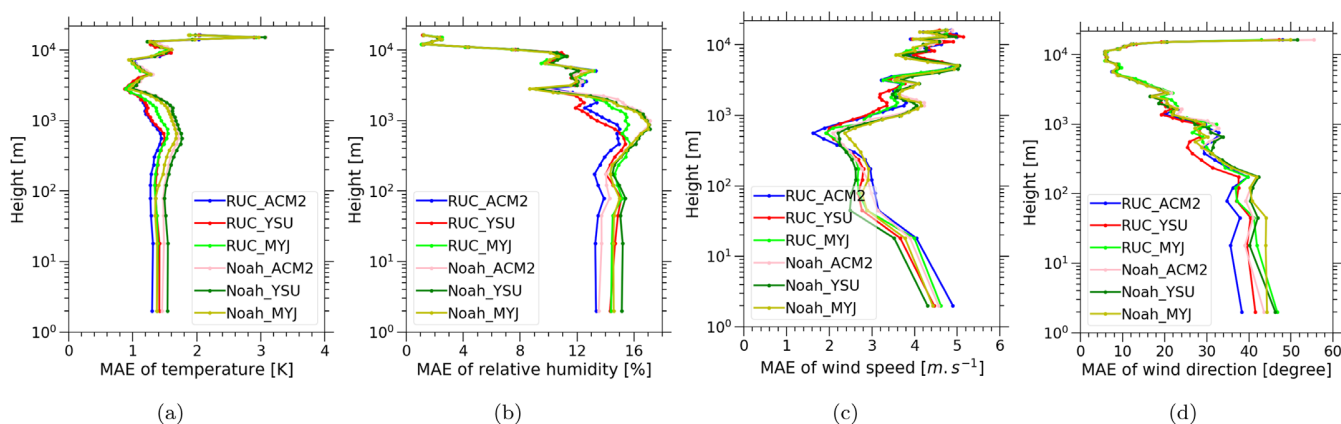


Figure 4. Vertical distributions of the MAE for each meteorological parameter: temperature (a), relative humidity (b), wind speed (c), and wind direction (d).

Figure 5(a) of the IoA shows a good agreement between the WRF model and radiosounding, with a high value of IoA around 0.9 to 0.99.

The vertical distributions of the MBE of the relative humidity (Figure 3(b)) for all experiments tested show that WRF overestimates the relative humidity compared to radiosoundings. But still, WRF presents a good agreement with radiosounding and predicts well the vertical profile of the relative humidity with the vertical distribution of MAE constant at around 15% in the boundary layer and gradually decreasing with height above 1 km (Figure 4(b)). The relative humidity is a parameter that is more difficult for the WRF model to predict than the well-simulated temperature. In the lower part of the atmosphere, the IoA (Figure 5(b)) has a value of around 0.8 and then decreases to reach a minimum value of around 0.6. From there, it increases with height up to 10 km altitude.

The wind speed and direction profiles are of particular interest as the wind plays an important role in the generation of OT and may also create mechanical vibrations in telescope structures. The largest differences between WRF and radiosoundings are observed near the surface with an MAE value around 4.4 and 5 *m s*⁻¹ (Figure 4(c)). This can be explained by the difficulty of predicting the surface wind over a complex terrain. Also, it is known that measurements by radiosoundings are influenced by the swinging of the nacelle in the first 30–50 m above the ground, and this affects the quality and reliability of the wind measurement in these areas. The vertical distribution of MAE decreases with height from the surface up to 1 km but increases gradually above 1 km altitude. Around the level where the jet stream manifests (8–12 km a.g.l), the MAE again reaches high values (around 5 *m s*⁻¹). The vertical profiles of IoA (Figure 5(c)) show a good agreement between the WRF model and radiosounding at altitudes between 100 m

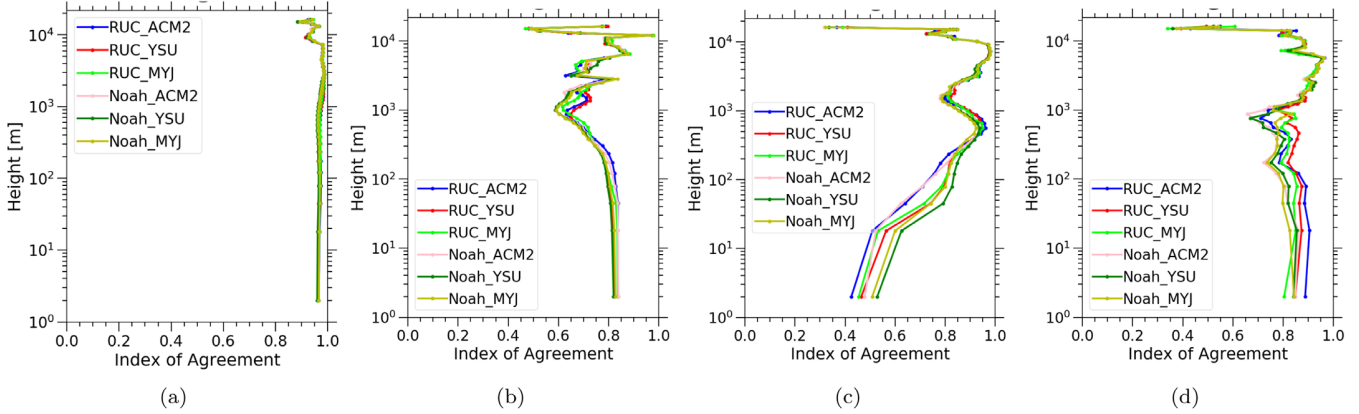


Figure 5. Vertical profiles of the IoA for each meteorological parameter: temperature (a), relative humidity (b), wind speed (c), and wind direction (d).

and 10 km, with IoA values between 0.7 and 0.98. These values are less than 0.7 at altitudes below 100 m and reach a smaller value around 0.5 near the surface.

Differences between the WRF model and radio-sounding wind directions are larger in the boundary layer and even larger near the surface. Large discrepancies of 40° to 50° are observed in the first 100 m above the ground (Figure 4(d)); this is due to the effects of the near-surface dynamics and thermodynamics of the atmosphere (topographic effects on wind). The best agreement is obtained around 10 km. The vertical profiles of the IoA (Figure 5(d)) of the wind direction, however, present a good agreement between WRF and radiosounding.

To determine the optimal configuration of WRF to predict meteorological parameters altogether, we have computed the merit function defined in Section 4.2. To conclude which parameterization is the best, we have divided the atmosphere into three parts: ground to 3 km, 3 to 10 km, and above 10 km. For each portion, the score values of the merit function are presented in Table 4. Values presented in this table reveal stable results regardless of the parameterization applied. Nevertheless, our goal is to optimize the prediction in order to obtain highly accurate forecasts. So, the difference of about 10% observed in the lower layer (ground to 3 km) is relevant. The largest variability of the score is observed in these lower layers, but in the layers above, the scores are comparable. Considering the LSMs used in this paper, the RUC LSM is more suitable than the Noah LSM for this study case. For the three PBL schemes, the scores of the merit function are comparable but the YSU scheme gives the highest values below 10 km and the MYJ scheme above. The RUC LSM combined with the YSU PBL scheme is the most suitable configuration to achieve a reliable prediction of meteorological parameters in the lower part of the atmosphere including the boundary layer. For the middle part of the atmosphere, the Noah_MYJ experiment is the best and for the upper part RUC_MYJ seems to be the best configuration. For the whole

Table 4

Score of the Merit Function from the Six Different Parameterization Schemes

Experiment Abbreviations	Score of the Merit Function			
	0–3 km	3–10 km	Above 10 km	All Altitudes
RUC ACM2	10.30	6.27	2.64	19.22
RUC YSU	10.86	6.33	2.62	19.82
RUC MYJ	10.44	6.24	2.71	19.40
Noah ACM2	9.46	6.40	2.63	18.50
Noah YSU	9.86	6.38	2.65	18.91
Noah MYJ	9.86	6.43	2.67	18.96

Notes. The atmosphere is divided into three parts: ground to 3 km, 3 to 10 km, and above 10 km. For each portion, the score values of the merit function are presented. Values in bold are the most suitable configurations. All altitudes correspond to the entire atmosphere.

atmosphere, RUC_YSU has obtained the best score and then represents the optimal configuration of the WRF above the Cerro Pachon Observatory area.

The configuration RUC_YSU will be used for the computation of C_n^2 for the surface wind comparisons between the WRF model and the meteorological mast measurements and also for the seasonal comparison between the WRF model and the radio-sounding measurement.

5.2. Surface Wind Comparisons

This section provides insights into the ability of the WRF model to capture surface winds, which is a dominant term in the calculation of C_n^2 . Because of the discrepancies found between winds from the radiosoundings and the WRF model prediction in the ground layer, we have compared the surface wind prediction against the surface wind measured by the meteorological mast at a height of 10 m above the ground. A scatter plot has been created for all available data during the period from 1998 October 5 to 9 and presented in Figure 6(a)

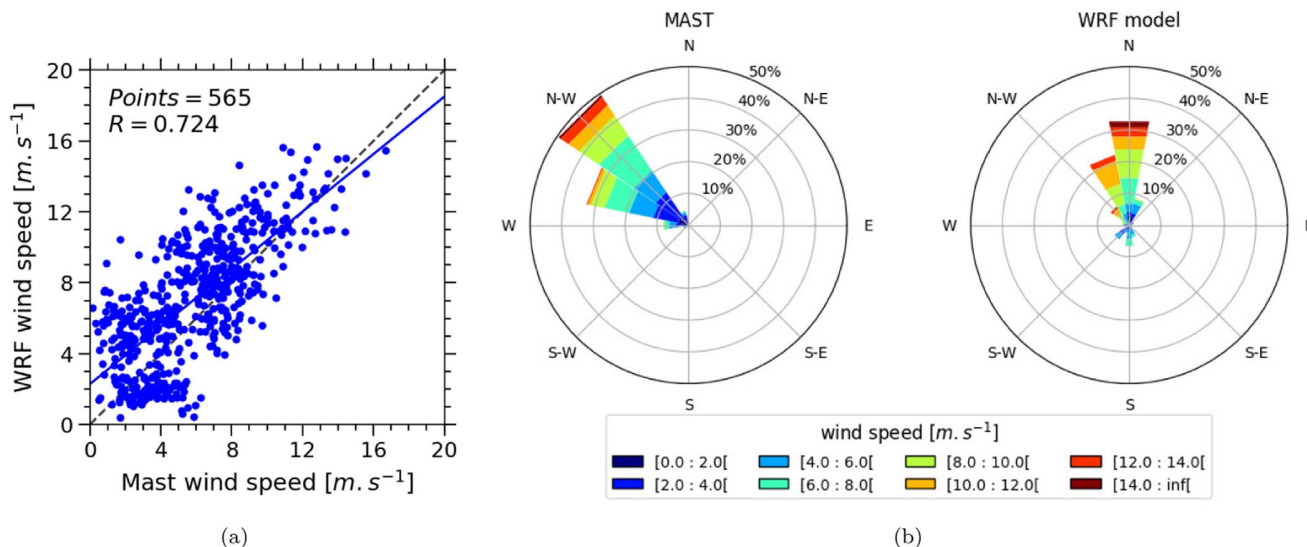


Figure 6. Scatter plot of 10 m wind speed during the period from 1998 October 5 to 9, (a). Wind rose plot (b) based on mast data on the left and WRF model on the right.

for wind speed. The WRF model surface wind prediction shows good agreement with the mast surface wind speeds with a Pearson correlation coefficient $R = 0.724$.

The directional variability of the wind is illustrated in Figure 6(b). The wind rose based on the mast data is on the left and that for the WRF model is on the right. The frequency distribution seen in the meteorological mast data shows that the predominant wind direction is from the northwest while the predominant wind direction predicted by the WRF model is from the north. A net bias of 45° is observed, which is similar to the biases between the WRF model predictions and the radio-sounding measurements near the ground.

5.3. Seasonal Analysis of Meteorological Parameters

A seasonal analysis of meteorological parameters is provided in this section. The four seasons considered here are summer (DJF), fall (MAM), winter (JJA), and spring (SON).

Figure 7(a) shows the seasonal vertical profiles of the observed and predicted temperatures. The WRF model and radiosoundings give the same shape of the variation. Median vertical profiles of the temperature show similar results in all seasons. The vertical profile of the temperature exhibits a classical behavior with a deep minimum around 15 km (tropopause). But, in the summer, the tropopause temperature has a lower value than in the other seasons. The dispersion of the temperature profile remains close to the dispersion of the balloon measurements (gray zone 1st–3rd quartiles).

Figure 7(b) shows the seasonal median vertical profiles of the relative humidity. In summer, the relative humidity near the surface is about 30%, and it decreases with altitude in the boundary layer. It presents two other high values at 3 km and

7 km, corresponding to the level of low clouds and high clouds in the atmosphere. In winter, near-surface relative humidity has a lower value than seen in another season. In spring, the profile decreases with height from the surface up to 1 km and then increases and reaches a value of around 30% at an altitude of 6 km, but from there, it decreases again up to 10 km where the presence of humidity is not significant. In fall, near-surface relative humidity has a higher value compared to other seasons but it decreases rapidly with height in the boundary layer. We can note a large difference between the relative humidity vertical distributions in all seasons. The large difference between the WRF model and radiosoundings is expected according to the results presented above. Other than that, the large difference observed at some altitudes could also be due to the lower vertical resolution of the WRF model at these heights. Therefore, a higher vertical resolution of the model is required to accurately predict the relative humidity.

Vertical profiles of the median wind speed for three seasons (DJF, JJA, and SON) are presented in Figure 8. We can observe a good agreement between the WRF and radio-sounding measurements. Nevertheless, a large difference is observed at the heights around the level of the jet stream during JJA and SON. This is likely caused by the lower vertical resolution of the WRF model at these heights. Near the surface, wind speed is weak in all three seasons, but the vertical profile increases with height and reaches its maximum at the level of the jet stream zone (9–12 km). During JJA and SON, the maximum wind speed is located at around 9 km, but in DJF this maximum is found at a higher altitude, around 11–12 km. That is the result of seasonal variability of the jet stream throughout the year. During the summer (DJF), the maximum wind speed

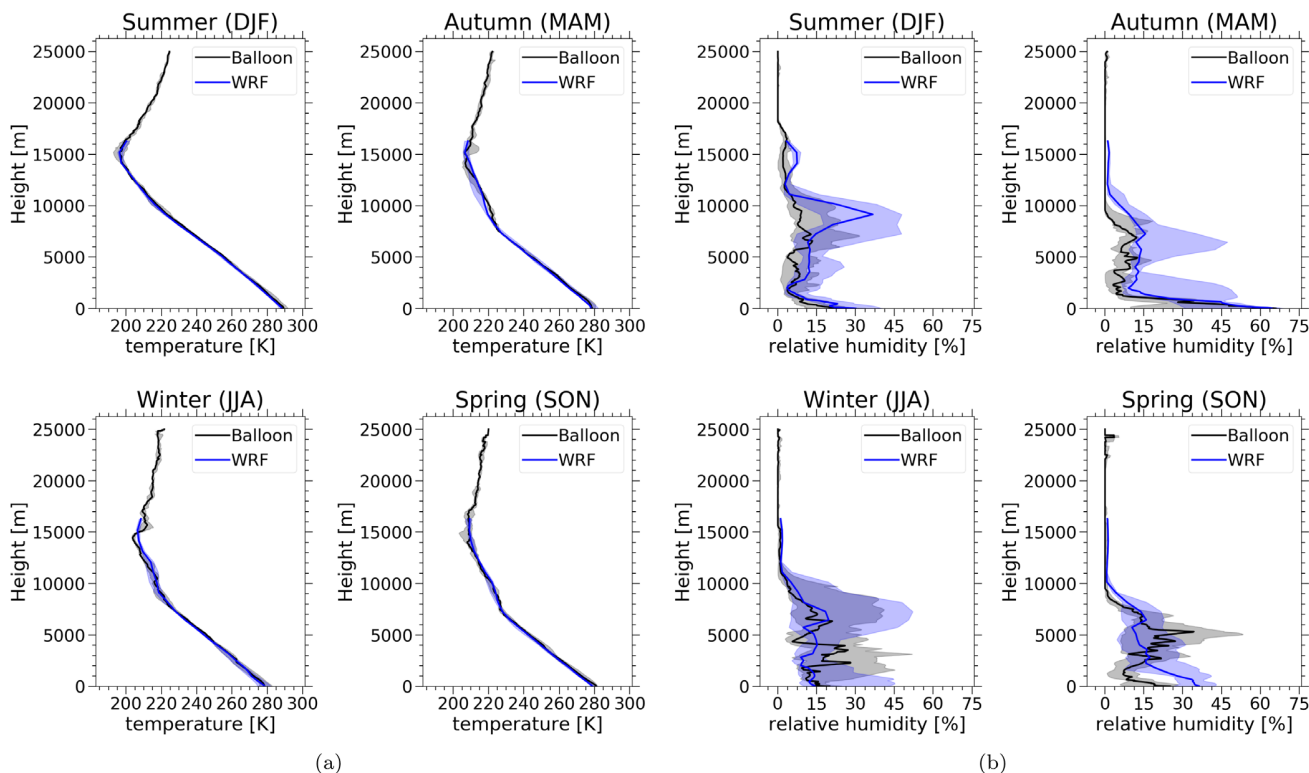


Figure 7. Seasonal vertical profile comparison of the WRF model temperature (a) and relative humidity (b) versus radio sound. Thick lines indicate the median value and the shading represents the interval between the first and the third quartiles.

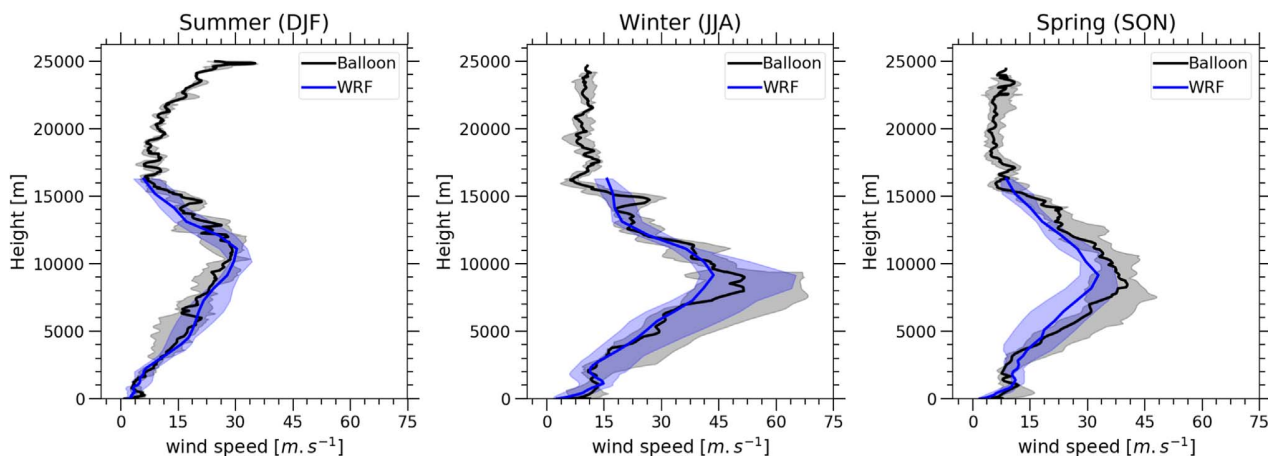


Figure 8. Seasonal data comparison between WRF model-simulated vertical profiles of wind speed (blue) against radiosounding (black). The solid line shows the median value and the colored surface indicates the interval between the first and third quartiles.

is about 28 m s^{-1} , WRF model and radiosounding are showing similar results. During spring (SON), this maximum is about 38 m s^{-1} obtained by radiosounding, while the one obtained with the WRF model is lower, about 32 m s^{-1} but the stained surfaces do overlap at any altitude. During the winter (JJA), the

maximum wind speed from radiosounding reaches a high value of 50 m s^{-1} against the 40 m s^{-1} provided by the WRF model.

A good agreement was found between the median vertical profiles of the wind direction from radio-sounding and WRF model outputs (Figure 9). At the surface, a northerly wind is

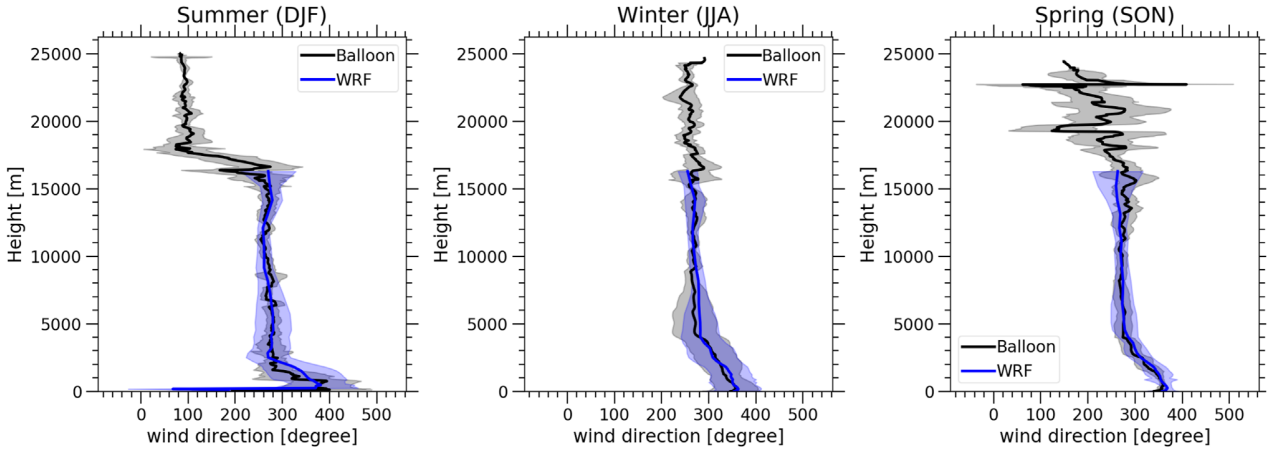


Figure 9. Seasonal comparison between the median vertical profiles of the wind direction simulated by the WRF model (blue) vs. radio-sound measurement (black). Thick lines show the median value, and the shading shows the standard deviation.

noticed and then changes slightly to a northwest wind in the boundary layer. During the summer, winter, and spring, the wind blows from the northwest to the southeast at altitudes between 3 and 16 km. But in winter, the wind direction remains in that direction along the whole atmosphere. Otherwise, during the summer, above 16 km, the wind changes its direction to become an easterly wind.

5.4. Optical Turbulence Forecasting

The refractive index structure constant (C_n^2) is the local parameter that describes the optical turbulence, and it is used to compute the three most important astroclimatic parameters: the seeing, the isoplanatic angle, and the wave-front coherence time.

Meteorological parameters predicted by WRF using the RUC_YSU configuration are injected into both OT models, WRF_Tatarskii and WRF_phiModel, in order to obtain the vertical profile of C_n^2 .

Figures 10 and 11 show the statistical comparison between the C_n^2 measured by radiosounding and predicted by WRF with the two OT models. The shape of the profiles is well reconstructed by both OT models compared to the radiosounding profile. Strong values are observed in the ground layer and the profiles decrease with height in the boundary layer. The high values of C_n^2 near the surface and in the atmospheric boundary layer are the effect of strong instabilities in this area and the effect of the ground layer, which generates turbulence near the surface. In the ground layer, both WRF_Tatarskii and WRF_phiModel underestimate C_n^2 with respect to balloon measurements (Figure 10(b)). This may be the effect of the discrepancies found between the winds measured by the radiosoundings and those predicted by the WRF model. In fact, the surface wind plays an important role in the computation of C_n^2 . Therefore, prediction errors in these first layers of the

atmosphere introduce uncertainties in the optical turbulence models and are reflected in the values of the C_n^2 .

Looking at the first and third quartile intervals, the WRF_Tatarskii model shows a wider dispersion of C_n^2 in all altitudes but one can see that colored surfaces are overlapped almost at any altitude.

Figure 11 displays the vertical profiles of MRE. We observe a good agreement between C_n^2 profiles, the MRE being below 7% at all altitudes for the two models. In the boundary layer, the MRE values given by WRF_phiModel are lower than those given by WRF_Tatarskii except for the points near the surface and the one around 1 km. In the free atmosphere, again, the MRE values given by WRF_phiModel are lower than those given by WRF_Tatarskii for altitudes below 7 km. Above, the WRF_Tatarskii MRE is better.

From these statistics, we can say that WRF_phiModel showed a slightly better result than WRF_Tatarskii in the boundary layer compared to the radio-sounding measurement but the opposite is observed for the altitude above 7 km where the MRE remains under 4%. It is also important to notice that WRF_Tatarskii uses an instantaneous outer scale deduced directly from each measurement. In practice, this value is not available. However, outer-scale models exist and could be used when direct measurements are not available. This brings us to the next section, which discusses the impact of the outer scale on the prediction of OT.

5.5. Impact of the Outer Scale on the OT Prediction

For the calculation of C_n^2 using the Tatarskii model (Equation (4)), the outer scale is an important parameter to take into account in order to better forecast the OT. Several studies have already established different models to deduce the outer scale of turbulence. For example, Coulman et al. (1988) have defined a relation in the $2 < z < 17$ km range to calculate

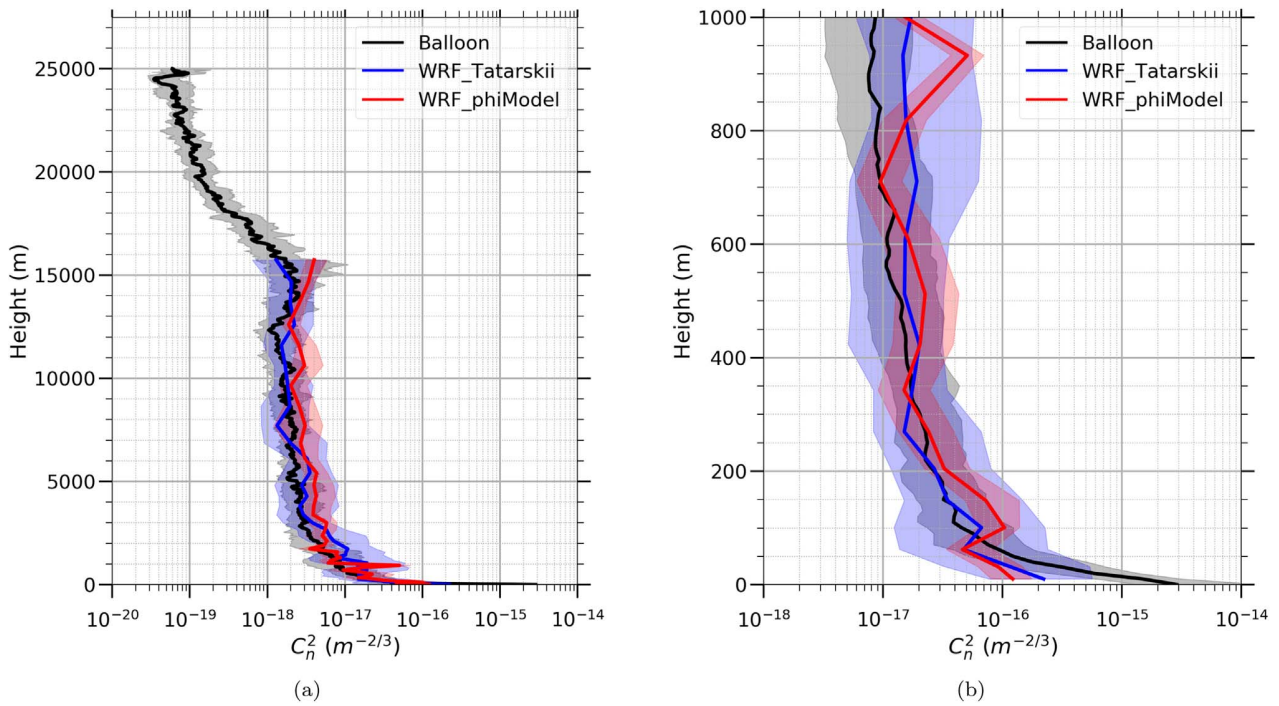


Figure 10. Comparison of the vertical profiles of the C_n^2 deduced from radiosounding (black), using WRF_Tatarskii model (blue) and WRF_phiModel (red). Thick lines indicate the median value, and the shading shows the interval between the first and the third quartiles (a) for all altitudes and (b) a zoom for the planetary boundary layer.

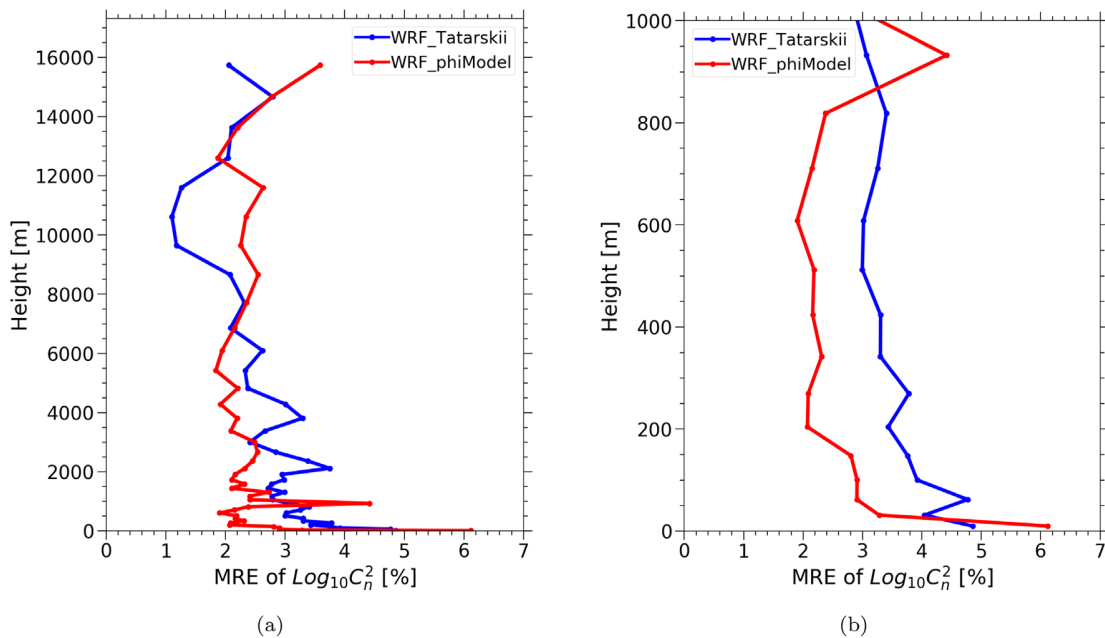


Figure 11. Vertical profiles of the MRE of $\text{Log}_{10} C_n^2$. Blue lines indicate the WRF Tatarskii model compared to radiosoundings and red lines represent the WRF phi model compared to radiosounding (a) for all altitudes and (b) a zoom for the boundary layer.

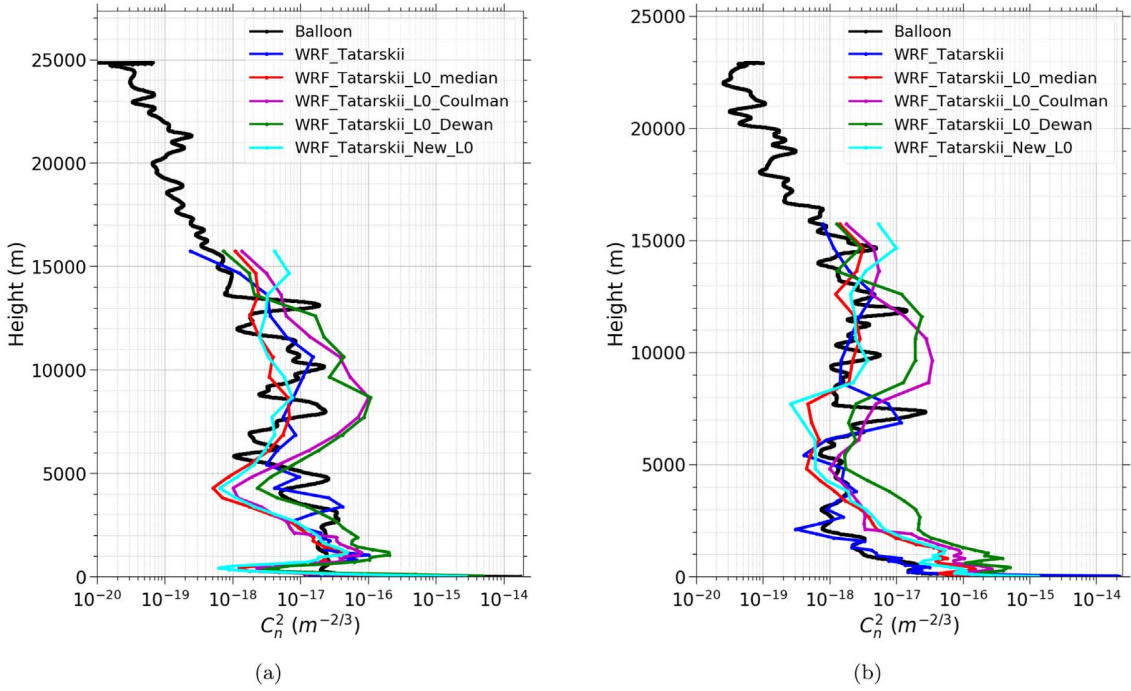


Figure 12. Example of vertical profiles of C_n^2 for the night of 1998 July 18 (a) and for the night of 1998 December 11 (b). In black line is shown the radio-sounding data, in blue WRF_Tatarskii, in red WRF_Tatarskii_L0_median, in magenta WRF_Tatarskii_L0_Coulman, in green WRF_Tatarskii_L0_Dewan, and in cyan WRF_Tatarskii_New_L0.

values of L_0 . The outer scale is given by Beland & Brown (1988) for the height in the range of $17 \leq z \leq 30$ km, and Abahamid et al. (2004) have defined a model for the computation of L_0 in the boundary layer. Thus, by combining the three models mentioned above, we can have the full profile of L_0 in the atmosphere. This gives us a new value of C_n^2 , and we called it WRF_Tatarskii_L0_Coulman in this study.

Dewan et al. (1993) have proposed another formula by dividing the atmosphere into two parts: the troposphere and the stratosphere. With this, we obtained a new estimation of C_n^2 , and we call it WRF_Tatarskii_L0_Dewan.

Profiles of L_0 can also be obtained directly from balloon measurement by using Equations (4) and (5). A new method of the estimation of the outer scale of turbulence from the profile of meteorological data has been developed (Rafalimanana et al. 2021), and the preliminary results were very promising. We call it WRF_Tatarskii_New_L0 in this paper.

Equations of these different outer-scale models of turbulence are summarized in Appendix. The L_0 profiles from these models have been plotted and shown in Figure A1.

Therefore, a comparison between the different models of C_n^2 : using an instantaneous value of L_0 (called WRF_Tatarskii), a median value of L_0 (called WRF_Tatarskii_L0_median), and using the different models of the outer scale is shown in Figure 12. Figure 12(a) for the night of 1998 July 18 and

Figure 12(b) for the night of 1998 December 11. Using the instantaneous value of L_0 gives results more similar to observation data than the others using the median value of L_0 or using the models of the outer scale. This can be explained by the fact that the instantaneous value of L_0 deduced from the balloon measurement corresponds to the values closest to the real profile.

Figure 13 shows the median values of the vertical profiles of C_n^2 using those different outer-scale models of turbulence. WRF_Tatarskii, WRF_Tatarskii_L0_median, and WRF_Tatarskii_New_L0 show a good agreement with the radio-sounding measurement. The profiles obtained using the new L_0 estimation method (WRF_Tatarskii_New_L0) are much better than the other profiles obtained with the other L_0 models. WRF_Tatarskii_L0_Coulman shows a better result than WRF_Tatarskii_L0_Dewan in the part below 7 km. On the other hand, in the part above 7 km, the opposite is observed, i.e., WRF_Tatarskii_L0_Dewan is better than WRF_Tatarskii_L0_Coulman. But a difference is observed between the radio-sounding measurement and the two other models (the Coulman model and Dewan model). We can observe that the MREs of $\log_{10} C_n^2$ are under 5% when using the L_0 deduced from the measurements. The MREs between WRF_Tatarskii_New_L0 and the balloon measurements have similar values,

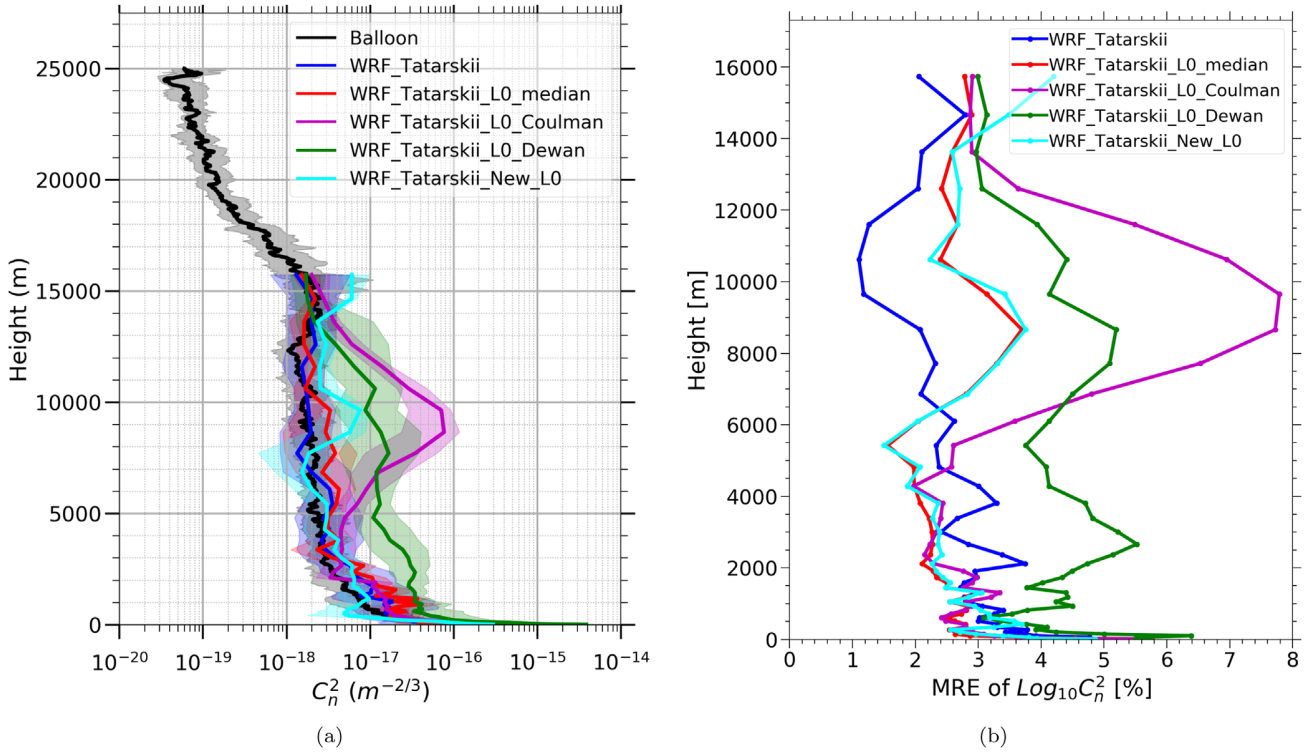


Figure 13. Median vertical profiles of C_n^2 (a). Profile measured by radiosounding is in black and those predicted by WRF model combined with Tatarskii model using a different model of the outer scale L_0 : in blue, WRF_Tatarskii (L_0 instantaneous direct measurement); in red, WRF_Tatarskii_L0_median (L_0 median for all data); in magenta, WRF_Tatarskii_L0_Coulman (L_0 Coulman model); in green, WRF_Tatarskii_L0_Dewan (L_0 Dewan model); and in cyan, WRF_Tatarskii_New_L0 (L_0 new method). The shading shows the interval between the first and the third quartiles. Vertical profiles of the MRE of $\log_{10} C_n^2$ (b).

less than 5% at all altitudes. In case the direct measurement of L_0 is unavailable, those models of the outer scale could be used.

This section has shown us that using values as exact as possible of the true value of L_0 makes it possible to obtain predictive profiles of C_n^2 more similar to the observations. It is determined that using L_0 from our new method gives better results than the two other models. This highlights that L_0 is very important, and an in-depth study to improve existing models or to define a new L_0 model is a possible follow-up from these results. For example, a first approach could be more investigations that are necessary to make WRF data usable with this new outer-scale extraction method. A second approach could be combining the two other models to form a single model: WRF_Tatarskii_L0_Coulman for heights below 7 km and WRF_Tatarskii_L0_Dewan for heights above 7 km.

5.6. Seasonal Analysis of OT Parameters

Figure 14 presents the vertical profiles of the gradient of potential temperature for each season. Under stable stratified conditions, the potential temperature increases with height ($\partial\theta/\partial z > 0$), and there is no vertical motion of the air parcel. But if the potential temperature decreases with height ($\partial\theta/\partial z < 0$),

the atmosphere is unstable. The WRF model and radiosounding give similar results. During all seasons, regions of low stability are found at altitudes around 200 m. This might be the effect of the surface via the exchanges of heat, moisture, and momentum between the atmosphere and the surface. Above the ground layer, the conditions for all seasons are more likely neutral until it reaches a level where the atmosphere becomes stable. A strong increase in stability is noticed at the tropopause (around 15 km). Above the tropopause, the stability decreases in the lower part of the stratosphere.

The vertical profiles of wind shear in summer, winter, and spring are presented in Figure 15. Low-level wind shear is particularly noticeable near the surface below (500 m) where the frictional drag on the air closest to Earth’s surface causes changes in both wind speed and direction with height. In winter, high-level wind shear is observed at 10 km and another peak is located at 15 km. But in summer and spring, we notice only one peak, located around 15 km. The flow attains a large value of wind shears in these regions because of the increase in wind speed at the level of the jet stream and the decrease of the wind speed above this level. The WRF model underestimates the wind shear compared to the radio-

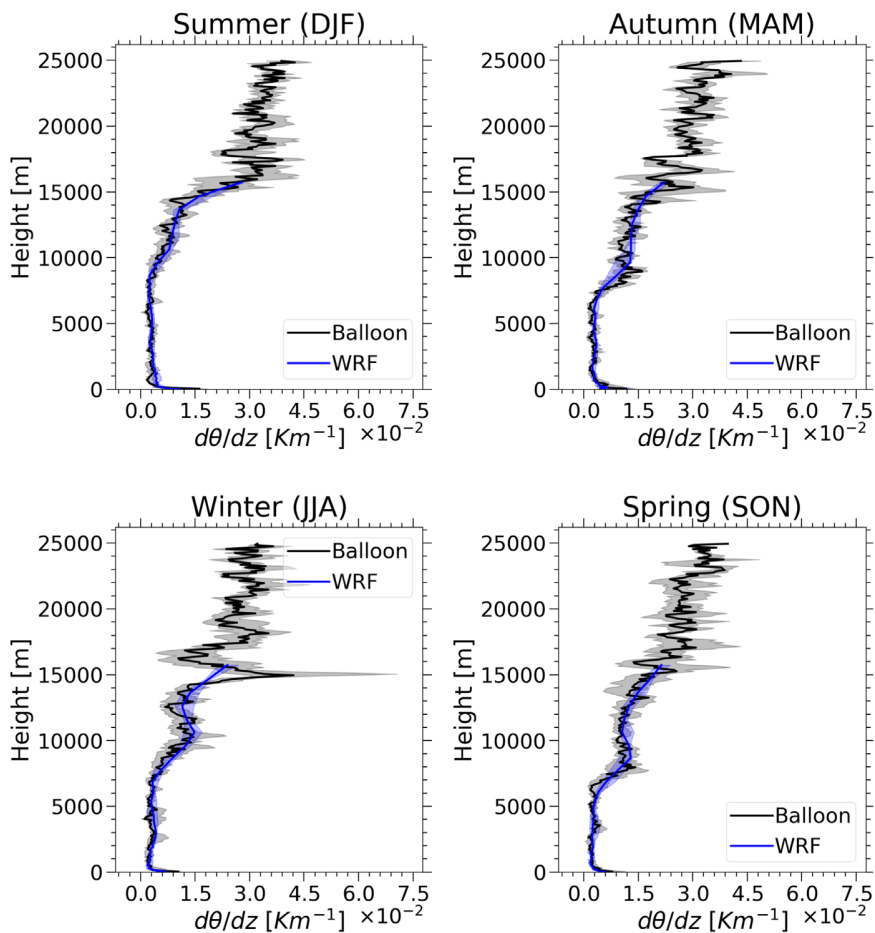


Figure 14. Seasonal comparison between the median vertical profiles of the gradient of the potential temperature simulated by the WRF model (blue) against radiosounding (black). Solid lines show the median value, and colored surfaces indicate the interval between the first and third quartiles.

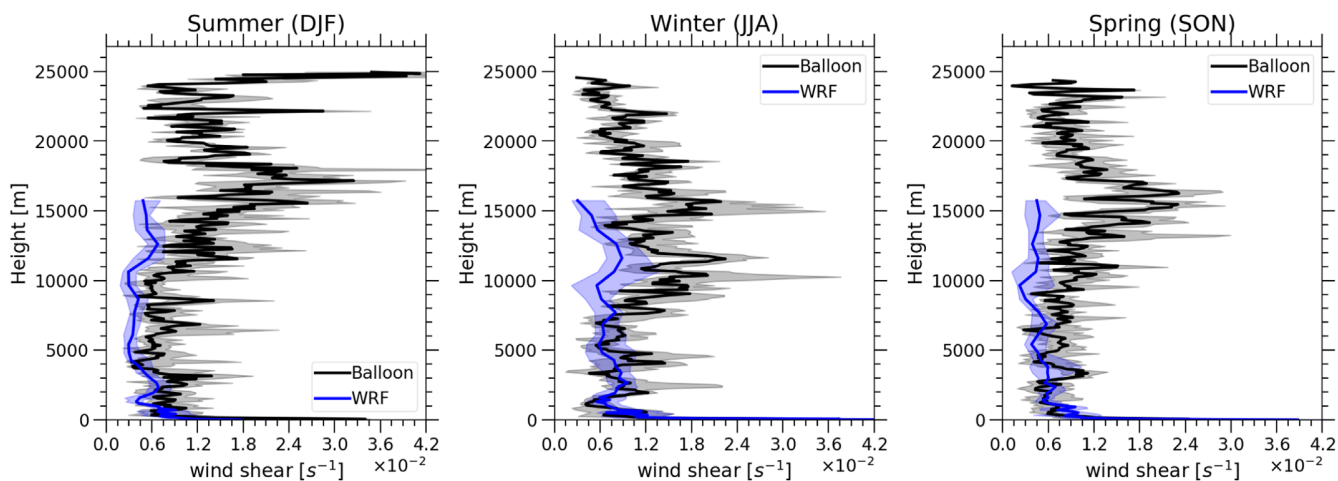


Figure 15. Seasonal comparison between the median vertical profiles of the wind shear simulated by the WRF model against radiosounding. Solid lines show the median value and colored surfaces indicate the interval between the first and third quartiles.

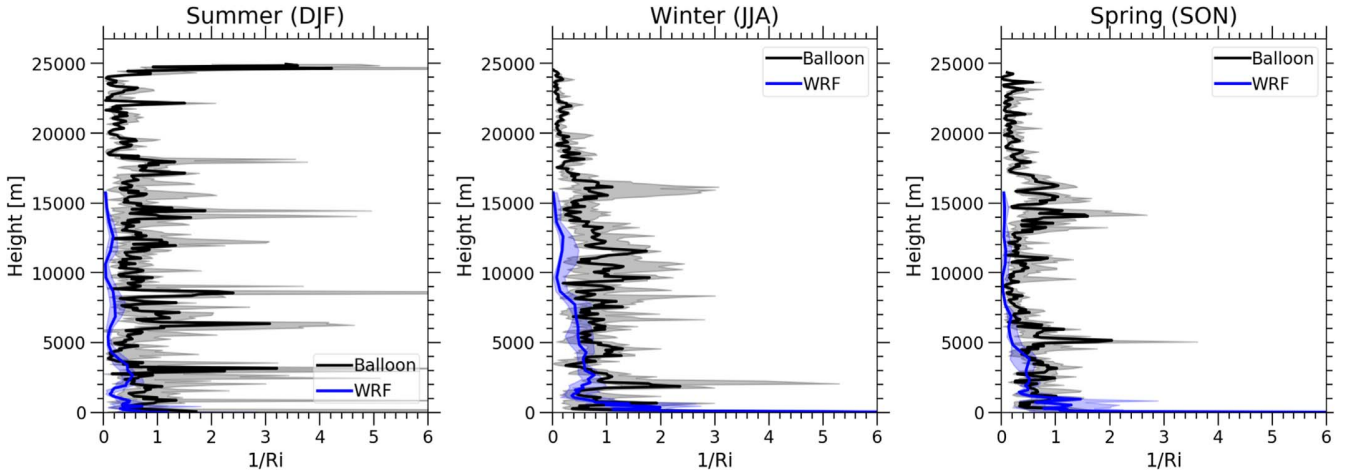


Figure 16. Seasonal median vertical profiles of the $1/R_i$, measured by radiosounding (black) and predicted by the WRF model (blue). Thick lines indicate the median value, and shaded surfaces represent the interval between the first and the third quartiles.

sounding measurements in all seasons. The first cause of this difference in wind shear between measurements and prediction can be related to the difference between measurements and prediction of wind speed and wind direction by WRF. The second cause can be associated with the fact that the layer thicknesses (∂z) for the calculation of wind shear are not the same. WRF has a larger ∂z than radio-sounding measurements especially at high altitudes. Therefore, to accurately predict OT in the free atmosphere, a finer vertical resolution is required.

The Richardson number is used in shear-stratified flows to identify regions where instabilities and turbulence may develop ($R_i < 0.25$). Figure 16 shows the inverse of the Richardson number ($1/R_i$) for summer, winter, and spring. It was found that the median value of the vertical profiles of $1/R_i$ does not exceed the critical value of 4, except at the ground layer. This is expected as the measurements are taken at nighttime when the boundary layer is usually stable. But still, the probability that turbulence might be triggered can be large in the regions with a high value of $1/R_i$. During spring, two peaks of the maximum value are noticed: around 5 km and around 14 km, but these values are less than 2. Values of $1/R_i$ are much higher and present more peaks in the summer, and the maximum value can reach 3. We can see that the WRF model underestimates $1/R_i$ compared to radio-sounding data. This latter one is related to the underestimation of the wind shear by the WRF model.

Figure 17 shows the vertical profiles of C_n^2 for each season. All profiles of C_n^2 seem to be well reconstructed by the WRF model. During winter, spring, and fall, profiles in the free atmosphere (altitude above 2 km) are overestimated by the WRF_phiModel, while in summer, it is not the case. The WRF_Tatarskii method agrees better with the radio-sounding

measurements than WRF_phiModel in the free atmosphere whereas, in the boundary layer, WRF_phiModel is better.

5.7. Short-term Prediction of OT

We have seen above the different statistical results of the optical turbulence prediction. But, in this section, we will focus on single-event results to understand the behavior of our OT prediction model in a short-term range. Figure 18(a) shows an example of the vertical profile of the C_n^2 measured by microthermal sensors mounted on the balloons and predicted by the WRF model, for the night of 1998 April 16 and Figure 18(b) for the night of 1998 September 13. We can see from these two examples that our models give a similar result to the balloon measurement. But, WRF_Tatarskii appears to show better profiles than WRF_phiModel on instantaneous values. The profiles for the cases displayed in Figures 18(a) and (b) are typical of the profile of C_n^2 for the other cases (Rafalimanana et al. 2020).

Figure 19 shows scatter plots of the C_n^2 calculated on the entire data set at two levels: Figure 19(a) is at the surface and Figure 19(b) at heights between 12,500 and 16,000 m. This choice is made in view of the large value of C_n^2 observed at the surface and the slight increase of the vertical profile of C_n^2 in the second level, shown in Figure 10(a). Moreover, we also observe these high values on the two plots in Figure 18. In Figure 19, the Pearson correlation coefficient R is shown as well. We can see that the WRF_Tatarskii model is in reasonable agreement with the balloon measurement with $R = 0.437$ at the surface. At heights between 12,500 and 16,000 m, the correlation is better with $R = 0.533$. The WRF_phiModel gives values of $R = -0.265$ and $R = -0.017$ at the surface and at heights between 12,500 and 16,000 m, respectively.

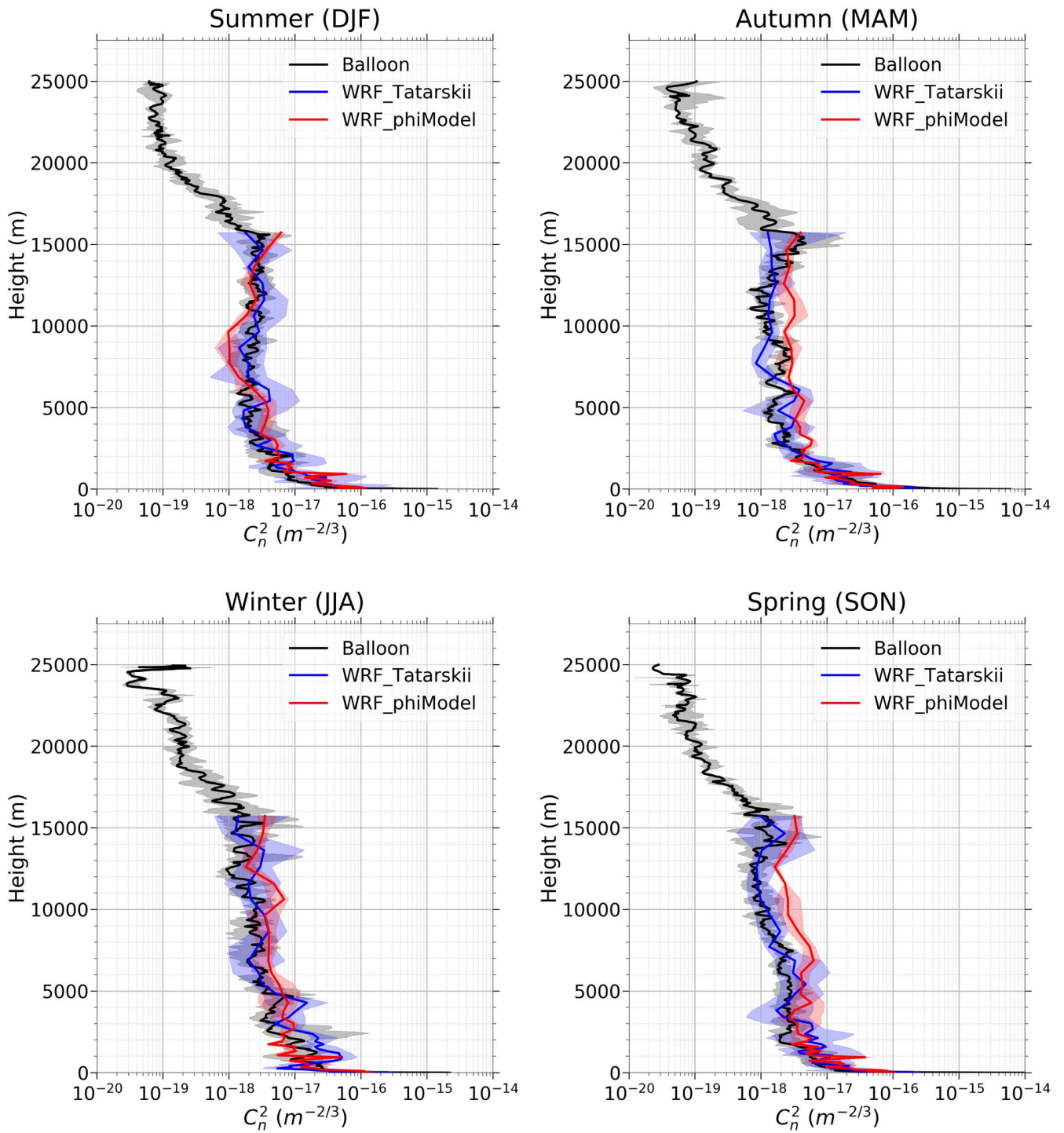


Figure 17. Seasonal median vertical profiles of the C_n^2 measured by radiosounding (black) and predicted by the WRF model using the Tatarskii model (blue) and using the phi-based model (red). Thick lines indicate the median value and shaded surfaces represent the interval between the first and the third quartiles.

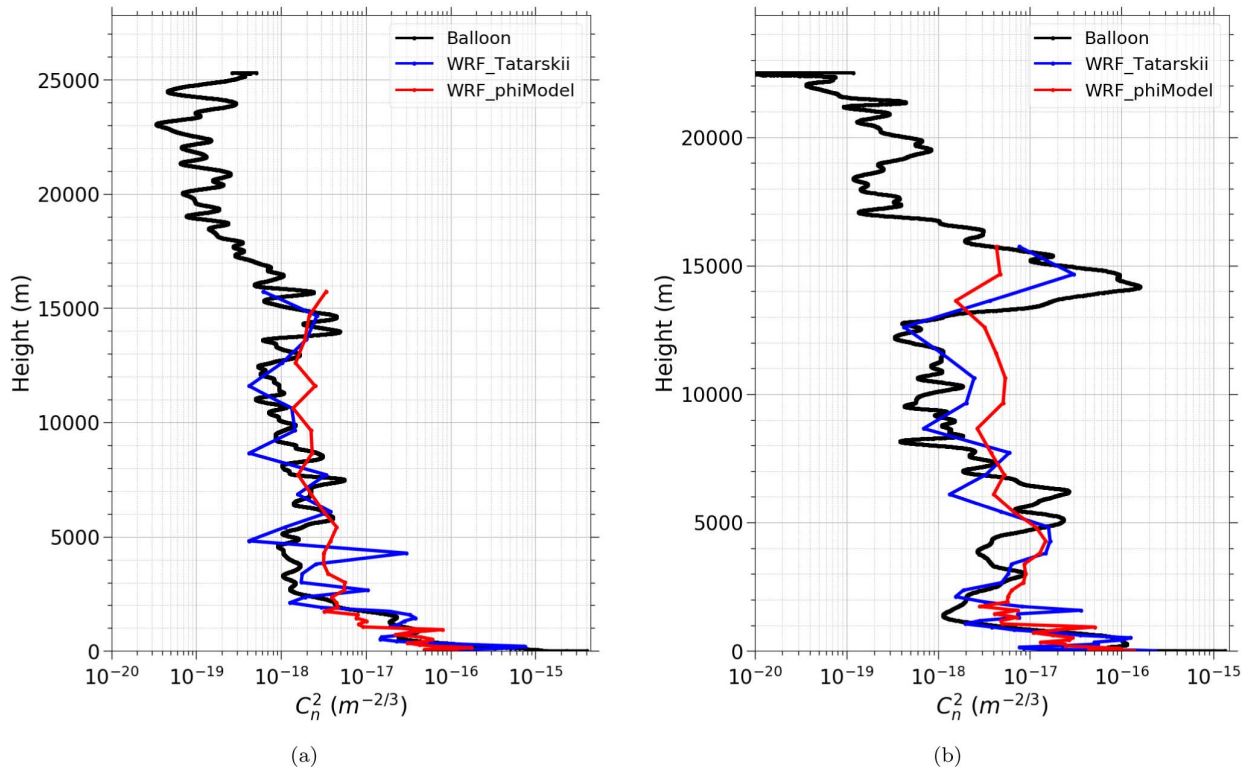


Figure 18. Example of vertical profiles of C_n^2 for the night of 1998 April 16 (a) and for the night of 1998 September 13 (b). In black line is the radio-sounding data, in blue WRF_Tatarskii, and in red WRF_phiModel.

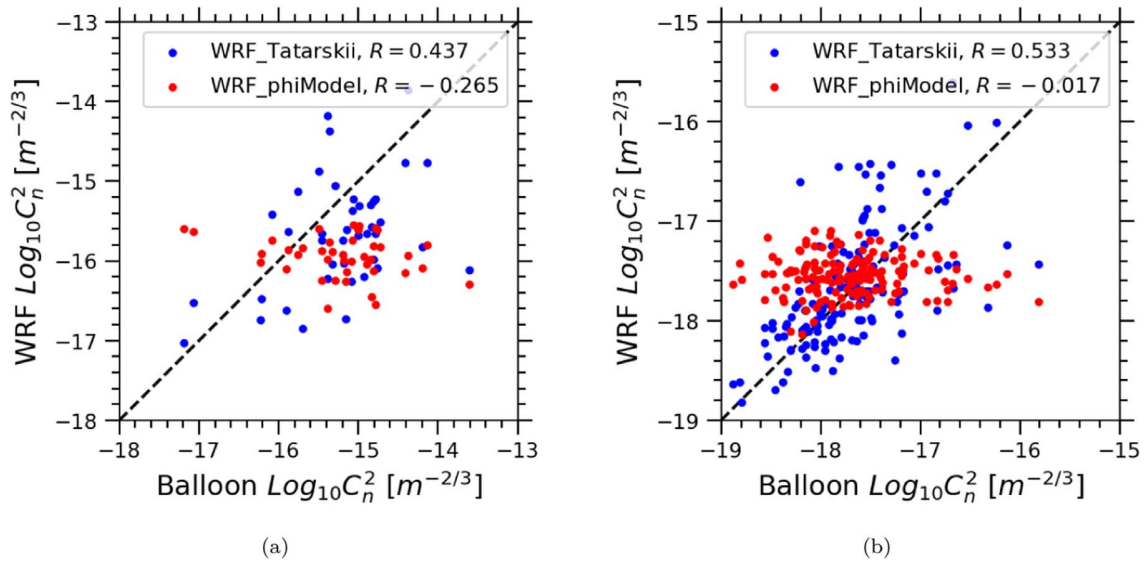


Figure 19. Scatter plots of $\log_{10}C_n^2$ predicted by the WRF model vs. balloon measurements for the surface data (a) and at heights between 12,500 and 16,000 m (b). In blue, WRF_Tatarskii, in red WRF_phiModel. R is the Pearson correlation coefficient.

Based on these results, it can be said that WRF_Tatarskii gives results closer to the radio-sounding measurements than the WRF_phiModel. The added value in this is that the WRF_Tatarskii model works well when using a profile of L_0 closer to the real profile. This shows once again the impact of L_0 on the OT prediction shown in Section 5.5 and the need to have a model of L_0 that works very well in order to make a fully operational prediction.

6. Conclusions and Discussion

In this work, we have evaluated WRF model performance in reconstructing vertical profiles of meteorological parameters and OT parameters over the Cerro Pachon Observatory. A sensitivity analysis according to three PBL schemes (ACM2, YSU, and MYJ) and two LSM schemes (RUC and Noah) was conducted. Those numerical experiments aimed to find the optimal configuration of the WRF model in forecasting the meteorological parameters. We have defined a merit function to identify the optimum configuration. Meteorological parameters predicted by the configuration defined as the best one were ingested into two OT models for the computation of the vertical profiles of C_n^2 . The model performances have been quantified using data coming from radio-sounding measurements that took place from 1998 January to December during a site-testing campaign over Cerro Pachón.

Intercomparison results for meteorological parameters revealed that the WRF model agrees fairly well with the radio-sounding data. The vertical profiles of the temperature showed an excellent agreement over the entire atmosphere, between WRF and radio-sounding data. WRF overestimates the relative humidity, although the IoA shows a good agreement. However, large biases appeared at the lower levels of the atmosphere for the wind speed and wind direction. This was likely caused by the fact that the radio-sounding balloon measurements are influenced by the rocking of the nacelle in the first 30–50 m above the ground. Therefore, surface wind data from the mast meteorological station for 5 days in 1998 October have also been used to prove the WRF model skill to predict the 10 m winds. The comparisons showed good agreement between the prediction of surface wind speed and the meteorological mast measurements with a Pearson correlation coefficient $R=0.724$. But a large difference is still observed for the wind direction.

With regard to the sensitivity analysis developed, we have concluded that experiments using RUC LSM are the most suitable configuration for altitudes less than 3 km, and Noah LSM is better for altitudes between 3 and 10 km. Regarding the PBL schemes, YSU gave a better prediction for the boundary layer when using RUC at the same time, while Noah_MYJ showed good performance at altitudes 3–10 km. When considering the whole atmosphere, RUC_YSU is the optimal

configuration for improving weather predictions over Cerro Pachon. This configuration has been used for the seasonal evaluation of WRF to predict profiles of meteorological parameters and also for the calculation of OT parameters. It is important to keep in mind that the best scheme combination for the Cerro Pachon site is not necessarily applicable to another site, but the method developed in this study can be used to determine the optimal configuration for other sites.

For each season of the year, the evaluation is performed, and results have shown that the WRF model reasonably reproduced vertical profiles of temperature, wind speed, and wind direction. For the wind speed, WRF performs well during summer compared to winter and spring. However, for the relative humidity, we have found a large difference between the WRF model and radio-sounding data for all seasons, and values are more dispersed.

Regarding the two models of OT, both models give good agreement compared to balloon measurements with MREs less than 5% for WRF_Tatarskii and 6.4% for WRF_phiModel. It is important to notice that WRF_Tatarskii has used an outer scale deduced directly from measurement when in practice this value is not available. Nevertheless, L_0 models could be used. Results for WRF_Tatarskii_New_L0, using the new method for estimating L_0 , show good agreement, with MREs under 5% for all altitudes. WRF_Tatarskii_L0_Coulman gave similar results for heights below 5 km and MRE increases to reach a maximum value of around 8% at the jet stream level. WRF_Tatarskii_L0_Dewan showed MREs that vary between 3% and 6.4%. We can say that using values as exact as possible of the true value of L_0 leads us to a good prediction of the profiles of C_n^2 . We can have the following conclusions that WRF_Tatarskii is better for instantaneous prediction values. On the median values, both models gave comparable profiles. When using a fully predictive model, the new method of calculating L_0 gave profiles of C_n^2 more similar to the measurements than the two other models. We conclude that the WRF model combined with optical turbulence is able to predict the OT. We have also done a seasonal analysis to spot where OT might be triggered using the gradient of potential temperature, the wind shear, and the R_i .

From our perspective, future work should focus more on improving the wind speed and wind direction forecast within the atmospheric boundary layer. Indeed, we plan to continue our study at other locations and to carry out measurement campaigns to obtain more frequent and high-resolution vertical profiles of meteorological parameters. A project of measuring by instrumented drone on the Calern observatory (France) site is in progress for this purpose. A more complete measurement data set will also be useful to broaden the statistical and empirical approach. Having a large data set containing vertical profiles of meteorological parameters within the boundary layer

will allow us to better constrain our model of OT. These data will be useful for the evaluation of the prediction by the WRF model and also can be assimilated into WRF as input data in order to improve our prediction.

The authors thank the Centre National d'Études Spatiales (CNES) and the Observatoire de la Côte d'Azur (OCA) for funding this activity. We acknowledge the NCEP/NCAR for the availability of the WRF model and thank the NCEP/NOAA for providing public access to the CFSR data used in this study. We also extend our thanks to SRTM for giving access to the high-resolution topographic data. We are also grateful to the Mesocentre SIGAMM of the Observatoire de la Côte d'Azur for hosting our model and for their help throughout the installation process.

Appendix

Different Models of the Outer Scale of Turbulence

There are several models of the outer scale of turbulence L_0 that can be found in the literature. They can be based on empirical or theoretical developments (Ziad 2016).

Coulman et al. (1988) have developed a universal model of L_0 which is valid between $2 < z < 17$ km altitudes. This model is a function of the altitude z , and it is written as follows:

$$L_0(z) = \frac{4}{1 + \left[\frac{z - 8500}{2500} \right]^2}. \quad (\text{A1})$$

In the stratosphere, for altitudes between 17 and 30 km, Beland & Brown (1988) proposed a model of L_0 defined by the following equation:

$$\begin{aligned} L_0(z) = & 3.07 \times 10^{-1} - 3.24 \times 10^{-2}(z/1000 - 7) \\ & + 1.67 \times 10^{-3}(z/1000 - 17)^2 \\ & + 4.76 \times 10^{-4}(z/1000 - 17)^3. \end{aligned} \quad (\text{A2})$$

In the first kilometer of the atmosphere, Abahamid et al. (2004) defined a model for the computation of L_0 . It is given by the formula:

$$L_0(z) = 3.21z^{-0.11}, \quad \text{for } z \leq 1 \text{ km}. \quad (\text{A3})$$

Equations (A1), (A2), and (A3) depend only on the altitude z (in meters). By combining these three equations, we obtain a vertical profile of L_0 over the entire column of the atmosphere. For altitudes between 1 and 2 km, Equation (A3) is used to obtain L_0 .

Another model, proposed by Dewan et al. (1993), is also used in this study. This model uses the wind shear $S(z)$ defined in Equation (3). Two different expressions of L_0 have been proposed, one for the troposphere and the other for the

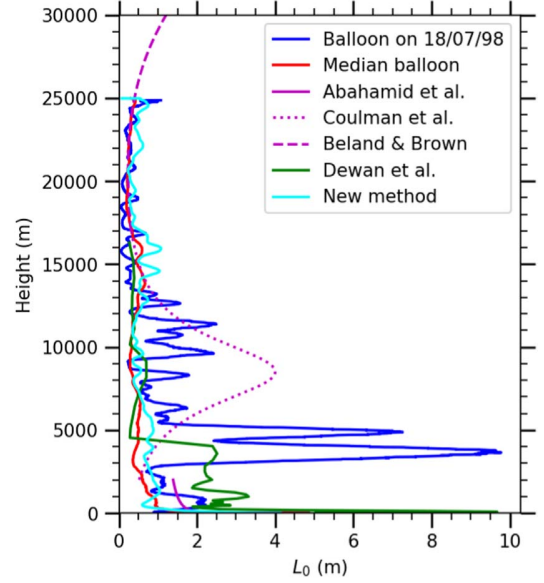


Figure A1. Profiles of the outer scale of turbulence L_0 from different models. In blue, an example of the profile deduced from the radio-sounding measurements for the night of 1998 July 18. The median profile of L_0 deduced from all the radio-sounding data sets is in red. The Abahamid et al., Coulman et al., and Beland et al. models are represented by solid, dotted, and dashed purple lines, respectively. In green is the L_0 obtained from the Dewan method for the night of 1998 July 18. WRF data are used in the Dewan method. The new method is represented by the solid cyan line.

stratosphere :

$$L_0^{4/3}(z) = \begin{cases} 0.1^{4/3} 10^{1.640+42 S(z)}, & \text{troposphere} \\ 0.1^{4/3} 10^{0.506+50 S(z)}, & \text{stratosphere} \end{cases} \quad (\text{A4})$$

We also presented the equations for the new method of estimating the outer scale of turbulence based on the profile of meteorological data (Rafalimanana et al. 2021). In this theory, Tatarskii (1961) showed that there is a height Δz_0 called the mixing scale of turbulence, at which the equality between the temperature systematic difference and the random one is reached (Ziad 2016). This is given by the relation

$$[\langle T(z) \rangle - \langle T(z + \Delta z_0) \rangle]^2 = \langle [T(z) - T(z + \Delta z_0)]^2 \rangle. \quad (\text{A5})$$

The mixing scale Δz_0 is related to the outer scale of turbulence by the relation

$$L_0(z) \simeq \frac{\Delta z_0}{\alpha^{3/4}}. \quad (\text{A6})$$

The expression of α is given by

$$\alpha = 2.8 \left(1 + \frac{\Gamma_d}{\frac{\partial T}{\partial z}} \right)^2, \quad (\text{A7})$$

where Γ_d is the dry adiabatic lapse rate $\Gamma_d = \frac{g}{C_p} \approx 9.8 \times 10^{-3} \text{ K m}^{-1}$.

Figure A1 shows the vertical profiles of L_0 from these different models. An example of the profile deduced from radio-sounding measurements for the night of 1998 July 18 and the median profile of L_0 deduced from the radio-sounding data set are also presented in this figure.

ORCID iDs

Alohotsy Rafalimanana  <https://orcid.org/0000-0002-0335-5232>

Eric Aristidi  <https://orcid.org/0000-0001-9886-7670>

References

- Abahamid, A., Jabiri, A., Vernin, J., et al. 2004, *A&A*, **416**, 1193
- Andrews, L. C., & Phillips, R. L. 2005, *Proc. SPIE*, PM152
- Ariel, E. C., Steven, M. C., Michael, C. C., & Harold, E. B. 2015, *WtFor*, **30**, 591
- Azouit, M., & Vernin, J. 2005, *PASP*, **117**, 536
- Beland, R. R., & Brown, J. H. 1988, *PhysS*, **37**, 419
- Benjamin, S. G., Dévényi, D., Weygandt, S. S., et al. 2004, *MWR*, **132**, 495
- Carbillet, M., Aristidi, E., Giordano, C., & Vernin, J. 2017, *MNRAS*, **471**, 3043
- Chen, F., & Dudhia, J. 2001, *MWR*, **129**, 569
- Cherubini, T., & Businger, S. 2013, *JAMC*, **52**, 498
- Cherubini, T., Businger, S., & Lyman, R. 2008a, *JAMC*, **47**, 3033
- Cherubini, T., Businger, S., Lyman, R., & Chun, M. 2008b, *JAMC*, **47**, 1140
- Cherubini, T., Lyman, R., & Businger, S. 2021, *MNRAS*, **509**, 232
- Costille, A., & Fusco, T. 2011, in *Second Int. Conf. on Adaptive Optics for Extremely Large Telescopes (SAO/NASA Astrophysics Data System)*, **78**
- Coulman, C. E., Vernin, J., Coqueugniot, Y., & Caccia, J. L. 1988, *ApOpt*, **27**, 155
- Dewan, E. M., Good, R. E., Beland, B., & Brown, J. 1993, A Model for C_n^2 (optical turbulence) profiles using radiosonde data (Phillips Laboratory, Directorate of Geophysics, Air Force Materiel Command, Technical Report, PL-TR-93-2043. ADA 279399)
- Dudhia, J. 1989, *JAS*, **46**, 3077
- Frehlich, R., Sharman, R., Vandenberghe, F., et al. 2010, *JAMC*, **49**, 1742
- Giordano, C., Rafalimanana, A., Ziad, A., et al. 2021, *MNRAS*, **504**, 1927
- Giordano, C., Vernin, J., Trinquet, H., & Muñoz-Tuñón, C. 2014, *MNRAS*, **440**, 1964
- Giordano, C., Vernin, J., Vázquez Ramió, H., et al. 2013, *MNRAS*, **430**, 3102
- Hach, Y., Jabiri, A., Ziad, A., et al. 2012, *MNRAS*, **420**, 637
- Hong, S.-Y., Noh, Y., & Dudhia, J. 2006, *MWR*, **134**, 2318
- Hong, S.-Y., & Pan, H.-L. 1996, *MWR*, **124**, 2322
- Iacono, M. J., Delamere, J. S., Mlawer, E. J., et al. 2008, *JGRD*, **113**, D13
- Janjic, Z. 2001, NCEP Office Note, No 437, <https://lib.ncep.noaa.gov/ncepofficenotes/2000s/>
- Janjic, Z. I. 1990, *MWR*, **118**, 1429
- Janjic, Z. I. 1996, *Amer. Meteor. Soc.*, **77**, 354
- Jiménez, P. A., Dudhia, J., González-Rouco, J. F., et al. 2012, *MWR*, **140**, 898
- Kain, J. S. 2004, *JApMe*, **43**, 170
- Khain, A. P., & Pinsky, M. 2018, *Physical Processes in Clouds and Cloud Modeling* (Cambridge: Cambridge Univ. Press)
- Khalighi, M. A., & Uysal, M. 2014, *IEEE Commun. Surv. Tutorials*, **16**, 2231
- Krieger, J. R., Zhang, J., Atkinson, D. E., Zhang, X., & Shulski, M. D. 2009, in *The Eighth Conf. on Coastal Atmospheric and Oceanic Prediction and Prozesse* https://ams.confex.com/ams/89annual/techprogram/paper_150439.htm
- Lascaux, F., Masciadri, E., & Hagelin, S. 2011, *MNRAS*, **411**, 693
- Lyman, R., Cherubini, T., & Businger, S. 2020, *MNRAS*, **496**, 4734
- Mahalov, A., & Moustauoui, M. 2010, *Laser Photonics Rev.*, **4**, 144
- Masciadri, E., Lascaux, F., Turchi, A., & Fini, L. 2017, *MNRAS*, **466**, 520
- Pleim, J. E. 2007a, *JAMC*, **46**, 1383
- Pleim, J. E. 2007b, *JAMC*, **46**, 1396
- Pleim, J. E., & Chang, J. S. 1992, *Atmospheric Environment. Part A. General Topics*, **26**, 965
- Powers, J. G., Klemp, J. B., Skamarock, W. C., et al. 2017, *BAMS*, **98**, 1717
- Rafalimanana, A., Giordano, C., Ziad, A., & Aristidi, E. 2019, in *SF2A-2019: Proc. Annual meeting of the French Society of Astronomy and Astrophysics*
- Rafalimanana, A., Giordano, C., Ziad, A., & Aristidi, E. 2020, *Proc. SPIE*, **11448**, 1490
- Rafalimanana, A., Giordano, C., Ziad, A., & Aristidi, E. 2021, *Proc. SPIE*, **11852**, 1856
- Robert, C., Velluet, M.-T., Masciadri, E., et al. 2019, *Proc. SPIE*, **11153**, 15
- Roddir, F. 1981, in *Progress in Optics*, Vol. 19 (Amsterdam: Elsevier), **281**
- Roddir, F. 1999, *Adaptive Optics in Astronomy* (Cambridge: Cambridge Univ. Press)
- Schöck, M., Nelson, J., Els, S., et al. 2011, *RMxAA*, **41**, 32
- Skamarock, W. C., Klemp, J. B., Dudhia, J., et al. 2019, *NCAR Tech. Note NCAR/TN-556.STR*, 145
- Smirnova, T. G., Brown, J. M., & Benjamin, S. G. 1997, *MWR*, **125**, 1870
- Smirnova, T. G., Brown, J. M., Benjamin, S. G., & Kenyon, J. S. 2016, *MWR*, **144**, 1851
- Stensrud, D. J. 2007, *Parameterization Schemes: Keys to Understanding Numerical Weather Prediction Models* (Cambridge: Cambridge Univ. Press)
- Stull, B. R. 1988, *JFM*, **224**, 660
- Tatarskii, V. I. 1961, *Wave Propagation in a Turbulent Medium* (New York: McGraw-Hill)
- Tatarskii, V. I. 1971, *The Effects of the Turbulent Atmosphere on Wave Propagation* (Jerusalem: Israel Program for Scientific Translations)
- Thompson, G., Field, P. R., Rasmussen, R. M., & Hall, W. D. 2008, *MWR*, **136**, 5095
- Trinquet, H., & Vernin, J. 2006, *PASP*, **118**, 756
- Trinquet, H., & Vernin, J. 2007, *EFM*, **7**, 397
- Tyson, R. K. 2002, *JOSAA*, **19**, 753
- Vernin, J., Agabi, A., Avila, R., et al. 2000, 1998 Gemini site testing campaign: Cerro Pachon and Cerro Tololo, Tech. rep., Astrophysics Department of the Nice Sophia Antipolis University
- Wang, Y., Xu, H., Li, D., et al. 2018, *NatSR*, **8**, 1124
- Warner, T. T. 2011, *BAMS*, **92**, 1601
- Willmott, C. J., Robeson, S. M., & Matsuura, K. 2012, *IJCLI*, **32**, 2088
- Xie, B., Fung, J. C. H., Chan, A., & Lau, A. 2012, *JGRD*, **117**, D12
- Ziad, A. 2016, *Proc. SPIE*, **9909**, 545
- Ziad, A., Aristidi, E., Chabé, J., & Borgnino, J. 2019, *MNRAS*, **487**, 3664
- Ziad, A., Chabé, J., Fantei-Caujolle, Y., et al. 2018, *Proc. SPIE*, **10703**, 107036L

3.2 Compléments

Cette section montre quelques résultats complémentaires à l'article présenté dans la section précédente. Le paragraphe 3.2.1 montre les résultats concernant les paramètres intégrés (le paramètre de FRIED r_0 , le seeing ε_0 , l'angle isoplanétique θ_0 et le temps de cohérence τ_0) qui sont essentiels pour l'étude de la turbulence d'un point de vue astronomique. Ces paramètres sont décrits en détails dans la section 1.3.3. Le paragraphe 3.2.2, montre une étude préliminaire sur une nouvelle méthode permettant d'obtenir l'échelle externe de la turbulence L_0 .

3.2.1 Résultats sur les paramètres intégrés de la turbulence optique

Nous nous intéressons maintenant aux différents paramètres intégrés de la turbulence : r_0 , ε_0 , θ_0 et τ_0 . Nous présentons une étude de comparaison entre les valeurs déduites des mesures par radiosondages ballons et des prédictions du modèle WRF. Tous les paramètres intégrés sont calculés entre la surface et 16 km (hauteur du niveau supérieur au-dessus de la surface du modèle de prédiction WRF). Pour les résultats du modèle WRF, nous avons calculé les paramètres intégrés à partir de deux types de profils de C_n^2 . L'un est le C_n^2 reconstruit par le modèle théorique de TATARSKII (1961) (WRF_Tatarskii) et l'autre celui estimé en utilisant le modèle empirique proposé par TRINQUET et VERNIN (2007) (WRF_phiModel).

La figure 3.1 montre les nuages des points entre les valeurs déduites des mesures des ballons radiosondages et des prédictions du modèle WRF. Le modèle WRF sous-estime le seeing par rapport aux mesures des ballons radiosondages. Et comme attendu, le paramètre de FRIED, l'angle isoplanétique et le temps de cohérence sont surestimés par le modèle WRF par rapport aux mesures. La valeur forte du seeing de 2.79 arcsecs mesurée par le ballon de radiosondage correspond au seul vol de jour de la campagne, réalisé le 17 janvier 1998 vers 18 heure locale. L'apparition de cette valeur élevée est tout à fait normale parce que durant la journée la turbulence est plus forte que durant la nuit.

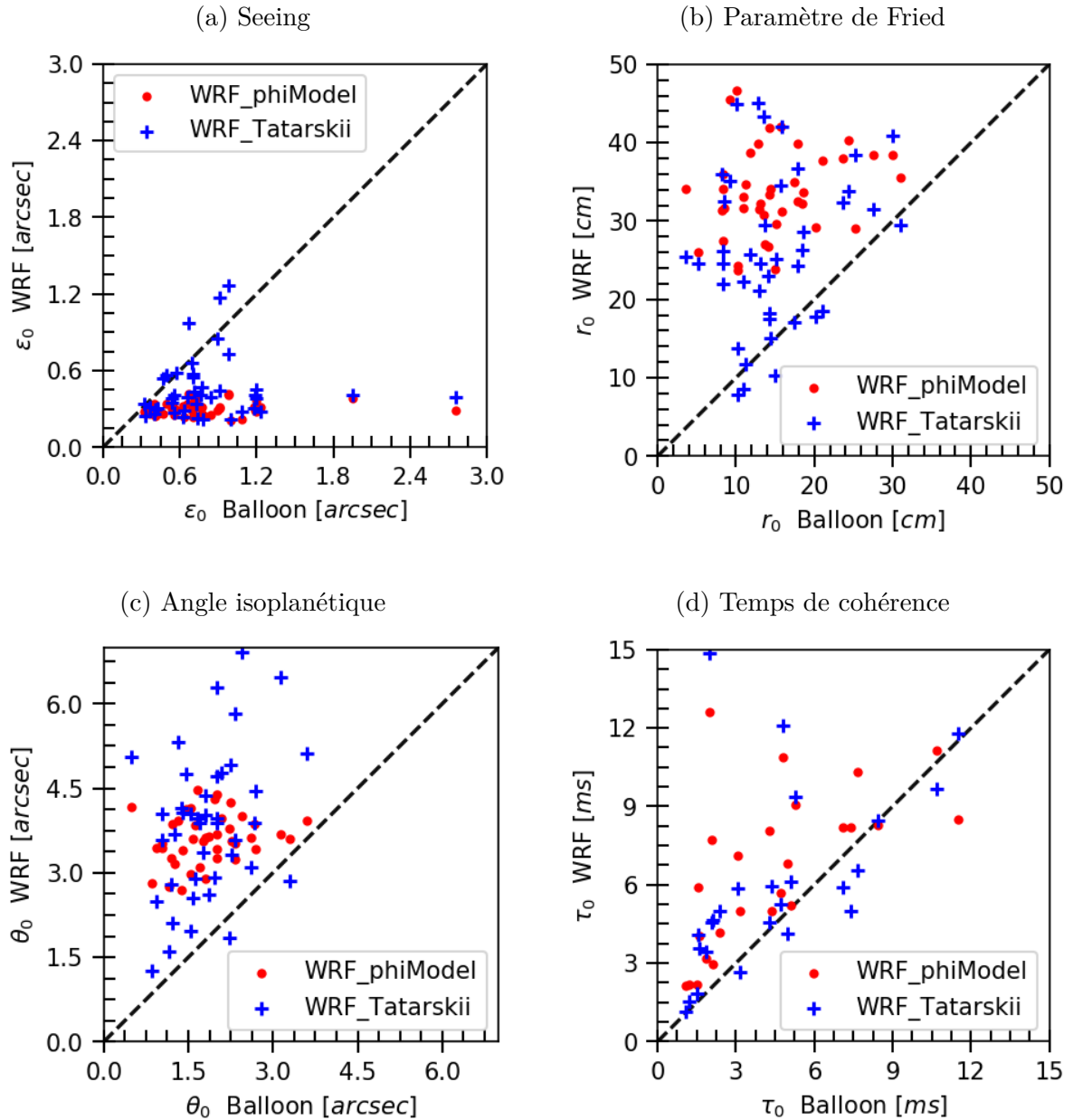


FIGURE 3.1 – Comparaison entre les paramètres intégrés deduits des mesures par radiosondages et prédits par WRF. En rouge WRF combiné au modèle empirique de TO versus ballons et en bleu WRF combiné au modèle théorique de la TO contre ballons de radiosondage.

3.2.2 Choix de l'échelle externe

Nous avons vu dans le paragraphe 3.1 que L_0 est un paramètre très important pour la prédiction de la TO. Différentes méthodes pour obtenir une estimation du profil de L_0 sont présentées. La première méthode utilise les mesures directes par ballons de radiosondages pour déduire les profils de L_0 en appliquant les équations 1.18 et 1.19. Cela donne l'estimation la plus proche du profil réel. En utilisant les méthodes empiriques d'estimation de L_0 décrites dans la section 1.3.2, nous avons deux autres possibilités pour obtenir les profils de L_0 sur toute la colonne de l'atmosphère. L'une en utilisant les équations 1.25, 1.26 et 1.27 et l'autre en appliquant l'équation 1.28.

A partir de ces trois manières d'estimer L_0 et en introduisant ces profils dans l'équation 1.18, on peut déduire trois estimations différentes du profil de C_n^2 en utilisant les données météorologiques prédites par WRF. Nous avons réalisé une comparaison des profils de C_n^2 entre les mesures directes par ballons de radiosondages et les prédictions. Les résultats montrent que l'utilisation des profils de L_0 déduites des mesures directes permet d'obtenir les prédictions de profils de C_n^2 les plus proches de la réalité.

Il est important de noter que dans la réalité, on ne possède pas toujours les mesures des profils de L_0 . En effet, l'utilisation des modèles est une nécessité pour obtenir les profils futurs de L_0 en tenant compte des variations futures et locales des conditions atmosphériques. Par delà les modèles empiriques décrits par les équations 1.25, 1.26, 1.27 et 1.28, nous avons focalisé notre attention sur la théorie proposée par Tatarskii dans la section 1.3.2. Cela dans le but d'avoir une méthode robuste et efficace pour obtenir des profils de L_0 les plus précis et les plus exacts possible. Donc, en utilisant les équations 1.20, 1.21 et 1.24 sur les données de température de Cerro Pachón, nous avons pu déduire une estimation du profil de L_0 . Nous avons comparé ce profil avec le profil moyen de L_0 observé. La figure 3.2 montre cette comparaison. Nous pouvons dire que les deux profils sont très proches. Le profil de L_0 déduit de cette méthode se trouve dans l'intervalle entre le premier quartile et le troisième quartile des mesures (zone grisée de la figure 3.2).

Ce résultat préliminaire confirme que cette nouvelle technique est très prometteuse. Notons qu'elle fonctionne mieux avec des données à haute résolution verticale et temporelle. La haute résolution verticale permet en particulier de bien discerner et trouver l'échelle de mélange Δz_0 , grâce à l'équation 1.20. Des investigations supplémentaires sont nécessaires pour rendre les données WRF utilisables avec cette nouvelle méthode d'extraction d'échelle externe.

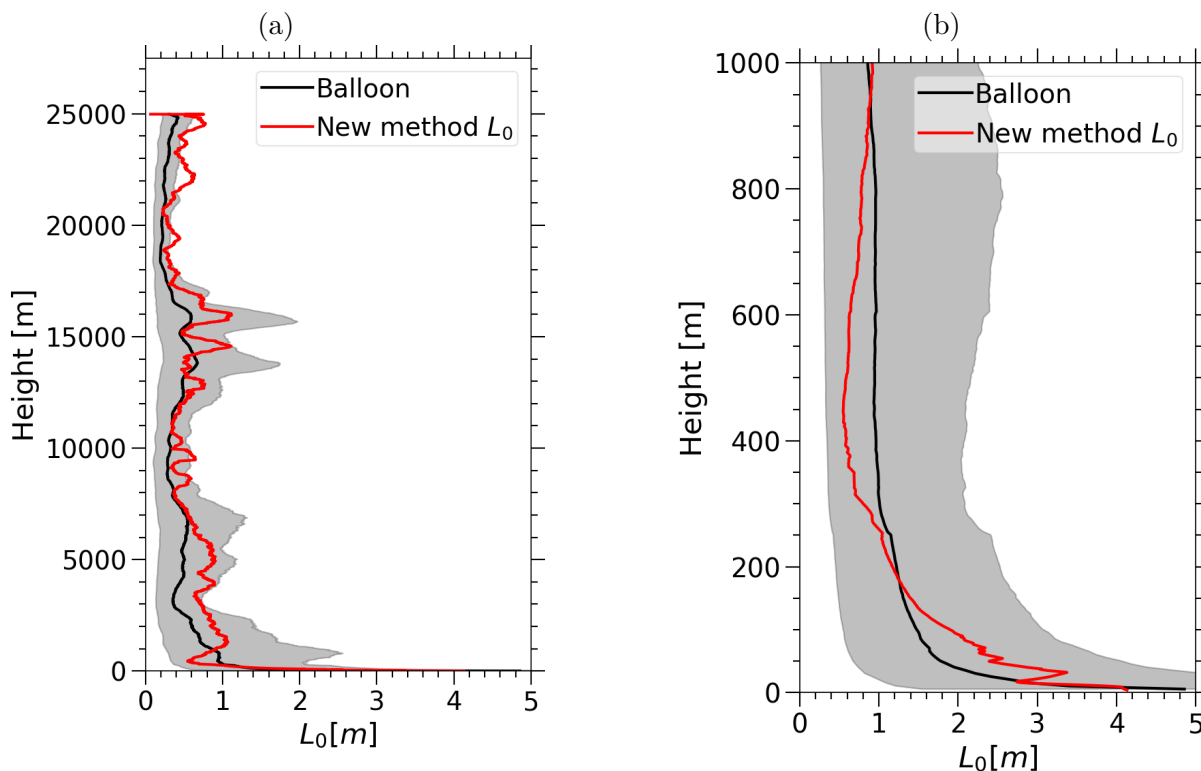


FIGURE 3.2 – Comparaison des profils verticaux moyens de L_0 déduits des radiosondages en noir et estimés par notre nouvelle méthode en rouge. La surface colorée en gris montre l'intervalle entre le premier et la troisième quartile des données de radiosondage. La figure (a) pour toute les altitudes et (b) un zoom sur la CLP.

3.3 Conclusion

Dans ce chapitre, nous avons évalué les performances du modèle de prévision numérique du temps WRF pour la simulation des conditions atmosphériques, au-dessus du site de l'observatoire de Cerro Pachón, au Chili. Une analyse de sensibilité a été réalisée selon trois schémas de CLP (Yonsei University (YSU), Asymmetrical Convective Model version 2 (ACM2) et Mellor-Yamada-Janjic (MYJ)) et deux schémas de modèle de surface terrestre (Rapid Update Cycle (RUC) et Noah-LSM), cela dans le but de trouver la configuration optimale du modèle WRF. Nous avons défini une fonction de mérite pour identifier la configuration optimale. Cette méthode peut être utilisée pour déterminer la configuration optimale pour d'autres sites où l'on souhaite effectuer des prévisions de TO.

Une étude de comparaison entre le modèle théorique proposé par TATARSKII (1961) et le modèle empirique déduit des radiosondages a été présentée. Les résultats ont mon-

tré que les deux modèles sont en bon accord avec les mesures. Un point important que nous avons retenu de cette étude aussi est que, les deux modèles présentent des résultats statistiquement comparables, mais dans la prédiction à court terme, le modèle théorique donne des résultats plus proches des mesures de radiosondage.

Nous avons montré que l'utilisation des valeurs aussi exactes que possible de la vraie valeur de L_0 , permet d'obtenir des profils de C_n^2 plus proches des mesures directes. Une description d'une étude préliminaire concernant une nouvelle méthode pour obtenir le profil de L_0 a été aussi détaillée dans ce chapitre et les résultats sont très prometteurs.

VERS UNE PRÉDICTION OPTIMALE DE LA TURBULENCE ATMOSPHÉRIQUE

Nous avons vu dans le chapitre 2 et aussi dans la section 3.1 que la prédiction de la turbulence atmosphérique est une information nécessaire pour le flexible scheduling (dans le domaine des observations astronomiques) et pour le smart scheduling (télécommunications optiques en espace libre). Dans le domaine des télécommunications optiques en espace libre et des liens laser en général, les conditions météorologiques et la turbulence atmosphérique dégradent la qualité et la fiabilité de la transmission. Afin d’optimiser la performance globale du système, une connaissance détaillée des profils verticaux des paramètres météorologiques tels que la pression, la température, l’humidité relative, la vitesse et la direction du vent et des paramètres de turbulence optique locaux est nécessaire. Pendant de nombreuses années, notre groupe a utilisé des ballons de radiosondages équipés de capteurs permettant la mesure in-situ des paramètres météorologiques et de turbulence. Cette technologie est aujourd’hui obsolète pour différentes raisons :

- Elle est à usage unique. Le ballon éclate vers 30 km d’altitude et la nacelle est perdue ou détruite ;
- Le coût d’un ballon est d’une nacelle est très élevé pour un usage unique ;
- Le ballon dérive très fortement de la verticale du point de départ (généralement plus de 100 km) car il est soumis à la vitesse du vent. Les mesures ne sont alors plus suffisamment précises pour le site qui nous intéresse ;
- On ne peut faire qu’un nombre très limité de lancers chaque jour à cause du coût mais également du besoin en ressources humaines. Les statistiques sont donc réduites ;
- L’instrumentation de la nacelle et le ballon forment un volume imposant dans le ciel et pourraient gêner certaines observations si la fréquence des lancers venait à augmenter au-dessus d’un observatoire ou d’une station de télécommunications.

Les ballons captifs permettent de s’affranchir partiellement d’un certain nombre de ces inconvénients. Cependant, ils sont difficilement contrôlables et sont limités à des conditions

de vents modérés. En fonction de la dérive, même captifs, ils ne permettent pas de mesurer à chaque lancer les paramètres aux mêmes positions et aux mêmes altitudes.

Pour s’affranchir de toutes ces limitations, nous proposons une nouvelle instrumentation basée sur l’utilisation d’un drone. Ce dernier permet de mesurer les mêmes paramètres que les ballons, mais avec les avantages suivants :

- L’instrumentation est très compacte, ce qui réduit les nuisances pour les autres activités des sites ;
- Le drone et la nacelle sont réutilisables, ce qui limite le coût de fonctionnement du projet ;
- La position et les altitudes atteintes sont contrôlables, contrairement au ballon. Ceci permet d’avoir des statistiques dans les mêmes conditions à la verticale du site et d’éviter les problèmes de dérive du ballon ;
- La fréquence des mesures est bien plus élevée, ce qui renforce les statistiques des paramètres atmosphériques du site et viendra enrichir notre base de données ;
- La vitesse d’ascension et de descente du drone est contrôlable permettant d’ajuster l’échantillonnage vertical des mesures et d’aller vers des profils météorologiques fins.

Cependant, le drone ne peut produire que des profils limités en altitude (quelques centaines de mètres). Mais c’est là où c’est intéressant car cette partie de l’atmosphère contient la majorité de la turbulence optique.

Pendant l’automne 2020, de fin septembre à décembre, l’équipe CATS de l’OCA a mené une campagne de mesures au moyen d’un drone instrumenté sur le site de l’Observatoire de Calern. Cette campagne entre dans le cadre de l’étude pour l’amélioration de la prédiction de la turbulence atmosphérique et pour l’optimisation des liens optiques en télémétrie par laser et en télécommunications optiques en espace libre.

4.1 Présentation du drone instrumenté

L’objectif du projet drone instrumenté est de mesurer à haute résolution temporelle et spatiale les profils verticaux des principaux paramètres météorologiques dans les premières centaines de mètres de l’atmosphère, à savoir :

- La pression atmosphérique ;
- La température de l’air ;
- L’humidité relative ;
- La vitesse et la direction du vent.

A partir de ces paramètres météorologiques, nous pouvons déduire les profils de turbulence (caractérisés par la constante C_n^2) en utilisant des modèles de turbulence optique.

4.1.1 Caractéristiques du drone

Le drone utilisé pour cette campagne de mesures est le Matrice 600 pro de DJI (figure 4.1). Ce type de drone est capable de soulever une charge utile de plusieurs kilogrammes pendant une durée suffisante pour faire au moins un aller-retour jusqu'à 450 m de hauteur. Les caractéristiques du drone sont détaillées dans le tableau 4.1 ci-dessous.

TABLEAU 4.1 – Caractéristiques du drone

Développeur/modèle	DJI Enterprise / DJI Matrice 600 pro
Dimensions	1668 x 1518 x 759 mm
Poids	Avec 6 TB47S 9.5 Kg / avec 6 TB48S 10 Kg
Autonomie	16 à 38 minutes selon la charge embarqué
Charge	6 kg (charge utile maximum)
Vitesse maximale	18 m s ⁻¹ sans vent
Vitesse max en montée	5 m s ⁻¹
Vitesse max en descente	3 m s ⁻¹
Résistance maximum au vent	8 m s ⁻¹
Température de fonctionnement	-10 à 40°C
Chargeur	Puissance : 600 W, Tension (sortante) : 21.6 V, Temps de charge : 92 à 110 minutes
Batterie	TB47S 6S 4500 mAh 22.2 V TB48S 6S 5700 mAh 22.8 V
Coupe circuit	Oui
Parachute de secours	Oui (2)
Assistance	GPS – Retour vidéo
Capteurs	Gyroscopes, accéléromètres, magnétomètres, altimètre, GPS
Fail mode	RTH : Return To Home



FIGURE 4.1 – Drone DJI Matrice 600 pro.

Le système de sécurité complet incluant deux parachutes et un coupe-circuit a été développé spécifiquement pour ce type de drone. Le système est autonome grâce à une batterie interne de secours et il est fourni avec une télécommande indépendante de déclenchement suivant la recommandation de la Direction Générale de l'Aviation Civile (DGAC). De plus, pour être conforme à l'arrêté du 27 décembre 2019, nous avons équipé notre drone d'une balise de signalement électronique à distance. Elle permet d'émettre les données de positionnement de l'aéronef et son numéro d'identifiant unique sur la bande WiFi 2.4GHz, et permet ainsi aux autres aéronefs de connaître, en temps réel, la position de notre drone.

4.1.2 Les stations météorologiques

Nous avons deux modèles de station météorologique (figure 4.2). Elles permettent de mesurer le même ensemble de paramètres : pression, température, humidité relative, vitesse et direction du vent. Le choix d'avoir deux stations se justifie par le fait qu'il faut s'affranchir d'éventuels biais dans les mesures et qu'il faut s'assurer d'avoir en permanence au moins une station fonctionnelle. Ainsi, le drone embarquera soit une, soit deux stations selon les besoins de l'étude. Notre choix de stations s'est porté sur les deux modèles suivants :

- Une station compacte GMX500, fabriquée par Gill Instruments et distribuée par Alliance Technologies en France. Cette station est équipée d'un GPS intégré pour connaître la position de la station (latitude, longitude, altitude) et d'un compas intégré pour permettre de corriger la direction du vent lors du mouvement de la station ;
- Une station météo WXT536 fabriquée par Vaisala.

Leurs caractéristiques principales sont montrées dans le tableau 4.2.

TABLEAU 4.2 – Caractéristiques des stations météorologiques

		Vaisala WXT536	Gill MaxiMet GMX500
Dimension		238x115x115 mm	222x142x142 mm
Poids		700 g	700 g
Communication		RS232	RS232
Température	Plage	-52°C à 60°C	-40°C à 70°C
	Précision	±0.3°C pour T=20°C	±0.3°C pour T = 20°C
	Résolution	0.1°C	0.1°C
Pression	Plage	600 à 1100 hPa	300 à 1100 hPa
	Précision	±0.5hPa pour 0<T<30°C ±1hPa pour -52<T<60°C	±0.5hPa pour T = 25°C
	Résolution	0.1 hPa	0.1 hPa
Humidité relative	Plage	0-100%	0-100%
	Précision	±3% entre 0 et 90% ±5% au-delà de 90%	±2% à 20°C
	Résolution	0.1%	1%
Vitesse du vent	Plage	0 à 60 m s ⁻¹	0.01 à 60 m s ⁻¹
	Précision	±3% pour V=10 m s ⁻¹	±3% rms 0.01 à 40 m s ⁻¹ ±5% rms au-delà 40 m s ⁻¹
	Résolution	0.1 m s ⁻¹	0.01 m s ⁻¹
Direction du vent	Plage	0-360°	0-359°
	Précision	±3° pour V=10 m s ⁻¹	±3° pour 0.01<V<40 m s ⁻¹ ±5° au-delà de 40 m s ⁻¹
	Résolution	1°	1°
Compas	Plage	-	0-359°
	Précision	-	±3°
	Résolution	-	1°



FIGURE 4.2 – Stations météo MaxiMet GMX500 de Gill (à gauche) et WXT536 de Vaisala (à droite)

4.1.3 Principe de mesure

Pour mesurer les profils verticaux des paramètres météorologiques, le drone équipé de la nacelle effectue des allers-retours à la verticale au-dessus d'un point fixe, avec une vitesse d'ascension et de descente de l'ordre de 1 m s^{-1} , pour acquérir un maximum de données à haute résolution verticale. Les données sont directement enregistrées sur une carte SD dans un data-logger. Chaque station a son propre enregistreur de données :

- Enregistreur SD IP67 développé par Alliance Technologies : il permet de lire les données de la station Gill MaxiMet GMX500 et de les enregistrer sur une carte mémoire SD ;
- Enregistreur fabriqué par notre équipe et permettant de lire simultanément les données des deux stations. Il les enregistre sur une carte micro-SD et peut également les transférer via un émetteur GSM vers un récepteur.

Les cartes SD et micro-SD sont faciles à retirer des enregistreurs et peuvent être lues par un ordinateur pour sauvegarder les données acquises qui seront ensuite traitées et analysées. Pour effectuer les mesures, le drone est contrôlé par un télépilote qui a suivi une formation complète de télépilote de drone professionnel attestée par la DGAC. La figure 4.3 montre le principe de fonctionnement d'acquisition des données par le drone instrumenté.

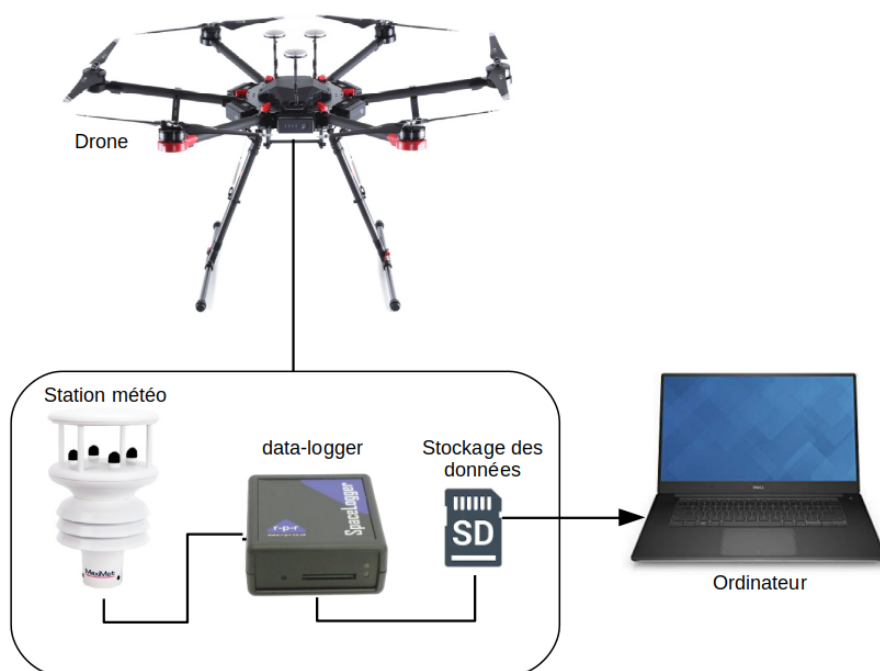


FIGURE 4.3 – Schéma de principe du drone instrumenté

4.2 Campagne de mesures sur le site de Calern, automne 2020 au moyen du drone instrumenté

4.2.1 Objectifs de la campagne de mesures

Cette campagne de mesures a plusieurs objectifs :

- Évaluer les différences entre les observations des stations météorologiques existantes à l'Observatoire de Calern et les nôtres ;
- Évaluer les différences entre les observations faites par le PML/PBL de la station CATS et les profils de C_n^2 déduits des mesures par le drone instrumenté et prédits par le modèle de prédiction WRF ;
- Constituer une base de données pour valider notre modèle de prédiction et améliorer sa précision ;
- Améliorer notre méthode empirique de déduction de la turbulence optique basée sur les statistiques des paramètres atmosphériques ;
- Utiliser la base de données acquise dans notre outil d'apprentissage statistique ;

4.2.2 Localisation de la zone d'étude

Dans le cadre du projet de mesures atmosphériques par drone instrumenté, le site d'étude choisi est l'Observatoire de Calern, qui fait partie de l'OCA. Le site se situe sur le plateau de Calern (43.75°N , 6.92°E) (figure 4.4).

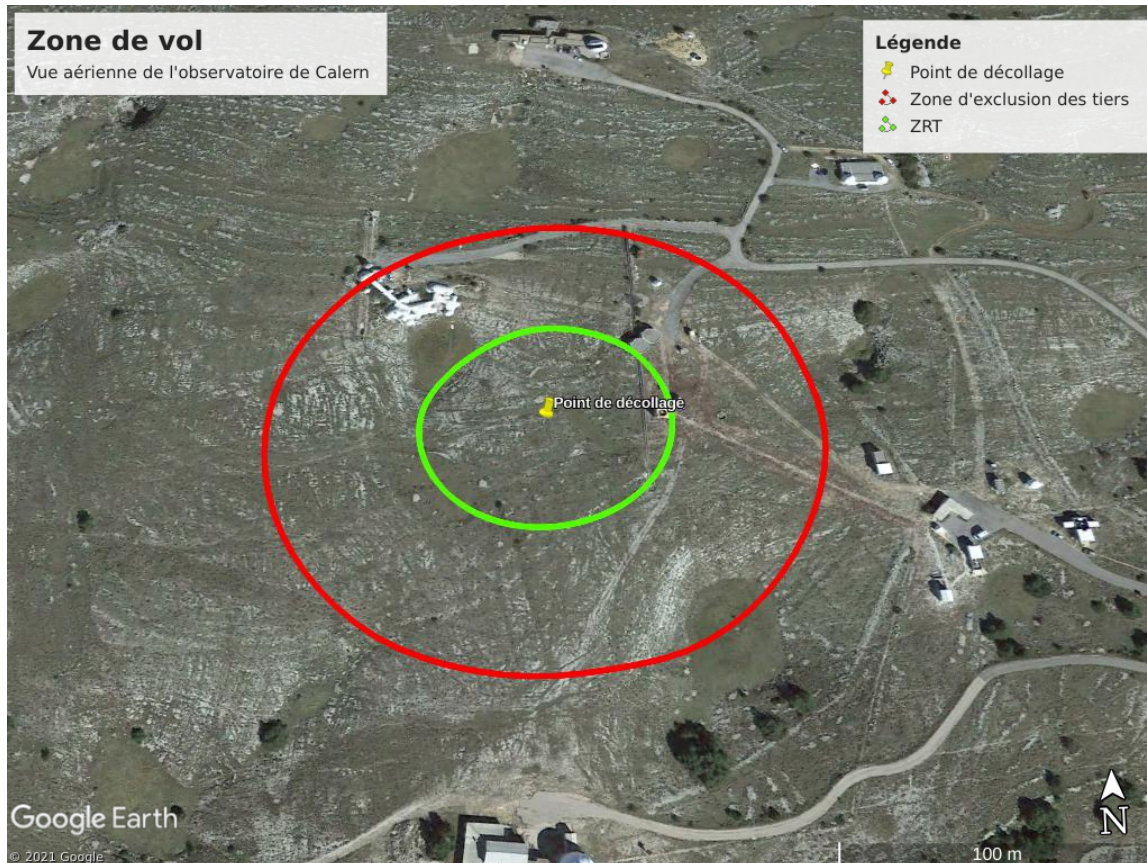


FIGURE 4.4 – Vue aérienne de l'Observatoire de Calern, montrant la zone d'évolution du drone. Le drone fera des allers-retours à la verticale au centre de la Zone Réglementée Temporaire (ZRT) (en vert) qui a un rayon d'environ 50 m. Le cercle rouge définit la zone d'exclusion des tiers pour des vols jusqu'à 200 m de haut. Il a un rayon de 110 m.

L'une des raisons pour lesquelles nous avons choisi ce site est qu'il est doté depuis l'automne 2015 d'une station de mesure de la turbulence atmosphérique (voir section 1.4.2). Les profils de la turbulence optique obtenus par PBL nous serviront de référence pour la validation de nos mesures. De plus, nous avons aussi accès à des données de stations météorologiques en surface qui seront utilisées comme références pour calibrer nos deux stations météorologiques.

4.2.3 Démarches pour obtenir les autorisations de survol du plateau de Calern auprès de la DGAC

L'utilisation en extérieur d'un drone est considérée comme une activité aérienne et relève de la réglementation applicable à l'aviation civile. La législation encadrant les activités concernant les aéronefs télépilotés sans personnes à bord est très stricte. De manière générale, en fonction du scénario de vol, il existe différentes règles précisant les hauteurs et distances de survol en fonction de la zone d'évolution et des caractéristiques du drone. Selon le nouveau règlement européen, applicable depuis le 1^{er} janvier 2021, la hauteur maximale de vol est de 120 m (contre 150 m auparavant). Cette hauteur est un plafond au-delà duquel il peut y avoir la présence d'autres aéronefs habités. Il est cependant possible de faire une demande de dérogation auprès de la DGAC pour aller au-dessus de cette limite.

De plus, au-delà des règles générales, il existe sur certains sites des règles spécifiques qui dépendent de la présence d'autres types d'activités aéronautiques et/ou de risques.

Préalablement à toute activité de drone, il faut s'enregistrer sur le site web Alpha-Tango¹ et suivre les démarches établies par la DGAC selon le type d'activités à entreprendre. Dans notre cas, à l'Observatoire de Calern, nous sommes dans le périmètre d'une zone Vol Tactique (VOLTAC) de l'Aviation Légère de l'Armée de Terre (ALAT) gérée par la base du Luc (83). Dans cette zone, les drones n'ont pas le droit de voler à une hauteur supérieure à 50 m. Pour s'affranchir de toutes les règles ci-dessus, il est nécessaire d'effectuer des demandes d'autorisation auprès de la DGAC et de la Direction de la Sécurité de l'Aviation Civile (DSAC). Nous avons fait une demande de mise en place d'une ZRT correspondant à un volume cylindrique de 50 m de rayon et de 450 m de hauteur centrée sur notre zone d'évolution.

Nous avons également dû faire une demande d'autorisation spécifique auprès de la DSAC échelon central (Paris) car nous utilisons un drone de plus de 2 kg volant à une hauteur supérieure à 50 m. Pour satisfaire les conditions de cette autorisation, il faut spécifier une zone de sécurisation des tiers au sol en prenant en compte la hauteur maximale et la présence ou non de parachutes de secours.

1. <https://alphantango.aviation-civile.gouv.fr/login.jsp>

4.2.4 Journal de campagne

Pendant l’automne 2020, notre équipe a mené une campagne de mesures sur le site de Calern. Au total, 172 vols ont été réalisés au cours de cette première campagne, pour un total de 3440 minutes (57.3 heures) d’opération. Ces vols nous ont permis de recueillir un important jeu de données dans des conditions météorologiques variées. Une synthèse des vols effectués pendant les jours de la campagne est montrée dans le tableau 4.3.

TABLEAU 4.3 – Journal de campagne

Dates	Nombre de vols	Hauteur max. de vol (m)	Séparation entre drone et nacelle (m)	Observations
Station Gill MaxiMet GMX500 seule portée par le drone				
23/09/2020	2	30	5	Vols test pour évaluer le comportement des instruments en dessous du drone
29/09/2020	3			
30/09/2020	2		10	
01/10/2020	3			
07/10/2020	6			
08/10/2020	4			
12/10/2020	6			
13/10/2020	8			
14/10/2020	3	50	8	
15/10/2020	4			
16/10/2020	3		13	
19/10/2020	6			
20/10/2020	6			
21/10/2020	4			
22/10/2020	6		20	
27/10/2020	5			
28/10/2020	5			
29/10/2020	7			
30/10/2020	5			
Suite à la page suivante				

4.2. Campagne de mesures sur le site de Calern, automne 2020 au moyen du drone instrumenté

Tableau 4.3 – Journal de campagne (suite de la page précédente)

Dates	Nombre de vols	Hauteur max. de vol (m)	Séparation entre drone et nacelle (m)		Observations		
05/11/2020	2						
06/11/2020	6						
12/11/2020	5	50, 80, 100	30		Autorisation pour voler jusqu'à 200m de hauteur		
13/11/2020	6	150, 200					
16/11/2020	4	50, 100					
17/11/2020	8						
18/11/2020	8	200					
19/11/2020	7						
Station Vaisala WXT536 seule portée par le drone							
20/11/2020	3	100, 200			30		Premier vol avec la station Vaisala seul. Les 3 vols étaient des tests pour savoir si la configuration de l'ensemble de l'instrument fonctionne bien.
			Vaisala	Gill			
23/11/2020	2		10	30	Premiers vols avec les deux stations météo embarquées en même temps par le drone		
24/11/2020	6						
25/11/2020	6	200					
26/11/2020	6						
27/11/2020	5						
14/12/2020	3						
17/12/2020	3				15		
18/12/2020	5						

Le 30 septembre 2020, la nuit du 19 octobre 2020 et du 19 novembre 2020, nous avons installé les deux stations, Gill et Vaisala, à côté de la station météorologique de l'instrument Métrologie Optique (MéO) pour faire des mesures en surface (figure 4.5). Ces mesures nous permettent de faire une étude d'inter-calibration des instruments en prenant en référence la station météorologique de l'équipe de MéO.

En plus de la station météorologique de MéO, nous avons aussi accès aux données des autres stations météorologiques du site, comme celles de CATS et de l'OCA. Nous avons aussi utilisé ces données pour la comparaison avec nos deux stations.

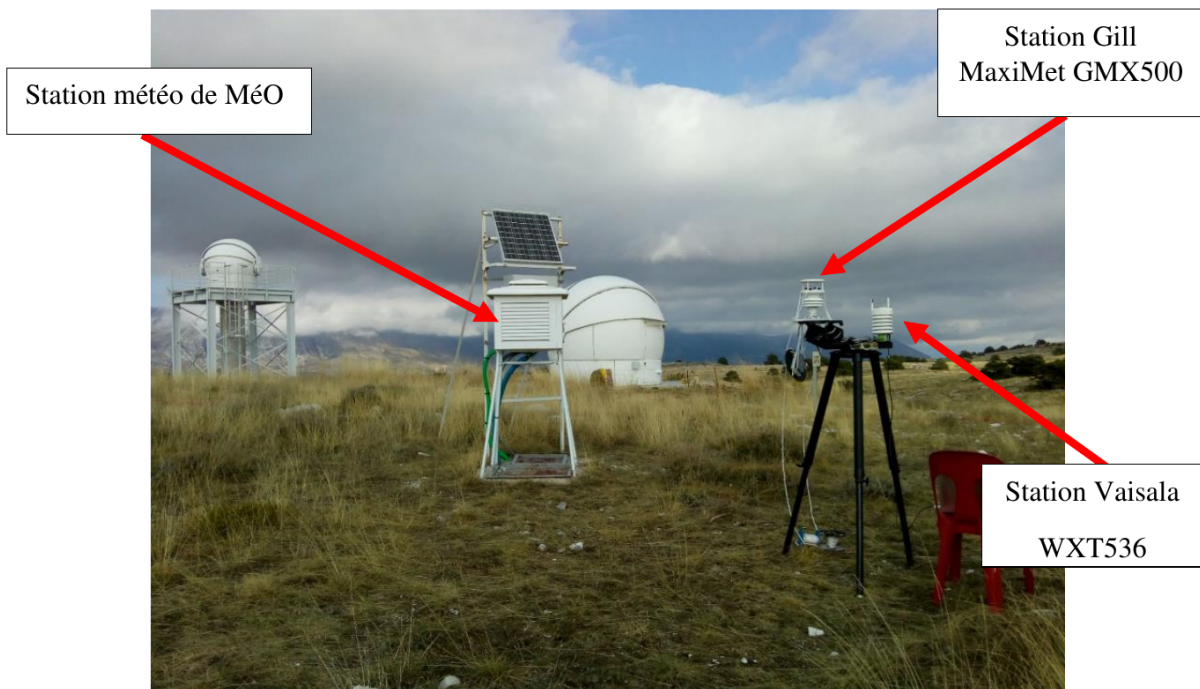


FIGURE 4.5 – Installation des stations météorologiques Gill MaxiMet GMX500 et Vaisala WXT536 à côté de la station météorologique de MéO pour faire les mesures d'inter-comparaison.

4.2.5 Mode de mesures

Pour les mesures des profils verticaux, nous avons utilisés deux modes de mesures, à savoir : le drone porte soit une, soit les deux stations météorologiques. Pour le cas où il porte les deux stations (Vaisala et Gill) en même temps, nous avons réalisé deux configurations (figure 4.6) selon la position des stations en dessous du drone :

- 1er cas : La station Vaisala se trouve à 10 m en-dessous du drone et Gill à 30 m

- en dessous du drone ;
- 2ème cas : La station Vaisala se trouve à 15 m en dessous du drone et Gill à 30 m en dessous du drone.

Ces deux configurations ont été utilisées pour comparer les mesures de la station Vaisala à 10 m et 15 m avec les mesures de la station Gill à 30 m. Cela nous a permis d’avoir une idée sur les effets du brassage du drone sur les stations.

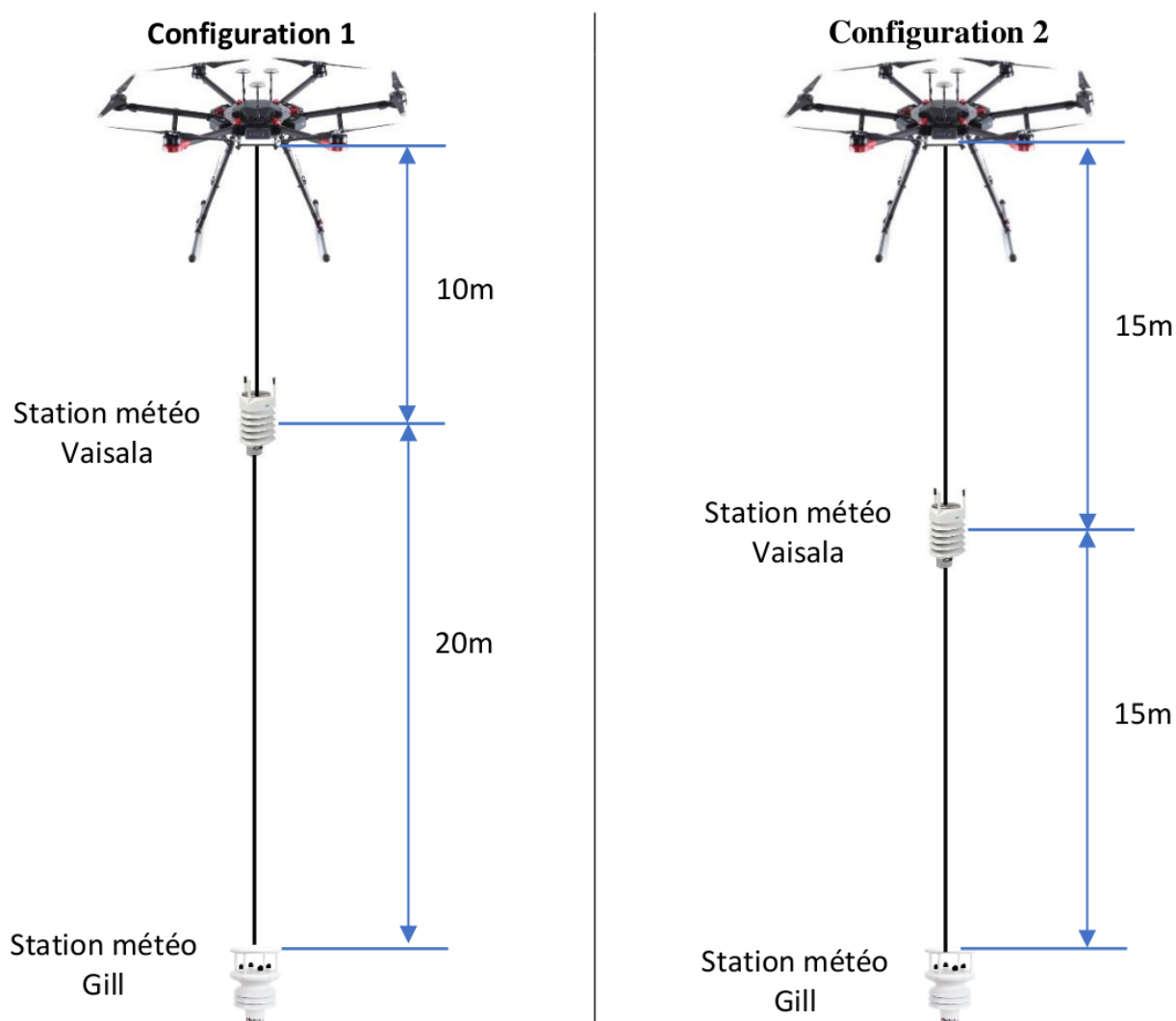


FIGURE 4.6 – Les deux configurations de mesures selon les positions des stations (Gill et Vaisala) en dessous du drone. Pour les deux cas de configurations, la station Gill est à 30 m en dessous du drone. Configuration 1 (à gauche), la station Vaisala se trouve à 10 m en dessous du drone, et configuration 2 (à droite), la station Vaisala est à 15 m en dessous du drone.

La figure 4.7 montre des photos du drone instrumenté prises pendant la campagne de mesures.



FIGURE 4.7 – Exemple de photos du drone pendant la campagne de mesures à Calern, automne 2020.

4.3 Résultats de la campagne de mesure au moyen du drone

Nous présentons ici trois types de résultats : la section 4.3.1 montre une étude d'inter-comparaison des stations météorologiques. La section 4.3.2 présente les profils verticaux des paramètres météorologiques mesurés par le drone et prédits par WRF (la configuration de WRF est détaillé dans l'annexe 4.A). Enfin la section 4.3.4 montre des exemples de profils verticaux des paramètres de turbulence déduits des mesures météorologiques.

4.3.1 Inter-comparaison des différents stations météorologiques

La figure 4.8 présente l'évolution temporelle des paramètres météorologiques mesurés simultanément par les 5 stations disponibles (nos deux stations Vaisala et Gill, et les stations de CATS, OCA et MéO présentes sur le site de Calern) pour la date du 19 octobre 2020.

Pour chaque paramètre, toutes les stations montrent la même variation temporelle. Notons que la station Vaisala n'a pas enregistré de données après 19 heures à cause d'un problème de batterie.

Nous avons remarqué que la station météo de CATS surestime la pression et la température (comparées aux données des autres stations). Cela peut être dû à un problème de calibration ou peut-être à la différence de hauteur sur son installation par rapport aux autres stations. Signalons également que la tempête Alex, qui a touché la région fin septembre 2020, a détérioré la station météo de MéO : nous n'avons pas de données de vent pour cette station.

Une analyse statistique de comparaison a été faite. Nous avons calculé les grandeurs statistiques telles que l'erreur moyenne (MBE : Mean Bias Error), la racine carrée de l'erreur quadratique moyenne (RMSE : Root Mean Square Error) et le coefficient de détermination R^2 . Les expressions analytiques de ces grandeurs sont données par les équations 4.1, 4.2 et 4.3 respectivement :

$$\text{MBE} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (Y_i - X_i) \quad (4.1)$$

$$\text{RMSE} = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (Y_i - X_i)^2} \quad (4.2)$$

$$R^2 = \left(\frac{\sum_{i=1}^N [(Y_i - \bar{Y})(X_i - \bar{X})]}{\sqrt{\sum_{i=1}^N (Y_i - \bar{Y})^2} \sqrt{\sum_{i=1}^N (X_i - \bar{X})^2}} \right)^2 \quad (4.3)$$

avec N le nombre d'échantillonnage, X_i et Y_i représentent les valeurs mesurées par la station de référence et les valeurs mesurées par nos stations (Gill ou Vaisala), \bar{X} et \bar{Y} sont, respectivement les moyennes des mesures de la station de référence et des mesures effectuées par la Gill ou la Vaisala.

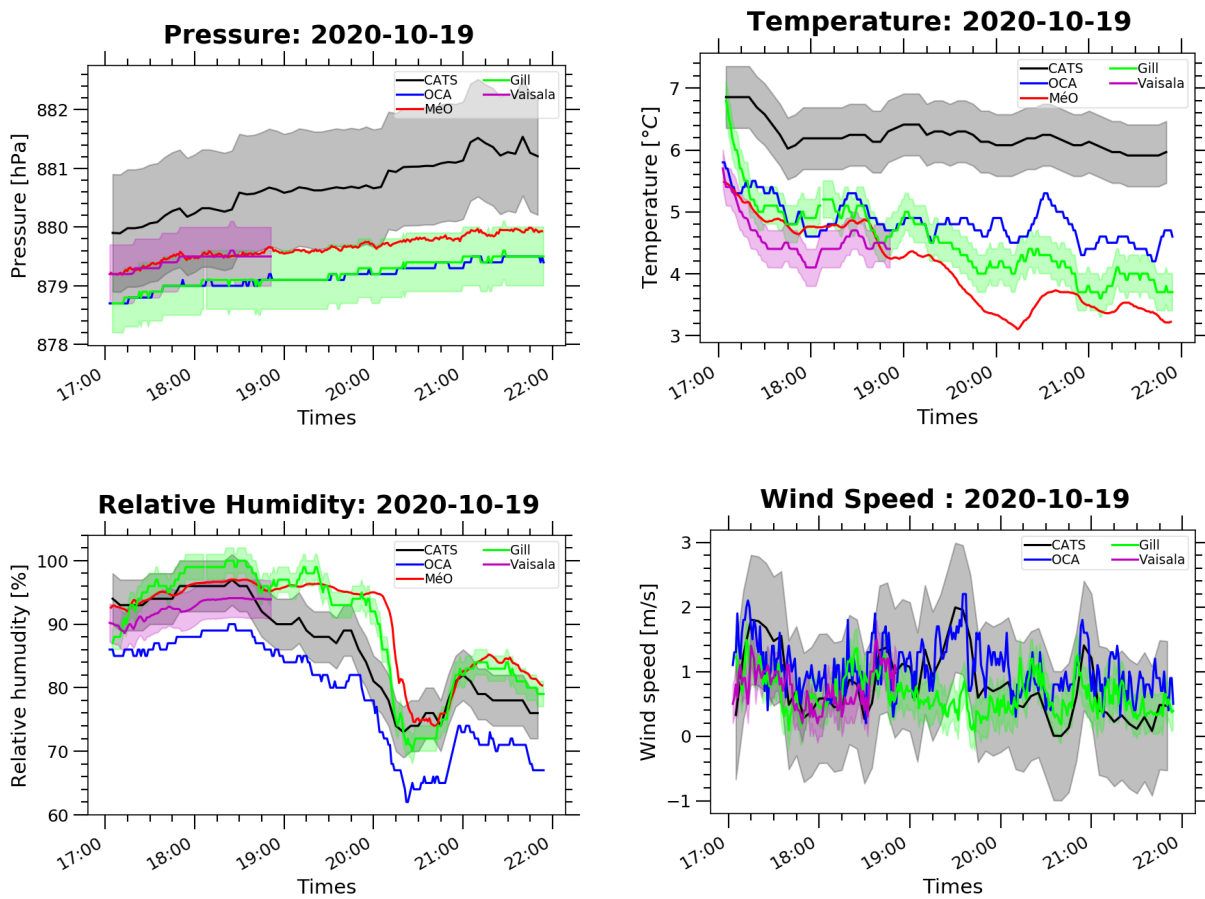


FIGURE 4.8 – Série temporelle des paramètres météorologiques mesurées par nos stations Vaisala et Gill, ainsi que par les différentes stations météo disponibles à Calern, pour la date du 19 octobre 2020. Les zones colorées représentent les niveaux de précision des capteurs.

La figure 4.9 présente une statistique de comparaison de nos deux stations avec la station MéO qui est ici la référence que nous avons choisie (sauf pour la vitesse du vent).

Chacune de nos deux stations (Gill et Vaisala) montre un bon accord avec MéO pour la pression, la température et l'humidité relative avec des coefficients de détermination plus proche de 1.

La Gill sous-estime la pression par rapport à MéO avec un écart moyen de -0.47 hPa et RMSE=0.48 hPa, mais ce biais reste inférieur à la barre d'erreur de 0.5 hPa. En revanche, Vaisala présente des valeurs similaires à MéO, avec un écart moyen de 0.01 hPa et RMSE=0.09 hPa négligeable au regard de l'erreur de mesure (0.5 hPa).

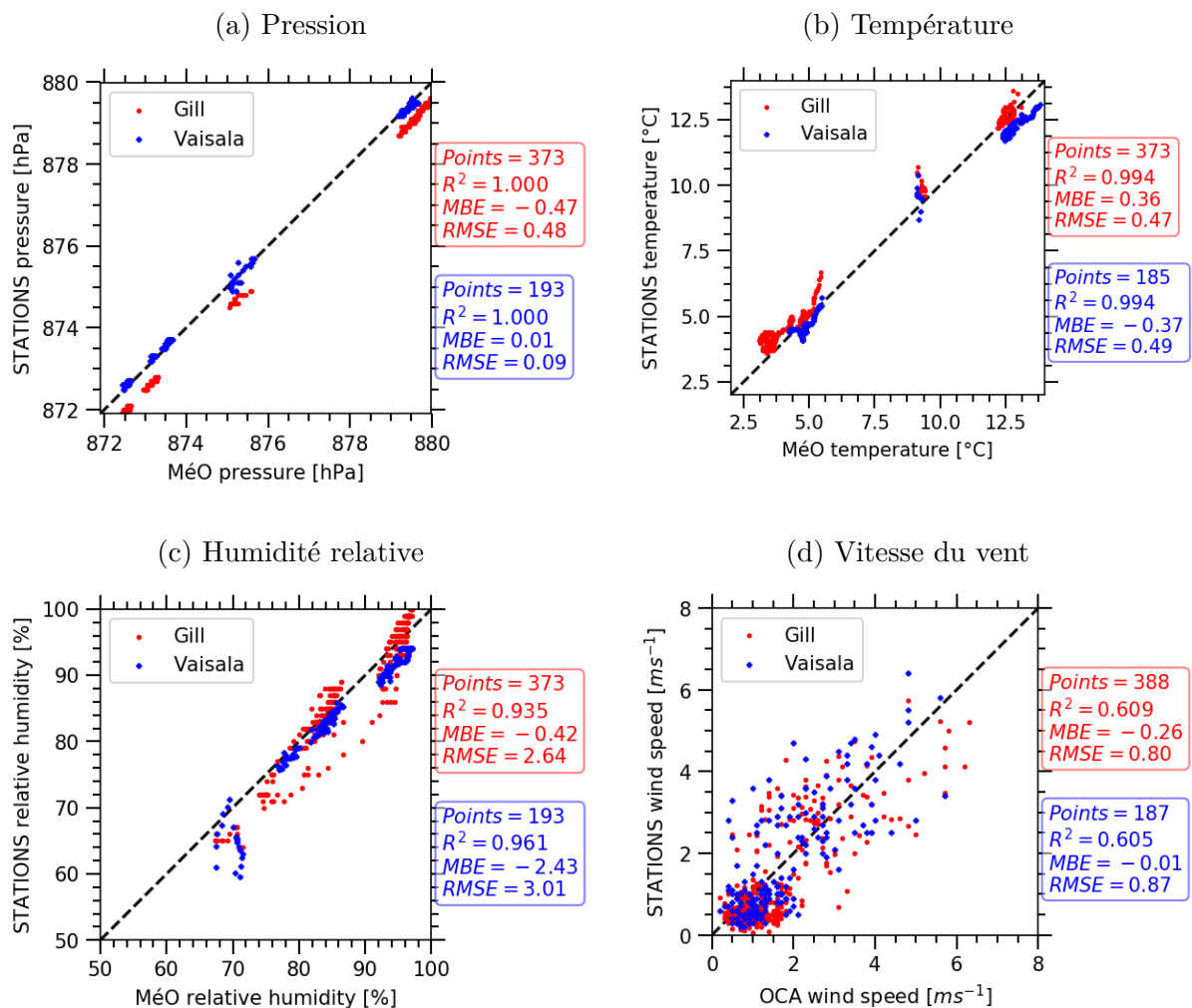


FIGURE 4.9 – Comparaison des mesures des stations Gill et Vaisala avec les valeurs de la station MéO (pour la pression, la température et l'humidité relative) et OCA (vitesse du vent). En rouge, la station Gill, en bleu la station Vaisala

Concernant la température, c'est le contraire de ce que nous voyons pour la pression. La Gill surestime la température alors que la Vaisala la sous-estime par rapport à MéO. L'écart moyen entre la Gill et MéO est de 0.36°C , et celui entre Vaisala et MéO est de -0.37°C . Nous observons, respectivement des erreurs quadratiques de 0.47°C et 0.49°C entre la Gill et MéO et entre la Vaisala et MéO.

Nos deux stations sous-estiment l'humidité relative par rapport à MéO. Le biais est plus important pour la station Vaisala (écart moyen de 2.43% contre 0.42% pour la Gill). L'écart quadratique ($2.6\text{-}3\%$) reste cependant proche de l'erreur de mesure ($2\text{-}3\%$).

Enfin, pour la vitesse du vent, nous avons utilisé la station OCA comme référence (données MéO non disponibles). Nous pouvons dire aussi qu'il y a un bon accord entre les stations avec un coefficient de détermination $R^2=0.6$. Les deux stations sous-estiment la vitesse du vent par rapport à la station OCA, et l'erreur quadratique est de l'ordre de 0.8 m s^{-1} .

La figure 4.10 présente une inter-comparaison de nos deux stations. Les mesures ont également été prises le 30 septembre 2020, le 19 octobre 2020 et le 19 novembre 2020. La station Gill mesure des pressions plus faibles avec un $\text{MBE}=-0.51\text{ hPa}$ et un $\text{RMSE}=0.52\text{ hPa}$. Pour la température, la Gill mesure des températures plus élevées que la Vaisala avec un biais de 0.6°C et un $\text{RMSE}=0.65^{\circ}\text{C}$. Pour l'humidité relative, ce biais est de 3.04% avec un écart quadratique de 3.89% . Les vitesses et directions de vent mesurées par la Gill sont plus faibles que celles de la Vaisala. Pour la vitesse du vent la différence quadratique observée est de 0.58 m s^{-1} et pour la direction du vent elle est de 35.6° . Sur la figure 4.10(e), on peut voir que certains points se situent autour des coins, en raison de la propriété périodique circulaire de la direction du vent (0° ou 360° indique un vent du nord).

Les valeurs du coefficient de détermination sont de 1.0, 0.995, 0.956, 0.813 et 0.828 pour la pression, la température, l'humidité relative, la vitesse du vent et la direction du vent respectivement. Ces valeurs proches de 1 nous permettent de dire que les deux stations sont en bon accord.

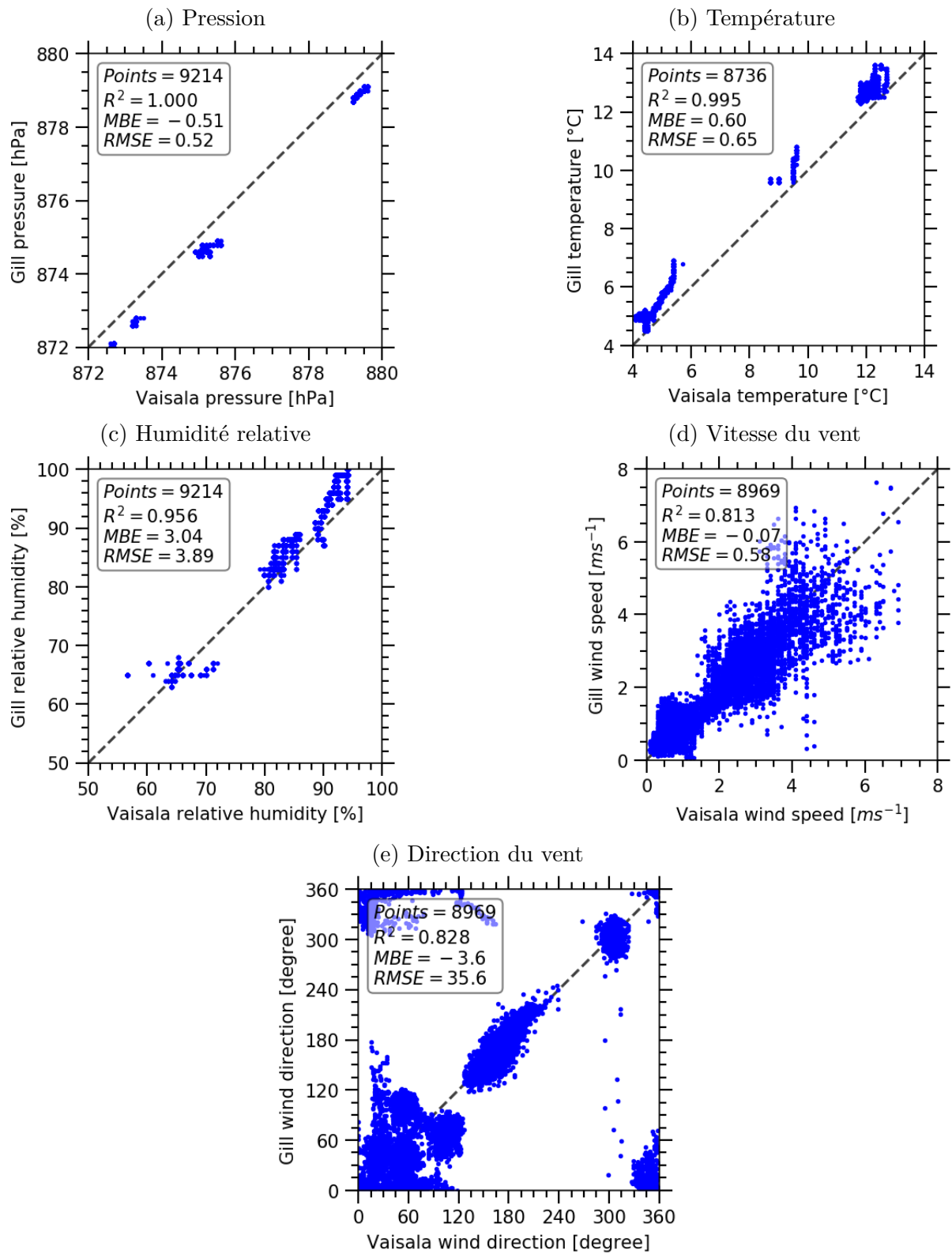


FIGURE 4.10 – Comparaison entre les observations faites par la station Gill MaxiMet GMX500 et les observations faites par la station Vaisala WXT536

4.3.2 Les profils verticaux des paramètres météorologiques

Les profils verticaux des paramètres météorologiques mesurés par les deux stations présentent un décalage dans le temps. Par exemple, selon la configuration 2 (figure 4.6), il y a 15 m de séparation verticale entre les deux stations, cela aussi veut dire que si le drone monte avec une vitesse d'ascension de 1 m s^{-1} , donc la station inférieure met 15 secondes pour arriver au niveau de la station supérieure. Pour les analyses, nous avons fait un lissage des données tous les 10 m. La Figure 4.11 montre un exemple de profil vertical de la pression en fonction du temps et illustre le décalage temporel au même niveau vertical entre les deux stations.

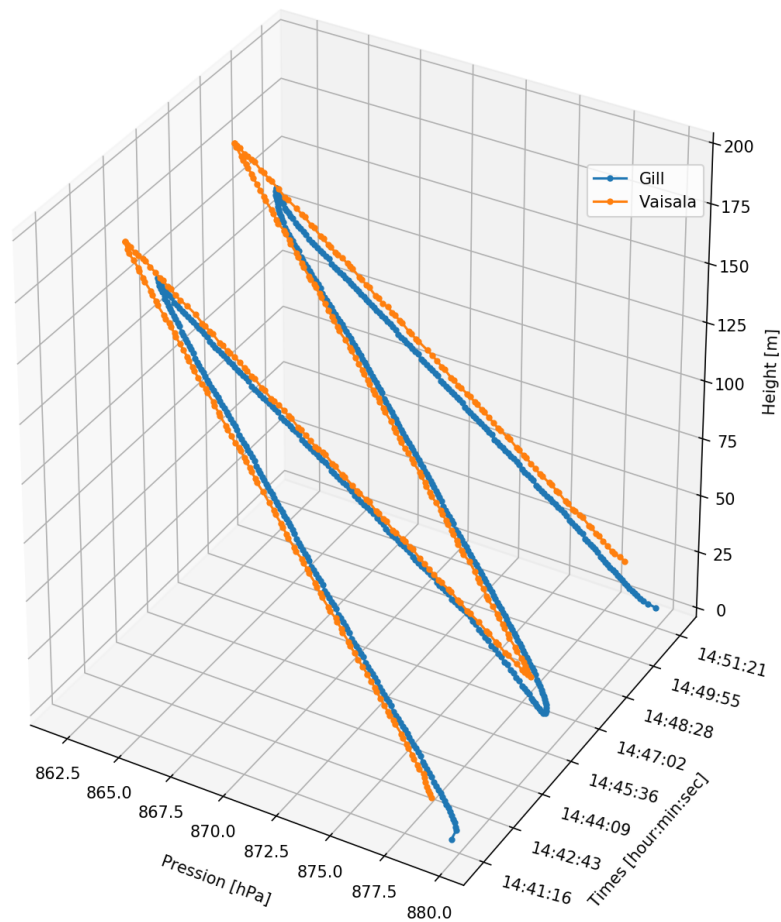


FIGURE 4.11 – Exemple de profils verticaux de la pression en fonction du temps, le 18 décembre 2020. La station Vaisala se trouve à 15 m au-dessus de la station Gill. Le drone faisait 2 allers-retours à la verticale.

La température

La figure 4.12 présente deux profils de température obtenus le 18 décembre 2020. On remarque un cycle d'hystérésis lorsqu'on compare le profil montant et le profil descendant. L'écart est plus marqué pour le premier aller-retour (figure 4.12, (a)). Cet écart est dû au fait que la station n'est pas à l'équilibre thermique avec l'environnement au moment du décollage. Mais aussi, il est possible de trouver une inertie dans le capteur de température en le faisant passer très rapidement d'une température à une autre très différente.

Pour remédier à ce problème d'hystérésis, il convient de mettre en marche les deux stations pendant quelques minutes avant le premier décollage.

Sur la figure 4.12, on observe aussi une différence entre les températures mesurées par les deux sondes. Il est possible que la station Vaisala, placée à 15 m en dessous du drone (à 30 m pour la station Gill), subisse l'effet du souffle des hélices du drone qui contribue à un refroidissement de l'air lors du passage de la station dans leur sillage. Début 2021, une nouvelle nacelle portant les deux sondes a été construite au laboratoire Lagrange. Elle permettra d'éviter le différentiel d'altitude sous le drone.

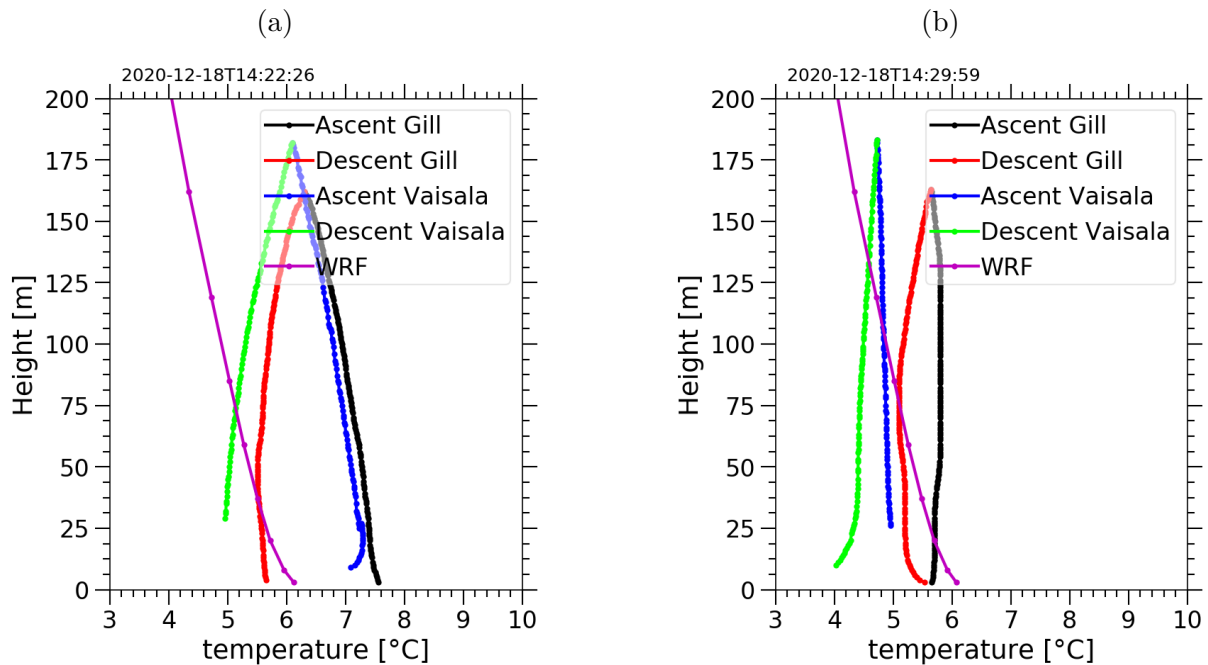


FIGURE 4.12 – Exemples de profils verticaux de la température pour la date du 18 Décembre 2020 (selon la configuration 2). (a) mesures du premier aller-retour (début de vol à 14h22). (b) les profils du deuxième aller-retour (début de vol à 14h30). En violet le profil prédit par le modèle WRF.

La figure 4.13 nous montre les profils moyens de la température pour la comparaison des profils montants et des profils descendants. Les valeurs moyennes sont calculées sur la période commune aux stations Gill et Vaisala. On note que le problème d’hystérésis est toujours observable sur les valeurs moyennes.

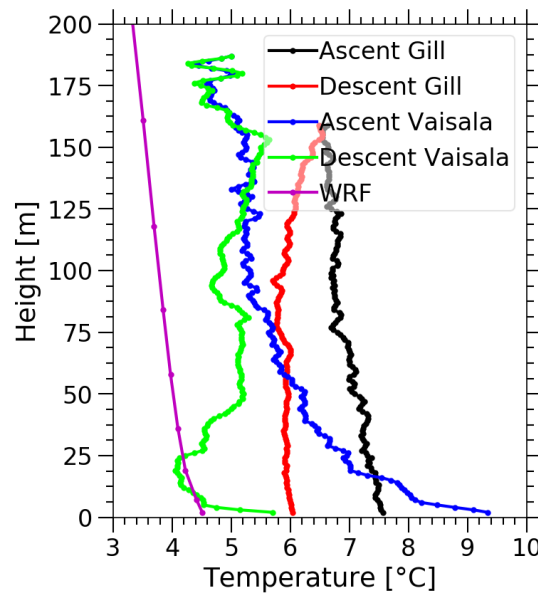


FIGURE 4.13 – Profils moyens de la température. En noir le profil montant de Gill, en rouge le profil descendant de Gill, en bleu le profil montant de Vaisala, en vert le profil descendant de Vaisala et en violet le profil moyen de WRF.

La pression atmosphérique

La figure 4.14 montre deux exemples de profils verticaux de la pression atmosphérique mesurée le 18 décembre 2020 par les deux stations embarquées par le drone, ainsi que celui prédit par WRF. On note cette fois un très bon accord entre les mesures des deux sondes, ainsi qu’avec la prédiction de WRF.

L’humidité relative

La figure 4.15 montre deux exemples de profils d’humidité mesurés par les deux sondes le 18 décembre 2020 en début et milieu de matinée. On note un effet de cycle d’hystérésis pour les deux sondes.

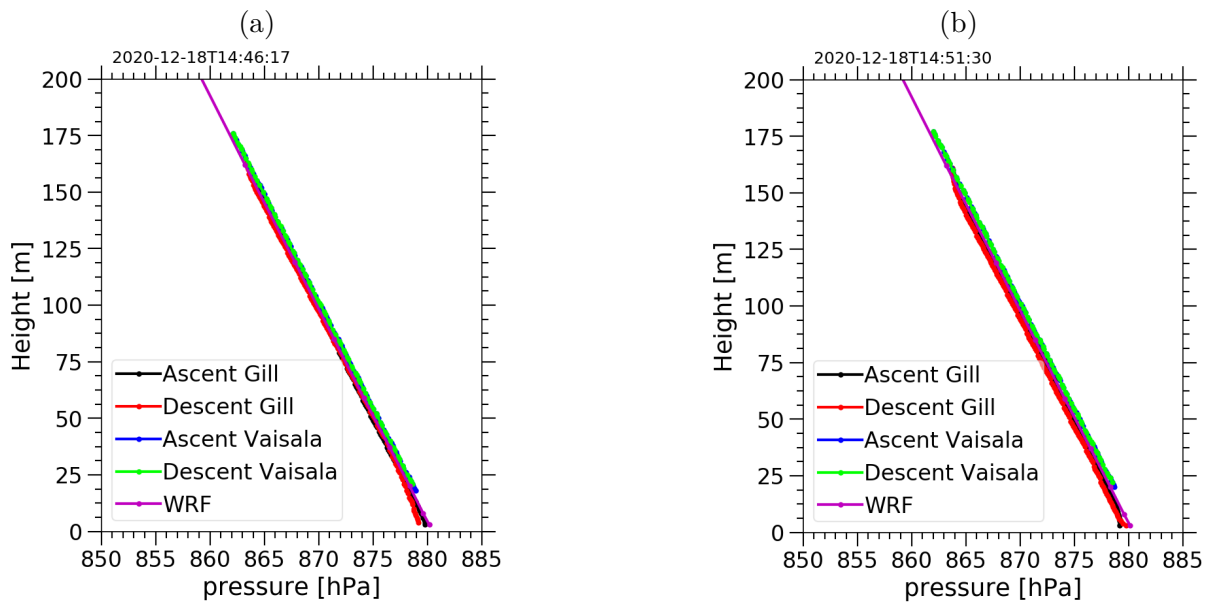


FIGURE 4.14 – Exemples de profils verticaux de la pression atmosphérique pour la date du 18 décembre 2020 (avec la configuration 2). Les heures de début de vol sont 14h46 (a) et 14h51 (b). En noir et rouge, profils mesurés par la station Gill en montant et descendant respectivement, en bleu et vert, profils mesurés par la station Vaisala en montant et en descendant respectivement et en violet le profil prédit par WRF.

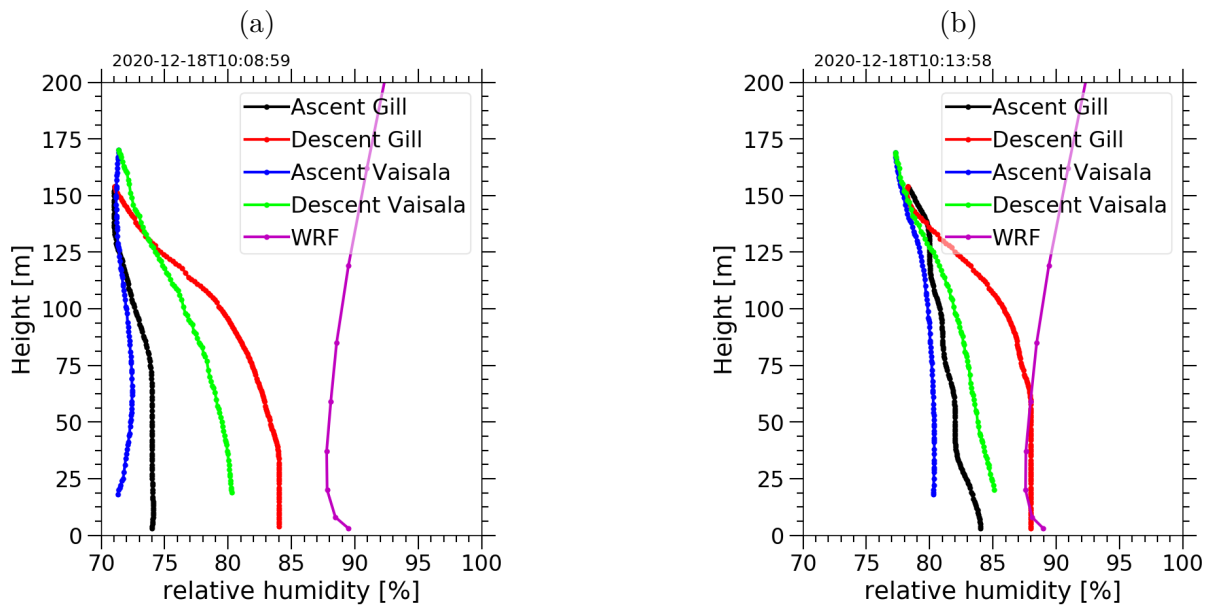


FIGURE 4.15 – Exemples de profils verticaux de l’humidité relative pour la date du 18 décembre 2020 (avec la configuration 2). Les heures de début de vol sont 10h09 (a) et 10h14 (b). En noir et rouge, profils mesurés par la station Gill en montant et descendant respectivement, en bleu et vert, profils mesurés par la station Vaisala en montant et en descendant respectivement et en violet le profil prédit par WRF.

La vitesse du vent

La vitesse du vent est un paramètre essentiel dans la génération de la turbulence. La figure 4.16 montre un exemple de profils de vitesse de vent mesurés par les deux sondes le 18 décembre 2020.

Au regard de l'échelle de la différence, les deux stations montrent des profils comparables et en bon accord avec les prédictions du modèle WRF. Notons là encore la présence d'un cycle d'hystérésis.

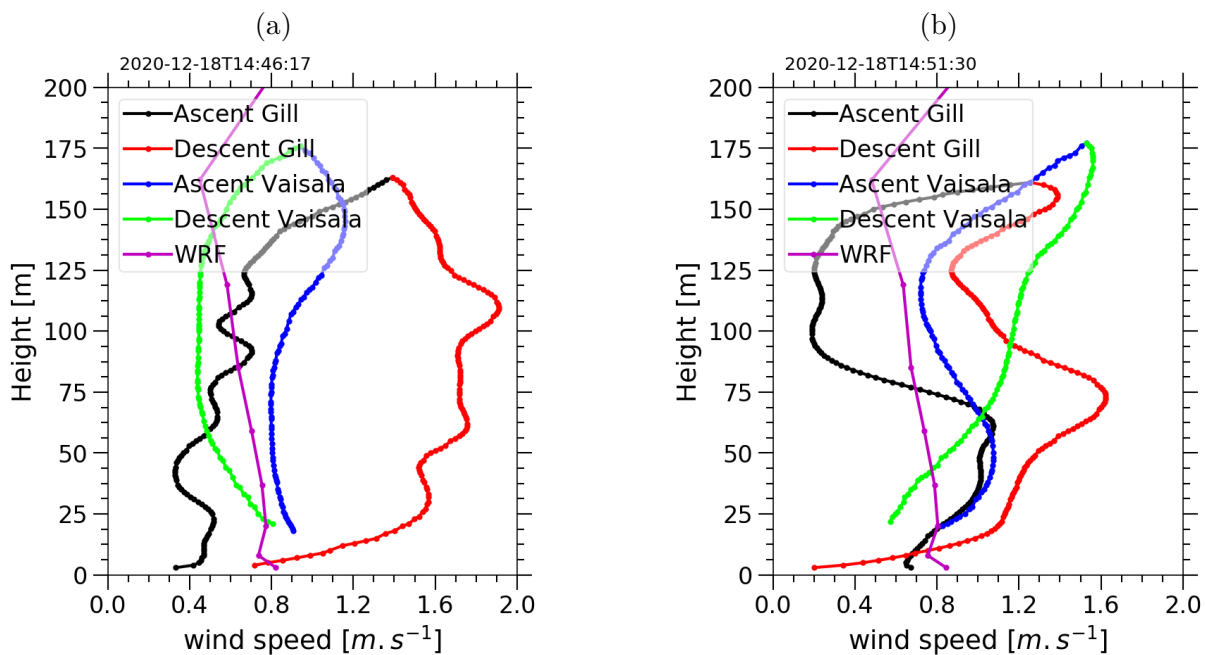


FIGURE 4.16 – Exemples de profils verticaux de la vitesse du vent pour la date du 18 décembre 2020 (avec la configuration 2). (a) vol de 14h46 et (b) vol de 14h51. En noir et rouge, profils mesurés par la station Gill en montant et descendant respectivement, en bleu et vert, profils mesurés par la station Vaisala en montant et en descendant respectivement et en violet le profil prédit par WRF.

La direction du vent

La figure 4.17 présente des profils de direction du vent mesurés le 17 décembre 2020. La direction du vent de la station Vaisala est corrigée en utilisant le compas de la station Gill, en supposant que les deux stations tournent en même temps et dans la même direction au fur et à mesure que le drone fait les allers-retours à la verticale. Cette hypothèse n'est sans doute pas toujours valide (les deux sondes sont reliées par une cordelette), ce qui

peut expliquer l'écart observé dans les 20 premiers mètres pour le vol de 8h28. La nouvelle nacelle dans laquelle les sondes seront solidaires devrait fournir des mesures plus fiables.

Nous pouvons voir sur cette figure que les deux stations donnent des valeurs similaires (à part dans les 20 premiers mètres du vol de 8h28). La direction du vent prédite par WRF suit la même variation dans ces premiers 200 m d'altitude de l'atmosphère.

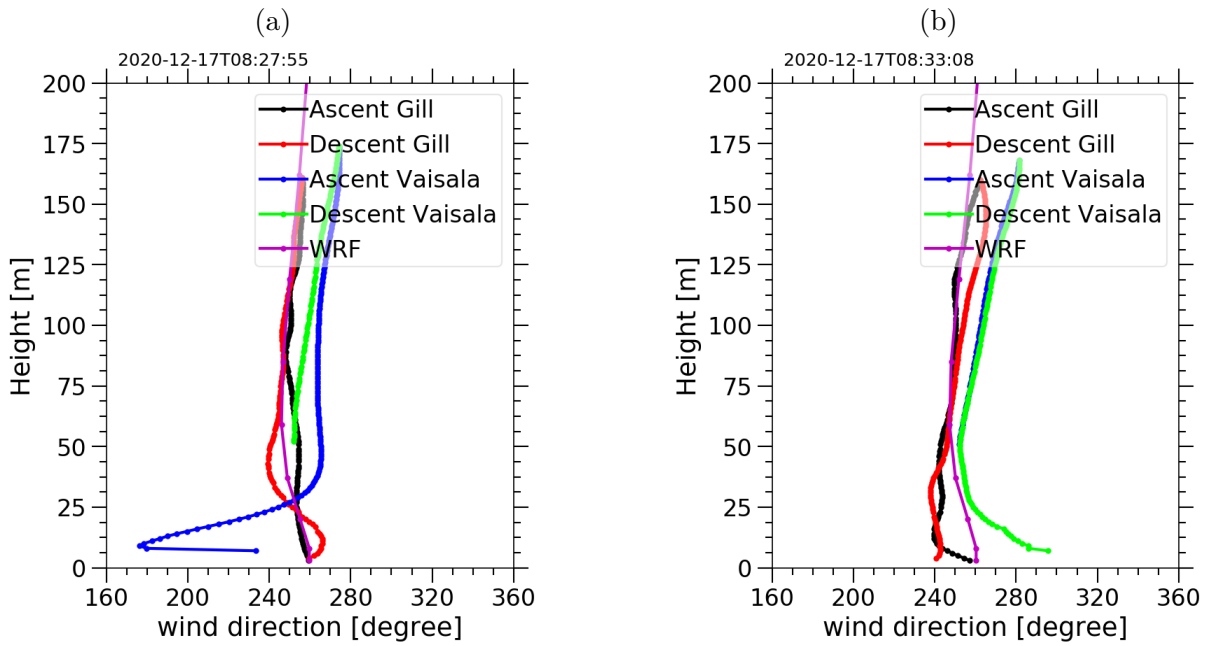


FIGURE 4.17 – Exemples de profils verticaux de la direction du vent pour la date du 17 décembre 2020 (avec la configuration 2). (a) vol de 8h27 et (b) vol de 8h33. En noir et rouge, profils mesurés par la station Gill en montant et descendant respectivement, en bleu et vert, profils mesurés par la station Vaisala en montant et en descendant respectivement et en violet le profil prédit par WRF.

4.3.3 Statistiques des paramètres météorologiques

Dans cette section, les statistiques des comparaisons entre Gill, Vaisala et WRF sont présentées. Elles sont calculées pendant la période où nous avons des mesures simultanées des stations Gill et Vaisala. Pour cela nous avons calculé la moyenne, l'erreur absolue moyenne (MAE : Mean Absolute Error) et l'erreur relative moyenne (MRE : Mean Relative Error). Les expressions analytiques de MAE et MRE sont :

$$\text{MAE} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N |Y_i - X_i| \quad (4.4)$$

$$\text{MRE} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \frac{|Y_i - X_i|}{|X_i|} \quad (4.5)$$

avec N le nombre d'échantillonnage, X_i et Y_i représentent les valeurs mesurées respectivement par les stations Gill et Vaisala (ou les profils montants et descendants).

Profils moyens des paramètres météorologiques

La figure 4.18 montre les profils moyens des paramètres météorologiques. Pour la pression, on observe un bon accord entre les deux stations et avec la prédiction par WRF.

Comme dans le cas des profils instantanés, les deux stations météo présentent une différence systématique entre les profils moyens de la température. Cette différence est plus grande que la valeur du MBE qui est égale à 0.6°C en surface. Donc, nous pouvons supposer que l'effet du brassage des hélices est toujours ressenti à 15 m en dessous du drone où se trouve la station Vaisala. La nouvelle nacelle devrait permettre de réduire cet écart. WRF sous-estime le profil moyen de la température par rapport aux deux stations météorologiques.

Pour l'humidité relative, les deux stations sont en bon accord. Mais on observe une grande différence entre la prédiction et les profils mesurés, il est possible que la prédiction WRF de l'humidité soit surestimée.

Pour la vitesse du vent, le comportement global est identique pour les deux sondes (augmentation rapide dans les premières dizaines de mètres, puis saturation), mais une différence systématique de l'ordre de 1 m s^{-1} est observée entre les deux stations. Le profil prédit par WRF montre un accord satisfaisant avec les mesures (sauf le 1er point au niveau du sol où WRF surestime la vitesse du vent).

Enfin pour la direction du vent, on observe une grande différence entre les profils des deux stations. Cet écart est probablement dû à l'absence de compas dans la station Vaisala. Nous avons corrigé les valeurs en supposant que la station Gill et la station Vaisala tournent en même temps et dans la même direction en montant et en descendant, ce qui n'est pas vrai en cas de torsion de la cordelette qui relie les deux stations. Ce problème sera résolu par la nouvelle nacelle. La prédiction par WRF est en bon accord avec la station Gill.

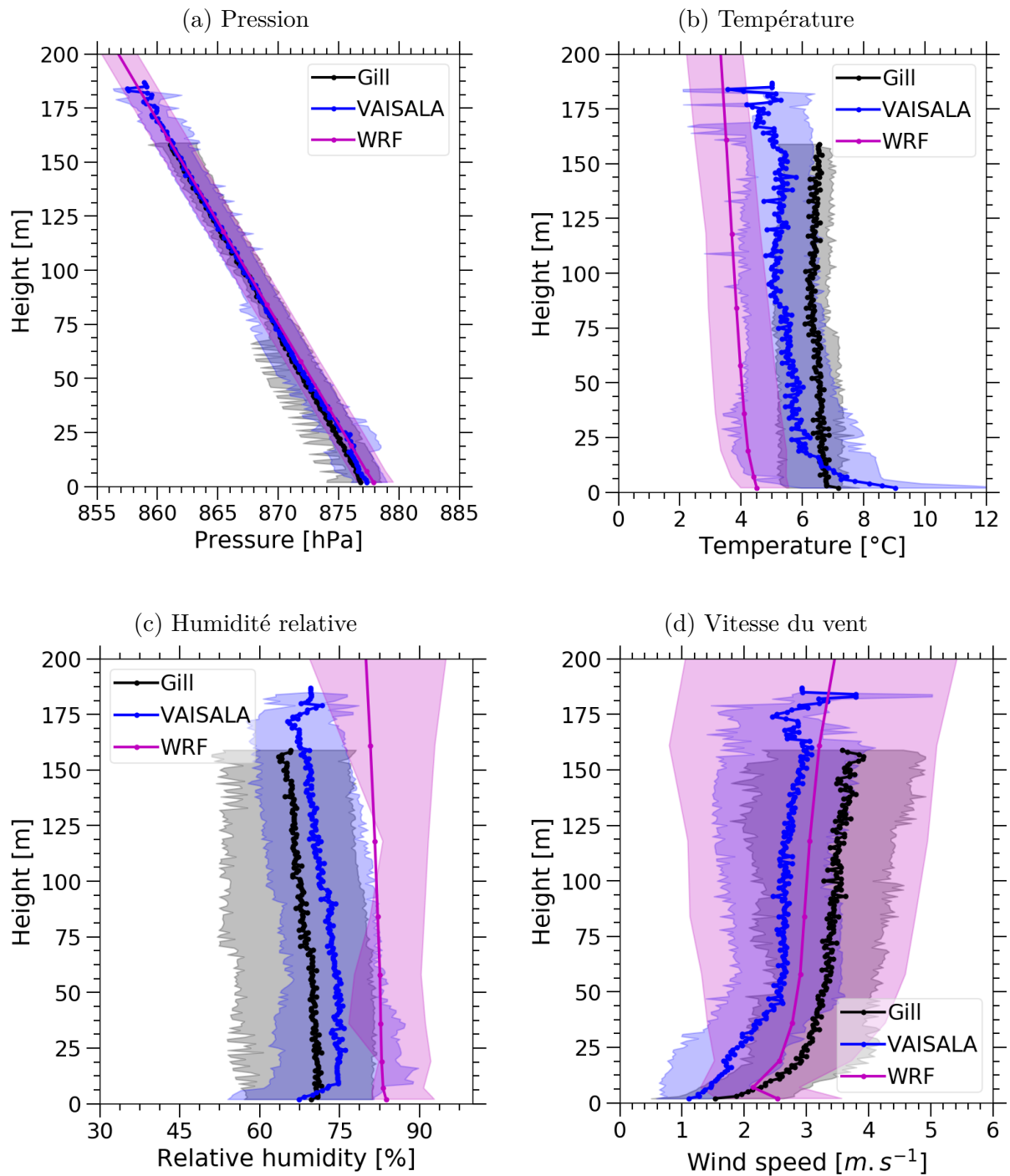


FIGURE 4.18 – Profils moyens des paramètres météorologiques. En noir profil mesuré par la station Gill, en bleu profil mesuré par la station Vaisala et en violet profil prédit par WRF. Les surfaces colorées sont les valeurs comprises entre le premier quartile et le troisième quartile.

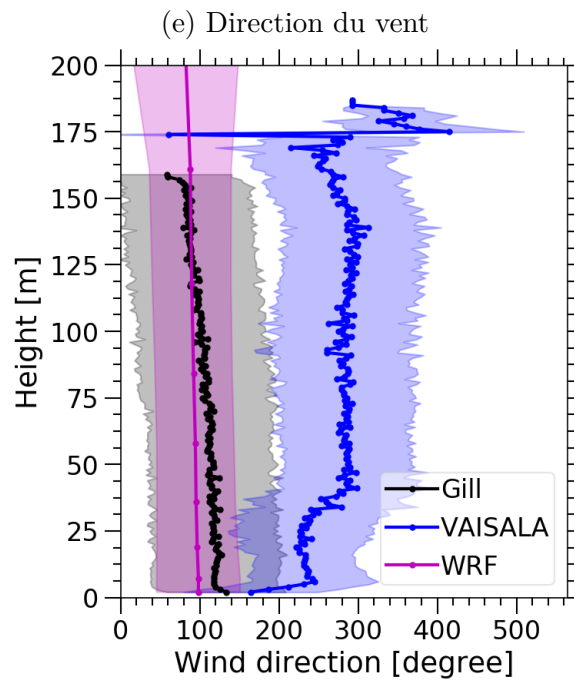


FIGURE 4.18 – Profils moyens des paramètres météorologiques. En noir profil mesuré par la station Gill, en bleu profil mesuré par la station Vaisala et en violet profil prédit par WRF. Les surfaces colorées sont les valeurs comprises entre le premier quartile et le troisième quartile.

Comparaison des profils moyens des paramètres météorologiques entre les deux modes de mesures

Concernant les deux configurations de mesures (voir section 4.2.5, figure 4.6), les profils moyens des paramètres météorologiques sont montrés sur les figures 4.19, 4.20, 4.21, 4.22 et 4.23. À gauche, la configuration 1 où la station Vaisala se trouve à 10 m en dessous du drone et la station Gill se trouve à 30 m en dessous du drone. À droite, la configuration 2 où la station Vaisala est à 15 m en dessous du drone et la station Gill est à 30 m en dessous du drone.

Pour la pression (figure 4.19), les deux stations semblent donner des profils similaires et ils sont en bon accord avec la prédiction. On observe plus de dispersion pour la configuration 2. Cette différence résulte du fait que les conditions n'étaient pas les mêmes pendant les périodes de mesure. La configuration 1 a été réalisée du 23 au 27 novembre 2020, tandis que la configuration 2 a été réalisée les 14, 17 et 18 décembre 2020 (tableau 4.3).

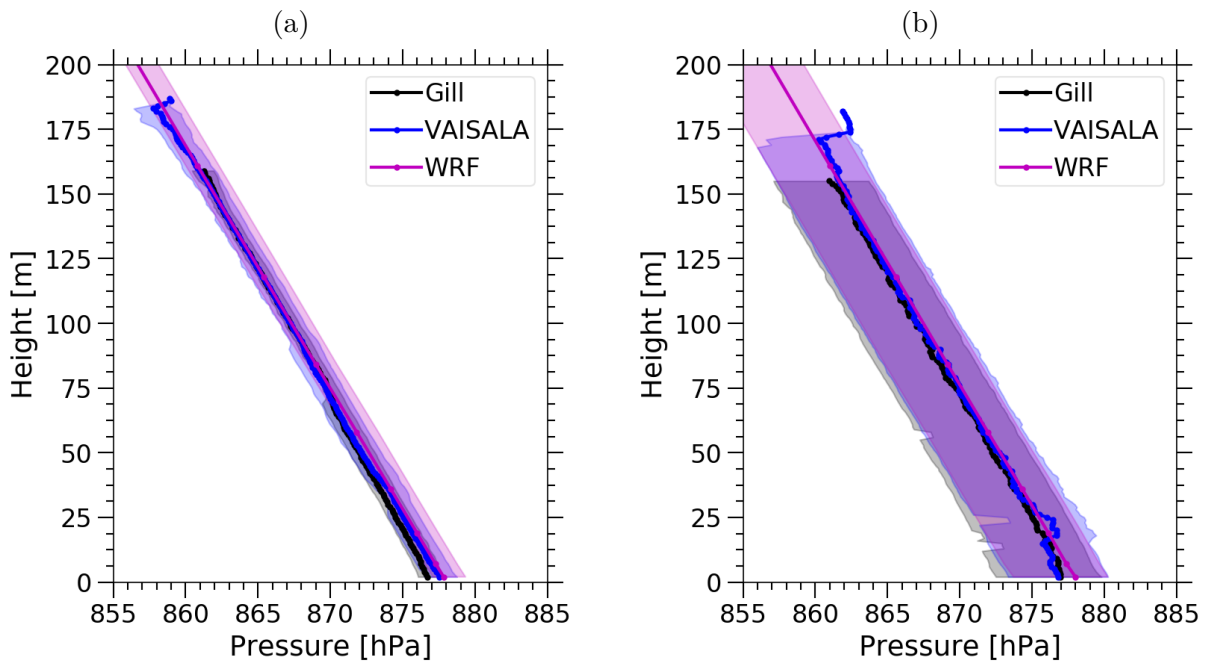


FIGURE 4.19 – Comparaison des profils moyens de la pression entre les deux modes de mesures. (a) pour la configuration 1 : Vaisala à 10 m et Gill à 30 m en dessous du drone et (b) pour la configuration 2 : Vaisala à 15 m et Gill à 30 m en dessous du drone.

Pour la température (figure 4.20), on observe plus d'écart entre la station Gill et la station Vaisala pour la configuration 1 par rapport à la configuration 2.

Concernant l'humidité relative (figure 4.21), la configuration 2 donne des profils similaires entre Vaisala et Gill, mais il y a un grand écart entre la prédiction et les mesures par drone. En revanche, on observe un écart d'environ 7% entre Vaisala et Gill pour la configuration 1 et la prédiction par WRF est plus proche de Vaisala que de Gill.

Pour la vitesse du vent (figure 4.22), on observe un écart plus grand entre les deux stations pour la configuration 1, tandis que pour la configuration 2, cet écart est très faible. Et pour la direction du vent (figure 4.23), l'écart entre la station Gill et la station Vaisala est plus grand pour la configuration 1 que pour la configuration 2.

La configuration 2 donne un meilleur accord entre les deux stations pour les paramètres météorologiques. En effet, il y a moins d'impact du drone à 15 m en dessous du drone qu'à 10 m en dessous.

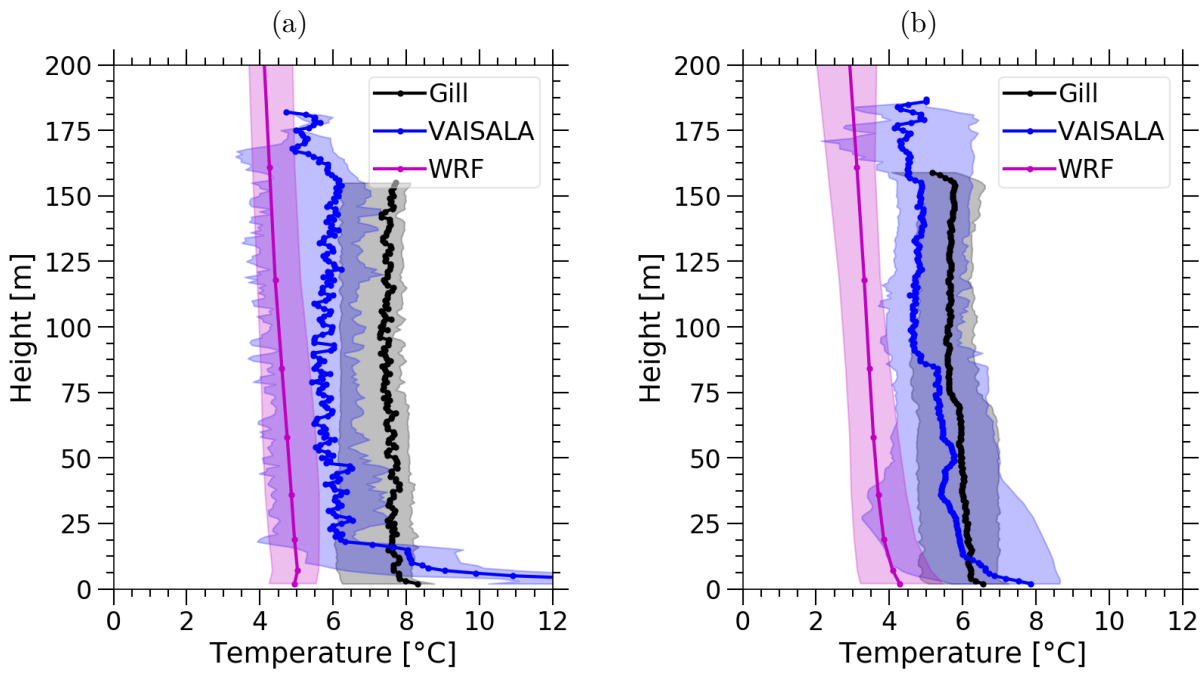


FIGURE 4.20 – Mêmes graphes que la figure 4.19 pour la température

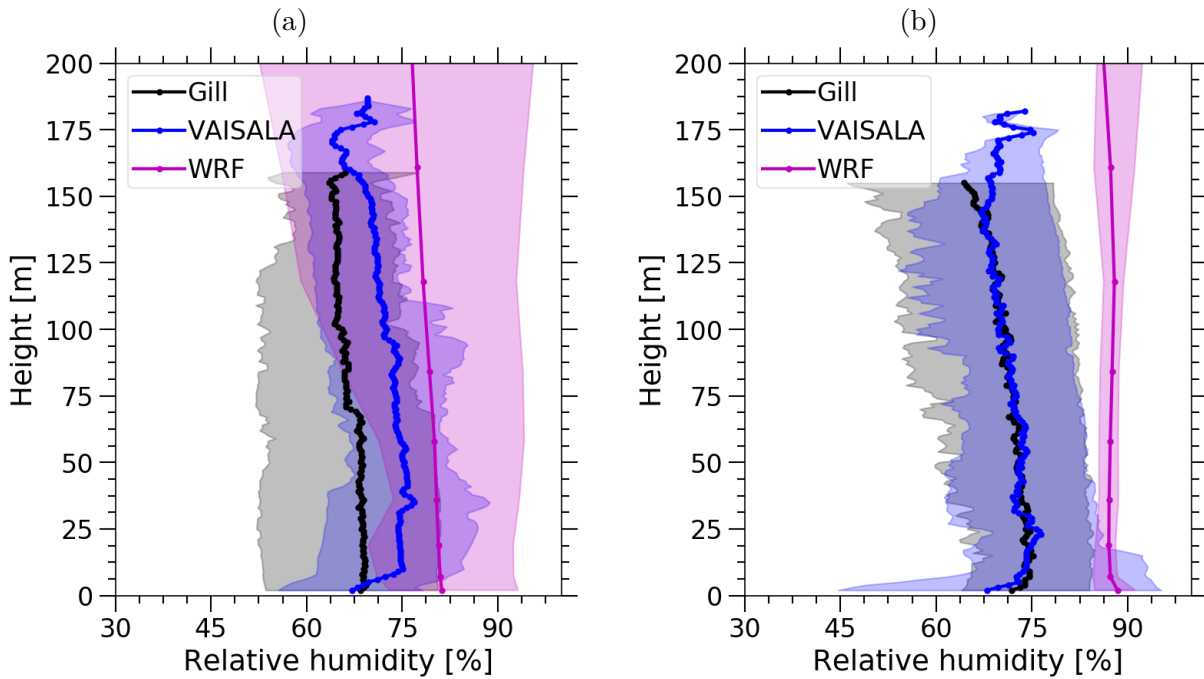


FIGURE 4.21 – Mêmes graphes que la figure 4.19 pour l'humidité relative

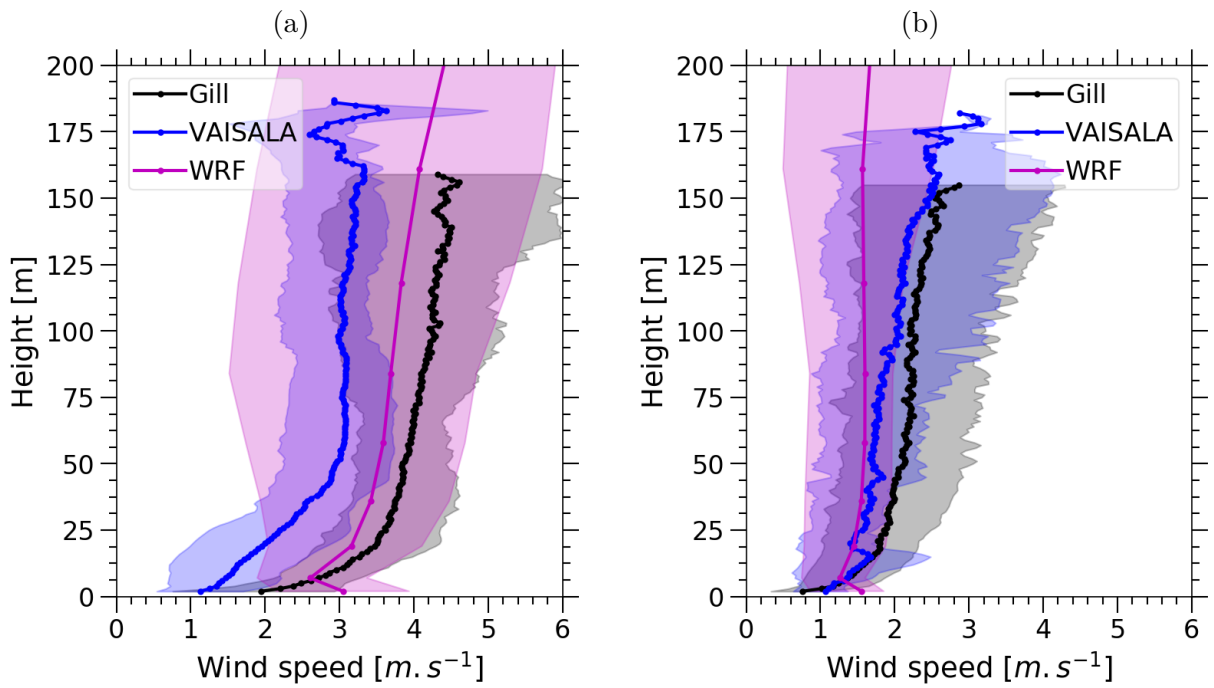


FIGURE 4.22 – Mêmes graphes que la figure 4.19 pour la vitesse du vent

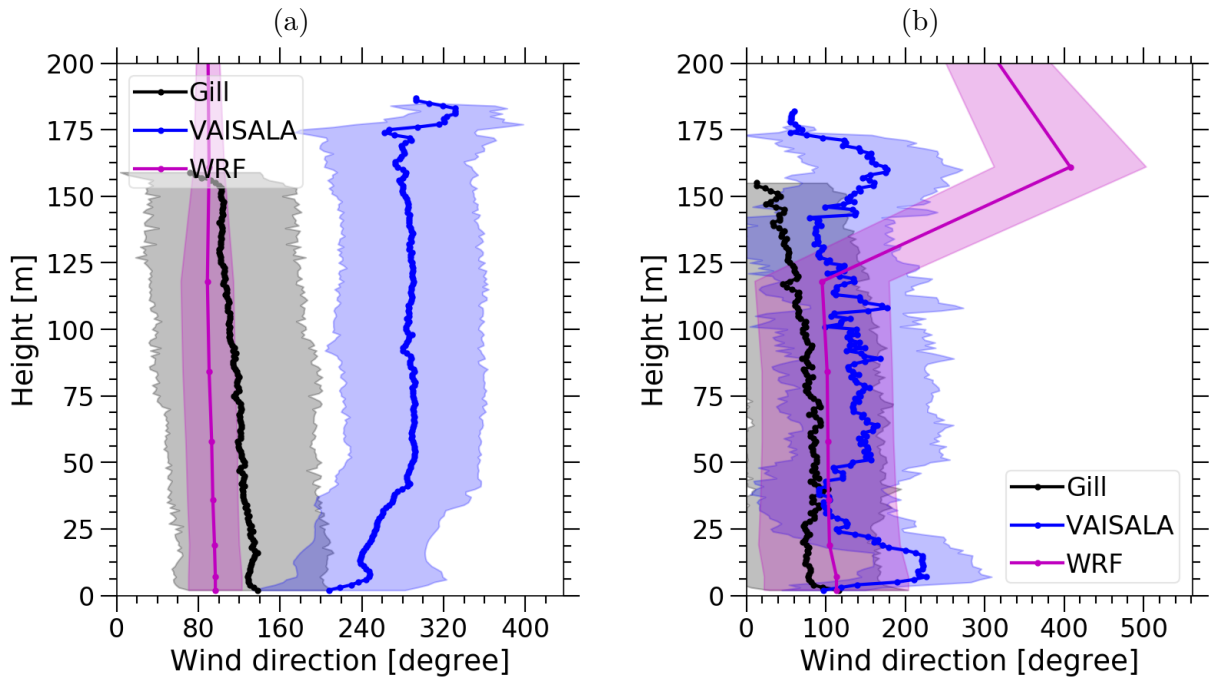


FIGURE 4.23 – Mêmes graphes que la figure 4.19 pour la direction du vent

Comparaison des profils verticaux entre les stations Gill et Vaisala

Les figures 4.24, 4.25, 4.26, 4.27 et 4.28 montrent les profils verticaux de MAE et de MRE des séries de données Gill et Vaisala pour l'ensemble des paramètres météorologiques.

Pour la pression atmosphérique (figure 4.24), les valeurs de l'erreur absolue moyenne sont en-dessous de 1.0 hPa sur tout l'intervalle d'altitude à l'exception du premier niveau. Néanmoins, ces valeurs de MAE sont plus grandes que les valeurs obtenues sur l'inter-calibration en surface. On observe aussi que les profils descendants montrent des valeurs de MAE plus grandes que les profils montants. En regardant le MRE, les valeurs sont très faibles (inférieures à 0.2%).

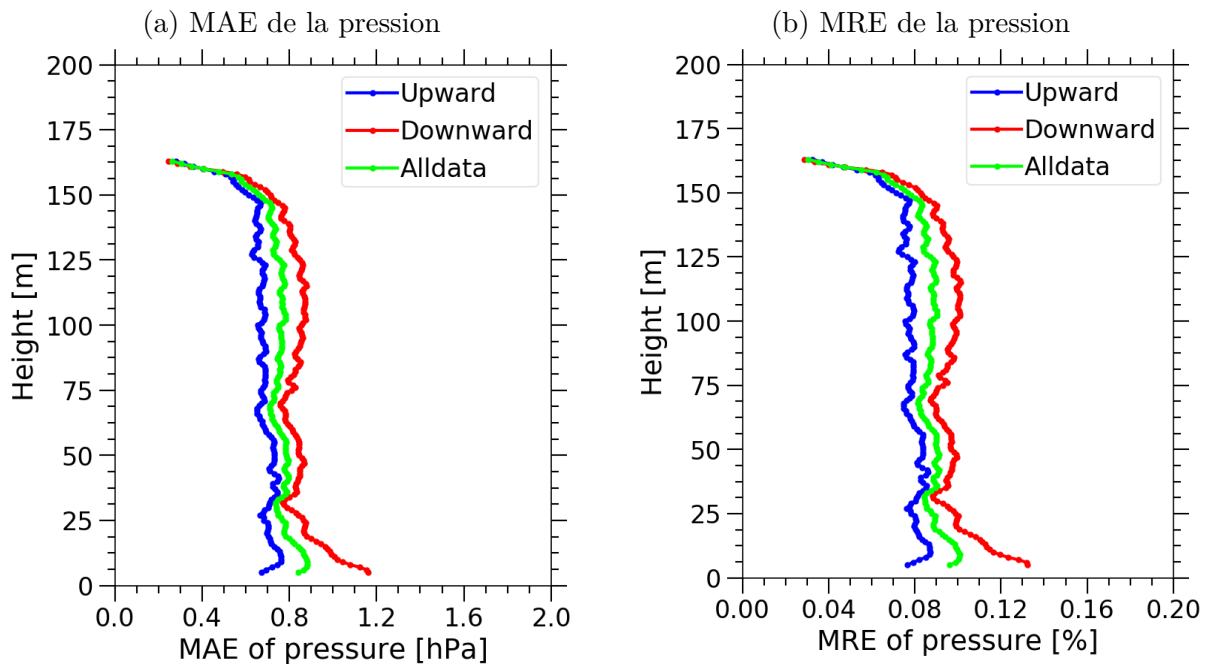


FIGURE 4.24 – Profils verticaux de MAE (a) et de MRE (b) de la pression (Gill versus Vaisala). En bleu pour les profils montants, en rouge pour les profils descendants et en vert pour la combinaison de l'aller et retour.

Concernant la température (figure 4.25), l'écart entre Gill et Vaisala est plus grand pour les profils montants que pour les profils descendants. Par rapport à l'inter-calibration réalisée à l'aide des données de surface (section 4.3.1), l'écart est plutôt grand. Les valeurs du profil de MRE se situent entre 20 et 50% et on observe environ 20% de différence entre le profil montant et le profil descendant.

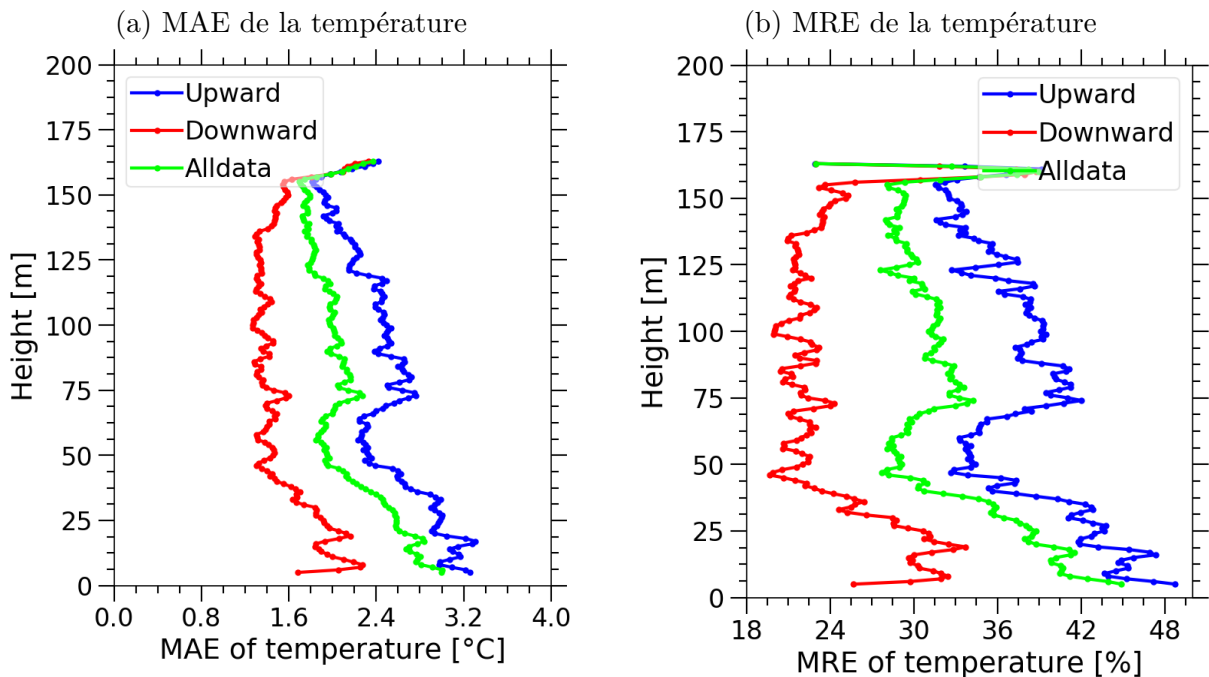


FIGURE 4.25 – Mêmes graphes que la figure 4.24 pour la température

Pour l'humidité relative (figure 4.26), MAE et MRE diminuent tous deux avec la hauteur. Les valeurs de l'écart entre Gill et Vaisala sont comprises entre 8 et 16% (contre 3.8% pour l'inter-calibration en surface). Ces valeurs représentent des valeurs de MRE comprises entre 15 et 30%. Les profils montants montrent des écarts supérieurs aux profils descendants.

Pour la vitesse du vent (figure 4.27), les profils montrent des écarts inférieurs à 2 m s^{-1} . Cependant, en termes d'erreur relative, ces écarts représentent des MRE compris entre 25 et 60%. Et pour la direction du vent (figure 4.28), les écarts entre Gill et Vaisala sont grands (60° à 120°). Comme mentionné plus haut (et aussi dans la section 4.3.2), cet écart est justifié par l'absence de compas dans la station Vaisala.

Comparaison entre les profils ascendants et descendants

Nous avons également réalisé une étude statistique de l'effet d'hystérésis (différences systématiques des profils ascendants et descendants). Les figures 4.29, 4.30, 4.31, 4.32 et 4.33 montrent les profils verticaux de MAE et de MRE entre profils montants et descendants pour les différents paramètres météorologiques.

Pour la pression (figure 4.29), Vaisala montre une différence très faible entre la montée

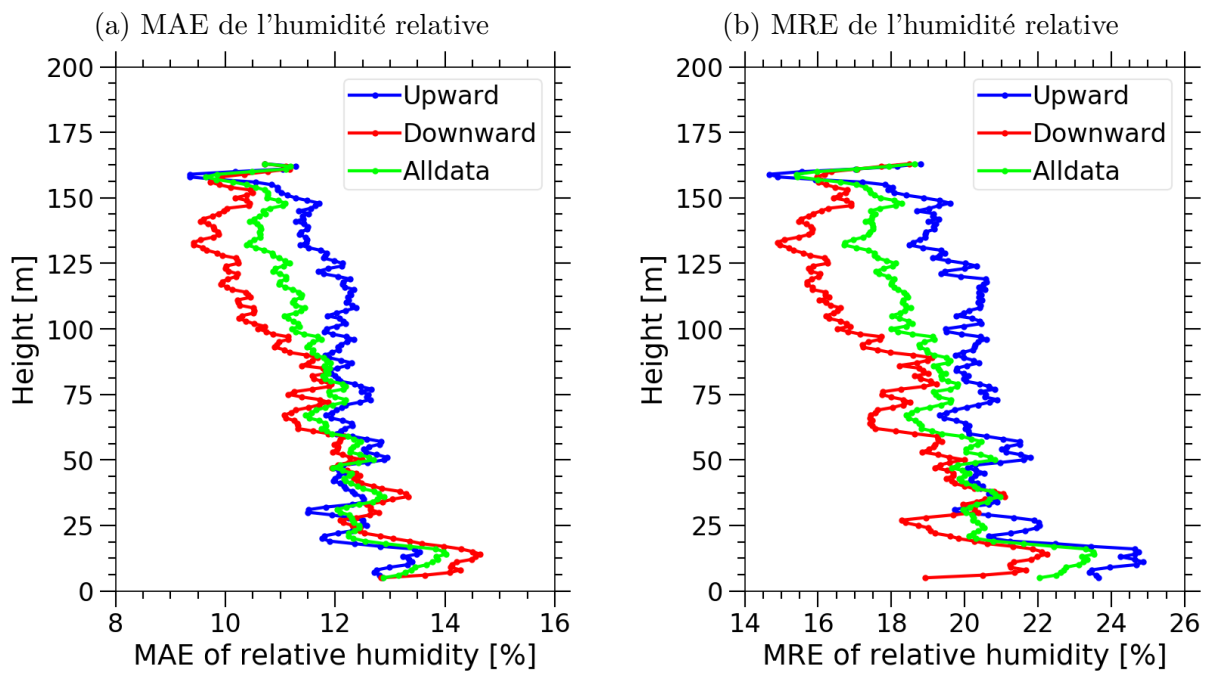


FIGURE 4.26 – Mêmes graphes que la figure 4.24 pour l'humidité relative

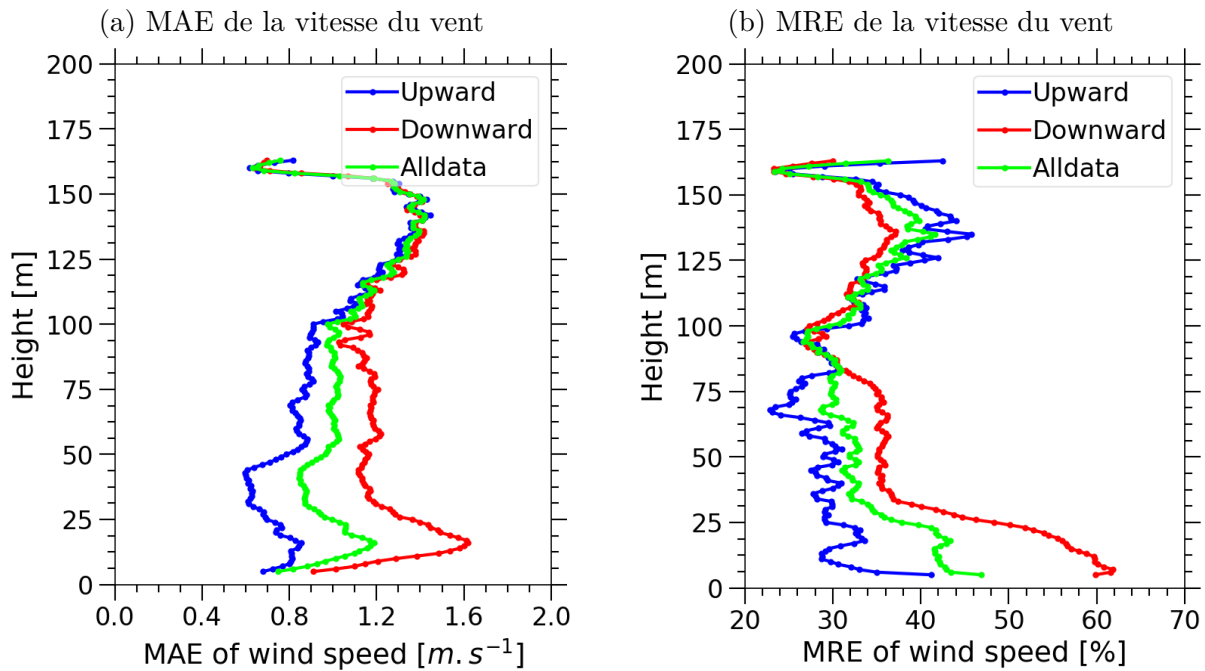


FIGURE 4.27 – Mêmes graphes que la figure 4.24 pour la vitesse du vent

et la descente. Pour la station Gill, cet écart reste également en dessous de 0.4 hPa.

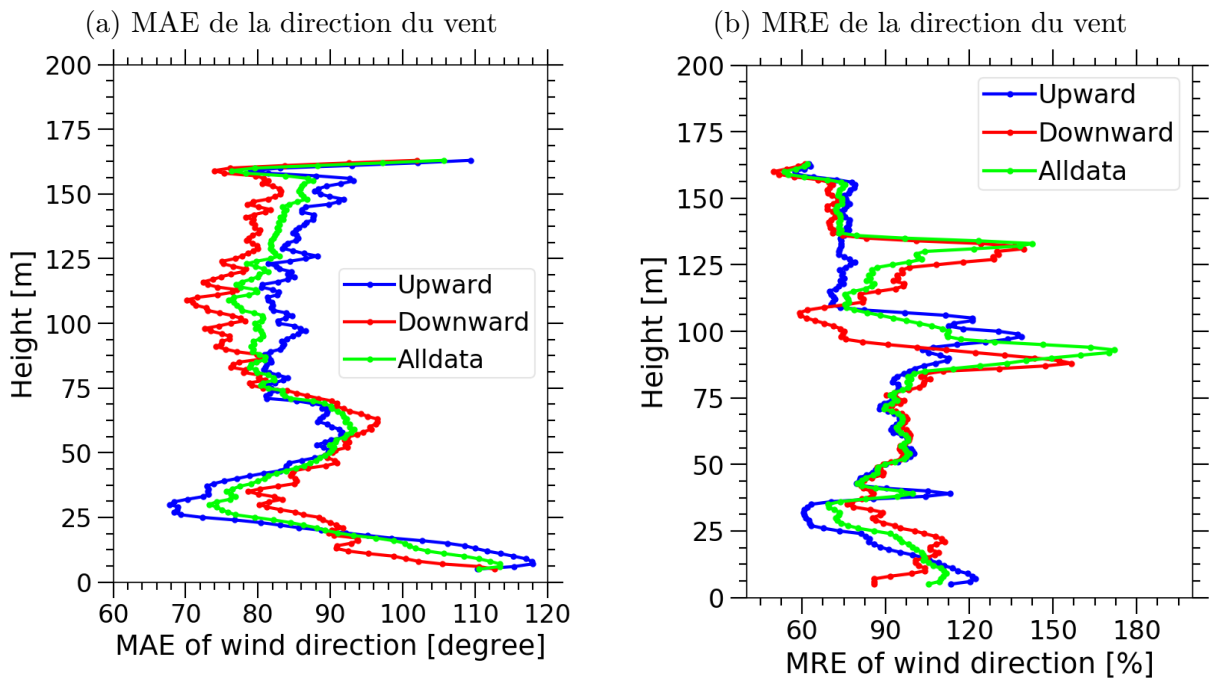


FIGURE 4.28 – Mêmes graphes que la figure 4.24 pour la direction du vent

Le profil de MRE présente des valeurs très faibles. Nous pouvons conclure que pour la pression, les profils de montée et de descente sont presque similaires.

Concernant la température (figure 4.30), l'écart entre le profil montant et le profil descendant est plus grand près de la surface et cette différence diminue avec la hauteur. Cela confirme le problème d'hystérésis entre la montée et la descente. On observe aussi que Vaisala montre un profil de MRE plus grand que celui de la station Gill.

Pour l'humidité relative (figure 4.31), les différences entre le profil montant et le profil descendant des deux stations sont similaires à ce que l'on voit pour la température, à l'exception des valeurs près de la surface où la station Vaisala présente des valeurs qui fluctuent entre 3 et 10% pour MAE et 5 et 20% pour MRE.

Pour la vitesse du vent (figure 4.32), le profil de MAE montre des valeurs faibles (inférieures à 1 m s^{-1}). Cependant, ces valeurs correspondent à des valeurs MRE plus grandes. Concernant la direction du vent (figure 4.33), la station Gill montre des valeurs de MAE inférieures à celui de la station Vaisala, mais le problème d'absence de compas sur la station Vaisala ne permet pour l'instant pas de conclure sur ce paramètre.

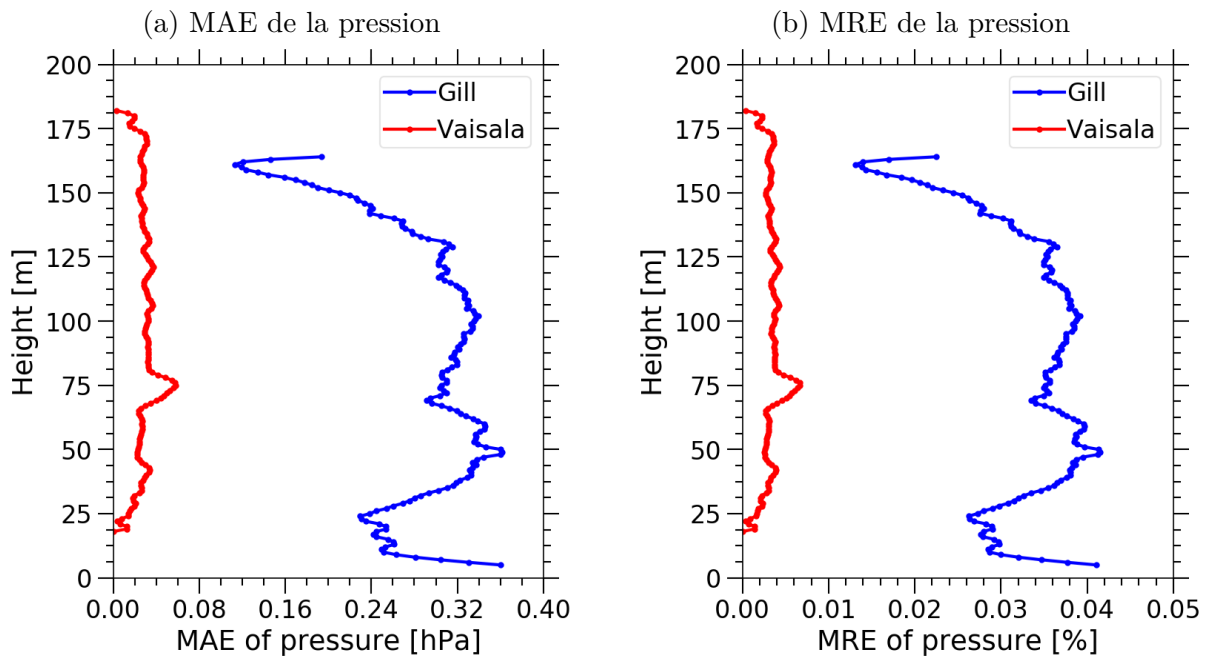


FIGURE 4.29 – Profils verticaux de MAE (a) et de MRE (b) de la pression, montée versus descente. En bleu pour la station Gill et en rouge celui de Vaisala.

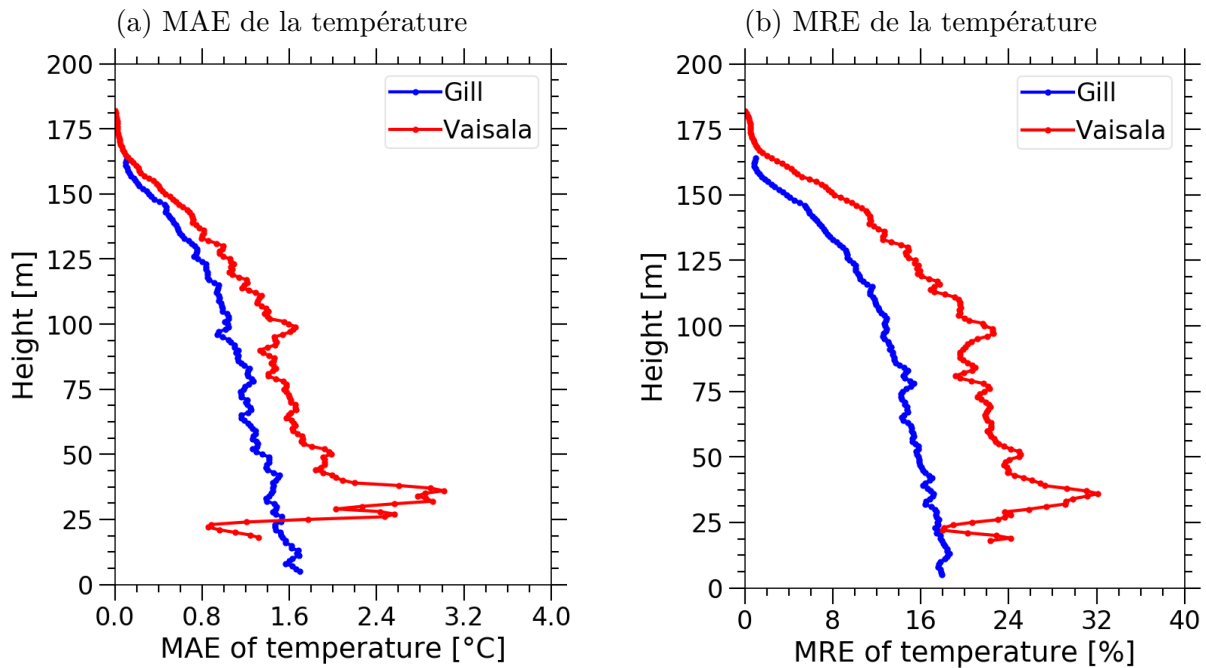


FIGURE 4.30 – Mêmes graphes que la figure 4.29 pour la température

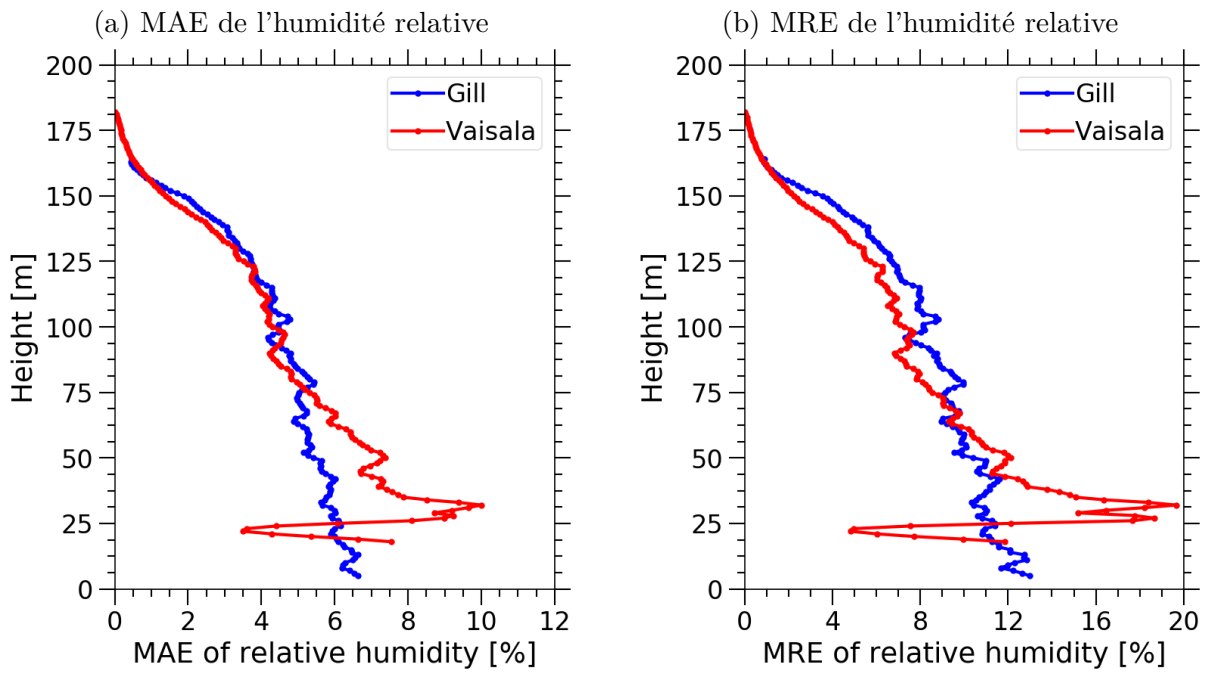


FIGURE 4.31 – Mêmes graphes que la figure 4.29 pour l'humidité relative

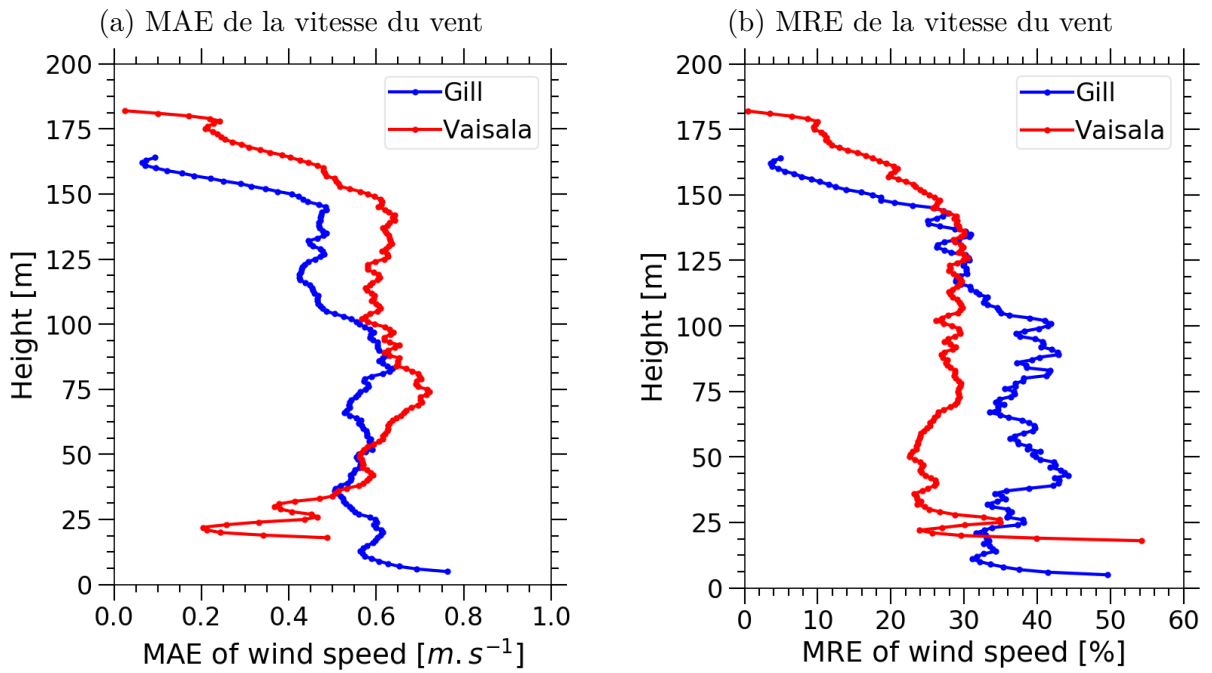


FIGURE 4.32 – Mêmes graphes que la figure 4.29 pour la vitesse du vent

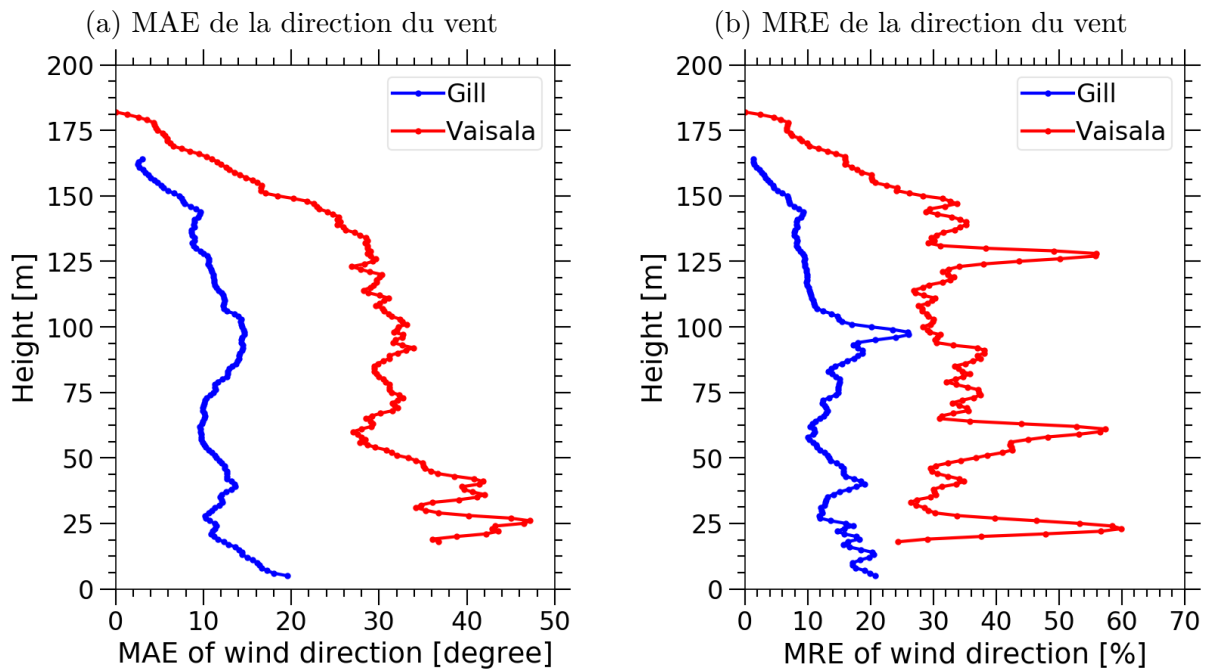


FIGURE 4.33 – Mêmes graphes que la figure 4.29 pour la direction du vent

4.3.4 Les profils verticaux des paramètres de la turbulence

Profils du gradient de la température potentielle, du cisaillement du vent et du nombre de Richardson

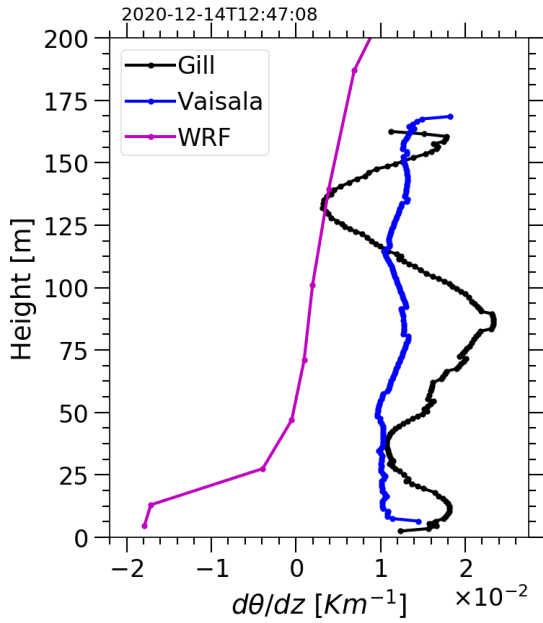
La figure 4.34 montre un exemple de profil vertical du gradient de la température potentielle et du cisaillement du vent et du nombre de RICHARDSON (R_i) pour chaque station, comparé à ceux prédits par WRF. Les profils correspondent à la date du 14 décembre 2020 où nous avons aussi le profil de C_n^2 mesuré par PBL (figure 4.36). La station Vaisala montre un gradient de température potentielle presque constant en fonction de la hauteur. Ce gradient est beaucoup plus variables dans le cas de la station Gill.

Concernant le cisaillement du vent, les profils mesurés par les deux stations ont des valeurs inférieures à 0.06 s^{-1} excepté pour les valeurs près de la surface pour la station Gill où le cisaillement atteint 0.120 s^{-1} . Les profils prédits par WRF montrent des valeurs plus faibles que celles obtenues par le drone.

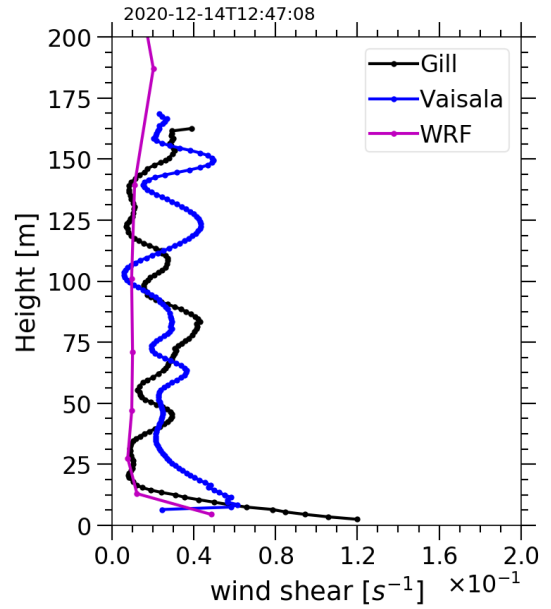
Pour R_i , le profil donné par la station Vaisala présente deux couches stables aux alentours de 100 m et 135 m de hauteurs où les valeurs de R_i sont supérieures à 0.25. En revanche, la station Gill montre un profil avec cinq couches stables. Concernant la

prédiction, en-dessous de 50 m, WRF montre des R_i négatifs, et cela signifie que cette zone est très favorable à la formation de la turbulence.

(a) Gradient de la température potentielle



(b) Cisaillement du vent



(c) Nombre de Richardson

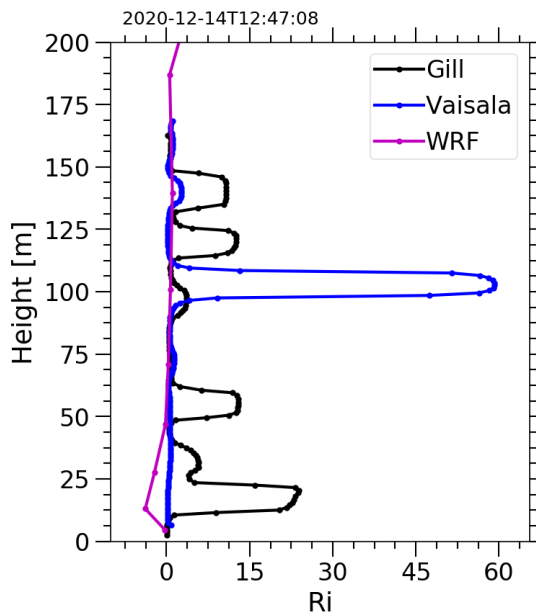


FIGURE 4.34 – Exemple de profils verticaux du gradient de la température potentielle (a), du cisaillement du vent (b), et du R_i (c), obtenus le 14 Décembre 2020 à 12h47. En noir profil obtenu par la station Gill, en bleu celui de la station Vaisala et en violet celui prédit par WRF.

La figure 4.35 montre les valeurs médianes du gradient de la température potentielle, du cisaillement de vent et du R_i , obtenues sur l'ensemble des vols.

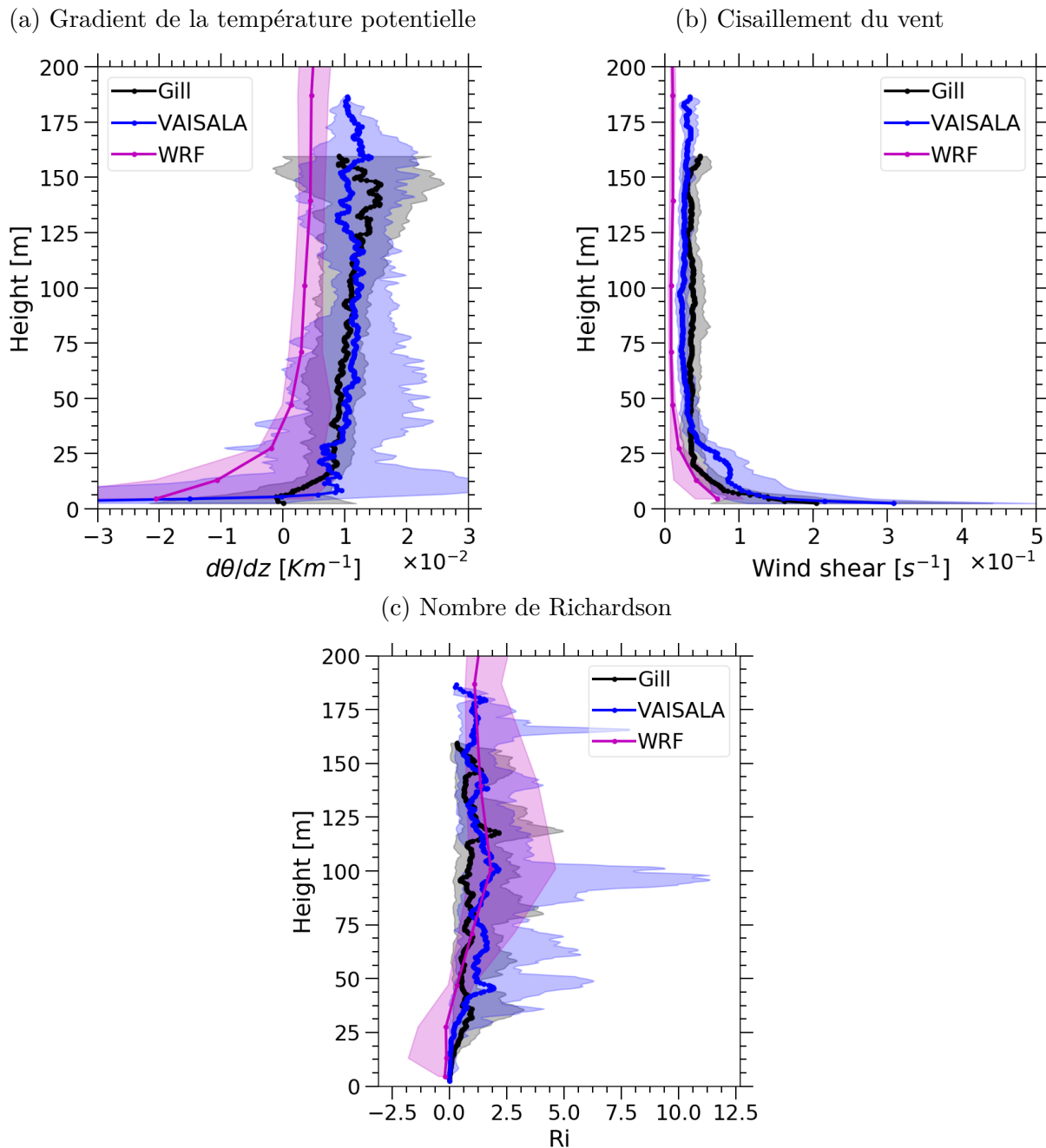


FIGURE 4.35 – Profils médians du gradient de la température potentielle (a), du cisaillement du vent (b) et du R_i (c). En noir profil mesuré par la station Gill, en bleu profil mesuré par la station Vaisala et en violet profil prédit par WRF. Les surfaces colorées sont les valeurs comprises entre le premier quartile et le troisième quartile.

On observe que les profils médians du gradient de la température potentielle mesuré par la station Gill et celui mesuré par Vaisala sont comparables. Les surfaces colorées, qui représentent les valeurs comprises entre le premier et le troisième quartile, se chevauchent. On peut noter une différence entre la prédiction WRF et les deux stations.

Pour le cisaillement du vent, les deux stations donnent des profils très proches excepté dans l'intervalle de 5 m à 30 m au-dessus du sol où Vaisala mesure des valeurs plus élevées que Gill. En valeur médiane, WRF sous-estime le profil du cisaillement par rapport aux profils médians mesurés par le drone.

Les profils médians de R_i donnés par les deux stations présentent des valeurs comparables avec la prédiction.

Profils verticaux du C_n^2

La constante de structure de l'indice de réfraction C_n^2 , qui mesure l'énergie turbulente, est déduite des mesures météorologiques au moyen de modèles. Dans cette étude, deux modèles différents ont été utilisés. Le premier est le modèle théorique que nous proposons basé sur la théorie de TATARSKII (1961) et utilisé par HACH et al. (2012) et le deuxième est le modèle empirique proposé par TRINQUET et VERNIN (2007), toujours basé sur la théorie de Tatarskii et qui utilise un coefficient $\phi(z)$ déduit des statistiques d'un grand nombre de mesures par ballons sonde. Dans notre cas, ce coefficient est contraint par les mesures locales de PBL.

Le modèle théorique de Tatarskii utilise l'échelle externe de la turbulence L_0 . Pour la quantifier, nous avons utilisé l'équation 1.27 proposée par ABAHAMID et al. (2004).

Des exemples de profils verticaux de C_n^2 obtenus en utilisant le modèle empirique et le modèle théorique sont présentés dans la figure 4.36. On remarque que les profils de C_n^2 estimés par le modèle théorique (figure 4.36(a)) sont plus proches de la mesure de PBL. Le profil de C_n^2 de la station Vaisala apparaît stable en fonction de la hauteur, et suit la même variation que le gradient de la température potentielle. Pour le modèle empirique (figure 4.36(b)), les deux profils mesurés par le drone varient de manière comparable. Mais on observe une différence importante avec la mesure directe de PBL, avec des valeurs très élevées, qui peuvent être expliquées par les fortes valeurs du coefficient C_n^2 (GIORDANO et al., 2021a) dans cette partie de l'atmosphère. Ce coefficient $\phi(z)$ est déduit des statistiques de PBL, de la station météorologique de CATS et des prédictions de P, T, U et V de WRF (voir (GIORDANO et al., 2021a)). La résolution de PBL (~ 100 m) et les sources d'erreurs induites par l'utilisation de WRF ne permettent pas à ce modèle d'être fiable en

comparaison instantanée et d'autant plus à des résolutions verticales aussi élevées. C'est l'une des raisons pour laquelle nous avons souhaité utiliser des drones pour apporter une nouvelle contrainte plus fiable à ce modèle empirique.

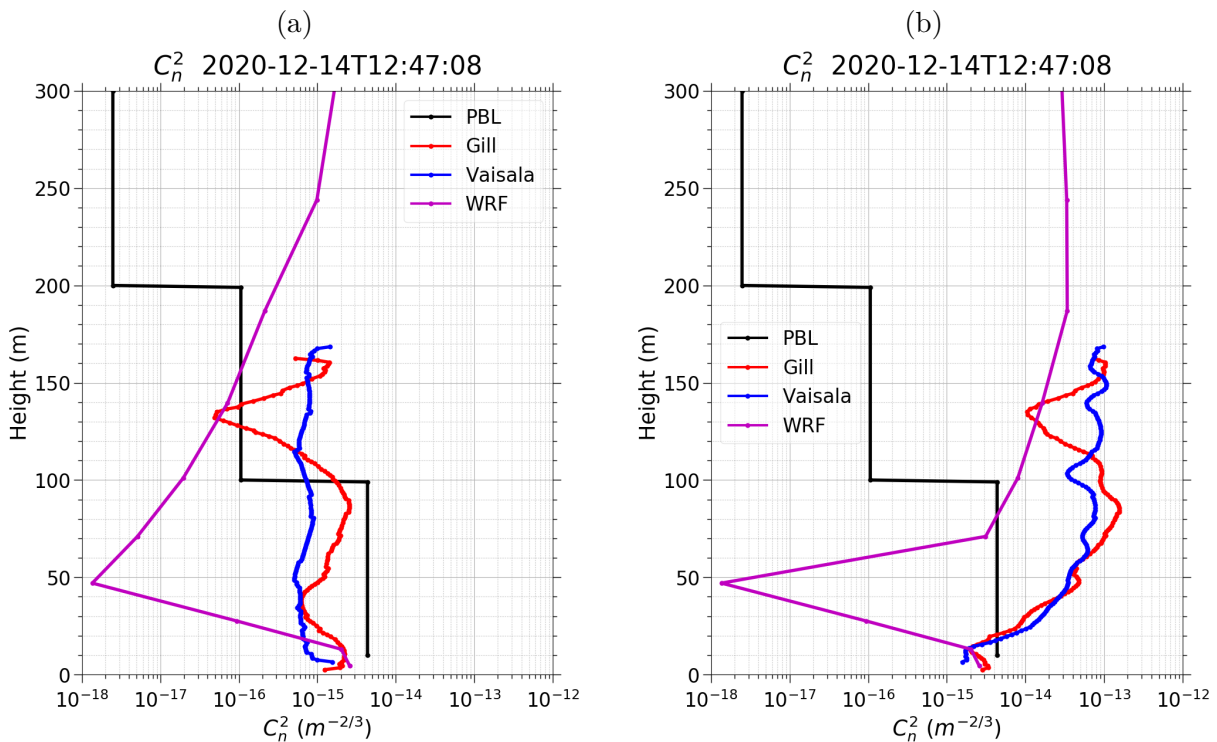


FIGURE 4.36 – Exemple de profils verticaux du C_n^2 mesurés le 14 décembre 2020. En rouge la station Gill, en bleu celle de Vaisala, en violet la valeur prédite par WRF, et en noir les mesures de PBL. Le graphe (a) montre les profils de C_n^2 obtenus en utilisant le modèle théorique, et (b) montre les profils estimés avec le modèle empirique.

La figure 4.37 montre les profils médians du C_n^2 . Pour les deux stations et WRF, les valeurs médianes sont calculées sur la période où nous avons des mesures simultanées de Gill et Vaisala. Le profil médian de PBL est calculé sur les périodes où il y avait une correspondance entre les mesures drones et les mesures de PBL.

Pour le modèle théorique, les deux stations présentent des profils médians similaires sauf près du sol où la station Vaisala montre des valeurs plus grandes que la station Gill. Ceci est dû au fait que la station Vaisala mesure des gradients de température potentielle (en absolu) et des cisaillements plus grands que la Gill près du sol. Les profils médians des deux stations sont plus proches du profil de PBL surtout au-dessus de 100 m. En regardant les surfaces colorées comprises entre le premier quartile et le troisième quartile,

les mesures drone chevauchent celles de PBL au-dessus de 100 m. WRF sous-estime le C_n^2 dans les premiers 200 m de l'atmosphère.

Pour le modèle empirique, on observe des fortes valeurs du profil médian du C_n^2 mesuré par le drone comparé à PBL. Ces valeurs proches de $10^{-13} \text{ m}^{-2/3}$ sont probablement trop élevées pour le plateau de Calern, et il est possible que le modèle empirique soit mal calibré. Entre les deux stations, la Gill donne des valeurs systématiquement comparables à Vaisala à toute altitude. On peut aussi noter que WRF sous-estime le C_n^2 par rapport à PBL pour les premiers 50 m, puis surestime au-dessus, lorsqu'on utilise le modèle empirique.

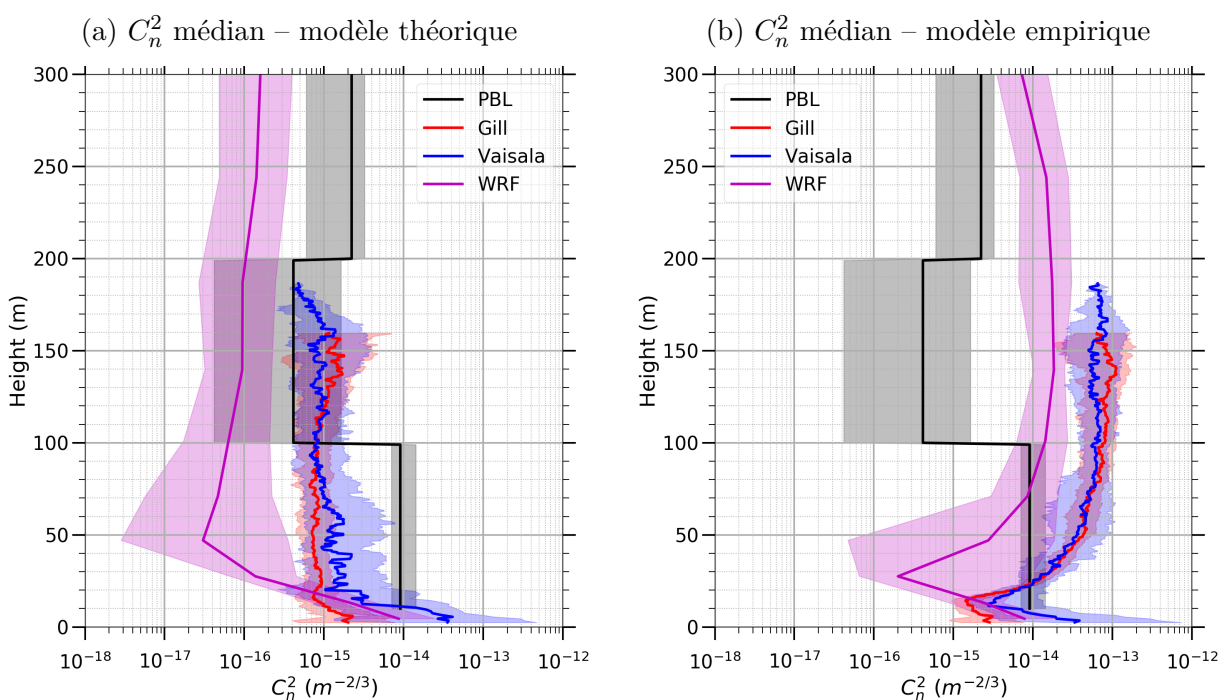


FIGURE 4.37 – Profils médians du C_n^2 . En rouge la station Gill, en bleu celle de Vaisala, en violet la valeur prédite par WRF, et en noir les mesures PBL. Le graphe (a) montre les profils de C_n^2 obtenus en utilisant le modèle théorique, et (b) montre les profils estimés avec le modèle empirique.

4.4 Conclusion

Cette étude nous a permis de montrer la faisabilité de mesures de paramètres météorologiques, à savoir la pression, la température, l'humidité relative, la vitesse et la direction du vent, en utilisant un drone qui embarque une ou deux stations météo. Nous avons pu montrer que les deux stations météo utilisées (Gill et Vaisala) présentent un bon accord

avec les stations météo déjà existantes sur le site de Calern.

Concernant l'inter-comparaison de nos deux stations, les mesures en surfaces ont montré une bonne corrélation pour tous les paramètres météorologiques mesurés (section 4.3.1).

Nous avons remarqué que les profils verticaux de la température présentent un cycle d'hystérésis, en comparant les profils enregistrés pendant l'ascension du drone avec les profils descendants, surtout pour les premiers allers-retours de la journée.

Nous avons aussi observé une différence entre les mesures faites par la station Vaisala qui était attachée à 10-15 m en dessous du drone, et les mesures faites par la station Gill qui se trouvait à 30 m en dessous du drone. Il semble qu'à 15 m en dessous du drone, le brassage des hélices perturbe moins les mesures qu'à 10 m. La pression atmosphérique mesurée par nos deux stations montre un accord très satisfaisant. Les profils verticaux de la vitesse horizontale du vent varient de manière similaire pour les deux sondes mais présentent une légère différence de l'ordre de 1 m s^{-1} qui pourrait être aussi due au sillage du drone.

Concernant la direction du vent, la station Gill a un compas intégré qui corrige la direction du vent pour avoir la direction vraie selon le Nord géographique. Ce n'est pas le cas de la Vaisala pour qui un alignement préalable sur le Nord géographique est nécessaire. Nous avons donc utilisé le compas de la station Gill pour corriger la direction du vent mesurée par la station Vaisala en supposant que les deux stations tournent en même temps et dans le même sens et direction. Ce qui n'est pas toujours vrai, c'est pourquoi nous observons une grande différence entre la direction moyenne du vent mesurée par la station Gill et celle mesurée par la station Vaisala.

Concernant les profils de C_n^2 , les estimations par le modèle théorique de Tatarskii que nous proposons présentent des profils médians qui se rapprochent plus de PBL. Ce modèle théorique fonctionne mieux en instantané car il ne se base pas sur les statistiques du site. Le modèle empirique donne des valeurs plus fortes que les mesures directes faites par PBL. Ce modèle empirique dépend des statistiques disponibles sur le site et de leurs résolutions temporelles et spatiales. Dans notre étude ces statistiques proviennent du PBL et de la station météo de CATS. Pour calculer $\phi(z)$, il est nécessaire d'ajouter à ces statistiques des profils météorologiques. En l'absence de ces profils, nous avons utilisé des prédictions de WRF (voir GIORDANO et al. (2021a)). Dans cette étude, nous comparons des mesures faites par un drone à très haute résolution spatiale ($dz=1 \text{ m}$) avec un modèle empirique utilisant une résolution bien plus grossière et des prédictions entachées d'erreur (voir

section 4.3.3). Tout ceci a pour effet de dégrader les performances de ce type de modèle. L'un des objectifs de cette étude est donc d'utiliser, dans un futur proche, les données du drone pour contraindre encore plus le modèle empirique et améliorer sa fiabilité pour des études statistiques plus proches de la réalité du site.

Annexe du Chapitre 4

4.A Simulation avec WRF

Pour chaque jour de mesures, nous avons aussi lancé des simulations avec WRF. Le modèle WRF a été configuré avec cinq domaines imbriqués, centrés sur le point de décollage du drone. Les résolutions horizontales de chaque domaine respectif (D01, D02, D03, D04 et D05) sont 27 km, 9 km, 3 km, 1 km et 333.333 m (figure 4.A.1). Le tableau 4.A.1 présente les principales caractéristiques des domaines de simulation. La grille verticale du modèle est composé de 52 niveaux avec une résolution qui diminue lentement avec la hauteur (figure 4.A.2). Les 16 premiers niveaux se situent à l'intérieur de la couche limite atmosphérique. Le premier point de grille est situé à 10 m et le sommet du modèle étant situé à 15 hPa (≈ 28500 m au-dessus du niveau moyen de la mer). L'épaisseur minimale de la couche du modèle est de 10 m et l'épaisseur maximale est de 1400 m.

Afin de représenter au mieux la topographie du terrain, nous avons utilisé les données topographiques provenant de Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) qui a une résolution horizontale de 3×3 arcsec (90×90 m).

Les données de GFS de NCEP sont utilisées comme conditions initiales et aux limites latérales de WRF, qui sont des données d'analyse et de prévision opérationnelle globale disponibles sur des grilles $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ ($27.8 \text{ km} \times 27.8 \text{ km}$) à des pas de temps de 3 heures. Les données sont actualisées tous les 6 heures. Les données GFS s'étendent verticalement de la surface à la haute stratosphère, avec 64 niveaux verticaux inégalement espacés. La couche supérieure étant centrée autour de 0.27 hPa (environ 55 km).

Pour prendre en compte la physique de l'atmosphère, des schémas de paramétrisations ont été utilisées. En effet, le schéma de Thompson a été utilisé pour la microphysique (THOMPSON et al., 2008). Le schéma de Kain-Fritsch a été utilisé pour la paramétrisation des cumulus (KAIN, 2004). Le modèle Dudhia a été utilisé pour le rayonnement à ondes courtes (DUDHIA, 1989), et le Rapid Radiative Transfer Model for general circulation models (RRTMG) pour le rayonnement à ondes longues (IACONO et al., 2008). Le schéma de couche de surface Fifth-Generation Penn State/NCAR Mesoscale Model (MM5) révisé a été utilisé (JIMÉNEZ et al., 2012). Le schéma Yonsei University (YSU) a été utilisé comme étant le schéma pour la paramétrisation de la couche limite planétaire (HONG et al., 2006) et le Rapid Update Cycle (RUC) pour le modèle de surface terrestre (SMIRNOVA et al., 1997; BENJAMIN et al., 2004; SMIRNOVA et al., 2016).

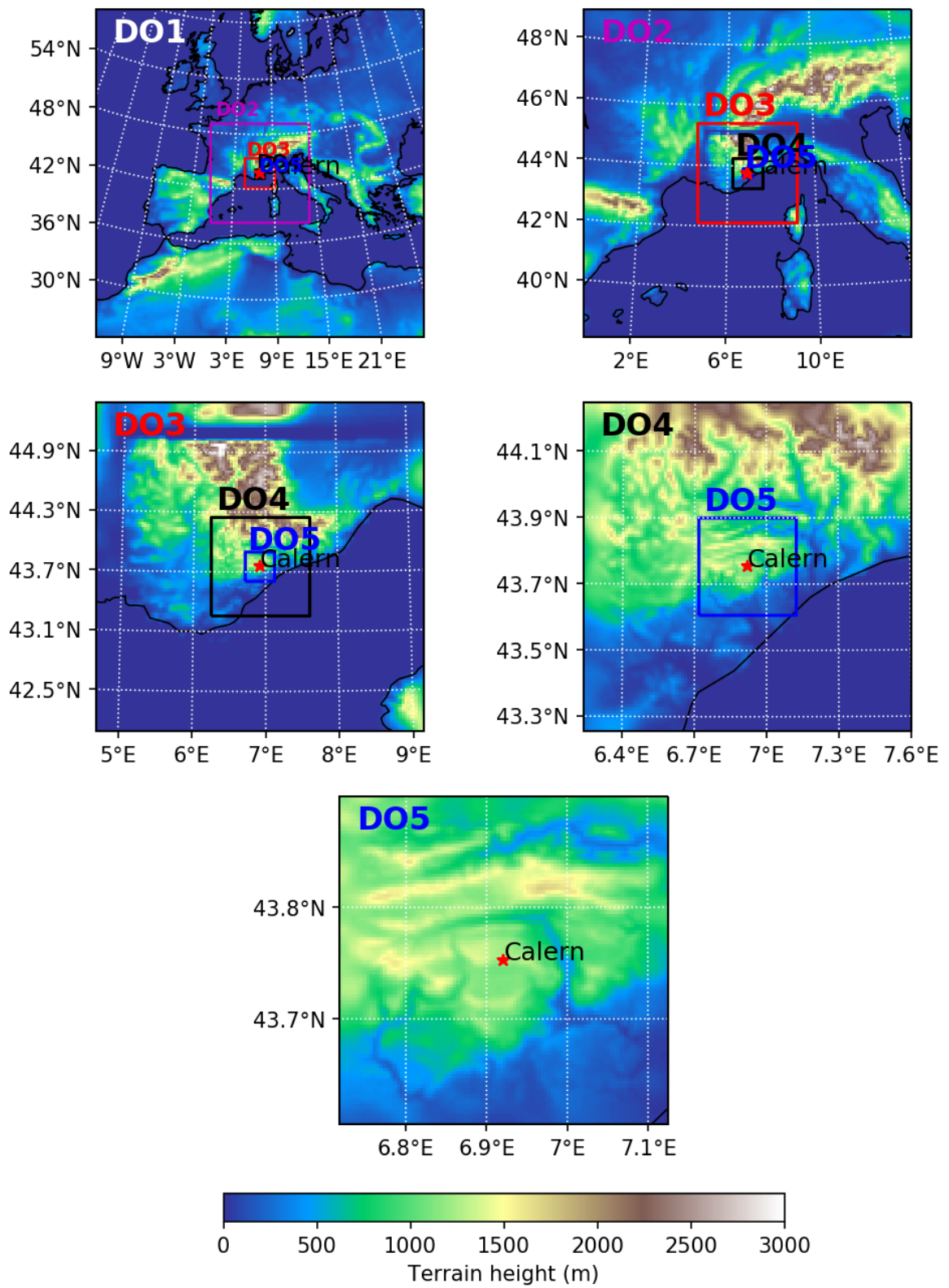


FIGURE 4.A.1 – Représentation des 5 domaines de simulation. Les couleurs sur la carte représentent la topographie.

TABLEAU 4.A.1 – Dimensions et résolutions des différents domaines.

Domaines	Résolution (km^2)	Nombre de points de grille	Nombre des niveaux verticaux	Epaisseur des couches (km)
D01	27×27	150×150	52	$\Delta z_{min} = 0.01$ $\Delta z_{max} = 1.4$
D02	9×9	136×136		
D03	3×3	124×124		
D04	1×1	112×112		
D05	0.333×0.333	100×100		

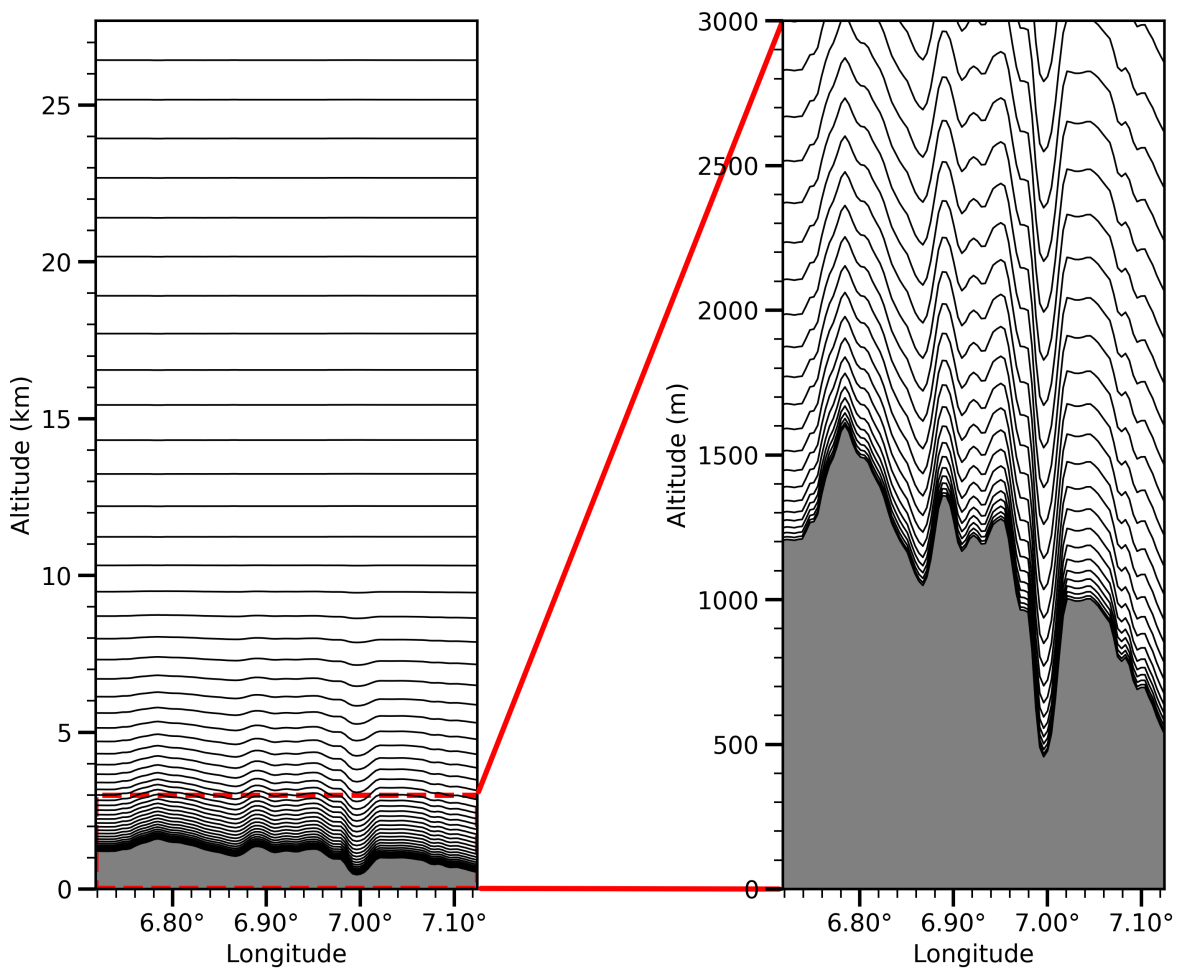


FIGURE 4.A.2 – Niveaux verticaux du modèle. A droite un zoom sur les trois premiers km d'altitude

PRÉDICTION DE LA COUVERTURE NUAGEUSE

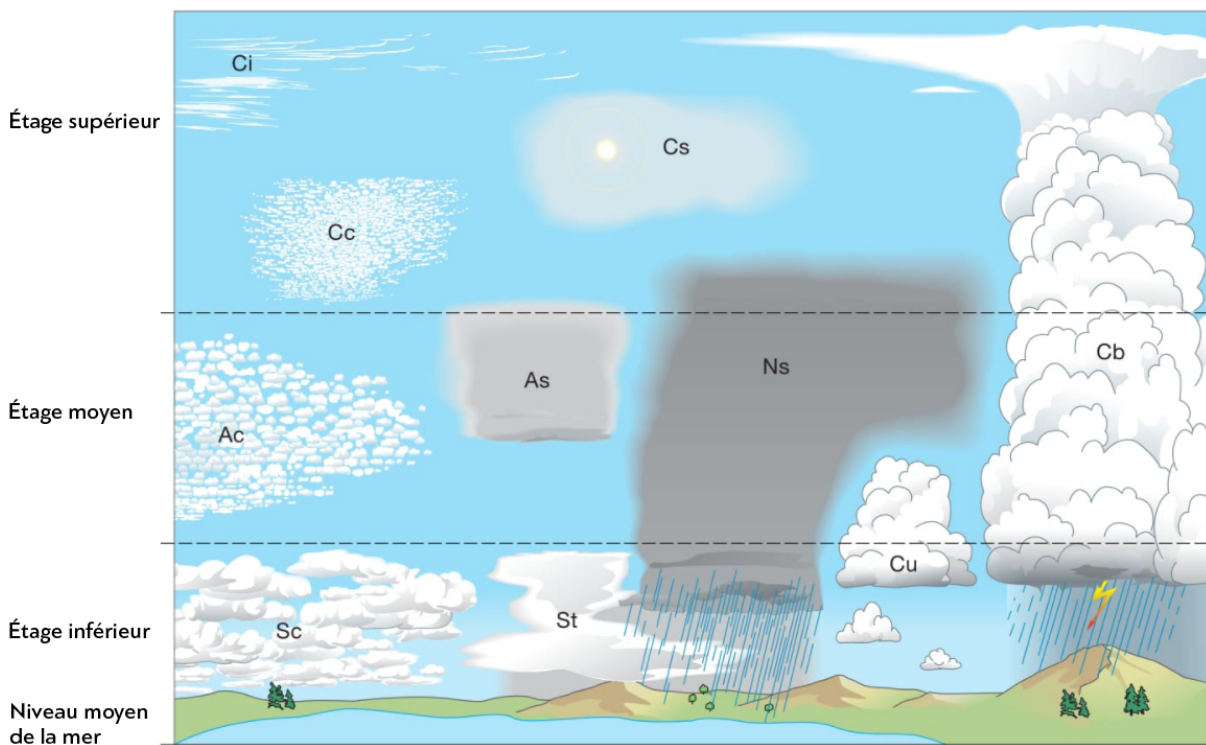
Les systèmes de télécommunications optiques en espace libre sont fortement affectés par les conditions météorologiques et principalement par les nuages. Les nuages sont des éléments cruciaux pour les performances des systèmes de FSO. L'atténuation causée par les nuages sur le signal optique est parfois si importante que la liaison est totalement bloquée. Pour atténuer les effets des nuages et obtenir des communications fiables, il est nécessaire de disposer d'un ensemble de stations de réception au sol géographiquement diversifiées. Il est souhaitable de disposer de sites redondants afin de pouvoir passer d'un site à l'autre en cas de ciel couvert. Dans ces cas, la prédiction de la couverture nuageuse permet d'optimiser le "smart scheduling". Pour optimiser l'exploitation des systèmes de FSO, certains systèmes de réception comportent un mécanisme d'activation et de désactivation en fonction de la présence de nuages.

Dans le domaine des observations astronomiques, presque tous les types d'observations astronomiques depuis la surface de la terre, en particulier dans le domaine visible, sont extrêmement dépendants des conditions météorologiques. Parmi toutes les variables météorologiques, la couverture nuageuse est apparemment le facteur dominant. La connaissance des conditions nuageuses avant le début des observations aiderait considérablement les observateurs à planifier leurs observations et améliorerait l'efficacité du fonctionnement des télescopes. C'est ce que l'on appelle du "flexible scheduling".

Dans ce chapitre, je présente en premier lieu la définition d'un nuage, la classification des nuages et leurs effets sur les FSO et les observations astronomiques. Dans un second temps, je décris la caméra allsky de la station CATS et l'algorithme qu'elle utilise pour obtenir la couverture nuageuse. Puis, une description des méthodes d'estimation de la fraction nuageuse dans le modèle WRF est donnée ainsi que les moyens de calculer la couverture nuageuse totale. Ensuite, les résultats des prédictions de WRF sont comparés avec les données de la caméra allsky. Enfin, je termine par une conclusion du chapitre.

5.1 Définition et classification des nuages

Un nuage est un hydrométéore consistant en une suspension dans l’atmosphère de minuscules particules d’eau liquide ou de glace, ou des deux à la fois, et ne touchant généralement pas le sol. Il peut également comporter des particules d’eau liquide ou de glace de plus grandes dimensions, ainsi que des particules liquides non aqueuses ou des particules solides provenant, par exemple, de vapeurs industrielles, de fumées ou de poussières (WMO, p. d.[a]). D’après l’Organisation Météorologique Mondiale (OMM) et selon l’atlas international des nuages, il existe 10 grands genres de nuages, qui sont définis selon leur apparence et structure géométrique. Ces derniers peuvent être classés en 3 types selon l’endroit où ils se forment dans le ciel, en particulier selon la hauteur de la base des nuages (figure 5.1.1). Le tableau 5.1.1 montre un résumé de ce classement des nuages.



Source : OMM, Atlas international des nuages

FIGURE 5.1.1 – Différents types et genres de nuages

TABLEAU 5.1.1 – Altitudes approximatives et genres de nuages pour chaque étage.

Genre	Etage	Hauteur de la base des nuages		
		Régions polaires	Régions tempérées	Régions tropicales
Stratus (St) Stratocumulus (Sc) Cumulus (Cu) Cumulonimbus (Cb) Nimbostratus (Ns)	Bas	Moins de 2 km	Moins de 2 km	Moins de 2 km
Altostratus (As) Alto cumulus (Ac)	Moyen	2-4 km	2-7 km	2-8 km
Cirrus (Ci) Cirrostratus (Cs) Cirrocumulus (Cc)	Haut	3-8 km	5-13 km	6-18 km

5.2 Les effets des nuages sur les FSO et les observations astronomiques

La transmission des communications optiques est sévèrement affectée par la présence de nuages le long de la ligne de visée de la liaison de communication. Comme défini auparavant, les nuages sont composés de particules d'eau liquide et/ou de cristaux de glace. Dans le cas des nuages opaques (nuages convectifs), la section efficace des particules qui composent ces nuages peut produire des atténuations atmosphériques dépassant facilement 10 dB. Dans ces cas, les impacts sur les systèmes FSO peuvent être sévères. D'un autre côté, dans les cas des cirrus fins, composés de cristaux de glace, il arrive que l'atténuation causée par ces nuages soit aussi faible que 1 ou 2 dB. Dans ces cas, les impacts sur les récepteurs de communication FSO peuvent être limités (ALLISS et FELTON, 2012; MAJUMDAR, 2015).

Les divers types de nuages n'affectent pas tous les programmes d'observations astronomique de la même manière. Leurs effets dépendent non seulement de la fraction du ciel qu'ils couvrent, mais également de leur nature et de leur répartition sur la voûte céleste en fonction du temps. Il est évident qu'un ciel entièrement couvert arrête complètement tout programme d'observation et, qu'au contraire, un ciel parfaitement dégagé est une condition idéale. Néanmoins, un ciel partiellement nuageux permet parfois de poursuivre certaines observations sans affecter sensiblement la qualité des résultats (DOMMANGET, 1964). Par exemple, les observations photométriques et spectrophotométriques réclament un ciel clair, parfaitement transparent. L'observation de la couronne solaire exige un ciel

avec une absence totale de tout nuage tandis que la spectroscopie s'accommode d'un ciel légèrement voilé mais il ne faut pas qu'il pleuve.

La recherche d'un nouveau site d'observatoire nécessite non seulement la couverture nuageuse, mais aussi les types et genres de nuages et leur répartition dans le ciel.

5.3 Caméra allsky de la station CATS : moyen de mesure de la couverture nuageuse

Comme mentionné dans le paragraphe 1.4.2, la station CATS est équipé d'une caméra "allsky" qui mesure la couverture nuageuse. Nous utilisons un détecteur Oculus Starlight ayant un champ de vision de 150 degrés, équipé d'un capteur Charge Coupled Device (CCD) de 1392 x 1040 pixels. Un temps de pose de 60 secondes donne des images du ciel jusqu'à une magnitude visuelle de 5 à 6, contenant 700 à 1000 étoiles détectables lorsque le ciel est totalement clair. On fait une image toutes les deux minutes. Les images sont transmises à un ordinateur par une liaison USB, et sont traitées en temps réel pour fournir la fraction du ciel clair (ZIAD et al., 2018).

Les images obtenues par la caméra allsky sont enregistrées en fichier FITS ou Flexible Image Transport System, et traitées pour déterminer la couverture nuageuse totale. Nous avons développé un algorithme basé sur le nombre d'étoiles qui apparaît sur une image donnée pour déduire la nébulosité totale. Les différentes étapes de notre algorithme sont :

- On détermine le fond du ciel local (ou le dark) par un lissage puis on le soustrait de l'image originale.
- Un filtre (masque flou) est appliqué aux images après soustraction du dark pour supprimer les luminosités dus à la pollution lumineuse ou au reflet de la lune diffusé par les nuages. Cela donne des images avec un fond de ciel constant.
- On détecte les points aberrants isolés (pixels chauds) et on les supprime de l'image. On applique ensuite un seuil pour avoir une image nettoyée sur laquelle on va détecter et compter les étoiles.
- L'image est divisée sur une grille polaire, en 8 secteurs angulaires partant du zénith (centre du champ de vision) et en 7 anneaux circulaires. Les rayons de ces anneaux sont calculés de manière à ce que les surfaces de chaque anneau circulaire délimitée soient identiques. Donc, le ciel est divisé en 49 zones de 276 degrés carrés, jusqu'à une distance zénithale de 70° (nous avons choisi d'exclure les 20 premiers degrés au-dessus de l'horizon, que nous n'utilisons presque jamais pour les observations).

- On compte le nombre d'étoiles dans chaque zone (figure 5.3.1).
- La fraction du ciel clair est calculée comme le nombre de zones contenant plus de deux étoiles divisé par le nombre total de zones (49).

La figure 5.3.1 montre un exemple d'image brute prise le 22 avril 2020 à 22h30 TU (figure 5.3.1(a)) et la division du ciel en une carte de 49 zones de même surface montrant le nombre d'étoiles dans chaque zone (figure 5.3.1(b)). Nous pouvons voir aussi la présence de nuages transparents à travers lesquels on aperçoit des étoiles. Pour ce cas, la fraction du ciel clair est de 47%.

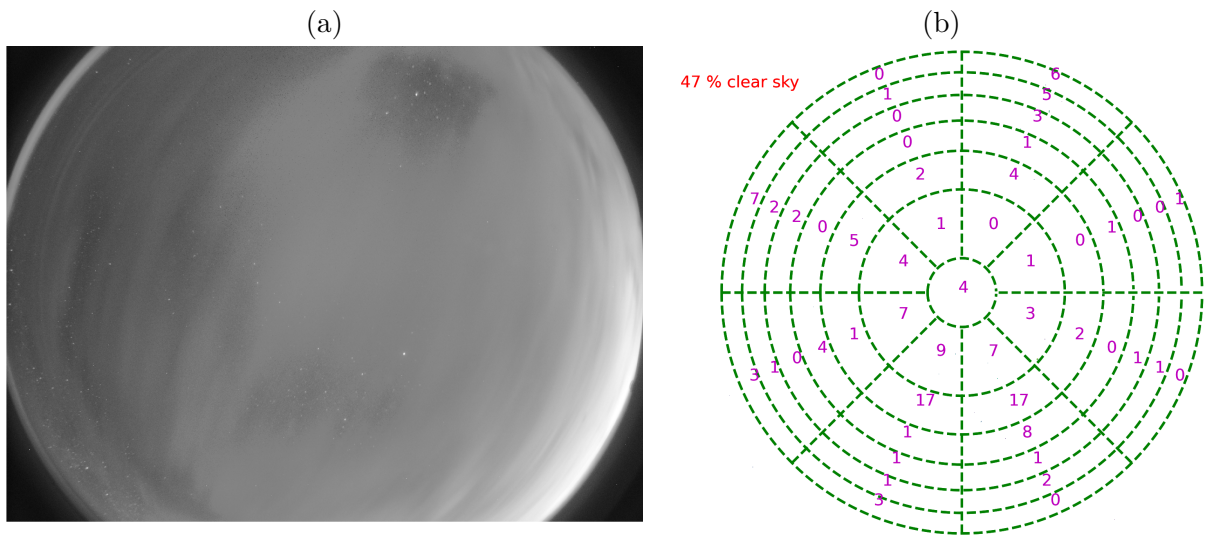


FIGURE 5.3.1 – Image brute donnée par la caméra allsky d'un ciel partiellement nuageux, prise le 22 avril 2020 à 22h30 TU (a). Division du ciel en une carte de 49 zones de même surface angulaire, 276 degrés carrés (b). Dans chaque zone, le nombre d'étoiles détectées est affiché. La fraction de ciel clair est de 47%.

5.4 Estimation de la fraction nuageuse dans WRF

Le modèle WRF offre 3 méthodes différentes pour calculer la fraction nuageuse ou cloud fraction (CF) au sein des mailles.

La plus basique est la représentation binaire, soit des fractions nulles $CF = 0$, ou des fractions totales $CF = 1$. Elle est basée sur les rapports de mélange. Si la somme des rapports de mélange de l'eau liquide et de la glace dépasse une valeur seuil de 10^{-6} , la valeur de $CF = 1$, et dans le cas contraire, $CF = 0$.

Pour avoir des fractions nuageuses qui varient entre 0 et 1, il faut raffiner la représen-

tation des nuages dans le modèle. En effet, il est nécessaire de tenir compte de l'hétérogénéité spatiale sous-maille de l'humidité relative, de l'humidité spécifique et des rapports de mélanges.

SUNDQVIST (1978) a proposé d'utiliser l'humidité relative moyenne comme variable diagnostic pour déterminer la fraction nuageuse dans chaque point de grille du modèle. L'utilisation d'un schéma fondé sur l'humidité relative est basée sur l'idée que l'humidité varie sur une maille de grille, et que la condensation se produira et des nuages se formeront même si la maille n'est pas saturée. Un exemple de ce schéma est celui de SUNDQVIST (1988) et SUNDQVIST et al. (1989) :

$$CF = 1 - \sqrt{\frac{Rh_s - Rh}{Rh_s - Rh_c}} \quad (5.1)$$

où Rh est l'humidité relative, $Rh_s = 1$ est l'humidité relative de saturation et Rh_c est l'humidité relative critique.

Trois conditions sont à respecter pour Rh_c :

- Dans la couche limite, Rh_c augmente linéairement avec la coordonnée verticale η du modèle pour atteindre une valeur proche de l'unité à la surface. Le niveau vertical du modèle est défini par :

$$\eta = \frac{P - P_{top}}{P_s - P_{top}} \quad (5.2)$$

où P est la pression à un niveau donné, P_{top} la pression au sommet du domaine et P_s est la pression en surface. La valeur de $\eta=1$ à la surface et $\eta=0$ au plus haut niveau du modèle.

- Aucune condensation ne peut se produire dans la couche de mélange.
- Pour éviter que les cirrus n'apparaissent trop tôt, la valeur de Rh_c doit augmenter de façon asymptotique jusqu'à une valeur proche de l'unité pour les températures inférieures à 234 K.

Cependant, RANDALL (1989) a démontré que l'utilisation de l'humidité relative moyenne en tant que unique variable diagnostic n'est pas suffisante pour estimer de manière fiable la fraction nuageuse, notamment en étudiant les nuages stratiformes de la haute troposphère formés autour des régions de convection profonde. XU et RANDALL (1996) ont ainsi proposé une nouvelle approche pour prédire la fraction nuageuse dans les points de

grilles du modèle :

$$CF = Rh^{k_1} \times \left(1 - \exp \left[- \frac{k_2 q_1}{((1 - Rh)q_s)^{k_3}} \right] \right) \quad (5.3)$$

où Rh est l'humidité relative, q_1 est le rapport de mélange de l'eau liquide, q_s est l'humidité spécifique de saturation, et $k_1=0.25$, $k_2=100$ et $k_3=0.49$ sont des coefficients empiriques. q_s est calculé en tenant compte de la température ambiante et de la phase aqueuse ou de la phase glacée.

Dans notre étude, ces trois méthodes sont testées et comparées pour identifier laquelle répond à notre besoin.

5.5 Calcul de la couverture nuageuse totale

La nébulosité totale ou la Couverture Nuageuse Totale (CNT) correspond à la fraction du ciel occultée par l'ensemble des nuages visibles. Par nuit sombre, la CNT pourra être déterminée, sur la base de la fraction de ciel où les étoiles sont voilées ou complètement masquées par les nuages (WMO, p. d.[b]).

Nous avons vu dans la section 5.4 que la prédiction de nuages fournie par WRF est la fraction nuageuse à chaque point de grille du modèle. La CNT est la projection des fractions nuageuses à la surface à partir d'une grille tridimensionnelle. Lorsque l'on prédit des nuages en couches ou superposés, il est possible que la somme des fractions nuageuses soit supérieure à la nébulosité totale. Cela veut dire que la CNT ne correspond pas à la somme du pourcentage de la fraction nuageuse dans différentes couches. En effet, pour déterminer la CNT, une hypothèse de chevauchement des nuages est utilisée dans chaque modèle de prévision météorologique pour décider du chevauchement vertical de la fraction nuageuse de chaque colonne de l'atmosphère de la grille (MORCRETTE et JAKOB, 2000). Cette hypothèse est donc importante pour discuter du pourcentage de nébulosité. Il existe plusieurs méthodes réalistes pour calculer la CNT. Parmi les plus utilisées, il y a :

— l'hypothèse de maximum, définie par la relation :

$$CNT = \max(CF_k), \quad \text{avec } k = i, i + 1, \dots, j - 1 \quad (5.4)$$

— l’hypothèse aléatoire définie par l’expression :

$$CNT = 1 - \prod_{k=i}^{j-1} (1 - CF_k) \quad (5.5)$$

— l’hypothèse de maximum-aléatoire définie sous la forme :

$$CNT = 1 - \prod_{k=i}^{j-1} \frac{1 - \max(CF_k, CF_{k-1})}{1 - CF_{k-1}} \quad (5.6)$$

où CF_k la fraction de nuage de la couche k située entre les niveaux k et $k+1$, i et j sont les deux niveaux (i pour inférieur et j pour supérieur) de l’atmosphère pour calculer la CNT.

Dans notre étude, nous calculons la CNT dans une colonne de l’atmosphère en considérant l’hypothèse de maximum.

Pour calculer la CNT du domaine, on fait la somme de tout les CNT de chaque maille divisée par le nombre total de mailles suivant la latitude et la longitude. Dans notre cas, la résolution horizontale du domaine est de $1 \text{ km} \times 1 \text{ km}$, le nombre total de mailles est de 112×112 .

La figure 5.5.1 présente un exemple de la couverture nuageuse prédite par WRF en utilisant les trois méthodes. Pour la méthode binaire, la valeur indiquée sur l’image est 0 (ciel parfaitement clair) ou 1 (ciel couvert). Pour les méthodes de XU-RANDALL et de SUNDQVIST, nous observons des valeurs qui varient de 0 à 1.

En considérant, tous les points de grille du domaine, la couverture nuageuse totale estimée à ce moment par la méthode de XU-RANDALL est de 19%, la méthode binaire de 15% et celle de la méthode de SUNDQVIST est de 14%. Les deux dernières méthodes sont proches comme on peut le voir sur la figure 5.5.1.

5.6 Comparaison de la couverture nuageuse entre la caméra allsky et WRF

Cette section présente les résultats des simulations du modèle WRF comparés aux mesures de la caméra allsky. Ces résultats sont les variations temporelles de la CNT pendant quelques nuits de l’année 2020. Je montre aussi quelques images prises par la caméra allsky pour les nuits considérées.

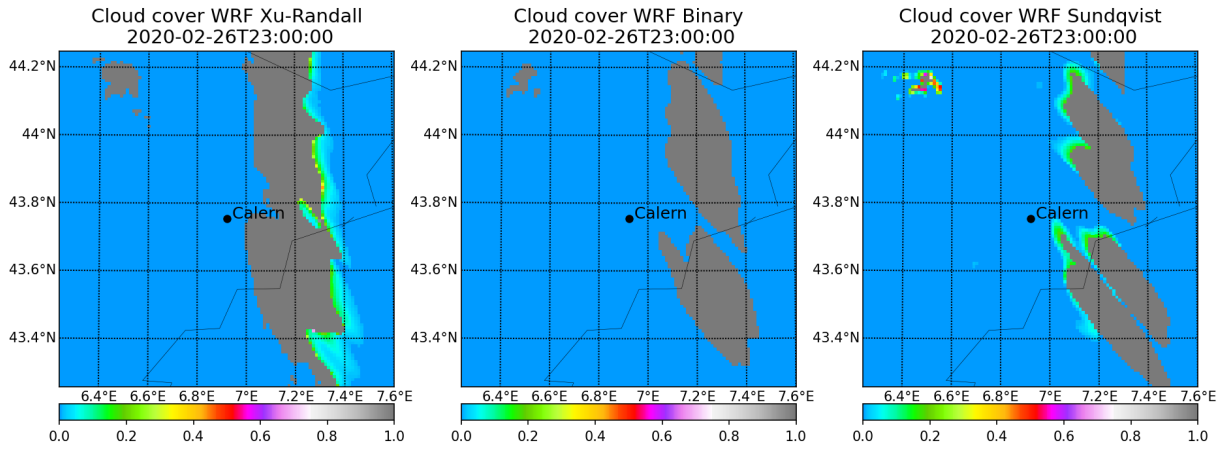


FIGURE 5.5.1 – Couverture nuageuse prédite par WRF pour la date du 26 février 2020 à 23h00 au dessus de Calern, en utilisant les trois méthodes : XU-RANDALL, Binaire et SANDQVIST.

La figure 5.6.1(a) présente les variations temporelles de la CNT pendant la nuit du 20 avril 2020. Le ciel est totalement couvert pour cette nuit (figure 5.6.1(b)). Le modèle WRF est en bon accord avec la caméra allsky. Pour cet exemple, nous pouvons dire que le modèle de prédiction WRF arrive à bien prédire le ciel totalement couvert.

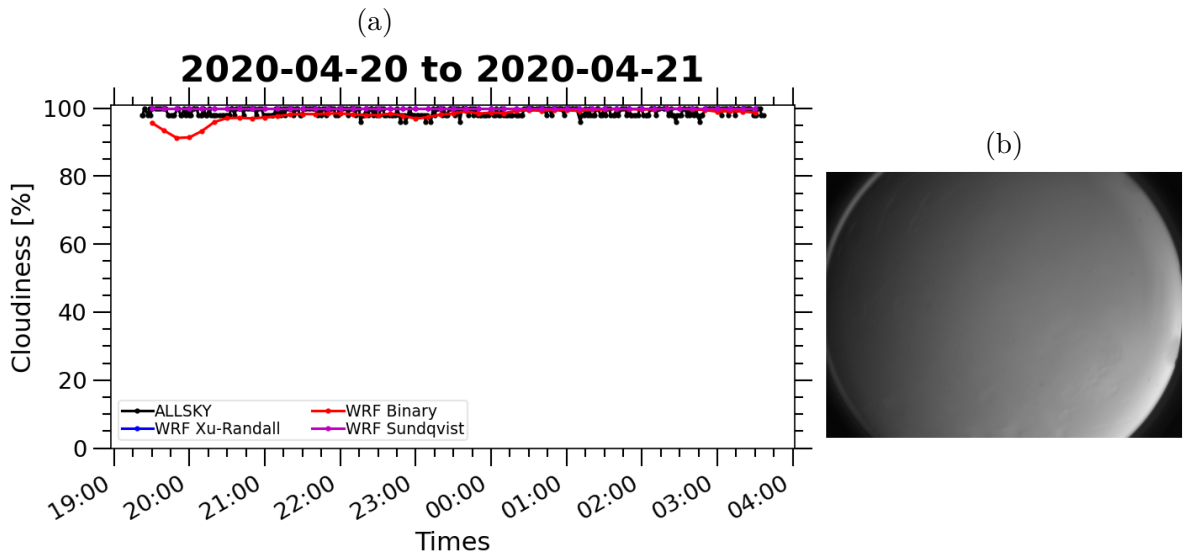


FIGURE 5.6.1 – Variation temporelle de la couverture nuageuse la nuit du 20 avril 2020 (a). Image brute de la caméra allsky d'un ciel totalement couvert, prise le 20 avril 2020 à 21h00 TU (b).

La figure 5.6.2(a) présente la variation temporelle de la CNT pendant la nuit du 19

août 2020. C’est le cas d’un ciel clair (figure 5.6.2(b)). Les prédictions du modèle WRF et les mesures de la caméra allsky donnent des variations similaires. Pour cet exemple, nous pouvons dire que le modèle de prédiction WRF arrive à bien prédire le ciel clair.

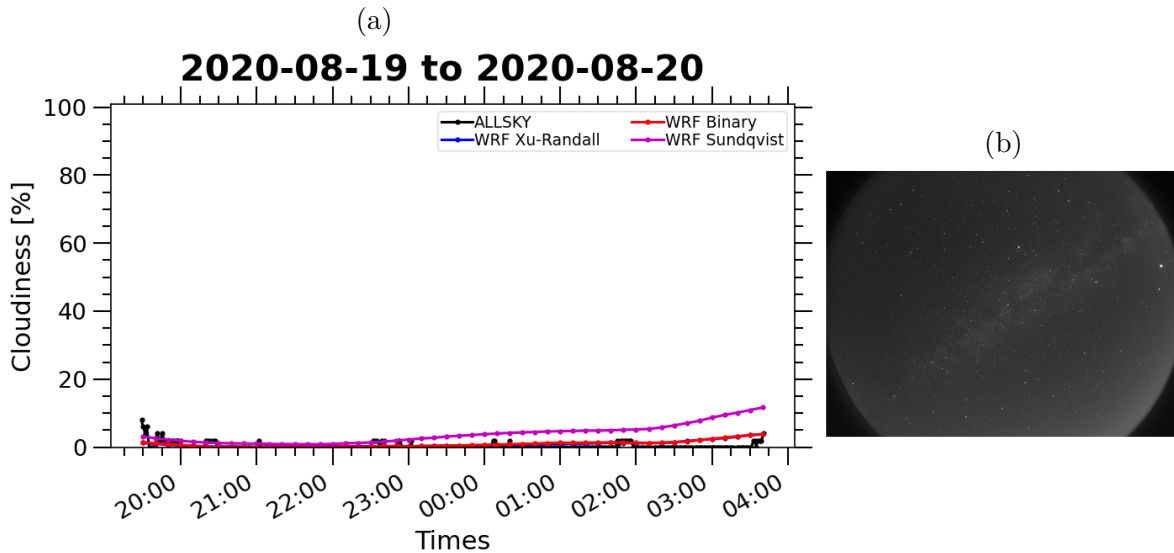


FIGURE 5.6.2 – Variation temporelle de la couverture nuageuse la nuit du 19 août 2020 (a). Image brute de la caméra allsky d’un ciel clair, prise le 19 août 2020 à 22h00 TU (b).

La figure 5.6.3(a) présente la variation temporelle de la CNT pendant la nuit du 10 décembre 2020.

Au début de la nuit, on observe une grande différence entre la caméra allsky et le modèle WRF. Cette différence est due à la diffusion de la lumière du Soleil pendant le crépuscule, qui empêche la détection des étoiles sur les images de la caméra allsky. De manière similaire, vers 4h30 du matin le 11 décembre 2020, on observe une grande différence entre la mesure de la caméra allsky et les prédictions de WRF, cette fois due à la luminosité de la lune qui éclaircit le ciel (figure 5.6.3(b)). Nous avons donc décidé de restreindre notre analyse à des dates plus proche de la nouvelle lune.

La figure 5.6.4(a) présente la variation temporelle de la CNT pendant la nuit du 26 février 2020. Du début de la nuit jusqu’à 22h00, la méthode binaire donne des valeurs similaires aux mesures. Les deux autres méthodes donnent des valeurs un peu plus élevées. A partir de 22h00 on observe une augmentation de la CNT prédite par WRF tandis que la caméra allsky observe un ciel clair. A partir de 2h00 du matin, la couverture nuageuse prédite par WRF augmente fortement pour les trois méthodes alors qu’un ciel clair est observé par la caméra allsky. L’augmentation de la CNT prédite par WRF peut être

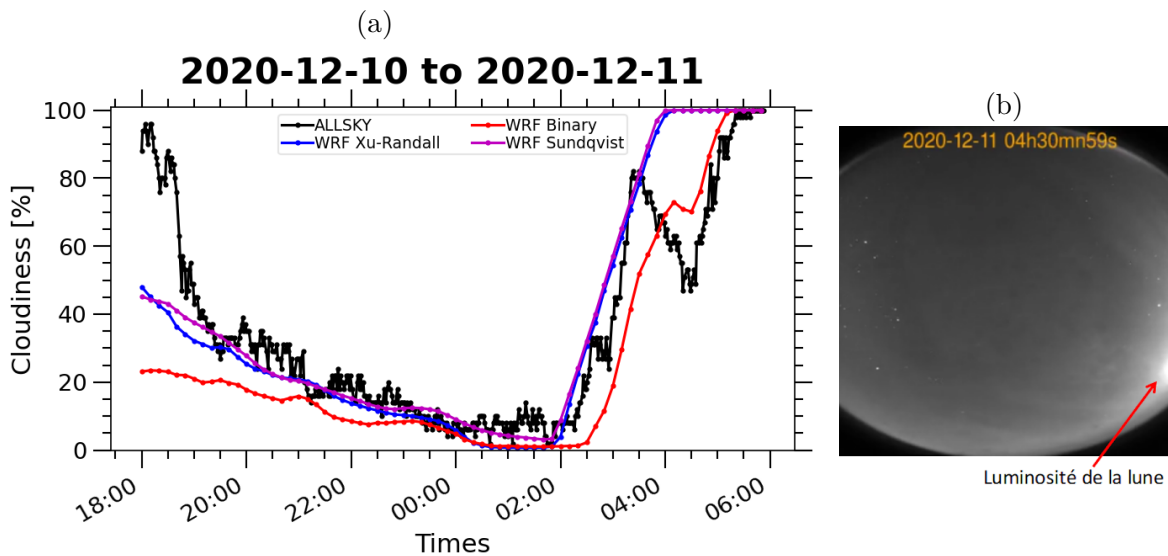


FIGURE 5.6.3 – Variation temporelle de la couverture nuageuse la nuit du 10 décembre 2020 (a). Image brute de la caméra allsky, prise le 11 décembre 2020 à 04h30 TU du matin (b), la position de la lune est indiquée par la flèche rouge.

expliquée par la présence des cirrus fins (figure 5.6.4(b)). Sur l'image de la figure 5.6.4(b), les nuages sont transparents et la caméra allsky arrive à voir des étoiles et mesure une CNT en dessous de 10%.

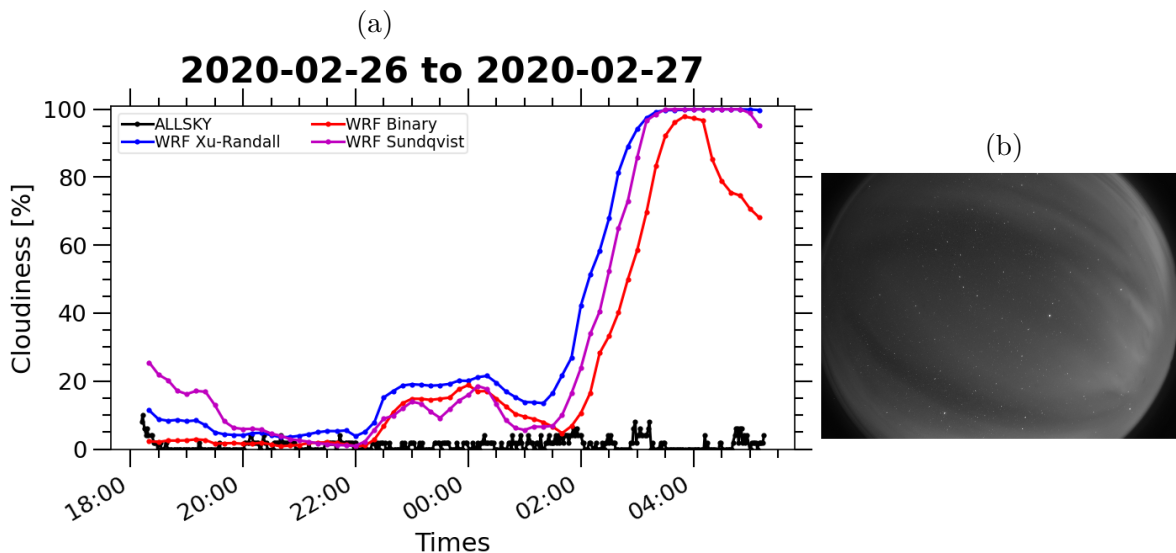


FIGURE 5.6.4 – Variation temporelle de la couverture nuageuse la nuit du 26 février 2020 (a). Image brute de la caméra allsky, prise le 27 février 2020 à 03h00 TU du matin (b).

La figure 5.6.5 présente l'évolution de la CNT pendant la même nuit que la figure 5.6.4(a) mais sans les nuages cirrifformes qui se trouvent au-dessus de 5 km d'altitude. On observe que les prédictions de WRF se rapprochent des mesures, sauf entre 4h et 4h30 le 27 février 2020 où la méthode de SANDQVIST donne des valeurs plus grandes que les mesures et que les deux autres modèles. Ce type de cas est très important surtout pour les télécommunications optiques parce que ces cirrus fins laissent passer une quantité importante du signal optique, et les opérations de transmission des informations peuvent se poursuivre. Donc, la connaissance non seulement de la CNT mais aussi des étages où se trouvent les nuages et le type de nuages est une nécessité pour optimiser les exploitations des systèmes de télécommunications optiques en espace libre.

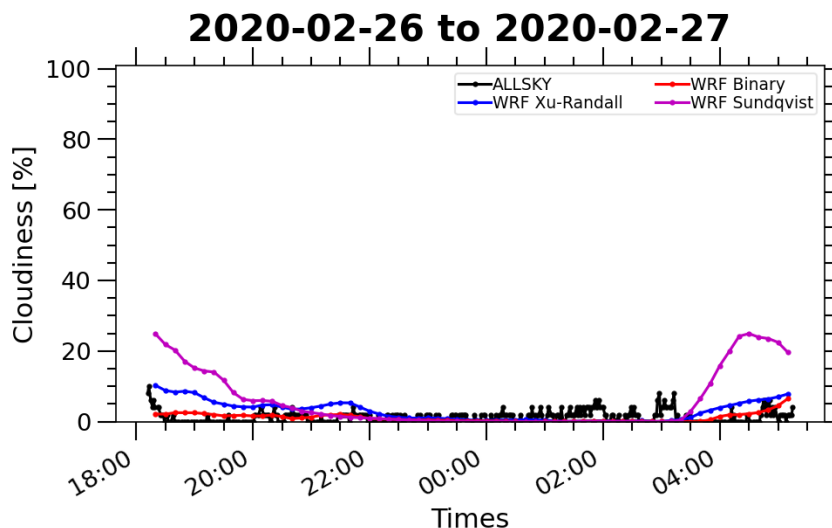


FIGURE 5.6.5 – Variation temporelle de la couverture nuageuse sans les nuages élevés (altitude > 5 km) pour la nuit du 26 février 2020.

La figure 5.6.6(a) montre les variations temporelles de la CNT pour la nuit du 18 septembre 2020. Cette nuit présente une alternance de ciel clair et de ciel nuageux. Au début de la nuit la couverture nuageuse est autour de 10%. Le modèle WRF et la caméra montrent les même tendance mais présentent des écarts importants. Vers 20h40, on observe un passage de nuages qui couvre le ciel partiellement (figure 5.6.6(b)). La caméra allsky donne une valeur autour de 42%, alors que les trois méthodes du modèle WRF donnent des valeurs très différentes entre elles : on obtient une CNT de 10% avec la méthode binaire, de 55% avec SUNDQVIST et de 75% avec XU-RANDALL. Puis, vers 21h, on observe le passage des cirrus fins (figure 5.6.6(c)), la caméra allsky et la méthode binaire

montrent un ciel clair alors que les deux autres méthodes donnent des valeurs supérieures à 50%. En fin de nuit (après 2h00), les images allsky montrent un ciel totalement couvert, en contradiction avec les prédictions WRF (qui donnent des valeurs différentes de la CNT selon la méthode de calcul).

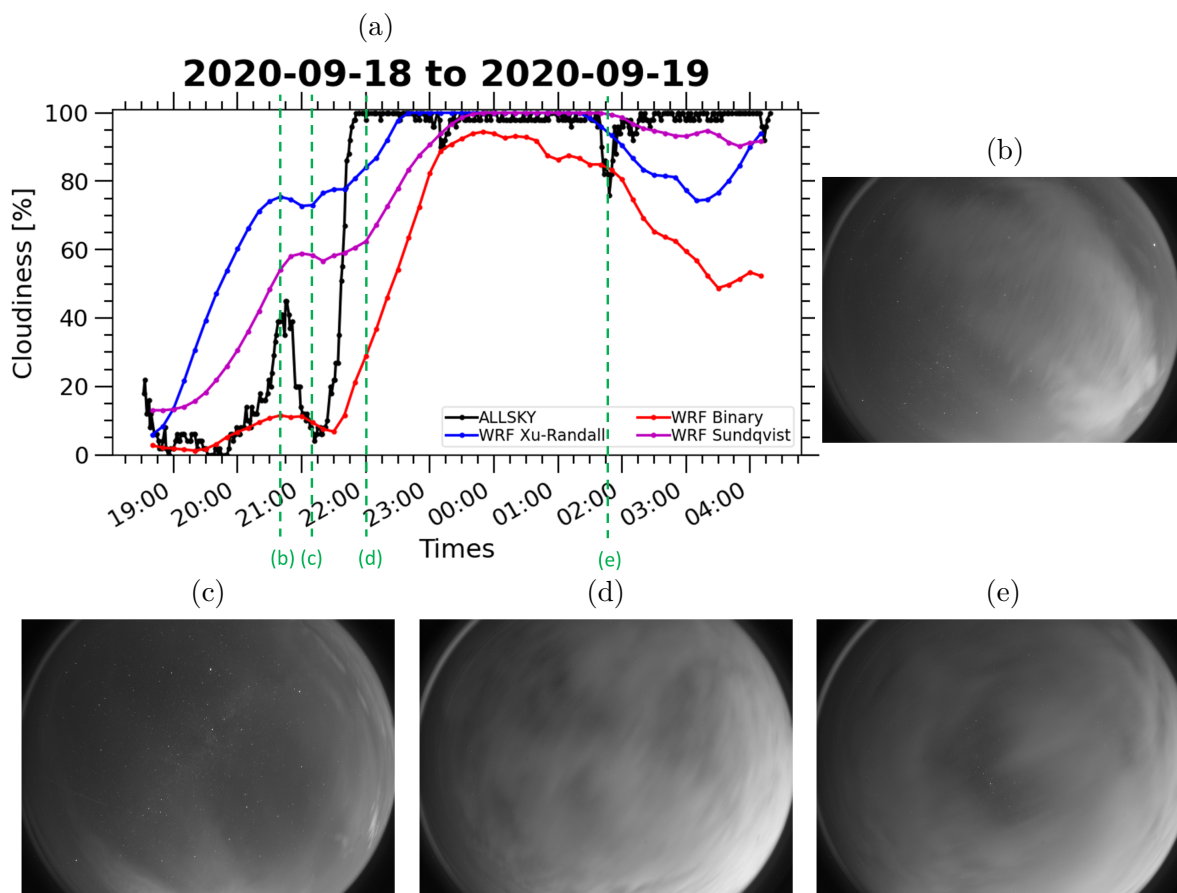


FIGURE 5.6.6 – Variation temporelle de la couverture nuageuse la nuit du 18 septembre 2020 (a). Images brutes de la caméra allsky, prises le 18 septembre 2020 : (b) à 20h40, (c) à 21h10, (d) à 22h00 TU et (e) prise le 19 septembre 2020 à 1h46 TU. Les lignes pointillées vertes indiquent les cas montrés par les images brutes.

5.7 Conclusion

Dans ce chapitre, nous avons décrit l'importance de la couverture nuageuse dans le domaine des FSO et des observations astronomiques. Dans un premier temps, nous avons présenté la classification des nuages. Les effets des nuages sur les FSO et les observations astronomiques ont été détaillées dans un second temps.

Puis, nous avons décrit la caméra allsky de la station CATS et montré les différentes étapes de l'algorithme de traitement des images permettant d'en déduire la CNT.

Ensuite, une description des méthodes d'estimation de la fraction nuageuse dans le modèle de prévision WRF a été présentée. Nous avons également présenté trois façons différentes de calculer la CNT à partir des fractions nuageuses.

Enfin, une comparaison entre les prédictions de WRF et les mesures de la caméra allsky a été présentée pour quelques cas "typiques". Les cas de ciel clair ou totalement couvert semblent bien prédits par WRF. Nous avons noté qu'en présence de la lune, ou au moment du crépuscule, l'algorithme utilisé par la caméra allsky sous-estime la CNT. Un point important est que la caméra allsky ignore les nuages transparents comme les cirrus fins, ce qui amène à une sous-estimation de la CNT par rapport au modèle WRF.

Il est important de noter que cette étude s'est concentrée sur quelques nuits et les premiers résultats sont encourageants. Une étude statistique plus complète est nécessaire pour tester la fiabilité de cette prédiction de CNT et pour déterminer lequel des 3 modèles est le meilleur.

CONCLUSION ET PERSPECTIVES

Conclusion générale

Malgré l'énorme progrès technique et scientifique des systèmes de télécommunications laser et optiques en espace libre et l'avènement des futurs grands télescopes, la principale limitation des performances de ces systèmes est due à l'atmosphère. Lorsque un signal optique se propage à travers l'atmosphère, il subit des variations d'intensité dues à divers facteurs comme l'absorption et la diffusion par les particules de l'atmosphère et les conditions météorologiques : la présence des nuages, du brouillard, de la pluie, etc. En outre, la turbulence atmosphérique provoque des fluctuations aléatoires de l'intensité et de la phase du signal reçu. Les travaux présentés dans ce manuscrit ont montré l'intérêt de faire de la prédiction de la turbulence atmosphérique pour optimiser les performances dans l'exploitation de ces systèmes. Nous avons choisi d'utiliser le modèle de prévision météorologique Weather Research and Forecasting (WRF) couplé à des modèles de turbulence. L'objectif étant de connaître plusieurs heures à l'avance la qualité optique du ciel afin d'optimiser les programmes d'observations astronomiques ou d'optimiser la sélection de la station de télécommunications au sol pour recevoir/transmettre les informations et d'identifier la période favorable à la réception/transmission optique.

Ces travaux de thèse sont présentés selon cinq chapitres, dont les axes principaux portent sur l'optimisation de la prédiction, ainsi que l'amélioration des modèles de turbulence optique.

Dans un premier temps, j'ai décrit la structure de l'atmosphère terrestre en détaillant ses différentes couches. Cela m'a permis de mettre en évidence la présence permanente de la turbulence dans la Couche Limite Planétaire (CLP). Puis, j'ai abordé des rappels sur la théorie de la turbulence atmosphérique et la turbulence optique et aussi les paramètres nécessaires à sa caractérisation. Ensuite, j'ai présenté l'état de l'art de la modélisation de la turbulence optique. Nous avons choisi d'utiliser deux approches différentes pour estimer le profil de C_n^2 : un modèle théorique et un modèle empirique. Enfin, j'ai présenté les moyens d'observations qui permettent de mesurer la turbulence optique et de fournir une base de données intéressantes pour étudier en détail la TO et ses causes physiques,

mais aussi pour faire de la statistique.

Dans le chapitre 2, après avoir introduit le modèle de prévision météorologique WRF avec son mode de fonctionnement, nous avons développé une méthode d'apprentissage de site ou "site learning method" en utilisant les mesures locales pour mieux prendre en compte les spécificités locales d'un site donné. Nous avons appliqué cette méthode pour le site de l'Observatoire de Calern et les résultats sont très prometteurs. Nous avons montré que le biais existant entre les mesures et les prédictions a été amélioré de 25 à 50% pour les profils de C_n^2 dans chaque couche de l'atmosphère. Néanmoins, des différences sont observées dans les premiers 500 m de l'atmosphère, en comparant la prédiction de WRF, l'apprentissage de site avec les observations directes de PBL/PML. Nous avons réalisé aussi une étude préliminaire en utilisant les techniques de "machine learning" pour prédire la TO sans utiliser de modèles de circulation et/ou de turbulence. Nos premiers résultats sont également prometteurs.

Dans le chapitre 3 nous avons réalisé des tests de sensibilité sur les paramétrisations de la CLP et schémas de modèle de surface terrestre. L'objectif étant de trouver la configuration optimale de WRF. Nous avons défini une fonction de mérite pour identifier la configuration optimale. Nous avons testé cette méthode sur le site de l'Observatoire de Cerro Pachón, au Chili. L'évaluation du modèle atmosphérique WRF a été réalisée à l'aide des données d'observations provenant des mesures in-situ et des radiosondages ballons. Les comparaisons entre les prédictions et les mesures montrent un bon accord. Pour les profils de C_n^2 , l'erreur relative moyenne entre les prédictions et les radiosondages est en dessous de 8%. Les résultats de l'analyse de sensibilité ont montré que l'utilisation du schéma de CLP YSU combiné au schéma Noah-LSM est la configuration optimale pour améliorer les prévisions météorologiques au-dessus de Cerro Pachón. Cette méthode peut être utilisée pour déterminer la configuration optimale pour d'autres sites où l'on souhaite effectuer des prévisions. Concernant les deux modèles de TO, nous avons retenu qu'ils ont montré des profils comparables du point de vue statistique, alors que dans la prédiction à court terme, le modèle théorique est plus en accord avec les mesures de radiosondage. Nous avons montré aussi que L_0 joue un rôle très important dans l'utilisation du modèle théorique de TO. Disposer un profil de L_0 le plus exact possible, permet d'obtenir des profils de C_n^2 plus proches des mesures directes.

Le chapitre 4, est le fruit d'une étude expérimentale à l'aide d'un drone instrumenté, testé pour la première fois sur le site de l'Observatoire de Calern, pour mesurer les paramètres météorologiques dans les premiers 500 m de l'atmosphère. Nous avons réalisé

une campagne de mesures pendant l'automne 2020 pour évaluer l'efficacité et valider la faisabilité des mesures par drone instrumenté. Grâce aux bases de données des stations météorologiques existantes sur site, nous avons pu faire une étude d'inter-comparaison avec nos instruments (la station Gill et Vaisala), et les résultats ont montré une bonne corrélation pour tous les paramètres météorologiques mesurés. Nous avons remarqué que les profils verticaux de la température présentent un cycle d'hystérésis, en comparant les profils enregistrés pendant l'ascension du drone avec les profils descendants, surtout pour les premiers allers-retours de la journée. Nous avons également réalisé une comparaison des profils verticaux de C_n^2 mesurés par PBL avec les profils déduits des paramètres météorologiques mesurés par le drone en utilisant nos deux modèles de TO. Les résultats ont montré que les estimations par le modèle théorique que nous proposons présentent des profils médians qui se rapprochent plus de PBL.

Le chapitre 5 a présenté les résultats d'une étude préliminaire de la prédiction de la couverture nuageuse réalisée sur le site de l'Observatoire de Calern. Nous avons effectué des comparaisons entre les mesures de la caméra allsky de la station CATS et les prédictions du modèle WRF. Les résultats ont montré que les cas de ciel clair ou totalement couvert semblent bien prédits par le modèle WRF. Nous avons montré que la caméra allsky de la station CATS ignore les nuages transparents comme les cirrus fins, ce qui amène à une sous-estimation de la couverture nuageuse totale par rapport au modèle WRF. Nous avons également constaté que la couverture nuageuse totale est sous-estimée par l'algorithme utilisé par la caméra allsky en présence de la lune ou au crépuscule.

Perspectives

Optimiser la prédiction de WRF et du modèle de turbulence

Plusieurs améliorations sont envisageables pour optimiser la prédiction de WRF et du modèle de turbulence :

- Faire des simulations avec des données d'entrée plus fines (météorologiques, topographiques, etc.) pour initialiser au mieux nos simulations et avoir ensuite des résultats plus précis ;
- Affiner la résolution verticale et horizontale de notre modèle pour se rapprocher de l'échelle de la turbulence et prendre compte ses effets ;
- Une étude de sensibilité généralisée à tous les schémas de paramétrisation physiques

de WRF permettra de trouver la configuration optimale et d'améliorer la prédiction pour un site donnée ;

- L'utilisation de l'assimilation de données provenant des mesures locales sur WRF nous permettrait d'améliorer les prévisions météorologiques, puis d'améliorer la méthode site learning et la précision des prévisions de turbulence.

Mesure directe de la turbulence avec le drone

L'objectif recherché est de pouvoir caractériser de manière fiable et le plus précisément possible la turbulence dans les premiers 500 m de l'atmosphère, une mesure directe de la constante de structure des fluctuations de température (C_T^2) à l'aide du drone instrumenté serait une solution idéale. Disposer d'un grand ensemble de données contenant les profils verticaux des paramètres météorologiques et de TO dans la couche limite nous permettra de mieux contraindre notre modèle d'OT et d'améliorer la méthode site learning et aussi de machine learning.

Les mesures in-situ de l'échelle externe sont basées sur la définition de Tatarskii relative aux mesures de température. Il a montré qu'il existe une hauteur à laquelle l'égalité entre la différence systématique de la température et la différence aléatoire est atteinte. Cette hauteur est appelée l'échelle de mélange et elle est reliée à L_0 . Avoir des mesures à haute résolution de la température et du C_T^2 permet de déduire un L_0 plus proche de la réalité.

Machine Learning

Nos résultats préliminaires sur l'utilisation des techniques de machine learning, plus particulièrement l'utilisation de l'Algorithme des Forêts Aléatoires (AFA) sont très encourageants. Nous pensons que l'utilisation de techniques plus sophistiquées comme le "deep learning", les réseaux neuronaux pourrait être la meilleure façon d'obtenir des prévisions plus robustes.

ANNEXES

AUTRES RÉSULTATS DE SIMULATION AVEC WRF ET LES COMMUNICATIONS SCIENTIFIQUES

A.1 Communication scientifique SF2A, 2019

J'ai participé à la conférence organisée par la Société Française d'Astronomie & d'Astrophysique du 14 au 17 mai 2019 à Nice. Au cours de cette conférence, j'ai présenté un poster sur mes premiers résultats de simulations avec WRF, au-dessus de l'Observatoire de Calern. Une comparaison entre les simulations et les observations a été faite, et a montré un bon accord entre les profils médians prédits par le WRF et les mesures faites par Profiler of Moon Limb (PML) dans l'atmosphère libre, alors que des différences subsistent dans la Couche Limite Planétaire. Cette présentation a fait l'objet d'une communication publiée dans le proceeding SF2A, 2019 (RAFALIMANANA et al., [2019](#)).

OPTICAL TURBULENCE PREDICTION USING WRF MODEL

A. Rafalimanana¹, C. Giordano¹, A. Ziad¹ and E. Aristidi¹

Abstract. The optical turbulence forecasting has become a necessary information for an optimal programming of the astronomical observations, called "flexible scheduling". We propose the prediction of the optical turbulence by means of the Weather Research and Forecasting (WRF) model combined with an optical turbulence model. We performed a set of simulations to obtain a 24-hours period forecast for optical turbulence parameters above the Calern observatory. We present the results of our forecasting and comparisons with the CATS (Calern Atmospheric Turbulence Station) measurements.

Keywords: Atmospheric turbulence, turbulence prediction, flexible scheduling, astronomical observations

1 Introduction

In order to optimize the exploitation of the next generation of extremely large telescope (ELT), the prediction of atmospheric turbulence becomes necessary to schedule the observations and to choose the appropriate observing method with the appropriate instruments to be used at a specific time of the night. Thus, to have all the necessary informations about the optical turbulence several hours before the observation, we use a numerical weather prediction model to forecast the useful meteorological parameters relevant to the physics of the optical turbulence. In this study, we propose the use of WRF (Skamarock et al. 2019) model coupled with a turbulence model (Trinquet & Vernin 2006; Giordano 2014) above the Calern observatory. This site hosts a new generation station of atmospheric turbulence measurement (CATS) (Ziad et al. 2018) equipped with turbulence monitors. The PML (Profiler of Moon Limb) measures the vertical distribution of turbulence (profile of refractive index structure constant C_n^2) with high spatial and temporal resolution, 100 meters and 3minutes respectively. The G-DIMM (Generalized Differential Image Motion Monitor) measures the integrated parameters (seeing, outer scale, coherence time and isoplanatic angle) (see also <https://cats.oca.eu>). In this paper, we present our prediction method, the results of our forecasting and comparisons between the predictions and the CATS measurements.

2 Principle of the prediction

We use WRF to predict meteorological parameters (pressure, temperature, wind speed and direction, and relative humidity). WRF is a mesoscale numerical weather prediction system developed by a collaborative partnership (the National Center for Atmospheric Research (NCAR), the National Centers for Environmental Prediction (NCEP), and others institutes). The meteorological parameters predicted by WRF are injected into an optical turbulence model. Trinquet & Vernin (2006) have established a model to retrieve the temperature structure constant C_T^2 as a product of 3 quantities:

$$C_T^2 = \phi(z) \cdot \chi(z) \cdot S(z)^{1/2} \quad (2.1)$$

with $\chi(z)$ is the vertical gradient of the potential temperature, $S(z)$ is the wind shear and $\phi(z)$ is a vertical profil parameter deduced from a statistical analysis of radiosoundings balloons that we extended to CATS data. Then, C_T^2 is used to deduce the vertical distribution of optical turbulence described by the refractive index structure constant C_n^2 which is computed using the Gladstone's law:

$$C_n^2 = \left(\frac{80 \cdot 10^{-6} P}{T^2} \right)^2 \cdot C_T^2 \quad (2.2)$$

¹ Université Côte d'Azur, Observatoire de la Côte d'Azur, CNRS, Laboratoire Lagrange, Parc Valrose 06108 Nice Cedex 2, France

where P is the atmospheric pressure in hPa and T is the air temperature in Kelvin.

Our approach is now to use local CATS statistics to constrain the function $\phi(z)$ of the equation (2.1) to better take into account the specificities of the Calern site.

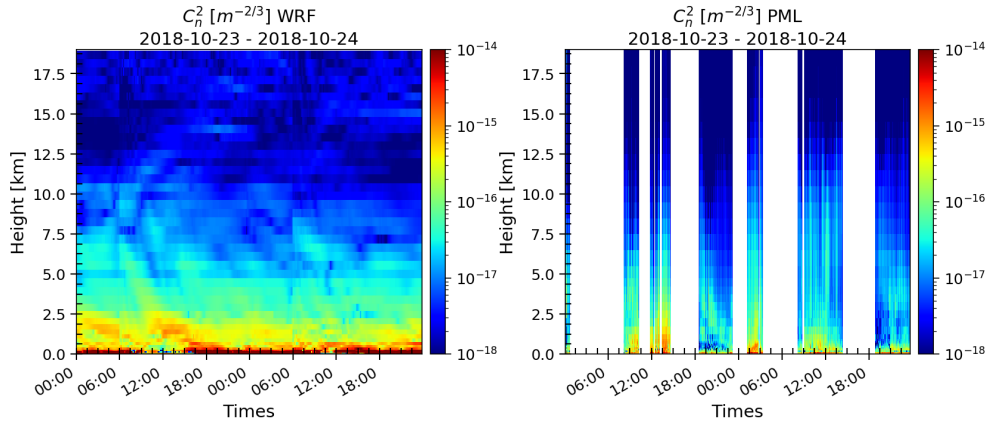


Fig. 1. Left: times series forecasting of C_n^2 by WRF. Right: times series of C_n^2 observed by PML.

3 Results

Fig. 1 (left) panel shows results of WRF forecast of C_n^2 profile for a 48h period. CATS measurements are shown on the right panel. We can notice that WRF provides a continuous temporal resolution and may complete missing data from turbulence monitors. One can see also that the turbulence is more intense in the planetary boundary layer. This is due to its direct interaction with the earth's surface. Fig. 2 shows a good agreement between 24h median profiles predicted by WRF and measured by the PML in the free atmosphere while differences remain in the boundary layer. This difference between the free atmosphere and the atmospheric boundary layer occurs because the meteorological parameters behave differently. For example, the near-surface temperature is characterized by diurnal variations, with maximum at local afternoon and minimum at local midnight. However, in the free atmosphere, the temperature shows a small diurnal variation.

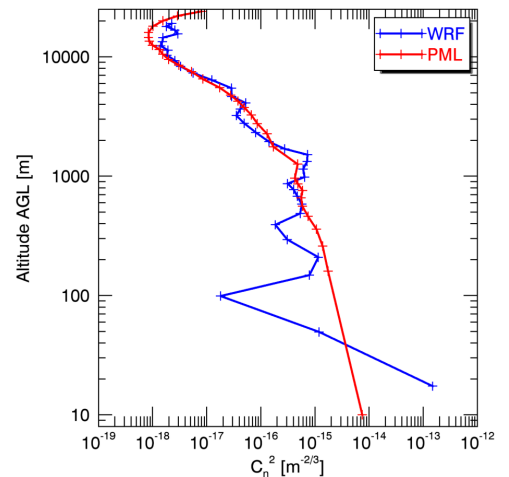


Fig. 2. Median profiles of C_n^2 on 2018/08/27

4 Conclusions

We have shown for a 24h forecasting, the capability of WRF model combined with an optical turbulence model to predict the vertical distribution of the optical turbulence above the Calern observatory. The predictions agree well with the PML measurements in the upper part of the planetary boundary layer and also in the free atmosphere. By contrast, there is a significant difference between WRF and PML results in the lower part of the boundary layer. As a perspective, a thorough study is required to find an optimal configuration of WRF by concentrating especially on the physical parameterization schemes and the use of a fine grid resolution to take into account the ground effects (topography, land use, surface heat flux, etc.) and properly represent the near-surface atmospheric processes that generate the optical turbulence.

References

- Giordano, C. 2014, PhD thesis, Université de Nice-Sophia Antipolis - UFR Sciences
- Skamarock, W. C., Klemp, J. B., Dudhia, J., et al. 2019, NCAR Tech. Note NCAR/TN-556+STR, 145pp.
- Trinquet, H. & Vernin, J. 2006, Publ., Astron. Soc. Pac., 118, 756
- Ziad, A., Chabé, J., Fantei-Caujolle, Y., et al. 2018, in Society of Photo-Optical Instrumentation Engineers (SPIE) Conference Series, Vol. 10703, Adaptive Optics Systems VI, 107036L

A.2 Communication scientifique AO4ELT6, du 09 au 14 juin 2019 à Québec, Canada

Cette section concerne une étude sur la prévision au-dessus de l'Observatoire de Calern et des comparaisons avec les mesures optiques diurnes et nocturnes obtenues par CATS. Les détails de cette étude sont présentés dans le proceeding Adaptive Optics for Extremely Large Telescopes, AO4ELT6 (GIORDANO et al., [2019](#)).

Optical turbulence forecasting and comparisons with daytime and nighttime measurements

C. Giordano^a, A. Rafalimanana^a, A. Ziad^a, E. Aristidi^a, J. Chabé^b, Y. Fanteï-Caujolle^a, and C. Renaud^a

^aUniversité Côte d’Azur, Observatoire de la Côte d’Azur, CNRS, Laboratoire Lagrange, France

^bUniversité Côte d’Azur, OCA, CNRS, IRD, Géoazur, 2130 route de l’Observatoire, 06460 Caussols, France

ABSTRACT

Forecasting the optical turbulence has become a necessary information to plan astronomical observations in the best possible way and to avoid scientific and pecuniary losses. This planification, called the "flexible scheduling", has been studied from different viewpoints in the past. Our choice is to use the Weather Research and Forecasting model coupled with different turbulence models to compare and analyse a set of possible options. At this point, the model mainly used in our group has been developed empirically from a large amount of balloons sounding. We present, in this paper, a study of a forecasting above the Calern observatory and comparisons with daytime and nighttime optical measurements obtained by the Calern Atmospheric Turbulence Station (CATS). We will show that we can reach a good precision above the Calern site, mainly above an altitude of a few hundreds meter, by binding the model with measurements.

Keywords: Turbulence - Atmospheric effects - Forecasting - Flexible Scheduling - Modeling

1. INTRODUCTION

It is well known that atmospheric and optical turbulence reduce the resolution reached by large telescopes. Indeed, even with a pupil as large as the future E-ELT one (39m), the theoretical resolution, given by $\frac{\lambda}{D}$, is limited by the Fried parameter r_0 to become $\frac{\lambda}{r_0}$. The adaptive optics (AO) is able to well compensate this effect but its performances depends also of the optical turbulence strength. Indeed the design and the dimensioning of AO systems are, among other things, constrained by the intensity and the profile of the turbulence. Also in case of strong turbulence, the correction bring by the AO system will be limited and the loop could not be close.

Moreover, in each observatories, astronomers have different observation programs, different modes of observations and the success of these programs strongly depends on the reachable performances. Having a forecasting about the nighttime evolution of the turbulence strength would allow to schedule the night and to adapt observations modes considering these informations, this is called the **flexible scheduling**. This aspect has become essential for the current generation of 8-10m class telescope and will be even more important for the next generation of 30-40m telescopes. The two main reasons are financial and scientific: by optimizing the scientific efficiency of each night using forecasting of optical turbulence, we optimize the cost of each observing night. For example, the expected cost of one night of observation with the E-ELT would be around 500,000 euros, and then increasing its efficiency will reduce the financial losses due to a wrong observations scheduling.

Our approach is based on the use of the Weather Research and Forecasting model (WRF)¹ coupled with a model initially deduced from an empirical analysis of a large amount of radiosounding balloons launched around the world.^{2,3} The novelty presented in this proceeding is the availability of a large database acquired on the Plateau de Calern (in South of France) thanks to the Calern Atmospheric Turbulence Station (CATS)⁴ which measured both meteorological and optical parameters such as the ground temperature and wind speed, the seeing, the vertical profile of the C_n^2 , ... This database will be used as a calibration tool for forecasts, and as a constraint for the optical turbulence model. We will briefly present in the following section the CATS station and its instruments. Section 3 will be dedicated to the use of CATS measurements to constrain the turbulence

E-mail: cgiordano@oca.eu

model. Section 4 will presents the configuration used for prediction above Calern observatory and section 5 will presents our first 24h prediction results and the comparison with local measurements.

2. CALERN ATMOSPHERIC TURBULENCE STATION - CATS

The CATS station (see figure 1) is a fully autonomous station installed in 2015 on the Plateau de Calern close to Nice in South of France. It's composed of a set of complementary instruments allowing the measurements of both optical and meteorological parameters:

- A weather station measures the ground parameters such as the temperature, the relative humidity or the wind speed and direction, and gives informations for the aperture of the domes.
- An all-sky camera coupled with a pyranometer to measure the cloud cover, and command, with the weather station, the aperture of the domes.
- A Generalized DIMM (G-DIMM)⁵ (figure 1, left) measures the nighttime integrated optical parameters such as the seeing, the isoplanatic angle and the coherence time.
- A Profiler of Moon Limb (PML)⁶ (figure 1, right) measures during daytime (on the sun limb) and nighttime (on the moon limb) the vertical profile of the C_n^2 with a high resolution ($\Delta h = 100m$ near the ground) and the integrated parameters (seeing, isoplanatic angle, outer scale, scintillation, and, in the future, the coherence time)



Figure 1. CATS station installed on the Calern Observatory. The left instrument is the G-DIMM, and the right one is the PML.

The main advantage of this station is that it acquires measurements during daytime and nighttime in an automatic mode thanks to the weather station and the all-sky camera which allow the beginning of observations in function of the meteorological conditions. Therefore a large database is now available and will allow us to have both comparisons and constraints for our optical turbulence model detailed in the following section.

3. USING CATS TO CONSTRAIN OUR TURBULENCE MODEL

The initial model used to compute turbulence intensity from meteorological parameter is based on the paper of Trinquet & Vernin 2007² which have analyzed 162 balloons radio sounding launched around the world. In this model we compute the structure constant of the temperature fluctuations $C_T^2(h)$ using the following equation:

$$C_T^2(h) = \phi(h)\chi(h)s^{1/2} \quad (1)$$

$$\chi(h) = \frac{d\theta}{dh} \quad (2)$$

$$s(h) = \sqrt{\left(\frac{dU}{dh}\right)^2 + \left(\frac{dV}{dh}\right)^2} \quad (3)$$

where χ is the vertical gradient of the potential temperature θ , s is the horizontal wind shear, U and V are respectively the wind speed in West-East and South-Nord directions. ϕ is the profile deduce from the balloons analysis following equation 4.

$$\phi(h) = \frac{\langle C_T^2 \rangle_m(h)}{\langle \chi \rangle_m(h) \langle s \rangle_m^{1/2}(h)} \quad (4)$$

$\langle \rangle_m(h)$ defines the median of balloon measurements at each altitude h .

Once we have the C_T^2 we can compute the structure constant of the refractive index fluctuations C_n^2 following the well known Gladstone's formula:

$$C_n^2(h) = \left(\frac{80.10^{-6}P}{T^2}\right)^2 C_T^2(h) \quad (5)$$

where P is the pressure in hPa and T is the absolute temperature in K.

This model works globally well but if we want to reach a better precision in a given site we need to use local informations to better take into account local behavior and ground effects. We have then decided to use the vertical profiles of the C_n^2 measured with the PML instrument, and the ground meteorological parameters measured with the weather station to improve the turbulence model. To do it we have made the assumption than the vertical profiles of temperature, pressure and wind speed are well forecasted with WRF. We can inject all these measured and predicted parameters in the equation 5 and 4 to retrieve a more local ϕ . Of course doing these assumptions brings errors, but we will see in the section 5 that the optical turbulence predicted by using this new ϕ is in a good agreement when compared to local measurements of the CATS station.

4. DOMAIN AND PREDICTION SETTINGS

To run a WRF simulation we need to prepare a grid domain having a given resolution, and nested domain having a higher resolution. We also need to use input meteorological data to gives initial and boundary conditions. Then we need to use terrestrial data such as topography, land type, etc... to have local informations on the ground of the selected domains.

In our case we have chosen to have a coarse domain with a 2700x2700km size gridded in 100x100 grid points. This domain is large enough to consider large scale effect which would cross the finest domain during the simulation duration. The finest resolution reached by our domain is 1x1km and we down to this domain by inserting nested domain with a respective resolution of 9x9km and 3x3km to reduce gradually the resolution.

The meteorological input data used are those delivered by the Global Forecast System (GFS) and have a resolution of 0.25x0.25degrees (111x111km).

The topographic data used come from the Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) * and has a resolution of 0.09x0.09km which is better to take into account the roughness of the relief.

Table 1 summarized the configuration of our domains, and the figure 2 shows the corresponding domains over-plotted on a map and the vertical layers used in the simulation. We can notice that the vertical resolution is higher near the ground ($\Delta h = 0.015m$) and gradually decreases up to $\Delta h = 1.246km$ for the highest layer.

*<http://srtm.csi.cgiar.org/>

Table 1. Configuration of the predicted domains used in WRF simulations.

	Domains			
	D01	D02	D03	D04
Latitude in the center	43.755			
Longitude in the center	6.922			
Horizontal resolution [km]	27x27	9x9	3x3	1x1
Number of horizontal grid points	100x100	100x100	100x100	70x70
Vertical resolution [km]	from 0.015 to 1.246			
Number of vertical level	42	42	42	42

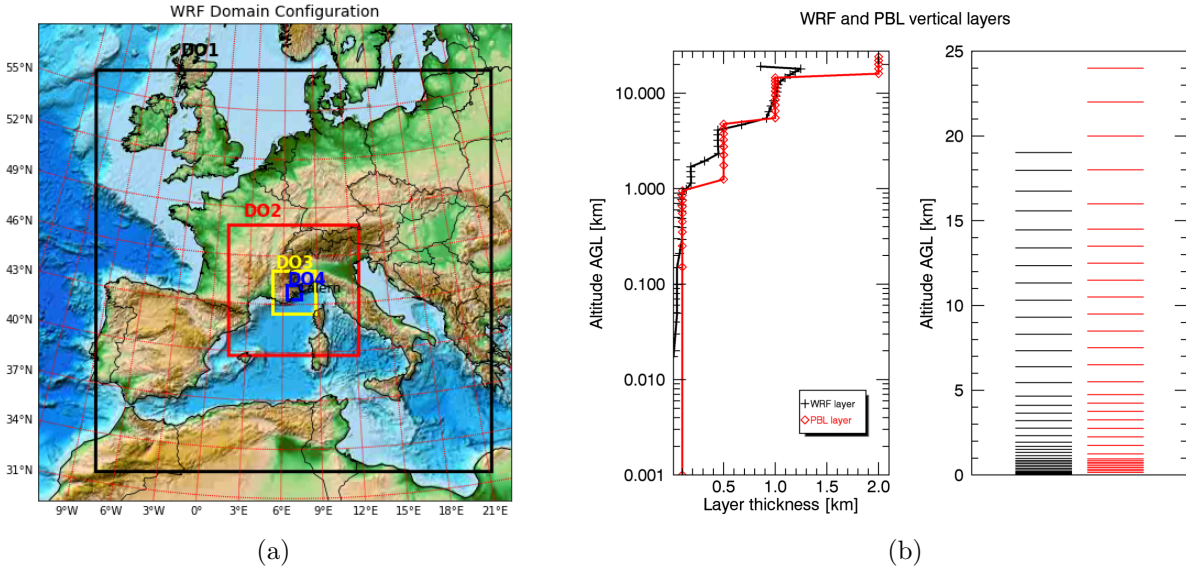


Figure 2. Configuration of the predicted domains. (a) projection of the main domain (D01) and nested domains (D02-D04) on the map. (b) PML vertical levels (red) and WRF vertical levels used for prediction (black).

5. FIRST RESULTS ON CALERN OBSERVATORY

In this section we present the first results obtained with the WRF model coupled with the turbulence model detailed in the section 3 and including the constraints of the CATS station. We have run a 24h simulations on August 28, 2018 which is a date presenting a large amount of comparative measurements. The figure 3 shows the 2D vertical profiles of the $C_n^2(h)$ along the 24h forecasting and the profiles measured by the PML instrument. The WRF forecasting is configured to give one prediction every 10 minutes while PML gives one profile every 2-3 minutes. From these figures we can notice that:

- the planetary boundary layer of the turbulence measured by PML pass from 2-4km during the day, to around 1km during the night. This phenomena is well retrieved by WRF predictions.
- the forecasted surface layer seems thinner than the measured one. This effect could be due to the lower resolution of the PML in the first vertical level ($\Delta h_{PML} = 100m; \Delta h_{WRF}$). Integrate the first levels of the WRF profiles up to 100m, could gives a results more similar to the measurements.
- the transitions between day and night and night and day seems to follow a different behavior not well modeled with our approach.

Figure 4 shows a 24h averaged profile of the C_n^2 predicted by WRF in blue and measured by PML in red. The red and blue colored surfaces correspond to the first and third quartiles of both predicted and measured profiles. It appears that the C_n^2 profile seems well predicted above 500m (above ground level) and less well predicted below

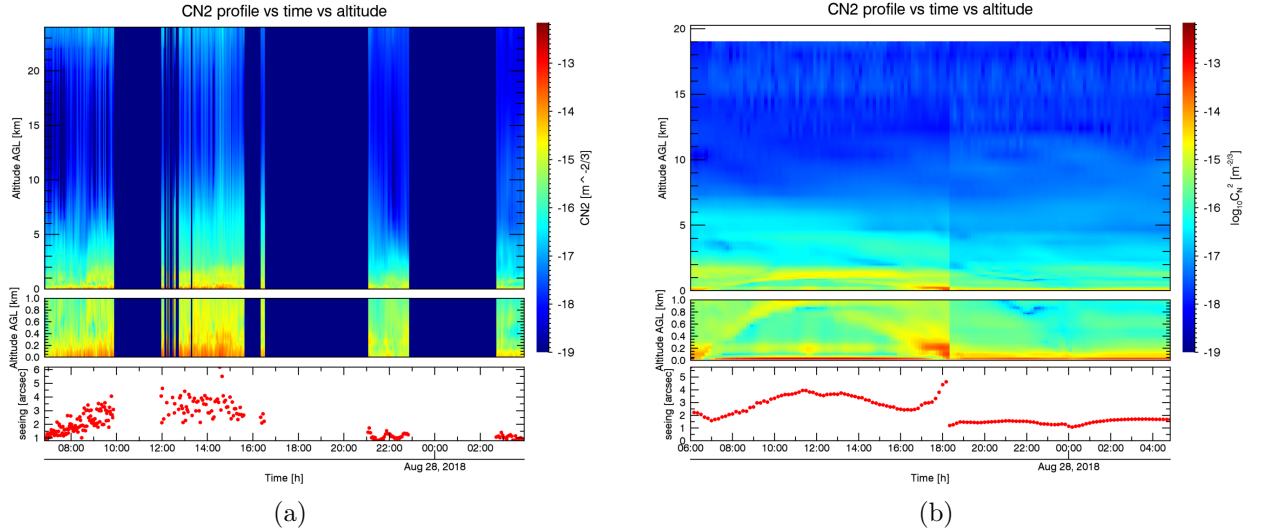


Figure 3. C_n^2 profiles measured versus time for the PML measurements (left) and for the WRF predictions (right). The pixel colors represent the C_n^2 intensity. For each figure, the middle 2D plot corresponds to a zoom within the first kilometer and the bottom plot shows the seeing versus time.

these 500m (within the surface layer). Here again, if we integrate the $C_n^2(h).dh$ within the first 500m, we obtain closest values for both measurements and forecasting. The most likely reason for this discrepancy could be the difficulty to well modeled the ground effects during daytime and nighttime, with respect to the free atmosphere effects, less dependent of the local configuration.

Figure 5 shows the seeing evolution during the 24h predicted. The measurements are plotted in red (PML) and black (GDIMM). The other colors are predictions using different turbulence models:

- Magenta dots: classical balloon analysis turbulence model (see section ??),
- Blue dots: turbulence model upgraded using both daytime and nighttime local PML measurements,
- Blue crosses: turbulence model upgraded isolating local nighttime PML measurements.

The red colored surface corresponds to the standard deviation resulting from a 10minutes moving average of the PBL and GDIMM measurements to reach the same sample as that of WRF. From this figure we can notice that the turbulence model upgraded gives, for this particular date, better predictions during the day. However this turbulence model is really not adapted for nighttime conditions. Consider only nighttime measurements to constrain the turbulence model gives better results in the predictions, but fluctuations are not well forecasted.

6. DISCUSSION AND CONCLUSION

In this paper we have presented a first result of forecasting above the Calern observatory, and a comparison with instruments of the CATS station: the PML for the vertical profiles of the C_n^2 and the seeing and the G-DIMM only for the seeing. We have presented a way to constrain the turbulence model by using local measurements and we present the results on a 24h forecasting.

From these comparisons, we can assume that our turbulence forecasting model gives encouraging predictions with a rather good accuracy with respect to in-situ measurements. We have shown our ability to retrieve daily effects such as the increase of the planetary boundary layer thickness and the increase of the turbulence intensity due to the ground heating during the day. We have shown the ability to well retrieve the C_n^2 profiles within the free atmosphere (above 500m a.g.l.) and the importance to constrain the turbulence model by local measurement. However, all this results are just for one day, and we need to confirm them by increasing the number of forecast to make a robust statistical analysis of our prediction tool.

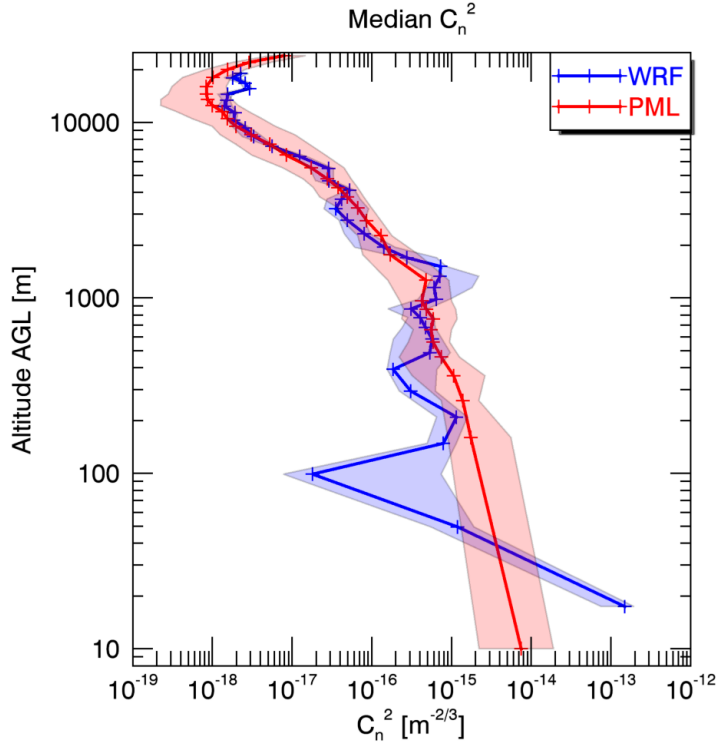


Figure 4. (a) 24h mean profiles of the C_n^2 measured with the PML (in red) and predicted with WRF (in blue) and our turbulence model. The colored surface corresponds to the interval between the first and third quartiles.

We have also identified two some issues in our prediction model: the complexity to forecast the optical turbulence during the day/night and night/day transition phases, the low accuracy in the C_n^2 within the first 500m and the difficulty to follow fluctuations during nighttime conditions. All these issues could be attenuated by increasing our statistics to better constrain the turbulence model. One way to do it is to have a turbulence model which evolves following the hour (day, night, dusk, dawn) and seasons. Indeed the conditions are different in summer, where the sun is very high during the day, and close to the horizon during the night, and in winter where the sun are the opposite behavior. Another possibility is to increase the horizontal resolution of the domain to better take into account the ground effects.

All these possible improvements will be presented in our future papers.

ACKNOWLEDGMENTS

We gratefully thanks the NCEP/NCAR for the availability of the WRF tool and for providing the GFS meteorological data.

We thanks the SRTM for giving access to the high resolution topographic data.

We would also thanks the Mesocentre SIGAMM of the Observatoire de la Côte d’Azur for hosting our model and for their help in all the installation process.

REFERENCES

- [1] Skamarock, W. C., Klemp, J. B., Dudhia, J., Gill, D., Liu, Z., Berner, J., Wang, W., Powers, J., Duda, M., Barker, D., and Huang, X.-Y., “A Description of the Advanced Research WRF Version 4,” tech. rep., NCAR (2019).
- [2] Trinquet, H. and Vernin, J., “A statistical model to forecast the profile of the index structure constant C_n^2 ,” *Environmental Fluid Mechanics* **7**, 397 (Sept. 2007).

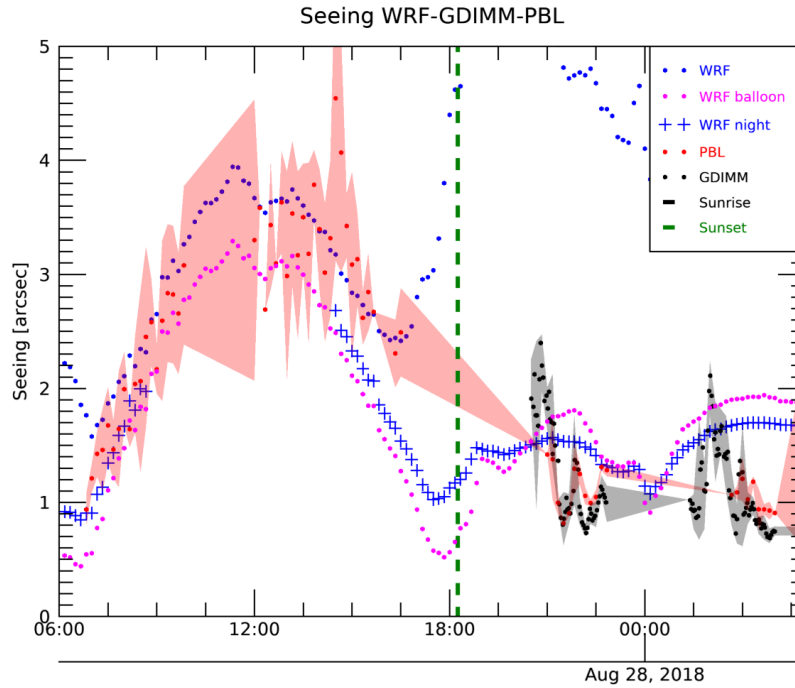


Figure 5. Seeing evolution for the 24h predicted. The magenta dots correspond to the results deduced with the balloon analysis turbulence model. The blue dots correspond to an upgrade of the turbulence constrained by the local measurement. The blue cross represent again an upgrade with a specific nighttime turbulence model. The red and black dots are respectively the PML and GDIMM measurements. Finally the colored surface correspond to the standard deviation deduced from a 10 minutes moving average of the PML and GDIMM measurements.

- [3] Giordano, C., *Prédiction et optimisation des techniques pour l'observation a haute resolution angulaire et pour la future génération de très grands télescopes*, PhD thesis, Université de Nice Sophia Antipolis, Nice, France (2014).
- [4] Ziad, A., Chabé, J., Fantéi-Caujolle, Y., Aristidi, E., Renaud, C., and Ben Rahhal, M., "CATS: an autonomous station for atmospheric turbulence characterization," in [*Adaptive Optics Systems VI*], *Society of Photo-Optical Instrumentation Engineers (SPIE) Conference Series* **10703**, 107036L (July 2018).
- [5] Aristidi, E., Ziad, A., Chabé, J., Fantéi-Caujolle, Y., Renaud, C., and Giordano, C., "A generalized differential image motion monitor," *Monthly Notices of the Royal Astronomical Society* **486**, 915–925 (June 2019).
- [6] Chabé, J., Aristidi, E., Ziad, A., Lantéri, H., Fantéi-Caujolle, Y., Giordano, C., and Renaud, C., "The PML: a generalized monitor of atmospheric turbulence profile with high vertical resolution," *in preparation* (2019).

A.3 Communication SPIE, 2020 : Vers une prédiction optimale de la turbulence atmosphérique à l'aide du modèle WRF

J'ai assisté à la conférence Society of Photo-Optical Instrumentation Engineers (SPIE) de décembre 2020 en distanciel. Au cours de cette conférence, j'ai présenté un poster sur mes travaux de thèse. Les détails et les résultats de cette étude sont publiés dans le proceeding de la conférence SPIE (RAFALIMANANA et al., [2020](#)).

Towards an optimal prediction of atmospheric turbulence by means of WRF model

Alohotsy Rafalimanana, Christophe Giordano, Aziz Ziad, and Eric Aristidi

Université Côte d'Azur, Observatoire de la Côte d'Azur, J.L. Lagrange, Parc Valrose 06108 Nice Cedex 2, France

ABSTRACT

Forecasts of meteorological and atmospheric turbulence conditions are important for optical link optimization in laser telemetry, for free space telecommunications reliability and optical imaging systems. It has become a necessary information for an optimal programming of the ground-based astronomical observations, called "flexible scheduling". In this study, we present the ability of the Weather Research and Forecasting (WRF) model to predict the meteorological parameters (temperature, relative humidity, wind speed and wind direction) as well as the optical turbulence conditions (profile of the refractive index structure parameter C_n^2 , seeing, Fried parameter, isoplanatic angle and coherence time) above Cerro Pachon Observatory in Chile. Radiosounding balloons and mast based observations have been used to evaluate the model performance. We will show that WRF model can reach a good agreement with the radiosoundings measurements.

Keywords: Atmospheric turbulence, flexible scheduling, astronomical observations

1. INTRODUCTION

Atmospheric turbulence and meteorological conditions have a critical impact on the quality of observations in ground-based astronomy. Indeed, the light beams propagating through the atmosphere are deflected randomly, which induces spatial and temporal variations that degrade the quality of the signal. This leads in a considerable degradation of system performances.¹ In astronomical imaging, atmospheric turbulence reduces drastically the angular resolution of images. The implementation of the most recent adaptive optics (AO) techniques are intended to compensate those effects but their performances depend also on the optical turbulence strength. Thus, its optimization require a detailed knowledge of the optical turbulence parameters, particularly the vertical profile of the C_n^2 .

Observatories sites are limited in their operation by the constantly changing state of the atmosphere. To support and to guarantee successful ground-based astronomical observations, it is therefore essential to be able to predict, a few hours in advance, the meteorological parameters (temperature, relative humidity, wind speed and direction) and optical turbulence (OT) parameters² (profile of C_n^2 , seeing, Fried parameter, isoplanatic angle and coherence time). This optimization of the programming of astronomical observations is called the flexible scheduling.

For free space optical telecommunications and laser links, atmospheric turbulence degrades the quality and reliability of transmissions. Therefore, to exploit the full potential of optical telecommunications, and to improve the link budget, it is imperative to have a good characterization of the atmosphere in order to know where to install the receiving stations, and there again to dimension the instruments that make it up in the best possible way.

It is also important to notice that the choice of sites hosting the new facility of telescopes must meet very strict criteria in terms of optical quality. Thus, in evaluating the quality of a site, meteorological and turbulence conditions are important considerations. Before selecting a site for a new facility, extensive site-testing campaigns are often performed but site testing campaigns are very expensive and take a long time. Thus, forecasts of meteorological and atmospheric turbulence conditions can be the way and could be the best solution to improve the search and testing of astronomically interesting sites.

Our approach is based on the use of the Weather Research and Forecasting (WRF) model combined with an optical turbulence calculation model. The main goal is to quantify how accurately WRF model can reproduce the profile of

Further author information: (Send correspondence to A. Rafalimanana)
Alohotsy Rafalimanana: E-mail: alohotsy.rafalimanana@oca.eu,
Christophe Giordano: E-mail: cgiordano@oca.eu

meteorological parameters and optical turbulence. For this purpose, we performed sets of simulations above the Cerro Pachon Observatory in Chile, for which we have a database of in-situ measurements and vertical profiles of meteorological and OT parameters, taking benefit from an intensive site testing campaign during the year 1998, in the framework of the Gemini program to implement AO at the focus of their large 8.1 m telescope.³

To validate the model, all predictions results obtained by WRF model will be compared to in-situ measurements coming from balloon-borne radiosoundings and mast based observations. We will present in the following section the WRF model configuration and the observational data. Section 3 will show the model of OT. We will present the results of the model validation in Section 4. Section 5 presents the main conclusions.

2. MODEL CONFIGURATION, OBSERVATIONAL DATA

2.1 Model setup and simulations

In this study, we used the Advanced Research WRF (WRF-ARW v4.0) mesoscale model, developed by the National Center for Atmospheric Research (NCAR).⁴ WRF has proved to be able to predict well meteorological parameters and also the optical turbulence.⁵⁻⁹ To run a simulation with WRF, one needs to proceed in two phases:

1. configure the model domain(s), feed the model with the input data, and prepare the initial conditions
2. run the forecast model

WRF model was configured with five domains of horizontal resolutions varying from 27×27 km to 0.333×0.333 km (Fig. 1). The domain center coordinates indicates the location of the Cerro Pachon Observatory, in Chile (coordinates: $-30.233, -70.733, 2715$ m). Table 1 shows the main characteristics of the simulation domains.

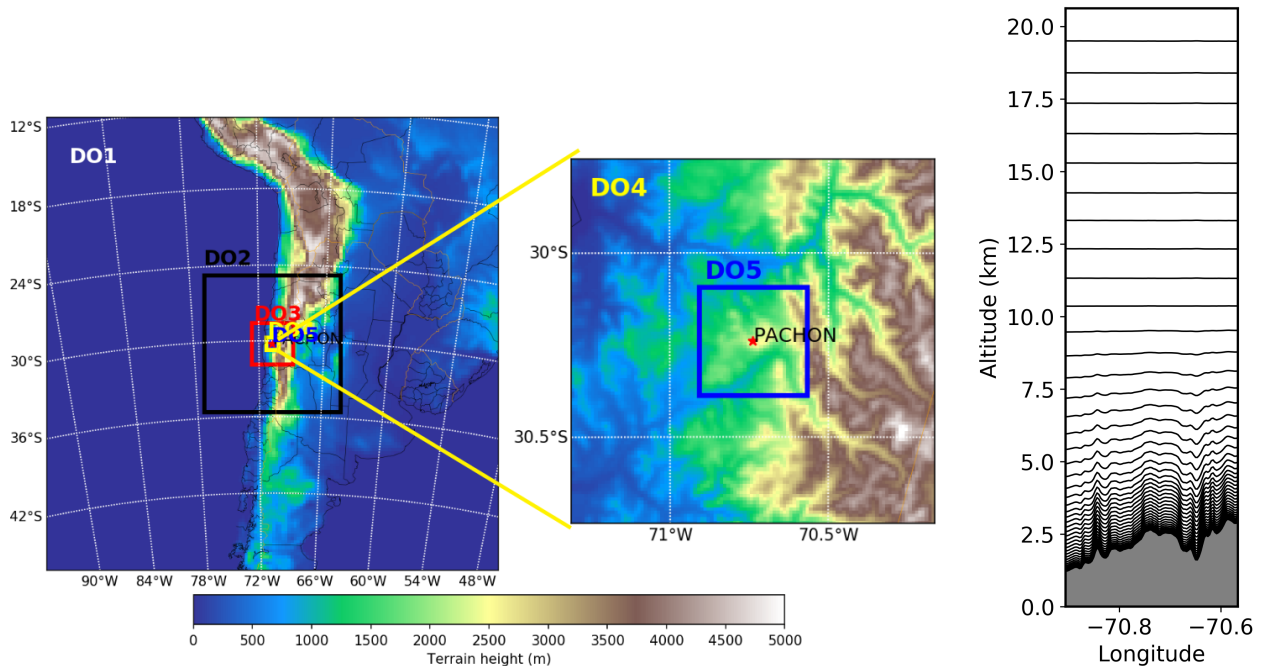


Figure 1: Domains used for our WRF simulations. The horizontal resolution varies from 27×27 km (D01) to 0.333×0.333 km (D05). Colormap represents the topography. The right plot show the vertical level of the model

The model was run with 46 vertical grid levels with a resolution decreasing slowly with height. The first 16 levels are located in the lowest 1km of the atmosphere with the first level at approximately 10 meters above ground level and the model top set at 50 hPa (~ 20500 m above mean sea level).

Table 1: Simulation domains configuration.

Domains	Resolution (km^2)	Grid points number	Vertical level number	Layer thickness (km)
D01	27×27	150×150	46	$\Delta z_{min} = 0.01$ $\Delta z_{max} = 1.15$
D02	9×9	136×136		
D03	3×3	124×124		
D04	1×1	112×112		
D05	0.333×0.333	100×100		

Climate Forecast System Reanalysis (CFSR) from the National Centers for Environmental Prediction (NCEP) has been used as the initial and lateral boundary conditions. CFSR has a temporal resolution of 6 hours and a horizontal resolution of about $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ ($\sim 56 \times 56 km^2$). CFSR data are available at the surface and extend in 64 levels up to 0.266 hPa (~ 58500 m above mean sea level).

The Shuttle Radar Topography Mission (SRTM)* having a resolution of 3×3 arcsec ($\sim 90 \times 90$ m) was used to define the topography of the model domains.

Some parameterizations have been used to take into account the physics of the atmosphere. Indeed, the Thompson scheme was used for the microphysics.¹⁰ Kain-Fritsch scheme was used for the cumulus parametrization.¹¹ Dudhia model was utilized for the shortwave radiation,¹² and Rapid Radiative Transfer Model for general circulation models (GCMs), RRTMG for the longwave radiation.¹³ Revised MM5 surface layer scheme¹⁴ was used for the surface layer scheme. Different schemes of the PBL and Land Surface Model (LSM) have been studied to know the best configuration to better represent lower atmospheric thermodynamic structures. Results of this sensitivity analysis have shown that the Yonsei University (YSU) scheme¹⁵ was qualified to be the best scheme for the planetary boundary layer (PBL) parameterization and the Rapid Update Cycle (RUC)^{16–18} for the land surface model (LSM) for the case of Cerro Pachon area. More details about this part are presented in a forthcoming paper.¹⁹

Simulations were performed in different periods of the year 1998. For each run, numerical simulations are executed for a 24 hours forecast.

2.2 Radiosoundings and Mast meteorological observations

We used high resolution radiosoundings data from a site testing campaign³ that took place at Cerro Tololo and Cerro Pachón in 1998, in the framework of the Gemini program to implement Adaptive Optics (AO) at the focus of their large 8.1 m telescope. The radiosondes were equipped with weather stations to measure meteorological parameters. A pair of sensors (thermal probes) separated by a small distance have been used to measure the temperature structure function. More details about the instrument are explained by Azouit & Vernin (2005).²⁰ The temperature structure function is defined by (equation 1):

$$D_T(r) = \langle [T(x) - T(x+r)]^2 \rangle \quad (1)$$

where T is the absolute temperature, $\langle \rangle$ is a temporal average and r is the separation between the two sensors. During the campaign, two distinct separations, $r_1 = 0.3m$ and $r_2 = 0.95m$, have been adopted to make the instrument more reliable.

In isotropic and homogeneous condition and if the turbulence is within the inertial convective range, the temperature structure function is expressed by the Kolmogorov form:

$$D_T(r) = C_T^2 r^{2/3} \quad \text{for } l_0 \ll r \ll L_0 \quad (2)$$

where l_0 and L_0 are the inner and outer scales of the atmospheric turbulence, and C_T^2 is the structure constant of the temperature fluctuations. To derive the C_n^2 , we make use of the Gladstone's law:

$$C_n^2(z) = A^2 \cdot C_T^2(z) \quad (3)$$

*<http://srtm.csi.cgiar.org/>

with

$$A = \left(\frac{80 \cdot 10^{-6} P(z)}{T(z)^2} \right) \quad (4)$$

where $P(z)$ is the vertical profile of atmospheric pressure in hPa, $T(z)$ is the vertical profile of air temperature in Kelvin

During the campaign, 46 balloons flights measuring the vertical profiles of pressure, temperature, wind speed and direction, relative humidity and C_n^2 were launched from the Cerro Pachón observatory. Details of flight number are presented in Table 2. The radiosoundings sample the atmosphere from the ground up to about 25 km with high vertical resolution (4-7 m).

In addition to radiosounding data, for the comparison we used mast measurements containing wind profiles for the first 30m above ground level.

Table 2: Number of balloon flights during the campaign in 1998 by seasons: DJF (December-January-February), MAM (March-April-May), JJA (June-July-August) and SON (September-October-November). It has been categorized by parameters: P (pressure), T (temperature), Rh (relative humidity), wind (for wind speed and direction) and the C_n^2 .

Seasons	Number of flights		
	P, T, Rh	wind	C_n^2
DJF	12	9	12
MAM	11	n.a.	11
JJA	11	9	9
SON	12	10	12
Total	46	28	44

3. OPTICAL TURBULENCE MODEL

The refractive index structure constant C_n^2 describe the vertical distribution of OT. Two different methods to assess the C_n^2 vertical profiles were proposed in this study.

3.1 Tatarskii model

Tatarskii²¹ in 1961 proposed a theoretical model to compute the C_n^2 . In this paper, we called it as WRF_Tatarskii model. C_n^2 is defined by the following equation.

$$C_n^2(z) = 2.8M^2 L_0^{4/3} \quad (5)$$

where M is the vertical gradient of the refractive index of the air:

$$M = -80 \cdot 10^{-6} \frac{P}{T} \frac{1}{\theta} \frac{\partial \theta}{\partial z} \quad (6)$$

where P is the atmospheric pressure in hPa, T is the air temperature in K, θ is the potential temperature in K and L_0 is the outer scale of the turbulence. Here, the value of L_0 is deduced from the local instantaneous profiles of radiosoundings measurement (see Sec. 2.2)

3.2 Empirical turbulence model

An empirical turbulence model deduced from a statistical analysis of radiosoundings balloons were proposed by Trinquet & Vernin (2006, 2007).^{22,23} We called it the WRF_phiModel in this paper. This empirical method defines the structure constant of the temperature fluctuations C_T^2 using the following equation:

$$C_T^2(z) = \phi(z) \cdot \chi(z) \cdot S(z)^{1/2} \quad (7)$$

$$\chi(z) = \frac{\partial \theta}{\partial z}, \quad (8)$$

$$S(z) = \sqrt{\left(\frac{\partial V_x}{\partial z} \right)^2 + \left(\frac{\partial V_y}{\partial z} \right)^2} \quad (9)$$

with $\chi(z)$ is the vertical gradient of the potential temperature, $S(z)$ is the wind shear, V_x and V_y are the two components of the horizontal wind speed respectively in the direction West-Est and South-North. $\phi(z)$ is the vertical profile parameter deduced empirically from radiosoundings balloons statistics.

$$\phi(z) = \frac{\langle C_T^2 \rangle_m}{\langle \chi(z) \rangle_m \cdot \langle S(z) \rangle_m^{1/2}} \quad (10)$$

where $\langle \rangle_m$ is the median value. In this paper, we computed $\phi(z)$ from a large database of radiosounding data collected over the Cerro Pachon site during the year 1998 (see Sec. 2.2). And the C_n^2 is deduced from the Gladstone's law (see equation. 3)

3.3 Integrated parameters: Seeing, Fried's parameter, Isoplanatic angle and Coherence time

From the vertical profile of C_n^2 , it is then possible to calculate a number of essential parameters for the study of turbulence from an astronomical point of view. These optical parameters include: the seeing (ε_0), the Fried's parameter (r_0), the isoplanatic angle (θ_0) and the coherence time (τ_0) and they are relevant to the adaptive optics. The following formulas show their respective expressions²⁴ at wavelength λ :

$$\varepsilon_0 = 0.98 \frac{\lambda}{r_0} \quad (11)$$

$$r_0 = \left[0.423 \left(\frac{2\pi}{\lambda} \right)^2 \cos(\gamma)^{-1} \int_{z_0}^{\infty} C_n^2(z) dz \right]^{-3/5} \quad (12)$$

$$\theta_0 = 0.058 \lambda^{6/5} \left[\cos(\gamma)^{-8/3} \int_{z_0}^{\infty} z^{5/3} C_n^2(z) dz \right]^{-3/5} \quad (13)$$

$$\tau_0 = 0.314 \cdot \cos(\gamma) \frac{r_0}{V_0} \quad (14)$$

where $C_n^2(z)$ is the vertical profile of refractive index structure parameter, γ is the angular distance of the astronomical source from the zenith, and V_0 is the average velocity of the turbulence .

$$V_0 = \left[\frac{\int_{z_0}^{\infty} |V(z)|^{5/3} C_n^2(z) dz}{\int_{z_0}^{\infty} C_n^2(z) dz} \right]^{3/5} \quad (15)$$

where $V(z)$ is the vertical profile of wind speed

4. RESULTS

4.1 Meteorological parameters

In this section, we present the performance of WRF model in predicting meteorologicals parameters. A statistical comparison between radiosonde measurements and WRF model prediction is performed for the whole year 1998.

Fig. 2a shows the mean vertical profile of temperature. The mean temperature profiles are very similar over the entire atmosphere. The temperature is the best predicted parameter by WRF model. The colored surface of the standard deviation overlap over the whole atmosphere.

Fig. 2b shows that WRF model overestimates relative humidity compared to radiosoundings. But regarding the mean value, both measured and predicted profiles are similar. The colored surface of the standard deviation overlap over the entire atmosphere.

Fig. 2c and Fig. 2d show the mean vertical profiles of wind speed and wind direction with the corresponding standard deviation. Wind speed and wind direction are also well predicted by WRF model in the free atmosphere but still present a difference in the ground layer. Like the temperature and humidity, the colored areas of the standard deviation of the prediction and measurements overlap. Fig. 3 shows a vertical profile of wind speed and direction, for the 9 October 1998 where we include data from the mast in the first 30m above the surface. It was found that radiosonde balloon measurements

are influenced by the rocking of the nacelle in the first 30-50 meters above the ground, which affects the quality and reliability of measurements in this portion of the atmosphere.

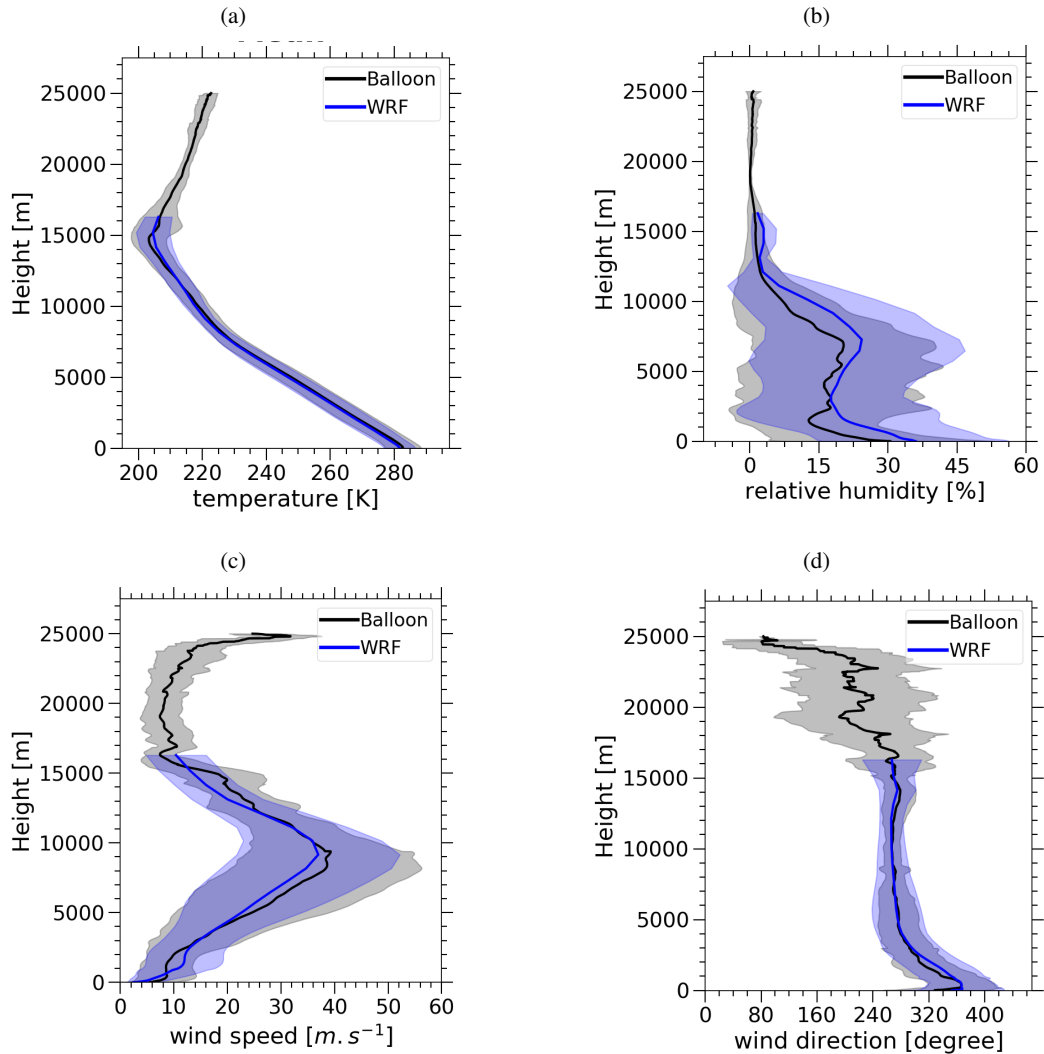


Figure 2: Mean vertical profiles of meteorological parameters for the year 1998. In black line the radiosound measurement and WRF model in blue line. Temperature (a), relative humidity (b), wind speed modulus (c) and wind direction (d). Colored surface indicate the standard deviation from the mean value

4.2 OT parameters

4.2.1 Structure constant of refractive index C_n^2

Fig. 4a shows an example of the vertical profile of the C_n^2 measured by microthermal sensors mounted on the balloons and predicted by WRF model, for the night of 16 April 1998 and Fig. 4b for the night of 13 September 1998. We can see on these two examples that our models give a similar result as the balloon measurement. WRF_Tatarskii appears to show better profiles than WRF_phiModel on instantaneous values. The profiles for the cases displayed in Fig. 4a and Fig. 4b are typical of the profile of C_n^2 for the other cases.

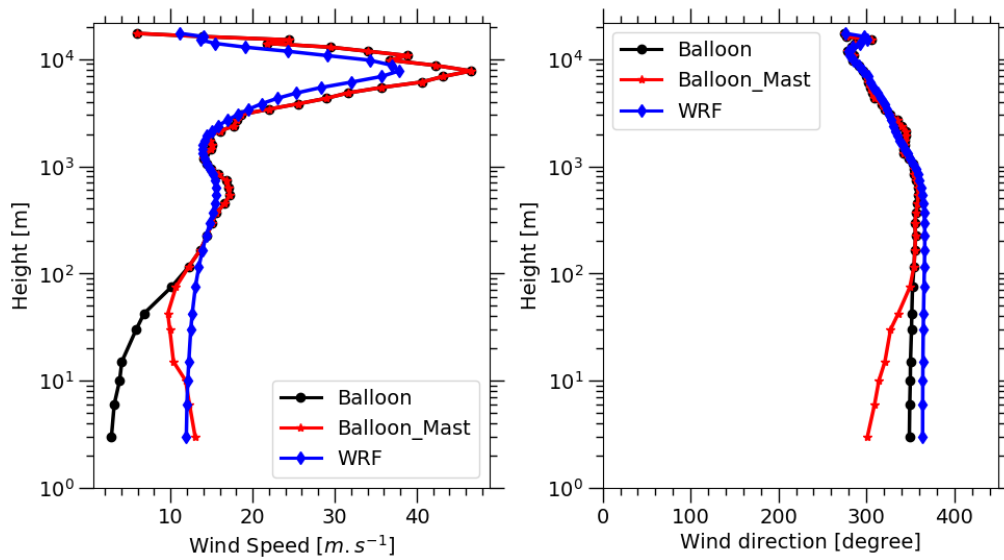


Figure 3: Example of a vertical profile of wind speed and direction, for the 9 October 1998. In black the radiosonde, in blue the prediction by WRF, in red mixed profile (radiosonde + mast).

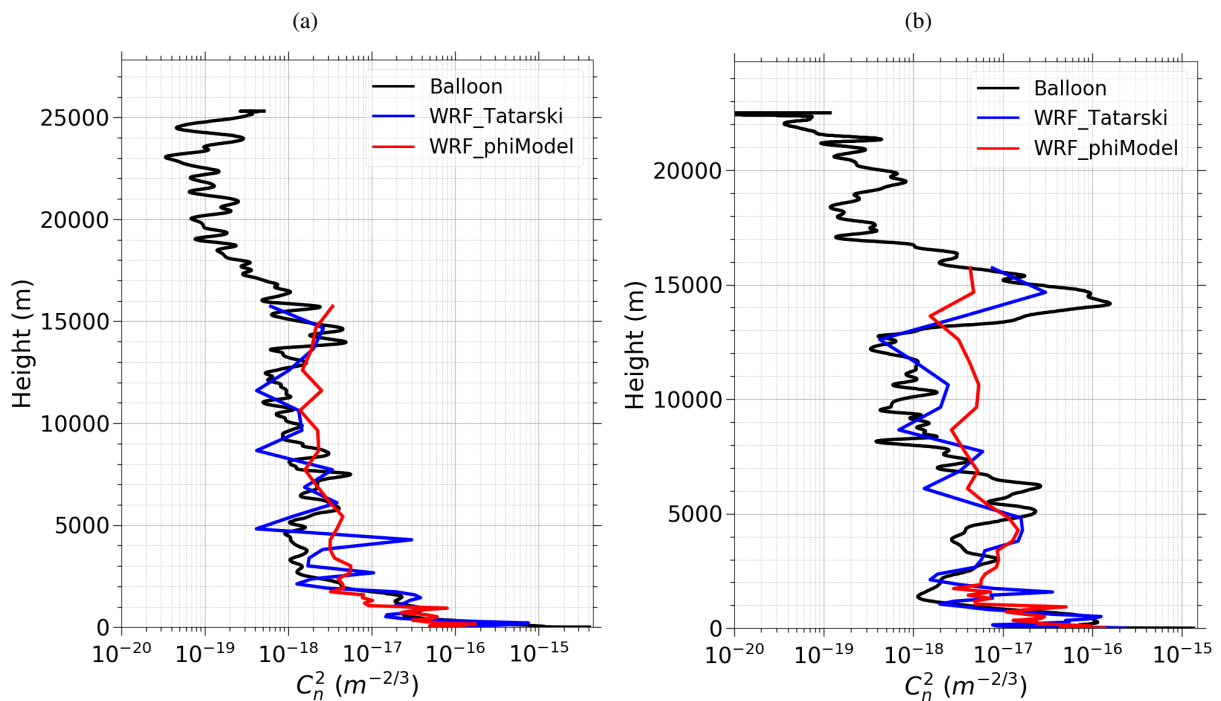


Figure 4: Example of a vertical profiles of C_n^2 for the night of the 16 April 1998 (a) and for the night of 13 September 1998 (b). In black line the radiosonde data, in blue WRF_Tatarskii, in red WRF_phiModel.

Fig. 5 shows the statistical comparison between the median profile of C_n^2 measured by radiosounding and predicted by WRF with the two OT models. The shape of the profiles is well reconstructed by both OT models compared to the radiosounding profile, except at ground level. Looking at the first and third quartile interval, WRF_Tatarskii model shows

a wider dispersion of C_n^2 in all altitudes but one can see that colored surfaces are overlapped almost at any altitude.

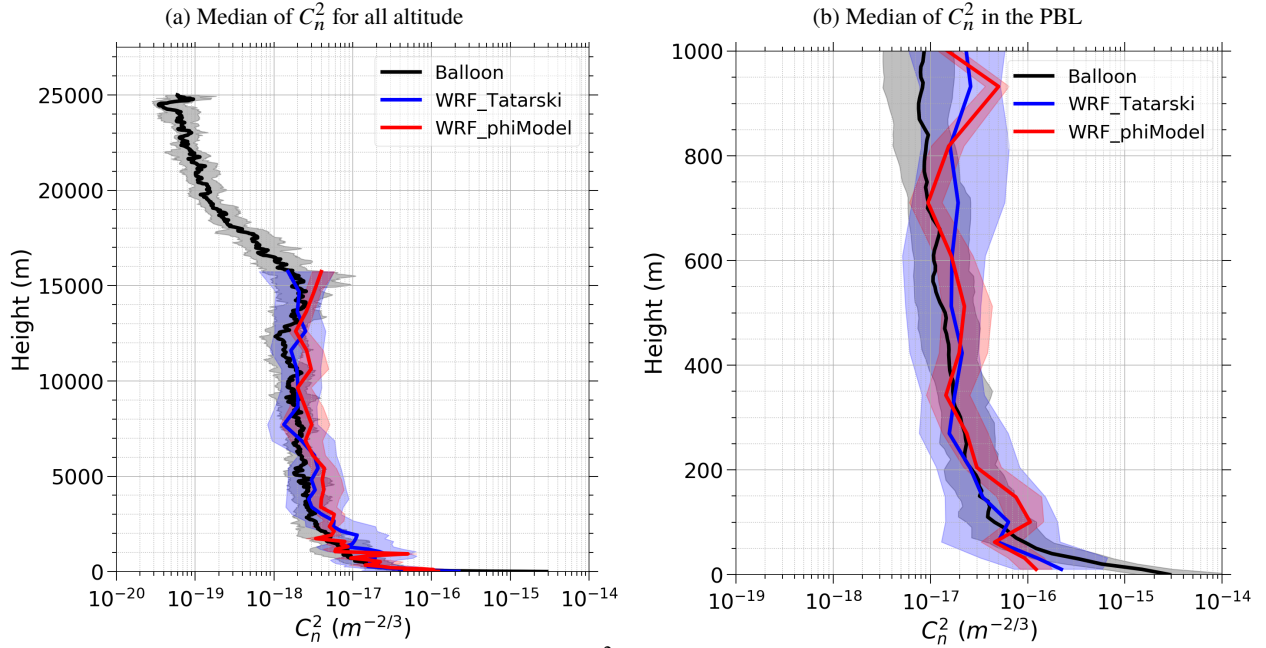


Figure 5: Comparison of the vertical profiles of the C_n^2 deduced from radiosounding (black), using WRF_Tatarskii model (blue) and WRF_phiModel (red). Thick lines indicate the median value and shading show the interval between the first and the third quartiles. (a) for all altitude and (b) a zoom for the planetary boundary layer.

4.2.2 Integrated parameters: Seeing, Fried parameter, Isoplanatic angle and Coherence time

In this section, we use the profile of C_n^2 to deduce all turbulence integrated parameters, and we compared those from balloons measurements and from predictions with WRF model.

All integrated parameters are calculated between the surface and 16km (top level height above the surface of the WRF prediction model). The median value of the observed seeing is 0.71 arcsec. The median seeing obtained from WRF_Tatarskii is 0.39 arcsec and from WRF_phiModel is 0.30 arcsec. For the isoplanatic angle, the observed median value is 1.79 arcsec and the predicted value are 3.89 arcsec for WRF_Tatarskii and 3.61 arcsec for WRF_phiModel. Table 3 show the statistical comparison between balloon measurement and prediction with WRF model for all flights during the year 1998.

Table 3: Statistical comparisons between integrated parameters measurements from balloon and forecasting from the WRF model for the year 1998

Parameters	Balloon vs WRF_Tatarskii			Balloon vs WRF_phiModel		
	Absolute bias	RMSE	Correlation	Absolute bias	RMSE	Correlation
ε_0 (arcsec)	0.41	0.61	0.004	0.51	0.67	0.03
θ_0 (arcsec)	2.04	2.35	0.12	1.76	1.90	0.05
r_0 (cm)	12.32	15.52	0.06	18.76	20.19	0.05
τ_0 (ms)	2.09	3.41	0.28	2.44	3.38	0.37

Fig. 6 shows a scatter plot of the integrated parameters between the WRF model and radiosonde measurement. Both model of OT underestimate the seeing with respect to the observation by balloon. The difference between observation and prediction are equal 0.32 arcsec and 0.41 arcsec for the WRF_Tatarskii and WRF_phiModel respectively. On the other

hand, the Fried parameter, the isoplanatic angle and the coherence time are overestimated by WRF model with respect to measurement.

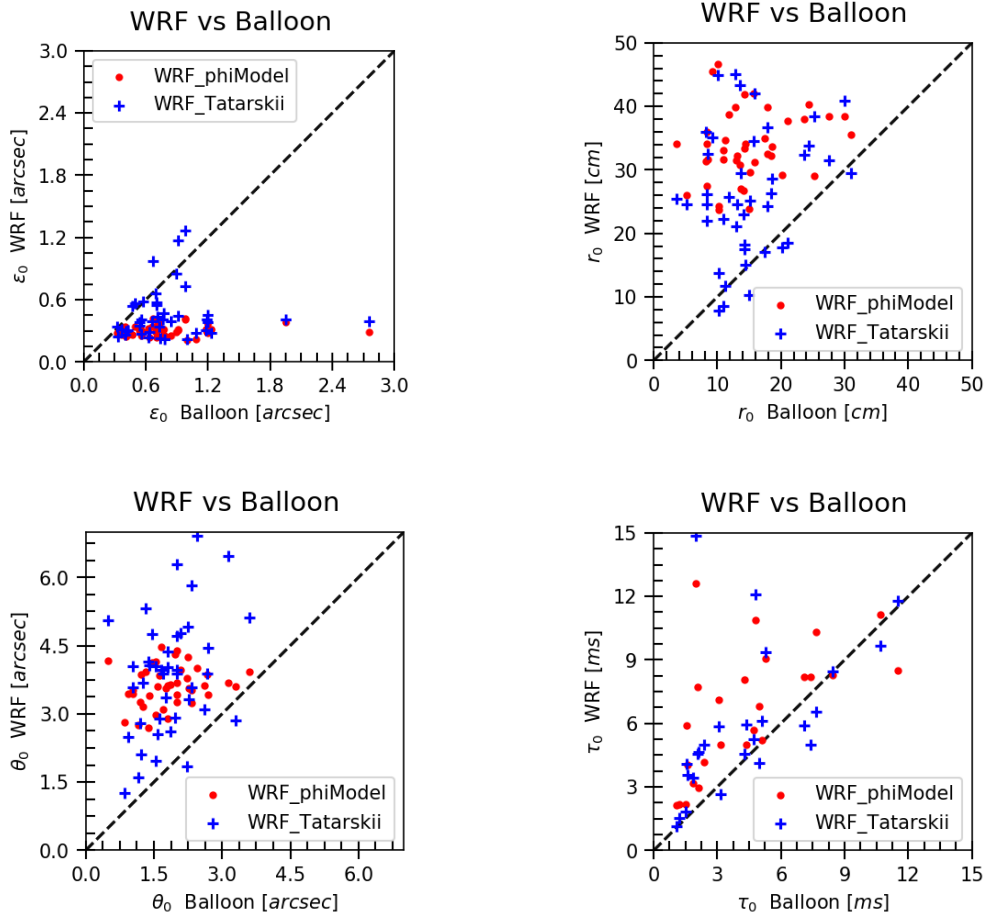


Figure 6: Scatter plots between balloon measurement and WRF model results. From the top left to the bottom right: the seeing, the Fried parameter, the isoplanatic angle and the coherence time. In red WRF_phiModel versus balloon and in blue WRF_Tatarskii versus balloon

5. CONCLUSION

In this study, the WRF model was used to predict vertical profiles of meteorological parameters and to estimate the OT parameters (vertical profile of C_n^2 , seeing, Fried parameter, isoplanatic angle and the coherence time) over the Cerro Pachon Observatory. To evaluate WRF model performances, results were compared with observational data coming from radiosoundings measurement which took place from January to December 1998 during a site testing campaign over Cerro Pachón and Cerro Tololo.

The vertical profiles of temperature showed an excellent agreement over the entire atmosphere, between WRF and radiosonde data. WRF overestimates the relative humidity but the standard deviation of the WRF output compared to the observation overlaps for the whole atmosphere. Wind speed and direction are also in a good agreement with the radiosonde data. Therefore, we can conclude that the results of our simulations show that meteorological parameters are in good agreements with the observations.

Regarding our approach to compute the OT parameters, two different models have been used: a theoretical model and an empirical model deduced from a statistical analysis of radiosoundings balloons. Vertical distributions of OT given by both models are in good agreement compared to balloons measurements excepted at ground level. We can say that

WRF_Tatarskii are better for instantaneous prediction values and WRF_phiModel is performing better on median values. The predicted median seeing is equal 0.39 arcsec (WRF_Tatarskii) and 0.30 arcsec (WRF_phiModel) versus 0.71 arcsec for the balloon measurements. WRF model overestimate the Fried's parameter (r_0), the isoplanatic angle (θ_0) and the coherence time (τ_0).

Our future work intend to continue our studies to improve the estimation of the OT parameters by WRF model near the ground. This demands a very good prediction of meteorological parameters that is responsible of generating the OT. Indeed, a project of measurement by instrumented drone on the Calern observatory (France) site is in progress in order to obtain high-resolution vertical profiles of meteorological parameters on the first hundreds of meters above the ground. Having a large data set containing vertical profiles of meteorological parameters within the boundary layer will allow us to better constrain our model of OT. These data will be useful for the evaluation of the prediction by WRF model, and also can be assimilated in WRF as input data in order to improve our prediction.

ACKNOWLEDGMENTS

We would like to thank the Centre National d'Études Spatiales (CNES) and the Observatoire de la Côte d'Azur (OCA) for funding this activity. We acknowledge the NCEP/NCAR for the availability of the WRF model and thank the NCEP/NOAA for providing public access to the CFSR data used in this study. We also extend our thanks to SRTM for giving access to the high-resolution topographic data. We are also grateful to the Mesocentre SIGAMM of the Observatoire de la Côte d'Azur for hosting our model and for their help throughout the installation process.

REFERENCES

- [1] Andrews, L. C. and Phillips, R. L., [*Laser Beam Propagation through Random Media*], SPIE (2005).
- [2] Giordano, C., Rafalimanana, A., Ziad, A., Aristidi, E., Chabé, J., Fantei-Caujole, Y., and Renaud, C., "Contribution of statistical site learning to improve optical turbulence forecasting," *MNRAS* (2020).
- [3] Vernin, J., Agabi, A., Avila, R., Azouit, M., Conan, R., Martin, F., Masciadri, E., Sanchez, L., and Ziad, A., "1998 gemini site testing campaign: Cerro pachon and cerro tololo," tech. rep. (2000).
- [4] Skamarock, W. C., Klemp, J. B., Dudhia, J., Gill, D. ., Liu, Z., Berner, J., Wang, W., Powers, J. G., Duda, M. G., Barker, D. M., and Huang, X.-Y., "A Description of the Advanced Research WRF Version 4," *NCAR Tech. Note NCAR/TN-556+STR*, 145pp. (2019).
- [5] Frehlich, R., Sharman, R., Vandenbergh, F., Yu, W., Liu, Y., Knievel, J., and Jumper, G., "Estimates of cn2 from numerical weather prediction model output and comparison with thermosonde data," *JAMC* **49**(8), 1742–1755 (2010).
- [6] Giordano, C., Vernin, J., Vázquez Ramió, H., Muñoz-Tuñón, C., Varela, A. M., and Trinquet, H., "Atmospheric and seeing forecast: WRF model validation with in situ measurements at ORM," *MNRAS* **430**(4), 3102–3111 (2013).
- [7] Giordano, C., Vernin, J., Trinquet, H., and Muñoz-Tuñón, C., "Weather Research and Forecasting prevision model as a tool to search for the best sites for astronomy: application to La Palma, Canary Islands," *MNRAS* **440**(3), 1964–1970 (2014).
- [8] Cherubini, T. and Businger, S., "Another Look at the Refractive Index Structure Function*," *JAMC* **52**, 498–506 (02 2013).
- [9] Rafalimanana, A., Giordano, C., Ziad, A., and Aristidi, E., "Optical turbulence prediction using WRF Model," in [*SF2A-2019: Proceedings of the Annual meeting of the French Society of Astronomy and Astrophysics*], (Dec. 2019).
- [10] Thompson, G., Field, P. R., Rasmussen, R. M., and Hall, W. D., "Explicit forecasts of winter precipitation using an improved bulk microphysics scheme. part ii: Implementation of a new snow parameterization," *MWR* **136**(12), 5095–5115 (2008).
- [11] Kain, J. S., "The kain–fritsch convective parameterization: An update," *J. Appl. Meteor.* **43**(1), 170–181 (2004).
- [12] Dudhia, J., "Numerical study of convection observed during the winter monsoon experiment using a mesoscale two-dimensional model," *JAS* **46**(20), 3077–3107 (1989).
- [13] Iacono, M. J., Delamere, J. S., Mlawer, E. J., Shephard, M. W., Clough, S. A., and Collins, W. D., "Radiative forcing by long-lived greenhouse gases: Calculations with the aer radiative transfer models," *JGR: Atmospheres* **113**(D13) (2008).
- [14] Jiménez, P. A., Dudhia, J., González-Rouco, J. F., Navarro, J., Montávez, J. P., and Garcia-Bustamante, E., "A revised scheme for the wrf surface layer formulation," *MWR* **140**(3), 898–918 (2012).

- [15] Hong, S.-Y., Noh, Y., and Dudhia, J., “A new vertical diffusion package with an explicit treatment of entrainment processes,” *MWR* **134**(9), 2318–2341 (2006).
- [16] Smirnova, T. G., Brown, J. M., and Benjamin, S. G., “Performance of different soil model configurations in simulating ground surface temperature and surface fluxes,” *MWR* **125**(8), 1870–1884 (1997).
- [17] Smirnova, T. G., Brown, J. M., Benjamin, S. G., and Kenyon, J. S., “Modifications to the rapid update cycle land surface model (ruc lsm) available in the weather research and forecasting (wrf) model,” *MWR* **144**(5), 1851–1865 (2016).
- [18] Benjamin, S. G., Dévényi, D., Weygandt, S. S., Brundage, K. J., Brown, J. M., Grell, G. A., Kim, D., Schwartz, B. E., Smirnova, T. G., Smith, T. L., and Manikin, G. S., “An hourly assimilation–forecast cycle: The ruc,” *MWR* **132**(2), 495–518 (2004).
- [19] Rafalimanana, A., Giordano, C., Ziad, A., and Aristidi, E., “Optimal prediction of atmospheric turbulence by means of WRF model,” *in preparation* (2021).
- [20] Azouit, M. and Vernin, J., “Optical turbulence profiling with balloons relevant to astronomy and atmospheric physics,” *PASP* **117**, 536–543 (may 2005).
- [21] Tatarskii V., I. and Silverman R., A., [*Wave Propagation in a Turbulent Medium*], Dover books on physics and mathematical physics, Dover (1961).
- [22] Trinquet, H. and Vernin, J., “A model to forecast seeing and estimate c_n^2 profiles from meteorological data,” *PASP* **118**, 756–764 (may 2006).
- [23] Trinquet, H. and Vernin, J., “A statistical model to forecast the profile of the index structure constant C_N^2 ,” *Environmental Fluid Mechanics* **7**(5), 397–407 (2007).
- [24] Roddier, F., “V the effects of atmospheric turbulence in optical astronomy,” in [*Progress in Optics*], **19**, 281–376, Elsevier (1981).

A.4 Proceeding de la conférence SPIE, 2020 : Statistical learning & Machine Learning

Une étude préliminaire sur l'apprentissage statistique en tant que nouvelle approche pour la prévision de la turbulence optique a été réalisée. Des comparaisons entre l'apprentissage statistique et les modèles de prévision de la turbulence sont présentées et discutées. Les détails et les résultats de cette étude sont publiés dans le proceeding de la conférence SPIE (GIORDANO et al., [2020](#)).

Statistical Learning as a new approach for optical turbulence forecasting

C. Giordano^a, A. Rafalimanana^a, A. Ziad^a, E. Aristidi^a, J. Chabé^b, Y. Fanteï-Caujolle^a, and C. Renaud^a

^aLaboratoire J.L. Lagrange, OCA, UCA, CNRS, UMR 7293, Parc Valrose 06108 Nice Cedex 2, France

^bUniversité Côte d'Azur, OCA, CNRS, IRD, Géoazur, 2130 route de l'Observatoire, 06460 Caussols, France

ABSTRACT

For the new generation of Extremely Large Telescopes the knowledge of atmospheric turbulence conditions is become an information of primary importance to design and optimize all focal instrumentation. In the same way, the forecast of these atmospheric conditions is also of interest to allow both flexible scheduling and long term site testing. Until now we have used weather forecast tools coupled with turbulence models to predict turbulence conditions. In addition, we are developing a predictive statistical learning tool, using a large atmospheric database. Since 2015, the Calern Observatory hosts the Calern Atmospheric Turbulence Station (CATS) which measures during daytime and nighttime, ground meteorological conditions, vertical profiles of the C_n^2 and all relevant integrated parameters characterizing the optical turbulence. This large CATS database is used as input for our predictive statistical learning tool. This latter should take into account more closely the local specificities, seasonal variations and day/night transitions. A comparison between turbulence predictive models and statistical learning tools is presented and discussed

Keywords: Turbulence - Atmospheric effects - Forecasting - Flexible Scheduling - Modeling - Statistical analysis

1. INTRODUCTION

It is now well established that astronomical observatories need meteorological and turbulence forecasting to plan observing night.¹ This is called the flexible scheduling. During the past years some studies raised²⁻¹³ to bring an answer to the problem of the observation planning within the largest observatories, and for the next generation of Extremely Large Telescope. These studies used mainly a global circulation model such as the Mesoscale Non Hydrostatic model¹⁴ (Meso-NH) or the Weather Research and Forecasting¹⁵ (WRF) model to forecast the weather parameters such as the temperature, the pression, the relative humidity and the wind speed characteristics (modulus and direction). These studies used also different method and/or model to deduce turbulence parameters from weather forecasting. Up to now, the mainly used method are either model derived from Tatarskii theory,^{4,5} or empirical model coming from a statistical analysis of a large number of measurements.^{9,13,16} Recently, authors of Ref. 1 showed the possibility to also use machine learning to bring a new solution for the short-terms prediction to improve the flexible scheduling.

In this paper, we focus on both the empirical method from Ref. 16 and on machine learning possibilities. Indeed, in Ref. 13 we have introduced a way to improve the empirical model derived from balloon radio-sounding (BDTM: Balloon Derived Turbulence Model) by introduce local statistic of a given site to take into account local specificities of this site. We call this upgrade the site learning (SL) method. This work has been done on the Calern Observatory (France) where a turbulence station (Calern Atmospheric Turbulence Station: CATS¹⁷⁻²⁰) monitors, since 2015, the daytime and nighttime turbulence and meteorological conditions. The large database acquired during these years allows us to run statistical analysis and upgrade of the aforementioned empirical model. This database also allows us in a machine learning purpose such as in Ref. 1.

E-mail: cgiordano@oca.eu

In this paper we will recall the SL method presented in Ref. 13, and we will show impact on a largest amount of predictions. Then we will use machine learning algorithms above Calern Observatory to study the possibility to use short-term predictions in a complementarity with the mid-term predictions.

2. DATABASE PRESENTATION

As presented in previous papers, 13,17–20 the Calern Observatory has, since 2015 the CATS station which measure the whole set of meteorological and turbulence parameters thanks to a new generation of complementary instruments:

- the Generalized Differential Image Motion Monitor (GDIMM) instrument^{18,21,22} measure the integrated parameters of the optical turbulence (Seeing, Isoplanatic Angle, Scintillation, Outer Scale, Coherence time).
- The Profiler of Moon Limb (PML) instrument^{23–26} measures, during daytime and nighttime, the vertical profiles of the turbulence intensity C_n^2 and all related parameters (Seeing, Isoplanatic Angle, Scintillation, Outer Scale)

CATS measurements authorizations are controlled by the weather station and the Allsky visible camera which respectively measures ground weather parameters (pressure, temperature, relative humidity wind speed modulus and direction, precipitation) and nighttime cloud cover.

Both Site learning and machine learning tools will use either the whole CATS database or a smaller part of it.

3. SITE LEARNING PRESENTATION

As detailed in Ref. 13, the empirical model deduced by authors of Ref. 16 depends on statistics of measurements of the structure constant of the temperature fluctuations $C_T^2(h)$, the vertical gradient of the potential temperature $\chi(h)$ and the horizontal wind shear $s(h)$ following equations 1 to 4 hereafter:

$$C_T^2(h) = \phi(h) \cdot \chi(h) \cdot s(h)^{1/2} \quad (1)$$

$$\chi(h) = \frac{d\theta}{dh} \quad (2)$$

$$s(h) = \sqrt{\left(\frac{dU}{dh}\right)^2 + \left(\frac{dV}{dh}\right)^2} \quad (3)$$

$$\phi(h) = \frac{\langle C_T^2(h) \rangle_m}{\langle \chi(h) \rangle_m \cdot \langle s(h) \rangle_m^{1/2}} \quad (4)$$

where h is the altitude, U and V are respectively the wind speed in East-West and South-North directions.

Following this equation, $\phi(h)$ is the statistical profile depending on available measurements. Ref. 13 used a sample of couple month of the CATS database corresponding to the same sample of WRF forecasting to test the effect of using local measurements as a constrain for the empirical model this is called the Site Learning (SL) method. They have found a real improvement on turbulence predictions, and in this paper we extend this study to a largest sample covering almost a year of predictions, with and without upgrading the $\phi(h)$ profile.

The figure 1 shows the number of day per month where there are measurements from CATS station and predictions from WRF model. These data are used for site learning method for a period of more than a year.

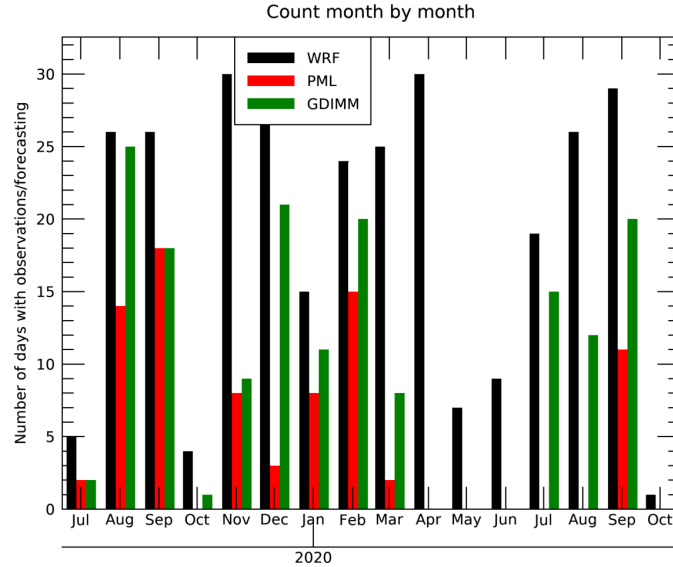


Figure 1. Distribution of the number of days per month day where there are available data (measurements and/or forecasting), starting from July 2019. The black, red and green colors represent respectively WRF, PML and GDIMM.

4. MACHINE LEARNING TOOL

The second part of our study concern a shorter-term prediction using machine tools. Following the work of Ref. 1, we have decided to study the effect of machine learning on short-term predictions to bring a complementary tool for forecasting concept.

Our approach will consist of using Calern database as both training and test case with the following algorithms coming from the Scikit Learning library:²⁷

- Ridge regression algorithm. It is similar to ordinary least squares regression but adding a penalty on the size of the coefficient to addresses their problems.
- Random forest regression²⁸ with 1000 decisions trees. It is based on the randomization of decision tree method.

4.1 Data preparation

To run machine learning algorithms, we have decided to use 2 hours of measurements to predict the seeing over the next 2 hours. We have divided our database between training sets and test sets following the scheme of figure 2.

In our study the parameters used for the training sets and tests sets are composed of the following parameters:

- Day from the beginning of the year represented circularly as cosine and sine of day/365 to take into account periodicity of the year and seasonal effects.
- Hour represented circularly as cosine and sine of hour/24 to take into account periodicity of earth rotation and nighttime/daytime conditions.
- Ground meteorological parameters (wind speed modulus and direction, temperature, relative humidity, pressure) having a 1 minutes temporal resolution.

Machine Learning Data preparation

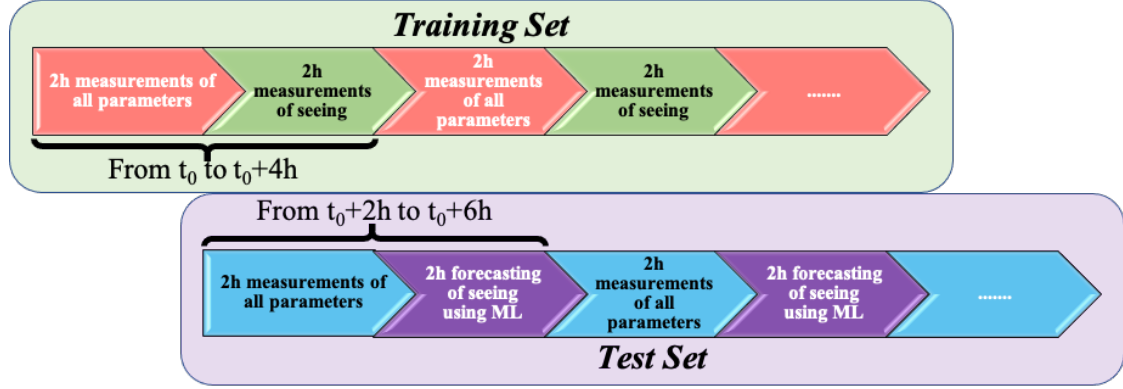


Figure 2. Scheme of the data preparation process for machine learning algorithms.

- Seeing having a temporal resolution of around 2 minutes.
- Isoplanatic angle having a temporal resolution of around 2 minutes.
- Coherence time having a temporal resolution of around 2 minutes.

Considering these parameters, we have decided to interpolate all data to a constant time step of 2 minutes. This work gives us a training set and test set composed respectively of 4297 and 4296 blocks of 2 hours. Each block is composed of a vector of 484 values:

- 1 value of $\cos(\text{day}/365)$, $\sin(\text{day}/365)$, $\cos(\text{hour}/24)$, $\sin(\text{hour}/24)$ per block
- 60 values per block of seeing, coherence time, isoplanatic angle, pressure, temperature, relative humidity, wind speed modulus and direction with a time step of 2 minutes.

During interpolation, missing values are considered as NaN. Then, before fitting with the two regression algorithms, we used the SK-learn Imputation transformer for completing missing values by mean values over the data set. The distribution of data used for this data preparation is shown in figure 3

5. RESULTS

5.1 Site learning

In this paper, we show the effect of site learning on the correlations between measurements and prediction but in a different way than in Ref. 13. Indeed, in figure 4, we plotted box showing the first quartile, the minima and the third quartile, and we added whiskers corresponding to minima and maxima. Each box has a width of 0.25 arcsec. This kind of plot gives interesting information about the correlations between measurements and prediction because we can see both the median values and dispersions of measurements within each bin.

In figure 4 we can easily see, the improvement brought by SL method on seeing predictions because the median values are closer to the $y=x$ axis and the dispersions between first and third quartiles are smaller than with the initial BDTM method. In the PML cases (figure 4 bottom), improvements are visible for the small values of the seeing ($\epsilon_0 < 1.5 \text{ arcsec}$) where the median values get closer to the $y=x$ axis and on all other values where the dispersion is reduced. Also, with SL method, WRF is now able to predict larger values of the seeing which can happen during daytime.

The seeing being only due to turbulence intensity (C_n^2), it is more impacted by lower layers which are more turbulent than higher. Moreover, this low layers conditions are the most difficult to predict because the

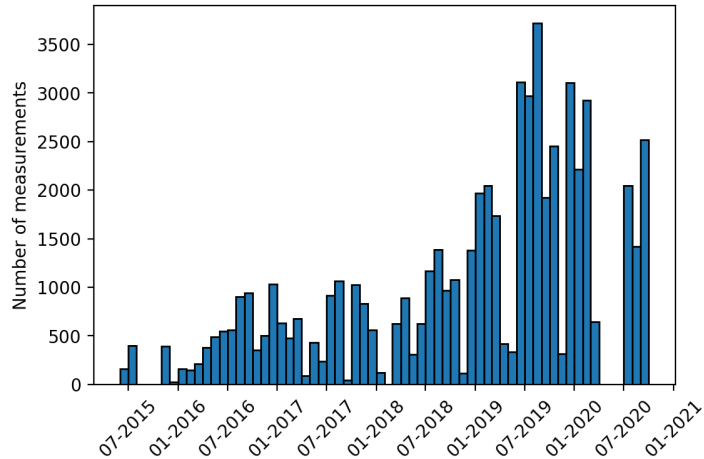


Figure 3. Distribution of data used during the machine learning data preparation from the year 2015.

complexity of the terrain and all related meteorological circulations above it are very hard to simulate with a mesoscale model (see Refs. 12, 13). Therefore, the differences and dispersions shown in this figure 4 can be explained by the difficulties to well retrieve low altitude C_n^2 .

On figure 5, we show the same kind of plot than figure 4 but for the isoplanatic angle. Here also the improvement brought by SL method is important because the median is closer to the $y=x$ axis for both GDIMM and PML comparisons. It is important to notice that the isoplanatic angle is a parameter mainly affected by high turbulent layers (see eq. 6 of Ref. 9). Indeed, the effect of altitude on the spatial coherence of the wavefront is larger when layers is higher, and even if the C_n^2 difference is low, the isoplanatic angle is impacted. Therefore, even if the forecasted C_n^2 at high levels is very well correlated to measurements, it remains a difference in the isoplanatic angle predictions.

5.2 Machine learning

As explained in section 4, we have used two different algorithms of machine learning in our study. Figure 6 shows the scatter plot (on the left) between seeing predictions found with machine learning and the real measurements from the GDIMM instrument. The right panel show the evolution of the Pearson correlation coefficient along the two hours of predictions. The first obvious results is that the Ridge regression seems to not work well enough in our case. However, regarding the Random forest regression, the correlation is much better and the Pearson correlation coefficient reaches values of around 0.8 at the beginning and decreases slowly during the time up to 0.2-0.25.

Usually, to deduce the seeing, we need either measurements on star and/or profiles of the C_n^2 . Here, we only used ground parameters, and integrated coherence parameters. Therefore, these results are very encouraging for the beginning of our study.

6. CONCLUSION

In this paper we have presented the results of our Site Learning method computed on several months of predictions. As presented in Refs. 13 this SL method is a real improvement for our forecasting tool with respect to the initial BDTM method. Indeed, we have shown that the correlation on seeing prediction has been increased by 73% (PML) to 131% (GDIMM) and the absolute bias has been reduces by 23% (PML) to 30% (GDIMM). As detailed above, it remains dispersion within prediction which are mainly due to difficulties to well predict ground condition because of the terrain complexity. To overcome these issue, we will interest on the refinement of the resolution of the WRF grid. We will also interest to the possibility to ingest precise local conditions as

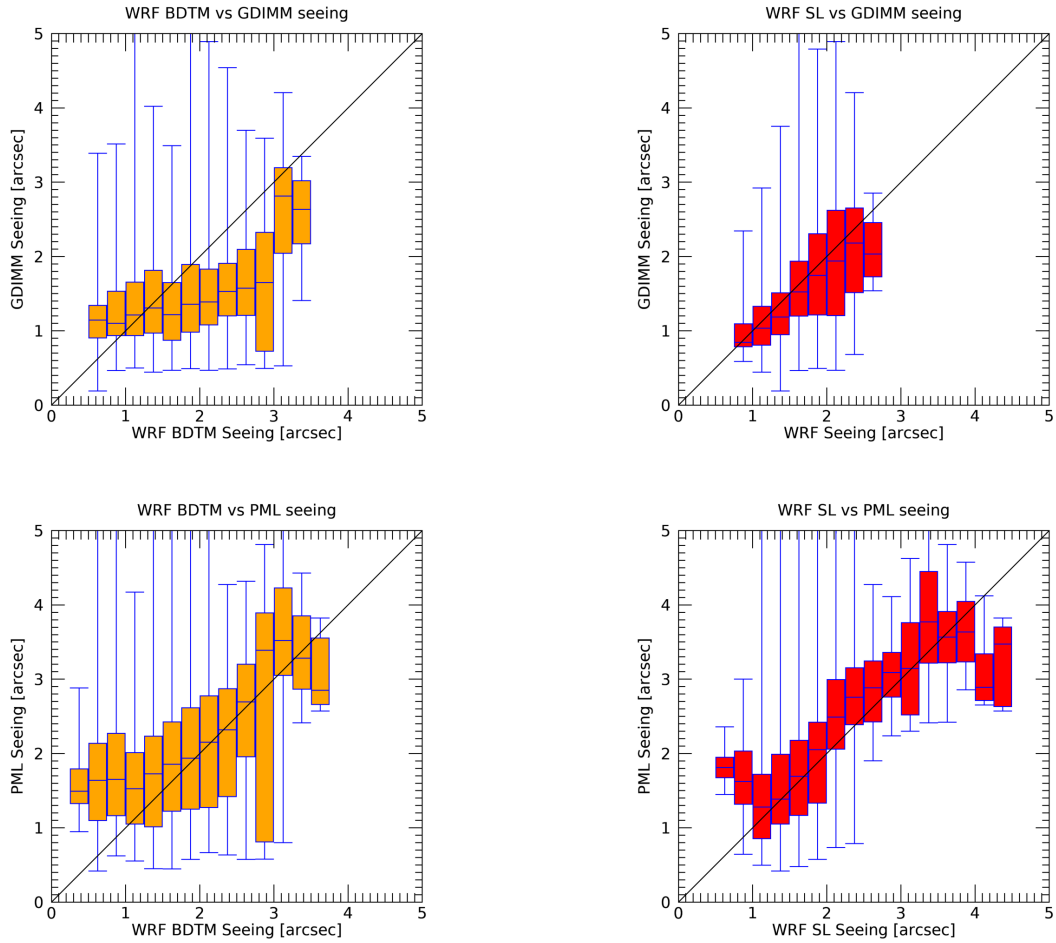


Figure 4. Scatter plot shown as box plot of the seeing forecasted using both BDTM (left) and SL (right) method and measured with GDIMM (top) and PML (bottom). The box corresponds to interval between first and third quartile. Within the box, the median values is plotted. The whiskers corresponds to extrema.

input of the WRF forecasting to better take into account local specificities. After that, we will increase deeper the SL method to better adapt to the seasonal and diurnal conditions.

About our preliminary study on the machine learning tool, the first results are encouraging. We have, in a near future, to compare these predictions to WRF ones in order to see the impact of adding this kind of forecasting in our tool. In addition, we have to investigate other machine learning methods such as neural network to search for the better way to achieve our predictions. Finally, we need to introduce vertical profiles measurements of C_n^2 and other meteorological parameters during the data preparation. For this last part we will used data coming from PML monitor and from measurement campaign we are currently doing and which acquires data within the first hundreds of meters of the atmosphere.

REFERENCES

- [1] Milli, J., Gonzalez, R., Fluxa, P. R., Chacon, A., Navarette, J., Sarazin, M., Pena, E., Carrasco-Davis, R., Solarz, A., Smoker, J., Martayan, C., Melo, C., Sedaghati, E., Mieske, S., Hainaut, O., and Tacconi-Garman, L., “Nowcasting the turbulence at the Paranal Observatory,” *arXiv e-prints*, arXiv:1910.13767 (Oct. 2019).

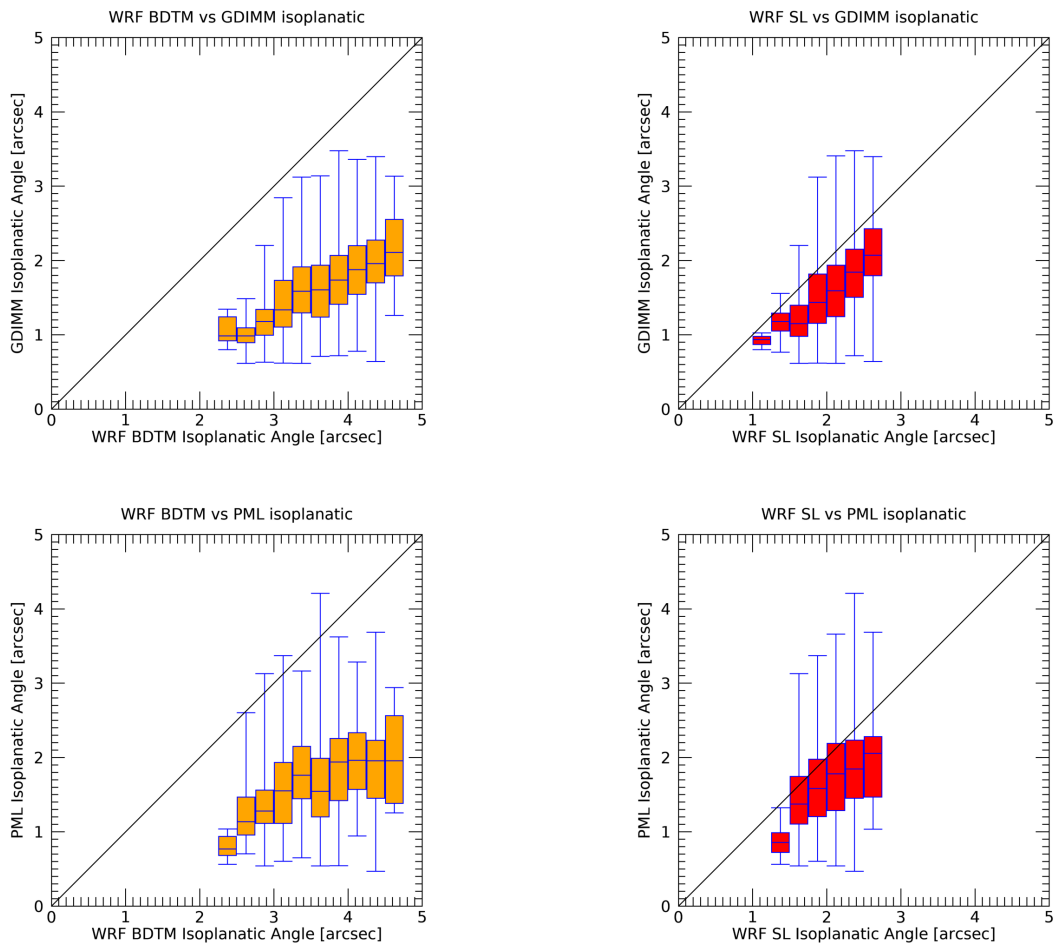


Figure 5. Same as figure 4 but for isoplanatic angle comparisons.

- [2] Coulman, C. E., Andre, J.-C., Lacarrere, P., and Gillingham, P. R., “The observation, calculation, and possible forecasting of astronomical seeing,” *Publications of the Astronomical Society of the Pacific* **98**, 376–387 (Mar. 1986).
- [3] Bougeault, P., de Hui, C., Fleury, B., and Laurent, J., “Investigation of seeing by means of an atmospheric mesoscale numerical simulation,” *Applied Optics* **34**, 3481 (June 1995).
- [4] Hach, Y., Jabiri, A., Ziad, A., Bounhir, A., Sabil, M., Abahamid, A., and Benkhaldoun, Z., “Meteorological profiles and optical turbulence in the free atmosphere with NCEP/NCAR data at Oukaïmeden - I. Meteorological parameters analysis and tropospheric wind regimes,” *Monthly Notices of the Royal Astronomical Society* **420**, 637–650 (Feb 2012).
- [5] Masciadri, E., Vernin, J., and Bougeault, P., “3D mapping of optical turbulence using an atmospheric numerical model. I. A useful tool for the ground-based astronomy,” *Astronomy and Astrophysics Supplement* **137**, 185–202 (May 1999).
- [6] Masciadri, E., Lascaux, F., Turchi, A., and Fini, L., “Optical turbulence forecast: ready for an operational application,” *Monthly Notices of the Royal Astronomical Society* **466**, 520–539 (Apr 2017).
- [7] Cherubini, T., Businger, S., Lyman, R., and Chun, M., “Modeling Optical Turbulence and Seeing over Mauna Kea*,” *Journal of Applied Meteorology and Climatology* **47**, 1140 (2008).

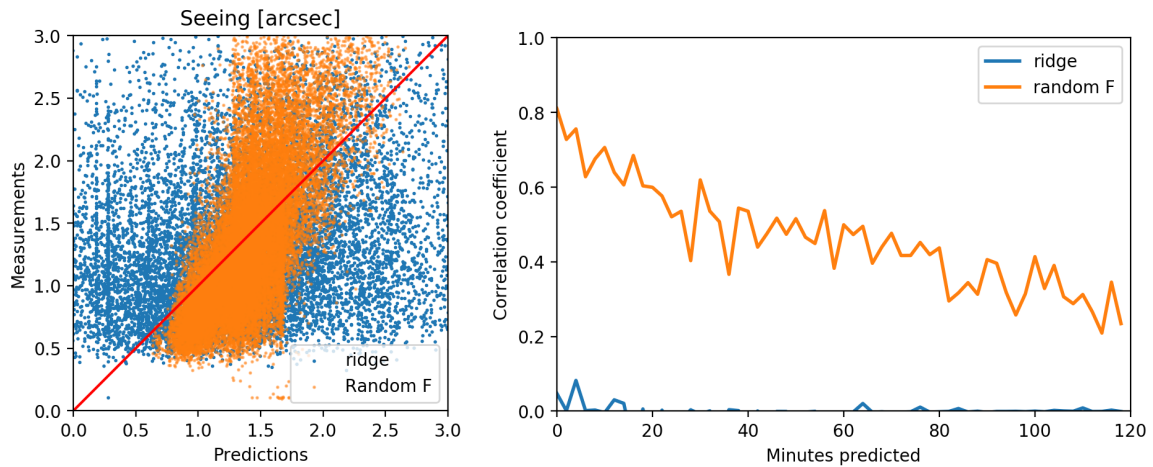


Figure 6. Scatter plot (left) and evolution of the Pearson correlation coefficient (right) during the 2 hours predicted for both algorithms (blue: ridge regression, orange: random forest regression) used in our study.

- [8] Cherubini, T., Businger, S., and Lyman, R., [*An operational perspective for modeling optical turbulence. Seeing Clearly: The Impact of Atmospheric Turbulence on the Propagation of Extraterrestrial Radiation.*], 165–182, S. Businger and T. Cherubini, Eds., VBW Publishing (2011).
- [9] Giordano, C., Vernin, J., Vázquez Ramió, H., Muñoz-Tuñón, C., Varela, A. M., and Trinquet, H., “Atmospheric and seeing forecast: WRF model validation with in situ measurements at ORM,” *Monthly Notices of the Royal Astronomical Society* **430**, 3102–3111 (Apr. 2013).
- [10] Giordano, C., Vernin, J., Trinquet, H., and Muñoz-Tuñón, C., “Weather Research and Forecasting prevision model as a tool to search for the best sites for astronomy: application to La Palma, Canary Islands,” *Monthly Notices of the Royal Astronomical Society* **440**, 1964–1970 (May 2014).
- [11] Giordano, C., *Prédiction et optimisation des techniques pour lâ€™observation aÎŁ haute reÎŁsolution angulaire et pour la future génération de très grands télescopes*, PhD thesis, Université de Nice Sophia Antipolis, Nice, France (2014).
- [12] Giordano, C., Rafalimanana, A., Ziad, A., Aristidi, E., Chabé, J., Fantei-Caujolle, Y., and Renaud, C., “Optical turbulence forecasting and comparisons with daytime and nighttime measurements,” in [*Proceedings of the sixth AO4ELT Conference*], (2019).
- [13] Giordano, C., Rafalimanana, A., Ziad, A., Aristidi, E. and Chabé, J., Fantéi-Caujolle, Y., Renaud, C., and Giordano, C., “Contribution of statistical site learning to improve optical turbulence forecasting,” *accepted with moderate revision Monthly Notices of the Royal Astronomical Society* (2020).
- [14] Lafore, J. P., Stein, J., Asencio, N., Bougeault, P., Ducrocq, V., Duron, J., Fischer, C., Hérelil, P., Mascart, P., Masson, V., Pinty, J. P., Redelsperger, J. L., Richard, E., and Vilà-Guerau de Arellano, J., “The Meso-NH Atmospheric Simulation System. Part I: adiabatic formulation and control simulations,” *Annales Geophysicae* **16**, 90–109 (Jan. 1998).
- [15] Skamarock, W. C., Klemp, J. B., Dudhia, J., Gill, D., Liu, Z., Berner, J., Wang, W., Powers, J., Duda, M., Barker, D., and Huang, X.-Y., “A Description of the Advanced Research WRF Version 4,” tech. rep., NCAR (2019).
- [16] Trinquet, H. and Vernin, J., “A statistical model to forecast the profile of the index structure constant C_N^2 ,” *Environmental Fluid Mechanics* **7**, 397 (Sept. 2007).
- [17] Chabé, J., Ziad, A., Fantéi-Caujolle, Y., Aristidi, É., Renaud, C., Blary, F., and Marjani, M., [*The Calern atmospheric turbulence station*], vol. 9906 of *Society of Photo-Optical Instrumentation Engineers (SPIE) Conference Series*, 99064Z (2016).

- [18] Aristidi, E., Fantei-Caujolle, Y., Chabé, J., Renaud, C., Ziad, A., and Ben Rahhal, M., “Turbulence monitoring at the Plateau de Calern with the GDIMM instrument,” in [*Proceedings of the SPIE*], *Society of Photo-Optical Instrumentation Engineers (SPIE) Conference Series* **10703**, 107036U (July 2018).
- [19] Ziad, A., Chabé, J., Fantei-Caujolle, Y., Aristidi, E., Renaud, C., and Ben Rahhal, M., “CATS: an autonomous station for atmospheric turbulence characterization,” in [*Proceedings of the SPIE*], *Society of Photo-Optical Instrumentation Engineers (SPIE) Conference Series* **10703**, 107036L (July 2018).
- [20] Ziad, A., Chabé, J., Fantei-Caujolle, Y., Aristidi, E., Renaud, C., and Giordano, C., “The Calern Atmospheric Turbulence Station,” in [*Proceedings of the sixth AO4ELT Conference*], (2019).
- [21] Aristidi, E., Fantei-Caujolle, Y., Ziad, A., Dimur, C., Chabé, J., and Roland, B., [*A new generalized differential image motion monitor*], vol. 9145 of *Society of Photo-Optical Instrumentation Engineers (SPIE) Conference Series*, 91453G (2014).
- [22] Aristidi, E., Ziad, A., Chabé, J., Fantei-Caujolle, Y., Renaud, C., and Giordano, C., “A generalized differential image motion monitor,” *Monthly Notices of the Royal Astronomical Society* **486**, 915–925 (Jun 2019).
- [23] Ziad, A., Blary, F., Borgnino, J., Fantei-Caujolle, Y., Aristidi, E., Martin, F., Lantéri, H., Douet, R., Bondoux, E., and Mekarnia, D., “PML/PBL: A new generalized monitor of atmospheric turbulence profiles,” in [*Proceedings of the Third AO4ELT Conference*], Esposito, S. and Fini, L., eds., 126 (Dec. 2013).
- [24] Blary, F., Ziad, A., Borgnino, J., Fantei-Caujolle, Y., Aristidi, E., and Lantéri, H., [*Monitoring atmospheric turbulence profiles with high vertical resolution using PML/PBL instrument*], vol. 9145 of *Society of Photo-Optical Instrumentation Engineers (SPIE) Conference Series*, 91453H (2014).
- [25] Aristidi, E., Ziad, A., Fantei-Caujolle, Y., Chabé, J., Giordano, C., Renaud, C., and Lantéri, H., “Monitoring daytime and nighttime optical turbulence profiles with the PML instrument,” in [*Proceedings of the sixth AO4ELT Conference*], (2019).
- [26] Chabé, J., Aristidi, E., Ziad, A., Lantéri, H., Fantei-Caujolle, Y., Giordano, C., Borgnino, J., Marjani, M., and Renaud, C., “PML: a generalized monitor of atmospheric turbulence profile with high vertical resolution,” *Applied Optics* **59**, 7574 (Sept. 2020).
- [27] Pedregosa, F., Varoquaux, G., Gramfort, A., Michel, V., Thirion, B., Grisel, O., Blondel, M., Prettenhofer, P., Weiss, R., Dubourg, V., Vanderplas, J., Passos, A., Cournapeau, D., Brucher, M., Perrot, M., and Duchesnay, E., “Scikit-learn: Machine learning in Python,” *Journal of Machine Learning Research* **12**, 2825–2830 (2011).
- [28] Breiman, L., “Random forests,” *Machine Learning* **45**(1), 5–32 (2001).

A.5 Statistiques de la turbulence à l'observatoire de Calern avec le GDIMM

Dans cette section, nous présentons des statistiques à long terme et saisonnières des paramètres de turbulence mesurés par le Generalized Differential Image Motion Monitor (GDIMM) sur le site de l'Observatoire de Calern. Les détails et les résultats sont publiés dans le proceeding SPIE (ARISTIDI et al., [2020](#)).



HAL
open science

Turbulence monitoring at Calern observatory with the Generalised Differential Image Motion Monitor

Eric Aristidi, Yan Fanteï-Caujolle, Aziz Ziad, Julien Chabé, Christophe
Giordano, Catherine Renaud, Alohotsy Rafalimanana

► **To cite this version:**

Eric Aristidi, Yan Fanteï-Caujolle, Aziz Ziad, Julien Chabé, Christophe Giordano, et al.. Turbulence monitoring at Calern observatory with the Generalised Differential Image Motion Monitor. SPIE Astronomical Telescopes + Instrumentation, Dec 2020, Online Only, United States. pp.310, 10.1117/12.2560650 . hal-03080030

HAL Id: hal-03080030

<https://hal.archives-ouvertes.fr/hal-03080030>

Submitted on 17 Dec 2020

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.

Turbulence monitoring at Calern observatory with the Generalised Differential Image Motion Monitor

Eric Aristidi^a, Yan Fantéi-caujolle^a, Aziz Ziad^a, Julien Chabé^b, Christophe Giordano^a,
Catherine Renaud^a, Alohotsy Rafalimanana^a

^aUniversité Côte d'Azur, Observatoire de la Côte d'Azur, CNRS, laboratoire Lagrange, France

^bUniversité Côte d'Azur, OCA, CNRS, IRD, Géoazur, 2130 route de l'Observatoire, 06460 Caussols, France

Abstract

The Generalised Differential Image Motion Monitor (GDIMM) was proposed a few years ago as a new generation instrument for turbulence monitoring. It measures integrated parameters of the optical turbulence, i.e the seeing, isoplanatic angle, scintillation index, coherence time and wavefront coherence outer scale. GDIMM is based on a fully automatic small telescope (28cm diameter), equipped with a 3-holes mask at its entrance pupil. The instrument is installed at the Calern observatory (France) and performs continuous night-time monitoring of turbulence parameters. In this communication we present long-term and seasonal statistics obtained at Calern, and combine GDIMM data to provide quantities such as the equivalent turbulence altitude and the effective wind speed.

1 INTRODUCTION

The Generalized Differential Image Monitor (GDIMM) is an instrument designed to monitor integrated parameters of the atmospheric turbulence above astronomical observatories. It provides the seeing ϵ_0 , the isoplanatic angle θ_0 , the scintillation index s_0 , the coherence time τ_0 and the spatial coherence outer scale \mathcal{L}_0 . The 3 parameters ϵ_0 , θ_0 and τ_0 are of fundamental importance for adaptive optics (AO) correction. The scintillation has a strong impact on photometric signals from astronomical sources as well as on optical telecommunications with satellites. The outer scale \mathcal{L}_0 has a significant effect for large diameter telescopes (8m and above) and impacts low Zernike mode such as tip-tilt[1]. The GDIMM is at the moment the only monitor to provide simultaneously all these parameters.

GDIMM was proposed in 2014[2] to replace the old-generation turbulence monitor GSM[3]. It is a compact instrument very similar to a DIMM[4], with 3 sub-apertures of different diameters. GDIMM observes bright single stars up to magnitude $V \sim 2$, at zenith distances up to 30° . After a period of development and tests in 2013–2015, the GDIMM is operational since the end of 2015, as a part of the Calern atmospheric Turbulence Station (Côte d'Azur Observatory – Calern site, France, UAI code: 010, Latitude= $43^\circ 45' 13''$ N, Longitude= $06^\circ 55' 22''$ E). GDIMM provides continuous monitoring of 5 turbulence parameters (ϵ_0 , s_0 , θ_0 , τ_0 and \mathcal{L}_0) above the Calern Observatory. Data are displayed in real time through a website (cats.oca.eu), as a service available to all observers at Calern. The other objective is that Calern becomes an operational on-sky test platform for the validation of new concepts and components in order to overcome current limitations of high angular resolution existing systems. Several activities regarding adaptive optics are operated at the MéO[5] and C2PU[6] telescopes and they benefit of the data given by the CATS station.

The present communication is an update of previous papers[2, 7, 8]. We describe last improvements and the present status of the instrument in Sect. 2. Long-term statistics (5 years) of turbulence above the Plateau de Calern are presented in Sect. 3.

2 OBSERVATIONS AND DATA PROCESSING

GDIMM is based on a small commercial telescope (diameter 28cm) equipped with a 3 apertures pupil mask. 2 sub-pupils have a diameter of 6cm and are equipped with glass prisms oriented to give opposite tilts to the incident light. The 3rd sub-aperture is circular, its diameter is 10cm and it has a central obstruction of 4cm: this particular geometry is required to estimate the isoplanatic angle from the scintillation index[9]. At the focus of the telescope images are recorded by a fast camera allowing a framerate of 100 frames per second. Turbulence parameters are estimated on data cubes containing 2048 images. The first half of these cubes are taken with an exposure time of 5ms, the second half with 10ms, to allow compensation of the bias due to the exposure time. A set of parameter is calculated every 2mn

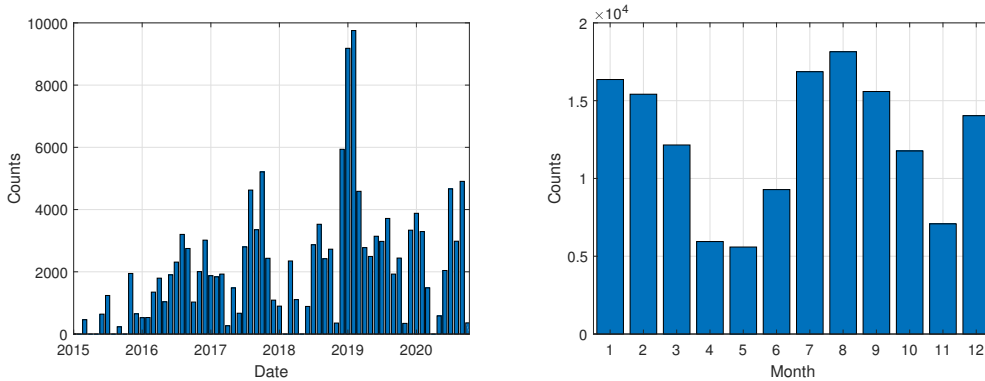


Figure 1: Left: number of data points collected each month since 2015. Right: monthly number of data.

	ϵ_0 [$''$]	s_0 [%]	θ_0 [$''$]	τ_0 [ms]	\mathcal{L}_0 [m]	\bar{h} [m]	\bar{v} [m/s]
Median	1.19	2.99	1.61	2.02	24.50	3394	13.31
Mean	1.33	3.63	1.73	2.78	35.67	3645	13.84
Std. dev.	0.58	1.93	0.59	1.66	28.50	1473	5.37
1 st quartile	0.86	1.99	1.26	1.25	12.40	2520	9.71
3 rd quartile	1.64	4.52	2.06	3.39	48.80	4511	17.08
1 st centile	0.46	0.60	0.66	0.44	2.70	1176	3.21
Last centile	3.55	11.78	3.94	13.13	141.50	8839	27.80
Paranal	0.81	1.51	2.45	2.24	22	3256	17.3
La Silla	1.64	4.63	1.25	1.46	25.5	3152	13.1
Mauna Kea	0.75	1.11	2.94	2.43	24	2931	17.2

Table 1: Statistics of turbulence parameters measured at Calern (at the wavelength $\lambda = 0.5\mu\text{m}$) during the period March 2015–Sept 2020. Paranal, La Silla and Mauna Kea values are from the GSM database.

and sent to a database accessible worldwide via a web interface (cats.oca.eu). More details are given in previous papers[8].

The dataset analyzed here covers the period March 2015 to September 2020. The number of data points collected each month of the period is displayed in Fig. 1 (left). As the robotization of the instrument progressed during the years 2015–2016, the number of data increased. At the beginning of 2019, for a few months, we reduced the delay between successive acquisitions from 2 mn to 1mn, this resulted in a larger number of data (up to $\sim 10^4$ in February 2019). Fig. 1 (right) shows the total number of measurements per month. Two periods in the year present a smaller number of data: April–May and November. They correspond to technical failures or adverse weather (in particular the spring 2018 was very bad and rainy, and the gap in April 2020 was due to the covid-19 lockdown).

3 STATISTICS AT THE CALERN OBSERVATORY

We collected about 148 000 turbulence parameter sets during the 5 year period. The number for the outer scale \mathcal{L}_0 is lower (54 000): this parameter is sensitive to telescope vibrations and a reliable value is not always available[8]. Statistics are presented in Table 1 for the 5 turbulence parameters (ϵ_0 , s_0 , θ_0 , τ_0 , \mathcal{L}_0). Note that the scintillation index s_0 is measured through a 10cm diameter sub-pupil: this causes a low-pass spatial filtering and values are lower than the actual scintillation defined for a zero-diameter pupil[10].

We also provide values for the equivalent turbulence altitude \bar{h} and the effective wind speed \bar{v} (weighted average of the wind speed over the whole atmosphere). A definition of these quantities can be found in papers by Roddier[10, 11], and we estimated them by the following equations:

$$\bar{v} = 0.31 \frac{r_0}{\tau_0} \quad (1)$$

and

$$\bar{h} = 0.31 \frac{r_0}{\theta_0} \quad (2)$$

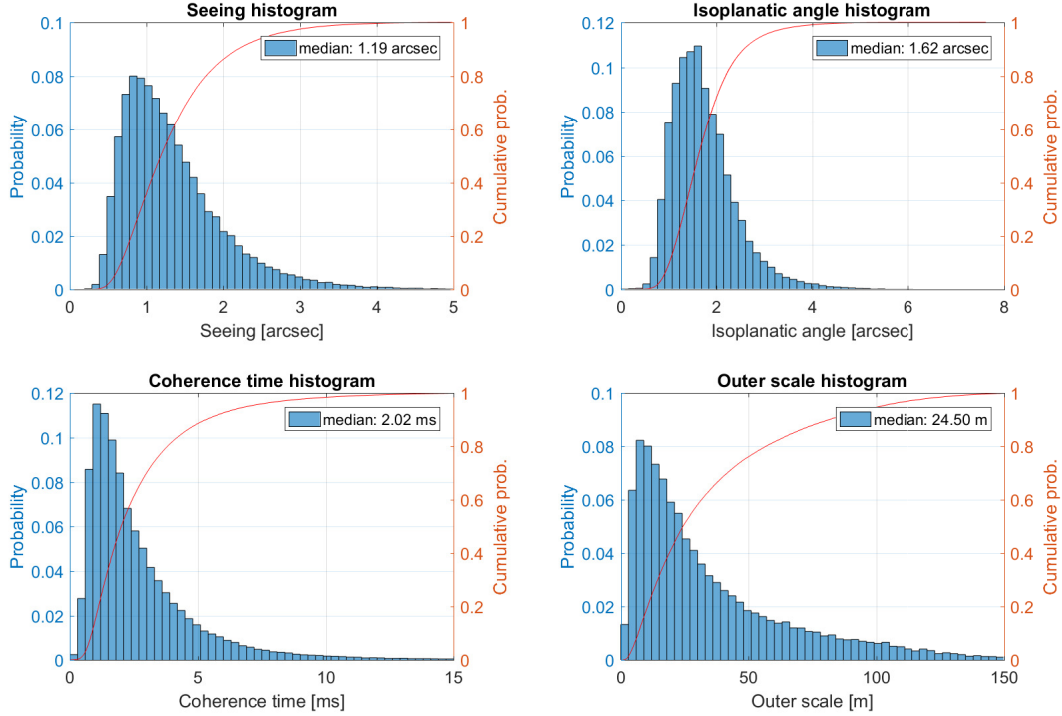


Figure 2: Histograms of the seeing, isoplanatic angle, coherence time and outer scale at Calern, calculated at the wavelength $\lambda = 0.5\mu\text{m}$ for the period June 2015–September 2020.

Histograms are displayed in Fig. 2 and show a classical log-normal shape for all parameters. We did not display the scintillation histogram since it is directly deduced from θ_0 by an exact analytic relation. A comparison with other astronomical sites in the world (examples for Paranal, La Silla and Mauna Kea are given in Table 1) show that the Calern plateau is an average site.

Fig. 3 displays the monthly evolution of parameters. The seeing is slightly lower in summer, we measured a median value of $1.06''$ in July and August (the median winter seeing during the period November–March is $1.34''$). As a consequence, the median coherence time is higher in summer (2.24ms in July–August, 1.78ms in November–March). Also, Fig. 4 shows that, in Summer, there is a dependence of ϵ_0 and τ_0 with time. The median seeing decreases below $0.8''$ at the end of the night (while the coherence time increases). Nothing similar was observed during the winter. The isoplanatic angle and the outer scale didn't show any noticeable time dependence, both in summer and winter. The outer scale \mathcal{L}_0 has values similar to other sites such as Mauna Kea or La Silla.

Sequences of several hours of good seeing were sometimes observed, which is a good point for this site (and already known by “old” observers on interferometers during the 80’s and 90’s). An exemple is shown on Fig. 5. It is a time series recorded on Jan. 1st, 2020, showing a seeing below $1''$ during 12 hours, the median seeing for that night was $0.69''$.

Fig. 6 displays seasonal seeing histograms, calculated for the summer (July and August) and the winter (November–March). They appear to be well modelled by a sum of two log-normal functions (they appear as dashed curves on the plots, their sum is the solid line). This is an evidence of the existence of two regimes: a “good seeing” distribution ϕ_1 with a median value ϵ_1 and a “medium seeing” distribution ϕ_2 with a median value ϵ_2 . In summer, we have $\epsilon_1 = 0.68''$ (the good seeing distribution contains 20% of the data) and $\epsilon_2 = 1.04''$ (80% of the data). In winter we have $\epsilon_1 = 0.76''$ (21% of the data) and $\epsilon_2 = 1.25''$ (79% of the data). The time series displayed in Fig. 5 corresponds to a realisation of the good seeing distribution, during 12 hours.

Temporal stability of parameters

The stability of turbulence parameters is an important concern. Temporal fluctuations were studied by different authors [12, 13]. The characteristic time of stability is generally of a few minutes for temperate sites (e.g. Mauna Kea and La Silla).

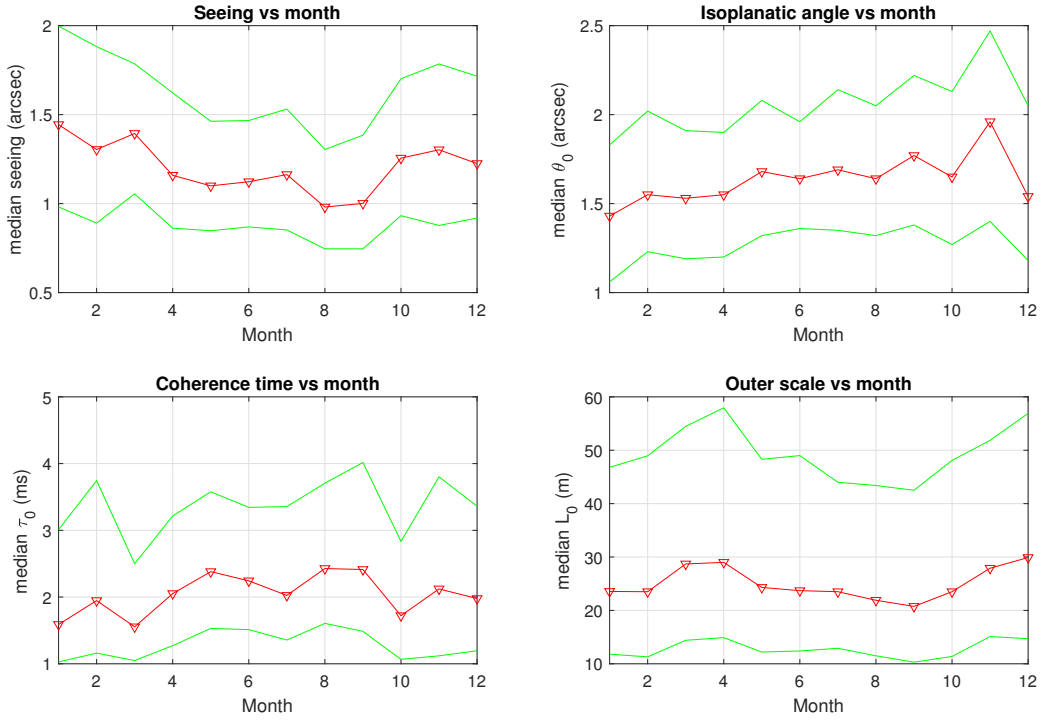


Figure 3: Monthly median values of the four parameters (ϵ_0 , θ_0 , τ_0 , L_0), calculated at the wavelength $\lambda = 0.5\mu\text{m}$ for the period June 2015–September 2020. On each graph, the red curve is the median value, green curves are the first and third quartiles.

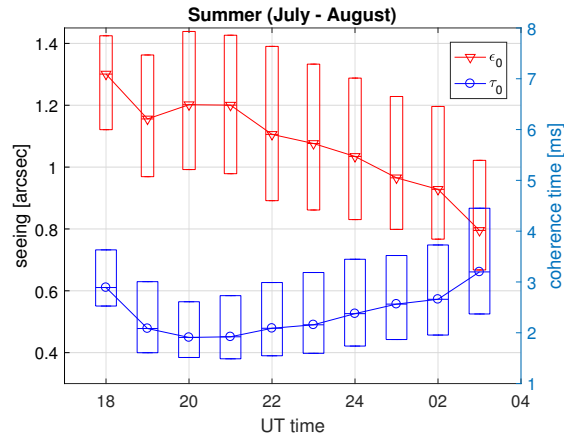


Figure 4: Hourly variations of the seeing ϵ_0 and coherence time τ_0 during the summer (July-August). Symbols (triangle/circle) are the median values. Error rectangles lower and upper edges are the 1st and 3rd quartiles. The data set represents a total of 27300 measurements for 5 summers (2015 to 2019).

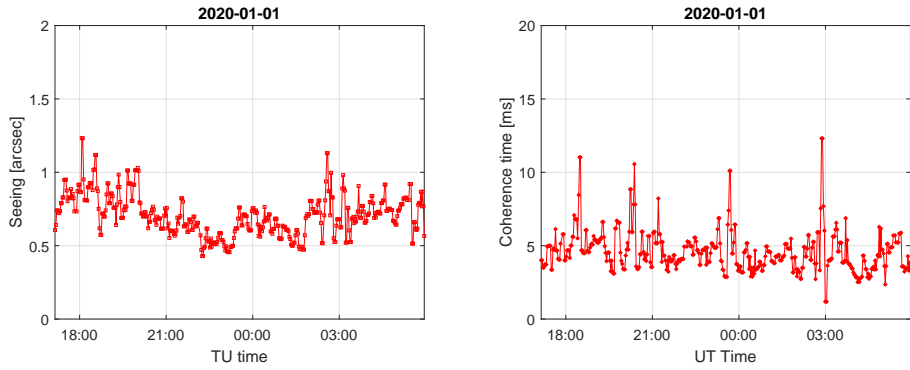


Figure 5: Exceptional conditions observed on Jan. 1st, 2020. Left: seeing time series (the median value for this night was $0.70''$), right: coherence time (median value 4.3ms).

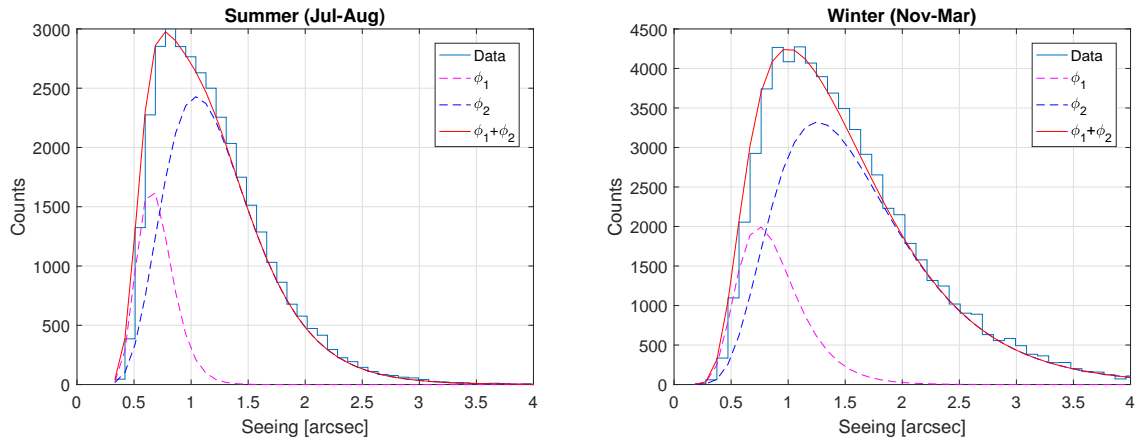


Figure 6: Left: seeing histogram for the summer (July–August). Right: seeing histogram for the winter (Nov–March). Superimposed curves ϕ_1 and ϕ_2 are a least-square fit by a sum of two log-normal distributions (individual log-normal curves are dashed lines).

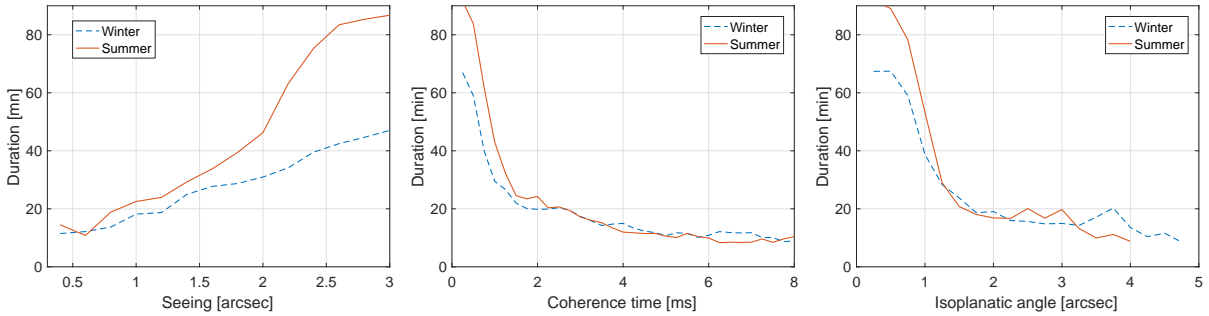


Figure 7: Temporal stability of parameters, given by the continuous time a parameter is better than a given value (“better” means lower for the seeing, and higher for the coherence time and the isoplanatic angle). Curves are plotted for the summer (July–August) and winter (November to Mars) datasets.

We define here an interval of stability as a continuous period of time t_s in which a parameter is *better* than a given threshold x_0 . The term *better* means *lower* for the seeing, as low values of the seeing correspond to high Strehl ratio. It means *higher* for the coherence time and isoplanatic angle. In this interval, we allow the parameter to be better than x_0 during a few minutes (we took 4 mn, i.e. two sampling intervals of parameter time series). For a given value of x_0 , we calculate the distribution of t_s on the whole dataset. Its median value gives the characteristic time of stability. This approach was the one used for the site characterization of Dome C by means of DIMMs[14, 15] and Single Star Scidar[16].

We performed this analysis for the 3 parameters ϵ_0 , τ_0 and θ_0 , for the summer and the winter periods. We could not obtain results for the outer scale, since it is not always measurable because of telescope vibrations (data sequences show large gaps that hamper the calculation of t_s). Results are displayed in Fig 7. For the seeing, the characteristic time increases with the seeing value and saturates. It is of the order of 20mn for seeing values around 1”, and is longer during the summer. For τ_0 and θ_0 we observe that t_s decrease with the threshold x_0 , down to a value of ~ 10 mn. Here again, summer conditions appear to be slightly more stable.

Note that the curves are likely to be biased by interruptions of the observations (change of target star, clouds, day-night cycle). But the mean value of uninterrupted sequences duration is ~ 150 mn, much larger than the characteristic stability times.

4 CONCLUSION

We have presented statistics of optical turbulence parameters above the plateau de Calern, measured for five years with the GDIMM monitor. GDIMM is a part of the CATS station which aims at monitoring atmospheric turbulence parameters and vertical profiles on the site of Calern. The station is fully automatic, using informations from a meteo station and an All-Sky camera to replace human interventions.

Seeing and isoplanatic measurements are given by differential motions and scintillation, according to well known techniques. The coherence time is derived from AA structure functions. The method is simple and has proven to give satisfactory results[17]. It may be used as well with a classical DIMM providing that the acquisition camera is fast enough (typically 100 frames/sec) to properly sample the AA correlation times. The outer scale is derived from ratios of absolute to relative AA motions[8]. This parameter is the most sensitive to telescope vibrations, and requires a good stability of the telescope mount and pillar.

Simultaneous observations of GDIMM and another instrument, the Profiler of Moon Limb, which estimates the vertical profile of turbulence, gave concordant results[18, 19]. A portable version of the GDIMM has been developed in parallel to the Calern one, to perform turbulence measurements at any site on the world. Discussions with the ESO (European Southern Observatory) are currently in progress to make observations at Paranal and Armazones.

Acknowledgments

This CATS project has been done under the financial support of CNES, Observatoire de la Côte d’Azur, Labex First TF, AS-GRAM, Federation Doebelin, Université de Nice-Sophia Antipolis and Région Provence Alpes Côte d’Azur. We would like thanks all the technical and administrative staff of the Observatoire de la Côte d’Azur and our colleagues from the Astrogéo team from GéoAzur laboratory for their help and support all along the project namely Pierre

Exertier, Etienne Samain, Dominique Albanese, Mourad Aimar, Jean-Marie Torre, Emmanuel Tric, Thomas Lebourg and Sandrine Bertetic.

References

- [1] Winker, D. M. *JOSA A* **8**, 1568–1573 (1991).
- [2] Aristidi, E., Fanteï-Caujolle, Y., Ziad, A., Dimur, C., Chabé, J., and Roland, B. *SPIE Conf. Series* **9145**, 91453G (2014).
- [3] Ziad, A., Conan, R., Tokovinin, A., Martin, F., and Borgnino, J. *Appl. Opt.* **39**, 5415 (2000).
- [4] Sarazin, M. and Roddier, F. *A&A* **227**, 294 (1990).
- [5] Samain, E., Abchiche, A., Albanese, D., Geyskens, N., Buchholtz, G., Drean, A., Dufour, J., Eysseric, J., Exertier, P., Pierron, F., Pierron, M., Martinot, G., L., Paris, J., Torre, J.-M., and Viot, H. in [*16th International Workshop on Laser Ranging*], 88 (2008).
- [6] Bendjoya, P., Abe, L., Rivet, J.-P., Suárez, O., Vernet, D., and Mékarnia, D. in [*proc. of the SF2A-2012*], 643 (Dec. 2012).
- [7] Aristidi, E., Fantéi-Caujolle, Y., Chabé, J., Renaud, C., Ziad, A., and Ben Rahhal, M. in [*SPIE Conference Series*], **10703**, 107036U (2018).
- [8] Aristidi, E., Ziad, A., Chabé, J., Fantéi-Caujolle, Y., Renaud, C., and Giordano, C. *MNRAS* **486**, 915 (2019).
- [9] Loos, G. and Hogge, C. *Appl. Opt.* **18**, 15 (1979).
- [10] Roddier, F. *Progress in Optics* **19**, 281 (1981).
- [11] Roddier, F., Gilli, J. M., and Vernin, J. *Journal of Optics* **13**, 63–70 (1982).
- [12] Racine, R. *PASP* **108**, 372 (1996).
- [13] Ziad, A., Martin, F., Conan, R., and Borgnino, J. in [*SPIE Conference Series*], **3866**, 156 (1999).
- [14] Aristidi, E., Fossat, E., Agabi, A., Mékarnia, D., Jeanneaux, F., Bondoux, E., Challita, Z., Ziad, A., Vernin, J., and Trinquet, H. *A&A* **499**, 955 (2009).
- [15] Fossat, E., Aristidi, E., Agabi, A., Bondoux, E., Challita, Z., Jeanneaux, F., and Mékarnia, D. *A&A* **517**, A69 (2010).
- [16] Giordano, C., Vernin, J., Chadid, M., Aristidi, E., Agabi, A., and Trinquet, H. *PASP* **124**, 494 (2012).
- [17] Ziad, A., Borgnino, J., Dali Ali, W., Berdja, A., Maire, J., and Martin, F., “Temporal characterization of atmospheric turbulence with the Generalized Seeing Monitor instrument,” *Journal of Optics* **14**, 045705 (Apr. 2012).
- [18] Ziad, A., Aristidi, E., Chabé, J., and Borgnino, J. *MNRAS* **487**(3), 3664–3671 (2019).
- [19] Chabé, J., Aristidi, E., Ziad, A., et al. *Applied Optics* **59**, 7574 (2020).

A.6 Proceeding de la conférence ICSO, 2020 : Prédiction de la turbulence atmosphérique pour les télécommunications optiques

J'ai participé à la conférence International Conference on Space Optics (ICSO), du 30 mars au 2 avril 2021 en distanciel. J'ai effectué une présentation orale sur la prédiction de la turbulence atmosphérique pour les télécommunications optiques en espace libre. Cette présentation a fait l'objet d'une communication publiée dans le proceeding ICSO (RAFALIMANANA et al., [2021](#)).

Prediction of atmospheric turbulence by means of WRF model for optical communications

Alohotsy Rafalimanana, Christophe Giordano, Aziz Ziad, and Eric Aristidi

Université Côte d'Azur, Observatoire de la Côte d'Azur, CNRS, J.L. Lagrange, Parc Valrose 06108
Nice Cedex 2, France

ABSTRACT

Free Space Optical (FSO) communication is an excellent tool for high-speed information transmission across a wide range of applications. It is now a key technology to overcome the rapidly increasing bandwidth limitations for space communications. However, FSO is directly affected by atmospheric propagation factors, such as meteorological conditions (cloud, fog, rain, etc.) and atmospheric turbulence conditions. A major challenge among these factors is atmospheric turbulence, which can lead to a phase distortion of the wavefront and to serious degradation of system performance. It is therefore crucial to overcome the effects of atmospheric turbulence in order to reliably monitor, assess the whole performance of the optical system and to fully exploit the potential of the FSO. Forecasts of meteorological and atmospheric turbulence conditions is of interest for optical link optimization because it can contribute to the efficient selection of the optical ground station network. It can also help to identify favorable time periods for laser optical links. In this study, numerical approach by Weather and Research Forecasting (WRF) model coupled with different turbulence models had been used. We compare the vertical profile of meteorological parameters (temperature, relative humidity, wind speed and wind direction) as well as the optical turbulence (C_n^2) conditions from the forecast model with the in-situ measurements, balloon-borne radiosoundings launched above Cerro Pachon Observatory in Chile. A new approach to estimate the outer scale (L_0) of turbulence is also presented and discussed.

Keywords: Atmospheric turbulence, Free Space Optical Communication, Adaptive optics, Outer scale

1. INTRODUCTION

Free Space Optical (FSO) communication is a technology that uses light propagating in free space to transmit information at high bit rates. It offers a good alternative to radio frequency (RF) links which are approaching the limit of their capacities in terms of data rate. FSO communication has attracted more and more attention across a wide range of applications to provide high-speed communication links. These applications include bidirectional ground-satellite laser links, satellite-to-satellite cross-links, up-and-down links between space platforms and aircraft. However, FSO communications are subject to meteorological conditions and atmospheric turbulence that may lead to the degradation of the quality and the reliability of transmissions. Atmospheric turbulence introduces a random variation (in time and space) of the refractive index of the air, causing amplitude phase fluctuations of optical waves. This leads to a considerable degradation of the performance of all systems that use optical waves.¹ Therefore, weather attenuation losses (such as cloud, fog, rain, haze, smoke and snow) and atmospheric turbulence can be a limiting factor in reliable high-data rate FSO communication link performance. It is therefore important to have a good characterization of the atmosphere in order to reliably monitor, assess the whole performance of the optical system and to fully exploit the potential of the FSO.

Robert et al. (2016)² and Chabé et al. (2020)³ have highlighted that FSO communications between earth and satellites is a field in which precise knowledge of the air refractive index structure parameter (C_n^2) profiles (as well as wind and outer scale profiles) with high vertical resolution is needed. Thus, the optimization of the performance FSO communications system requires a detailed knowledge of meteorological conditions and the optical turbulence (OT) parameters. It is therefore essential to be able to predict, the meteorological parameters (temperature, relative humidity, wind speed and direction) and the profile of C_n^2 because it can contribute to the efficient selection of the optical ground station network and also to specify and optimize the compensation and pre-compensation systems by Adaptive Optics.

Further author information: (Send correspondence to A. Rafalimanana)
Alohotsy Rafalimanana: E-mail: alohotsy.rafalimanana@oca.eu,
Christophe Giordano: E-mail: cgiordano@oca.eu

In this study, numerical approach by Weather and Research Forecasting⁴ (WRF) model coupled with different turbulence models has been used. Through the use of OT models it is possible to estimate the anticipated range of optical turbulence levels for a particular geographic location and time (i.e. it can help to identify favorable time periods for laser optical links). For the OT models, the outer scale (L_0) of turbulence is an important parameter that need to better take into account. Thus, we have developed a new method based on the Tatarskii model,⁵ to estimate the L_0 .

In this contribution, we performed sets of simulations above the Cerro Pachon Observatory in Chile. For the model validation, we compare the vertical profile of meteorological parameters (temperature, relative humidity, wind speed and wind direction) as well as the optical turbulence conditions (profile C_n^2) from the forecast model with the in-situ measurements, balloon-borne radiosoundings launched above Cerro Pachon Observatory in Chile.⁶

In Section 2, we presents the observational data. Section 3 will show the OT model. Section 4 introduces the WRF model setup and simulations. We will present the results of the model validation in Section 5. Section 6 presents the main conclusions.

2. RADIOSOUNDINGS AND MAST METEOROLOGICAL OBSERVATIONS

The observational data used in this study came from a measurement campaign during a site testing⁶ that took place at Cerro Tololo and Cerro Pachón in 1998, in the framework of the Gemini program to implement Adaptive Optics (AO) at the focus of their large 8.1 m telescope. During the campaign, 46 balloons flights measuring the vertical profiles of pressure, temperature, wind speed and direction, relative humidity and C_n^2 were launched from the Cerro Pachón observatory. The radiosoundings have a high vertical resolution (4-7m).

The radiosondes were equipped with weather stations to measure meteorological parameters. A pair of sensors (thermal probes) separated by a small distance have been used to measure the temperature structure function. More details about the instrument are explained by Azouit & Vernin (2005).⁷ The temperature structure function is defined by :

$$D_T(r) = \langle [T(x) - T(x+r)]^2 \rangle \quad (1)$$

where T is the absolute temperature, $\langle \rangle$ is a temporal average and r is the separation between the two sensors.

In isotropic and homogeneous condition and if the turbulence is within the inertial convective range, the temperature structure function is expressed by the Kolmogorov form:

$$D_T(r) = C_T^2 r^{2/3} \quad for \quad l_0 \ll r \ll L_0 \quad (2)$$

where l_0 and L_0 are the inner and outer scales of the atmospheric turbulence, and C_T^2 is the structure constant of the temperature fluctuations. To derive the C_n^2 , we make use of the Gladstone's law:

$$C_n^2(z) = \left(\frac{80 \cdot 10^{-6} P(z)}{T(z)^2} \right)^2 \cdot C_T^2(z) \quad (3)$$

where $P(z)$ is the vertical profile of atmospheric pressure in hPa, $T(z)$ is the vertical profile of air temperature in Kelvin

In addition to radiosounding data, we also have in our possession mast meteorological data containing wind profiles for the first 30m (at 3m, 6m, 10m, 15m and 30m) above ground level for 4 days in october 1998. In order to have a mixed profile (mast + radiosounding, in red Fig. 1), an interpolation was made to combine mast data with balloons ones. Fig. 1 shows a vertical profile of wind speed and direction, for the 9 October 1998 where we include data from the mast in the first 30m above the surface. It has been found that nacelle balancing affects the quality and reliability of measurements in the first 30-50 meters above the ground.

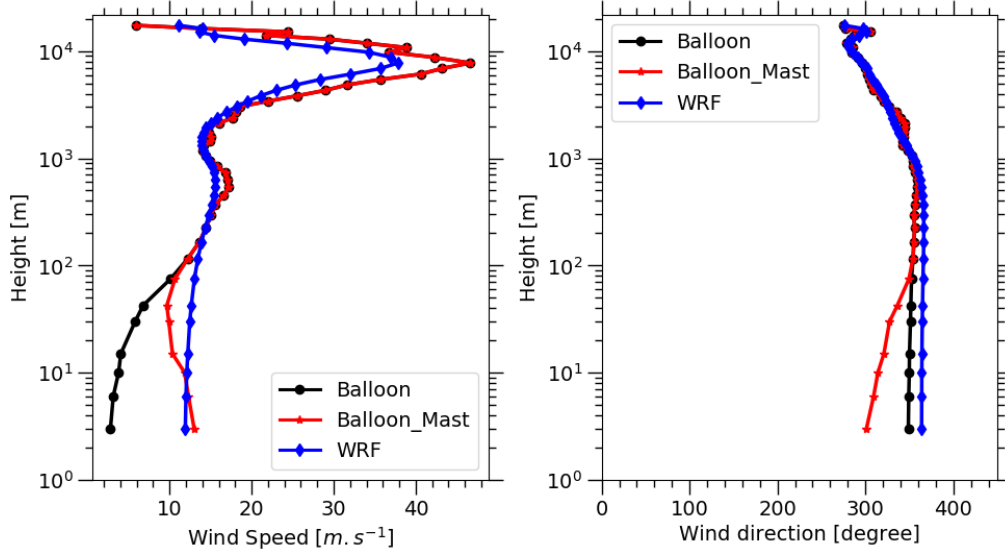


Figure 1: Example of a vertical profile of wind speed and direction, for the 9 October 1998. In black the radiosounding, in blue the prediction by WRF, in red mixed profile (radiosounding + mast).

3. OPTICAL TURBULENCE MODEL

3.1 Model of C_n^2

The vertical distribution of OT is described by the air refractive index structure constant C_n^2 . Tatarskii⁵ in 1961 proposed a theoretical model to compute the C_n^2 . In this paper, we called it as WRF_Tatarskii model. C_n^2 is defined by the following equation.

$$C_n^2(z) = \gamma M^2 L_0(z)^{4/3} \quad (4)$$

where $\gamma \approx 2.8$, is a constant, L_0 is the outer scale of the turbulence and M is the vertical gradient of the generalized potential refractive index of the air:

$$M = -80 \cdot 10^{-6} \frac{P}{gT} N^2 \quad (5)$$

where P is the atmospheric pressure in hPa, T is the air temperature in K, g is the acceleration due to gravity and N is the buoyancy frequency given by:

$$N^2 = \frac{g}{\theta} \frac{\partial \theta}{\partial z} \quad (6)$$

where θ is the potential temperature in K, defined as:

$$\theta = T \left(\frac{1000}{P} \right)^{R/c_p} \quad (7)$$

where $R = 287 JK^{-1} kg^{-1}$ is the gas constant of air and $c_p = 1004 JK^{-1} kg^{-1}$ is the specific heat capacity at a constant pressure.

3.2 Outer scale model

Outer scale (L_0) of turbulence is a relevant parameter for the computation of C_n^2 . In this study, we have developed a new method based on the equality between the theoretical model of C_n^2 and the Gladstone's law. The logarithmic differentiation of equation (7) gives:

$$\frac{1}{\theta} \frac{\partial \theta}{\partial z} = \frac{1}{T} \frac{\partial T}{\partial z} - \frac{R}{C_p P} \frac{\partial P}{\partial z} \quad (8)$$

Considering the hydrostatic equilibrium ($\frac{\partial P}{\partial z} = -\rho g$) and the gas law ($P = \rho RT$), with ρ the density of air, equation (8) becomes:

$$\frac{1}{\theta} \frac{\partial \theta}{\partial z} = \frac{1}{T} \frac{\partial T}{\partial z} + \frac{1}{T} \frac{g}{C_p} \quad (9)$$

With the dry adiabatic lapse rate $\Gamma_d = \frac{g}{C_p} \approx 9.8 \times 10^{-3} K/m$, equation (6) can be expressed as a function of the absolute temperature:

$$N^2 = \frac{g}{T} \left(\frac{\partial T}{\partial z} + \Gamma_d \right) \quad (10)$$

Using this new expression of N^2 , equation (4) becomes:

$$C_n^2(z) = 2.8 \cdot \left[-80 \cdot 10^{-6} \frac{P(z)}{T(z)^2} \cdot \left(\frac{\partial T}{\partial z} + \Gamma_d \right) \right]^2 \cdot L_0(z)^{4/3} \quad (11)$$

Tatarskii⁵ has defined the structure constant of the temperature fluctuations C_T^2 by the following relation

$$C_T^2(z) = \alpha L_0(z)^{4/3} \left(\frac{\partial T}{\partial z} \right)^2 \quad (12)$$

Using this expression of C_T^2 , the Gladstone's law becomes

$$C_n^2(z) = \alpha \cdot \left(80 \cdot 10^{-6} \frac{P(z)}{T(z)^2} \cdot \frac{\partial T}{\partial z} \right)^2 \cdot L_0(z)^{4/3} \quad (13)$$

By making equation (11) and (13) equal, we can infer the expression of α , given by

$$\alpha = 2.8 \left(1 + \frac{\Gamma_d}{\frac{\partial T}{\partial z}} \right)^2 \quad (14)$$

Tatarskii⁵ introduced the mixing scale Δz_0 as the height at which the equality between the temperature systematic difference and the random one is reached.⁸

$$[\langle T(z) \rangle - \langle T(z + \Delta z_0) \rangle]^2 = \langle [T(z) - T(z + \Delta z_0)]^2 \rangle \quad (15)$$

The mixing scale Δz_0 is related to the outer scale of turbulence by the relation:

$$L_0 \approx \frac{\Delta z_0}{\alpha^{3/4}} \quad (16)$$

A statistical comparison between this new model and the L_0 deduced directly from the local instantaneous profiles of radiosoundings measurement using equation (4) will be discussed in the Section 5.3.

4. WRF MODEL SETUP AND SIMULATIONS

In this study, WRF model was configured with five nested domains of horizontal resolutions varying from 27×27 km to 0.333×0.333 km (Fig. 2). The model was run with 46 vertical grid levels with a resolution decreasing slowly with height. The first 16 levels are located in the lowest 1km of the atmosphere with the first level at approximately 10 meters above ground level and the model top set at 50 hPa (~ 20500 m above mean sea level). Table 1 shows the main characteristics of the simulation domains.

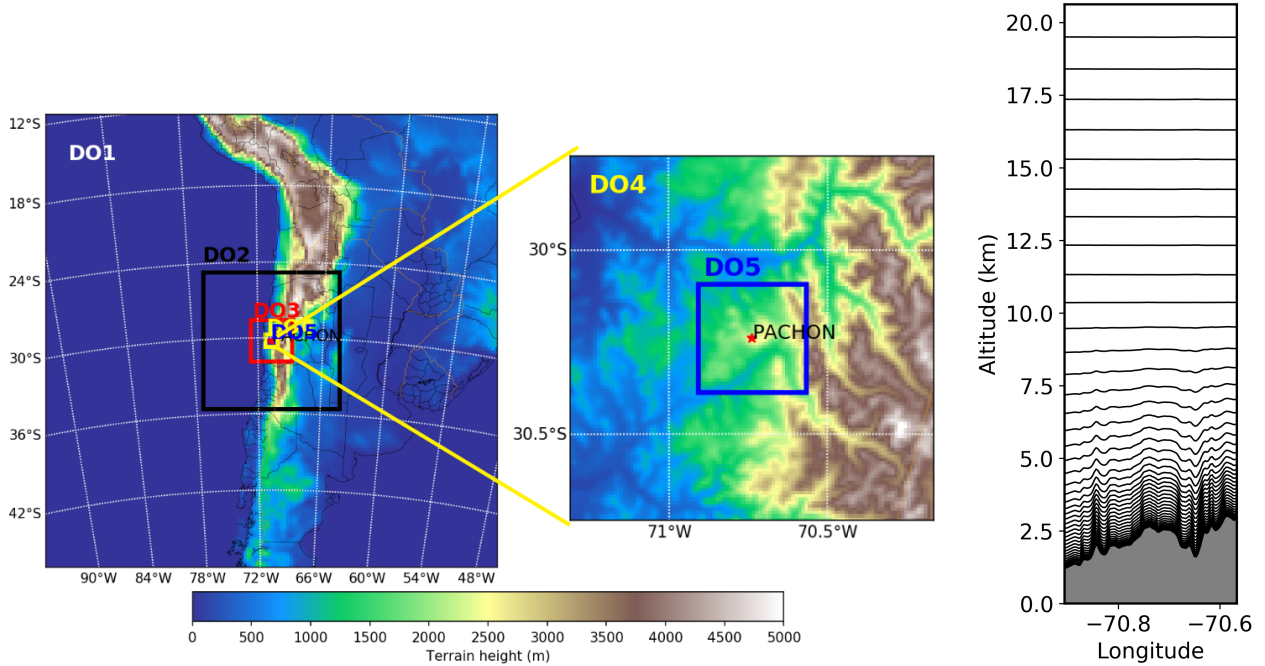


Figure 2: Domains used for our WRF simulations. The horizontal resolution varies from 27×27 km (D01) to 0.333×0.333 km (D05). Colormap represents the topography. The right plot show the vertical level of the model

Table 1: Simulation domains configuration.

Domains	Resolution (km^2)	Grid points number	Vertical level number	Layer thickness (km)
D01	27×27	150×150	46	$\Delta z_{min} = 0.01$ $\Delta z_{max} = 1.15$
D02	9×9	136×136		
D03	3×3	124×124		
D04	1×1	112×112		
D05	0.333×0.333	100×100		

Input data used are those from Climate Forecast System Reanalysis (CFSR) from the National Centers for Environmental Prediction (NCEP). CFSR has a temporal resolution of 6 hours and a horizontal resolution of about $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ ($\sim 56 \times 56 km^2$). CFSR data are available at the surface and extend in 64 levels up to 0.266 hPa (~ 58500 m above mean sea level).

The topographic data used come from the Shuttle Radar Topography Mission (SRTM)* having a resolution of 3×3 arcsec ($\sim 90 \times 90$ m).

Some parameterizations have been used to take into account the physics of the atmosphere. More details about the WRF setup and the physics parameterizations can be found in our previous paper.⁹

Simulations were performed in different periods of the year 1998. For each run, numerical simulations are executed for a 24 hours forecast.

5. RESULTS

5.1 Meteorological parameters

In this section, WRF model prediction of the vertical profiles of meteorological parameters are validated against radiosoundings measurements. The statistical comparison is performed for the whole year 1998.

*<http://srtm.csi.cgiar.org/>

Fig. 3a shows the mean vertical profile of temperature. The mean temperature profiles are very similar over the entire atmosphere. The temperature is the best predicted parameter by WRF model. The colored surface of the standard deviation overlap over the whole atmosphere.

Fig. 3b shows that WRF model overestimates relative humidity compared to radiosoundings. But regarding the mean value, both measured and predicted profiles are similar. The colored surface of the standard deviation overlap over the entire atmosphere.

Fig. 3c and Fig. 3d show the mean vertical profiles of wind speed and wind direction with the corresponding standard deviation. Wind speed and wind direction are also well predicted by WRF model in the free atmosphere but still present a difference in the ground layer. Like the temperature and humidity, the colored areas of the standard deviation of the prediction and measurements overlap.

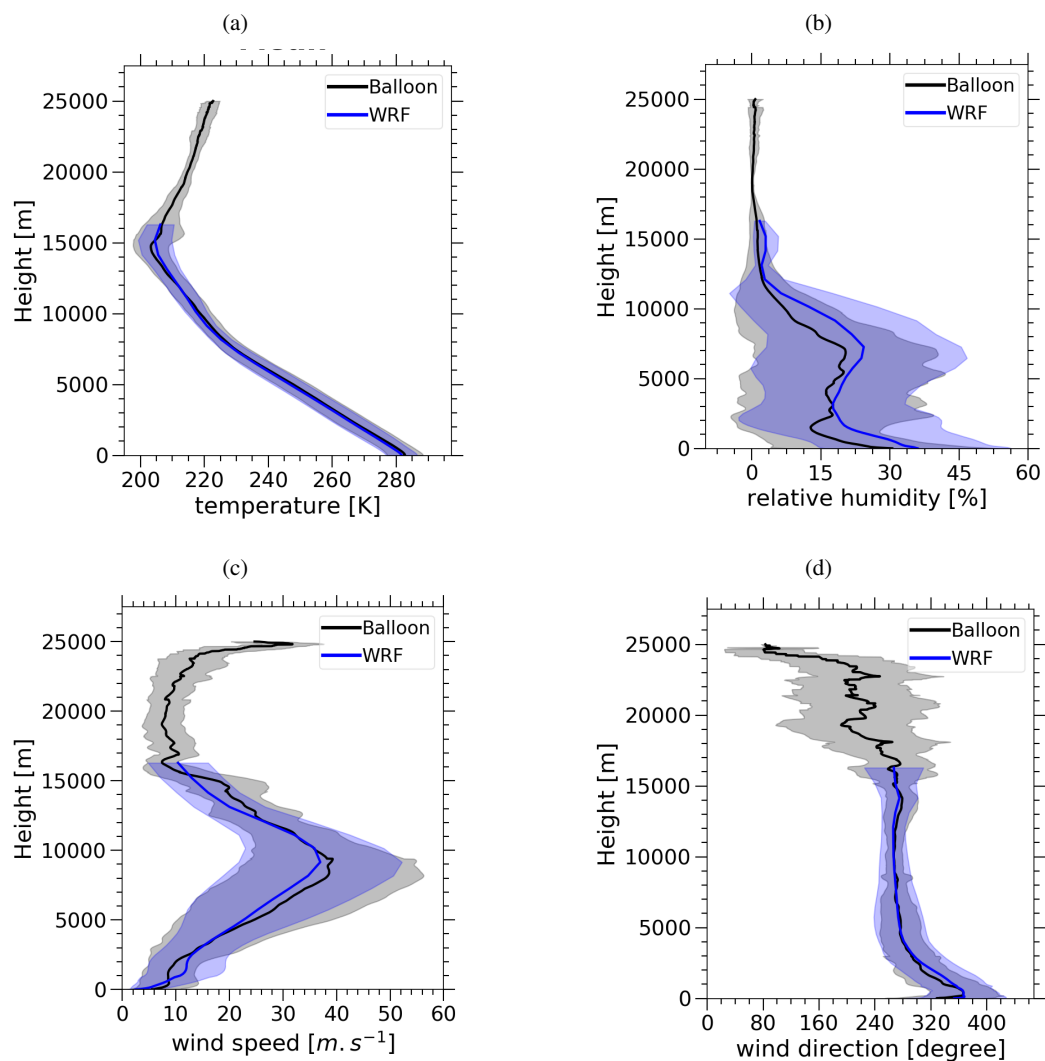


Figure 3: Mean vertical profiles of meteorological parameters for the year 1998. In black line the radiosounding measurements and WRF model in blue line. Temperature (a), relative humidity (b), wind speed modulus (c) and wind direction (d). Colored surface indicate the standard deviation from the mean value

5.2 Structure constant of refractive index C_n^2

The vertical profiles of C_n^2 from the radiosoundings are compared with the estimates from the WRF model. Fig. 4a shows the comparison for the night of 16 April 1998 and Fig. 4b for the night of 11 December 1998. We can see on these two examples that our model of OT is in good agreement with the balloon measurements. The profiles for the cases displayed in Fig. 4a and Fig. 4b are typical of the profile of C_n^2 .

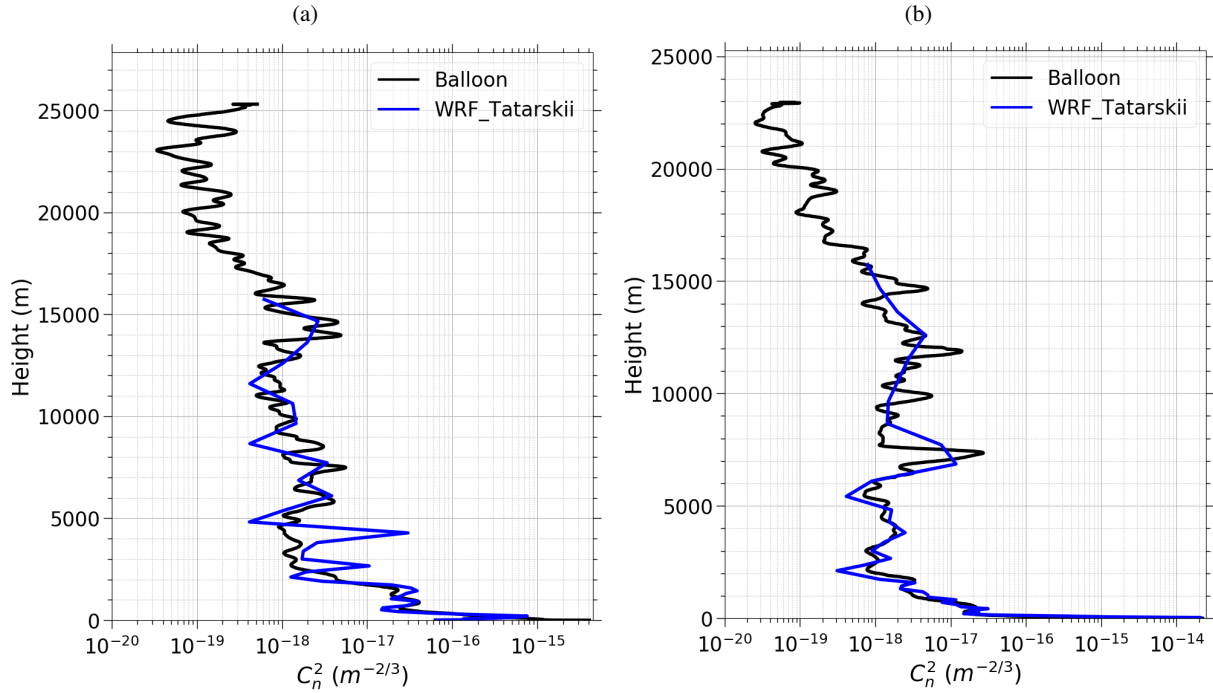


Figure 4: Example of a vertical profiles of C_n^2 for the night of the 16 April 1998 (a) and for the night of 11 December 1998 (b). In black line the radiosoundings data and in blue WRF_Tatarskii model

A statistical comparison between the median profile of C_n^2 measured by radiosounding and predicted by WRF with the OT model is shown in Fig. 5. There is generally good agreement between the radiosoundings data and the estimates of C_n^2 from the model. The shape of the profiles is well reconstructed by the OT model compared to the radiosounding profile, except at ground level. Looking at the first and third quartile interval, one can see that colored surfaces are overlapped almost at any altitude.

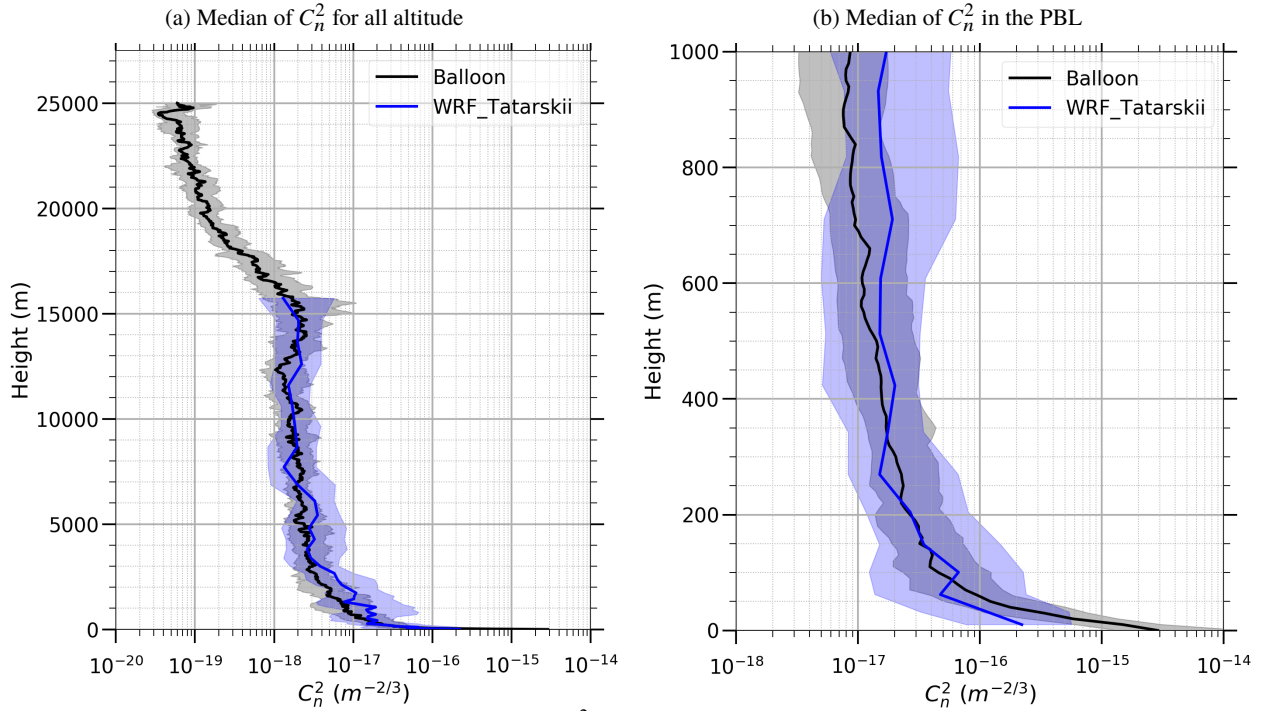


Figure 5: Comparison of the vertical profiles of the C_n^2 deduced from radiosounding (black) and using WRF_Tatarskii model(blue). Thick lines indicate the median value and shading show the interval between the first and the third quartiles. (a) for all altitude and (b) a zoom at the planetary boundary layer.

5.3 Outer scale of turbulence

L_0 used for the calculation of C_n^2 shown in the figures above are deduced directly from the local instantaneous profiles of radiosoundings measurement using equation (4). With these real values of L_0 , the Tatarskii model work well and gives good results. But in the case where direct L_0 measurements are unavailable, existing L_0 calculation models can be used to get an estimate. A comparison study between these models and the impact of L_0 on the prediction of optical turbulence was discussed in a previously submitted paper in MNRAS.¹⁰ It has been shown that in order to have a good estimate of C_n^2 , it is necessary to have a profile of L_0 as close as possible to the real profile.

We have developed a new approach detailed in section 3.2 to better estimate L_0 . This method needs data with high spatial and temporal resolution. Here we applied it for the data from radiosounding measurement and we compared the result with L_0 deduced directly from the local instantaneous profiles of radiosoundings using equation (4). The first result of our approach is shown in Fig. 6. Both profiles show almost the same variations with altitude over the whole atmosphere. We can say that there is a correlation between the two profiles, but small difference remain at the height between 1km and 6km. In the boundary layer, our new method of L_0 is in good agreement with radiosounding balloons data as shown in Fig. 6b. The new method of outer scale extraction gives vertical profile of L_0 that are within the interval between the first and the third quartiles of the balloon data for all altitude. This first step of our study show that the comparison with local measures shows promising agreement.

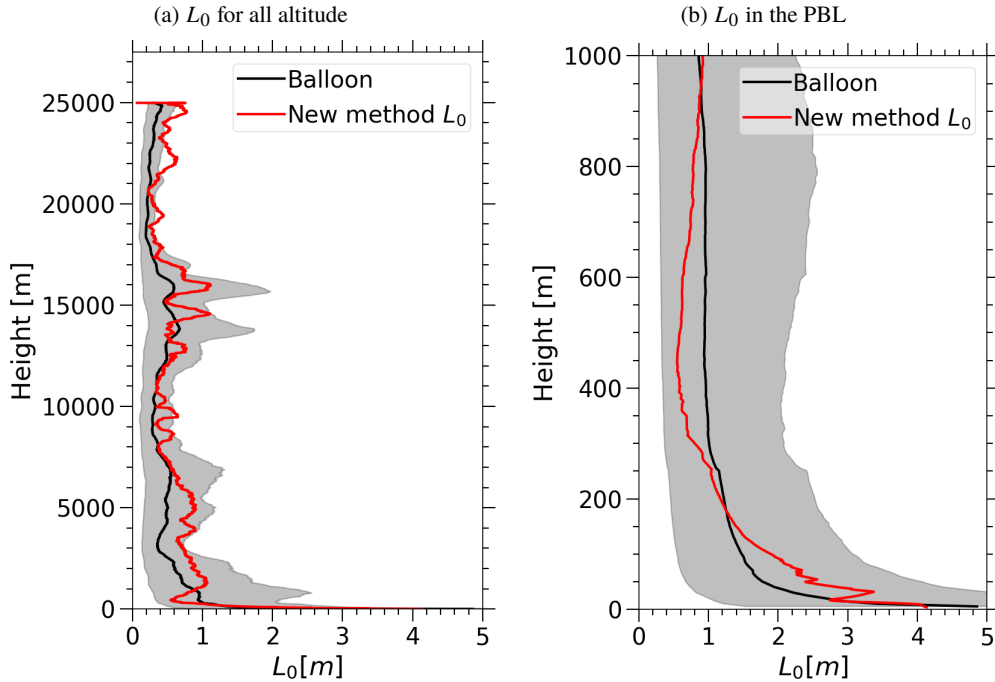


Figure 6: Comparison of the mean vertical profiles of the L_0 deduced from radiosounding in black and estimated using our new method in red. Grey colored surface shows the interval between the first and the third quartiles of radiosounding data. (a) for all altitude and (b) a zoom at the planetary boundary layer.

6. CONCLUSION

In this study, we examined WRF model ability to predict vertical profiles of meteorological parameters and to estimate the OT parameters (vertical profile of C_n^2) over the Cerro Pachon Observatory.

We evaluated the differences in meteorological parameters of temperature, relative humidity, wind speed and direction compared with radiosoundings in the innermost domain following a statistical analysis. Based on the evaluation by all available data, we conclude that WRF model produces coherent results of meteorological parameters with radiosounding balloons data.

The vertical profiles of temperature showed an excellent agreement over the entire atmosphere, between WRF and radiosoundings data. WRF overestimates the relative humidity but the standard deviation of the WRF output compared to the observation overlaps for the whole atmosphere. Wind speed and direction are also in a good agreement with the radiosoundings data except in the ground level.

The vertical distributions of OT given by the WRF_Tatarskii model are in good agreement compared to balloons measurements excepted at ground level. This model gives very good estimation of the vertical profile of C_n^2 as long as we have values of L_0 as exact as possible to the real profile. We developed a new method of outer scale estimation from meteorological data. The preliminary results confirm that this new technique is very promising. More investigations are necessary to make WRF data usable with this new outer scale extraction method.

Our future work intend to continue our studies to improve the estimation of the OT parameters and the outer scale of turbulence by WRF model near the ground. This demands a very good prediction of meteorological parameters that is responsible of generating the OT. Indeed, a project of measurement by instrumented drone on the Calern observatory (France) site is in progress in order to obtain high-resolution vertical profiles of meteorological parameters on the first hundreds of meters above the ground. Having a large data set containing vertical profiles of meteorological parameters within the boundary layer will allow us to better constrain our model of OT. These data will be useful for the evaluation of the prediction by WRF model, and also can be assimilated in WRF as input data in order to improve our prediction.

ACKNOWLEDGMENTS

We would like to thank the Centre National d'Études Spatiales (CNES) and the Observatoire de la Côte d'Azur (OCA) for funding this activity. We acknowledge the NCEP/NCAR for the availability of the WRF model and thank the NCEP/NOAA for providing public access to the CFSR data used in this study. We also extend our thanks to SRTM for giving access to the high-resolution topographic data. We are also grateful to the Mesocentre SIGAMM of the Observatoire de la Côte d'Azur for hosting our model and for their help throughout the installation process.

REFERENCES

- [1] Andrews, L. C. and Phillips, R. L., [*Laser Beam Propagation through Random Media*], SPIE (2005).
- [2] Robert, C., Conan, J.-M., and Wolf, P., “Impact of turbulence on high-precision ground-satellite frequency transfer with two-way coherent optical links,” *Phys. Rev. A* **93**, 033860 (Mar 2016).
- [3] Chabé, J., Aristidi, E., Ziad, A., Lantéri, H., Fantei-Caujolle, Y., Giordano, C., Borgnino, J., Marjani, M., and Renaud, C., “Pml: a generalized monitor of atmospheric turbulence profile with high vertical resolution,” *Appl. Opt.* **59**, 7574–7584 (Sep 2020).
- [4] Skamarock, W. C., Klemp, J. B., Dudhia, J., Gill, D. ., Liu, Z., Berner, J., Wang, W., Powers, J. G., Duda, M. G., Barker, D. M., and Huang, X.-Y., “A Description of the Advanced Research WRF Version 4,” *NCAR Tech. Note NCAR/TN-556+STR*, 145pp. (2019).
- [5] Tatarskii V., I. and Silverman R., A., [*Wave Propagation in a Turbulent Medium*], Dover books on physics and mathematical physics, Dover (1961).
- [6] Vernin, J., Agabi, A., Avila, R., Azouit, M., Conan, R., Martin, F., Masciadri, E., Sanchez, L., and Ziad, A., “1998 gemini site testing campaign: Cerro pachon and cerro tololo,” tech. rep. (2000).
- [7] Azouit, M. and Vernin, J., “Optical turbulence profiling with balloons relevant to astronomy and atmospheric physics,” *PASP* **117**, 536–543 (may 2005).
- [8] Ziad, A., “Review of the outer scale of the atmospheric turbulence,” in [*Adaptive Optics Systems V*], Marchetti, E., Close, L. M., and Véran, J.-P., eds., **9909**, 545 – 556, International Society for Optics and Photonics, SPIE (2016).
- [9] Rafalimanana, A., Giordano, C., Ziad, A., and Aristidi, E., “Toward an optimal prediction of atmospheric turbulence by means of WRF model,” in [*Adaptive Optics Systems VII*], **11448**, 1490 – 1500, SPIE (2020).
- [10] Rafalimanana, A., Giordano, C., Ziad, A., and Aristidi, E., “Optimal prediction of atmospheric turbulence by means of WRF model,” *MNRAS*, *submitted* (2021).

A.7 CATS : station de caractérisation en continu de la turbulence à la fois pour la liaison optique et le support en astronomie

Cette section décrit la station CATS : Calern Atmospheric Turbulence Station, une station complètement automatisée de mesure de la turbulence atmosphérique. Les principaux objectifs de la station CATS sont présentés. Les différents instruments qui composent la station CATS ainsi que leurs objectifs respectifs sont également présentés. Tous ceux-ci sont détaillés dans la communication publiée dans le proceeding de la conférence ICSSO (GIORDANO et al., [2021b](#)).

International Conference on Space Optics—ICSO 2020

Virtual Conference

30 March–2 April 2021

Edited by Bruno Cugny, Zoran Sodnik, and Nikos Karafolas



CATS: continuous turbulence characterization station for both optical link and astronomical support



International Conference on Space Optics — ICSO 2020, edited by Bruno Cugny, Zoran Sodnik, Nikos Karafolas, Proc. of SPIE Vol. 11852, 118522D · © 2021 ESA and CNES
CCC code: 0277-786X/21/\$21 · doi: 10.1117/12.2599373

Proc. of SPIE Vol. 11852 118522D-1

CATS: continuous turbulence characterization station for both optical link and astronomical support.

C. Giordano^a, A. Ziad^a, E. Aristidi^a, J. Chabé^b, Y. Fantei-Caujolle^a, C. Renaud^a, and A. Rafalimanana^a

^aLaboratoire J.L. Lagrange, OCA, UCA, CNRS, UMR 7293, Parc Valrose 06108 Nice Cedex 2, France

^bUniversité Côte d'Azur, OCA, CNRS, IRD, Géoazur, 2130 route de l'Observatoire, 06460 Caussols, France

ABSTRACT

The optical turbulence measurement and characterization has become an essential information for optical link (telecommunication, telemetry, time transfert, ...) and for high-angular resolution imaging in astronomy. It has an impact on the quality, on the bit error rate of optical communication signals and it decreases the resolution of astronomical images. The J.L. Lagrange Laboratory of the Observatoire de la Côte d'Azur has a long and recognized expertise in atmospheric optics and turbulence for astronomical purposes. We have developed recently a new generation of autonomous instruments for daytime and nighttime atmospheric optical turbulence measurement. In 2015, a complete instrumental platform, the Calern Atmospheric Turbulence Station (CATS) has been installed at the Calern observatory. CATS is an automatic station equipped with a set of complementary instruments using original techniques for monitoring optical turbulence from the first meters above the ground up to the top of the atmosphere including the dome seeing. The station is based on four instruments. PML measures continuously the vertical profiles of the refractive index structure constant C_n^2 with a high vertical resolution ($\sim 100m$ at ground level). GDIMM monitors the wavefront coherence parameters (seeing, isoplanatic angle, coherence time, scintillation, wavefront coherence outer scale). A weather station provides the ground meteorological conditions (pressure, temperature, relative humidity, wind speed and direction). And the nighttime cloud fraction is given by an all-sky camera. Another instrument called INTENSE (INdoor TurbulENCE Sensor) is occasionally associated with CATS station to measure the seeing inside the dome of the 1.5m MeO telescope to evaluate its contribution to the whole turbulence. A new tool has been integrated to CATS station consisting in a forecasting model using the Weather Research and Forecasting (WRF) system coupled to a turbulence model to predict daytime and nighttime meteorological and optical turbulence conditions for the next 48h.

Keywords: Turbulence - Atmospheric effects - Instrumentation - Forecasting - Free space optical link

1. INTRODUCTION

Since decades the astronomical community is aware of the importance of the characterization of the atmosphere above observational site to optimize the location of instruments. In fact, atmospheric turbulence shakes the atmospheric layers of different refractive index. This phenomenon disturbs the light propagation through the atmosphere resulting in deformations and fluctuations of images acquired with telescopes.

More recently, with the development of the free space optical links, it has become apparent that turbulence also has a strong impact on signal quality, bit error rate and link budget.

For both astronomical and free space optical links, the adaptative optics is able to compensate part of the turbulence degradation. However, the dimensioning, conception and use depends on the turbulence characterization.

E-mail: cgiordano@oca.eu

Regarding, all these points, it is clear that having an instrumentation able to measure 24h a day the optical turbulence conditions is of a real interest for both astronomical and optical communications communities.

In this goal, since 2015, the Observatoire de la Côte d'Azur (OCA) has built and installed a new generation station for atmospheric turbulence characterization on the Calern Observatory. The Calern Atmospheric Turbulence Station¹⁻³ (CATS) came out from a long and recognized expertise of the OCA/Lagrange Laboratory (OCA) in Atmospheric Optics. Indeed this laboratory played an important role in selection of the major astronomical sites over the world: GranTeCan (Canary Islands), Very Large Telescope (Chile), Southern Gemini (Chile), Keck, Northern Gemini & Subaru (Hawaii, USA). More recently, the Lagrange laboratory was involved in the European Extremely Large Telescope (E-ELT) and the Thirty Meter Telescope (TMT) site selections. Moreover, our team was also in charge of the qualification of the site of Dome C in Antarctica whose potential in Astronomy is considerable. This later was really challenging because of the peculiar conditions of this site.

The CATS station benefits of a set of a new generation of autonomous instruments allowing the measurements of optical turbulence during both daytime and nighttime. It is a support of other project on the Calern Observatory, mainly to improve the link budget of Laser Telemetry from MeO station and generally free space optical links. CATS is also supporting projects on MéO (Métrologie Optique) station and C2PU (Centre Pédagogique Planète Univers) telescopes to test and validate new concepts and components in order to overcome the current limitations of existing Adaptive Optics (AO) systems. The idea is to offer to AO community a fully operational on-sky test platform. The ultimate goal being the optimization of the scientific returns of the AO assisted instrumentations.

To go further, we have recently added into the CATS station a predictive model⁴⁻⁷ allowing to forecast 48h in advance the atmospheric and optical conditions above the Calern Observatory. This prediction tool will help, observers to plan their activities. This tool, fully automatic, will also be useful for the free space optical links because it will bring informations about the availability of ground stations dedicated to optical signals reception.

2. THE CALERN ATMOSPHERIC TURBULENCE STATION: CATS

The CATS station¹⁻³ (see figure 1) is a fully autonomous station working without human needs. It is composed of a set of complementary instruments allowing the measurements of both optical and meteorological parameters:

- A weather station measures the ground parameters such as the temperature, the relative humidity or the wind speed and direction, and gives informations for the aperture of the domes.
- An all-sky camera^{2,3} to measure the cloud cover, and command, with the weather station, the aperture of the domes.
- A Generalized DIMM (G-DIMM)⁸⁻¹⁰ (figure 1, left) measures the nighttime integrated optical parameters such as the seeing, the isoplanatic angle and the coherence time.
- A Profiler of Moon Limb (PML)¹¹⁻¹⁴ (figure 1, right) measures during daytime (on the sun limb) and nighttime (on the moon limb) the vertical profile of the C_n^2 with a high resolution ($\Delta h = 100m$ near the ground) and the integrated parameters (seeing, isoplanatic angle, wavefront coherence outer scale, scintillation, and, in the future, the coherence time)
- An INdoor TurbulENce SENSor^{15,16} (INTENSE) which is used to estimate the turbulence inside the MéO station dome. This indoor turbulence can have a significant contribution to the degradation of the optical resolution of the telescope and optical links.

The main advantage of this station is that it acquires measurements during daytime and nighttime in an automatic way thanks to the weather station and the all-sky camera which control and allow the beginning of observations in function of the meteorological conditions. Therefore, since 2015 CATS station has acquired a large database which has been used for many studies, and which will be used for ongoing and future works in both astronomy and optical telecommunications fields.



Figure 1. CATS station installed on the Calern Observatory. The left instrument is the G-DIMM, and the right one is the PML.

2.1 Generalized DIMM: GDIMM

The Differential Image Motion Monitor¹⁷ (DIMM) is a well known and widely used instrument because of its simplicity. It is based on a small telescope with an entrance pupil made of 2 small sub-apertures (6cm diameter) observing a bright single star with a short exposure time. The Generalized DIMM¹⁰ (GDIMM) is a DIMM updated by adding a third sub-aperture at the entrance pupil (see Fig. 2). This third sub-aperture (10cm diameter and 4cm central obstruction) allows the instrument to deduce the isoplanatic angle and the wavefront coherence outer scale.



Figure 2. GDIMM instrument installed on the Calern Observatory.

The most important parameter measured by the GDIMM is the seeing, which is deduced from the Angle of Arrival (AA) fluctuations of the perturbed wavefront. These AA fluctuations are measured through the two 6cm sub-apertures with the well known DIMM method.

Another important parameter for astronomy and free space optical links is the isoplanatic angle θ_0 leading to the angular distance from which the incoming wavefront is uncorrelated. It is deduced from the scintillation of a single star measured through a 10cm pupil with a 4 cm central obstruction. The principle of this θ_0 estimation method is based on the similarity of the theoretical expressions of θ_0 and the scintillation index s .^{18,19} However, Ref. 20 shown that the scintillation can be affected by the presence of the Moon in the nearby of the observed

bright star. Therefore, in such conditions, the isoplanatic angle deduced from scintillation could be also affected by the Moon light.

The most difficult parameter to measure is the wavefront coherence outer scale \mathcal{L}_0 . The GDIMM instrument uses the variances of AA fluctuations through different size sub-apertures by means of the von Karman model (see Ref. 3 for more details).

In the other hand, the coherence time τ_0 relevant for adaptive optics and interferometry, is given by $\tau_0 = 0.31 \frac{r_0}{\bar{v}}$, where \bar{v} the effective wind speed, is a weighted average of the wind speed on the whole atmosphere. r_0 is the well known Frieds parameter. Ref. 21 has shown that it is possible to deduce the effective wind speed from the temporal structure functions of the AA fluctuations.

The GDIMM instrument is fully automatic and all parameters are measured and computed in real time and are uploaded on the CATS website* (see Fig. 3). This website is daily used by observers in Calern Observatory during the observations.

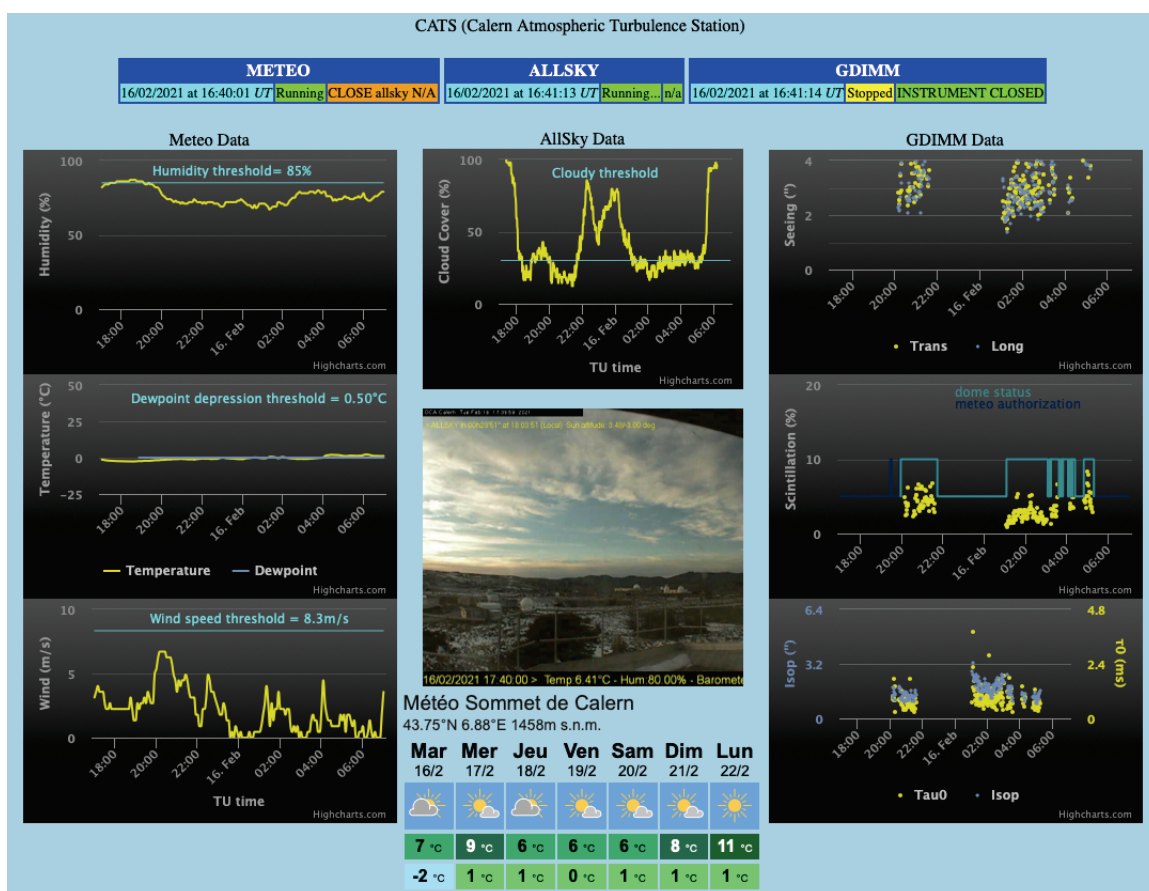


Figure 3. GDIMM results uploaded in real time on the CATS website.

2.2 The Profiler of Moon Limb: PML

The PML instrument is a profiler of the C_n^2 with the high vertical resolution. The C_n^2 is the structure constant of the refractive index fluctuations of the atmosphere. It gives information of the turbulence energy of each layer. The PML instrument is based on a differential method by observation of the lunar or solar limb through two sub-apertures (see Fig. 4). The Moon or Solar limb acts as a continuum of double stars with all possible

*<https://cats.oca.eu>

angular separations required between two points to scan the atmosphere with a very fine resolution. Doing measurements on both Sun and Moon, the PML instrument gives also access to daytime measurements which are really important for free space optical links.

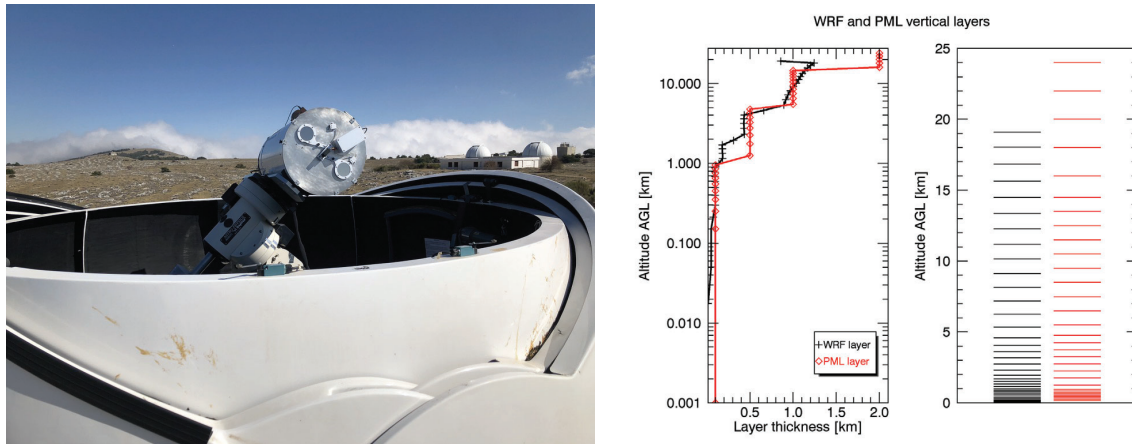


Figure 4. Left: PML instrument installed on the Calern Observatory. Right: Vertical resolution reached by the PML (red) and by the forecasting tool (black) (see section 2.3)

The vertical profile of the C_n^2 is deduced from the measurement of the angular correlation of the fluctuation differences in the wavefront AA deduced from the motion of the Moon (or Sun) limb image. The AA fluctuations are measured perpendicularly to the lunar (or solar) limb leading to transverse correlations for different angular separations along the Moon (or Sun). For more details about the computation method, see Refs. 3,14. Fig. 4, right, shows that the highest vertical resolution, $\Delta h = 100m$, is reached for the ground layer and it decreases progressively to $\Delta h = 2000m$ for the highest layers ($h > 15km$).

From this vertical profile, it is easy to compute integrated parameters such as the seeing or the isoplanatic angle. This later is also deduced from AA correlations along the Moon or Sun limb²⁰ and it is not biased like the one deduced by the GDIMM with the presence of the Moon (see section 2.1).

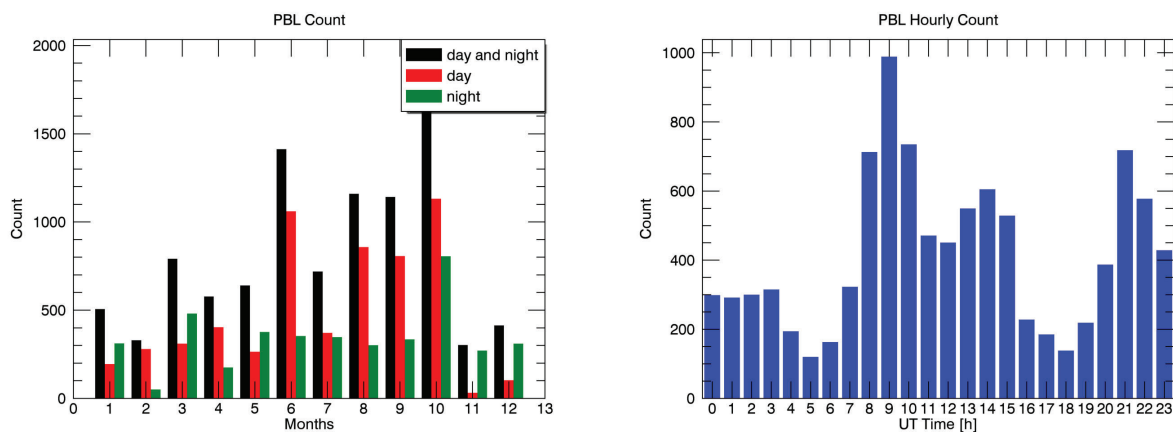


Figure 5. PML data distribution between 2015 and 2019. Left: monthly count. Right: Hourly count.

Since 2015, the PML instrument has acquired a large database which has been used within several astronomical and optical telecommunication projects. Figure 5 shows the PML data distribution computed monthly and

hourly between 2015 and 2019. It appears that there are more measurements during the summer and during the day. This is mainly due to the fact that the Moon is not always visible.

2.3 Calern forecasting

The last tool we have developed for CATS station is the forecasting of atmospheric and turbulence conditions. We use the non-hydrostatic mesoscale model called Weather Research and Forecasting (WRF) developed in the National Center for Atmospheric Research (NCAR), USA.²² This model allows us to predict weather conditions within a tridimensional domain. From these weather forecasts we use an empirical model deduced from the analysis of balloon radio-sounding launched around the world.^{4-7,23} This model called BDTM (Balloon Derived Turbulence Model) follows equations hereafter:

$$C_T^2(h) = \phi(h)\chi(h)s(h)^{1/2} \quad (1)$$

$$\chi(h) = \frac{\delta\theta}{\delta h} \quad (2)$$

$$s(h) = \left(\frac{dU^2}{dh} + \frac{dV^2}{dh} \right)^{1/2} \quad (3)$$

where the C_T^2 is the structure constant of temperature fluctuations, χ is the vertical gradient of the potential temperature θ , h is the altitude, U and V are the wind speed respectively in the direction West-East and South-North, and s is the horizontal wind shear. $\phi(h)$ is the vertical profile deduced empirically from the analysis of the balloons radio-sounding,

$$\phi(h) = \frac{\langle C_T^2(h) \rangle_m}{\langle \chi(h) \rangle_m \langle s(h) \rangle_m^{1/2}} \quad (4)$$

where $\langle \rangle_m$ is the median value.

Finally, from C_T^2 we can deduce the C_n^2 following the well-known Gladstone's formula and others integrated parameters (seeing, isoplanatic angle, coherence time).

$$C_n^2(h) = \left(\frac{80 \cdot 10^{-6} P(h)}{T(h)^2} \right)^2 C_T^2(h) \quad (5)$$

where $P(h)$ and $T(h)$ are respectively the vertical profiles of the atmospheric pressure and absolute temperature.

Since the end of July 2019, we have implemented a fully automatic prediction tool above the Calern Observatory using the aforementioned models. This prediction covers the next 48h and uploads the results on the CATS website (see Fig. 6).

In Ref. 7, we have used these predictions and the CATS database to constrain the empirical model by local measurements. This upgrade, called SL (Site Learning) method, brings a real improvement as shown in Fig. 7. Indeed, regarding these plots it appears that the predicted seeing is closer to the measured one and the dispersion is lower. This SL method is continuously improved thanks to the continuous expansion of the database.

The last ongoing implementation about the predictions concerns the possibility to use our large database in Machine Learning (ML) algorithms. This possibility offers the advantage to have short-term predictions (<2h) with a better accuracy than the one obtained from forecasting models. For more details about this tool currently in development, see Ref. 24.

In parallel, an ongoing study tries to retrieve the vertical profiles of the outer scale L_0 from measurements and predictions of weather conditions. This work could allow us to use also a theoretical model in complement of the empirical method presented here above. The preliminary results of this study are presented by A. Rafalimanana in another paper of this ICSO conference.

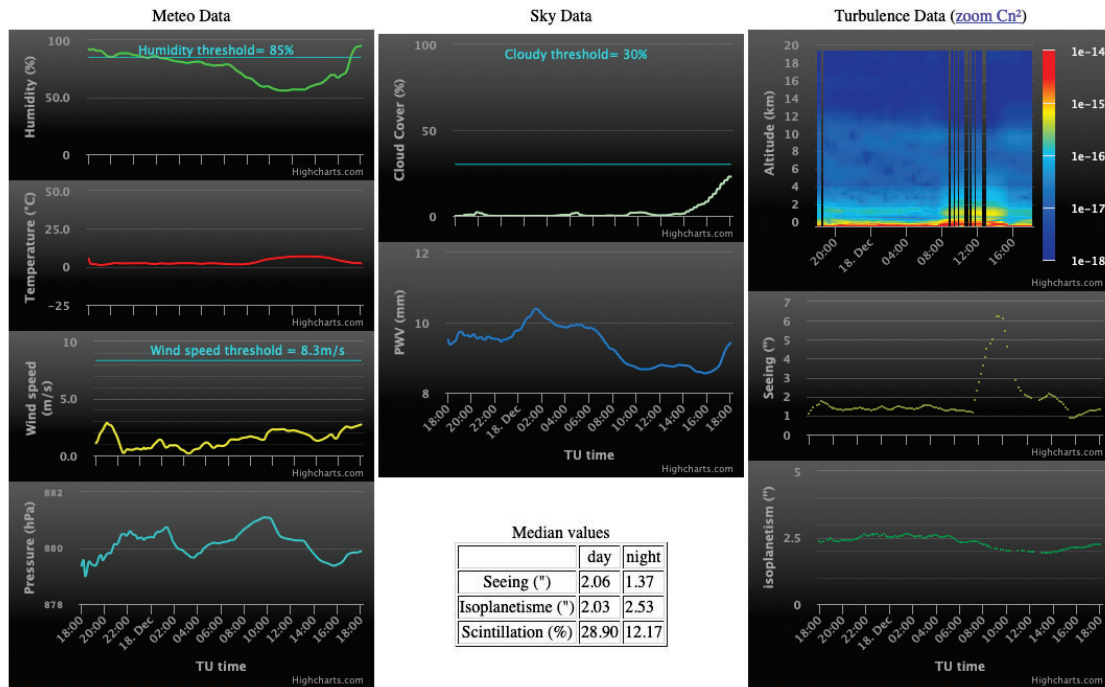


Figure 6. Calern Forecasting results available every day on the CATS website.

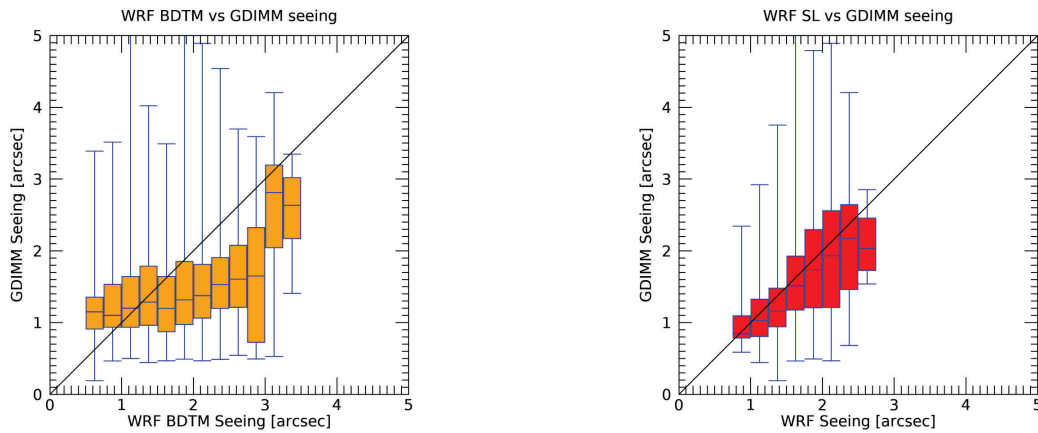


Figure 7. Scatter plot shown as box plot of the seeing forecasted using both BDTM (left) and SL (right) method and measured with GDIMM. The box corresponds to interval between first and third quartile. Within the box, the median values is plotted. The whiskers corresponds to extrema.

3. DISCUSSION

The CATS station is installed and operational at the Calern Observatory since autumn 2015. CATS is fully autonomous and monitors atmospheric turbulence parameters continuously thanks to a set of new generation instruments. In particular CATS is equipped with the PML which is a profiler of turbulence measuring the conditions from the first meters above the ground to the borders of the atmosphere with the highest resolution known and during daytime and nighttime. All these points are the reason why the CATS station is involved in many scientific and educational projects at the Calern Observatory such as:

- study of turbulence impact on the laser links of the MéO Laser Ranging Station;
- development of Adaptive Optics projects;
- study of laser uplink propagation in the atmosphere thanks to the T2L2 space mission;
- campaign involving optical telecommunication from space to ground with the SOTA satellite and MéO laser ranging station.
- an ongoing European project with ESA uses the CATS station as a reference station in an optical telecommunication context.

Another campaign has been performed with the Optical Payload for Lasercomm Science (OPALS) on International Space Station in spring 2016 and recently with the DLR OSIRIS instrument at the end of 2019. For these types of campaign, the PML instrument is very useful to understand the link budget of the lunar laser ranging activity at the MéO telescope. In addition, several other projects regarding adaptive optics systems are planned at the MéO telescope and C2PU telescope and they will benefit of the data given by the CATS station.

In addition, since more than 18 months, CATS is also equipped with a forecasting tool doing daily predictions of all atmospheric conditions (weather and turbulence) for the next 48h. These predictions have been tested and optimized thanks to a site learning method 7. In addition, a new tool using both the CATS database and the aforementioned 48h predictions is in development. This later uses machine learning algorithm to compute a short-terms prediction in order to increase the accuracy of the mid-terms ones²⁴. These predictions are of a real interest for observers at Calern because they give them an important information in advance to allow them to plan their observations. Moreover, such a prediction tool is important for free space optical link context because it will give information in advance on the availability of the ground station to receive signals from satellites.

Finally, the CATS station is used each year for on sky practical work for students of the Université Côte d'Azur (UCA).

4. ACKNOWLEDGMENTS

This CATS project has been done under the financial support of CNES, Observatoire de la Côte d'Azur (OCA), Labex First TF, AS-GRAM, Federation Doblin, Université de Nice-Sophia Antipolis and Region Provence Alpes Côte d'Azur. We would like to thank all the technical and administrative staff of the Observatoire de la Côte d'Azur, our mechanical engineer Christophe Bailet and our colleagues from the AstroGéo team from GéoAzur laboratory for their help and support all along the project namely Pierre Exertier, Etienne Samain, Dominique Albanèse, Mourad Aimar, Jean-Marie Torre, Emmanuel Tric, Thomas Lebourg and Sandrine Bertetic. We gratefully thank the NCEP/NCAR for the availability of the WRF tool and for providing the GFS meteorological data. We thank the SRTM for giving access to the high resolution topographic data. We would also like to thank the Mesocentre SIGAMM of the Observatoire de la Côte d'Azur for hosting our model and for their help in all the installation process.

REFERENCES

- [1] Chabé, J., Ziad, A., Fantéi-Caujolle, Y., Aristidi, É., Renaud, C., Blary, F., and Marjani, M., [*The Calern atmospheric turbulence station*], vol. 9906 of *Society of Photo-Optical Instrumentation Engineers (SPIE) Conference Series*, 99064Z (2016).
- [2] Ziad, A., Chabé, J., Fantéi-Caujolle, Y., Aristidi, E., Renaud, C., and Ben Rahhal, M., "CATS: an autonomous station for atmospheric turbulence characterization," in [*Proceedings of the SPIE*], *Society of Photo-Optical Instrumentation Engineers (SPIE) Conference Series* **10703**, 107036L (July 2018).
- [3] Ziad, A., Chabé, J., Fantéi-Caujolle, Y., Aristidi, E., Renaud, C., and Giordano, C., "The Calern Atmospheric Turbulence Station," in [*Proceedings of the sixth AO4ELT Conference*], (2019).
- [4] Giordano, C., Vernin, J., Vázquez Ramió, H., Muñoz-Tuñón, C., Varela, A. M., and Trinquet, H., "Atmospheric and seeing forecast: WRF model validation with in situ measurements at ORM," *Monthly Notices of the Royal Astronomical Society* **430**, 3102–3111 (Apr. 2013).

- [5] Giordano, C., Vernin, J., Trinquet, H., and Muñoz-Tuñón, C., “Weather Research and Forecasting prevision model as a tool to search for the best sites for astronomy: application to La Palma, Canary Islands,” *Monthly Notices of the Royal Astronomical Society* **440**, 1964–1970 (May 2014).
- [6] Giordano, C., *Prédiction et optimisation des techniques pour lâ€™observation aÎŁ haute reÎŁsolution angulaire et pour la future génération de très grands télescopes*, PhD thesis, Université de Nice Sophia Antipolis, Nice, France (2014).
- [7] Giordano, C., Rafalimanana, A., Ziad, A., Aristidi, E. and Chabé, J., Fantéi-Caujolle, Y., Renaud, C., and Giordano, C., “Contribution of statistical site learning to improve optical turbulence forecasting,” *in press Monthly Notices of the Royal Astronomical Society* (2020).
- [8] Aristidi, E., Fantéi-Caujolle, Y., Ziad, A., Dimur, C., Chabé, J., and Roland, B., [A new generalized differential image motion monitor], vol. 9145 of *Society of Photo-Optical Instrumentation Engineers (SPIE) Conference Series*, 91453G (2014).
- [9] Aristidi, E., Fantéi-Caujolle, Y., Chabé, J., Renaud, C., Ziad, A., and Ben Rahhal, M., “Turbulence monitoring at the Plateau de Calern with the GDIMM instrument,” *in [Proceedings of the SPIE], Society of Photo-Optical Instrumentation Engineers (SPIE) Conference Series* **10703**, 107036U (July 2018).
- [10] Aristidi, E., Ziad, A., Chabé, J., Fantéi-Caujolle, Y., Renaud, C., and Giordano, C., “A generalized differential image motion monitor,” *Monthly Notices of the Royal Astronomical Society* **486**, 915–925 (Jun 2019).
- [11] Ziad, A., Blary, F., Borgnino, J., Fantéi-Caujolle, Y., Aristidi, E., Martin, F., Lantéri, H., Douet, R., Bondoux, E., and Mekarnia, D., “PML/PBL: A new generalized monitor of atmospheric turbulence profiles,” *in [Proceedings of the Third AO4ELT Conference]*, Esposito, S. and Fini, L., eds., 126 (Dec. 2013).
- [12] Blary, F., Ziad, A., Borgnino, J., Fantéi-Caujolle, Y., Aristidi, E., and Lantéri, H., [Monitoring atmospheric turbulence profiles with high vertical resolution using PML/PBL instrument], vol. 9145 of *Society of Photo-Optical Instrumentation Engineers (SPIE) Conference Series*, 91453H (2014).
- [13] Aristidi, E., Ziad, A., Fantéi-Caujolle, Y., Chabé, J., Giordano, C., Renaud, C., and Lantéri, H., “Monitoring daytime and nighttime optical turbulence profiles with the PML instrument,” *in [Proceedings of the sixth AO4ELT Conference]*, (2019).
- [14] Chabé, J., Aristidi, E., Ziad, A., Lantéri, H., Fantéi-Caujolle, Y., Giordano, C., Borgnino, J., Marjani, M., and Renaud, C., “PML: a generalized monitor of atmospheric turbulence profile with high vertical resolution,” *Applied Optics* **59**, 7574 (Sept. 2020).
- [15] Chabé, J., Blary, F., Ziad, A., Borgnino, J., Fantéi-Caujolle, Y., Liotard, A., and Falzon, F., “Optical turbulence in confined media: part I, the indoor turbulence sensor instrument,” *Applied Optics* **55**, 7068 (Sept. 2016).
- [16] Blary, F., Chabé, J., Ziad, A., Borgnino, J., Fantéi-Caujolle, Y., Liotard, A., and Falzon, F., “Optical turbulence in confined media Part II: first results using the INTENSE instrument,” *Applied Optics* **56**, 6272 (July 2017).
- [17] Sarazin, M. and Roddier, F., “The ESO differential image motion monitor,” *Astronomy and Astrophysics* **227**, 294–300 (Jan. 1990).
- [18] Loos, G. C. and Hogge, C. B., “Turbulence of the upper atmosphere and isoplanatism,” *Applied Optics* **18**, 2654–2661 (Aug. 1979).
- [19] Ziad, A., Conan, R., Tokovinin, A., Martin, F., and Borgnino, J., “From the Grating Scale Monitor to the Generalized Seeing Monitor,” *Applied Optics* **39**, 5415–5425 (Oct. 2000).
- [20] Ziad, A., Aristidi, E., Chabé, J., and Borgnino, J., “On the isoplanatic patch size in high-angular resolution techniques,” *Monthly Notices of the Royal Astronomical Society* **487**, 3664–3671 (Aug. 2019).
- [21] Ziad, A., Borgnino, J., Dali Ali, W., Berdja, A., Maire, J., and Martin, F., “Temporal characterization of atmospheric turbulence with the Generalized Seeing Monitor instrument,” *Journal of Optics* **14**, 045705 (Apr. 2012).
- [22] Skamarock, W. C., Klemp, J. B., Dudhia, J., Gill, D., Liu, Z., Berner, J., Wang, W., Powers, J., Duda, M., Barker, D., and Huang, X.-Y., “A Description of the Advanced Research WRF Version 4,” tech. rep., NCAR (2019).

- [23] Trinquet, H. and Vernin, J., “A statistical model to forecast the profile of the index structure constant C_N^2 ,” *Environmental Fluid Mechanics* **7**, 397 (Sept. 2007).
- [24] Giordano, C., Rafalimanana, A., Ziad, A., Aristidi, E., Chabé, J., Fanteï-Caujolle, Y., and Renaud, C., “Statistical learning as a new approach for optical turbulence forecasting,” in [*Society of Photo-Optical Instrumentation Engineers (SPIE) Conference Series*], *Society of Photo-Optical Instrumentation Engineers (SPIE) Conference Series* **11448**, 114484E (Dec. 2020).

BIBLIOGRAPHIE

- ABAHAMID A., JABIRI A., VERNIN J., BENKHALDOUN Z., AZOUIT M. et AGABI A. (2004). « Optical turbulence modeling in the boundary layer and free atmosphere using instrumented meteorological balloons ». In : *Astronomy & Astrophysics* 416, p. 1193-1200. DOI : [10.1051/0004-6361:20031390](https://doi.org/10.1051/0004-6361:20031390).
- AHRENS C. Donald et HENSON Robert (2021). *Meteorology today : an introduction to weather, climate, and the environment*. Cengage Learning.
- ALLISS R. J. et FELTON B. (2012). « The mitigation of cloud impacts on free-space optical communications ». In : SPIE Defense, Security, and Sensing. Baltimore, Maryland, 83800S-83800S-12. DOI : [10.1117/12.918403](https://doi.org/10.1117/12.918403).
- ARISTIDI E., FANTEÏ-CAUJOLLE Y., ZIAD A., DIMUR C., CHABÉ J. et ROLAND B. (2014). « A new generalized differential image motion monitor ». In : *Ground-based and Airborne Telescopes V*. Sous la dir. de Larry M. STEPP, Roberto GILMOZZI et Helen J. HALL. T. 9145. International Society for Optics et Photonics. SPIE, p. 1290-1298. DOI : [10.1117/12.2056201](https://doi.org/10.1117/12.2056201).
- ARISTIDI E., ZIAD A., CHABÉ J., FANTÉI-CAUJOLLE Y., RENAUD C. et GIORDANO C. (2019). « A generalized differential image motion monitor ». In : *MNRAS* 486.1, p. 915-925. DOI : [10.1093/mnras/stz854](https://doi.org/10.1093/mnras/stz854).
- ARISTIDI E., FANTEÏ-CAUJOLLE Y., ZIAD A., CHABÉ J., GIORDANO C., RENAUD C. et RAFALIMANANA A. (2020). « Turbulence monitoring at Calern observatory with the Generalised Differential Image Motion Monitor ». In : *SPIE Astronomical Telescopes + Instrumentation*. Proceedings Volume 11448, Adaptive Optics Systems VII. Online Only, United States : SPIE, p. 310. DOI : [10.1117/12.2560650](https://doi.org/10.1117/12.2560650).
- AVILA R., VERNIN J. et MASCIADRI E. (1997). « Whole atmospheric-turbulence profiling with generalized scidar ». In : *Applied Optics* 36.30, p. 7898-7905. DOI : [10.1364/AO.36.007898](https://doi.org/10.1364/AO.36.007898).
- AZOUIT M. et VERNIN J. (2005). « Optical Turbulence Profiling with Balloons Relevant to Astronomy and Atmospheric Physics ». In : *PASP* 117.831, p. 536-543. DOI : [10.1086/429785](https://doi.org/10.1086/429785).

-
- BELAND R. R. et BROWN J. H. (1988). « A deterministic temperature model for stratospheric optical turbulence ». In : *Physica Scripta* 37.3, p. 419-423. DOI : [10.1088/0031-8949/37/3/022](https://doi.org/10.1088/0031-8949/37/3/022).
- BELAND R. R. (1993). « Propagation through atmospheric optical turbulence ». In : *Atmospheric Propagation of Radiation*. Sous la dir. de F. G. SMITH. T. 2. SPIE Press, Bellingham, Wash., p. 157-232.
- BENDERSKY S., KOPEIKA N. S. et BLAUNSTEIN N. (2004). « Atmospheric optical turbulence over land in middle east coastal environments : prediction modeling and measurements ». In : *Appl. Opt.* 43.20, p. 4070-4079. DOI : [10.1364/AO.43.004070](https://doi.org/10.1364/AO.43.004070).
- BENJAMIN S. G., DÉVÉNYI D., WEYGANDT S. S., BRUNDAGE K. J., BROWN J. M., GRELL G. A., KIM D., SCHWARTZ B. E., SMIRNOVA T. G., SMITH T. L. et MANIKIN G. S. (2004). « An Hourly Assimilation–Forecast Cycle : The RUC ». In : *MWR* 132.2, p. 495-518. DOI : [10.1175/1520-0493\(2004\)132<0495:AHACTR>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(2004)132<0495:AHACTR>2.0.CO;2).
- BEZANGER C. et VOURIOT G. (2013). *Météorologie*. 1^{re} éd. Institut Aéronautique Jean Mermoz.
- BREIMAN Leo (2001). « Random forests ». In : *Machine Learning* 45.1, p. 5-32. DOI : [10.1023/A:1010933404324](https://doi.org/10.1023/A:1010933404324).
- CARBILLET M., ARISTIDI E., GIORDANO C. et VERNIN J. (2017). « Anisoplanatic error evaluation and wide-field adaptive optics performance at Dome C, Antarctica ». In : *MNRAS* 471.3, p. 3043-3050. DOI : [10.1093/mnras/stx1752](https://doi.org/10.1093/mnras/stx1752).
- CHABÉ J., ARISTIDI E., ZIAD A., LANTÉRI H., FANTEÏ-CAUJOLLE Y., GIORDANO C., BORGNINO J., MARJANI M. et RENAUD C. (2020). « PML : a generalized monitor of atmospheric turbulence profile with high vertical resolution ». In : *Appl. Opt.* 59.25, p. 7574-7584. DOI : [10.1364/AO.384504](https://doi.org/10.1364/AO.384504).
- CHERUBINI T., BUSINGER S. et LYMAN R. (2008a). « Modeling Optical Turbulence and Seeing over Mauna Kea : Verification and Algorithm Refinement* ». In : *JAMC* 47.12, p. 3033-3043. DOI : [10.1175/2008JAMC1839.1](https://doi.org/10.1175/2008JAMC1839.1).
- CHERUBINI T., BUSINGER S., LYMAN R. et CHUN M. (2008b). « Modeling Optical Turbulence and Seeing over Mauna Kea* ». In : *JAMC* 47.4, p. 1140-1155. DOI : [10.1175/2007JAMC1487.1](https://doi.org/10.1175/2007JAMC1487.1).
- CHERUBINI T. et BUSINGER S. (2013). « Another Look at the Refractive Index Structure Function* ». In : *JAMC* 52.2, p. 498-506. DOI : [10.1175/JAMC-D-11-0263.1](https://doi.org/10.1175/JAMC-D-11-0263.1).

-
- CHERUBINI Tiziana, LYMAN Ryan et BUSINGER Steven (2021). « Forecasting seeing for the Maunakea observatories with machine learning ». In : *Monthly Notices of the Royal Astronomical Society* 509.1, p. 232-245. DOI : [10.1093/mnras/stab2916](https://doi.org/10.1093/mnras/stab2916).
- CNRM (2014). *La Couche Limite Atmosphérique*. Sous la dir. de Centre National de RECHERCHES MÉTÉOROLOGIQUES - UMR 3589. URL : <https://www.umr-cnrm.fr/spip.php?article430>. (accessed : 14.05.2021).
- COSTILLE A. et FUSCO T. (2011). « Impact of the C_n^2 description on Wide Field AO performance ». In : *Second International Conference on Adaptive Optics for Extremely Large Telescopes*, p. 78. URL : <https://ui.adsabs.harvard.edu/abs/2011aoel.confE..78C>.
- COULMAN C. E., VERNIN J., COQUEUGNIOT Y. et CACCIA J. L. (1988). « Outer scale of turbulence appropriate to modeling refractive-indexstructure profiles ». In : *Appl. Opt.* 27.1, p. 155-160. DOI : [10.1364/AO.27.000155](https://doi.org/10.1364/AO.27.000155).
- DEWAN E. M., GOOD R. E., BELAND B. et BROWN J. (1993). *A Model for C_n^2 (optical turbulence) profiles using radiosonde data*. 1121. Phillips Laboratory, Directorate of Geophysics, Air Force Materiel Command, Technical Report, PL-TR-93-2043. ADA 279399.
- DOMMANGET J. (1964). « Les facteurs météorologiques ». In : *Le choix des sites d'observatoires astronomiques (site testing)*. Sous la dir. de Jean ROSCH. T. 19. Provided by the SAO/NASA Astrophysics Data System, p. 87. URL : <https://ui.adsabs.harvard.edu/abs/1964IAUS...19...87D>.
- DOSS-HAMMEL S., OH E., RICKLIN J. C., EATON F. D., GILBREATH G. C. et TSINTIKIDIS D. (2004). « A comparison of optical turbulence models ». In : *Free-Space Laser Communications IV*. Sous la dir. de Jennifer C. RICKLIN et David G. VOELZ. T. 5550. International Society for Optics et Photonics. SPIE, p. 236-246. DOI : [10.1117/12.563746](https://doi.org/10.1117/12.563746).
- DUDHIA J. (1989). « Numerical Study of Convection Observed during the Winter Monsoon Experiment Using a Mesoscale Two-Dimensional Model ». In : *JAS* 46.20, p. 3077-3107. DOI : [10.1175/1520-0469\(1989\)046<3077:NSOCOD>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1989)046<3077:NSOCOD>2.0.CO;2).
- (2019). « Overview of WRF Physics ». In : *WRF Tutorial Presentations*. URL : https://www2.mmm.ucar.edu/wrf/users/tutorial/presentation_pdfs/202001/dudhia_physics.pdf.
- FELTON Billy D. et ALLISS Randall J. (2011). « Improved climatological characterization of optical turbulence for free-space optical communications ». In : *Free-Space and Atmospheric Laser Communications XI*. Sous la dir. d'Arun K. MAJUMDAR et

-
- Christopher C. DAVIS. T. 8162. International Society for Optics et Photonics. SPIE, p. 30-38. DOI : [10.1117/12.898398](https://doi.org/10.1117/12.898398).
- FREHLICH R., SHARMAN R., VANDENBERGHE F., YU W., LIU Y., KNIEVEL J. et JUMPER G. (2010). « Estimates of Cn2 from Numerical Weather Prediction Model Output and Comparison with Thermosonde Data ». In : *JAMC* 49.8, p. 1742-1755. DOI : [10.1175/2010JAMC2350.1](https://doi.org/10.1175/2010JAMC2350.1).
- FRIED D. L. (1965). « Statistics of a Geometric Representation of Wavefront Distortion ». In : *Journal of the Optical Society of America* 55.11, p. 1427-1435. DOI : [10.1364/JOSA.55.001427](https://doi.org/10.1364/JOSA.55.001427).
- (1966). « Optical Resolution Through a Randomly Inhomogeneous Medium for Very Long and Very Short Exposures ». In : *Journal of the Optical Society of America* 56.10, p. 1372-1379. DOI : [10.1364/JOSA.56.001372](https://doi.org/10.1364/JOSA.56.001372).
- (1982). « Anisoplanatism in adaptive optics ». In : *Journal of the Optical Society of America* 72.1, p. 52-61. DOI : [10.1364/JOSA.72.000052](https://doi.org/10.1364/JOSA.72.000052).
- GIORDANO C., VERNIN J., VÁZQUEZ RAMIÓ H., MUÑOZ-TUÑÓN C., VARELA A. M. et TRINQUET H. (2013). « Atmospheric and seeing forecast : WRF model validation with in situ measurements at ORM ». In : *MNRAS* 430.4, p. 3102-3111. DOI : [10.1093/mnras/stt117](https://doi.org/10.1093/mnras/stt117).
- GIORDANO C. (2014). « Prediction et optimisation des techniques pour l'observation à haute resolution angulaire et pour la future generation de très grands telescopes ». Theses. Université Nice Sophia Antipolis. URL : <https://tel.archives-ouvertes.fr/tel-01144348>.
- GIORDANO C., VERNIN J., TRINQUET H. et MUÑOZ-TUÑÓN C. (2014). « Weather Research and Forecasting prevision model as a tool to search for the best sites for astronomy : application to La Palma, Canary Islands ». In : *MNRAS* 440.3, p. 1964-1970. DOI : [10.1093/mnras/stu356](https://doi.org/10.1093/mnras/stu356).
- GIORDANO C., RAFALIMANANA A., ZIAD A., ARISTIDI E., CHABÉ J., FANTEÏ-CAUJOLLE Y. et RENAUD C. (2019). « Optical turbulence forecasting and comparisons with daytime and nighttime measurements ». In : *AO4ELT6*. Québec, Canada. URL : <https://hal.archives-ouvertes.fr/hal-02475473>.
- (2020). « Statistical learning as a new approach for optical turbulence forecasting ». In : *Adaptive Optics Systems VII*. Sous la dir. de Laura SCHREIBER, Dirk SCHMIDT et Elise VERNET. T. 11448. International Society for Optics et Photonics. SPIE, p. 871-880. DOI : [10.1117/12.2562316](https://doi.org/10.1117/12.2562316).

-
- GIORDANO C., RAFALIMANANA A., ZIAD A., ARISTIDI E., CHABÉ J., FANTEÏ-CAUJOLE Y. et RENAUD C. (2021a). « Contribution of statistical site learning to improve optical turbulence forecasting ». In : *MNRAS* 504.2, p. 1927-1938. DOI : [10.1093/mnras/staa3709](https://doi.org/10.1093/mnras/staa3709).
- GIORDANO C., ZIAD A., ARISTIDI E., CHABÉ J., FANTEÏ-CAUJOLLE Y., RENAUD C. et RAFALIMANANA A. (2021b). « CATS : continuous turbulence characterization station for both optical link and astronomical support ». In : *International Conference on Space Optics — ICSSO 2020*. Sous la dir. de Bruno CUGNY, Zoran SODNIK et Nikos KARAFOLAS. T. 11852. International Society for Optics et Photonics. SPIE, p. 1002-1012. DOI : [10.1117/12.2599373](https://doi.org/10.1117/12.2599373).
- GOOD R. E., BELAND R. R., MURPHY E. A., BROWN J. H. et DEWAN E. M. (1988). « Atmospheric Models Of Optical Turbulence ». In : *Modeling of the Atmosphere*. Sous la dir. de Laurence S. ROTHMAN. T. 0928. International Society for Optics et Photonics. SPIE, p. 165-186. DOI : [10.1117/12.975626](https://doi.org/10.1117/12.975626).
- GREENWOOD D. P. (1977). « Bandwidth specification for adaptive optics systems* ». In : *J. Opt. Soc. Am.* 67.3, p. 390-393. DOI : [10.1364/JOSA.67.000390](https://doi.org/10.1364/JOSA.67.000390).
- GURVICH A. S., KON A. I., MIRONOV V. L. et KHMELEVTSOV S. S. (1976). « Laser radiation in turbulent atmosphere ». In : *Nauka, Moscow*.
- HACH Y., JABIRI A., ZIAD A., BOUNHIR A., SABIL M., ABAHAMID A. et BENKHALDOUN Z. (2012). « Meteorological profiles and optical turbulence in the free atmosphere with NCEP/NCAR data at Oukaïmeden – I. Meteorological parameters analysis and tropospheric wind regimes ». In : *MNRAS* 420.1, p. 637-650. DOI : [10.1111/j.1365-2966.2011.20076.x](https://doi.org/10.1111/j.1365-2966.2011.20076.x).
- HILT D. E. et SEEGRIST D. W. (1977). *Ridge, a computer program for calculating ridge regression estimates*. T. 236. Research Note NE-236. Upper Darby, PA : U.S. Department of Agriculture, Forest Service, Northeastern Forest Experiment Station. 7p. URL : <https://www.nrs.fs.fed.us/pubs/9260>.
- HONG S., NOH Y. et DUDHIA J. (2006). « A New Vertical Diffusion Package with an Explicit Treatment of Entrainment Processes ». In : *MWR* 134.9, p. 2318-2341. DOI : [10.1175/MWR3199.1](https://doi.org/10.1175/MWR3199.1).
- HUFNAGEL R. E. (1974). *Variations of atmospheric turbulence, " in Digest of topical meeting on optical propagation through turbulence*. Optical Society of America, Washington, D.C.

-
- IACONO M. J., DELAMERE J. S., MLAWER E. J., SHEPHARD M. W., CLOUGH S. A. et COLLINS W. D. (2008). « Radiative forcing by long-lived greenhouse gases : Calculations with the AER radiative transfer models ». In : *JGR : Atmospheres* 113.D13. DOI : [10.1029/2008JD009944](https://doi.org/10.1029/2008JD009944).
- JIMÉNEZ P. A., DUDHIA J., GONZÁLEZ-ROUCO J. F., NAVARRO J., MONTÁVEZ J. P. et GARCIA-BUSTAMANTE E. (2012). « A Revised Scheme for the WRF Surface Layer Formulation ». In : *MWR* 140.3, p. 898-918. DOI : [10.1175/MWR-D-11-00056.1](https://doi.org/10.1175/MWR-D-11-00056.1).
- KAIN J. S. (2004). « The Kain–Fritsch Convective Parameterization : An Update ». In : *J. Appl. Meteor.* 43.1, p. 170-181. DOI : [10.1175/1520-0450\(2004\)043<0170:TKCPAU>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(2004)043<0170:TKCPAU>2.0.CO;2).
- KAUSHAL H., JAIN V. K. et KAR S. (2017). « Free-space optical channel models ». In : *Free space optical communication*. Springer, p. 41-89. DOI : [10.1007/978-81-322-3691-7_2](https://doi.org/10.1007/978-81-322-3691-7_2).
- KHAIN A. P. et PINSKY M. (2018). *Physical Processes in Clouds and Cloud Modeling*. Cambridge University Press. DOI : [10.1017/9781139049481](https://doi.org/10.1017/9781139049481).
- KHALIGHI M. A. et UYSAL M. (2014). « Survey on Free Space Optical Communication : A Communication Theory Perspective ». In : *IEEE Commun. Surv. Tutorials* 16.4, p. 2231-2258. DOI : [10.1109/COMST.2014.2329501](https://doi.org/10.1109/COMST.2014.2329501).
- KOLMOGOROV A. N. (1941a). « The Local Structure of Turbulence in Incompressible Viscous Fluid for Very Large Reynolds' Numbers ». In : *Akademiia Nauk SSSR Doklady* 30, p. 301-305.
- (1941b). « Dissipation of Energy in Locally Isotropic Turbulence ». In : *Akademiia Nauk SSSR Doklady* 32, p. 15-17.
- LAGERQUIST R., MCGOVERN A. et SMITH T. (2017). « Machine Learning for Real-Time Prediction of Damaging Straight-Line Convective Wind ». In : *Weather and Forecasting* 32.6, p. 2175-2193. DOI : [10.1175/WAF-D-17-0038.1](https://doi.org/10.1175/WAF-D-17-0038.1).
- LASCAUX F., MASCIADRI E., HAGELIN S. et STOESZ J. (2009). « Mesoscale optical turbulence simulations at Dome C ». In : *MNRAS* 398.3, p. 1093-1104. DOI : [10.1111/j.1365-2966.2009.15151.x](https://doi.org/10.1111/j.1365-2966.2009.15151.x).
- LASCAUX F., MASCIADRI E. et HAGELIN S. (2010). « Mesoscale optical turbulence simulations at Dome C : refinements ». In : *MNRAS* 403.4, p. 1714-1718. DOI : [10.1111/j.1365-2966.2010.16251.x](https://doi.org/10.1111/j.1365-2966.2010.16251.x).

-
- (2011). « Mesoscale optical turbulence simulations above Dome C, Dome A and South Pole : Optical turbulence : Domes C, A and South Pole ». In : *MNRAS* 411.1, p. 693-704. DOI : [10.1111/j.1365-2966.2010.17709.x](https://doi.org/10.1111/j.1365-2966.2010.17709.x).
- LYMAN Ryan, CHERUBINI Tiziana et BUSINGER Steven (2020). « Forecasting seeing for the Maunakea Observatories ». In : *Monthly Notices of the Royal Astronomical Society* 496.4, p. 4734-4748. DOI : [10.1093/mnras/staa1787](https://doi.org/10.1093/mnras/staa1787).
- MAHALOV A. et MOUSTAOU M. (2010). « Characterization of atmospheric optical turbulence for laser propagation ». In : *Laser & Photonics Reviews* 4.1, p. 144-159. DOI : [10.1002/lpor.200910002](https://doi.org/10.1002/lpor.200910002).
- MAIRE J., ZIAD A., BORGNINO J. et MARTIN F. (2007). « Measurements of profiles of the wavefront outer scale using observations of the limb of the Moon ». In : *Monthly Notices of the Royal Astronomical Society* 377.3, p. 1236-1244. DOI : [10.1111/j.1365-2966.2007.11681.x](https://doi.org/10.1111/j.1365-2966.2007.11681.x).
- MAJUMDAR A. K. (2015). « Mitigation Techniques for Improved Free-space Optical (FSO) Communications ». In : *Advanced Free Space Optics (FSO)*. Springer, p. 105-176. DOI : [10.1007/978-1-4939-0918-6_4](https://doi.org/10.1007/978-1-4939-0918-6_4).
- MARTIN F., TOKOVININ A., AGABI A., BORGNINO J. et ZIAD A. (1994). « G.S.M. : a Grating Scale Monitor for atmospheric turbulence measurements. I. The instrument and first results of angle of arrival measurements. » In : *Astronomy and Astrophysics, Supplement* 108. Provided by the SAO/NASA Astrophysics Data System, p. 173-180. URL : <https://ui.adsabs.harvard.edu/abs/1994A&AS..108..173M>.
- MASCIADRI E., VERNIN J. et BOUGEAULT P. (1999). « 3D mapping of optical turbulence using an atmospheric numerical model. I. A useful tool for the ground-based astronomy ». In : *Astronomy and Astrophysics, Supplement* 137, p. 185-202. DOI : [10.1051/aas:1999474](https://doi.org/10.1051/aas:1999474).
- MASCIADRI E. et JABOUILLE P. (2001). « Improvements in the optical turbulence parameterization for 3D simulations in a region around a telescope ». In : *A&A* 376.2, p. 727-734. DOI : [10.1051/0004-6361:20010999](https://doi.org/10.1051/0004-6361:20010999).
- MASCIADRI E., AVILA R. et SÁNCHEZ L. J. (2002). « First evidence of the finite horizontal extent of the optical turbulence layers. Implications for new adaptive optics techniques ». In : *A&A* 382.1, p. 378-388. DOI : [10.1051/0004-6361:20011622](https://doi.org/10.1051/0004-6361:20011622).
- MASCIADRI E. et EGNER S. (2006). « First Seasonal Study of Optical Turbulence with an Atmospheric Model ». In : *PASP* 118.849, p. 1604-1619. DOI : [10.1086/509906](https://doi.org/10.1086/509906).

-
- MASCIADRI E., LASCAUX F. et FINI L. (2013). « MOSE : operational forecast of the optical turbulence and atmospheric parameters at European Southern Observatory ground-based sites – I. Overview and vertical stratification of atmospheric parameters at 0–20 km ». In : *MNRAS* 436.3, p. 1968-1985. DOI : [10.1093/mnras/stt1708](https://doi.org/10.1093/mnras/stt1708).
- MASCIADRI E., LASCAUX F., TURCHI A. et FINI L. (2017). « Optical turbulence forecast : ready for an operational application ». In : *MNRAS* 466.1, p. 520-539. DOI : [10.1093/mnras/stw3111](https://doi.org/10.1093/mnras/stw3111).
- MASCIADRI E., MARTELLONI G. et TURCHI A. (2019). « Filtering techniques to enhance optical turbulence forecast performances at short time-scales ». In : *Monthly Notices of the Royal Astronomical Society* 492.1, p. 140-152. DOI : [10.1093/mnras/stz3342](https://doi.org/10.1093/mnras/stz3342).
- MILLER M. G., ZIESKE P. L., SOFIA A. J. et PEPE R. J. (1977). « Turbulence environment characterization ». In : *Rome Air Development Center, Griffiss Air Force Base, NY, RADC-TR*.
- MILLI J., GONZALEZ R., FLUXA P. R., CHACON A., NAVARETTE J., SARAZIN M., PENA E., CARRASCO-DAVIS R., SOLARZ A., SMOKER J., MARTAYAN C., MELO C., SEDAGHATI E., MIESKE S., HAINAUT O. et TACCONI-GARMAN L. (2019). « Nowcasting the turbulence at the Paranal Observatory ». In : *arXiv e-prints*, arXiv :1910.13767, arXiv :1910.13767.
- MORCRETTE J.-J. et JAKOB C. (2000). « The Response of the ECMWF Model to Changes in the Cloud Overlap Assumption ». In : *Monthly Weather Review* 128.6, p. 1707-1732. DOI : [10.1175/1520-0493\(2000\)128<1707:TROTEM>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(2000)128<1707:TROTEM>2.0.CO;2).
- NOAA, NASA et UNITED States Air Force (1976). *U.S. Standard Atmosphere, 1976*. NOAA - SIT 76-1562. National Oceanic et Amospheric Administration.
- OBUKHOV A. M. (1949). « Structure of the temperature field in a turbulent flow ». In : *Izv. Akad. Nauk SSSR, Ser. Geograf. Geofiz.* 13, p. 58.
- OSBORN J. et SARAZIN M. (2018). « Atmospheric turbulence forecasting with a general circulation model for Cerro Paranal ». In : *Monthly Notices of the Royal Astronomical Society* 480.1, p. 1278-1299. DOI : [10.1093/mnras/sty1898](https://doi.org/10.1093/mnras/sty1898).
- PARENTI R. R. et SASIELA R. J. (1994). « Laser-guide-star systems for astronomical applications ». In : *J. Opt. Soc. Am. A* 11.1, p. 288-309. DOI : [10.1364/JOSAA.11.000288](https://doi.org/10.1364/JOSAA.11.000288).
- PETER R. L. et FRANK S. L. (2010). *Atmospheric Turbulence, Meteorological Modeling and Aerodynamics*. Nova Science Pub Inc.

-
- POWERS J. G., KLEMP J. B., SKAMAROCK W. C., DAVIS C. A., DUDHIA J., GILL D. O., COEN J. L., GOCHIS D. J., AHMADOV R., PECKHAM S. E., GRELL G. A., MICHALAKES J., TRAHAN S., BENJAMIN S. G., ALEXANDER C. R., DIMEGO G. J., WANG W., SCHWARTZ C. S., ROMINE G. S., LIU Z., SNYDER C., CHEN F., BARLAGE M. J., YU W. et DUDA M. G. (2017). « The Weather Research and Forecasting Model : Overview, System Efforts, and Future Directions ». In : *BAMS* 98.8, p. 1717-1737. DOI : [10.1175/BAMS-D-15-00308.1](https://doi.org/10.1175/BAMS-D-15-00308.1).
- RAFALIMANANA A., GIORDANO C., ZIAD A. et ARISTIDI E. (2019). « Optical turbulence prediction using WRF Model ». In : *SF2A-2019 : Proceedings of the Annual meeting of the French Society of Astronomy and Astrophysics*. URL : <https://ui.adsabs.harvard.edu/abs/2019sf2a.conf..233R>.
- (2020). « Toward an optimal prediction of atmospheric turbulence by means of WRF model ». In : *Adaptive Optics Systems VII*. T. 11448. SPIE, p. 1490-1500. DOI : [10.1117/12.2562336](https://doi.org/10.1117/12.2562336).
- (2021). « Prediction of atmospheric turbulence by means of WRF model for optical communications ». In : *International Conference on Space Optics — ICSO 2020*. Sous la dir. de Bruno CUGNY, Zoran SODNIK et Nikos KARAFOLAS. T. 11852. International Society for Optics et Photonics. SPIE, p. 1856-1866. DOI : [10.1117/12.2599659](https://doi.org/10.1117/12.2599659).
- (2022). « Optimal Prediction of Atmospheric Turbulence by Means of the Weather Research and Forecasting Model ». In : *Publications of the Astronomical Society of the Pacific* 134.1035, p. 055002. DOI : [10.1088/1538-3873/ac6536](https://doi.org/10.1088/1538-3873/ac6536).
- RANDALL D. A. (1989). « Cloud parameterization for climate modeling : Status and prospects ». In : *Atmospheric Research* 23.3, p. 345-361. DOI : [10.1016/0169-8095\(89\)90025-2](https://doi.org/10.1016/0169-8095(89)90025-2).
- RASP S., PRITCHARD M. S. et GENTINE P. (2018). « Deep learning to represent subgrid processes in climate models ». In : *Proceedings of the National Academy of Sciences* 115.39, p. 9684-9689. DOI : [10.1073/pnas.1810286115](https://doi.org/10.1073/pnas.1810286115).
- RASP S. et LERCH S. (2018). « Neural Networks for Postprocessing Ensemble Weather Forecasts ». In : *Monthly Weather Review* 146.11, p. 3885-3900. DOI : [10.1175/MWR-D-18-0187.1](https://doi.org/10.1175/MWR-D-18-0187.1).
- REYNOLDS O. (1895). « IV. On the dynamical theory of incompressible viscous fluids and the determination of the criterion ». In : *Philosophical transactions of the royal society of london.(a.)* 186, p. 123-164. DOI : [10.1098/rsta.1895.0004](https://doi.org/10.1098/rsta.1895.0004).

-
- RICHARDSON L. F. (1920). « The supply of energy from and to atmospheric eddies ». In : *Proceedings of the Royal Society of London* A97, p. 354-373.
- (1922). *Weather prediction by numerical process*. Cambridge university press.
- RICKLIN J. C., HAMMEL S. M., EATON F. D. et LACHINOVA S. L. (2006). « Atmospheric channel effects on free-space laser communication ». In : *Journal of Optical and Fiber Communications Reports* 3.2, p. 111-158. DOI : [10.1007/s10297-005-0056-y](https://doi.org/10.1007/s10297-005-0056-y).
- ROCCA A., RODDIER F. et VERNIN J. (1974). « Detection of atmospheric turbulent layers by spatiotemporal and spatioangular correlation measurements of stellar-light scintillation ». In : *Journal of the Optical Society of America* 64.7, p. 1000-1004. DOI : [10.1364/JOSA.64.001000](https://doi.org/10.1364/JOSA.64.001000).
- RODDIER F. (1981). « V The Effects of Atmospheric Turbulence in Optical Astronomy ». In : *Progress in Optics*. T. 19. Elsevier, p. 281-376. DOI : [10.1016/S0079-6638\(08\)70204-X](https://doi.org/10.1016/S0079-6638(08)70204-X).
- (1999). *Adaptive Optics in Astronomy*. Cambridge University Press. DOI : [10.1017/CB09780511525179](https://doi.org/10.1017/CB09780511525179).
- RODRIGUES E.R., OLIVEIRA I., CUNHA R. et NETTO M. (2018). « DeepDownscale : A Deep Learning Strategy for High-Resolution Weather Forecast ». In : *2018 IEEE 14th International Conference on e-Science (e-Science)*, p. 415-422. DOI : [10.1109/eScience.2018.00130](https://doi.org/10.1109/eScience.2018.00130).
- RUGGIERO F., DEBENEDICTIS D., LEFEVRE R. et EARLY S. (2004). « Mesoscale modeling effects on optical turbulence parameterization performance ». In : *Bulletin of the American Meteorological Society*.
- SADOT D. et KOPEIKA N. S. (1992). « Forecasting optical turbulence strength on the basis of macroscale meteorology and aerosols : models and validation ». In : *Optical Engineering* 31.2, p. 200-212. DOI : [10.1117/12.56059](https://doi.org/10.1117/12.56059).
- SALBY Murry L. (2012). *Physics of the Atmosphere and Climate*. 2^e éd. Cambridge University Press. DOI : [10.1017/CB09781139005265](https://doi.org/10.1017/CB09781139005265).
- SALEH AK Md Ehsanes, ARASHI Mohammad et KIBRIA BM Golam (2019). *Theory of ridge regression estimation with applications*. T. 285. John Wiley & Sons. DOI : [10.1002/9781118644478](https://doi.org/10.1002/9781118644478).
- SARAZIN M. et RODDIER F. (1990). « The ESO differential image motion monitor ». In : *Astronomy & Astrophysics* 227.1, p. 294-300.

-
- SCHER S. et MESSORI G. (2018). « Predicting weather forecast uncertainty with machine learning ». In : *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 144.717, p. 2830-2841. DOI : [10.1002/qj.3410](https://doi.org/10.1002/qj.3410).
- SIVO G., TURCHI A., MASCIADRI E., GUESALAGA A. et NEICHEL B. (2018). « Towards an automatic wind speed and direction profiler for Wide Field adaptive optics systems ». In : *Monthly Notices of the Royal Astronomical Society* 476.1, p. 999-1009. DOI : [10.1093/mnras/sty209](https://doi.org/10.1093/mnras/sty209).
- SKAMAROCK W. C., KLEMP J. B., DUDHIA J., GILL D. O., LIU Z., BERNER J., WANG W., POWERS J. G., DUDA M. G., BARKER D. M. et HUANG X.-Y (2019). « A Description of the Advanced Research WRF Version 4 ». In : *NCAR Tech. Note NCAR/TN-556+STR*, 145pp. DOI : [10.5065/1dfh-6p97](https://doi.org/10.5065/1dfh-6p97).
- SMIRNOVA T. G., BROWN J. M. et BENJAMIN S. G. (1997). « Performance of Different Soil Model Configurations in Simulating Ground Surface Temperature and Surface Fluxes ». In : *MWR* 125.8, p. 1870-1884. DOI : [10.1175/1520-0493\(1997\)125<1870:PODSMC>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1997)125<1870:PODSMC>2.0.CO;2).
- SMIRNOVA T. G., BROWN J. M., BENJAMIN S. G. et KENYON J. S. (2016). « Modifications to the Rapid Update Cycle Land Surface Model (RUC LSM) Available in the Weather Research and Forecasting (WRF) Model ». In : *MWR* 144.5, p. 1851-1865. DOI : [10.1175/MWR-D-15-0198.1](https://doi.org/10.1175/MWR-D-15-0198.1).
- STULL R. B. (1988). *An introduction to boundary layer meteorology*. Kluwer Academic Publishers.
- (2017). *Practical Meteorology : An Algebra-based Survey of Atmospheric Science*. University of British Columbia, Vancouver, Canada. URL : https://www.eoas.ubc.ca/books/Practical_Meteorology/.
- SUNDQVIST H. (1978). « A parameterization scheme for non-convective condensation including prediction of cloud water content ». In : *Q.J Royal Met. Soc.* 104.441, p. 677-690. DOI : [10.1002/qj.49710444110](https://doi.org/10.1002/qj.49710444110).
- (1988). « Parameterization of condensation and associated clouds in models for weather prediction and general circulation simulation. » In : *Physically-based modelling and simulation of climate and climatic change*. Springer, p. 433-461. DOI : [10.1007/978-94-009-3041-4_10](https://doi.org/10.1007/978-94-009-3041-4_10).
- SUNDQVIST H., BERGE E. et KRISTJÁNSSON J. E. (1989). « Condensation and Cloud Parameterization Studies with a Mesoscale Numerical Weather Prediction Model ».

-
- In : *Monthly Weather Review* 117.8, p. 1641-1657. DOI : [10.1175/1520-0493\(1989\)117<1641:CACPSW>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1989)117<1641:CACPSW>2.0.CO;2).
- TATARSKII V. I. (1961). *Wave Propagation in a Turbulent Medium*. McGraw-Hill.
- THOMPSON G., FIELD P. R., RASMUSSEN R. M. et HALL W. D. (2008). « Explicit Forecasts of Winter Precipitation Using an Improved Bulk Microphysics Scheme. Part II : Implementation of a New Snow Parameterization ». In : *MWR* 136.12, p. 5095-5115. DOI : [10.1175/2008MWR2387.1](https://doi.org/10.1175/2008MWR2387.1).
- TRINQUET H. et VERNIN J. (2007). « A statistical model to forecast the profile of the index structure constant C_N^2 ». In : *Environmental Fluid Mechanics* 7.5, p. 397-407. DOI : [10.1007/s10652-007-9031-x](https://doi.org/10.1007/s10652-007-9031-x).
- TURCHI A., MASCIADRI E. et FINI L. (2017). « Forecasting surface-layer atmospheric parameters at the Large Binocular Telescope site ». In : *Monthly Notices of the Royal Astronomical Society* 466.2, p. 1925-1943. DOI : [10.1093/mnras/stw2863](https://doi.org/10.1093/mnras/stw2863).
- TURCHI A., MASCIADRI E., KERBER F. et MARTELLONI G. (2018). « Forecasting water vapour above the sites of ESO's Very Large Telescope (VLT) and the Large Binocular Telescope (LBT) ». In : *Monthly Notices of the Royal Astronomical Society* 482.1, p. 206-218. DOI : [10.1093/mnras/sty2668](https://doi.org/10.1093/mnras/sty2668).
- TYSON R. K. (2002). « Bit-error rate for free-space adaptive optics laser communications ». In : *J. Opt. Soc. Am. A* 19.4, p. 753-758. DOI : [10.1364/JOSAA.19.000753](https://doi.org/10.1364/JOSAA.19.000753).
- VALLEY G. C. (1980). « Isoplanatic degradation of tilt correction and short-term imaging systems ». In : *Appl. Opt.* 19.4, p. 574-577. DOI : [10.1364/AO.19.000574](https://doi.org/10.1364/AO.19.000574).
- VAN ZANDT T. E., GREEN J. L., GAGE K. S. et CLARK W. L. (1978). « Vertical profiles of refractivity turbulence structure constant : Comparison of observations by the Sunset Radar with a new theoretical model ». In : *Radio Science* 13.5, p. 819-829. DOI : [10.1029/RS013i005p00819](https://doi.org/10.1029/RS013i005p00819).
- WANG Y., XU H., LI D., WANG R., JIN C., YIN X., GAO S., MU Q., XUAN L. et CAO Z. (2018). « Performance analysis of an adaptive optics system for free-space optics communication through atmospheric turbulence ». In : *Sci Rep* 8.1, p. 1124. DOI : [10.1038/s41598-018-19559-9](https://doi.org/10.1038/s41598-018-19559-9).
- WILSON R. W. (2002). « SLODAR : measuring optical turbulence altitude with a Shack-Hartmann wavefront sensor ». In : *Monthly Notices of the Royal Astronomical Society* 337.1, p. 103-108. DOI : [10.1046/j.1365-8711.2002.05847.x](https://doi.org/10.1046/j.1365-8711.2002.05847.x).

-
- WMO (p. d.[a]). *Introduction et principes de la classification des nuages*. Atlas international des nuages. URL : <https://cloudatlas.wmo.int/introduction-and-principles-of-cloud-classification.html>. (accessed : 03.12.2021).
- (p. d.[b]). *Total cloud cover and cloud amount*. International Cloud Atlas. URL : <https://cloudatlas.wmo.int/total-cloud-cover-and-cloud-amount.html>. (accessed : 03.12.2021).
- XU K. M. et RANDALL D. A. (1996). « A Semiempirical Cloudiness Parameterization for Use in Climate Models ». In : *Journal of the Atmospheric Sciences* 53.21, p. 3084-3102. DOI : [10.1175/1520-0469\(1996\)053<3084:ASCPFU>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1996)053<3084:ASCPFU>2.0.CO;2).
- ZIAD A., MARTIN F., CONAN R. et BORGNINO J. (1999). « Generalized seeing monitor (GSM) : a dedicated monitor for wavefront optical parameter measurements ». In : *Optics in Atmospheric Propagation and Adaptive Systems III*. Sous la dir. d'Anton KOHNLE et John D. GONGLEWSKI. T. 3866. International Society for Optics et Photonics. SPIE, p. 156-164. DOI : [10.1117/12.371320](https://doi.org/10.1117/12.371320).
- ZIAD A., CONAN R., TOKOVININ A., MARTIN F. et BORGNINO J. (2000). « From the grating scale monitor to the generalized seeing monitor ». In : *Appl. Opt.* 39.30, p. 5415-5425. DOI : [10.1364/AO.39.005415](https://doi.org/10.1364/AO.39.005415).
- ZIAD A., MAIRE J., BORGNINO J., DALI ALI W., BERDJA A., BEN ABDALLAH K., MARTIN F. et SARAZIN M. (2010). « MOSP : Monitor of Outer Scale Profile ». In : *Adaptative Optics for Extremely Large Telescopes*, p. 03008. DOI : [10.1051/ao4elt/201003008](https://doi.org/10.1051/ao4elt/201003008).
- ZIAD A., BLARY F., BORGNINO J., FANTEÏ-CAUJOLLE Y., ARISTIDI E., MARTIN F., LANTÉRI H., DOUET R., BONDOUX E. et MEKARNIA D. (2013a). « PML/PBL : A new generalized monitor of atmospheric turbulence profiles ». In : *Proceedings of the Third AO4ELT Conference*. Sous la dir. de Simone ESPOSITO et Luca FINI, p. 126. URL : <https://hal.archives-ouvertes.fr/hal-02478937>.
- ZIAD A., BLARY F., BORGNINO J., FANTEÏ-CAUJOLLE Y., ARISTIDI E., MARTIN F., LANTÉRI H., DOUET R., BONDOUX E. et MÉKARNIA D. (2013b). « First results of the PML monitor of atmospheric turbulence profile with high vertical resolution ». In : *Astronomy & Astrophysics* 559, p. L6. DOI : [10.1051/0004-6361/201322468](https://doi.org/10.1051/0004-6361/201322468).
- ZIAD A. (2016). « Review of the outer scale of the atmospheric turbulence ». In : *Adaptive Optics Systems V*. Sous la dir. d'Enrico MARCHETTI, Laird M. CLOSE et Jean-Pierre VÉLAN. T. 9909. International Society for Optics et Photonics. SPIE, p. 545-556. DOI : [10.1117/12.2231375](https://doi.org/10.1117/12.2231375).

-
- ZIAD A., CHABÉ J., FANTEÏ-CAUJOLLE Y., ARISTIDI E., RENAUD C. et BEN RAHHAL M. (2018). « CATS : an autonomous station for atmospheric turbulence characterization ». In : *Adaptive Optics Systems VI*. T. 10703. Society of Photo-Optical Instrumentation Engineers (SPIE) Conference Series, p. 107036L. DOI : [10.1117/12.2313386](https://doi.org/10.1117/12.2313386).
- ZIAD A., ARISTIDI E., CHABÉ J. et BORGNINO J. (2019). « On the isoplanatic patch size in high-angular resolution techniques ». In : *MNRAS* 487.3, p. 3664-3671. DOI : [10.1093/mnras/stz1541](https://doi.org/10.1093/mnras/stz1541).

Prédiction de la turbulence atmosphérique pour l'optimisation de liens optiques en télémétrie par laser et en télécommunications en espace libre

Résumé : La prédiction des conditions atmosphériques et de turbulence présente un grand intérêt pour la communauté astronomique et les télécommunications optique en espace libre. La connaissance a priori des conditions atmosphériques plusieurs heures avant les observations permet d'optimiser la programmation des observations astronomiques appelée "flexible scheduling". Dans le domaine des télécommunications optiques en espace libre, elle peut aider à identifier la station optique au sol la moins impactée par la turbulence et à identifier à quelle période, la qualité optique de l'atmosphère est favorable à la transmission/réception. Dans cette thèse, une approche numérique basée sur le modèle Weather Research and Forecasting (WRF) couplé à différents modèles de turbulence optique a été utilisée. Des travaux d'optimisation de la prédiction par une méthode de "site learning", ont été réalisés, en considérant l'importance de l'utilisation des mesures locales pour améliorer le modèle de turbulence et mieux prendre en compte les spécificités locales d'un site donné. Cette méthode a été testée sur le site de l'Observatoire de Calern, France. Les résultats ont montré que le "site learning" apporte une amélioration de la prédiction. Des études de sensibilité aux différentes options du modèle ont été développées pour définir une méthodologie standard pour obtenir une configuration optimale de WRF. Cette technique a été appliquée au site de l'Observatoire de Cerro Pachón, au Chili. Toujours dans cette quête de prise en compte des spécificités d'un site, on s'est doté d'une nouvelle expérience consistant en un drone instrumenté pour améliorer la prédiction dans la couche limite planétaire. Les résultats d'une campagne de mesure réalisée sur le site de l'Observatoire de Calern sont présentés.

Mot clés : Turbulence atmosphérique, Turbulence optique, Télécommunications optique en espace libre, Optique adaptative, Méthode numérique, Simulations, Apprentissage de site, Radiosondages.

Atmospheric turbulence prediction for optical link optimization in laser telemetry and free space telecommunications

Abstract: Accurate prediction of atmospheric and turbulence conditions are of interest for astronomical community and free space optical communications. The a priori knowledge of atmospheric conditions several hours before the observations allows to optimize the programming of astronomical observations called "flexible scheduling". In the field of free space optical telecommunications, it can help to identify the optical ground station least impacted by turbulence and to identify when the optical quality of the atmosphere is favorable for transmission/reception. In this thesis, a numerical approach based on the Weather Research and Forecasting (WRF) model coupled with different optical turbulence models has been used. Optimization of the prediction by a "site learning" method has been performed, considering the importance of using local measurements to improve the turbulence model and better take into account the local specificities of a given site. This method has been tested at the Calern Observatory site, France. The results showed that the "site learning" brings an improvement of the prediction. Sensitivity studies to different model options were developed to define a standard methodology to obtain an optimal WRF configuration. This technique has been applied to the Cerro Pachón Observatory site, in Chile. Still in this quest to take into account the specificities of a site, we have developed a new experiment consisting of an instrumented drone to improve the prediction in the planetary boundary layer. Results of a measurement campaign carried out at the Calern Observatory are presented.

Keywords: Atmospheric turbulence, Optical turbulence, Free Space Optical Communications, Adaptive optics, Numerical methods, Simulations, Site learning, Radiosoundings.