



HAL
open science

Impact du changement climatique sur la turbulence en ciel clair pour l'aviation

Mohamed Foudad

► **To cite this version:**

Mohamed Foudad. Impact du changement climatique sur la turbulence en ciel clair pour l'aviation. Océan, Atmosphère. Université de Toulouse, 2024. Français. NNT : 2024TLSES061 . tel-04684924

HAL Id: tel-04684924

<https://theses.hal.science/tel-04684924v1>

Submitted on 3 Sep 2024

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

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

Doctorat de l'Université de Toulouse

préparé à l'Université Toulouse III - Paul Sabatier

Impact du changement climatique sur la turbulence en ciel
clair pour l'aviation

Thèse présentée et soutenue, le 25 mars 2024 par

Mohamed FOUHAD

École doctorale

SDU2E - Sciences de l'Univers, de l'Environnement et de l'Espace

Spécialité

Océan, Atmosphère, Climat

Unité de recherche

CECI - Climat, Environnement, Couplages et Incertitudes / CERFACS

Thèse dirigée par

Emilia SANCHEZ GOMEZ et Thomas JARAVEL

Composition du jury

M. Pierre TULET, Président, CNRS Occitanie Ouest
M. Fabio D'ANDREA, Rapporteur, CNRS Paris-Centre
M. Riwal PLOUGONVEN, Rapporteur, Institut Polytechnique de Paris
Mme Gaëlle DE COETLOGON, Rapporteur, Sorbonne Université
M. Paul WILLIAMS, Examineur, University of Reading
M. Didier RICARD, Examineur, Météo-France
Mme Emilia SANCHEZ-GOMEZ, Directrice de thèse, CERFACS
M. Thomas JARAVEL, Co-directeur de thèse, CERFACS

Membres invités

Mme Mélanie ROCHOUX, CERFACS
M. Marc WETTERWALD, AIRBUS

Table des matières

Remerciements	7
Résumé	9
Abstract	11
Introduction	13
Introduction (anglais)	17
Liste des principaux acronymes	22
1 La turbulence en ciel clair, l'aviation et le changement climatique	24
1.1 La turbulence dans l'atmosphère	24
1.2 La turbulence en ciel clair (CAT)	29
1.2.1 Le courant-jet	31
1.2.2 Instabilité de Kelvin-Helmoltz	33
1.2.3 Les ondes de gravité	35
1.3 L'impact des turbulences sur l'aviation	39
1.4 Méthodes de détection des turbulences	44

1.4.1	Les rapports des pilotes	45
1.4.2	Mesures de turbulences in-situ	47
1.4.3	Détection des turbulences à distance	51
1.5	Méthodes de prévision des turbulences	52
1.6	Impacts de l’aviation sur le climat et stratégie de décarbonation	55
1.7	Impacts du changement climatique sur l’aviation	59
1.7.1	Impact du réchauffement global sur la CAT	64
1.8	Objectifs de la thèse	71
2	Données et Méthodologie	74
2.1	Les réanalyses atmosphériques	75
2.2	Les simulations climatiques de CMIP6	79
2.2.1	Les simulations historiques	80
2.2.2	Les simulations de projections climatiques « ScenarioMIP »	83
2.2.3	Méthode time-shift (ou « <i>epoch approach</i> »)	85
2.3	Le modèle CNRM-CM6-1	86
2.4	Indices pour caractériser la turbulence	88
2.4.1	L’indice de turbulence 1 : définition et caractérisation	89
2.4.2	Autres indices	94
2.4.3	Sélection des indices de CAT	99
2.5	Cadre de nos travaux	102
2.5.1	Sélection du domaine	102
2.5.2	Calcul des indices de CAT	103
2.5.3	Caractérisation de la CAT modérée ou supérieure (MOG-CAT)	105

3	Evolution récente et future de la CAT dans l’Hémisphère Nord	108
3.1	Article : Past and Future Trends in Clear-Air Turbulence over the Northern Hemisphere	108
3.1.1	Résumé	110
3.1.2	Abstract	111
3.1.3	Plain Language Summary	111
3.1.4	Introduction	112
3.1.5	Data	115
3.1.6	Methods	116
3.1.6.1	Choice of CAT diagnostics	116
3.1.6.2	Definition of the MOG-CAT category	119
3.1.7	Results	120
3.1.7.1	MOG-CAT climatology in reanalysis and CMIP6 climate models	120
3.1.7.2	MOG-CAT past trends	125
3.1.7.3	MOG-CAT future changes	131
3.1.7.4	Extension to other CAT indices	136
3.1.8	Conclusions and Discussion	138
3.2	Incertitudes sur les réanalyses atmosphériques	142
3.3	Changements futurs de l’intensité de la CAT extrême	145
3.4	Structure verticale de la MOG-CAT et ses changements futurs	152
3.5	Synthèse et conclusions	157

4	Lien entre la CAT et la circulation atmosphérique de grande échelle dans l'Atlantique Nord	159
4.1	Les régimes de temps	160
4.2	Lien entre la CAT et les régimes de temps	164
4.3	Optimisation de la trajectoire de vol des avions pour éviter la MOG-CAT	167
4.3.1	Algorithme	167
4.3.2	Trajectoires optimisées	170
4.3.3	Impact sur la consommation de carburant	173
4.4	Synthèse et conclusions	178
5	Conclusions et perspectives	180
	Bibliographie	192

Remerciements

Cette thèse a été comparable à un long vol qui a duré un peu plus de trois ans, avec quelques turbulences modérées. Le décollage en 2020, en pleine année COVID-19, n'a pas été facile, mais le vol et l'atterrissage n'auraient pas été aussi agréables sans la convivialité et le soutien de tous les membres d'équipage et des passagers. Je souhaite donc remercier ici toutes les personnes qui ont contribué au bon déroulement de ce voyage.

Tout d'abord, je tiens à exprimer ma profonde gratitude à mes encadrants de thèse, Emilia Sanchez, Thomas Jaravel et Mélanie Rochoux, pour leur guidance, leurs conseils avisés et leur soutien constant tout au long de ce projet. Leur confiance et la liberté qu'ils m'ont accordées, tout en étant toujours disponibles, ont été inestimables pour mener à bien cette recherche.

Ce travail a également bénéficié du soutien scientifique et amical de Laurent Terray. Bien que n'ayant pas eu de rôle "officiel", il a joué un rôle important dans ce projet. Merci à lui pour son soutien et les discussions scientifiques très enrichissantes que nous avons eues.

Je tiens à exprimer ma gratitude à Gaëlle de Coetlogon, Fabio D'Andrea et Riwal Plougouven, qui ont accepté la difficile tâche de rapporteur, pour leurs précieux commentaires. Merci également aux autres membres du jury : Pierre Tulet, Paul Williams, Didier Ricard et Marc Wetterwald. Un grand merci à Gaëlle, qui m'a initié aux fondamentaux de la météorologie et du climat pendant mon stage de Master 2. Grâce à toi, cette science m'est aujourd'hui un peu moins mystérieuse, et tu m'as soutenu et motivé à entreprendre cette thèse de doctorat.

Je remercie également l'ensemble de l'équipe GLOBC du CERFACS pour leur soutien, leurs discussions enrichissantes, les précieux moments partagés et l'initiation au ski : Margot, Saloua (une pensée pour la randonnée sauvage), Julien, Philippe, Elliott, Marie-Pierre, Laure, Suzanne (merci pour la découverte des meilleurs restaurants de Cologne), Juliette, François, Théo G., Camille, Quentin, Romain (je te dois toujours une pizza 4 fromages algérienne), Malak (merci pour le match TFC-Liverpool), William, Théo D., Christian (je garde de beaux souvenirs de Vienne), Sophie V., Maxime, Rémy, Rym, Christophe, Anne, Emilio, Emanuele, Mohammad,

Svenya, Victoria, Aurélien et Bastien. Un grand merci à Susanne Baur et Rachid, qui ont été de très bons amis tout au long de cette thèse. Leur aide et leur amitié ont rendu ce voyage plus agréable et moins solitaire. Merci enfin au personnel administratif pour leur gentillesse (Chantal, Nathalie, Lydia et Michele) et à la formidable équipe de support informatique du CERFACS.

Je remercie l'équipe de football du CERFACS (l'EAC) pour les nombreuses belles victoires. J'ai pris beaucoup de plaisir à jouer avec vous : Thomas Marchal, Louis, Yann, JarJar, CriCri, Hector, Paul, David, Thomas Lesaffre, Romain, Riwan, Maxou, Alex et Jean. Merci également à l'équipe de beach-volley, Anne, Emma, Emilie, Théo D., Maxime, Saloua, Christian et Hannah. Je suis fier de notre parcours, on est quand même arrivés en finale des perdants.

Enfin, mes remerciements vont à mes parents, à mes frères Karim et Hocine, à ma sœur Kahina, à mon oncle Abderrahmane, et à Coralie, pour votre soutien si précieux. Sans vous, rien n'aurait été possible.

Résumé

Dans cette thèse, nous avons exploré l'impact du changement climatique sur la turbulence en ciel clair (CAT), un phénomène affectant la sécurité aérienne et à l'origine de la plupart des accidents dans l'aviation liés aux conditions météorologiques. Les modèles numériques de prévision actuels ne peuvent pas résoudre explicitement la turbulence en raison de leur résolution spatiale. Néanmoins, plusieurs diagnostics ont été développés pour caractériser la CAT d'une manière macroscopique. Les indices permettent d'identifier les zones où des mécanismes générant la CAT sont susceptibles de se produire, telles que les régions de fort cisaillement vertical de vent, de déformation horizontale, et de frontogénèse. Des études récentes indiquent une augmentation de la fréquence de la CAT au cours des dernières décennies, tendance qui devrait persister avec le réchauffement climatique. Toutes ces études ont utilisé des indices de CAT calculés à partir des données de réanalyses atmosphériques et d'expériences réalisées avec des modèles climatiques. Cependant, une seule réanalyse ou un seul modèle de climat sont utilisés pour analyser les changements passés et futurs de la CAT, ce qui représente une limite pour évaluer les différentes incertitudes. Notre recherche, s'appuyant sur différentes réanalyses atmosphériques et simulations de modèles climatiques réalisées avec la dernière génération de CMIP, a intégré les incertitudes liées à la variabilité interne du climat et aux modèles pour étudier les changements de la CAT dans les dernières décennies et son évolution future. Nous avons démontré que les modèles de climat sont adéquats pour caractériser la CAT en haute altitude, bien que certains modèles tendent à sous-estimer la fréquence de la CAT dans l'Atlantique nord. De plus, nous utilisons plusieurs diagnostics de CAT pour évaluer la sensibilité des résultats aux différentes représentations de la turbulence.

Nous avons observé une augmentation significative de la probabilité d'occurrence de la CAT entre 1980 et 2021, notamment dans l'Atlantique Nord, le Pacifique Nord, l'Est de l'Asie, le Moyen-Orient et l'Afrique du Nord. Cela est principalement dû à une forte augmentation du cisaillement vertical du vent dans les courants-jets, qui est lui-même le résultat de l'accentuation du gradient méridien de température causé par le réchauffement des tropiques et le refroidissement au pôle en haute altitude. L'analyse a révélé que, dans certaines régions de l'Hémisphère Nord, la variabilité interne du climat est toujours trop prédominante face à la réponse aux forçages an-

thropiques, tandis que dans d'autres, les changements observés peuvent être attribués au réchauffement climatique.

Les projections climatiques indiquent que la tendance à l'augmentation de la fréquence et de l'intensité de la CAT se poursuivra, surtout dans les régions situées dans la bande de latitudes 20-40° N. Ces changements s'intensifieront avec le degré de réchauffement global. Des incertitudes persistent néanmoins dans l'Atlantique Nord. Elles sont principalement liées à la disparité dans la réponse des modèles et aux indices de CAT. Nos résultats suggèrent que la CAT risque de devenir plus intense, avec des implications importantes pour la sécurité et les opérations aériennes, ainsi que pour la conception et la certification des futurs avions.

Nous avons étudié les liens entre la CAT et les régimes de temps dans l'Atlantique Nord. Les résultats montrent que la distribution spatiale de la CAT est fortement liée aux régimes de temps, et que la phase positive de la NAO est le régime qui favorise le plus le développement de la CAT en hiver. Nous avons utilisé une méthode d'optimisation pour identifier des trajectoires de vol transatlantiques capables d'éviter les régions susceptibles de rencontrer la CAT selon le régime de temps considéré. Cela est important car, en évitant les zones de CAT, l'impact sur la consommation de carburant (et donc sur les émissions de CO₂) peut être bénéfique. Nous montrons que c'est le régime NAO qui a un plus fort impact sur les trajectoires de vol transatlantiques dans les deux sens. Néanmoins, nous avons constaté qu'il est possible d'optimiser les trajectoires de vol pour réduire la consommation de carburant tout en évitant la CAT pendant les jours de régimes de dorsale et de blocage. L'optimisation des itinéraires pourrait donc bénéficier à l'industrie de l'aviation et contribuer à minimiser l'impact de l'aviation sur l'environnement.

Abstract

In this thesis, we investigated the impact of climate change on clear-air turbulence (CAT), a phenomenon with important consequences for aviation safety and causes most weather-related aircraft incidents. The spatial resolution of current numerical weather prediction models is too coarse to resolve explicitly turbulence. However, many CAT indices have been developed to diagnose regions where turbulence-generating mechanisms may likely occur, such as regions in which strong vertical and horizontal wind shear, horizontal deformation, and frontogenesis are present. Recent studies have shown that in response to climate change, CAT could significantly increase. All these studies applied CAT indices to fields issued from atmospheric reanalyses and climate model experiments. Nevertheless, only one reanalysis or a single coupled model is used to evaluate recent and future CAT changes, which represents a limitation to assess the climate uncertainty. In this thesis, we use several atmospheric reanalyses and coupled model experiments from CMIP6 database to incorporate and address the uncertainties related to internal variability and climate models in past and future CAT trends. We conclude that the models are suitable tools to study CAT. Nevertheless, we show that over the North Atlantic region, most models underestimate CAT frequency. Several CAT diagnostics are computed to assess the sensitivity of results to different turbulence representations.

We observed a significant increase in CAT frequency for the period 1980-2021 over several regions in the Northern Hemisphere : North Atlantic, North Pacific, East Asia, Middle East and North Africa. This is mainly due to a large increase in the vertical wind shear related to the subtropical jet strengthening, which is due in turn to the sharpening of the meridional temperature gradient caused by the warming over the tropics and the cooling over high latitudes in upper atmospheric levels. Our results suggest that in some regions of the Northern Hemisphere, the internal climate variability is large enough to mask the anthropogenic-induced signal, while in others, the changes observed could be potentially attributed to global warming.

Multi-model climate projections indicate that the positive trend reported in the past will continue to increase in the future with the global warming level. In general, models project an increase in CAT frequency and intensity within the 20-40°N latitudinal band. In the North Atlantic, large uncertainty remains due to lack of model agreement

and differences among the various CAT diagnostics. The projected increases in CAT frequency and intensity shown in this thesis could have a significant impact on aviation operations and safety, as well as on the design of future aircrafts.

We have studied the links between CAT and weather patterns in the North Atlantic. The results show that the spatial distribution of CAT is strongly related to weather regimes, and that the positive phase of NAO creates the most favorable environment for CAT development in the winter season. We used an optimization method to identify transatlantic flight routes that avoid regions likely to encounter CAT depending on the weather regime considered. This holds significance because the avoidance of CAT zones can have a favorable effect on fuel consumption, consequently leading to a reduction in CO₂ emissions. Our findings reveal that the NAO regime exerts the most significant influence on transatlantic flight routes in both eastbound and westbound directions. Nevertheless, we find that it is possible to optimize flight paths to reduce fuel consumption while avoiding CAT on Atlantic Ridge and Blocking regime days. Route optimization could therefore benefit the aviation industry and contributing to minimizing aviation's impact on the environment.

Introduction

Dans le cadre de la collaboration CERFACS/AIRBUS/Météo-France et du projet ICCA (Impact du Changement Climatique sur l'Aviation), coordonné par le CERFACS, le sujet concernant l'impact du changement climatique sur la turbulence atmosphérique en altitude, autrement dit, turbulence en ciel clair ou CAT, a été établi comme sujet prioritaire. En effet, les phénomènes de turbulence en altitude sont responsables d'environ 71% des accidents liés aux conditions météorologiques (Gultepe et al., 2019). Chaque année, les vols commerciaux partout dans le monde enregistrent des centaines d'épisodes de turbulence, qui peuvent occasionner des blessures aux passagers et aux membres d'équipage et, dans de rares cas, des décès (Ellrod et al., 2015). Cela contribue aussi à la peur de prendre l'avion chez de nombreuses personnes (Sharman et al., 2012). De plus, le nombre de blessures causées par les turbulences pourrait être sous-estimé car elles ne sont pas toujours rapportées (Sharman et al., 2006). En outre, les turbulences récurrentes subies pendant la durée de vie d'un avion peuvent contribuer à l'usure des matériaux, et causer des dommages structurels (Ellrod et al., 2015). Ce phénomène représente un enjeu majeur pour la sécurité aérienne, engendrant également des pertes économiques considérables, des retards de vols, et une augmentation de la consommation de carburant et des émissions de CO₂.

Les sources principales de turbulence atmosphérique sont : la turbulence convective, la turbulence orographique et la turbulence en ciel clair (CAT). Différencier la CAT de la turbulence orographique est parfois complexe, surtout au-dessus des massifs montagneux comme l'Himalaya, les Rocheuses ou les Alpes. Si les turbulences associées aux nuages et aux orages sont visibles par les pilotes et détectables par les radars, la CAT, elle, reste invisible et indétectable, rendant son évitement difficile et constituant ainsi un risque pour la sécurité aérienne (Sharman and Lane, 2016).

La CAT est définie par le comité national de la turbulence en ciel clair aux Etats-Unis en 1966 comme : *"toute turbulence dans l'atmosphère qui présente un intérêt pour les opérations aériennes et qui n'est pas adjacente à une activité convective visible. Cela inclut la turbulence rencontrée dans les cirrus qui ne sont pas dans, ou adjacents à, une activité convective visible"* (Goldburg and Pao, 1969; Vinnichenko, 2013; Sharman and Lane, 2016). D'une manière générale, les zones caractérisées par une plus forte probabilité d'occurrence de CAT sont localisées près de la tropopause (à environ 10-

12 km), aux moyennes latitudes de l'Hémisphère Nord, et au niveau de forts courants zonaux de l'ouest, appelés « courant-jet » ou « jet-stream » (Reiter and Nania, 1964; Dutton and Panofsky, 1970; Ellrod et al., 2015). Les courants-jets sont générés par le gradient méridional de température qui existe entre les zones tropicales et les hautes latitudes, en accord avec l'équation du vent thermique, qui montre la relation proportionnelle entre le gradient de température horizontal et la variation verticale du vent géostrophique (Shaw et al., 2016; Lee S. H et al., 2019). Le gradient méridional de température est plus marqué aux moyennes latitudes, ce qui entraîne de forts vents d'ouest dont l'intensité augmente jusqu'au niveau de la tropopause, créant ainsi un fort courant tubulaire connu sous le nom de jet-stream.

Le principal mécanisme générant la CAT est l'instabilité de Kelvin-Helmholtz (Dutton and Panofsky, 1970; Ellrod and Knapp, 1992; Sharman and Lane, 2016), qui se produit lorsque le cisaillement vertical du vent est trop fort pour surmonter l'influence amortissante de la stabilité statique. Le cisaillement vertical du vent est donc l'ingrédient le plus important pour générer la CAT. Les conditions favorables à un fort cisaillement vertical du vent se trouvent à proximité des courants-jets et des fronts en haute altitude. Environ deux tiers d'épisodes de CAT se produisent à proximité des courants-jets. Le déferlement des ondes de gravité induites par différentes sources : les chaînes de montagnes, la convection, les jets et les fronts contribuent également au développement et/ou l'intensification de la CAT (Ellrod et al., 2015; Plougonven and Zhang, 2016, parmi d'autres).

En raison de son impact sur la sécurité aérienne, les centres de prévision météorologique fournissent des prévisions quotidiennes de CAT aux compagnies aériennes et aux services de navigation. Les modèles numériques actuels ne peuvent pas résoudre explicitement la turbulence en raison de leur résolution spatiale (Ellrod and Knapp, 1992; Jaeger and Sprenger, 2007; Sharman et al., 2006; Sharman and Lane, 2016). Néanmoins, les modèles peuvent identifier les processus à grande échelle qui engendrent la turbulence, en partant du principe que l'énergie turbulente se transmet des grandes échelles aux plus petites, connu sous le nom de la cascade d'énergie (Dutton and Panofsky, 1970; Sharman et al., 2006). En conséquence, plusieurs indices ont été développés pour caractériser la CAT d'une manière macroscopique. Les indices permettent d'identifier les zones où des mécanismes générant la CAT sont susceptibles de se produire, telles que les régions de fort cisaillement vertical de vent, de déformation horizontale, et de frontogénèse.

La fréquence et l'intensité de la CAT sont donc étroitement liées aux variations du courant-jet à différentes échelles de temps. Des études précédentes ont suggéré qu'en réponse au forçage par les gaz à effet de serre (GES), le gradient méridional de température aux moyennes latitudes pourrait se renforcer en altitude en raison du re-

froidissement de la basse stratosphère au pôle nord et du réchauffement de la haute troposphère tropicale (Shaw et al., 2016; Lee S. H et al., 2019; Lee J. H et al., 2023). En conséquence, les courants-jets et donc les cisaillements verticaux du vent pourraient également s'intensifier, ce qui pourrait entraîner des changements de la CAT (Williams and Joshi, 2013). En effet, des études ont montré que le cisaillement vertical du vent a augmenté au cours des dernières décennies en réponse au renforcement du gradient méridional de température en altitude (Lee S. H et al., 2019; Lv et al., 2021; Lee J. H et al., 2023). Jaeger and Sprenger (2007) a constaté une augmentation de 40 à 90% de la fréquence de la CAT dans différentes régions de l'Hémisphère Nord en utilisant la réanalyse ERA40 (Uppala et al., 2005) pour la période 1958-2001. Plus récemment, Lee J. H et al. (2023) a utilisé les indices de CAT avec la réanalyse ERA5 et ont montré que l'augmentation la plus significative de la fréquence de la CAT au cours des dernières décennies est localisée dans l'Est de l'Asie. En comparant les simulations climatiques préindustrielles et les simulations double CO₂, Williams (2017) montre que la fréquence de la CAT pourrait augmenter de manière significative à l'avenir dans la région de l'Atlantique Nord. Storer et al. (2017) a utilisé les projections climatiques futures d'un modèle CMIP5 (Coupled Model Intercomparison Project Phase 5) pour évaluer les changements de CAT à l'échelle globale. Les résultats montrent une augmentation de la fréquence de la CAT sur l'ensemble du globe, en particulier dans les moyennes latitudes. Toutes ces études ont utilisé des indices de CAT calculés à partir des données de réanalyses atmosphériques et d'expériences réalisées avec des modèles climatiques. Cependant, une seule réanalyse ou un seul modèle de climat sont utilisés pour analyser les changements passés et futurs de la CAT, ce qui représente une limite pour évaluer les différentes incertitudes. Dans cette thèse, plusieurs réanalyses atmosphériques et modèles couplés de CMIP6, ainsi qu'un grand ensemble de 20 simulations réalisé avec le modèle CNRM-CM6-1 ont été utilisés, ce qui permet d'étudier les rôles de la variabilité interne du climat et de l'incertitude liée au modèle sur les tendances de la CAT. On a également utilisé plusieurs indices de CAT pour analyser la sensibilité des résultats aux différentes représentations de la turbulence.

L'évaluation de l'impact du changement climatique sur la CAT est un champ d'étude relativement récent et de nombreuses questions scientifiques demeurent sans réponse. Cette thèse vise à apporter des éclaircissements à certaines de ces questions :

1. Comment les différents modèles climatiques de CMIP6 représentent la climatologie de la CAT par rapport aux réanalyses ?
2. Peut-on détecter des tendances significatives de la fréquence de la CAT au cours des dernières décennies et si c'est le cas dans quelles régions ? Sont-elles être attribuables au réchauffement climatique ?

3. Quel est le rôle de la variabilité naturelle du climat dans les tendances en intensité et fréquence de la CAT dans le climat présent et futur ?
4. Comment les fréquences et l'intensité de la CAT vont-elles évoluer dans un climat futur ?
5. Quelles sont les différentes sources d'incertitudes associées à ces changements ?

Ce mémoire de thèse se subdivise en 4 chapitres :

- Nous présenterons dans le chapitre 1 les différents types de turbulence dans l'atmosphère, puis nous verrons comment ces turbulences affectent le secteur de l'aviation, ainsi que les techniques actuelles de détection et de prévision. Nous ferons un état de l'art sur les principaux impacts du réchauffement climatique sur l'aviation, avec un focus sur la CAT et les résultats de recherche existants, avant de présenter les objectifs principaux de cette thèse.
- Dans le chapitre 2, nous détaillerons les différentes réanalyses atmosphériques et les simulations climatiques utilisées pour caractériser la climatologie de la CAT, et analyser ses évolutions historiques et à venir. Nous détaillerons les différents indices de turbulence et les méthodes utilisés pour caractériser la catégorie de la CAT modérée ou supérieure (MOG-CAT) qui a des implications très significatives sur la sécurité aérienne.
- Le chapitre 3 présente les principaux résultats sur les tendances passées et futures de la MOG-CAT dans l'Hémisphère Nord. Les résultats sont présentés dans l'article intitulé "Past and Future Trends in Clear-Air Turbulence over the Northern Hemisphere" qui a été soumis et en révision dans la revue *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*. A la suite de cet article, nous présentons des analyses complémentaires sur les incertitudes entre les différents jeux de réanalyses, les projections futures de la CAT en termes d'intensité, ainsi qu'une extension des analyses sur les projections de la CAT présentées dans l'article, qui ont été focalisées sur la couche atmosphérique 200-250 hPa, à toute l'atmosphère entre 100 et 500 hPa.
- Enfin, dans le chapitre 4, nous nous focaliserons sur la région de l'Atlantique nord pour étudier les liens entre la CAT et la circulation atmosphérique de grande échelle qui est représentée par les régimes de temps. Nous utiliserons une méthode qui permet d'identifier des trajectoires de vol optimisées basées sur ces régimes de temps pour éviter les régions de CAT.

Pour finir, les conclusions générales synthétiseront les principaux résultats de cette thèse, aborderont ses limites et esquisseront des perspectives pour des recherches futures.

Introduction (anglais)

As part of the collaboration between CERFACS/AIRBUS/Météo-France and the ICCA project (Impact of Climate Change on Aviation), coordinated by CERFACS, the subject of the impact of climate change on high-altitude atmospheric turbulence, otherwise known as clear-air turbulence or CAT, has been established as a priority topic. Indeed, high-altitude turbulence phenomena are responsible for about 71% of weather-related accidents ([Gultepe et al., 2019](#)). Every year, commercial flights worldwide record hundreds of turbulence incidents, which can cause injuries to passengers and crew members and, in rare cases, fatalities ([Ellrod et al., 2015](#)). This also contributes to the fear of flying among many people ([Sharman et al., 2012](#)). Moreover, the number of injuries caused by turbulence could be underestimated as they are not always reported ([Sharman et al., 2006](#)). Furthermore, recurrent turbulence experienced over the lifespan of an aircraft can contribute to material wear and cause structural damage ([Ellrod et al., 2015](#)). This phenomenon represents a major challenge for air safety, also leading to considerable economic losses, flight delays, and an increase in fuel consumption and CO₂ emissions.

The main sources of atmospheric turbulence are : convective turbulence, mountain wave turbulence, and clear-air turbulence (CAT). In some cases, more specifically over high mountain chains (e.g., Himalayas, Rocky Mountains, Alps), distinguishing CAT from mountain wave turbulence is unclear. Turbulence in clouds and thunderstorms can easily be detected visually by pilots and using on-board radar. In contrast, CAT is invisible and cannot be seen by pilots or radars, and is particularly difficult to detect and avoid. Because of this, CAT is the major cause of aviation turbulence and has a significant impact on aviation safety ([Sharman and Lane, 2016](#)).

The precise definition of CAT from the National Committee for Clear Air Turbulence is “*all turbulence in the free atmosphere of interest in aerospace operations that is not adjacent to visible convective activity (this includes turbulence found in cirrus clouds not in or adjacent to visible convective activity).*” ([Goldburg and Pao, 1969](#); [Vinnichenko, 2013](#); [Sharman and Lane, 2016](#)). Generally, areas with a higher likelihood of CAT occurrence are located near the tropopause (about 10-12 km), in the mid-latitudes of the Northern Hemisphere, and at strong westerly winds, known as "jet streams" ([Reiter and Nania, 1964](#); [Dutton and Panofsky, 1970](#); [Ellrod et al.,](#)

2015). Jet streams are generated by the meridional temperature gradient between the tropics and high latitudes, as a consequence of thermal wind balance, which shows the proportional relationship between the horizontal temperature gradient and the vertical variation of geostrophic wind (Shaw et al., 2016; Lee S. H et al., 2019). The meridional temperature gradient is stronger in the mid-latitudes, leading to strong westerly winds whose intensity increases up to the tropopause level, thus creating a strong tubular current known as the jet stream.

The principal mechanism of CAT generation is the Kelvin-Helmholtz instability (Dutton and Panofsky, 1970; Ellrod and Knapp, 1992; Sharman and Lane, 2016). Kelvin-Helmholtz instability occurs when vertical wind shear is too strong to overcome the dampening influence of static stability. Vertical wind shear is, therefore, the most important ingredient for generating CAT. The environmental conditions favourable for a large vertical wind shear are found near jet streams and upper-level atmospheric fronts. About two-thirds of CAT occurrences are found near the jet streams (Ellrod et al., 2015). Breaking gravity waves induced by high mountains, convection, jets and fronts contribute also to CAT production (Ellrod et al., 2015; Plougonven and Zhang, 2016).

Given its negative consequences for aviation safety, operational weather prediction centres provide daily CAT forecasts for airlines and air-navigation service providers. The spatial resolution of current numerical weather prediction models is too coarse to resolve explicitly turbulence (Ellrod and Knapp, 1992; Sharman et al., 2006; Jaeger and Sprenger, 2007; Sharman and Lane, 2016). However, turbulence in the atmosphere that affects aircraft is created by large-scale forcing mechanisms, which can be explicitly resolved by the numerical weather prediction models under the assumption that energy cascades down from larger scales into smaller eddies (Dutton and Panofsky, 1970; Sharman et al., 2006). Therefore, many CAT indices have been developed to diagnose regions where turbulence-generating mechanisms may likely occur, such as regions in which strong vertical and horizontal wind shear, horizontal deformation, and frontogenesis are present.

CAT variations in frequency and intensity are tightly related to jet stream changes at different timescales. In the context of global warming, previous studies have suggested that in response to greenhouse gas (GHGs) forcing, the midlatitude meridional temperature gradient in the upper troposphere may strengthen because of the polar lower-stratospheric cooling and tropical upper-tropospheric warming (Shaw et al., 2016; Lee S. H et al., 2019; Lee J. H et al., 2023). In consequence, jet streams and hence vertical wind shears could also increase, potentially inducing changes in CAT (Williams and Joshi, 2013). Indeed, recent studies have shown that vertical wind shear has increased during the last decades in response to the enhanced upper-level

meridional temperature gradient (Lee S. H et al., 2019; Lv et al., 2021; Lee J. H et al., 2023). Jaeger and Sprenger (2007) found an increase of 40–90% in CAT frequency over different regions of the Northern Hemisphere by using ERA40 reanalysis (Uppala et al., 2005) in the period 1958-2001. More recently Lee J. H et al. (2023) used CAT indices applied to ERA5 reanalysis and reported that the most significant increasing trend in CAT frequency during the last decades is located over East Asia. By comparing pre-industrial and doubled-CO2 climate simulations, Williams (2017) shows that CAT frequency may increase significantly in the future over the North Atlantic region. Storer et al. (2017) used climate future projections from CMIP5 (Coupled Model Intercomparison Project Phase 5) to assess CAT changes at global scale. They show an increase in CAT frequency across the globe, especially in the midlatitudes.

All these studies applied CAT indices to fields issued from atmospheric reanalyses and climate model experiments. Nevertheless, only one reanalysis or a single coupled model is used to evaluate recent and future CAT changes, which represents a limitation to assess the climate uncertainty. Indeed, the main sources of uncertainties in climate change arise from i) the intrinsic climate variability, also called the internal climate variability; ii) the climate model formulation; and iii) the scenario of emissions (Hawkins and Sutton, 2011). In this thesis, we use several atmospheric reanalyses and coupled model experiments from CMIP6, and a large ensemble member of 20 simulations performed with CNRM-CM6-1 model, in order to study the roles of the internal climate variability and the model uncertainty in CAT trends. We also compute several CAT diagnostics to analyse the sensitivity of our results to different turbulence representations.

Assessing the impact of climate change on CAT is a relatively new research topic, and many scientific questions remain to be answered. This thesis aims to provide insights into some of these questions :

1. How do CMIP6 climate models represent CAT climatology compared to reanalyses?
2. Can significant trends in CAT frequency be detected over the past decades, and if so, in which regions? Can they be attributed to global warming?
3. What is the role of natural climate variability in CAT trends in the present and future climate?
4. How will the frequency and intensity of CAT evolve in a future climate?
5. What are the different sources of uncertainties associated with these changes?

This thesis is divided into 4 chapters :

- In Chapter 1, we will present the different types of turbulence in the atmosphere, and then we show how these turbulences affect the aviation sector, as well as the current methods for CAT detection and forecasting. We will provide a state-of-the-art review on the main impacts of climate change on aviation, focusing on CAT, before presenting the main objectives of this thesis.
- In Chapter 2, we present the different atmospheric reanalyses and climate simulations used to characterize CAT climatology, and to study its past and future trends. We will look in depth at the different turbulence indices and methods used to characterize the category of moderate or greater CAT (MOG-CAT), which has a very significant implications for aviation safety.
- Chapter 3 presents the main results of this thesis about past and future trends of MOG-CAT in the Northern Hemisphere. The chapter is based on a paper titled “Past and Future Trends in Clear-Air Turbulence over the Northern Hemisphere,” submitted and currently under review in the *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*. We show additional analyses about the uncertainties between the different reanalyses, the future trends in CAT intensity, and an extension of CAT projections presented in the paper, which were focused on the atmospheric layer 200-250 hPa, to the whole atmosphere between 100 and 500 hPa.
- Finally, in Chapter 4, we will focus on the North Atlantic region to study the links between CAT and large-scale atmospheric circulation, characterized by weather regimes. We will use a method that allows for the identification of optimized flight trajectories based on these weather regimes to avoid CAT regions.

Finally, the main conclusions of this thesis are presented in Chapter 5. Lastly we consider some of the limitations of this research and suggest some future research.

*Big whirls have little whirls, which feed on their velocity,
and little whirls have lesser whirls, and so on to viscosity.*

Lewis Fry Richardson

Liste des principaux acronymes

AMDAR : Aircraft Meteorological DATA Relay

AR : Atlantic Ridge regime

BL : Blocking regime

CAT : Clear-Air Turbulence

CIT : Convectively Induced Turbulence

CMIP : Coupled Model Intercomparison Project

DEVG : Derived Equivalent Vertical Gust

DEF : Déformation de l'écoulement

DJF : Décembre-Janvier-Février

EASA : European Union Aviation Safety Agency

EDR : Eddy Dissipation Rate

FAA : Federal Aviation Administration

GES : Gaz à Effet de Serre

GIEC : Groupe d'experts Intergouvernemental sur l'Evolution du Climat

GTG : Graphical Turbulence Guidance

GWL : Global Warming Level

ICAO : International Civil Aviation Organization

ICCA : Impact du Changement Climatique sur l'Aviation

IPCC : Intergovernmental Panel on Climate Change

KHI : Kelvin-Helmholtz Instability

MMM : Multi-Model Mean

MOG-CAT : Moderate-Or-Greater Clear-Air turbulence

MWT : Mountain Wave Turbulence

NAO : North Atlantic Oscillation

NCSU1 : North Carolina State University Index 1

PDF : Probability Distribution Function

PIREP : PIlot REPort (rapport de pilote)

Ri : nombre de Richardson

SSP : Shared Socio-economic Pathway

TI : Turbulence Index

VI : Variabilité Interne

VWS : Vertical Wind Shear

WAFC : World Area Forecast Centre

Chapitre 1

La turbulence en ciel clair, l'aviation et le changement climatique

1.1 La turbulence dans l'atmosphère

La turbulence se caractérise par des mouvements aléatoires, chaotiques d'un fluide (par exemple l'air ou l'eau). Toutes les variables dépendantes d'un écoulement turbulent (vitesse, température, pression, densité, vorticité) sont turbulentes. À chaque instant, elles sont distribuées de manière irrégulière dans l'espace, et elles fluctuent de manière chaotique dans le temps ([Wyngaard, 2010](#)). La turbulence se produit généralement lorsque des couches de fluide de densité ou de vitesse différentes se mélangent, ce qui peut entraîner des tourbillons et des instabilités. La turbulence est étudiée depuis longtemps en ingénierie et en géophysique. Elle peut avoir un impact sur de nombreux aspects de la vie quotidienne, de la météorologie à l'aviation en passant par l'océanographie, car la plupart des écoulements observés dans l'atmosphère et dans l'océan sont turbulents. Les écoulements turbulents sont décrits par les équations de Navier-Stokes. Cependant, il n'existe pas de solution analytique de ces équations. Par conséquent, les scientifiques et les ingénieurs utilisent la modélisation numérique

pour étudier la turbulence. La transition d'un régime laminaire vers un écoulement turbulent est souvent identifiée par le dépassement d'une valeur critique du nombre de Reynolds (Re) :

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

où U est une vitesse caractéristique, L une longueur caractéristique, et ν est la viscosité cinématique du fluide. En pratique, la valeur critique du nombre Re pour le passage en écoulement turbulent est de l'ordre de 2000. Cependant, l'application de ce concept à l'atmosphère libre est difficile en raison de l'incertitude liée à la définition de la longueur caractéristique L . Toutefois, si nous considérons que U et L sont représentatifs de la taille des tourbillons atmosphériques, dans ce cas Re est de l'ordre de 10^5 (Stewart, 1969), ce qui est suffisamment grand pour suggérer que l'atmosphère devrait être presque toujours turbulente (Sharman and Lane, 2016). Un indicateur plus pertinent de l'instabilité et de la turbulence dans l'atmosphère est le nombre de Richardson (Ri), qui est dérivé d'une équation de conservation de l'énergie cinétique turbulente. En négligeant les termes de transport (advection et diffusion), cette équation peut s'écrire (Schumann and Gerz, 1995, parmi d'autres) :

$$\frac{De}{Dt} = P - B - \varepsilon \quad (1.2)$$

où $e = 0.5(\overline{u'^2} + \overline{v'^2} + \overline{w'^2})$ est l'énergie cinétique turbulente moyenne (TKE) et $\frac{D}{Dt}$ la dérivée temporelle particulaire, ε est le terme de dissipation, $P = K_M S_v^2$ la production dynamique par cisaillement, $B = K_H N^2$ la production/destruction thermique, avec N^2 la fréquence de Brunt-Väisälä (une mesure de la stabilité statique), S_v est le cisaillement vertical du vent. K_H et K_M sont les coefficients de transfert de chaleur et de quantité de mouvement. Le rapport entre B et P est le nombre de Richardson Ri_f en flux :

$$Ri_f = \frac{B}{P} = \frac{K_H}{K_M} \frac{N^2}{S_v^2} = \frac{1}{Pr_t} Ri, \quad (1.3)$$

qui est lié au nombre de Richardson Ri

$$Ri = \frac{N^2}{S_v^2} \quad (1.4)$$

où Pr_t est le nombre de Prandtl de turbulence, défini comme le ratio entre K_M et K_H . Le nombre de Richardson est donc une approximation du rapport entre les sources de production d'énergie par flottabilité et par cisaillement. En pratique, l'estimation de K_M et K_H est difficile, et généralement $Pr_t = 1$ (Sharman and Lane, 2016). Ainsi, on peut faire apparaître Ri dans les termes de production d'énergie cinétique : Equation 1.2 peut être réécrite

$$\frac{De}{Dt} = K_M S_v^2 (1 - Ri) - \varepsilon \quad (1.5)$$

En théorie, la production d'énergie turbulente correspond à $Ri < 1$. Ceci inclut notamment des situations d'instabilité convective $N^2 < 0$. Ainsi, dans l'atmosphère, les situations météorologiques de grande échelle qui augmentent le cisaillement de vent et/ou diminuent la stabilité favorisent la formation de turbulences. Les événements de turbulence à petite échelle dans l'atmosphère doivent donc leur existence à une injection d'énergie à grande échelle, cela est connu sous le nom de la cascade d'énergie (ou cascade de Kolmogorov). On doit ce concept de cascade d'énergie en turbulence à Lewis Fry Richardson qui l'avait imaginé en 1922 et cela a été formalisé par Kolmogorov en 1941. Richardson a succinctement résumé sa notion de cascade par ce poème :

"Big whirls have little whirls, which feed on their velocity, and little whirls have lesser whirls, and so on to viscosity."

Ainsi, selon Richardson, les tourbillons de grande taille se décomposent en tourbillons plus petits. Ces nouveaux tourbillons récupèrent l'intégralité de l'énergie cinétique et la transfèrent à leur tour, et ce processus se répète jusqu'à ce que les tourbillons atteignent une échelle suffisamment petite pour que les effets de la viscosité deviennent prédominants. À ce stade, ces tourbillons ne sont plus sujets à la cascade d'échelle et

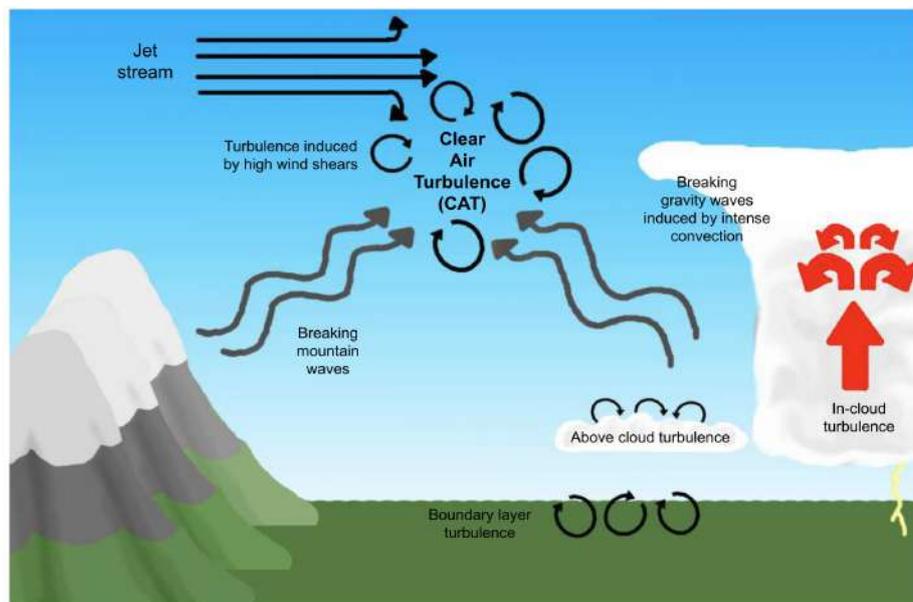


Figure 1.1 – Schéma résumant les principales sources de turbulence dans l'atmosphère.
Crédits : [Marlton \(2016\)](#).

disparaissent par dissipation visqueuse, convertissant leur énergie cinétique en chaleur. Comprendre ce processus de cascade d'énergie est particulièrement important pour la prévision des turbulences, car les modèles de prévision numérique du temps ne capturent que les situations de grande échelle où l'énergie est injectée.

Ainsi, les turbulences dans l'atmosphère sont générées par différents mécanismes de grande échelle, et les turbulences qui en résultent sont souvent classées en fonction de leur source. Les principales sources de turbulence dans l'atmosphère sont listées ci-dessous, et sont illustrées sur la [Figure 1.1](#).

1. **Turbulence dans la couche limite atmosphérique** : la turbulence est omniprésente dans la couche limite atmosphérique (~ 1 à 2 km d'épaisseur) et elle est souvent liée aux effets de la surface ([Stull, 1988](#); [Kaimal and Finnigan, 1994](#); [Wallace and Hobbs, 2006](#)). Les turbulences dans la couche limite atmosphérique peuvent être générées mécaniquement, thermiquement et par inertie. La turbulence est générée mécaniquement (ou convection forcée) lorsqu'il y a un cisaillement de vent assez fort causé par le frottement ou par un écoule-

ment autour d'un obstacle (arbre, bâtiment, terrain accidenté). Son intensité est déterminée par la vitesse du vent à basse altitude, la stabilité, la hauteur au-dessus du sol et la rugosité du terrain (quantifiée par le paramètre de rugosité de surface z_0). La turbulence thermique également connue sous le nom de convection libre consiste en des mouvements ascendants et descendants de l'air sous l'effet des forces de flottabilité. Ces situations sont souvent observées en journée au-dessus de surfaces chaudes. La turbulence inertielle quant à elle n'est qu'une forme particulière de la turbulence de cisaillement, où le cisaillement est généré par des gros tourbillons avec des vents géostrophiques ([Wallace and Hobbs, 2006](#)). En effet, de petits tourbillons peuvent également être générés par des tourbillons plus larges dans la couche limite atmosphérique, via la cascade d'énergie. La turbulence dans la couche limite atmosphérique est un processus très important pour les échanges de chaleur et de quantité de mouvement entre la surface (océans, continents, glace de mer) et l'atmosphère. Elle est également responsable de la dispersion des polluants.

2. **Turbulence convective** : Cette source de turbulence est associée à de forts courants ascendants et descendants dans les nuages convectifs, et elle est souvent appelée turbulence induite par la convection (ou CIT pour convectively induced turbulence en anglais). Pour mieux distinguer les événements de turbulence dans les nuages des événements hors des nuages, la turbulence se produisant en ciel clair à proximité des limites visibles des nuages est parfois appelée turbulence près des nuages (NCT : near-cloud turbulence en anglais) ([Lane et al., 2012](#); [Sharman and Lane, 2016](#)). La NCT est généralement causée par des ondes de gravité induites par la convection profonde qui se propagent et se déferlent loin du nuage, et qui dans beaucoup de cas se transforme en turbulence en ciel clair. La durée de vie des événements CIT est relativement courte, généralement quelques minutes seulement, mais elle peut parfois être beaucoup plus longue dans le cas des systèmes convectifs à mésoéchelle ([Sharman and Lane, 2016](#)).
3. **Turbulence orographique** : Ce type de turbulence également connue sous le nom de MWT (Mountain Wave Turbulence en anglais) est associée à la génération d'ondes de gravité lorsque le flux d'air, rencontrant sur son passage une

montagne, accélère sous l'effet Venturi jusqu'au sommet, puis redescend sous forme de tourbillons (Holton, 1970; Sharman and Lane, 2016). L'écoulement devient localement instable au-dessus et en aval de la montagne, générant ainsi des turbulences. Leur intensité dépend de la taille, la pente et de la nature du relief, et de la vitesse du vent en amont. En fonction de la stabilité de l'atmosphère au-dessus du relief, dans beaucoup de situations, la perturbation de l'écoulement va se propager en haute altitude sous formes d'ondes de gravité, jusqu'à la tropopause dans certains cas. Ainsi, de façon similaire à la CIT, la MWT génère des ondes de gravités qui peuvent se propager dans l'atmosphère loin de leurs sources, et leur déferlement produit ainsi de la turbulence. Wolff and Sharman (2008) ont montré que ce type de turbulence est typiquement présente sur les hauteurs topographiques supérieures à 1.5 km. Les régions connues dans l'Hémisphère Nord où la MWT est fréquente sont : les Alpes, Himalayas, les Rocheuses, Groenland.

4. **Turbulence en ciel clair** : La définition précise de la turbulence en ciel clair, également appelée CAT (Clear Air Turbulence en anglais) donnée par le comité national de la turbulence en ciel clair aux Etas-Unis en 1966 est la suivante : *"toute turbulence dans l'atmosphère libre qui présente un intérêt pour les opérations aérospatiales et qui n'est pas adjacente à une activité convective visible. Cela inclut la turbulence rencontrée dans les cirrus qui ne sont pas dans, ou adjacents à, une activité convective visible"* (Goldburg and Pao, 1969; Vinnichenko, 2013; Sharman and Lane, 2016). La CAT est l'objet principal d'étude de cette thèse. Les détails de sa définition et des mécanismes qui la génèrent sont donnés dans la section suivante.

1.2 La turbulence en ciel clair (CAT)

Depuis les premiers vols des avions, les pilotes ont été conscients de la présence des turbulences. Les turbulences connues à l'époque dans l'aviation étaient liées à des vents forts à basse altitude (turbulence dans la couche limite atmosphérique), à des

montagnes et à la convection. Les pilotes ont ainsi pensé que voler à des altitudes plus élevées s'accompagnerait d'une diminution importante des turbulences, à l'exception des orages (Ellrod et al., 2015). Or, dans les années 1940, alors que les avions de chasse atteignaient les altitudes de la tropopause, ils ont été confrontés à un phénomène jusqu'alors inconnu : la turbulence en ciel clair (CAT), ainsi nommée car les premiers incidents se sont produits dans des zones sans nuages. Au cours de la seconde moitié du 20^{ème} siècle, avec l'augmentation des altitudes et des vitesses de vol, la CAT est devenue une préoccupation majeure pour l'aviation, mobilisant des efforts de recherche considérables de la part des acteurs du secteur tels que les constructeurs, les météorologues et les compagnies aériennes. Les connaissances sur la CAT ont ainsi progressivement émergé (Goldburg and Pao, 1969; Ellrod et al., 2015). La CAT a une influence critique sur la sécurité des vols. La particularité de la CAT est qu'elle est invisible, souvent rencontrée de manière inattendue et sans indice visuel pour avertir les pilotes du danger. Les zones de CAT ne peuvent pas être détectées par les instruments de mesure (satellites et/ou radars). Par conséquent, elles sont très difficiles à éviter par les avions. Les caractéristiques de la CAT peuvent également être importantes dans la conception, l'analyse de la résistance structurelle et des caractéristiques de stabilité et de contrôle des avions et des véhicules aérospatiaux (Goldburg and Pao, 1969). Les différents types d'avions présentent une sensibilité différente à la CAT. De plus, l'énergie dissipée à petite échelle par la CAT influence la circulation atmosphérique à grande échelle (Goldburg and Pao, 1969). Enfin, la CAT est également importante pour le mélange des masses d'air et des constituants chimiques entre la troposphère et la stratosphère.

La CAT est définie comme toute turbulence qui se produit dans l'atmosphère à des altitudes de 5,6 km (~ 500 hPa) ou plus, loin d'une activité convective visible. Cela inclut les turbulences observées dans les cirrus qui ne se trouvent pas à l'intérieur ou à proximité d'une activité convective visible (Chambers, 1955; Goldburg and Pao, 1969; Ellrod et al., 2015; Sharman and Lane, 2016). Dans certains cas, plus particulièrement au-dessus des chaînes de montagnes (par exemple, l'Himalaya, les montagnes Rocheuses, les Alpes), la distinction entre la CAT et la turbulence orographique n'est

pas évidente. La CAT se produit souvent dans la haute troposphère et la basse stratosphère (près de la tropopause), où les courants-jets soufflent d'ouest en est dans les latitudes moyennes des deux hémisphères (Dutton and Panofsky, 1970; Ellrod et al., 2015). Environ deux tiers des cas de CAT se produisent à proximité des courants-jets (Ellrod et al., 2015), décrits dans la prochaine sous-section.

1.2.1 Le courant-jet

Les courants jets, ou jet streams en anglais sont des courants tubulaires de vents forts qui soufflent d'ouest vers l'est dans les couches supérieures de l'atmosphère. Dans l'Hémisphère Nord, on distingue deux courants jets : i) le jet polaire (ou eddy-driven jet) localisé entre 50 et 60° N à 9-12 km d'altitude et ii) le jet subtropical localisé entre 20 et 30°N à 10-16 km d'altitude. Ils existent en raison d'une différence de températures entre l'air froid polaire et l'air chaud tropical (Figure 1.2), cela se traduit par de l'air froid du côté nord du courant-jet et de l'air chaud du côté sud. Ces gradients de température créent des zones de forts gradients de pression atmosphérique : le déplacement de l'air s'effectue des régions à haute pression (tropiques) vers celles à basse pression (pôle nord), avec la force de Coriolis induisant une déviation vers l'est (Figure 1.2). Les saisons influencent également la position du jet-stream. En hiver, la différence de température entre l'équateur et le pôle nord est plus importante, le courant-jet est plus fort et il est dévié vers les hautes latitudes. Outre que le jet-stream est source de la CAT, il influence également la formation des systèmes météorologiques tels que les dépressions, les anticyclones et les tempêtes. Il peut également avoir un impact sur les itinéraires des avions en vol transatlantique, car les pilotes cherchent souvent à profiter des vents favorables du jet stream pour économiser du carburant et réduire le temps de vol (voir la Section 4.3 du Chapitre 4).

Dans les deux hémisphères, la zone baroclinique des latitudes moyennes de l'atmosphère est associée à un gradient de température méridien à l'échelle de la planète entre l'équateur et le pôle. Ce gradient de température génère des vents d'ouest qui se renforcent avec l'altitude (cisaillement du vent vertical), en raison de l'équilibre

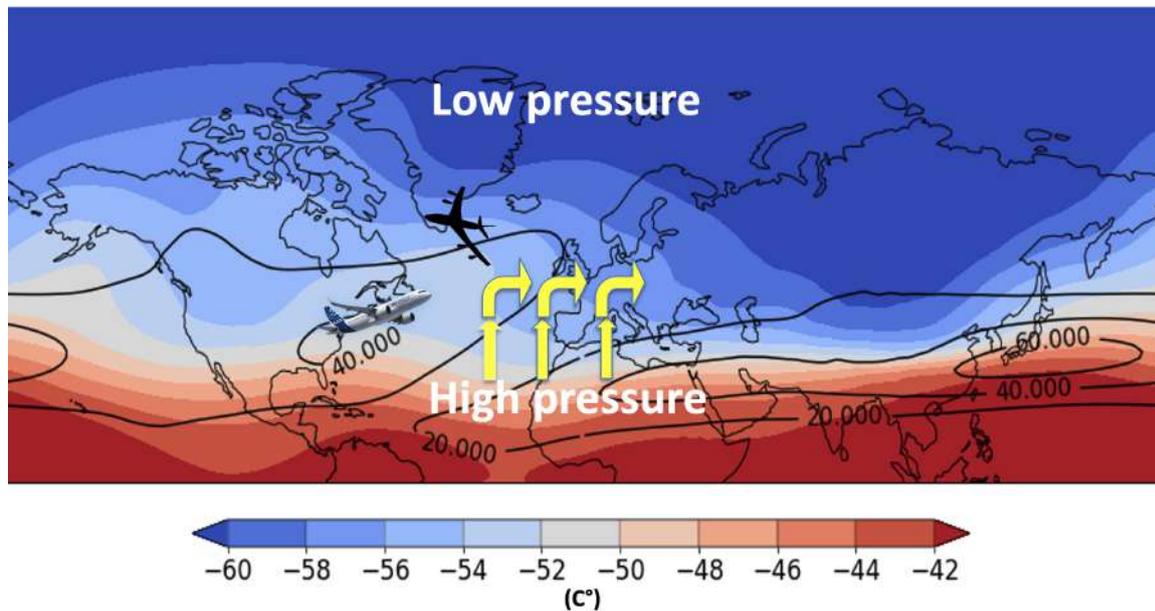


Figure 1.2 – Climatologie de la température (en couleurs) et de la composante zonale de la vitesse du vent (contours) en hiver (DJF) à 250 hPa issue de la réanalyse ERA5.

thermique du vent (Wallace and Hobbs, 2006; Shaw et al., 2016). En effet, le gradient méridien de température est lié au cisaillement vertical du vent zonal, par l'équation du bilan du vent thermique (Wallace and Hobbs, 2006; Vallis et al., 2015; Lee S. H et al., 2019) :

$$-\frac{\partial u}{\partial p} = -\frac{R}{f p} \frac{\partial T}{\partial y} \quad (1.6)$$

où R est la constante spécifique des gaz pour l'air sec, f le paramètre de la force de Coriolis, p la pression et y est la distance vers le nord.

La CAT associée au courant-jet se trouve le plus souvent à proximité de la tropopause et des régions de fronts en hautes altitudes. Les fréquences de la CAT les plus élevées sont situées du côté nord du jet, là où le cisaillement vertical de vent est le plus fort. Les régions du courant-jet où la déformation est présente, (par exemple les régions de sortie du jet), sont également favorable au développement de la CAT (Mancuso and Endlich, 1966; Ellrod and Knapp, 1992). De plus, il a été démontré que les

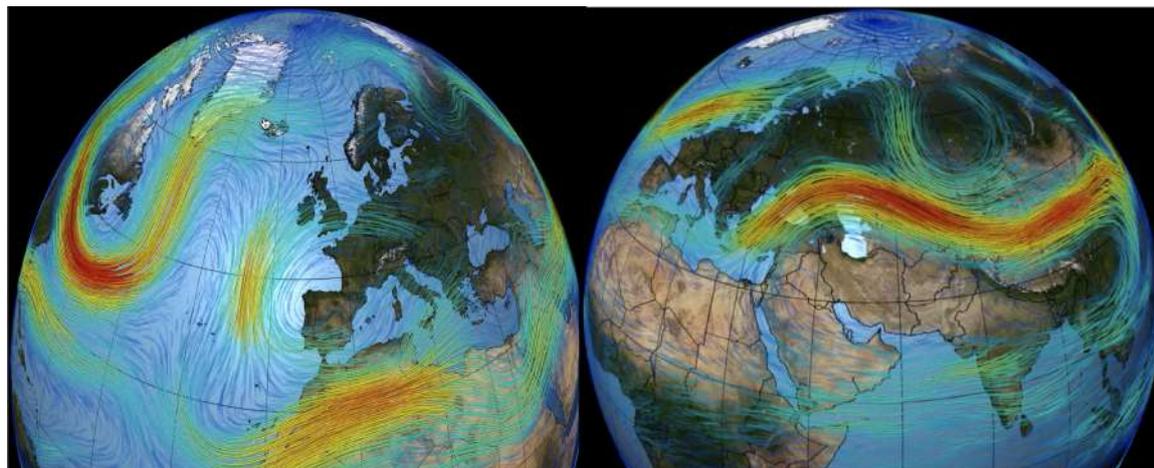


Figure 1.3 – Visualisation montrant les courants jets polaire et subtropical dans l’Hémisphère Nord avec la réanalyse MERRA. Crédits : NASA.

régions d’écoulements anticycloniques fortement incurvées produisent le plus souvent de la CAT, tandis que les conditions cycloniques produisent les événements de CAT les plus intenses (Jaeger and Sprenger, 2007; Ellrod et al., 2015). En effet, le jet stream ne souffle pas en ligne droite, il présente des méandres à cause des différents gradients de température qui existent entre les continents et les océans (Figure 1.3). Plus de détails sur la climatologie de la CAT et sur les écoulements atmosphériques à grande échelle qui génèrent de la CAT sont donnés dans l’article du Chapitre 3 et dans le Chapitre 2, respectivement. Le principal mécanisme qui génère la CAT est l’instabilité de Kelvin-Helmoltz. Le déferlement des ondes de gravité générées par différentes sources contribue également à la production et/ou à l’intensification de la CAT. Ces deux mécanismes sont détaillés ci-dessous.

1.2.2 Instabilité de Kelvin-Helmoltz

Le principal mécanisme de production de la CAT est l’instabilité de Kelvin-Helmholtz (Reiter and Nania, 1964; Dutton and Panofsky, 1970; Ellrod and Knapp, 1992; Sherman and Lane, 2016, entre autres). L’instabilité de Kelvin-Helmholtz (KHI) se produit lorsque le cisaillement vertical du vent est trop fort pour dépasser l’influence amortissante de la stabilité statique. Le cisaillement vertical du vent est donc l’ingrédient

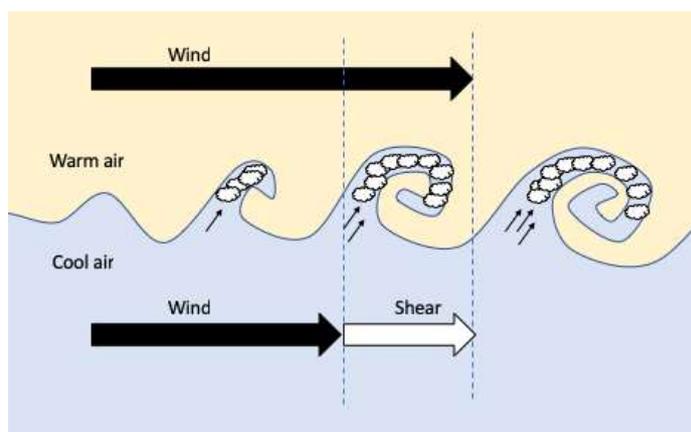


Figure 1.4 – Différence de vitesse entre deux couches qui tend à former un cisaillement vertical de vent, et ainsi l'instabilité de Kelvin-Helmoltz. Crédits : SKYbrary.

le plus important pour générer la CAT. Les conditions environnementales favorables à un fort cisaillement vertical du vent se trouvent le plus souvent à proximité des courants jets et des fronts atmosphériques en haute altitude.

La KHI découle de l'intensification du cisaillement de vent à méso-échelle lorsque des oscillations, ressemblant à des vagues, au sein d'une couche cisailée et statiquement stable augmentent en amplitude jusqu'au point où les crêtes des vagues se renversent, ou "se brisent", comme le montre la [Figure 1.4](#). Cela produit des gros tourbillons, avec une cascade rapide d'énergie de la KHI vers la turbulence et une dissipation à plus petite échelle ([Ellrod et al., 2015](#)). La KHI produit des tourbillons de quelques dizaines de mètres à quelques kilomètres, ce qui correspond précisément à la gamme de tailles de tourbillons à laquelle la plupart des avions sont sensibles ([Ellrod et al., 2015](#)). Il en découle de considérations théoriques (critère de Miles-Howard) que l'instabilité KHI générant de la turbulence se produit lorsque $Ri < 0.25$ ([Equation 1.4](#)) : l'instabilité est favorisée par un fort cisaillement vertical du vent (dénominateur) et une faible stratification (numérateur). En revanche, si Ri devient égal ou supérieur à 1, et qu'il y a présence de KHI, son amplitude diminuera. Les nombres de Richardson Ri calculés à partir des données de modèles climatiques atteignent rarement la valeur 0.25 en raison des résolutions grossières, et par conséquent, les seuils critiques pour la turbulence doivent être adaptés de façon spécifique à chaque modèle : leur calcul est

basé sur l'analyse statistique de la distribution de la turbulence dans l'atmosphère (voir [Chapitre 2](#)). L'utilisation du nombre Ri pour caractériser la CAT est également discutée dans le [Chapitre 2](#) et dans l'article du [Chapitre 3](#).

D'après [Ellrod et al. \(2015\)](#), les couches cisailées de mésoéchelle dans lesquelles se produisent la KHI ont généralement une profondeur inférieure à 1 km, et les dimensions horizontales sont beaucoup plus grandes (de l'ordre de 10 km à quelques centaines de kilomètres, souvent allongées dans la direction du vent). Cette observation a quatre conséquences importantes pour l'aviation :

1. Un avion volant dans une couche cisailée peut subir une CAT sur une distance bien supérieure à l'échelle d'une KHI individuelle.
2. Les rencontres avec la CAT se font souvent par rafales (très intermittentes) lorsqu'un avion traverse une fine couche cisailée ou lorsqu'un avion volant dans une couche cisailée rencontre les éléments de la KHI à différents stades de son développement.
3. Il est difficile d'obtenir des observations régulières et complètes de la CAT en raison de sa petite échelle et de sa nature intermittente.
4. Les conditions propices au développement de la CAT sont ancrées dans des processus à plus grande échelle qui produisent et perturbent les couches stables cisailées.

Si l'humidité est suffisante dans l'atmosphère, la KHI est visible sous forme de nuage connu sous le nom de Fluctus (voir [Figure 1.5](#)).

1.2.3 Les ondes de gravité

Les ondes de gravité avec des échelles horizontales de quelques kilomètres à quelques centaines de kilomètres sont induites par différentes sources à différents niveaux d'altitude dans l'atmosphère : les chaînes de montagnes, la convection, les jets et les fronts en haute altitude. Ces ondes contribuent également à la production et/ou à l'intensification de la CAT ([Bekofske and Liu, 1972](#); [Lindzen, 1974](#); [Bedard Jr et al.,](#)



Figure 1.5 – Formation de nuage Fluctus/KHI au-dessus de San Francisco, 2006.
Source : wikicommons (GRAHAMUK)

1986; Knox, 1997; Sharman et al., 2006; Ellrod et al., 2015; Plougonven and Zhang, 2016), comme illustré sur la Figure 1.1. Le déferlement des ondes de gravité tend à réduire la stratification et/ou à augmenter localement le cisaillement vertical du vent, ce qui peut potentiellement conduire à une instabilité statique, à une KHI, ou les deux (Sharman and Lane, 2016). Fritts et al. (1996) suggèrent que le cisaillement est un facteur important dans le déferlement des ondes de gravité. Au cours des dernières décennies, le rôle des ondes de gravité dans la génération de la CAT a été établi par des observations (par exemple Pavelin et al., 2001; Lu et al., 2005; Koch et al., 2005; Lu and Koch, 2008), la télédétection (Muschinski, 1997), des études de cas utilisant des simulations numériques à haute résolution (Lane et al., 2004; Koch et al., 2005, entre autres), et des cas idéalisés utilisant la DNS (direct numerical simulation) (Fritts et al., 2009).

Il est bien connu que les écoulements de l'air stratifié au-dessus des montagnes génèrent des ondes de gravité (Lilly and Lester, 1974; Nastrom and Fritts, 1992; Lester, 1993; Wurtele et al., 1996; Wolff and Sharman, 2008; Kim and Chun, 2010). Il n'est pas rare que ces ondes se propagent verticalement jusqu'à des altitudes élevées (Figure 1.6), au point de franchir la tropopause dans le cas de hautes chaînes de montagnes, comme les Alpes, l'Himalaya ou les Rocheuses. Dans certains cas, une grande chaîne de montagnes donne naissance à des ondes quasi hydrostatiques de longueur d'onde de 50 km ou plus. Ellrod et al. (2015) précise que les conditions at-

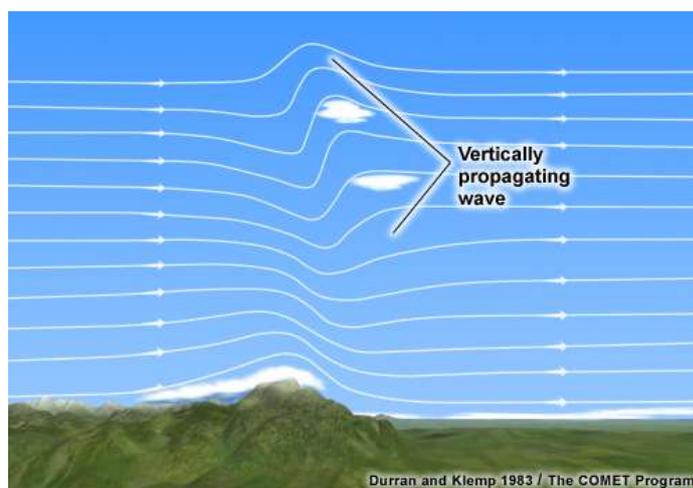


Figure 1.6 – Propagation verticale des ondes de gravité dans le cas d’écoulement de l’air autour d’un relief. source : COMET.

mosphériques typiquement associées à ces ondes de montagne de haute altitude sont (1) une tropopause haute et froide, (2) une inversion thermique près du sommet de la montagne avec (3) une faible stabilité au-dessus, (4) des vents en basse altitude $> 15 \text{ m s}^{-1}$ au niveau du sommet de la montagne, avec (5) un faible cisaillement positif du vent vertical en altitude. Si une onde de gravité engendrée par la présence d’une montagne atteint une amplitude significative, elle a la capacité de créer un cisaillement vertical de vent significatif, entraînant le développement d’une instabilité, créant ainsi des turbulences (Nastrom and Fritts, 1992; Wurtele et al., 1996, entre autres). Les variations de l’amplitude des ondes de gravité en fonction de l’altitude sont dues à la diminution de la densité, et à la variation de la stabilité et du vent en fonction de l’altitude (Sharman et al., 2012; Ellrod et al., 2015, ect). Les avions qui croisent des ondes de gravité de grande amplitude peuvent être exposés à des rafales et/ou à des mouvements verticaux périodiques qui peuvent être perçus comme de la CAT. Les déplacements verticaux dus aux mouvements des ondes de gravité modulent le cisaillement vertical du vent, ce qui entraîne la production de KHI. De façon similaire aux montagnes, la convection profonde génère des ondes de gravité qui peuvent se propager dans l’atmosphère loin des nuages, contribuant ainsi à la production et/ou à l’intensification de la CAT (Lane et al., 2012; Trier et al., 2012),

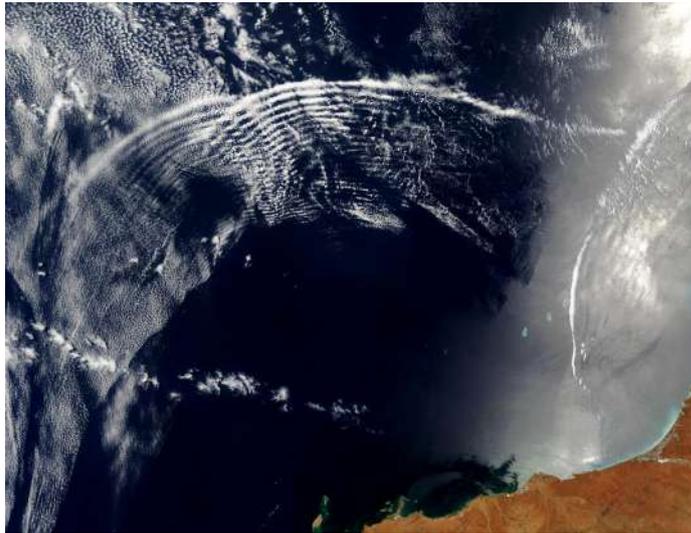


Figure 1.7 – Ondes de gravité atmosphérique, Australie vue de l'espace en Novembre 2003. Source : NASA

parmi d'autres). Les ondes de gravité peuvent également être générées par une perte de l'équilibre géostrophique comme décrit par la théorie de Lighthill-Ford, jouant un rôle en déclenchant l'instabilité de Kelvin-Helmholtz (Lighthill, 1952; Ford, 1994; Williams et al., 2003,0,0; McCann, 2001; Knox et al., 2008; McCann et al., 2012). Ainsi, Knox et al. (2008) en se basant sur les travaux de Williams et al. (2005), ont mis au point un nouvel indice pour tenir compte de ces situations générant la CAT. Néanmoins, Plougonven et al. (2009) ont remis en question la validité de leur méthode.

Les jets streams et les fronts en altitude génèrent aussi des ondes de gravité (Uccellini and Koch, 1987; O'sullivan and Dunkerton, 1995; Plougonven et al., 2003; Zhang, 2004; Plougonven and Zhang, 2007; Plougonven et al., 2009; Plougonven and Zhang, 2014), qui contribuent aux fluctuations du cisaillement du vent et de la stabilité à petite échelle et peuvent donc contribuer à l'apparition de la CAT (Mancuso and Endlich, 1966; Knox, 1997; Koch and Caracena, 2002; Lane et al., 2004; Sharman et al., 2012; Plougonven and Zhang, 2016). De nombreuses études sur les ondes de gravité générées par les jets et les fronts ont invoqué l'ajustement géostrophique comme mécanisme responsable de l'émission des ondes (Uccellini and Koch, 1987; O'sullivan

and Dunkerton, 1995). Néanmoins, plusieurs études ont identifié les régions de sortie des jets comme des zones propices à la formation d'ondes de gravité de grande amplitude (Uccellini and Koch, 1987; Guest et al., 2000; Pavelin et al., 2001; Plougonven et al., 2003; Plougonven and Snyder, 2005). Cependant, contrairement aux ondes de gravité générées par la convection et les montagnes, et malgré les avancées significatives dans la compréhension de l'émission d'ondes de gravité par les jets et les fronts au fil des décennies (Plougonven and Zhang, 2014, entre autres), la compréhension de tous les mécanismes à l'origine de la génération d'ondes de gravité par les jets et les fronts reste évasive. Cela rend difficile la prédiction des événements de turbulence associée aux ondes de gravité générées par les jets, nécessitant ainsi des investigations supplémentaires (Plougonven and Zhang, 2016).

L'image d'un satellite météorologique (Figure 1.7) montre un exemple de formation d'ondes de gravité dans l'atmosphère au-dessus de l'Australie.

1.3 L'impact des turbulences sur l'aviation

Parmi les différents types de turbulence listée dans la section précédente, les turbulences qui affectent le plus l'aviation sont la MWT, CIT et CAT selon la FAA (Federal Aviation Administration). Les différents types de turbulence dans la couche limite atmosphérique affectent principalement les phases de décollage et d'atterrissage des avions, et cela ne représente qu'une mince fraction des vols long-courriers. De plus, on dispose d'assez d'observations en surface (dans et à proximité des aéroports) pour éviter les événements de turbulence en couche limite.

Les turbulences sont une source fréquente d'anxiété pour les passagers qui redoutent de prendre l'avion, et cette préoccupation est justifiée. En effet, les turbulences représentent un danger bien connu dans l'aviation, causant chaque année de nombreux blessés, parfois des décès, ainsi que des dommages structurels (Tvaryanas, 2003). Au-delà des implications pour la sécurité, les turbulences engendrent d'importantes pertes économiques pour les compagnies aériennes, et peuvent entraîner des retards de vol et des problèmes de gestion du trafic aérien (Sharman and Lane, 2016). L'intensité de

la turbulence dépend de l'intensité et de la taille des tourbillons atmosphériques rencontrés ainsi que de la réaction de l'avion à ces tourbillons. Les secousses dans l'avion sont généralement ressenties sur une gamme de tourbillons de taille allant environ de 100 m à 1 km. Comme cette gamme de tailles est un sous-ensemble du spectre de turbulence, ces échelles de turbulence sont souvent qualifiées de "turbulences aéronautiques" ou de "turbulences à l'échelle de l'aviation" ([Sharman and Lane, 2016](#)). Les catégories de turbulence qui posent le plus de problèmes pour l'aviation sont les turbulences dites modérées, sévères ou extrêmes. Une définition de chaque catégorie selon la FAA est donnée ci-dessous. Ces définitions sont basées sur l'expérience des pilotes et sur les charges subies par l'avion, donc ces niveaux d'intensité de turbulence dépendent évidemment du type d'avion.

- **Turbulence légère** : Turbulences qui provoquent des secousses légères, rapides et sans changements importants d'altitude. Les passagers et le membre d'équipage peuvent ressentir une légère tension au niveau de leurs ceintures de sécurité. Les objets non attachés peuvent être légèrement déplacés. Le service de restauration peut être assuré et le déplacement au sein de l'avion ne présente que peu ou pas de difficultés.
- **Turbulence modérée** : Turbulences similaires aux turbulences légères, mais d'une plus grande intensité. Des changements d'altitude et/ou d'attitude se produisent, mais l'avion reste toujours sous contrôle. Les occupants ressentent des tensions importantes niveau de leurs ceintures de sécurité. Des objets non attachés sont déplacés. Le service de restauration et le déplacement sont difficiles.
- **Turbulence sévère** : Turbulences qui provoquent des changements importants et brusques d'altitude et/ou d'attitude. Elles provoquent généralement d'importantes variations de la vitesse. L'avion peut être momentanément hors de contrôle. Les occupants sont violemment contraints par leurs ceintures de sécurité. Des objets non attachés sont projetés sans contrôle. Le service de restauration et le déplacement sont impossibles.
- **Turbulence extrême** : Turbulences dans lesquelles l'avion est hors de contrôle de son pilote. Elles peuvent provoquer des dommages structurels. Ces turbu-

lences sont rares, mais dimensionnent de l'appareil du point de vue structurel.

Sur une période de 12 ans, le nombre moyen de turbulences modérées ou supérieures et de turbulences sévères ou supérieures, signalées et enregistrées s'élève respectivement à plus de 63000 dont 5000 événements par an dans l'espace aérien des États-Unis (Sharman et al., 2006). Les turbulences sont responsables de $\sim 71\%$ de tous les accidents et incidents liés aux conditions météorologiques signalés par l'aviation civile, et sont la principale cause de blessures pour les passagers et les membres d'équipage (Gultepe et al., 2019). La plupart d'entre elles se produisent à des altitudes de croisière (10 à 12 km), même si le signal de port de la ceinture était allumé (Sharman and Lane, 2016). Selon les analyses du National Transportation Safety Board (NTSB) et de la FAA aux États-Unis, entre 2009 et 2022, 163 personnes blessées grièvement ont été recensées et liées aux événements de turbulences (FAA, 2023b). Le terme "blessé grièvement" est défini comme toute blessure qui (1) nécessite l'hospitalisation de l'individu pendant plus de 48 heures, à partir de sept jours après la date de la blessure; (2) entraîne une fracture des os (à l'exception des fractures simples des doigts, des orteils ou du nez); (3) provoque de graves hémorragies, des lésions nerveuses, musculaires ou tendineuses; (4) touche un organe interne; ou (5) entraîne des brûlures de 2ème ou de 3ème degré, ou toute brûlure touchant plus de 5% de la surface du corps. À noter que de nombreuses blessures peuvent ne pas être officiellement signalées et qualifiées d'incident, voire, dans de nombreux cas, ne sont pas signalées du tout (Sharman and Lane, 2016). Il est à noter que ces statistiques ne concernent que les vols commerciaux dans l'espace aérien des États-Unis.

Parmi les exemples récents, un vol reliant Luanda (Angola) à Lisbonne (Portugal), a connu de fortes turbulences le 23 Mars 2023, lors du service des repas à bord, faisant ainsi 10 blessés graves. La [Figure 1.8](#) montre clairement l'étendue des dégâts causés par les violentes secousses, des plateaux, de la nourriture, projetés dans tout le couloir de l'avion. En mars également, un vol Austin-Frankfurt a dû se poser en urgence à Washington D.C. pour hospitaliser 7 personnes blessées grièvement. Chaque année, les médias rapportent plusieurs cas de turbulences en vol, causant des blessures aux passagers et aux membres de l'équipage, entraînant des atterrissages d'urgence

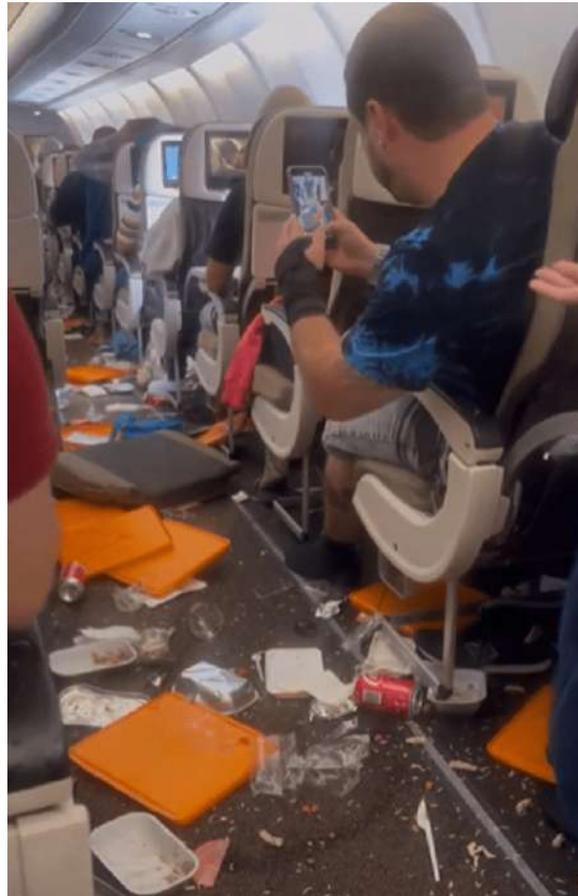


Figure 1.8 – Une scène de dégâts sur un vol de la TAAG Angola Airlines reliant Luanda à Lisbonne le 23 Mars 2023 qui a subi de fortes turbulences. Crédits : Daily Mail

pour obtenir une assistance médicale. Les crashes d'avion à cause des turbulences sont très rares, les avions sont conçus et testés pour résister aux turbulences extrêmes. Néanmoins, de tels accidents se sont déjà produits dans le passé. Un Boeing 727 s'est écrasé près du Mont Fuji, au Japon, après avoir été confronté à des turbulences dues à des ondes orographiques, faisant 133 morts (Marlton, 2016). McLean Jr (1987) a rapporté que trois avions commerciaux se sont écrasés aux États-Unis entre 1968 et 1974 à cause des turbulences. McLean Jr (1987) a fait également remarquer que les petits avions sont plus susceptibles d'être impliqués dans des crashes, car ils sont plus exposés à une perte totale de contrôle en cas de fortes turbulences. Par exemple, pour les petits avions de l'aviation civile, les turbulences ont entraîné trois crashes et sept

décès sur la période 2000-2013 ([Sharman and Lane, 2016](#)). Ces chiffres ne concernent que l'espace aérien des États-Unis, et sont donc plus élevés à l'échelle mondiale. La [Figure 1.9](#) montre un exemple de dommages structurels sur un avion causés par un évènement de turbulence en ciel clair : l'avion a survolé les montagnes Rocheuses au Colorado le 9 décembre 1992, entraînant la perte d'un de ses 4 moteurs et d'une partie de l'aile droite ([Clark et al., 2000](#)). Cela entraîne des coûts résultant des blessures subies par les passagers et les membres d'équipage, des dommages causés aux avions, des retards de vol, des inspections, des réparations, des enquêtes post-accident, et une surconsommation de carburant ([Williams, 2017](#)). Les coûts pour les compagnies aériennes sont difficiles à établir, mais une compagnie américaine a estimé qu'elle payait des "dizaines de millions" de dollars pour les blessures subies par les passagers et qu'elle perdait environ 7000 jours d'invalidité par an en raison des blessures subies par ses employés ([Sharman and Lane, 2016](#)). Les estimations du coût économique varient d'environ 100 millions de dollars à près de 200 millions de dollars par an pour les compagnies américaines ([Williams, 2017](#)).

La plupart de ces accidents sont liés à des évènements de CAT ([Sharman and Lane, 2016](#)). En effet, les avions peuvent facilement éviter les évènements de CIT et de MWT. La présence de reliefs et de nuages convectifs permet d'anticiper ces deux types de turbulences. Les nouvelles instructions de la FAA ([FAA, 2023a](#); [Storer et al., 2019](#)) aux pilotes sont assez claires à ce sujet. Par exemple, la consigne N° 2 stipule : "N'essayez pas de voler sous un orage, même si vous avez de la visibilité de l'autre côté. Les turbulences et le cisaillement du vent sous l'orage peuvent être dangereux". La consigne N° 3 indique : "N'essayez pas de voler sous l'enclume d'un orage. Il y a un risque de turbulences sévères et extrêmes en ciel clair". Et la consigne N° 14 est : "Il faut éviter à au moins 30 km tout orage identifié comme violent ou donnant un écho radar intense. Ceci est particulièrement vrai sous l'enclume d'un grand cumulonimbus". Ainsi, à chaque vol, les dispatchers et les pilotes s'efforcent de planifier une trajectoire qui contourne les zones de nuages convectifs identifiées sur les cartes météorologiques par les prévisionnistes, ainsi que les zones montagneuses lorsque les conditions le permettent. La CAT est donc le type de turbulence qui



Figure 1.9 – Le 9 décembre 1992, cet avion a rencontré des turbulences en ciel clair au Colorado. Un moteur et une partie de l’aile droite ont été détruits. Crédits : NCAR.

représente un défi majeur pour l’aviation, et pour ces raisons, elle fait l’objet principal d’étude de cette thèse.

1.4 Méthodes de détection des turbulences

Depuis plusieurs décennies, diverses méthodes ont été élaborées pour observer et détecter les turbulences. L’observation et l’évitement des turbulences sont importants pour les opérations aériennes, garantissant la sécurité et le confort des vols, et aident à comprendre les processus météorologiques qui les génèrent. De plus, ces observations contribuent à améliorer les prévisions météorologiques et à élaborer des stratégies visant à atténuer les effets des turbulences sur le transport aérien. Dans cette section, on détaille ces méthodes (illustrées sur la [Figure 1.10](#)), qui existent aujourd’hui, et on présente les avantages et les inconvénients de chacune d’entre elles.



Figure 1.10 – Diagramme montrant les différentes méthodes de détection des turbulences à l'aide des instruments en surface (a), des techniques de télédétection telles que le lidar (b), le radar de nuages (c) et les profileurs de vent (d), ainsi que des mesures in situ en avion, incluant les PIREPs (e) et de ballons (f). Crédit : Marlton (2016)

1.4.1 Les rapports des pilotes

La recherche sur la nature et les mécanismes de la turbulence dans la haute troposphère et la basse stratosphère a été entravée par le manque d'observations fiables, en particulier des événements de turbulence (Sharman et al., 2012). La principale source d'observations de routine sont les rapports de pilotes des compagnies aériennes commerciales (Schwartz, 1996; Sharman et al., 2012), également connus sous le nom de PIREPs (Pilot REPorts en anglais). Les PIREPs sont utilisés pour signaler les turbulences depuis près de 100 ans. L'un des premiers ensembles normalisés de rapports de pilotes sur les turbulences a été établi autour de Cranwell, dans le Lincolnshire, entre 1925 et 1926 (Marlton, 2016). Dans les années 1970, les autorités de l'aviation civile ont commencé à exiger que tous les événements de turbulence soient signalés par les pilotes, et c'est ainsi que les PIREPs ont commencé à être enregistrés. Les

pilotes transmettent ces rapports aux services de contrôle du trafic aérien et aux centres météorologiques, afin de partager des informations utiles avec d'autres pilotes qui empruntent la même route ou qui se trouvent dans la même région. Ces rapports permettent d'améliorer la sécurité aérienne en fournissant des données réelles sur les conditions météorologiques en vol.

Les informations contenues dans un rapport de pilote incluant : l'altitude et la position de l'avion au moment du rapport, le type d'avion, les informations sur les turbulences (les pilotes rapportent l'intensité de légère à extrême, et la localisation des turbulences rencontrées en vol), la température de l'air, les vents (les changements de direction et de vitesse du vent en altitude), le givrage (les conditions de givrage sur l'avion, telles que la présence de glace sur les ailes), la visibilité (les conditions de visibilité en vol, notamment en présence de brouillard, de précipitations ou d'autres facteurs réduisant la visibilité). Les rapports de pilotes sont particulièrement utiles dans les régions où les données météorologiques traditionnelles, telles que les observations au sol ou par satellite, sont limitées, ce qui est le cas en hautes altitudes. Ils contribuent à compléter les informations météorologiques globales, aidant ainsi les services météorologiques et les opérateurs aériens à prendre des décisions concernant les itinéraires, les altitudes et d'autres aspects de la planification de vol.

Chaque type d'avion, des plus petits aux plus gros avions civils, communique ces données en cours de vol. Cette pratique a engendré une large base de données sur les turbulences à l'échelle mondiale pendant de nombreuses années, données qui ont été exploitées par de nombreuses études en tant que moyen de validation dans le cadre du développement de nouveaux diagnostics de turbulence ([Ellrod and Knapp, 1992](#); [Sharman et al., 2006](#), entre autres), ou pour des analyses statistiques (par exemple [Wolff and Sharman, 2008](#); [Kim and Chun, 2011](#)). Néanmoins, les PIREPs présentent diverses lacunes, notamment une évaluation subjective de la turbulence ressentie par le pilote, qui dépend de l'expérience du pilote et de la taille de l'avion, puisque le rapport est basé sur la façon dont l'avion réagit aux turbulences en vol. Différents avions réagissent à différentes intensités de turbulence de différentes manières. De plus, les pilotes ayant des expériences différentes peuvent rapporter les turbulences différem-

ment : par exemple un pilote inexpérimenté peut rapporter une turbulence modérée comme étant sévère (Schwartz, 1996; Marlton, 2016). Enfin, lorsque des turbulences modérées ou supérieures sont enregistrées, le contrôle du trafic aérien réoriente les avions en évitant la zone de turbulences, ce qui limite à une seule rencontre les informations relatives à un épisode de turbulences. Cela a un biais si l'on souhaite utiliser ces données pour évaluer les nouveaux indices de turbulence, le rapport comporte également des imprécisions spatiales et temporelles (Schwartz, 1996; Sharman et al., 2006; Sharman and Lane, 2016; Marlton, 2016).

1.4.2 Mesures de turbulences in-situ

Les mesures automatisées de la turbulence in-situ sont des observations de turbulence effectuées en équipant un avion ou un ballon d'instruments spécialisés. L'avantage de ces mesures est de minimiser l'erreur humaine et de fournir une mesure indépendante de l'avion. En 1991, l'organisation mondiale de la météorologie (OMM) lance le programme mondial AMDAR (Aircraft Meteorological DATA Relay) en coopération avec plusieurs compagnies aériennes (Painting, 2003). Le projet AMDAR vise à collecter et valoriser des données météorologiques provenant d'instruments de bord installés sur des avions de ligne en vol. Ces données sont ensuite transmises en temps réel aux services météorologiques par satellite ou par liaison radio (Figure 1.11) pour améliorer la qualité et la couverture des observations météorologiques. Les avions équipés de systèmes AMDAR sont dotés de capteurs automatiques de mesure atmosphérique, tels que des sondes de température, des capteurs de pression atmosphérique, des capteurs d'humidité, etc. Ces capteurs recueillent des informations en continu pendant le vol, générant ainsi des données météorologiques précises à différentes altitudes. Les données actuellement disponibles sont la température, la vitesse et la direction du vent, la pression, l'humidité et la turbulence, ainsi que des données complémentaires nécessaires à l'exploitation de ces résultats.

Les données collectées sont utilisées pour toute une série d'applications météorologiques, notamment les prévisions météorologiques, les systèmes d'alerte pour les

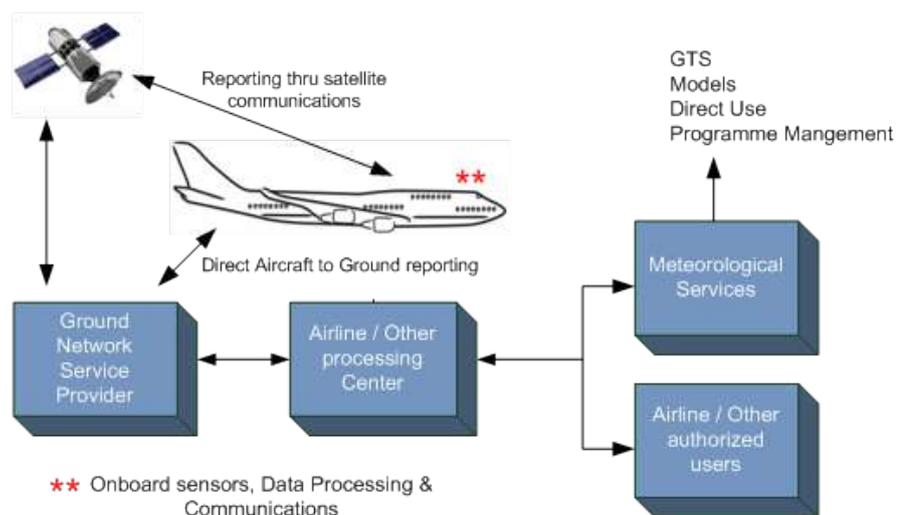


Figure 1.11 – Diagramme montrant comment fonctionne le système AMDAR pour collecter, traiter et transmettre des données météorologiques à des stations au sol par satellite ou par liaison radio. Crédit : OMM

risques météorologiques et, surtout, la surveillance et la prévision des conditions météorologiques à l'appui de l'industrie aéronautique. Les avantages du système AMDAR sont multiples. D'abord, il améliore la précision des systèmes de prévision numérique du temps en assimilant les données AMDAR en routine par les modèles de prévision. Ils constituent un complément appréciable aux données de radiosondage, par leur fréquence spatiale et temporelle plus importante (e.g., [Painting, 2003](#)). Cela conduit à une amélioration des services météorologiques pour l'aviation, de la sécurité des opérations aériennes, et permet de sélectionner la meilleure altitude de vol pour optimiser la trajectoire de vol, éviter les turbulences et les conditions météorologiques défavorables au cours de vol, etc. Outre la température et le vent, qui sont des variables obligatoires à collecter en vol, l'OMM recommande aux avions équipés d'AMDAR d'inclure deux mesures de turbulence qui sont indépendantes du type d'avion :

DEVG (derived equivalent vertical gust)

DEVG est une mesure de turbulence indépendante de l'avion. Il s'agit d'une mesure de la rafale verticale que l'avion devrait subir près de la surface pour provoquer la même accélération verticale que s'il était dans des turbulences ([Sherman, 1985](#); [Hoblit,](#)

1988). La DEVG est calculée en tenant compte de la masse de l'avion, de la vitesse de l'air et de l'accélération verticale, ainsi que de divers coefficients relatifs à l'avion.

La DEVG d'un avion est donnée par (Painting, 2003; Gill, 2014; Marlton, 2016; Sharman and Lane, 2016) :

$$DEVG = \frac{10Am|\Delta a|}{U_{air}}, \quad (1.7)$$

Où m est la masse de l'avion, Δa est l'amplitude de l'accélération verticale par rapport à la gravité et U_{air} est la vitesse de l'avion, et A est un paramètre spécifique à l'avion qui varie en fonction des conditions de vol.

Les données DEVG ont été utilisées pour évaluer la performance des indices de turbulence basés sur les modèles de prévision numérique sur certains cas de turbulence (Overeem, 2002; Gill, 2014; Gill and Buchanan, 2014; Kim et al., 2017, parmi d'autres). Cependant, DEVG n'est pas une mesure directe de l'intensité de la turbulence atmosphérique et il est donc sans doute plus pertinent d'utiliser les données EDR pour la détection, la prévision et la vérification de la turbulence atmosphérique (Sharman and Lane, 2016).

EDR (eddy dissipation rate)

EDR est devenu maintenant la mesure officielle de l'OMM et de l'organisation internationale de l'aviation civile (en anglais : International Civil Aviation Organization, ICAO) pour mesurer l'intensité des turbulences (Sharman et al., 2014, ICAO). EDR est une estimation calculée à partir de l'état de l'atmosphère, et il ne s'agit pas d'une mesure de la réponse d'un avion individuel. Dans les rapports AMDAR, souvent, les valeurs moyennes et maximales de l'EDR sont fournies. L'utilisation de l'EDR comme mesure de l'intensité de la turbulence a été suggérée à l'origine par MacCready (1964) et est particulièrement utile d'un point de vue opérationnel. Cela a été concrétisé par Cornman et al. (1995), qui a proposé une méthode pour utiliser les données de l'accéléromètre vertical pour calculer l'EDR. L'EDR est estimée à partir de la vitesse vertical du vent (MacCready, 1964; Cornman et al., 1995; Frehlich and Sharman, 2004; Haverdings and Chan, 2010; Sharman et al., 2014; Cornman, 2016). L'algorithme EDR

basé sur le vent vertical développé par le National Center for Atmospheric Research (NCAR) (Sharman et al., 2014; Cornman, 2016) est actuellement mis en œuvre sur certaines flottes de l'United Airlines, Delta Airlines, et Southwest Airlines.

EDR est la racine cubique du taux de dissipation de l'énergie (ou des tourbillons) :

$$EDR = \varepsilon^{\frac{1}{3}}, \quad (1.8)$$

Physiquement, ε représente l'intensité de la cascade de turbulence, se traduisant par la conversion par viscosité de l'énergie cinétique en chaleur par les plus petits tourbillons. $\varepsilon^{\frac{1}{3}}$ est également lié à l'accélération verticale quadratique (RMS) de l'avion et aux charges appliquées sur l'avion (voir Equation 1.9) (e.g., MacCready, 1964; Cornman et al., 1995; Sharman and Lane, 2016) :

$$\sigma_g = V_T^{\frac{1}{3}} \left[\int |A(f)|^2 S_w(f) df \right]^{\frac{1}{2}} \varepsilon_w^{\frac{1}{3}}, \quad (1.9)$$

où σ_g est la RMS de l'accélération verticale subie par l'avion, $A(f)$ est la fonction de la réponse spécifique de l'avion à la fréquence f et à la vitesse V_T , et S_w est un modèle du spectre turbulent pour le vent vertical w . L'intensité de la turbulence est déterminée par des valeurs seuil d'EDR données par l'ICAO. Plusieurs centaines d'avions commerciaux fournissent désormais les données EDR. Néanmoins, la plupart de ces rapports EDR sont limités aux avions survolant les États-Unis. Les données EDR ont été utilisées dans les évaluations des performances des systèmes de prévision de la turbulence (par exemple, Pearson and Sharman, 2017; Sharman and Pearson, 2017; Kim et al., 2018; Lee and Chun, 2018), ainsi que dans des cas d'études de la turbulence (Trier et al., 2012; Bramberger et al., 2018; Trier and Sharman, 2018). Des méthodes existent également pour convertir la DEVG en EDR (Kim et al., 2017; Sharman and Pearson, 2017; Kim et al., 2020).

1.4.3 Détection des turbulences à distance

Les méthodes alternatives pour détecter la turbulence atmosphérique sont l'utilisation de méthodes de télédétection. Les méthodes de télédétection telles que les techniques de Lidar Doppler (O'Connor et al., 2010) peuvent être utilisées pour détecter la turbulence, mais elles sont limitées à la couche limite atmosphérique. Les systèmes Lidar Doppler au sol ont permis d'identifier avec succès la turbulence dans les régions en ciel clair proches de la surface (Frehlich and Cornman, 2002; Chan, 2010; Kühnlein et al., 2013, par exemple,). Mais jusqu'à présent, ils n'ont pas une puissance suffisante pour surmonter la faible teneur en aérosols de la haute troposphère et la basse stratosphère. Les radars Doppler cloud peuvent observer la turbulence à l'intérieur des nuages (Meischner et al., 2001; Bouniol et al., 2004). Bien que les techniques basées sur les radars soient utiles pour évaluer et éviter les turbulences en temps réel, leur utilité est limitée dans l'espace aux régions de nuages contenant une réflectivité suffisamment élevée pour des estimations EDR fiables, et dans le temps à quelques minutes seulement en raison de la nature très transitoire des CIT (Marlton, 2016). L'analyse des images de satellites peut être utile également pour déduire la présence de CAT, CIT et MWT (Ellrod, 1989, par exemple). Cependant, la résolution horizontale et temporelle de l'imagerie satellitaire ne permet pas de détecter les turbulences à l'échelle de l'aviation. Enfin, les profileurs de vent peuvent également faire des observations de la turbulence sur une large plage verticale de 20 km (Dehghan et al., 2014), mais ils sont distribués de façon éparse à travers le monde.

Plus de détails sur les différentes méthodes de détection des turbulences sont données dans Sharman and Lane (2016) et Marlton (2016). Bien que les observations et les mesures de la turbulence qui existent jouent un rôle important dans les opérations aériennes, par exemple, elles peuvent être utilisées pour alerter les avions sur des phénomènes météorologiques, dans les algorithmes de prévision numérique, contribuer au développement et à la vérification des indices de prévision de la turbulence, etc. Mais, à ce jour, il n'existe pas d'observations de la turbulence qui sont fiables et disponibles sur une longue période pour permettre de faire des analyses statistiques et des vérifications robustes. Les PIREPs restent les seules observations disponibles sur

une longue période et sur une zone très large, néanmoins, ils présentent de nombreux biais, comme discuté dans [Section 1.4.1](#). Physiquement, les données EDR sont les plus fiables pour caractériser la turbulence atmosphérique, étant indépendantes du type d'avion ou de l'expertise du pilote. Cependant, leur disponibilité est actuellement limitée à des périodes courtes, principalement dans l'espace aérien des États-Unis. Cela n'exclut pas le fait qu'elles sont très utiles pour faire des études de cas ou pour des fins de développement et de vérification des indices de turbulence. Enfin, il faudra noter que l'accès à ces données est souvent très compliqué et/ou très coûteux en raison de leur propriété par les compagnies aériennes.

1.5 Méthodes de prévision des turbulences

Compte tenu des impacts négatifs de la CAT sur la sécurité aérienne, les centres opérationnels de prévision météorologique (par exemple, Météo-France) fournissent quotidiennement des prévisions de la CAT aux compagnies aériennes et aux services de la navigation. La résolution spatiale et temporelle des modèles numériques de prévision météorologique actuels est trop grossière pour résoudre explicitement la turbulence ([Ellrod and Knapp, 1992](#); [Jaeger and Sprenger, 2007](#); [Sharman and Lane, 2016](#); [Sharman et al., 2006](#)). Il est pratiquement impossible d'envisager des prévisions opérationnelles explicites de la turbulence, qui couvrent même des petites régions de l'espace aérien ([Sharman and Lane, 2016](#)). Cependant, la turbulence atmosphérique qui affecte les avions est générée par des mécanismes de grande échelle, qui peuvent être explicitement résolus par les modèles numériques de prévision en supposant que l'énergie responsable de la turbulence descend en cascade des grandes échelles vers les tourbillons de petites échelles ([Dutton and Panofsky, 1970](#); [Sharman et al., 2006](#)), comme expliqué dans [Section 1.1](#). Ainsi, il est possible de déduire la probabilité de la turbulence en examinant les caractéristiques de grande échelle connues pour être propices à la turbulence, en particulier dans les couches supérieures de l'atmosphère ([Sharman and Lane, 2016](#)). C'est pourquoi de nombreux indices de CAT ont été mis au point pour diagnostiquer les régions où des mécanismes générateurs de turbulence sont

susceptibles de se produire, telles que les régions dans lesquelles un fort cisaillement vertical et horizontal du vent, une déformation horizontale ou un front en haute altitude. Les indices de CAT constituant la base méthodologique de cette thèse sont donnés dans le [Chapitre 2](#). Actuellement, il existe principalement deux méthodes pour caractériser et prédire les turbulences : une méthode basée sur un ou plusieurs indices individuels, tandis que l'autre repose sur la moyenne d'ensemble d'indices préalablement sélectionnés.

Deux centres mondiaux de prévision (World Area Forecast Centres; WAFC) ont été créés en 1982 par l'ICAO en collaboration avec l'OMM. Les deux centres (WAFC London et Washington, il s'agit de l'UK Met Office et NOAA, respectivement) fournissent des prévisions météorologiques et des informations de vol pour le secteur de l'aviation toutes les six heures à l'échelle globale. Ces prévisions comprennent des informations sur le vent, la température, la turbulence, la convection et le givrage à l'intention des usagers de l'aviation du monde entier ([Gill, 2014](#)). Pour la turbulence, les deux WAFCs utilisent l'indice de turbulence 1 (TI1, [Ellrod and Knapp \(1992\)](#)) seul, qui dépend du cisaillement vertical et de la déformation du vent (voir [Section 2.4.1](#) pour plus de détails) pour produire des prévisions de turbulence à l'échelle globale sur une grille de $1,25^\circ \times 1,25^\circ$ ([Gill, 2014](#); [Kim et al., 2018](#); [Storer et al., 2020](#)), qui sont ensuite utilisées pour mieux planifier les routes de vol des avions de ligne. Un exemple de prévision de turbulences par WAFC est montré avec la [Figure 1.12](#).

En 2006, le NCAR a développé l'algorithme GTG (Graphical Turbulence Guidance) ([Sharman et al., 2006](#)) de prévision des turbulences de moyenne et haute altitude, qui utilise une combinaison pondérée de plusieurs indices qui sont ajustés en fonction de leur performance au cours des quelques heures précédant l'heure d'exécution de la prévision. L'idée d'utiliser une combinaison pondérée de diagnostics pour fournir des prévisions de turbulence a été déjà proposée par ([Dutton, 1980](#)), qui a évalué la performance de 11 diagnostics par rapport à des PIREPs de CAT au-dessus de l'Atlantique Nord et dans certaines régions de l'Europe. Le GTG utilise les sorties de modèles de prévision météorologique pour calculer plusieurs indices de turbulence, qui sont ensuite combinés sous la forme d'une somme pondérée, les pondérations

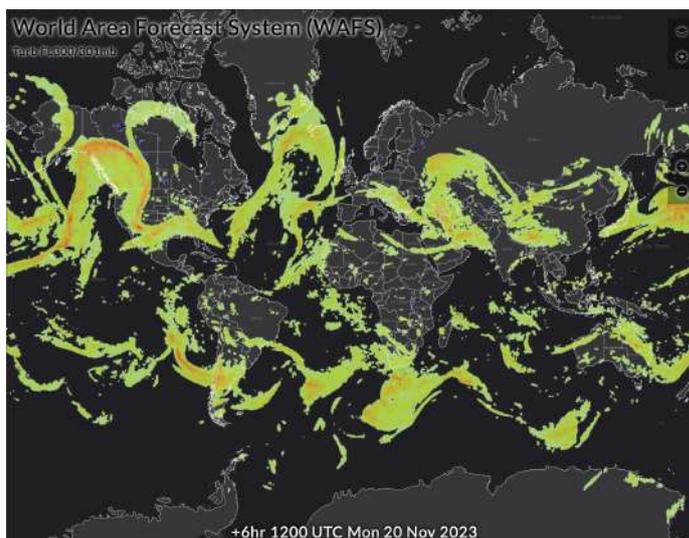


Figure 1.12 – Prévision de turbulences à l'échelle globale avec l'indice TII pour le lundi 20/11/2023. Crédit : WAFC

relatives étant calculées pour obtenir la meilleure concordance avec les observations de turbulence disponibles les plus récentes (PIREPs ou EDR).

GTG attribue d'abord un score à chaque indice, sur la base d'une comparaison avec les PIREPs disponibles (ou EDR plus récemment) à la période initiale. Une somme pondérée est ensuite déterminée à partir de tous les indices pour obtenir une valeur finale de l'indice GTG à chaque point de grille. Les mêmes pondérations sont ensuite attribuées à chaque indice pour obtenir des prévisions. Dix indices sont utilisés pour les niveaux supérieurs, tandis que neuf sont appliqués pour les prévisions sur les niveaux moyens. Certains indices sont présents dans les deux algorithmes. Les poids des indices peuvent être prescrits de manière dynamique ou statique, comme décrit dans [Sharman et al. \(2006\)](#). [Sharman and Pearson \(2017\)](#) ont proposé une extension du GTG, décrit dans [Sharman et al. \(2006\)](#) : 1) il fournit des prévisions à toutes les altitudes de vol ; 2) il fournit des prévisions explicites de la MWT ; et 3) la sortie est en valeur EDR. Le GTG est maintenant opérationnel aux USA et en Corée du Sud ([Sharman et al., 2006](#); [Sharman and Pearson, 2017](#); [Kim et al., 2018](#)). Néanmoins, la calibration requiert l'accès aux observations de turbulence, pour ajuster les pondérations des indices toutes les 6 heures (ou quotidiennement). Par conséquent, cette méthodologie

ne peut pas être envisagée pour des études climatologiques, comme c'est le cas dans le cadre de cette thèse.

1.6 Impacts de l'aviation sur le climat et stratégie de décarbonation

L'impact de l'aviation sur le réchauffement climatique est bien établi et connu. Le secteur de l'aviation est l'un des secteurs d'activité ayant connu une forte croissance durant les dernières décennies en raison de l'expansion rapide de l'aviation civile, surtout dans l'Asie et dans d'autres régions en développement, et cela devrait continuer dans le futur. Par exemple, Airbus anticipe que 41% de ses commandes dans les deux prochaines décennies proviendront de la région Asie-Pacifique. Au cours des 20 dernières années, l'activité annuelle du transport aérien en Amérique du Nord et en Europe a augmentée de 5.7% et de 5%, respectivement, tandis qu'un taux de croissance annuel moyen du trafic aérien de 8.8% et de 13% a été observé en région Asie-Pacifique et au Moyen-Orient, respectivement (Hasan et al., 2021). Cela a donc entraîné une augmentation très importante des émissions de CO₂ de l'aviation durant les quatre dernières décennies (Hasan et al., 2021; Lee et al., 2021). Aujourd'hui l'aviation est responsable d'environ 2.4% de toutes les émissions anthropiques de CO₂ et d'à peu près 3.5% du réchauffement climatique (Lee et al., 2021).

Néanmoins, les impacts de l'aviation sur le climat ne se résument pas qu'aux émissions de CO₂, d'autres processus qui perturbent le bilan radiatif terrestre sont identifiés et qualifiés d'effets "non-CO₂", mais ces effets sont beaucoup plus incertains (Boucher et al., 2013; Lee et al., 2021). Les différents impacts climatiques de l'aviation sont illustrés sur la Figure 1.13, basée sur le site du projet <https://climaviation.fr>. De plus, des augmentations importantes du secteur de l'aviation sont projetées à l'avenir, et donc on s'attend à ce que les émissions liées à l'aviation augmenteront dans le futur, au moins jusqu'en 2050 si aucune ou peu de mesures sont prises (Hasan et al., 2021; Boucher et al., 2013, ICAO).

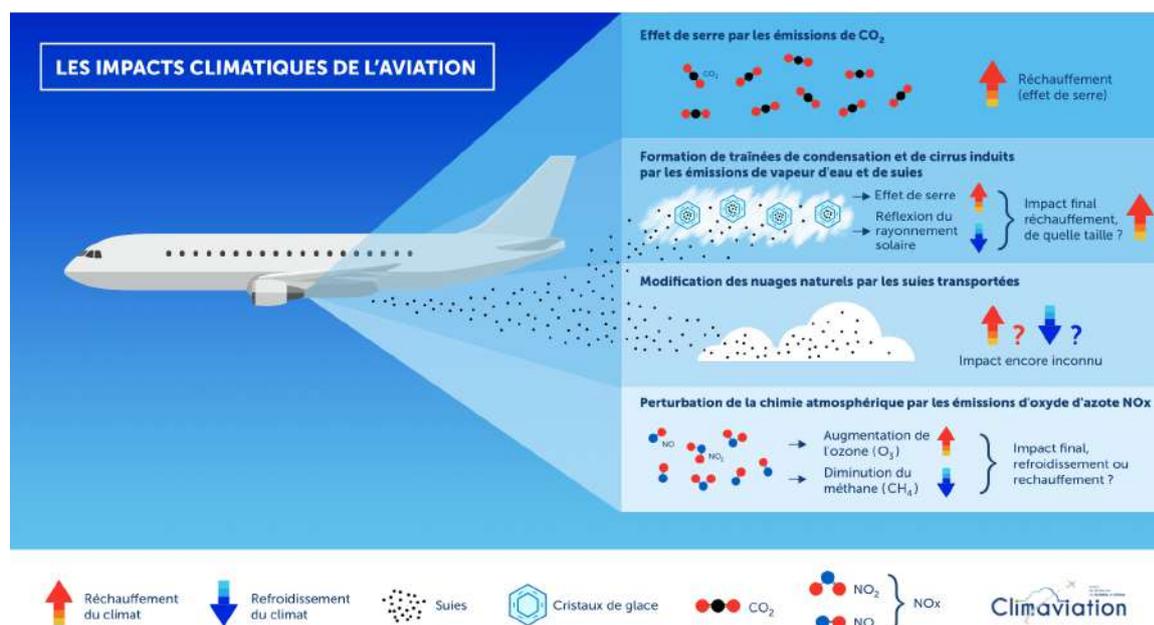


Figure 1.13 – Les différents impacts de l'aviation sur le climat. Crédit : Climaviation

C'est pour ces raisons, que lors de la conférence des Nations unies sur le changement climatique (COP26), en novembre 2021, la communauté internationale de l'aviation a convenu de faire avancer les actions visant à réduire les émissions de CO_2 , à diminuer ces impacts sur le réchauffement climatique et s'est engagée dans une stratégie de décarbonation accélérée à l'échelle mondiale et qui fixe un objectif d'atteindre le *net-zero* d'émissions d'ici 2050. De plus, l'Union européenne a également pris une mesure intermédiaire visant une réduction nette de 55% des émissions de GES de l'aviation d'ici 2030 (European Commission, 2021).

Cette stratégie de réduction des émissions de GES de l'aviation est basée sur différentes techniques et plusieurs projets à travers le monde sont en cours pour développer des nouvelles technologies permettant de réduire les émissions :

- En améliorant l'efficacité énergétique avec les progrès en aérodynamique des avions ou des systèmes de propulsion pour consommer moins de carburant, mais ces solutions restent limitées ;
- Le recours aux carburants d'aviation durables (ou SAF ; Sustainable Aviation Fuels en anglais) à faible empreinte de carbone, mais cette solution reste très

couteuse et peu utilisée. De plus, les impacts écologiques des SAFs sont encore très controversés. A ce jour, les SAFs sont souvent mélangés avec du kérosène pour respecter les exigences de performance et de sécurité de l'aviation. Cela reste donc un défi pour faire émerger une aviation réellement bas carbone ;

- Une alternative recevant une forte attention consiste à utiliser l'hydrogène liquide comme carburant, ce qui permet d'éliminer toutes les émissions de CO₂ à condition qu'il soit produit à partir d'énergies décarbonées. Airbus prévoit de commercialiser le premier avion d'ici 2035 (Airbus, 2024). Cependant, cette solution nécessite de remplacer complètement la flotte mondiale existante et de nombreux changements des infrastructures dans les aéroports seront nécessaires pour fournir l'hydrogène requis, et les vols long-courriers ne seront pas entièrement alimentés par l'hydrogène avant 2045 (Wells, 2023). De plus, pour produire l'hydrogène avec une quantité suffisante, il faut augmenter considérablement la production de l'énergie électrique renouvelable. Cette solution est prometteuse mais son déploiement est très complexe et nécessite des gros investissements et un délai long (plusieurs décennies) pour une utilisation à grande échelle.

En résumé, les techniques citées ci-dessus restent pour l'instant limitées et complexes pour atteindre la neutralité carbone d'ici 2050. Il est donc clair qu'une réponse intermédiaire, immédiate, voire à moyen terme pour limiter les impacts climatiques de l'aviation est nécessaire. Cette solution passe notamment par une meilleure planification des trajectoires de vol des avions existants et une optimisation des opérations aériennes pour réduire les émissions de GES. Par exemple, des travaux récents se sont focalisés sur l'optimisation des trajectoires de vol pour minimiser les effets non-CO₂ (e.g., les traînées de condensation) (Rosenow and Fricke, 2019; Yin et al., 2018; Matthes et al., 2020; Yamashita et al., 2020; Matthes et al., 2021). Par contre, il semble que cela augmente la consommation de carburant (donc les émissions de CO₂). Et cela nécessite des modèles de prévisions à très haute résolution spatio-temporelle (Grewe et al., 2017). De plus, Teoh et al. (2020) ont montré que seuls 2.2% des vols qu'ils ont pris en compte ont produit 80% des traînées de condensation observées, de sorte qu'il ne serait pas efficace de planifier des trajectoires d'évitement de la formation

des traînées de condensation pour tous les vols (Teoh et al., 2020). Plus d'études sont nécessaires afin d'identifier les métriques les mieux adaptées pour résoudre les compromis des effets CO₂/non-CO₂. A ce jour, il n'est donc pas clair d'un effet bénéfique sur le climat de cette méthode d'optimisation des trajectoires de vol à éviter les zones de formation des traînées de condensation.

Un autre projet qui s'appelle fello'fly (Airbus, 2021) qui est mené par Airbus vise à explorer la technique de récupération de l'énergie des tourbillons en faisant voler deux avions l'un à côté de l'autre sur un vol long-courrier. En novembre 2021, Airbus a testé cette idée et a réalisé la première démonstration avec deux avions A350 volant à 3 km l'un de l'autre sur un vol transatlantique entre Toulouse et Montréal. Les résultats ont montré que plus de 6 tonnes de CO₂ ont été économisées au cours de ce trajet, ce qui représente une réduction de plus de 5% des émissions de CO₂ sur un trajet par rapport à deux avions volant séparément sur un vol long-courrier. A ce jour, ce projet est toujours en cours et cette technologie n'est pas encore certifiée et utilisée en opérationnel.

Une autre idée disponible immédiatement est l'optimisation des trajectoires de vol vis-à-vis des vents, cela consiste à planifier les trajectoires en tirant parti de la vitesse et de la direction des vents en altitude. Plusieurs études ont démontré l'efficacité de cette technique pour réduire la consommation de carburant et donc les émissions de CO₂ des avions (Girardet et al., 2014; Ng et al., 2014; Rodionova et al., 2014; Wells et al., 2021; Boucher et al., 2023; Wells et al., 2023). Les travaux de Wells et al. (2023) montrent en comparant la consommation de carburant des itinéraires simulés (optimisés) aux estimations de carburant basées sur les données de vol enregistrées (Flightradar24), qu'une réduction moyenne de 4.2% de la consommation de carburant est possible. La réduction moyenne de la consommation de carburant est de 4.6% pour les vols vers l'est et de 3.8% pour les vols vers l'ouest, et cela n'implique pas un changement significative de la durée des vols. Cela est équivalent à une réduction de 16.6 millions de kg en termes d'émissions de CO₂. Par conséquent, des itinéraires à faible consommation de carburant existent en utilisant la connaissance des champs de vent et permettant de réaliser des économies importantes de carburant et donc

d'émissions de CO₂. Les travaux réalisés dans la [Section 4.3](#) du [Chapitre 4](#) de cette thèse s'inscrivent dans la continuité des travaux de thèse de [Wells \(2023\)](#). L'objectif est de rajouter des informations sur la CAT dans l'algorithme d'optimisation des trajectoires de vol, visant ainsi à minimiser à la fois la consommation de carburant et les occurrences de la CAT.

1.7 Impacts du changement climatique sur l'aviation

Les conséquences de l'aviation sur le climat et son rôle dans le changement climatique ont fait l'objet d'études approfondies. En revanche, les effets du changement climatique sur l'aviation ont été largement négligés jusqu'à récemment, et ce nouvel axe de recherche commence à susciter un intérêt croissant. De nombreuses études ont montré que les conditions météorologiques ont un impact important sur les opérations aériennes civiles et militaires ([Gultepe et al., 2019](#), parmi d'autres). Les conditions météorologiques qui causent ou contribuent aux accidents de l'aviation sont les turbulences, les rafales de vent, le cisaillement du vent, les orages, le givrage, les courants ascendants/descendants, les précipitations, les températures extrêmes et la foudre ([Gultepe et al., 2019](#), NTSB). En conséquence, le changement climatique peut avoir plusieurs impacts sur les phénomènes météorologiques, et donc sur l'aviation ([Puempel and Williams, 2016](#); [EUROCONTROL, 2018](#); [EASA, 2022](#)), avec des effets sur : la sécurité et les opérations aériennes, l'infrastructure des aéroports, la performance des avions, et sur la demande mondiale de transport aérien. Cette section donne une synthèse des possibles répercussions du changement climatique sur l'aviation. Une représentation simplifiée de ces impacts est illustrée dans la [Figure 1.14](#), tandis qu'un récapitulatif des principaux risques pour l'aviation liés au changement climatique, selon l'EASA, est présenté dans la [Figure 1.15](#).

L'élévation du niveau moyen de la mer à l'échelle mondiale à cause du réchauffement climatique pourrait avoir des impacts sur l'infrastructure des aéroports situés en bord

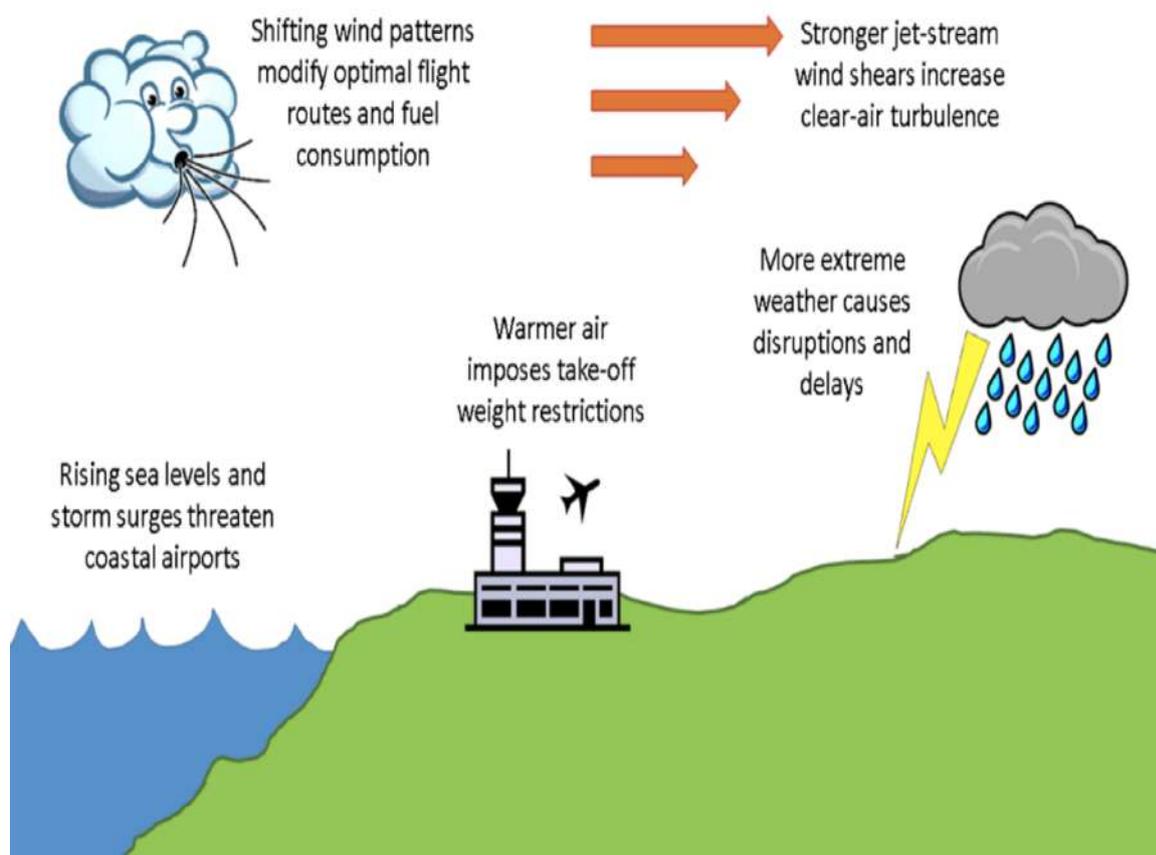


Figure 1.14 – schéma de principaux impacts possibles du changement climatique sur l'aviation. Crédits : Puempel and Williams (2016), ICAO environmental report.

de mer. Ces effets sont susceptibles d'être exacerbés par des épisodes de fortes précipitations, qui peuvent entraîner des inondations et un risque de submersion des aéroports (Puempel and Williams, 2016). D'ici la fin du siècle, dans le cadre d'un scénario de réchauffement élevé, jusqu'à 200 aéroports de l'UE pourraient être menacés d'inondation en raison de l'élévation du niveau de la mer et de phénomènes météorologiques extrêmes (EASA, 2022).

L'augmentation des températures et des événements de chaleur extrême aux niveaux des aéroports auront un impact sur les performances des avions, ce qui pourrait nécessiter une réduction de la masse maximale au décollage dans les aéroports dotés de pistes plus courtes, ou un rallongement des pistes de décollage, si cela est possible. En

	Climate effect	Impact on aviation
Temperature increase	 <p>Europe continues to warm more quickly than the global average. Projected increase in mean and extreme temperatures across entire Europe.</p>	 Aircraft performance  Heat damage to infrastructure, equipment and cargo  Seasonal and geographical changes in tourism demand patterns
Changes to rain and snow patterns	 <p>Projected decrease in mean precipitation in the South, increase in the North</p>  <p>More heavy rainfall events</p>  <p>Less snow overall, but possibly heavier snowfall events</p>	 Delays and cancellations  Flooding of airports and access routes  Change in snow clearance needs
Changes to storm patterns	 <p>By 2050 major storms may be less frequent but more intense.</p>	 Delays, re-routing, increased fuel burn  Damage to airport terminals and navigation equipment  Convective weather affecting multiple airports
Changes to wind and windstorm patterns	 <p>Change in jet stream strength, position and curvature.</p>  <p>Deviations in prevailing wind direction</p>  <p>Increase in extreme wind speeds in North and Central Europe.</p>	 Damage to airport terminals and navigation equipment  Variability in trans-Atlantic times and routes  Crosswind changes affecting airport capacity
More frequent and persistent droughts	 <p>Droughts are expected to increase in the South. In Western and Central Europe increase of droughts is at medium confidence.</p>	 Changing ground conditions, subsidence  Damage to infrastructure such as runways and taxiways  Dust from dry soil reducing visibility
Increasing frequency and magnitude of wildfires	 <p>Currently predominantly affecting South Europe, where fire danger is projected to increase in the future.</p>  <p>An expansion of fire-prone areas and longer fire seasons are projected in most European regions</p>	 Delays, rerouting and cancellations due to fire and smoke risks  Fire damage to infrastructure
Sea level rise	 <p>Sea level rise</p>  <p>Uncertainty over storm surges.</p>	 Permanent or temporary loss of airport capacity, infrastructure and access.  Operational disruption
Permafrost thawing	 <p>High mountains and Northern Europe (Arctic region).</p>  <p>Permafrost is very likely to undergo increasing thaw and degradation</p>	 Damage to infrastructure (runways/taxiways and airport infrastructure)  Airport closures

Figure 1.15 – Risques liés au changement climatique pour l'aviation. Crédits : EASA

effet, les températures élevées au niveau du sol entraînent des diminutions de la densité de l'air, ce qui réduit la force de portance sur les ailes des avions au départ (Puempel and Williams, 2016; Coffel et al., 2017; Gallardo et al., 2023). Cette réduction de la portance pourrait avoir des conséquences sur la performance des moteurs d'avion au décollage, surtout dans les aéroports situés en haute altitude, ou lorsque la piste de décollage est courte (Coffel and Horton, 2015; Coffel et al., 2017; Gratton et al., 2020; Gallardo et al., 2023). De plus, il faudrait s'attendre à ce que les épisodes de chaleur extrême deviennent plus intenses et plus fréquents dans le futur (IPCC). Une méthode d'adaptation est déjà établie et consiste à programmer les départs de vols long-courriers pendant les heures les plus fraîches de la soirée/nuit dans certaines régions (par exemple, au Moyen-Orient et en Amérique du Sud). Plus de détails sur les impacts de l'augmentation des épisodes de chaleur sur l'aviation peuvent être trouvés dans la thèse de Gallardo Fernández (2023).

Dans le contexte du réchauffement climatique, des études ont montré qu'en réponse au forçage par les GES, le gradient de température méridien des latitudes moyennes dans la haute troposphère pourrait se renforcer en raison du refroidissement de la basse stratosphère polaire et du réchauffement de la haute troposphère tropicale (Shaw et al., 2016; Lee S. H et al., 2019; Lee J. H et al., 2023). En conséquence, les courants-jets et donc les cisaillements verticaux du vent pourraient également augmenter, ce qui pourrait entraîner des changements futurs dans la CAT (Williams and Joshi, 2013; Storer et al., 2017; Williams, 2017). Les impacts du changement climatique sur la CAT sont détaillés dans la section suivante.

De plus, les changements projetés dans les vents associés au courant-jet peuvent affecter les itinéraires et les temps de vol, avec des conséquences sur la consommation de carburant, et donc sur les émissions (Williams, 2016). Les changements dans le régime des vents peuvent également entraîner des épisodes de poussière désertique, au cours desquels la visibilité à l'aéroport est réduite, ce qui limite les opérations. En plus d'entraver les opérations aéroportuaires, le sable et la poussière qui pénètrent dans le moteur peuvent également avoir un impact sur la performance du moteur (FAA, 2023). Il faut noter que les performances des avions dépendent fortement des condi-

tions météorologiques, telles que les vents, la température, la pression, l'humidité, les turbulences (Schultz et al., 2018; Gultepe et al., 2019; FAA, 2023). Ainsi, les changements potentiels projetés sur les turbulences, le jet-stream, températures extrêmes, précipitations, givrage et tempêtes pourraient potentiellement avoir des répercussions significatives sur la performance aéronautique.

Les variations de température en altitude, combinées à des modifications de l'humidité dans certaines bandes de latitude, peuvent accroître le risque d'occurrence de conditions propices au givrage, ce qui pourrait influencer la sécurité aérienne. Par ailleurs, un écart de température plus marqué entre la surface et l'atmosphère, associé à une atmosphère plus chargée en vapeur d'eau, pourrait favoriser le développement plus fréquent de situations instables liées à des systèmes convectifs et orageux, constituant ainsi une menace supplémentaire pour la sécurité aérienne. De plus, des changements dans la formation des brouillards et de la couverture nuageuse peuvent affecter la visibilité. Enfin, le changement climatique pourrait également influencer le secteur du tourisme, en raison des conditions météorologiques plus extrêmes, ce qui pourrait affecter la demande de transport aérien.

Bien que de nombreux rapports aient documenté les effets potentiels du changement climatique sur le secteur du transport aérien au cours des 10 dernières années, ceux-ci n'ont commencé à être évalués que récemment. En 2018, l'ICAO a publié une synthèse sur l'adaptation au changement climatique. Il est nécessaire de pallier les lacunes dans la compréhension des connexions entre le changement climatique et les risques associés au secteur de l'aviation. Ceci permettrait de développer des stratégies d'adaptation et d'atténuation, ainsi que de prendre des décisions à court terme. Une coordination forte de l'ensemble du secteur pourrait grandement faciliter cette démarche. Le projet ICCA (Impact du Changement Climatique sur l'Aviation), coordonné par le CERFACS et réalisé en partenariat avec l'ISAE-SUPAERO, Météo France, l'ONERA, l'ENAC et Airbus, en est un exemple. Un effort de recherche multidisciplinaire mené par des climatologues, des météorologues, des ingénieurs, des constructeurs d'avions et des compagnies aériennes est nécessaire pour mieux comprendre et quantifier les différents impacts du changement climatique sur l'ensemble du secteur de l'aviation.

1.7.1 Impact du réchauffement global sur la CAT

La question posée par [Williams and Joshi \(2016\)](#) est la suivante : comment les processus générant la CAT pourraient-ils changer dans un monde plus chaud ? Les mécanismes clés qu'il faudrait étudier sont le jet-stream et les gradients méridiens de température. En effet, il a été montré que la troposphère tropicale devrait se réchauffer davantage par rapport à la surface. Une atmosphère plus chaude en moyenne devrait contenir une plus grande concentration en vapeur d'eau, principalement en raison de l'augmentation de la pression de la vapeur d'eau saturante avec la température. Plus de vapeur d'eau dans l'atmosphère s'accompagne d'une chaleur latente plus importante due à la condensation. Dans les régions polaires, les changements dans le transport de chaleur et les fortes rétroactions climatiques associées à la diminution de la glace de mer et aux modifications des nuages entraînent un fort réchauffement en surface ([Taylor et al., 2013](#); [Williams and Joshi, 2016](#)). La stratosphère, en revanche, se refroidit en réponse aux émissions de GES, ce qui est lié à des changements dans l'émission de rayonnement infrarouge vers l'espace par ces gaz ([Fels et al., 1980](#); [Williams and Joshi, 2016](#)). Les observations par satellite, la théorie et les modèles climatiques suggèrent tous que le gradient méridien de température diminue au niveau du sol en raison du réchauffement polaire associé à la fonte de la glace de mer, mais augmente dans les couches supérieures de l'atmosphère (aux niveaux de vol des avions de ligne) causé par le réchauffement de la haute troposphère au niveau des tropiques et le refroidissement de la basse stratosphère polaire ([Figure 1.16](#)). Ainsi, cette augmentation du gradient méridien de température en hautes altitudes pourrait renforcer le cisaillement vertical du vent à proximité des courants-jets en lien avec la relation du vent thermique ([Equation 1.6](#)). En effet, des études récentes ont montré que le cisaillement vertical du vent a augmenté au cours des dernières décennies en réponse à l'augmentation du gradient de température méridien en altitude ([Lee S. H et al., 2019](#); [Lv et al., 2021](#); [Lee J. H et al., 2023](#)).

On peut donc se poser la question sur une possible évolution de la CAT dans le climat passé et futur. À l'heure actuelle, cependant, le manque d'observations de CAT sur une longue période ne permet pas la réalisation d'analyses statistiques robustes.

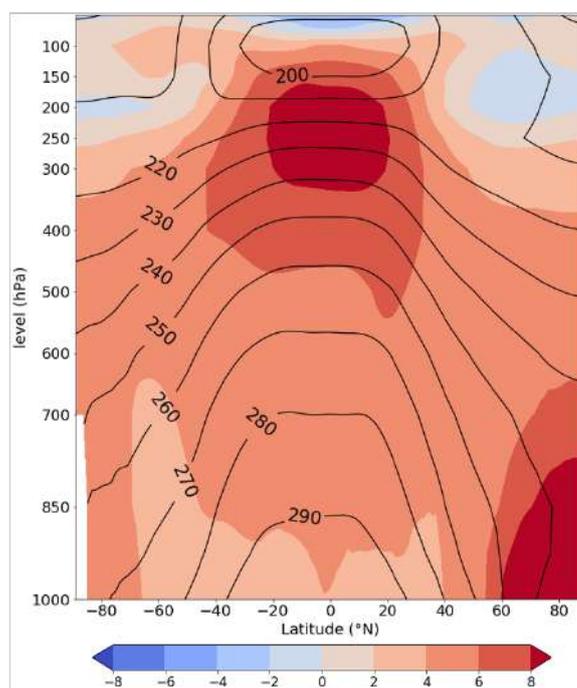


Figure 1.16 – Différences de température moyenne zonale (T) entre le scénario ssp585 (2070-2100) et la période historique (1979-2009) pour l'hiver (DJF), en utilisant 20 membres du modèle CNRM-CM6-1. Les contours représentent la climatologie de T dans la période historique.

Ceci pose un problème pour étudier les tendances historiques de la CAT. Malgré ces limitations, des études précédentes ont essayé toute de même de détecter des tendances avec les données PIREPs dans des régions géographiques données (Wolff and Sharman, 2008; Kim and Chun, 2011). Wolff and Sharman (2008) ont construit une climatologie de la turbulence en altitude sur les États-Unis avec plus de 2.3 millions de données PIREPs sur une période de 12 ans, de 1994 à 2005. Pour s'assurer que la climatologie construite soit aussi robuste que possible, les rapports de turbulence légère ont été ignorés, et les rapports de turbulence modérée, sévère et extrême ont été combinés en une seule catégorie de turbulence modérée ou supérieure (MOG). L'analyse a montré que la catégorie MOG a augmenté au cours de cette période. Cependant, les auteurs indiquent que la significativité statistique de cette tendance ne permet pas de conclure, étant donné que l'analyse repose sur 12 années de données PIREPs, une période insuffisante pour établir une tendance significative. De la même

manière, [Kim and Chun \(2011\)](#) ont analysé les statistiques des PIREPs au-dessus de la Corée du Sud entre 2003 et 2008. Leur analyse révèle que la proportion de PIREPs signalant des turbulences MOG est passée d'environ 2% en 2003 à environ 6-7% en 2008. Bien que cette augmentation des turbulences au cours de la période de 5 ans semble être statistiquement significative, on ne sait pas si cette augmentation reflète la variabilité interannuelle ou si elle est révélatrice d'une tendance à plus long terme liée au changement climatique ([Williams and Joshi, 2016](#)). Plus récemment, [Tenenbaum et al. \(2022\)](#), ont analysé les données d'observations GADS (Global Aircraft Data Set) sur les vols New York-Londres au-dessus de l'Atlantique Nord, et ont rapporté que les tendances de la turbulence ne sont pas statistiquement significatives. Autre source d'information est les tendances historiques des blessures causées aux passagers par les turbulences. En, 2007, Ballough a évalué les accidents extraites du rapport de la FAA ([Figure 1.17](#)) aux Etats-Unis. Une tendance positive a été observée, le taux d'accidents a plus que doublé, passant de 0.5 à 1.2 par million de vols au cours de ces 22 années. Ballough (2007) suppose que le facteur déterminant de cette augmentation pourrait être les facteurs de charges sur les avions. Néanmoins, [Williams and Joshi \(2016\)](#) supposent qu'au moins une partie de cette tendance pourrait être liée à une augmentation des événements de turbulence dans l'atmosphère de l'espace aérien des Etats-Unis. Des données similaires sur les taux d'accidents dus aux turbulences ont été analysées par [Kauffmann \(2002\)](#), elles indiquent un manque de significativité statistique dans la tendance. [Williams and Joshi \(2016\)](#) soulignent que les études de la FAA menées par Ballough (2007) et celle de [Kauffmann \(2002\)](#) ne semble pas avoir été actualisées pour inclure des données plus récentes, bien qu'on dispose maintenant de deux décennies de données supplémentaires.

En absence de disponibilité de données observationnelles fiables des turbulences sur plusieurs décennies, les réanalyses atmosphériques pourraient apporter une solution. Elles contiennent les meilleures estimations de l'état de l'atmosphère, constituées d'une combinaison d'observations et de modélisation qui permet d'obtenir une couverture spatiale et temporelle continue à l'échelle du globe (voir [Section 2.1](#)). On peut donc calculer les indices de turbulences et faire des analyses statistiques sur

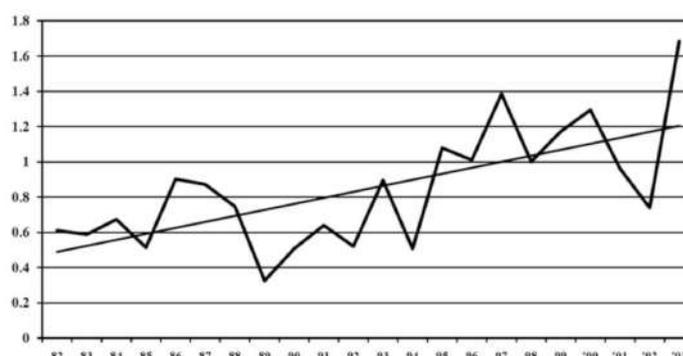


Figure 1.17 – Série temporelle du nombre d'accidents dus à des turbulences par million de départs de vol. Les données concernent les compagnies aériennes américaines et couvrent une période de 22 ans allant de 1982 à 2003. Les données pour chaque année sont reliées par des lignes, et la ligne droite montre la tendance linéaire. Crédit : Ballough (2007).

plusieurs décennies à l'échelle globale. [Jaeger and Sprenger \(2007\)](#) ont exploité cette capacité pour étudier la climatologie de la CAT sur une période de 44 ans (de 1958 à 2001) dans l'Hémisphère Nord pour la saison d'hiver (DJF), avec quatre indices calculés à partir de la réanalyse ERA-40. [Jaeger and Sprenger \(2007\)](#) ont constaté des augmentations de la fréquence de la CAT dans la région de l'Atlantique Nord sur la période 1958-2001 ([Figure 1.18](#)). Les augmentations étaient d'environ 70% pour la CAT estimée avec l'indice TI1, 90% pour le nombre de Richardson, 40% pour la fréquence de Brunt-Väisälä, et 60% pour la vorticité potentielle. Des tendances similaires ont été observées dans les régions des Etats-Unis et de l'Europe. [Jaeger and Sprenger \(2007\)](#) soulignent le fait que les changements dans la quantité et le type de données assimilées dans ERA40 entre 1958 et 2001, par exemple, les radiosondes et les données satellitaires ([Bengtsson et al., 2004b](#); [Uppala et al., 2005](#)) peuvent avoir un effet sur les valeurs des tendances observées, et qu'il est donc possible que les tendances réelles soient inférieures à celles présentées dans l'étude. [Bengtsson et al. \(2004a\)](#) montrent que l'assimilation de données satellitaires supplémentaires produit une discontinuité vers 1979 dans la série temporelle de l'énergie cinétique totale calculée à partir d'ERA-40, ce qui conduit à l'ajout d'une composante de tendance positive artificielle. Cependant, vu que les tendances calculées sont assez constantes tout au long de la période ERA40, pour l'Atlantique Nord et les États-Unis, l'existence de

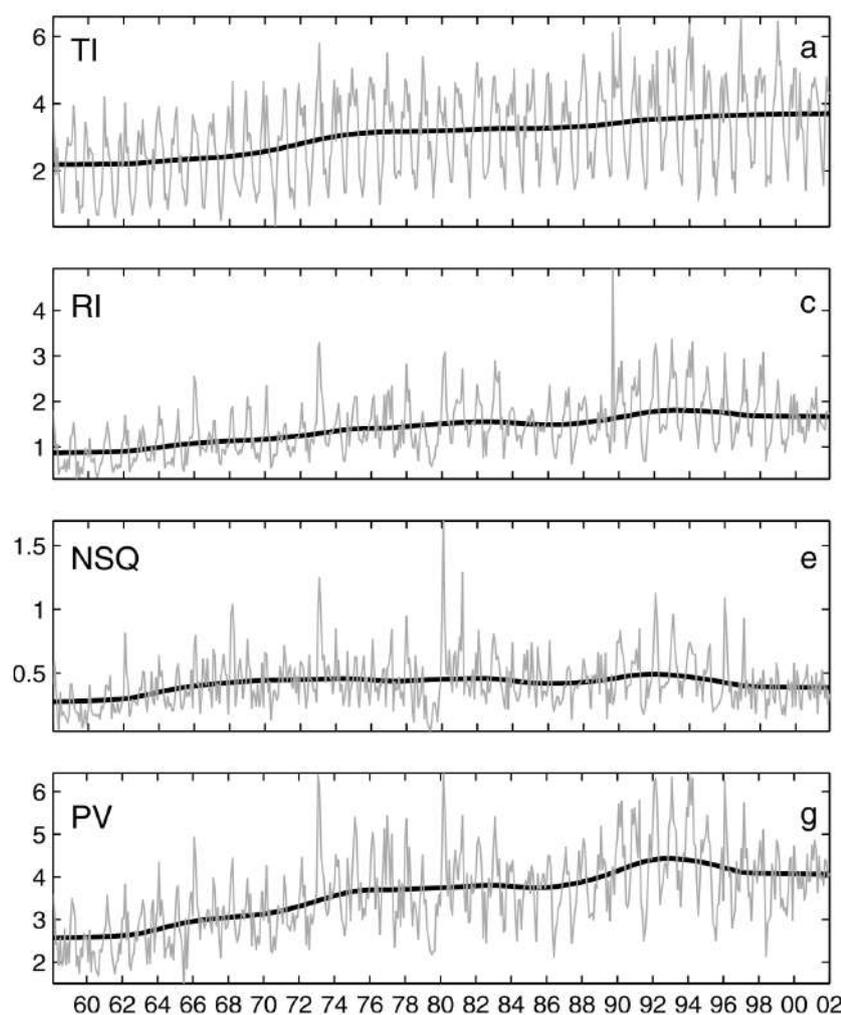


Figure 1.18 – Séries temporelles des fréquences de TI, Ri, N^2 et PV (de haut en bas) (lignes grises) pour la période 1958 à 2001, et tendances non linéaires estimées à partir de l'analyse STL (ligne noire en gras) pour la région de l'Atlantique Nord de 90°W-10°E et 30-70°N dans la région de la tropopause (%). Crédits : [Jaeger and Sprenger \(2007\)](#).

ces tendances ne peut pas être négligée ([Jaeger and Sprenger, 2007](#)).

Plus récemment, [Lee J. H et al. \(2023\)](#), ont appliqué les mêmes indices que [Jaeger and Sprenger \(2007\)](#), en y ajoutant les deux autres versions de l'indice TI1 (TI2 et TI3), calculés avec la réanalyse ERA5 sur la période 1979-2019. Des tendances positives de la CAT modérée ou supérieure (MOG-CAT) ont été observées en hiver dans trois régions différentes : Est de l'Asie, Est du Pacifique, et le Nord-Ouest de l'Atlantique.

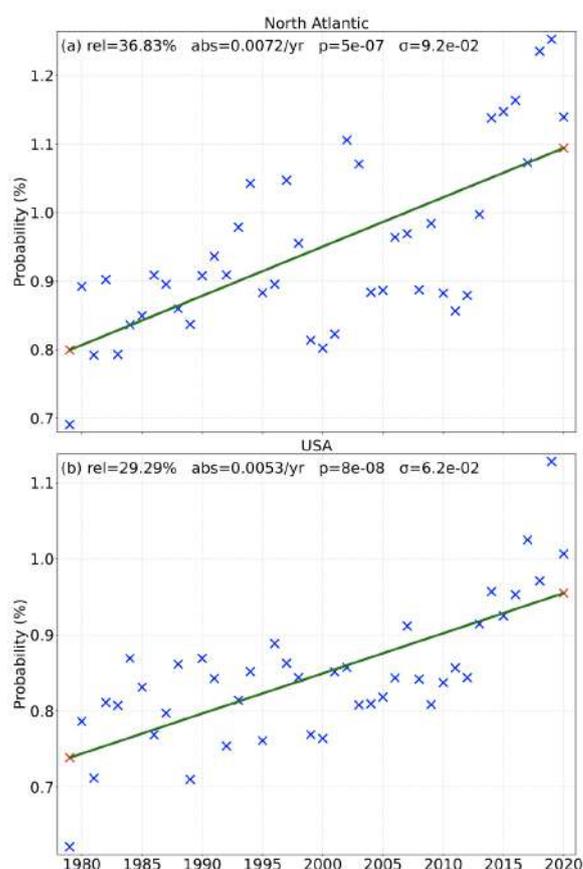


Figure 1.19 – Analyse de régression linéaire effectuée sur les données ERA5 au niveau 197 hPa basée sur la moyenne de 21 diagnostics de la MOG CAT pour les régions (a) de l'Atlantique Nord et (b) des États-Unis indiquées dans la figure 2 de Prosser et al., 2023. Les 42 croix bleues de chaque panneau indiquent les données des 42 années, tandis que les deux croix rouges indiquent les valeurs ajustées pour 1979 et 2020. Crédit : Prosser et al., 2023.

L'augmentation la plus significative a été observée au-dessus de l'est de l'Asie (figure 14 dans Lee J. H et al. (2023)), en raison du renforcement du cisaillement vertical du vent dans le jet dans cette région. Prosser et al. (2023) ont également analysé les tendances de la CAT avec la réanalyse ERA5 sur la période 1979-2020 en utilisant les 21 diagnostics de la CAT proposés par Williams and Joshi (2013); Williams (2017). Des changements relatifs de la MOG-CAT ont été observés entre l'année 2020 et 1979, avec une augmentation de 37% et 29% dans la région de l'Atlantique Nord et les États-Unis, respectivement (Figure 1.19). Cependant, il pourrait que leur approche,

qui repose sur la moyenne des changements de 21 diagnostics, peut introduire un biais et rendre l'interprétation des résultats plus difficile. En effet, tous ces indices ne possèdent pas les mêmes capacités pour caractériser la CAT et ne sont pas tous utilisés dans le cas opérationnel.

D'après toutes les études citées précédemment, il semblerait que des changements d'occurrence de la CAT pourraient avoir eu lieu dans les dernières décennies. La question est : ces changements de CAT sont en réalité une conséquence du réchauffement climatique ? Ou pour aller plus loin, comment la CAT évoluera dans un climat plus chaud ?

Cette question a été posée pour la première fois par [Williams and Joshi \(2013\)](#) qui ont utilisé des expériences de sensibilité avec le modèle de climat GFDL-CM2.1. 21 diagnostics de CAT ont été appliqués à une simulation pré-industrielle, et à une autre dans laquelle le niveau de CO₂ est doublé par rapport à la concentration pré-industrielle. L'étude s'est focalisée sur le niveau de pression 200 hPa dans la région de l'Atlantique Nord en hiver (DJF). Les différences entre les deux simulations montrent une augmentation de 10 à 40% de la médiane et une augmentation de 40 à 170% de la fréquence d'occurrence de la MOG-CAT.

Pour étendre l'analyse de [Williams and Joshi \(2013\)](#), [Williams \(2017\)](#) utilise la même région géographique (50-75° N, 10-60 °W), le même niveau vertical (200 hPa), le même modèle de climat (GFDL-CM2.1), les mêmes simulations (préindustriel et doublement du CO₂), l'ensemble des 21 diagnostics de CAT, pour étudier les changements futurs en cinq catégories d'intensité de CAT différentes (légère, légère à modérée, modérée, modérée à sévère, et sévère). Il a ainsi constaté une augmentation de 59% de la fréquence de la CAT légère, 75% pour légère à modérée, 94% pour modérée, 127% pour modérée à sévère, et 149% pour sévère. L'étude de [Storer et al. \(2017\)](#) basée sur les études de [Williams and Joshi \(2013\)](#); [Williams \(2017\)](#), a également étendu ces analyses à tout le globe, en utilisant cette fois-ci un modèle de climat plus récent (HadGEM2-ES) pour calculer les mêmes diagnostics de CAT.

Dans leur étude, la simulation de contrôle préindustriel (picontrol) est comparée à une projection climatique réalisée avec le scénario RCP8.5. Ils ont analysé 30 années

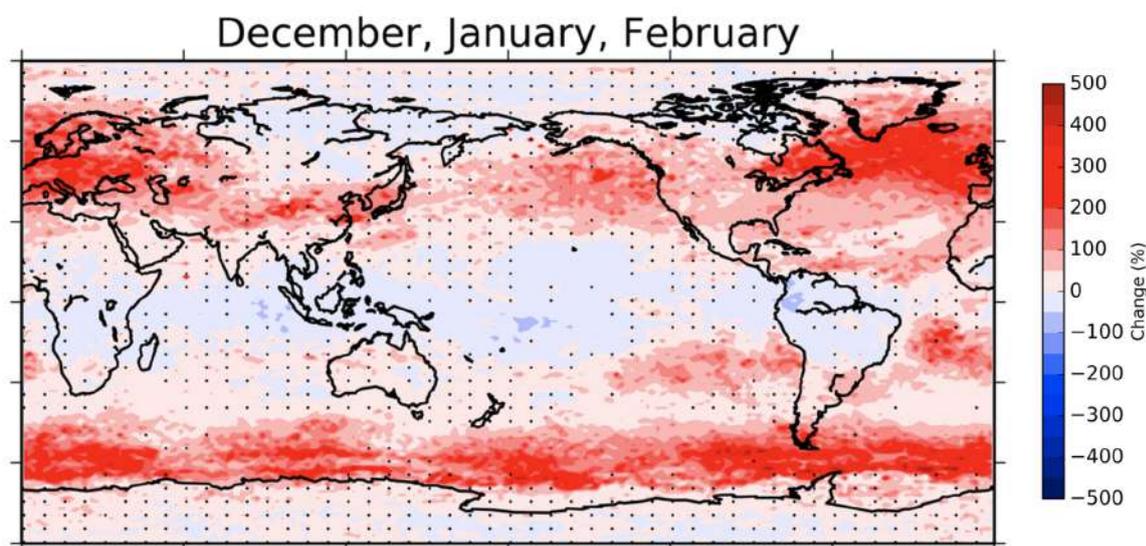


Figure 1.20 – Cartes de la variation moyenne en pourcentage de la CAT modérée entre la période préindustrielle (picontrol) et la période 2050-2080 (RCP8.5) à 200 hPa pour le saison de l’hiver. La moyenne est calculée sur l’ensemble des 20 diagnostics CAT, qui sont pondérés de manière égale. Les pointillés indiquent les régions où le pourcentage moyen de changement n’est pas significativement différent de zéro au niveau 90% selon le *t-test*. Crédits : [Storer et al. \(2017\)](#).

de données pour la période future 2050-2080 (RCP8.5) par rapport à 30 années de données de picontrol. Leurs résultats montrent une augmentation de la fréquence de la CAT modérée sur l’ensemble du globe, en particulier dans les moyennes latitudes ([Figure 1.20](#)).

1.8 Objectifs de la thèse

L’impact du changement climatique sur la CAT a commencé à être évalué il y a quelques années seulement. Toutes les études mentionnées précédemment ont utilisé des indices de CAT et des champs issus des réanalyses atmosphériques et des simulations réalisées avec les modèles climatiques. Néanmoins, une seule réanalyse ou un seul modèle couplé est utilisé pour évaluer les changements récents et futurs de la CAT, ce qui représente une limitation pour évaluer l’incertitude climatique. En effet, les principales sources d’incertitudes du changement climatique proviennent i) de la

variabilité interne, également appelée variabilité naturelle du climat ; ii) la formulation des modèles climatiques ; et iii) du scénario d'émissions de GES (Hawkins and Sutton, 2011). Dans cette thèse, nous prenons en compte les deux premières incertitudes liées au climat tout en évaluant les changements passés et futurs de la CAT dans l'Hémisphère Nord. Nous utilisons ici plusieurs réanalyses atmosphériques et expériences de modèles couplés CMIP6, ainsi qu'un grand ensemble de 20 membres réalisés avec le modèle CNRM-CM6-1 (Voldoire et al., 2019), afin d'étudier les rôles de la variabilité interne du climat et l'incertitude liée au modèle dans les tendances passées et futures de la CAT. De plus, nous étudions les changements de la CAT dans les projections climatiques futures en considérant plusieurs niveaux de réchauffement global (GWL). Avec cette méthode, les projections futures sont en quelque sorte indépendantes des scénarios d'émissions de GES (voir la Section 2.2.3). En outre, les diagnostics utilisés pour caractériser la CAT peuvent également être une source d'incertitude. Dans cette thèse, nous calculons plusieurs indices de CAT pour analyser la sensibilité de nos résultats aux différentes représentations de la CAT. Il est également important de noter que notre approche pour analyser les changements futurs de la CAT diffère de celles des études antérieures. En effet, nous n'adoptons pas la méthode consistant à prendre la moyenne de tous les indices pour estimer les projections futures de la CAT. En outre, au cours de cette thèse, une sélection des indices de CAT les plus pertinents a été effectuée (voir la Section 2.4.3).

Les études mentionnées dans la Section 1.7.1 ont ainsi permis de poser les questions suivantes :

1. Comment les différents modèles climatiques de CMIP6 représentent la climatologie de la CAT par rapport aux réanalyses ?
2. Peut-on détecter des tendances significatives de la fréquence de la CAT au cours des dernières décennies et si c'est le cas dans quelles régions ? Sont-elles attribuables au réchauffement climatique ?
3. Quel est le rôle de la variabilité naturelle du climat dans les tendances en intensité et fréquence de la CAT dans le climat présent et futur ?
4. Comment les fréquences et l'intensité de la CAT vont-elles évoluer dans un

climat futur ?

5. Quelles sont les différentes sources d'incertitudes associées à ces changements ?

Les principaux objectifs donc de cette thèse sont les suivants :

- Évaluer les modèles de climat, en particulier ceux de CMIP6 en termes de performances pour représenter la CAT dans différentes régions du globe par rapport aux réanalyses atmosphériques, et identifier les limites actuelles de ces modèles.
- Calculer et comparer différents diagnostics de CAT, afin de sélectionner un ensemble d'indices les plus pertinents pour caractériser la CAT.
- Analyser les tendances récentes de la CAT dans l'Hémisphère Nord en hiver, pour évaluer comment la fréquence de la CAT a évolué au cours des dernières décennies. Cette analyse est basée sur plusieurs réanalyses atmosphériques. Cela permettra de surmonter les limitations potentielles associées à l'utilisation d'une seule réanalyse et de renforcer les résultats des études déjà existantes.
- Attribuer les tendances observées de la CAT au réchauffement climatique ou à la variabilité interne du climat.
- Étudier les changements futurs de la CAT en termes de fréquence et d'intensité. Prise en compte et analyse des différentes sources d'incertitudes (modèle de climat, variabilité interne, niveau de réchauffement global, indice de CAT) dans les changements futurs de la CAT.

De plus, le [Chapitre 4](#) a pour objectif d'étudier les liens entre la CAT et la circulation atmosphérique de grande échelle qui est représentée par les régimes de temps dans l'Atlantique nord. Il vise également à proposer des trajectoires de vol optimisées en se basant sur ces régimes de temps pour minimiser les événements de CAT et la consommation de carburant, et donc d'émissions de GES.

Chapitre 2

Données et Méthodologie

Dans ce chapitre, nous détaillerons les différentes réanalyses qui ont été utilisées pour caractériser la climatologie de la CAT, analyser son évolution dans le climat passé et pour évaluer la capacité des modèles climatiques à représenter la CAT. Nous présentons ensuite les simulations climatiques issues du projet d'intercomparaison des modèles couplés (CMIP6; Coupled Model Intercomparison Project Phase 6 [Eyring et al. \(2016\)](#)), qui serviront pour étudier les projections futures de la CAT. Nous présentons également le modèle de climat CNRM-CM6 et les 20 simulations réalisées dans le cadre de cette thèse pour analyser les effets de la variabilité interne du climat sur les projections futures de la CAT. Nous détaillerons les différents indices de turbulence utilisés pour caractériser la CAT. Dans la dernière section de ce chapitre, nous détaillerons la méthode utilisée pour diagnostiquer la catégorie de la CAT modérée ou supérieure (MOG-CAT) qui a des implications très significatives pour la sécurité aérienne.

2.1 Les réanalyses atmosphériques

Dans cette section, nous listons les différentes réanalyses atmosphériques utilisées dans la thèse (Table 2.1). Nous avons considéré plusieurs jeux de réanalyses afin de prendre en compte les incertitudes observationnelles.

Une réanalyse atmosphérique est un produit qui résulte de la correction d'un modèle dynamique d'atmosphère par les observations via des méthodes d'assimilation de données (Poccard, 2000). Cette combinaison permet d'obtenir une représentation en trois dimensions de l'état atmosphérique, avec une couverture spatiale et temporelle continue à l'échelle du globe suffisamment longue dans le temps pour pouvoir estimer la climatologie. Les données d'observations provenant de différentes sources telles que les satellites, avions, bouées, stations météorologiques sont assimilées dans un modèle numérique, afin de reconstituer l'état passé de l'atmosphère. Ces données d'observations ne sont pas homogènes spatialement et temporellement. En effet, les types d'observations assimilées ont changé au cours du temps, elles sont également moins fréquentes dans certaines régions, par exemple en Afrique, au niveau de certains océans et aussi en haute altitude. Cela constitue donc une source d'incertitude. De plus, les différentes réanalyses sont issues de modèles numériques différents qui n'ont pas la même résolution spatiale, ni le même schéma d'assimilation. Pour toutes ces raisons, les réanalyses doivent être utilisées avec précaution car elles ne correspondent pas tout à fait à « *la réalité observée* ». Pour cela, il est préconisé d'utiliser diverses réanalyses afin de prendre en compte les incertitudes et d'assurer plus de robustesse dans les résultats. Néanmoins, à ce jour, les réanalyses restent des outils indispensables dans la recherche en climat, elles sont utilisées pour l'évaluation des modèles climatiques, pour analyser des tendances passées et pour l'étude des processus physiques. Nous détaillerons ci-dessous les différentes réanalyses utilisées au cours de cette thèse.

ERA5

La réanalyse ERA5 est produite par le Centre Européen pour les Prévisions Météorologiques à Moyen Terme (CEPMMT, en anglais ECMWF). C'est le produit le plus récent d'ECMWF, elle succède à la réanalyse ERA-Interim et couvre la période de 1940 à aujourd'hui. Les données ERA5 sont disponibles sur une grille de $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ et sur 37 niveaux de pression allant de la surface jusqu'à 1hPa. Les données horaires sont disponibles ici : <https://cds.climate.copernicus.eu/cdsapp#!/dataset/reanalysis-era5-pressure-levels?tab=form>. La réanalyse atmosphérique ERA5 est décrite plus en détail dans [Hersbach et al. \(2020\)](#). Elle bénéficie de plusieurs améliorations dans le modèle numérique (la nouvelle version du modèle IFS), les systèmes d'assimilation de données, la résolution spatiale et temporelle, et la quantité des données assimilées. Elle est considérée comme l'une des réanalyses les plus avancées. La haute résolution spatiale et temporelle d'ERA5 permet également une meilleure représentation des phénomènes de méso-échelle. Pour ces raisons, cette réanalyse a servi de base à la plupart des analyses conduites au cours de cette thèse.

ERA-Interim

La réanalyse ERA-Interim est produite également par l'ECMWF et couvre la période 1979-2019. Les variables sont fournies sur une grille de $0.75^\circ \times 0.75^\circ$ en longitude et latitude et sur une grille verticale de 37 niveaux. La réanalyse ERA-Interim est décrite dans [Dee et al. \(2011\)](#).

JRA55

La réanalyse JRA55 (Japanese 55-year Reanalysis) est développée par l'agence météorologique Japonaise (Japan Meteorological Agency, JMA). Elle couvre la période allant de 1958, date à laquelle des observations régulières par radiosondage ont commencé à être effectuées à l'échelle mondiale, jusqu'à aujourd'hui. Elle possède une résolution horizontale de $1.25^\circ \times 1.25^\circ$ et 37 niveaux sur la verticale. Cela en fait une réanalyse avec une résolution plus grossière par rapport à certaines autres réanalyses plus récentes. Les données à la fréquence de 6h ont été téléchargées sur le site : <https://rda.ucar.edu/datasets/ds628.0/index.html#!access>. Pour plus

de détails sur cette réanalyse voir [Kobayashi et al. \(2015\)](#).

MERRA-2

La réanalyse MERRA-2 (Modern-Era Retrospective analysis for Research and Applications, Version 2) est une réanalyse atmosphérique produite par la NASA (National Aeronautics and Space Administration). MERRA-2 est une amélioration par rapport à sa version précédente, MERRA avec des progrès très importants réalisés dans le système d'assimilation de données. Les données sont fournies à partir de 1980 sur une grille horizontale relativement fine de $0.5^\circ \times 0.625^\circ$ et sur 42 niveaux de pression. Les données de cette réanalyse sont disponibles pour le téléchargement sur le site : <https://disc.gsfc.nasa.gov/datasets?project=MERRA-2> et elle est décrite dans [Gelaro et al. \(2017\)](#).

NOAA-20CR-V3

La réanalyse NOAA-20CR-V3 "NOAA-CIRES-DOE Twentieth Century Reanalysis Version 3" est issue de la collaboration entre la NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration), le CIRES (Cooperative Institute for Research in Environmental Sciences) et le DOE (Department of Energy) aux États-Unis. Le projet vise à produire des données qui permettent de reconstituer l'état de l'atmosphère sur une période très longue allant de 1836 jusqu'à 2015, afin d'étudier les variations climatiques à long terme. Cela fait d'elle la réanalyse disponible sur la plus longue période. Pour produire la réanalyse NOAA-20CR-V3, seules les observations de pression en surface sont assimilées, comme décrit dans [Slivinski et al. \(2019\)](#). Les données sont disponibles sur une grille de $1^\circ \times 1^\circ$ et sur 28 niveaux de pression.

NCEP/NCAR

NCEP/NCAR est une réanalyse atmosphérique produite par le NCEP (National Centers for Environmental Prediction) et le NCAR (National Center for Atmospheric Research). Cette réanalyse est disponible sur une longue période allant de 1948 jusqu'à aujourd'hui, sur une grille de $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ et sur 17 niveaux de pression. La réanalyse NCEP/NCAR est décrite dans [Kalnay et al. \(1996\)](#).

Table 2.1 – Liste des réanalyses utilisées. La période disponible, la résolution spatiale et verticale, ainsi que la référence de chaque réanalyse sont également indiqués.

Réanalyse	Centre	Période	Résolution horizontale	Résolution verticale	Référence
ERA5	ECMWF	1940-présent	$0.25^\circ \times 0.25^\circ$	37	Hersbach et al. (2020)
ERA-Interim	ECMWF	1979-2019	$1.5^\circ \times 1.5^\circ$	37	Dee et al. (2011)
JRA55	JMA	1958-présent	$1.25^\circ \times 1.25^\circ$	37	Kobayashi et al. (2015)
MERRA-2	NASA	1980-présent	$0.5^\circ \times 0.625^\circ$	42	Gelaro et al. (2017)
NOAA-20CR-V3	NOAA	1836-2015	$1^\circ \times 1^\circ$	28	Slivinski et al. (2019)
NCEP/NCAR	NOAA	1948-présent	$2.5^\circ \times 2.5^\circ$	17	Kalnay et al. (1996)

ECMWF; European Centre for Medium-Range Weather Forecasts, JMA; Japan Meteorological Agency, NASA; National Aeronautics and Space Administration, NOAA; National Oceanic and Atmospheric Administration..

2.2 Les simulations climatiques de CMIP6

Le projet CMIP6 (Coupled Model Intercomparison Project Phase 6, [Eyring et al. \(2016\)](#)) a été organisé par le Programme mondial de recherche sur le climat (PMRC, en anglais WCRP). Il s'agit de la sixième phase du projet CMIP qui a été lancé pour la première fois en 1995 pour faciliter la coordination scientifique et technique entre les centres de modélisation du climat. Ce projet vise également à coordonner au niveau international des simulations numériques afin d'améliorer notre compréhension des changements passés, présents et futurs du climat. Le projet CMIP6 s'organise autour de 3 grandes questions scientifiques :

- Comment le système climatique répond-il aux différents forçages externes ?
- Quelles sont les origines et les conséquences des biais systématiques dans les modèles ?
- Comment peut-on avoir une meilleure estimation du changement climatique tenant compte des incertitudes (variabilité interne du climat, modèles, scénario ?

L'exercice d'intercomparaison CMIP6 est le plus récent issue des modèles climatiques globaux. CMIP6 a servi de base au sixième et dernier rapport d'évaluation du Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat (GIEC). Plus de 30 centres de modélisation ont participé à CMIP6 avec des modèles plus complexes par rapport à ceux de la phase précédente (CMIP5), et avec des améliorations dans la résolution spatiale et dans la physique des modèles. En particulier, il faut noter que la dernière génération de modèles couplés océan-atmosphère de CMIP6 ont une sensibilité climatique plus importante par rapport à celle des modèles CMIP5 ([Meehl et al., 2020](#); [Masson-Delmotte et al., 2021](#)). Le ticket d'entrée pour participer à l'exercice CMIP6 est la réalisation de l'expérience du DECK (Diagnostic, Evaluation and Characterization of Klima). L'exercice CMIP6 propose également 21 MIPs (Model Intercomparison Projects), chaque MIP vise à répondre à des questions spécifiques dans les domaines du climat et de la géophysique. La participation aux différents MIPs est décidée par chaque groupe de modélisation et dépend de leurs intérêts et priorités scientifiques,

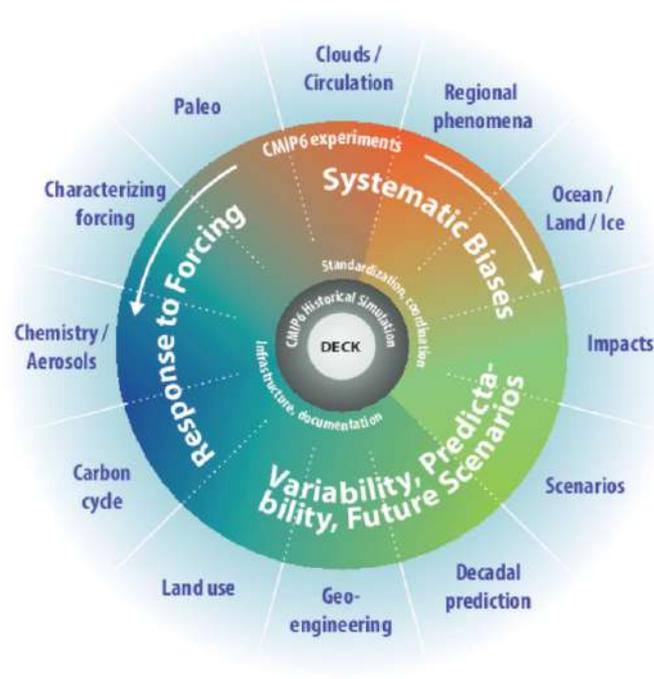


Figure 2.1 – Schéma de la conception de l'exercice CMIP6. L'anneau intérieur et le texte blanc qui l'entoure montre l'expérience DECK et la simulation historique. L'anneau central montre les trois sujets scientifiques liés spécifiquement au CMIP6. Les sujets des MIP sont indiqués dans l'anneau extérieur. Ce cadre est entamé en toile de fond scientifique du CMIP6, à savoir les sept grands défis scientifiques du WCRP. Crédits : Eyring et al. (2016)

contrairement aux simulations DECK et historiques qui sont elles obligatoires. Le schéma de la [Figure 2.1](#) montre l'organisation du projet CMIP6.

Au cours de cette thèse deux types de simulations CMIP6 ont été utilisées : 1) les simulations historiques et les simulations de projections climatiques réalisées au sein du « ScenarioMIP ».

2.2.1 Les simulations historiques

Les simulations historiques avec la simulation de contrôle pré-industrielle (*piControl*) constituent le socle de CMIP6. L'ensemble historique est constitué d'expériences réalisées depuis le début de l'ère industrielle (1850) à 2014, et leur objectif est de simuler le climat observé à partir de 1850, et de comprendre comment les divers facteurs na-

turels et anthropiques ont influencé le climat. Ces simulations sont largement utilisées pour l'étude des processus physiques qui constituent le climat de la terre, évaluer la capacité des modèles à simuler le climat passé en comparant les résultats des simulations avec les données d'observations ou de réanalyses, et pour étudier le changement climatique, car elles permettent de séparer les influences naturelles et anthropiques sur le climat et d'évaluer l'influence humaine. En outre, elles sont très utiles pour quantifier l'évolution du climat futur en comparant ces simulations historiques aux simulations ScenarioMIP décrites dans la section suivante. Les simulations historiques contribuent également aux rapports d'organisations telles que le GIEC, fournissant une base scientifique solide pour les politiques climatiques. Ainsi, ces simulations représentent un outil indispensable pour comprendre le climat passé et pour anticiper son évolution future dans le cadre du changement climatique.

Pour réaliser les simulations historiques, tous les forçages externes sont pris en compte et prescrits aux modèles. Ces forçages sont estimés à partir des données observées et peuvent être naturels, comme le rayonnement solaire, les aérosols volcaniques, et d'origine anthropique comme les GES. Le groupe CMIP6 élabore et valide ces jeux de forçages et les met à disposition de tous les groupes de modélisation qui souhaitent participer au projet CMIP6 (voir ce lien pour plus de détails : https://docs.google.com/document/d/1pU9IiJvPJwRvIgvVaSDdJ400Jeorv_2ekEtted34K9cA/edit). Il est important de souligner que chaque groupe de modélisation a également la possibilité d'élaborer son propre ensemble de forçages, notamment en ce qui concerne les épaisseurs optiques pour les aérosols, comme cela a été fait dans le modèle CNRM-CM6-1 (Voldoire et al., 2019).

Pour identifier les signaux forcés émergeant de la variabilité interne, les centres de modélisation ont été encouragés à réaliser plusieurs membres de simulations historiques (constituant un ensemble), où seules les conditions initiales sont perturbées. Ainsi, dans les différentes réalisations, les forçages externes naturels et anthropiques prescrits sont les mêmes. Par contre, les conditions initiales sont légèrement perturbées pour chaque membre d'une manière ou d'une autre. Une façon courante de procéder consiste à initialiser chaque membre historique à partir d'une certaine date de la simu-

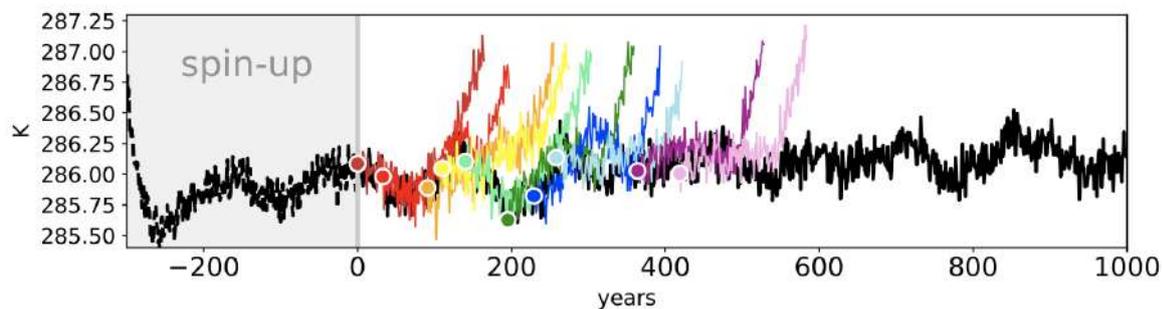


Figure 2.2 – Évolution de la température annuelle moyenne globale de l'air en surface (K) pour l'expérience *piControl* du modèle CNRM-CM6-1 sur 1000 ans (en noir) et pour les 10 membres historiques (en couleurs). Les points indiquent la moyenne annuelle de la première année pour chaque membre historique. Crédits : [Voldoire et al. \(2019\)](#).

lation *piControl* (voir [Figure 2.2](#)). Dans la simulation *piControl*, les forçages externes sont maintenus constants, et correspondent aux estimations du forçage préindustriel en 1850.

En calculant la moyenne des différents membres de l'ensemble, le signal induit par les forçages devient plus clair, car les variations naturelles ont tendance à s'annuler. La dispersion des membres par rapport à la moyenne de l'ensemble est alors attribuable à la variabilité non forcée, c'est-à-dire la variabilité interne. Ainsi, la moyenne de l'ensemble est définie comme une estimation de la réponse aux forçages externes, autrement dit le signal forcé. L'écart type entre ces membres autour du signal constitue une estimation de la variabilité interne du climat. Dans cette thèse, pour comparer la réponse forcée (signal) de la variabilité interne du climat (bruit), on a utilisé la méthode du ratio entre le signal et le bruit ([Deser et al., 2014](#), parmi d'autres). Ainsi, nous considérons que lorsque le ratio est supérieur à 1 ou inférieur à -1, cela veut dire que la réponse aux forçages externes est plus importante que la variabilité interne du climat. Plus de détails sur cette méthode sont fournis dans l'article soumis à JGR : Atmospheres dans le [Chapitre 3](#), et dans [Deser et al. \(2014\)](#).

2.2.2 Les simulations de projections climatiques « Scenario-MIP »

Les projections climatiques de CMIP6 couvrent la période 2015-2100 et utilisent des scénarios d'émission basés sur les trajectoires communes d'évolution socio-économique (SSP ; Shared Socio-economic Pathways) qui sont différents des scénarios de CMIP5 qui se basent sur des trajectoires de concentration (RCP ; Representative Concentration Pathways) (O'Neill et al., 2016; Riahi et al., 2017). Ces scénarios combinent à la fois des hypothèses sur les changements possibles de divers facteurs dans le futur tels que : l'évolution de la population mondiale, de l'éducation et de la technologie, la croissance économique, la consommation d'énergie, les changements dans l'utilisation des terres, etc. À partir de tous ces facteurs, des trajectoires d'émissions de gaz à effet de serre peuvent être proposées, cela permet ainsi de mieux comprendre comment les choix politiques, les progrès technologiques et les dynamiques sociales pourraient influencer les évolutions futures du climat. Cinq familles de scénarios SSP ont été développées dans le cadre de CMIP6 représentant ainsi divers futurs possibles avec des scénarios allant de la famille la plus pessimiste à fortes émissions (SSP5) à la famille la plus "optimiste" (SSP1) qui propose des scénarios à faibles émissions pour s'aligner sur les objectifs de l'accord de Paris de 2015, qui consiste à maintenir la température mondiale en dessous de 2°C par rapport à la période préindustrielle, et continuer à faire des efforts pour limiter le réchauffement à 1.5°C.

Un total de huit scénarios socio-économiques et d'émissions de GES ont été développés dans le projet CMIP6. Chaque scénario d'émission engendre ainsi un degré de réchauffement de la planète différent d'ici la fin du siècle comme le montre la [Figure 2.3](#). Par exemple les deux scénarios d'émissions de SSP1 respectent l'objectif de l'accord de Paris, qui vise à limiter le réchauffement en dessous de la barre des 2°C, tandis que le scénario SSP5-8.5 projette un réchauffement de plus de 4°C d'ici la fin du siècle. Il est important de remarquer que l'augmentation de la température du globe dans les différents scénarios est due principalement aux émissions de CO₂ causées par l'activité humaine (voir [Figure 2.4](#))

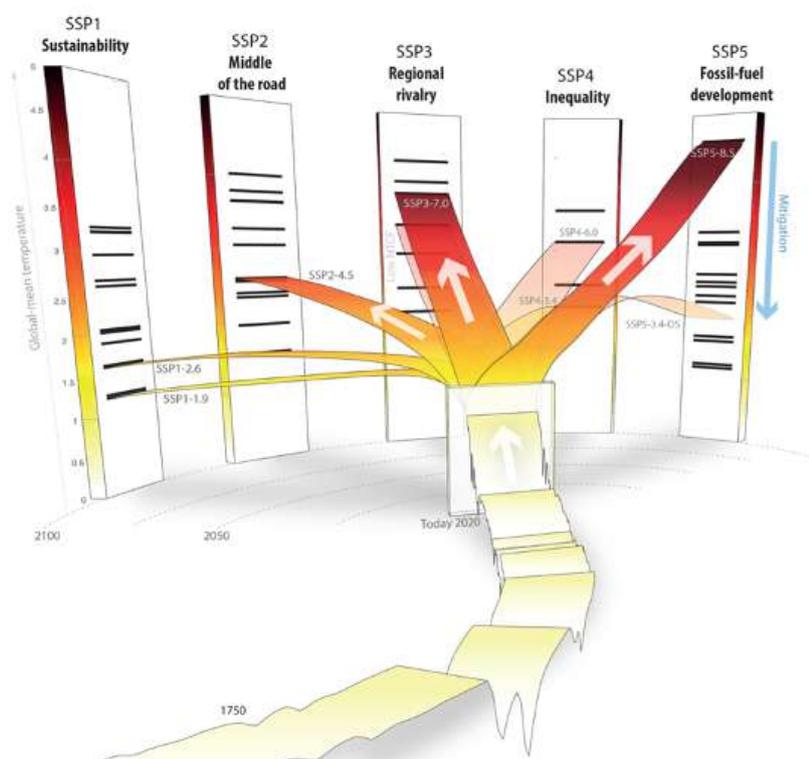


Figure 2.3 – Les scénarios SSP et leurs cinq familles socio-économiques. Les niveaux de température par rapport aux niveaux préindustriels sont illustrés par les températures historiques (bande avant), les températures actuelles (2020) (petit bloc au milieu). Les petites barres horizontales noires sur les piliers 2100 pour chaque SSP indiquent les niveaux de réchauffement. Crédits : Meinshausen et al. 2020

Le sixième et dernier rapport du GIEC a évalué la réponse du système climatique à cinq scénarios SSPs qui couvrent l'éventail des développements futurs possibles selon les facteurs cités précédemment (Masson-Delmotte et al., 2021). A noter également qu'à court terme (d'ici 2035), le degré de réchauffement de la planète induit par les différents scénarios est très proche. Par contre, les scénarios divergent rapidement après le milieu du siècle, révélant un large éventail de répercussions possibles des changements climatiques.

Dans cette thèse on utilisera les projections climatiques issues du scénario SSP5-8.5 pour plusieurs raisons. D'une part, on se place sur un scénario extrême qui permettra de mieux évaluer et comprendre la réponse de la CAT au réchauffement climatique. D'autre part, la base de données du scénario SSP5-8.5 est la plus complète en termes

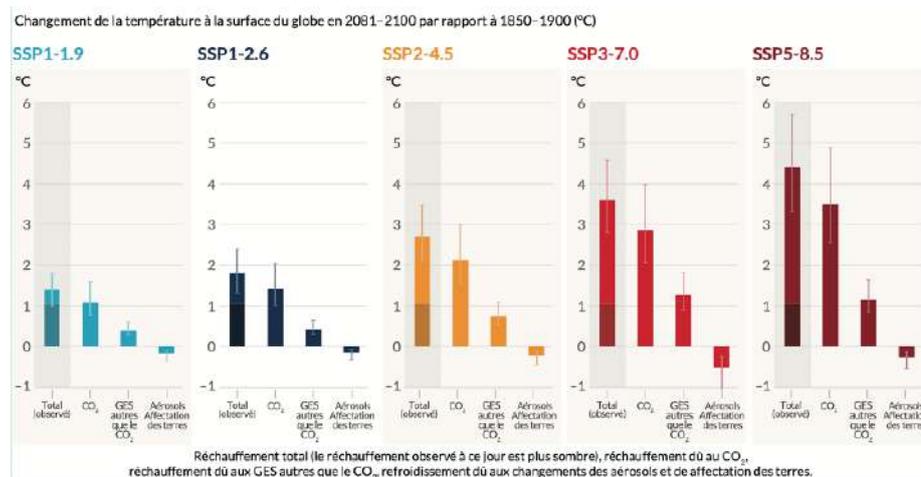


Figure 2.4 – Émissions anthropiques futures des principaux facteurs du changement climatique et contributions au réchauffement par groupes de facteurs pour les cinq scénarios illustratifs utilisés dans le rapport du GIEC. Crédits : (IPCC, 2021).

de variables, de modèles et de membres, ce qui permet d’obtenir des résultats plus robustes d’un point de vue statistique.

2.2.3 Méthode time-shift (ou « *epoch approach* »)

Dans cette thèse, on a utilisé la méthode dite time-shift (ou « *epoch approach* ») adoptée par le GIEC qui consiste à considérer en niveaux de réchauffement plutôt que l’approche classique de l’horizon temporel. Cette méthode a plusieurs avantages, puisqu’elle permet de s’affranchir des limites liées aux différents scénarios, car plusieurs scénarios permettent d’atteindre le même niveau de réchauffement mais à différents horizons temporels selon le modèle, le membre et le scénario prescrit. Avec cette méthode, les projections futures sont en quelque sorte indépendantes des scénarios d’émissions de GES et des modèles climatiques. En outre, l’utilisation des niveaux de réchauffement pour évaluer les changements dans les événements extrêmes fournit des informations plus simples à exploiter par les décideurs afin de prendre des mesures pour s’adapter ou atténuer les risques les plus importants (Seneviratne et al., 2021). La méthode consiste à définir différents niveaux de réchauffement (GWL ; Global Warming Level en anglais) par rapport à la période pré-industrielle 1850-1900. Dans

cette thèse, nous définissons la période de référence avec $\text{GWL} = 1^\circ\text{C}$, ce qui correspond en fait au GWL observé actuellement ($\sim 1,1^\circ\text{C}$). Nous considérons trois climats futurs différents avec $\text{GWL} = 2^\circ\text{C}$, 3°C , 4°C . Nous calculons d'abord les moyennes mobiles sur 20 ans de la température moyenne à la surface de la terre pour chaque membre de chaque modèle. Nous regardons ensuite l'année au cours de laquelle le GWL a été dépassée, ainsi une période de 20 ans centrée sur cette année est définie. Cette période de 20 ans est utilisée comme représentative du GWL . A noter que l'année au cours de laquelle un GWL est dépassée diffère d'une simulation à l'autre.

Dans cette thèse, on utilisera les simulations réalisées avec 11 modèles CMIP6 pour étudier la réponse de la turbulence en ciel clair au changement climatique. Nous avons considéré tous les modèles pour lesquels les variables atmosphériques sur la verticale à la fréquence journalière, qui sont nécessaires pour le calcul des indices de turbulence sont disponibles. Le tableau 3.1 dans l'article du [Chapitre 3](#) fournit les précisions sur les différents modèles et simulations utilisées. Les données ont été téléchargées sur le site de l'ESGF (Earth System Grid Federation) en utilisant le nœud de l'IPSL (Institut Pierre Simon Laplace). En complément, un grand ensemble de 20 simulations (historiques et scénario SSP5-8.5) a été réalisé dans le cadre de cette thèse en suivant le protocole CMIP6 avec le modèle CNRM-CM6 qui est décrit dans la section suivante.

2.3 Le modèle CNRM-CM6-1

Le modèle CNRM-CM6-1 correspond à la dernière version de modèle couplé océan-atmosphère développé par le groupe CNRM-CERFACS pour le projet CMIP6 ([Voltaire et al., 2019](#)). Le modèle réunit différentes composantes comme illustré sur la [Figure 2.5](#) : le modèle d'atmosphère ARPEGE-Climat version 6.3 ([Roehrig et al., 2020](#)), le modèle d'océan NEMO version 3.6 ([Madec et al., 2017](#)), le modèle des surfaces SURFEX version 8 ([Masson et al., 2013](#)) et le modèle de la glace de mer GELATO version 6. Ensuite, les modèles ARPEGE et NEMO sont couplés grâce au coupleur OASIS-MCT ([Craig et al., 2017](#); [Valcke, 2013](#)). Des améliorations conséquentes

ont été apportées au modèle CNRM-CM6-1 par rapport à son prédécesseur CNRM-CM5.1. Les améliorations concernent principalement ses composantes atmosphériques (ARPEGE-Climat) et de surface terrestre (SURFEX), avec des paramétrisations physiques entièrement revues (turbulence, convection profonde et microphysique). Le schéma de turbulence sous-maille est basée sur les travaux de [Cuxart et al. \(2000\)](#), qui représente l'énergie cinétique turbulente avec une équation de pronostic d'ordre 1.5. La longueur de mélange non locale est basée sur [Bougeault and Lacarrere \(1989\)](#). Une paramétrisation des ondes de gravité non orographiques (générées par la convection, les fronts, et les courants jets) a été introduite dans CNRM-CM6-1 ([Lott et al., 2012](#)). ARPEGE-Climat est un modèle spectral, son cœur dynamique est basé sur un schéma SISL (semi-implicite semi-Lagrangien) et sa physique verticale est basée sur l'approximation hydrostatique (équilibre entre la force de pression et de gravité). Plus de détails sur le modèle ARPEGE peuvent être trouvés ici : https://www.umr-cnrm.fr/gmapdoc/meshtml/guide_ARP/arpege.html. Le modèle ARPEGE-Climat dans CNRM-CM6-1 opère à une résolution horizontale d'environ 1.4° et comprend 91 niveaux verticaux jusqu'à 0.01 hPa, la couche limite est décrite avec 15 niveaux en dessous de 1500 m. Le modèle SURFEX simule les flux de surface au-dessus des continents, lacs et océans et englobe les modèles ISBA-CTRIP (surfaces continentales et hydrologie, [Decharme et al. \(2019\)](#)) et FLAKE (lacs, [Le Moigne et al. \(2016\)](#)). Il est intégré dans ARPEGE-Climat et dispose donc de la même résolution horizontale. Le modèle d'océan NEMO ([Madec et al., 2017](#)) possède 75 niveaux verticaux, sa résolution horizontale est de 1° . Le modèle de glace de mer GELATO est intégré dans NEMO.

Le modèle CNRM-CM6-1 est utilisé dans un grand nombre de MIPs, qui demandent à ce que de nombreux diagnostics soient produits en suivant des normes de format spécifiques. Afin de faciliter leur production, le modèle a été interfacé avec XIOS ([Meurdesoif, 2018](#)), un logiciel de serveur parallèle d'entrées/sorties permettant une description déclarative du contenu des fichiers de sortie et la réalisation d'opérations en ligne sur les champs, supprimant ainsi presque totalement le besoin du post-traitement ([Voldoire et al., 2019](#)).

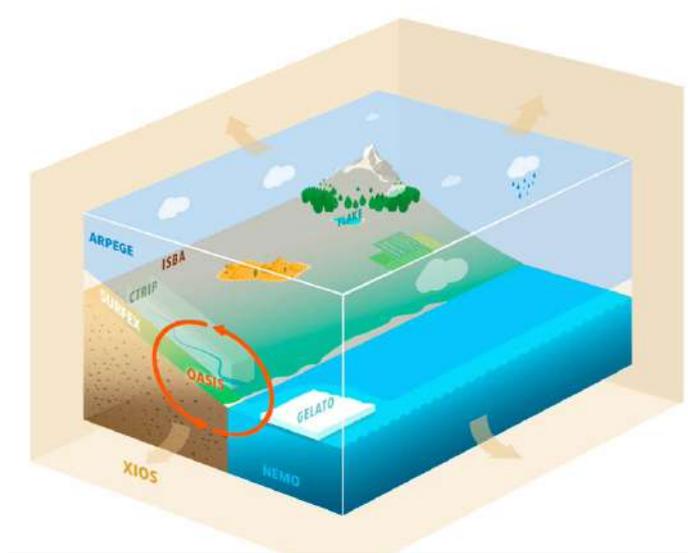


Figure 2.5 – Les différentes composantes du modèle CNRM-CM6-1. Crédits : [Voldoire et al. \(2019\)](#)

Pour prendre en compte l'incertitude liée à la variabilité naturelle du climat, un ensemble de 20 simulations (membres) historiques et SSP5-8.5 allant de 1970 à 2100 a été réalisé dans le cadre de cette thèse avec le modèle couplé CNRM-CM6-1 suivant le protocole CMIP6. Cela nous permet d'estimer l'impact de la variabilité interne sur les tendances de la CAT dans le climat passé et futur ([Chapitre 3](#)).

2.4 Indices pour caractériser la turbulence

Comme mentionné dans le [Chapitre 1](#), la résolution spatiale et temporelle des modèles de climat est trop grossière pour résoudre explicitement la turbulence. Cependant, la turbulence atmosphérique qui affecte les avions est générée par des mécanismes de grande échelle, qui peuvent être explicitement résolus par les modèles de climat en supposant que l'énergie responsable de la turbulence descend en cascade des grandes échelles vers les tourbillons de petites échelles (voir [Section 1.1](#) et [Section 1.5](#) pour plus de détails). Ainsi, de nombreux indices de CAT ont été développés pour diagnostiquer les régions où des mécanismes générateurs de turbulence sont susceptibles

de se produire, telles que les régions dans lesquelles un fort cisaillement vertical et horizontal du vent, une déformation horizontale ou un front en haute altitude, sont présents. Les définitions et équations des diagnostics de turbulence sont présentées ici, ainsi qu'un ensemble d'indices sélectionnés pour réaliser les différentes analyses dans cette thèse.

2.4.1 L'indice de turbulence 1 : définition et caractérisation

L'indice de turbulence 1 (TI1 dans la suite) est considéré comme l'indice le plus pertinent pour caractériser la CAT (Gill, 2014; Sharman et al., 2006). Il a été développé en 1992 par Gary P. Ellrod et David I. Knapp. TI1 est largement utilisé dans de nombreux centres de prévision météorologique. Les deux centres de prévision (le World Area Forecast Centres (WAFc), qui forment partie de l'UK Met Office et de la NOAA), utilisent TI1 comme seul indice pour produire toutes les 6 heures des prévisions de turbulence à l'échelle globale sur une grille de $1.25^\circ \times 1.25^\circ$ (Gill, 2014; Kim et al., 2018; Storer et al., 2020). Ces prévisions sont ensuite utilisées pour mieux planifier les routes de vol des avions commerciaux. TI1 est également implémenté dans l'algorithme GTG (Sharman et al., 2006) décrit dans la Section 1.5. Ellrod and Knapp (1992) ont montré que la probabilité de détection des événements de CAT avec TI1 est de 70 à 84% en le comparant avec des données d'observations (PIREPs). Pour toutes ces raisons, la plupart des analyses menées au cours de cette thèse ont été basées sur TI1. Cet indice détecte principalement les événements de CAT générés par les courants jets et les fronts en haute altitude (haute troposphère et basse stratosphère) qui sont les principaux générateurs de la CAT comme expliqué dans la Section 1.2 et sur lesquels on s'est focalisé dans cette thèse. TI1 est défini comme le produit du cisaillement vertical du vent (VWS) et de la déformation de l'écoulement (DEF).

$$TI1 = VWS \times DEF \quad (2.1)$$

VWS et DEF sont des ingrédients importants dans la production de la CAT. Des

études basées sur des images satellites, sur de la théorie, et les PIREPs ont montré que la CAT est plus fréquente dans des régions de fort VWS et DEF et cela a permis de les utiliser comme des indices de CAT (Endlich, 1964; Reiter and Nania, 1964; Mancuso and Endlich, 1966; Roach, 1970; Ellrod, 1985, entre autres). Par contre, d'autres études ont démontré une faible corrélation entre VWS et la CAT ainsi qu'entre DEF et CAT (Dutton, 1980). Actuellement ces deux composantes ne sont plus utilisées comme indices de CAT dans les modèles opérationnels. Néanmoins, on les a utilisés dans plusieurs analyses au cours de cette thèse pour interpréter les résultats obtenus avec TII.

Le produit de VWS et DEF comme indice de CAT a été suggéré pour la première fois par Mancuso and Endlich (1966) qui ont trouvé une forte corrélation entre cette combinaison et la CAT, alors que les corrélations obtenues entre VWS et DEF séparément sont plus faibles. L'origine du développement physique de TII peut remonter jusqu'à la formule de la frontogenèse de Petterssen (1956) qui relie l'intensité de la frontogenèse à d'autres paramètres (voir Equation 2.2). Plus de détails sur la dérivation de la frontogenèse peuvent être trouvés dans Bluestein (1993) (pages 248-253) et Overeem (2002) (KNMI report).

$$I_f = |\nabla\theta|(0.5)[DEF \cos(2\beta) + CVG] \quad (2.2)$$

I_f : l'intensité de la frontogenèse

$|\nabla\theta|$: Ampleur du gradient horizontal de la température potentielle

DEF : la déformation (Equation 2.6)

CVG : la convergence = $\left(\frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y}\right)$

β : L'angle entre l'axe de dilatation et les isothermes de température potentielle

Cette équation traduit donc le fait que pour n'importe quelle valeur de $|\nabla\theta|$, l'intensité de la frontogenèse est déterminée par la déformation, la convergence et l'angle de dilatation β . L'angle β doit être $< 45^\circ$ afin d'avoir une contribution positive à la production de la frontogenèse. La première hypothèse prise par Mancuso and Endlich

(1966) pour le développement du produit $VWS \times DEF$ est :

$$|\nabla\theta| = |\nabla T| \quad (2.3)$$

Et en suivant la relation du vent thermique qui relie le gradient de température au cisaillement vertical du vent (voir [Section 1.7.1](#)) :

$$|\nabla T| = \left(\left(\frac{\partial T}{\partial x} \right)^2 + \left(\frac{\partial T}{\partial y} \right)^2 \right)^{\frac{1}{2}} = \left(\frac{f_c^2 T^2}{g^2} \left(\left(\frac{\partial U_g}{\partial z} \right)^2 + \left(\frac{\partial V_g}{\partial z} \right)^2 \right) \right)^{\frac{1}{2}} = \frac{f_c T}{g} \left| \frac{\partial \vec{v}}{\partial z} \right| \quad (2.4)$$

De plus, [Ellrod and Knapp \(1992\)](#) ont supposé qu'il existe un potentiel pour maximiser la production de la frontogénèse, ce qui se traduit par : $\cos 2\beta = 1$, donc :

$$I_f = 0.5 \left(\frac{f_c T}{g} \right) (VWS) [DEF + CVG] \quad (2.5)$$

[Ellrod and Knapp \(1992\)](#) se basant sur les résultats de l'étude de [Mancuso and Endlich \(1966\)](#), ont trouvé une corrélation élevée entre le produit $VWS \times DEF$ et la CAT. supposant que le produit $0.5 \left(\frac{f_c T}{g} \right) = 1$, en plus du fait que le terme de convergence (CVG) est souvent très petit par rapport à DEF, et donc négligeable, ils ont dérivé au final l'équation de TI1.

La déformation est décrite comme une propriété cinématique de l'écoulement qui tend à transformer une zone circulaire du fluide en une forme elliptique ([Ellrod and Knapp, 1992](#)). La déformation est un ingrédient important dans la production et l'inhibition de gradients horizontaux de température et donc de zones de fronts dans l'atmosphère. Des exemples de topologies d'écoulement où la déformation est très importante sont illustrés dans la [Figure 2.6](#), cela concerne des régions de cols, de creux et de sortie du courant-jet. La déformation totale est une combinaison de la déformation par cisaillement (D_{SH}) et la déformation par étirement (D_{ST}), voir [Equation 2.6](#).

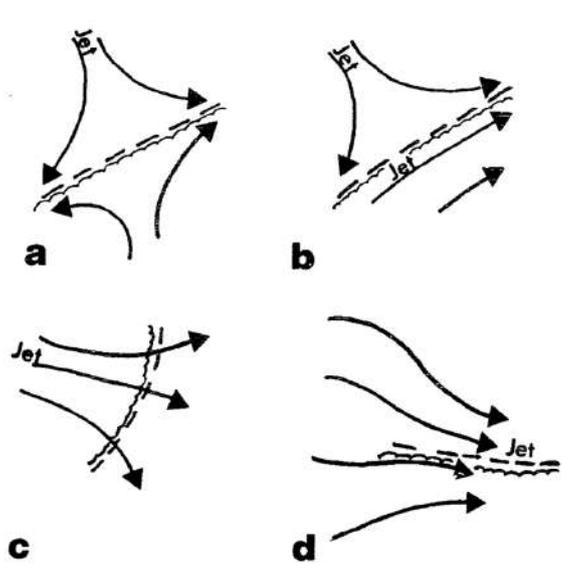


Figure 2.6 – Exemples d’écoulements à grande échelle en hautes altitudes qui s’accompagnent d’une grande déformation : (a) une région de col avec une dépression fermée à l’extrémité sud, (b) un col avec l’absence de dépression en altitude, (c) la région de sortie du courant-jet, et (d) une zone de confluence. Les lignes avec des flèches représentent lignes de courant. Les lignes en pointillé indiquent les positions approximatives des axes de dilatation. Les lignes ondulées indiquent les limites des nuages. Crédits : [Ellrod and Knapp \(1992\)](#).

$$DEF = (D_{SH}^2 + D_{ST}^2)^{\frac{1}{2}} = \left(\left(\frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y} \right)^2 + \left(\frac{\partial u}{\partial x} - \frac{\partial v}{\partial y} \right)^2 \right)^{\frac{1}{2}} \quad (2.6)$$

Le terme VWS représente un changement rapide de la vitesse du vent et/ou de direction avec l’altitude (voir [Equation 2.7](#)). Un fort VWS implique le développement de KHI (Instabilité de Kelvin-Helmoltz), et donc la génération de tourbillons ([Figure 2.7](#)) et une diminution de la stabilité thermique (voir [Section 1.2.2](#)). Une valeur seuil est nécessaire pour le passage d’un écoulement laminaire à turbulent et à l’issue de ce processus des tourbillons à grande échelle sont générés qui peuvent se propager sur plusieurs kilomètres avant dissipation. La valeur seuil pour le passage d’un écoulement laminaire à turbulent est définie dans la section suivante.

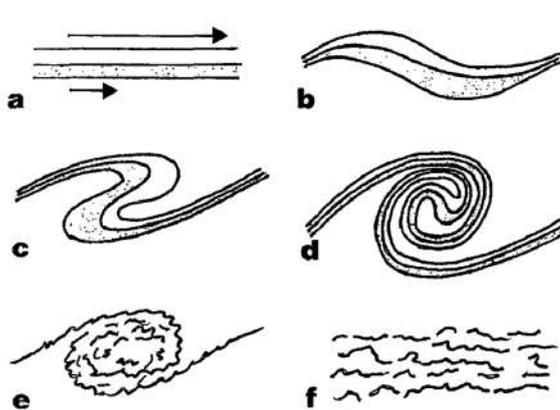


Figure 2.7 – Schéma représentant la génération de la turbulence à partir du développement et déferlement des ondes de Kelvin-Helmoltz le long d'une couche stable en présence d'un fort cisaillement vertical du vent (d'après Thorpe 1969). La couche en pointillée dans (a)-(d) représente de l'air relativement frais et dense ; la couche non pointillée est de l'air chaud avec une faible densité, tel qu'on l'observerait au-dessus de la tropopause. Crédits : [Ellrod and Knapp \(1992\)](#).

$$VWS = \left(\left(\frac{\partial u}{\partial z} \right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial z} \right)^2 \right)^{\frac{1}{2}} \quad (2.7)$$

Néanmoins, du fait que dans certains cas le terme de convergence peut être important, une deuxième version de TI1 existe qui prend en compte ce terme ([Equation 2.8](#))

Pour évaluer l'impact du terme de convergence, on a aussi calculé et analysé TI2. Dans cette thèse, les résultats sont très similaires à ceux de TI1 en termes de climatologie, tendances passées et futures, on a donc choisi de ne pas détailler l'analyse de la deuxième version de TI. De plus, en raison des nombreuses hypothèses prises pour le développement des deux versions de TI. TI1 et TI2 sont donc des indices empiriques et pour tester un indice physiquement plus correct, la frontogenèse a aussi été utilisée comme indice de CAT dans cette thèse (voir section suivante et [Chapitre 3](#))

$$TI2 = VWS \times [DEF + CVG] \quad (2.8)$$

2.4.2 Autres indices

Dans cette thèse, nous avons calculé plusieurs diagnostics de CAT pour évaluer la sensibilité des résultats aux différentes représentations de la turbulence. Nous avons d'abord calculé 20 diagnostics parmi les 21 proposés par [Williams and Joshi \(2013\)](#) et utilisés dans les études récentes sur l'impact du changement climatique sur la CAT ([Williams \(2017\)](#); [Storer et al. \(2017\)](#); [Smith et al. \(2023\)](#); [Prosser et al. \(2023\)](#), voir [Section 1.7.1](#)). Nous avons exclu le diagnostic de vortacité potentielle parce qu'il semble que les résultats avec cet indice sont irréalistes pour les projections futures ([Storer et al., 2017](#)). A cette liste des 20 diagnostics, nous avons rajouté l'indice Dutton ([Dutton, 1980](#)) car il est utilisé à Météo-France. Ci-dessous nous donnons les définitions et équations des différents diagnostics de CAT utilisés en complément à TI1.

Advection de la vortacité absolue négative (NAVA)

Des valeurs négatives de la vortacité absolue sont souvent présentes dans des régions de jets anticycloniques. La CAT se développe ainsi dans ces régions à cause de l'instabilité inertielle et/ou du déferlement d'ondes de gravité. La version empirique de cet indice utilisée par les compagnies aériennes ([Bluestein \(1992\)](#), p. 335, [Sharman et al. \(2006\)](#)) est calculée comme suit :

$$NAVA = MAX \left\{ \left[-u \frac{\partial(\zeta + f)}{\partial x} - v \frac{\partial(\zeta + f)}{\partial y} \right], 0 \right\} \quad (2.9)$$

Avec f la force de Coriolis et $\zeta = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y}$ la vortacité relative.

Advection de la vortacité relative (RVA)

Une forte vortacité relative est souvent observée dans des régions anticycloniques et peut entraîner le développement d'ondes de gravité et de l'instabilité inertielle, et ainsi produire de la CAT ([Knox, 1997](#)).

$$RVA = \left| u \frac{\partial \zeta}{\partial x} + v \frac{\partial \zeta}{\partial y} \right| \quad (2.10)$$

Indice Brown (Brown, 1973)

L'indice de Brown est basé sur des corrélations empiriques entre les PIREPSs et des configurations d'écoulement à grande échelle. De nombreuses hypothèses ont été faites dans le développement de l'indice Brown. Il implique l'utilisation de la relation du vent thermique et du gradient du vent comme une approximation du vent horizontal (Sharman et al., 2006; Overeem, 2002), ce qui indique donc que c'est un indice empirique.

$$\Phi = \left(0.3\zeta_a^2 + D_{SH}^2 + D_{ST}^2\right)^{\frac{1}{2}} \quad (2.11)$$

Avec $\zeta_a = \zeta + f$ la vorticité absolue

Indice Colson-Panofsky (CP ; Colson and Panofsky (1965))

L'indice de Colson-Panofsky combine à la fois le cisaillement vertical du vent et le nombre de Richardson (Ri) :

$$CP = \lambda^2 S_v^2 \left(1 - \frac{Ri}{Ri_{crit}}\right) \quad (2.12)$$

où λ est une échelle de longueur, considérée comme la valeur locale de l'incrément vertical de la grille, et Ri_{crit} est une constante empirique (=0.5).

Divergence horizontal (Div)

La divergence horizontale en hautes altitudes est associée à un cisaillement anticyclonique et à la génération d'ondes de gravité (Ellrod and Knox, 2010), qui favorise le développement ou l'intensification de la CAT. Ce terme a été ajouté dans la deuxième version de TI pour prendre en compte ces situations qui génèrent la CAT, à noter que des fois on trouve deux notations : -Div ou +CVG (convergence).

$$Div = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \quad (2.13)$$

Indice Dutton (Dutton, 1980)

L'indice empirique de Dutton a été développé en se basant sur des analyses de régression linéaire entre des rapports de turbulence (PIREPs) sur l'Atlantique Nord et l'Europe du Nord-Ouest et des indices de turbulence à l'échelle synoptique :

$$E = 1.25S_H + 0.25S_v^2 + 10.5 \quad (2.14)$$

$$S_H = \left(\frac{u}{s}\right) \frac{\partial s}{\partial y} - \left(\frac{v}{s}\right) \frac{\partial s}{\partial x} \quad (2.15)$$

Avec s la vitesse du vent, et les constantes ont été déterminées empiriquement par Dutton.

Frontogenèse

Un front est défini comme une discontinuité dans le champ de densité. La frontogenèse est une tendance à la formation ou à l'intensification d'une zone de discontinuité. La pression étant continue, tout processus qui tend à créer une discontinuité dans la densité en créera ainsi une discontinuité dans le champ de température. La frontogenèse est avant tout un phénomène cinématique, si deux masses d'air provenant de deux régions différentes se rencontrent, un front se formera entre ces deux masses d'air de propriétés différentes. Plus de détails sur la définition et la dérivation de la frontogenèse peuvent être trouvés dans Overeem (2002) et la formule utilisée dans cette thèse de la frontogenèse de Petterssen est décrite dans Bluestein (1993).

$$F = 0.5|\nabla\theta|[DEF \cos 2\beta - Div] \quad (2.16)$$

Avec θ la température potentielle et β l'angle entre l'axe de dilatation et les isentropes.

Gradient horizontal de température ($\nabla_h T$)

Quand le gradient de température augmente, le cisaillement vertical du vent augmente également selon la relation du vent thermique, générant ainsi l'instabilité de

Kelvin-Helmholtz et cela augmente la probabilité du développement de la CAT. La déformation est un mécanisme important pour l'intensification des gradients horizontaux de température, ainsi que le développement de fronts en hautes altitudes (Overeem, 2002). Cet indice est largement utilisé par les prévisionnistes des compagnies aériennes (Sharman et al., 2006).

$$|\nabla_h T| = \left(\left(\frac{\partial T}{\partial x} \right)^2 + \left(\frac{\partial T}{\partial y} \right)^2 \right)^{\frac{1}{2}} \quad (2.17)$$

Nombre de Richardson (Ri)

Le nombre de Richardson est bien connu depuis des décennies pour caractériser la turbulence (Endlich, 1964; Dutton and Panofsky, 1970, parmi d'autres). Il est défini comme le rapport entre la fréquence de Brunt-Väisälä (stabilité atmosphérique) et le cisaillement vertical du vent. Ainsi, l'augmentation du cisaillement vertical et/ou la diminution de la stabilité produit l'instabilité de Kelvin-Helmholtz, et donc la CAT. Théoriquement, les régions où $Ri < 0.25$ sont des régions très favorables à la turbulence mais en pratique cette valeur seuil est plus élevée. La fréquence de Brunt-Väisälä est également considérée ici comme un diagnostic de la CAT (Equation 2.19)

$$Ri = \frac{N^2}{S_v^2} \quad (2.18)$$

Fréquence de Brunt-Väisälä (N)

$$N^2 = \frac{g}{\theta} \frac{\partial \theta}{\partial z} \quad (2.19)$$

North Carolina State University Index 1 (NCSU1)

Le NCSU1 est décrit dans Kaplan et al. (2004) et a été développé à partir d'analyses de plusieurs observations de turbulences sévères :

$$NCSU1 = \frac{1}{\max(Ri, 10^{-5})} \text{MAX} \left(u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y}, 0 \right) |\nabla \zeta| \quad (2.20)$$

Vitesse du vent (s)

Comme la CAT se produit souvent à proximité du courant-jet, on peut donc s'attendre à ce que la CAT soit bien liée au module de la vitesse du vent horizontal.

$$s = |V| = \sqrt{u^2 + v^2} \quad (2.21)$$

La déformation \times Vitesse du vent ($DEF \times s$)

$$DEF \times s = \left(\left(\frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y} \right)^2 + \left(\frac{\partial u}{\partial x} - \frac{\partial v}{\partial y} \right)^2 \right)^{\frac{1}{2}} \sqrt{u^2 + v^2} \quad (2.22)$$

Cisaillement directionnel du vent \times Vitesse du vent ($DWS \times s$)

Endlich (1964) a indiqué que la turbulence liée au courant-jet a tendance à être associée à des vitesses de vent élevées et à des cisaillements de vent directionnels importants, ce qui conduit à l'indice suivant :

$$DWS \times s = \frac{\partial \psi}{\partial z} s \quad (2.23)$$

Équation résiduelle d'équilibre non linéaire (MRNLBE)

Le déferlement d'ondes de gravité peut générer et/ou intensifier la CAT. Le déferlement d'ondes de gravité peut être lié au forçage non linéaire et non équilibré des ondes baroclines dans des régions en haute altitude où le courant-jet est fort (McCann, 2001; Lane et al., 2004; Koch and Caracena, 2002; Plougonven and Zhang, 2016, parmi d'autres).

$$MRNLBE = 2 \left| \frac{\partial u}{\partial x} \frac{\partial v}{\partial y} - \frac{\partial u}{\partial y} \frac{\partial v}{\partial x} \right| \quad (2.24)$$

La déformation \times gradient vertical de température

La déformation de l'écoulement et le gradient vertical de température sont des mécanismes importants dans la production de la CAT. La combinaison de ces deux ingrédients pourrait donc être intéressante (Smith et al., 2023) :

$$\left(\left(\frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y} \right)^2 + \left(\frac{\partial u}{\partial x} - \frac{\partial v}{\partial y} \right)^2 \right)^{\frac{1}{2}} \frac{\partial T}{\partial z} \quad (2.25)$$

La vorticité relative au carré (RVS)

Des régions de forte vorticité relative se développent en présence d'ondes de gravité, ce qui augmente la probabilité du développement de la CAT (Smith et al., 2023).

$$RVS = \left(\frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \right)^2 \quad (2.26)$$

2.4.3 Sélection des indices de CAT

Tous les indices décrits précédemment n'ont pas la même capacité de détection des  v nements de CAT et tous ne sont pas utilisés dans les centres opérationnels. Nous avons donc décidé de sélectionner un sous-ensemble parmi ces indices pour retenir les plus pertinents pour notre étude. Pour cette section, nous nous basons sur la corrélation temporelle entre ces indices pour étudier la cohérence temporelle des groupes d'indices qui détectent les mêmes mécanismes générant la CAT. Pour cela, nous avons calculé les séries temporelles journalières des indices en moyennant spatialement sur les moyennes latitudes (20 -60  N). Les anomalies sont calculées ensuite par rapport à la climatologie de la période 1979-2020. Enfin, la tendance linéaire est enlevée de la série avant de calculer le coefficient de corrélation. Les corrélations entre les paires des diagnostics de CAT sur les moyennes latitudes sont représentées en forme de matrice sur la Figure 2.8.

On observe que la corrélation est forte (> 0.5 en valeur absolue) entre plusieurs diagnostics. En particulier, TI1 est fortement corrélé avec 11 diagnostics : TI2, VWS,

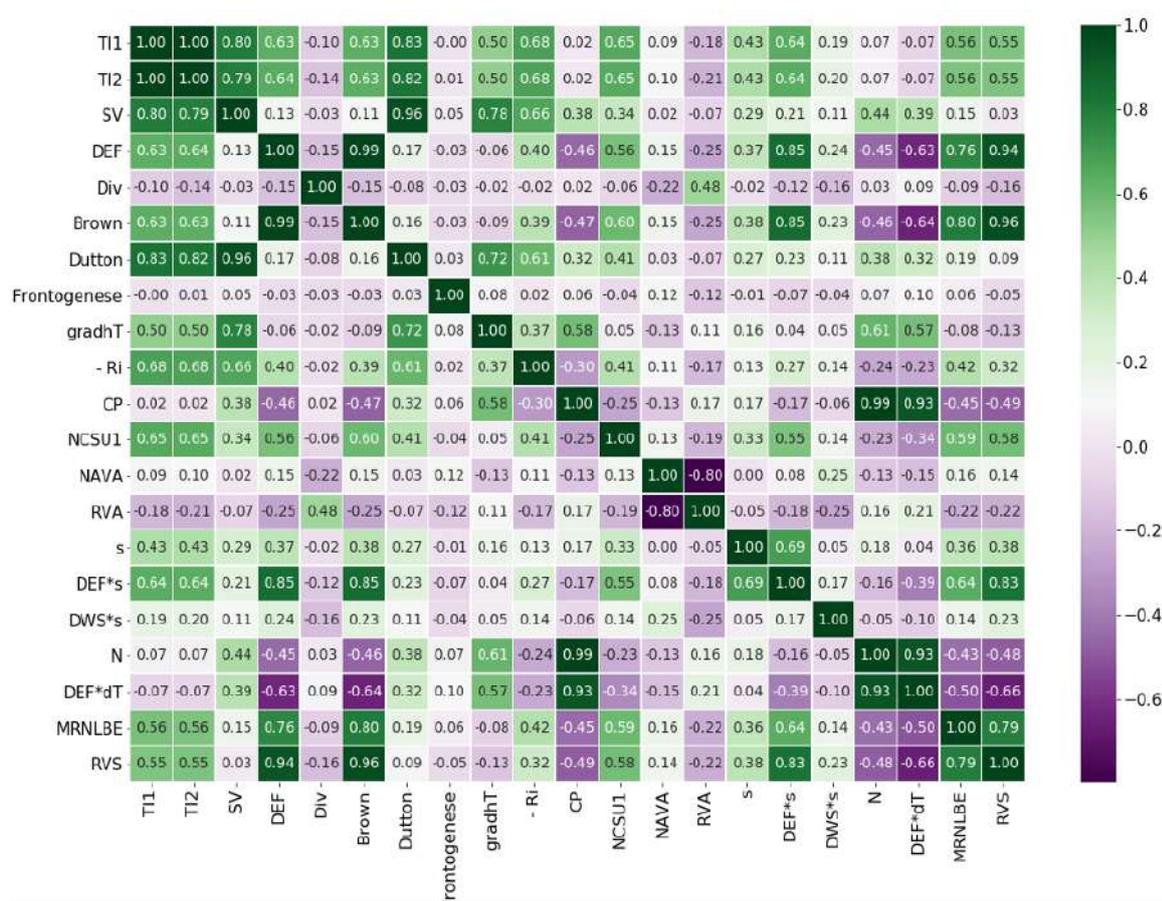


Figure 2.8 – Matrice montrant les coefficients de corrélation entre les 21 diagnostics de CAT sur les moyennes latitudes (20-60°N). Les analyses sont faites avec les données de la réanalyse ERA5.

DEF, Brown, Dutton, gradhT, Ri, NCSU1, DEF*s, MRNLBE, RVS. Cela se traduit par le fait que ces diagnostics détectent généralement les mêmes épisodes de CAT ou dit autrement, les mêmes mécanismes qui génèrent la CAT, comme le cisaillement du vent et les fronts en haute altitude. L'utilisation de TI1 pourrait donc suffire pour détecter tous les événements de CAT générés par ces mécanismes. Néanmoins, on remarque que certains diagnostics sont faiblement corrélés avec les autres. Par exemple, la fonction de la frontogenèse n'est corrélée avec aucun indice, cela pourrait être dû au fait que la frontogenèse est très sensible à la résolution horizontale des données utilisées (voir [Section 3.1.7.1](#) de l'article du [Chapitre 3](#) pour plus de détails). On note également que le gradient horizontal de température (gradhT) est fortement

corrélé avec le cisaillement vertical du vent (SV) en lien avec la relation du vent thermique.

Pour aller plus dans le détail, on a analysé la corrélation entre les diagnostics de CAT dans l'Atlantique nord (60-10°W, 30-60°N) et le Pacifique nord (150°E-150°W, 30-60°N), séparément. On retrouve une forte corrélation entre TI1 et plusieurs diagnostics, 10 pour l'Atlantique nord et 9 pour le Pacifique nord.

On remarque aussi que la fonction de la frontogenèse est mieux corrélée régionalement avec certains indices, par exemple avec Div, NAVA et RVA au-dessus du Pacifique. Les diagnostics Div, NAVA, RVA sont bien corrélés entre eux mais faiblement avec les autres indices. Ces diagnostics capturent la CAT générée dans des régions anticycloniques, régions de sortie du courant-jet où l'écoulement diverge, ce qui peut entraîner le développement d'ondes de gravité et l'instabilité inertielle. Ces situations peuvent contribuer à la production et/ou l'intensification d'évènements de CAT. Néanmoins, le terme de divergence a été introduit dans la deuxième version de TI (TI2), et en analysant la climatologie et les tendances de la CAT avec cet indice sur les quatre dernières décennies, on trouve que les résultats sont très proches de ceux de TI1. Ceci s'explique par le fait que les situations de la CAT générées par la divergence de l'écoulement sont négligeables par rapport à celles générées par le cisaillement du vent et/ou les fronts de haute altitude quand on fait des statistiques sur des longues périodes. En conséquence, on ne considère donc pas ces diagnostics pour la suite des analyses de cette thèse. On a également écarté plusieurs indices qui sont fortement corrélés avec TI1 (TI2, Brown, Dutton, MRNLBE, RVS). Bien que l'indice de Dutton et l'indice de Brown ont parfois des performances raisonnables par rapport à d'autres indices ([Dutton, 1980](#); [Overeem, 2002](#); [Turner, 1999](#)).

En plus de ces analyses de corrélations entre les 21 diagnostics de CAT, on s'est aussi basé sur la littérature. Au final un groupe de cinq indices a été sélectionné pour mener les analyses dans les différents chapitres de cette thèse. Outre l'indice TI1, les autres indices sont : la fonction de la frontogenèse, le gradient horizontal de température, le nombre de Richardson et NCSU1. La capacité de ces 5 indices à prédire des événements de CAT a été démontrée et validée par des données d'observation ([Williams](#)

and Storer, 2022; Sharman et al., 2006). Ces indices sont actuellement implémentés dans le GTG. Sharman et al. (2006) a montré que ces diagnostics sont les plus performants pour capturer les épisodes de turbulence en altitude, et donc l'utilisation de cet ensemble d'indices garantit que nos résultats sont robustes. A noter que notre approche diffère des études précédentes, qui utilisent un grand ensemble de diagnostics de turbulence (Williams, 2017; Storer et al., 2017; Smith et al., 2023; Prosser et al., 2023). Nous considérons que la plupart de ces diagnostics sont des ingrédients importants dans la production de la CAT, mais ne peuvent pas être considérés comme des indices de CAT lorsqu'ils sont utilisés seuls. Ainsi, même s'il est essentiel d'utiliser une approche multi-diagnostic pour étudier la CAT, le fait de combiner tous ces diagnostics qui représentent des processus physiques différents pourrait conduire à une interprétation trompeuse des résultats.

2.5 Cadre de nos travaux

2.5.1 Sélection du domaine

La région de l'étude est l'Hémisphère Nord, puisque la grande majorité des vols s'opèrent dans l'Hémisphère Nord reliant ainsi l'Europe, l'Amérique du Nord et l'Asie (Figure 2.9). Globalement, 92.5% de carburant dans aviation est brûlé dans l'Hémisphère Nord (Vennam et al., 2017; Wilkerson et al., 2010). De plus, le courant-jet est plus fort et présente plus de variabilité à l'échelle journalière. Les chaînes de montagnes les plus vastes de la terre sont localisées dans l'Hémisphère Nord contribuent ainsi à la production et/ou à l'intensification de la CAT.

On voit également que la structure du courant-jet est plus régulière dans l'hémisphère sud et passe sur des régions où il y a peu de terres et de vols (Figure 2.10). Ainsi, la CAT est moins fréquente et sa distribution spatiale généralement est concentrée sur une bande de latitudes fixe dans l'hémisphère sud (voir Williams and Storer (2022)).



Figure 2.9 – Map montrant tous les vols du dimanche 03 décembre 2023 à 11h33 (UTC). Crédits : flightradar24.

2.5.2 Calcul des indices de CAT

Pour le calcul des indices de CAT, on s'est principalement focalisé sur la couche atmosphérique entre 200 et 250 hPa, qui contient les altitudes typiques de vols des avions commerciaux entre 10 et 12 km environ. Nous avons choisi de nous concentrer sur la saison de l'hiver (Décembre-Janvier-Février, DJF), parce que le courant-jet est plus fort dans l'Hémisphère Nord pendant cette période (Figure 2.10), et c'est la saison où la fréquence et l'intensité de la CAT sont les plus élevées (Jaeger and Sprenger, 2007; Lee J. H et al., 2023).

Toutes les variables journalières issues des réanalyses atmosphériques et des modèles de climat CMIP6 nécessaires pour le calcul des indices de CAT, à savoir les champs de vent (U et V), la température et le géopotentiel ont été interpolées sur une grille commune de $1^\circ \times 1^\circ$ avant le calcul des diagnostics de CAT. Pour l'interpolation, une méthode conservative a été utilisée pour les champs dont la résolution spatiale est

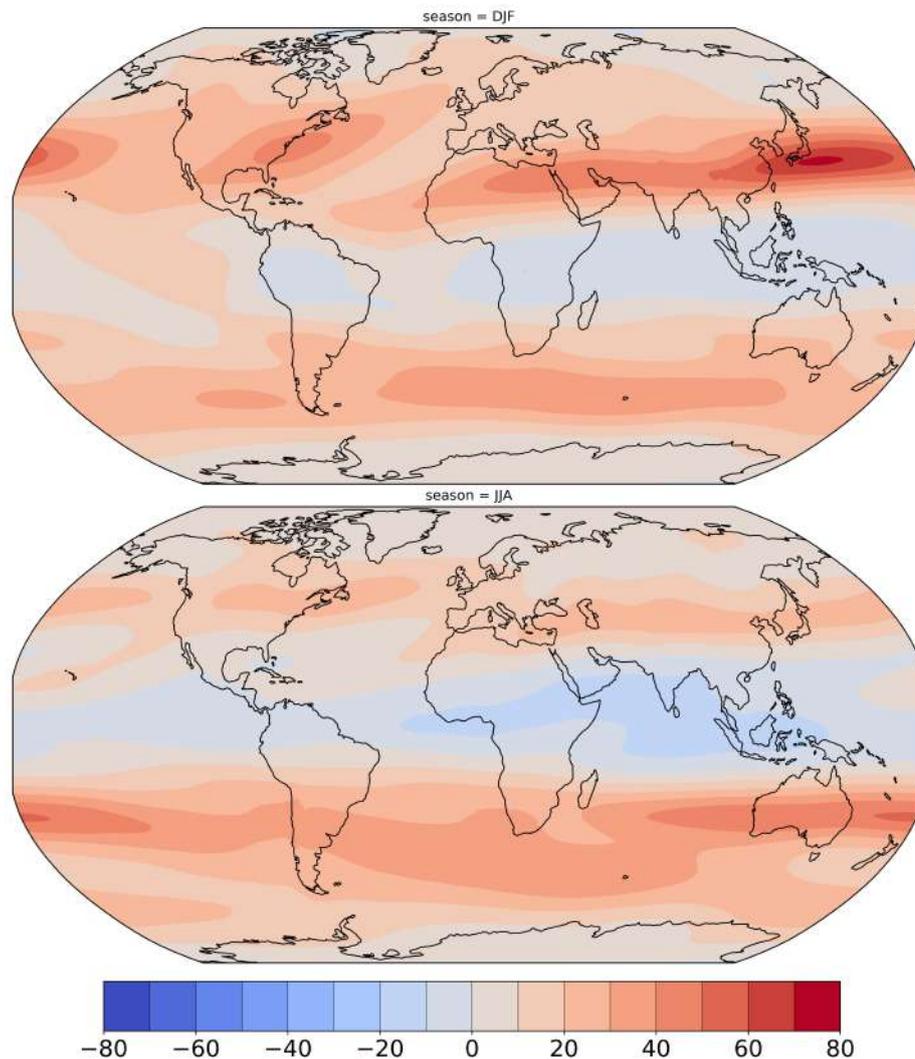


Figure 2.10 – Moyenne de la vitesse du vent zonal (m/s) au niveau 250 hPa de 1981 à 2010 pour la saison d’hiver (DJF, panneau haut) et la saison d’été boréal (JJA, panneau bas), avec la réanalyse ERA5.

inférieure à 1° , tandis qu’une interpolation bilinéaire a été appliquée pour le reste.

Pour les indices qui nécessitent des dérivées verticales, le calcul de la dérivée verticale a été effectué en prenant la différence du champ entre les deux niveaux d’altitude. L’altitude journalière correspondant au niveau de pression en chaque point de la grille a été déterminée à l’aide de la hauteur du géopotentiel. En ce qui concerne les dérivées horizontales, une méthode d’approximation par différence finie centrée d’ordre 2 a été utilisée. Les diagnostics qui ne requièrent que des composantes horizontales ont été

calculés à la fois au sommet et à la base de la couche atmosphérique, et la moyenne de ces deux valeurs a été ensuite prise comme le diagnostic total pour cette couche.

2.5.3 Caractérisation de la CAT modérée ou supérieure (MOG-CAT)

Dans cette thèse on s'est concentré sur les turbulences dites Modérées ou supérieures (MOG-CAT). Les différentes catégories de turbulence sont définies dans le [Chapitre 1 \(Section 1.3\)](#). Pour caractériser la catégorie MOG-CAT, nous avons suivi l'approche utilisée dans des études précédentes ([Lee J. H et al., 2023](#); [Storer et al., 2017](#); [Williams, 2017](#); [Smith et al., 2023](#); [Prosser et al., 2023](#)). Celle-ci consiste à définir une valeur seuil pour un avion commercial en calculant un percentile à partir de la fonction de densité de probabilité (PDF) pour chaque diagnostic de CAT. Le choix du percentile utilisé peut être subjectif et aujourd'hui il n'existe pas de consensus sur une valeur seuil pour la MOG-CAT. [Williams \(2017\)](#) et [Storer et al. \(2017\)](#) ont appliqué le percentile 99.6e comme seuil de MOG-CAT, ce qui signifie que dans l'atmosphère en hautes altitudes, la probabilité de rencontrer un événement de MOG-CAT est de 0.4 %. [Lee J. H et al. \(2023\)](#) a considéré que la probabilité de MOG-CAT est de 5% (95ème percentile). En se basant sur des rapports de pilotes, [Sharman et al. \(2006\)](#) a estimé que la probabilité de MOG-CAT en hautes altitudes est au maximum de 1%. Dans cette thèse, nous avons donc décidé d'appliquer le 99e percentile comme seuil de MOG-CAT. Ce choix est également justifié par le fait que 1% offre un d'échantillon plus important pour des analyses statistiques robustes. Ainsi, le seuil de la MOG-CAT est défini pour chaque jeu de données en calculant le 99e percentile de la PDF des valeurs journalières pendant la saison DJF sur la période de référence 1981-2010 (voir [Figure 2.11](#) pour TI1). Seules les moyennes latitudes sont concernées, définies ici comme la bande de latitudes 20-60°N où sont localisés les courants-jets (polaire et subtropical) et les chaînes de montagnes les plus importantes ([Lee J. H et al., 2023](#)). La valeur du seuil dépend fortement de la résolution spatiale des données utilisées : plus la résolution est fine, plus la valeur du seuil est élevée ([Figure 2.12](#)). La valeur du

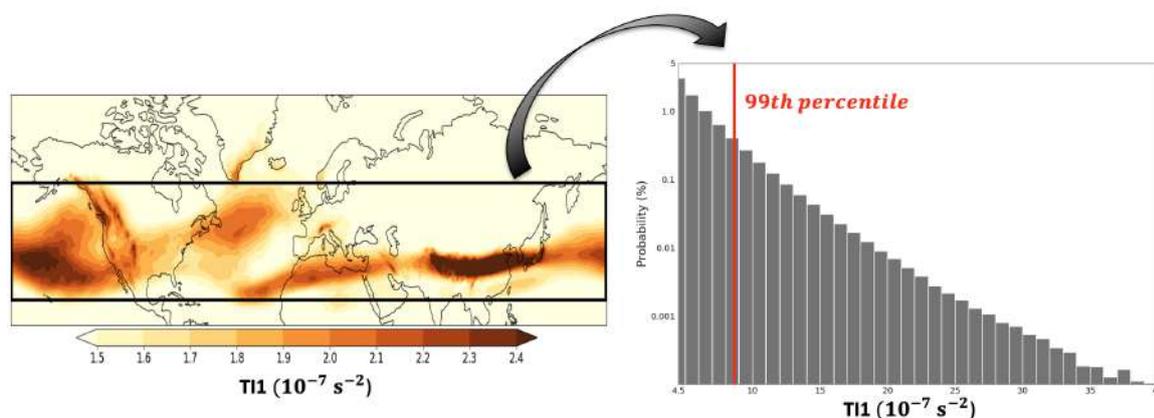


Figure 2.11 – Distribution spatiale de la moyenne des valeurs journalières de l’indice TI1. PDF des valeurs journalières extrêmes dans les moyennes latitudes ($20\text{-}60^\circ\text{N}$) de l’indice TI1 (échelle logarithmique). La ligne verticale rouge indique le 99e percentile (seuil pour la MOG-CAT). Données de la réanalyse ERA5 (saison DJF, 1981-2010).

seuil de la MOG-CAT avec TI1 diminue d’environ 6% en interpolant les variables sur une grille de $1^\circ \times 1^\circ$ avant le calcul de l’indice. Ainsi, la valeur seuil de la MOG-CAT avec ERA5 interpolé est très proche de celle de MERRA2, par exemple. C’est la raison pour laquelle toutes les variables des réanalyses et des modèles de climat CMIP6 ont été interpolées sur une grille commune de $1^\circ \times 1^\circ$ avant le calcul des diagnostics de CAT. Cependant, la [Figure 2.12](#) montre que la résolution spatiale n’est pas le seul facteur qui impacte la valeur du seuil de la MOG-CAT. On constate des disparités entre les diverses réanalyses. Par exemple, même si NOAA-20CR-V3 présente une résolution plus fine que ERAI, son seuil de MOG-CAT est très inférieur à celui de ERAI et plutôt similaire à celui de la réanalyse NCEP. A noter que les seuils des 20 membres du modèle CNRM-CM6-1 se situent dans l’enveloppe des réanalyses.

Il faut aussi noter que la distribution spatiale de la fréquence de la CAT et ses tendances ne sont pas très sensibles au seuil utilisé. Pour finir, nous définissons la fréquence MOG-CAT ici à chaque point de grille comme le pourcentage de valeurs qui dépassent le seuil à un jour donné par rapport au nombre total de jours.

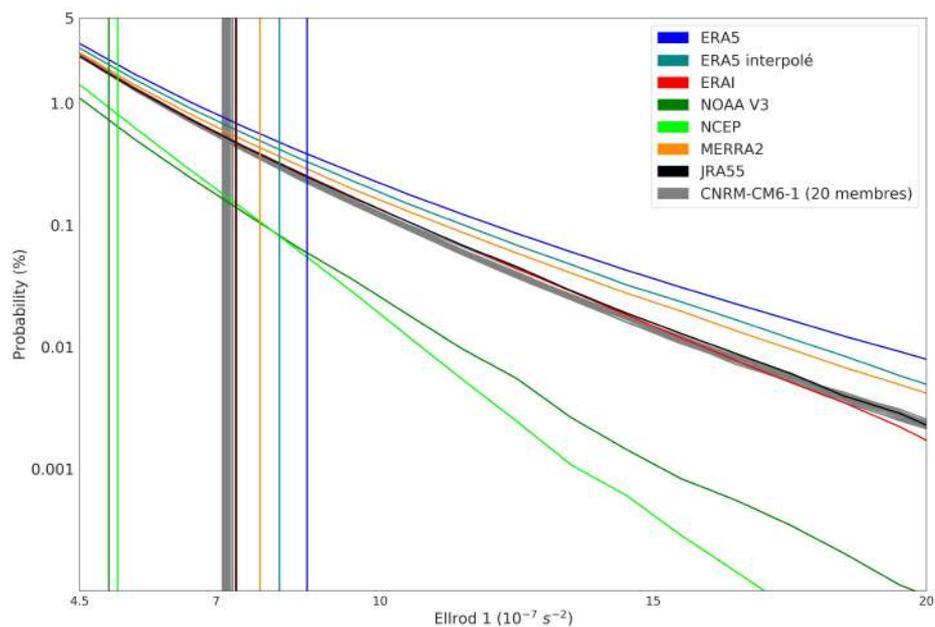


Figure 2.12 – PDF des valeurs journalières extrêmes de l'indice TII pour les différentes réanalyses et les 20 membres du modèle CNRM-CM6-1, dans les moyennes latitudes ($20\text{-}60^\circ\text{N}$) entre 1981 et 2010 pour la saison d'hiver (DJF). Les lignes verticales indiquent le 99e percentile (seuil pour la MOG-CAT). L'axe de probabilité est logarithmique.

Chapitre 3

Evolution récente et future de la CAT dans l'Hémisphère Nord

Dans ce chapitre, nous étudions les tendances passées et futures de la MOG-CAT dans l'Hémisphère Nord. Les résultats principaux sont présentés dans l'article intitulé "Past and Future Trends in Clear-Air Turbulence over the Northern Hemisphere" qui a été soumis et en révision dans la revue *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*. A la suite de cet article, nous présentons des analyses complémentaires sur les incertitudes dans les différents jeux de réanalyses, les projections futures de la CAT en termes d'intensité, ainsi qu'une extension des analyses sur les projections de la MOG-CAT présentées dans l'article, qui ont été focalisées sur la couche atmosphérique 200-250 hPa, à toute l'atmosphère entre 100 et 500 hPa.

3.1 Article : Past and Future Trends in Clear-Air Turbulence over the Northern Hemisphere

1 **Past and Future Trends in Clear-Air Turbulence over**
2 **the Northern Hemisphere**

3 **Mohamed Foudad¹, Emilia Sanchez-Gomez¹, Thomas Jaravel¹, Mélanie C.**
4 **Rochoux¹, and Laurent Terray¹**

5 ¹CECI, Université de Toulouse, CERFACS/CNRS, Toulouse, France

6 **Key Points:**

- 7 • Atmospheric reanalyses show increases in the frequency of Clear-Air Turbulence
8 (CAT) in recent decades over several regions
9 • The increases over some regions could be attributed to global warming. In the
10 North Atlantic, the increases are due to natural variability
11 • CAT frequency is projected to increase in the future over East Asia, Middle East,
12 North Africa, North Pacific and North America

Corresponding author: M. Foudad, foudad@cerfacs.fr

3.1.1 Résumé

L'objectif de cet article soumis à la revue *Journal of Geophysical Research : Atmospheres* est d'étudier les tendances passées et les projections futures de la turbulence en ciel clair modérée-ou-supérieure (MOG-CAT en anglais) dans l'Hémisphère Nord en hiver (Décembre-Janvier-Février). Des travaux récents (voir [Section 1.7.1](#)) ont montré que la fréquence de la MOG-CAT a augmenté durant les 40 dernières années et que les événements de turbulence devraient augmenter dans le futur en réponse au réchauffement climatique. Toutes ces études ont utilisé des indices de CAT calculés à partir des données de réanalyses atmosphériques et d'expériences réalisées avec des modèles climatiques. Cependant, une seule réanalyse ou un seul modèle de climat sont utilisés pour analyser les changements passés et futurs de la CAT, ce qui représente une limite pour évaluer les différentes incertitudes. Plusieurs réanalyses atmosphériques et modèles couplés de CMIP6, ainsi qu'un grand ensemble de 20 simulations réalisé avec le modèle CNRM-CM6-1 ont été utilisés, ce qui permet d'étudier les rôles de la variabilité interne et de l'incertitude liée au modèle sur les tendances de la CAT. On a également utilisé plusieurs indices de CAT pour analyser la sensibilité des résultats aux différentes représentations de la turbulence. Une augmentation significative de la fréquence de la CAT a été observée dans différentes régions de l'Hémisphère Nord entre 1980 et 2021. Nous montrons que cette tendance positive dans les régions de l'Est de l'Asie, Moyen-Orient et Afrique du nord est liée au réchauffement climatique (càd à l'augmentation des émissions de GES). En revanche, dans l'Atlantique Nord et le Pacifique Nord, la variabilité interne du climat est trop forte pour que l'on puisse détecter le signal lié aux forçages anthropiques dans les tendances observées. Les projections climatiques futures montrent que la fréquence de la MOG-CAT pourrait augmenter dans plusieurs régions situées dans la bande de latitudes 20-40°N : Est de l'Asie, Moyen-Orient, Afrique du nord, Nord du Pacifique et l'Amérique du Nord. Tous les modèles et indices de CAT utilisés sont en accord sur ce point. En revanche, dans la région de l'Atlantique Nord, on trouve des incertitudes liées à la fois aux modèles de climat et aux indices de CAT. Les changements de la MOG-CAT décrits dans cette étude pourraient avoir des conséquences significatives pour la sécurité aérienne.

3.1.2 Abstract

Clear-Air Turbulence (CAT) is associated with wind shear in the vicinity of jet streams in upper atmospheric levels. This turbulence occurs in cloudless regions and causes most weather-related aircraft accidents. Recent studies have shown that in response to climate change, CAT could significantly increase over certain regions as a consequence of strengthening of jet streams. In this study we use several atmospheric reanalyses and coupled model experiments database to evaluate CAT recent and future changes in the Northern Hemisphere. Several CAT diagnostics are computed to assess the sensitivity of results to different turbulence representations. A significant positive trend in CAT frequency is found in the reanalyses in different regions in the Northern Hemisphere over the period 1980-2021. The signal-to-noise analysis shows that over North Africa, East Asia and Middle East the increase of CAT occurrence in the last decades is likely attributed to global warming. In contrast, over the North Atlantic and North Pacific the internal climate variability is too strong to detect a response to anthropogenic forcing in the observed trends. Future climate projections show that over several regions in the Northern Hemisphere, CAT is projected to increase with a high model agreement and independently of the CAT diagnostic used. The largest increase in CAT is projected to occur over East Asia. In the North Atlantic, large uncertainty remains due to lack of model agreement and differences among the various CAT diagnostics.

3.1.3 Plain Language Summary

Aircrafts in flight can be subject to Clear-Air Turbulence (CAT), which is defined as all turbulence that occurs in the atmosphere away from a visible convective activity, and which is particularly difficult to detect by pilots and using on-board radar. CAT can injure passengers and flight attendants, cause structural damage to planes and induce considerable economic loss. In this study we use several atmospheric reanalyses and coupled model experiments database to evaluate CAT recent and future changes in the Northern Hemisphere. We also compute several CAT diagnostics to evaluate

the sensitivity of results to different turbulence representations. Our results show that over several regions in the Northern Hemisphere, in particular East Asia, positive CAT trends are found as a consequence of anthropogenic forcing, indicating that the response of CAT to global warming can be already detectable in the recent decades. Positive trends in CAT frequency are projected to increase for different global warming levels over these regions at aircraft cruising altitudes. Nevertheless, over the North Atlantic region there are still many uncertainties in the response of climate models and also in CAT diagnostics used. The changes in CAT described in this study could have important consequences for aviation safety.

3.1.4 Introduction

Atmospheric turbulence is responsible for 71% of all weather-related aircraft accidents ([Gultepe et al., 2019](#)). Turbulence events can injure passengers and flight attendants, and in some rare cases, fatalities have occurred ([Ellrod et al., 2015](#)). It is also the cause of many people's fear of air travel ([Sharman et al., 2012](#)). The number of turbulence-related injuries is probably underestimated, because as pointed by [Sharman et al. \(2006\)](#), not all injuries are reported. Besides, repeated turbulence encounters over the lifetime of the aircraft may lead to material fatigue and can cause structural damage to aircraft ([Ellrod et al., 2015](#)). Thus, turbulence encounters are a safety issue, but they also cost to the airlines millions of dollars, and may cause flight delays and increasing fuel consumption and emissions ([Sharman and Lane, 2016](#); [Williams, 2016](#)).

The main sources of atmospheric turbulence are : convective turbulence, mountain wave turbulence, and clear-air turbulence (CAT). In some cases, more specifically over high mountain chains (e.g., Himalayas, Rocky Mountains, Alps), distinguishing CAT from mountain wave turbulence is unclear. Turbulence in clouds and thunderstorms can easily be detected visually by pilots and using on-board radar. In contrast, CAT is invisible and cannot be seen by pilots or radars, and is particularly difficult to detect and avoid. Because of this, CAT is the major cause of aviation turbulence and has a

significant impact on aviation safety ([Sharman and Lane, 2016](#)).

CAT is defined as all turbulence that occurs in the atmosphere at altitudes of 5.6 km (~ 500 hPa) or higher away from a visible convective activity. This includes turbulence found in cirrus clouds not in or adjacent to visible convective activity ([Ellrod et al., 2015](#); [Sharman and Lane, 2016](#)). CAT often occurs near the tropopause level, where jet streams blow from west to east in the midlatitudes of both hemispheres ([Dutton and Panofsky, 1970](#); [Ellrod et al., 2015](#)). The principal mechanism of CAT generation is the Kelvin-Helmholtz instability ([Dutton and Panofsky, 1970](#); [Ellrod and Knapp, 1992](#); [Sharman and Lane, 2016](#)). Kelvin-Helmholtz instability occurs when vertical wind shear is too strong to overcome the dampening influence of static stability. Vertical wind shear is, therefore, the most important ingredient for generating CAT. The environmental conditions favourable for a large vertical wind shear are found near jet streams and upper-level atmospheric fronts. About two-thirds of CAT occurrences are found near the jet streams ([Ellrod et al., 2015](#)). Breaking gravity waves induced by high mountains and by convection contribute also to CAT production ([Ellrod et al., 2015](#); [Storer et al., 2019](#)).

Given its negative consequences for aviation safety, operational weather prediction centres provide daily CAT forecasts for airlines and air-navigation service providers. The spatial resolution of current numerical weather prediction models is too coarse to resolve explicitly turbulence ([Ellrod and Knapp, 1992](#); [Jaeger and Sprenger, 2007](#); [Sharman and Lane, 2016](#); [Sharman et al., 2006](#)). However, turbulence in the atmosphere that affects aircraft is created by large-scale forcing mechanisms, which can be explicitly resolved by the numerical weather prediction models under the assumption that energy cascades down from larger scales into smaller eddies ([Dutton and Panofsky, 1970](#); [Sharman et al., 2006](#)). Therefore, many CAT indices have been developed to diagnose regions where turbulence-generating mechanisms may likely occur, such as regions in which strong vertical and horizontal wind shear, horizontal deformation, and frontogenesis are present.

CAT variations in frequency and intensity are tightly related to jet stream changes at different timescales. In the context of global warming, previous studies have sugges-

ted that in response to greenhouse gas (GHGs) forcing, the midlatitude meridional temperature gradient in the upper troposphere may strengthen because of the polar lower-stratospheric cooling and tropical upper-tropospheric warming (Lee S. H et al., 2019; Shaw et al., 2016; Lee J. H et al., 2023). In consequence, jet streams and hence vertical wind shears could also increase, potentially inducing changes in CAT (Williams and Joshi, 2013). Indeed, recent studies have shown that vertical wind shear has increased during the last decades in response to the enhanced upper-level meridional temperature gradient (Lee S. H et al., 2019; Lv et al., 2021; Lee J. H et al., 2023). Jaeger and Sprenger (2007) found an increase of 40–90% in CAT frequency over different regions of the Northern Hemisphere by using ERA40 reanalysis (Uppala et al., 2005) in the period 1958–2001. More recently Lee J. H et al. (2023) used CAT indices applied to ERA5 reanalysis and reported that the most significant increasing trend in CAT frequency during the last decades is located over East Asia. By comparing pre-industrial and doubled-CO₂ climate simulations, Williams (2017) shows that CAT frequency may increase significantly in the future over the North Atlantic region. Storer et al. (2017) used climate future projections from CMIP5 (Coupled Model Intercomparison Project Phase 5) to assess CAT changes at global scale. They show an increase in CAT frequency across the globe, especially in the midlatitudes.

All these studies applied CAT indices to fields issued from atmospheric reanalyses and climate model experiments. Nevertheless, only one reanalysis or a single coupled model is used to evaluate recent and future CAT changes, which represents a limitation to assess the climate uncertainty. Indeed, the main sources of uncertainties in climate change arise from i) the intrinsic climate variability, also called the internal climate variability; ii) the climate model formulation; and iii) the scenario of emissions (Hawkins and Sutton, 2011). In this study, we take into account the first two climate-related uncertainties while evaluating the past and future changes in CAT over the Northern Hemisphere. In addition, diagnostics used to characterize CAT may be also a source of uncertainty. We use here several atmospheric reanalyses and coupled model experiments from CMIP6, and a large ensemble member of 20 simulations performed with CNRM-CM6-1 model, in order to study the roles of the internal

climate variability and the model uncertainty in CAT trends. We also compute several CAT diagnostics to analyse the sensitivity of our results to different turbulence representations. Note that we focus on Moderate-Or-Greater (MOG) CAT, which is known to have the greatest implications for in-flight safety (Williams and Joshi, 2013; Sharman et al., 2006). The datasets, numerical experiments and methodology are described in Sections 3.1.5 and 3.1.6, respectively. Results regarding the past and future CAT trends are presented and discussed in Section 3.1.7. Finally, in Section 3.1.8, the conclusions and prospects for future work are provided.

3.1.5 Data

To compute CAT indices, we use daily averages of wind, geopotential height and temperature fields from atmospheric reanalysis and climate model experiments. Three state-of-the-art atmospheric reanalyses in the period 1980 to 2021 are considered : (1) the ECMWF Reanalysis version 5 (ERA5) (Hersbach et al., 2020), whose spatial resolution is $0.25^\circ \times 0.25^\circ$; (2) the Japanese 55-year Reanalysis (JRA55) (Kobayashi et al., 2015) provided on a $1.25^\circ \times 1.25^\circ$ grid; and (3) the Modern-Era Retrospective analysis for Research and Applications, Version 2 (MERRA-2) (Gelaro et al., 2017) at $0.5^\circ \times 0.625^\circ$ spatial resolution.

Climate simulations performed with 11 different models from CMIP6 database (Eyring et al., 2016) are used. All these experiments are detailed in (Table 3.1). We consider only the models providing the daily mean outputs for atmospheric fields necessary to compute CAT indices (see Section 3.1.6). Two CMIP6 experiments are used : 1) the historical experiment, consisting in a climate reconstruction from the 1850-2014 period; and 2) the future projections performed under the scenario ssp5-8.5 from the Tier 1 of the Scenario Model Intercomparison Project (ScenarioMIP) (O'Neill et al., 2016). The ssp5-8.5 scenario induces the largest radiative forcing, i.e. the global warming, on the earth surface by the end of the twenty-first century. All the model data are used for the period 1970-2100.

For each experiment in 1) and 2), all the available ensemble members from the 11

coupled models are used. As the number of members is different from one model to another, we compute first the ensemble mean for a given model before computing the multi-model mean (MMM), assuring the same weighting in the MMM. In addition, a large ensemble member of 20 historical and SSP5-8.5 simulations was performed with CNRM-CM6-1 model to better estimate the signal-to-noise ratio in past and future CAT changes. All data from reanalyses and climate models were interpolated on a common $1^\circ \times 1^\circ$ grid before computing CAT diagnostics. A conservative remapping method was used for fields with a spatial resolution lower than 1° , whereas bilinear interpolation was applied for the rest.

3.1.6 Methods

3.1.6.1 Choice of CAT diagnostics

We focus on CAT produced by vertical wind shear and frontogenesis in upper tropospheric levels, where the core of the jet stream is located. Then, the Turbulence Index 1 (hereinafter TI1) defined by [Ellrod and Knapp \(1992\)](#) and its two components, Vertical Wind Shear (VWS) and Flow deformation (DEF), are used here as CAT diagnostics. We made this choice as TI1 has shown significant skill to predict CAT encounters ([Gill, 2014](#); [Sharman et al., 2006](#)). In particular, the probability of detection indicates that more than three-fourths of all CAT events are correctly detected by TI1 compared to pilots' reports ([Ellrod and Knapp, 1992](#)). Note that TI1 is widely used in many forecast weather centres (e.g. Météo-France, KNMI). The two World Area Forecast Centres (WAFC; London and Washington) also use TI1 as a single diagnostic to provide a global turbulence forecast on a $1.25^\circ \times 1.25^\circ$ grid ([Gill, 2014](#); [Kim et al., 2018](#); [Storer et al., 2020](#)), and TI1 is currently implemented in the graphical turbulence guidance algorithm ([Sharman et al., 2006](#)).

Following [Ellrod and Knapp \(1992\)](#), TI1 index is defined as the product of VWS and DEF :

$$TI1 = VWS \times DEF. \quad (3.1)$$

VWS is the wind field difference in the atmospheric layer :

$$VWS = \left(\left(\frac{\partial u}{\partial z} \right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial z} \right)^2 \right)^{\frac{1}{2}}, \quad (3.2)$$

where u is the horizontal wind velocity in the east–west direction, and v is the horizontal wind velocity in the north–south direction. The altitude z corresponding to the pressure level at each grid point is calculated by using the geopotential height. In addition, DEF combines Shearing Deformation (D_{SH}) and Stretching Deformation (D_{ST}) :

$$DEF = \left(D_{SH}^2 + D_{ST}^2 \right)^{\frac{1}{2}} = \left(\left(\frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y} \right)^2 + \left(\frac{\partial u}{\partial x} - \frac{\partial v}{\partial y} \right)^2 \right)^{\frac{1}{2}}. \quad (3.3)$$

DEF is computed at the top (200 hPa) and at the bottom (250 hPa) of the atmospheric layer. Then the resulting mean is taken as the total flow deformation in the layer (same method as in [Overeem \(2002\)](#)).

We select the atmospheric layer located between 200 and 250 hPa, which contains typical cruising altitudes of 10–12 km approximately. The winter season, defined here as December–January–February (DJF), is considered because this is the season where the frequency of CAT is higher in the Northern Hemisphere ([Jaeger and Sprenger, 2007](#); [Lee J. H et al., 2023](#)).

In order to assess the robustness of the results to the choice of CAT diagnostics, other CAT indices are used (see Section 3.1.7.4). These indices are : the negative Richardson number (- Ri), frontogenesis function, horizontal temperature gradient and the North Carolina State University index 1 (NCSU1). These indices were calculated at the same levels as those mentioned above.

Table 3.1 – List of CMIP6 Climate Models Used in this Study with the Experiments Used and Number of Members. The Spatial Resolution and the Reference Paper of Each Model are also Provided

Model	Historical members	SSP5-8.5 members	Spatial resolution	reference
<i>CNRM – CM6 – 1</i>	20	20	$1.4^\circ \times 1.4^\circ$	Voltaire et al. (2019)
<i>IPSL – CM6A – LR</i>	33	7	$2.5^\circ \times 1.3^\circ$	Boucher et al. (2020)
<i>CanESM5</i>	10	10	$2.8^\circ \times 2.8^\circ$	Swart et al. (2019)
<i>MIROC – ES2L</i>	10	10	$2.8^\circ \times 2.8^\circ$	Hajima et al. (2020)
<i>UKESM1 – 0 – LL</i>	5	5	$1.875^\circ \times 1.25^\circ$	Sellar et al. (2019)
<i>HadGEM3 – GC31 – LL</i>	4	4	$1.875^\circ \times 1.25^\circ$	Williams et al. (2018)
<i>EC – Earth3</i>	3	3	$0.7^\circ \times 0.7^\circ$	Döscher et al. (2021)
<i>MIROC6</i>	3	3	$1.4^\circ \times 1.4^\circ$	Tatebe et al. (2019)
<i>INM – CM5</i>	1	1	$2^\circ \times 1.5^\circ$	Volodin et al. (2017)
<i>MPI – ESM1 – 2 – HR</i>	1	1	$0.9^\circ \times 0.9^\circ$	Müller et al. (2018)
<i>NorESM2 – LM</i>	1	1	$2.5^\circ \times 1.9^\circ$	Seland et al. (2020)

Note. CMIP6, Coupled Model Intercomparison Project Phase 6; SSP5-8.5; Shared Socio-economic Pathway 5.

3.1.6.2 Definition of the MOG-CAT category

To characterize MOG-CAT category, we followed the approach described in previous studies (Lee J. H et al., 2023; Storer et al., 2017; Williams, 2017). This consists of defining a threshold value for a large commercial aircraft by calculating a percentile range from the probability density function of the CAT diagnostic. However, in the literature, there is no consensus on the choice of this threshold value. Williams (2017) and Storer et al. (2017) applied the 99.6th percentile as MOG-CAT threshold. This means that in the high atmosphere the probability of MOG-CAT occurrence is set to 0.4%. Lee J. H et al. (2023) considered 5% as the probability of MOG-CAT occurrence (95th percentile), while based on pilots' reports, Sharman et al. (2006) found that the probability of upper-levels MOG-CAT is at most 1%.

In this study, we chose to apply the threshold value of 1% for MOG-CAT occurrence. This choice is also motivated by the fact that 1% also offers a larger sample size for a robust statistical treatment. Accordingly, the threshold of MOG-CAT is defined for each dataset by computing the 99th percentile from the probability density function of winter daily values over the reference period 1981-2010. Only midlatitude areas are considered, defined here as the 20-60°N latitudinal band (Lee J. H et al., 2023).

It is worth mentioning that the spatial distribution of CAT frequency and its trends are weakly sensitive to the threshold used (not shown). We define MOG-CAT frequency at each grid point as the percentage of the values exceeding the threshold value. Note that the value of the threshold is very dependent on the horizontal resolution of the data used : the finer the resolution, the higher the threshold value. This is the reason why all the variables from the reanalyses and climate models were interpolated on a common grid before computing CAT diagnostics (see Section 3.1.5).

3.1.7 Results

3.1.7.1 MOG-CAT climatology in reanalysis and CMIP6 climate models

High frequencies of MOG-CAT occurrence are found over different regions in the Northern Hemisphere (Figure 3.1a) : the North Atlantic, North Pacific, East-Asia and North Africa. This is consistent with previous studies, which have computed MOG-CAT climatology from other reanalysis and over different periods (Jaeger and Sprenger, 2007; Lee J. H et al., 2023). In general, MOG-CAT occurs in the vicinity of jet-streams and the highest frequencies are located on the northern side of the jet. Very similar spatial patterns of MOG-CAT climatology are obtained from JRA55 and MERRA-2 reanalyses (not shown).

The maximum MOG-CAT frequency is located over East-Asia and can reach more than 7.0%. This is mainly due to strong VWS (Figure 3.1b), where the subtropical jet reaches its maximum speed. This is also due to the presence of the Himalayan mountain range that could enhance VWS. Other areas of large MOG-CAT occurrence are observed at the subtropical jet entrance, which is located over western North Africa. Here, the highest frequencies in MOG-CAT are induced by large DEF due to the presence of the Azores high (Figure 3.1c). It has been shown that regions of sharply curved anticyclonic flows most frequently produce CAT (Ellrod et al., 2015; Jaeger and Sprenger, 2007). Over North Pacific and northern North Atlantic areas, both VWS and DEF contribute to MOG-CAT generation (Figure 3.1a-c). MOG-CAT frequency peaks over high mountain chains (Himalayas, Rocky Mountains and Alps). Whereas the regridding of ERA5 onto a coarser grid does not significantly affect the spatial structure of TI1 index, the MOG-CAT characteristics over the mountainous areas are greatly affected by the interpolation for the frontogenesis function CAT diagnostic (Figure 3.2). This is probably due to the high resolution, which allows to better resolve the mesoscale mountain waves. However, there is no dependence on spatial resolution for MOG-CAT produced by vertical wind shear within jet-streams and upper-level fronts (Figure 3.2).

MOG-CAT climatology is well represented in CMIP6 models with respect to ERA5

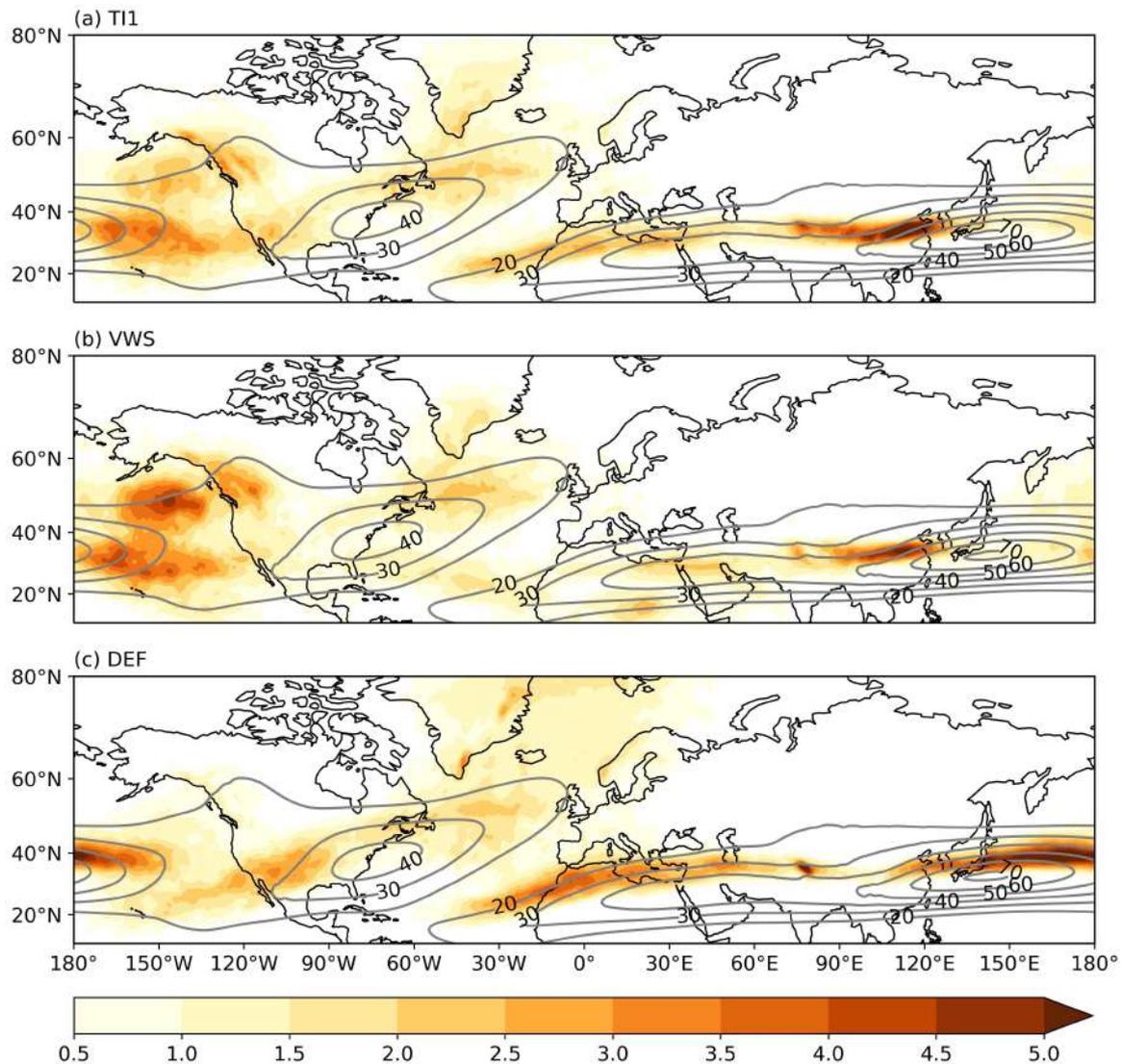


Figure 3.1 – Winter (DJF) climatology of MOG-CAT frequency (≥ 0.5) for (a) Turbulence Index 1 (TI1), (b) Vertical Wind Shear (VWS), (c) Flow Deformation (DEF) at 200-250 hPa from 1981 to 2010 based on ERA5 reanalysis. Zonal wind speed climatology at 250 hPa level is shown by the black contours (every 10 m s^{-1} , for wind speeds $\geq 20 \text{ m s}^{-1}$). Units are in %.

which is considered as the reference here (Figure 3.3). The spatial structure of MOG-CAT occurring in the vicinity of the subtropical jet is in general well simulated in all models, although some of these models overestimate MOG-CAT frequency over East-Asia and North Pacific (MIROC-ES2L, UKESM1-0-LL) and others underestimate it (CNRM-CM6-1, CanESM5, MPI-ESM1-2-HR). Over the North Atlantic, most of the

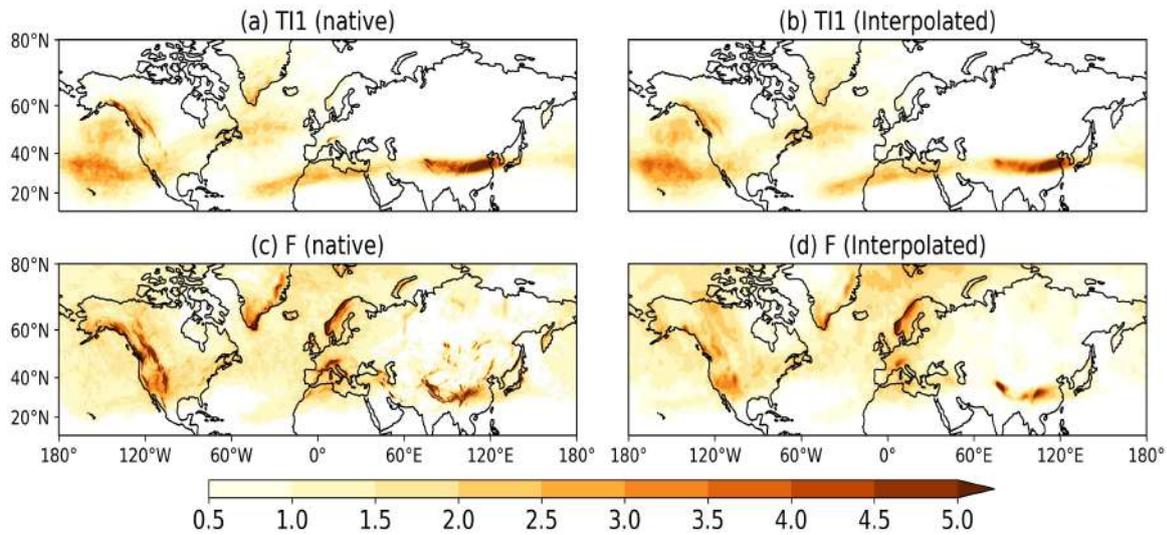


Figure 3.2 – Winter (DJF) climatology of MOG-CAT frequency (≥ 0.5) at 200-250 hPa from 1981 to 2010 based on ERA5 native grid (left) and interpolated grid (right) for (a-b) Turbulence index 1 (TI1), (c-d) frontogenesis function. Units are in %.

models underestimate MOG-CAT frequency except CNRM-CM6-1 and EC-Earth3, which represent better the spatial distribution of MOG-CAT. In general, over the North Atlantic, models simulate higher MOG-CAT frequency at lower latitudes, over the subtropical jet entrance. This is partly due to the fact that CMIP6 models feature a stronger VWS over the subtropical jet than over the polar jet with respect to ERA5 (Figure 3.4). Focusing on the MMM, MOG-CAT frequencies over East-Asia, North Africa and North Pacific are close to ERA5 (Figure 3.3). However, over the North Atlantic area, MMM MOG-CAT frequency is approximately twice weaker than in ERA5, pointing out that CMIP6 models display some deficiencies in simulating CAT extremes in this area.

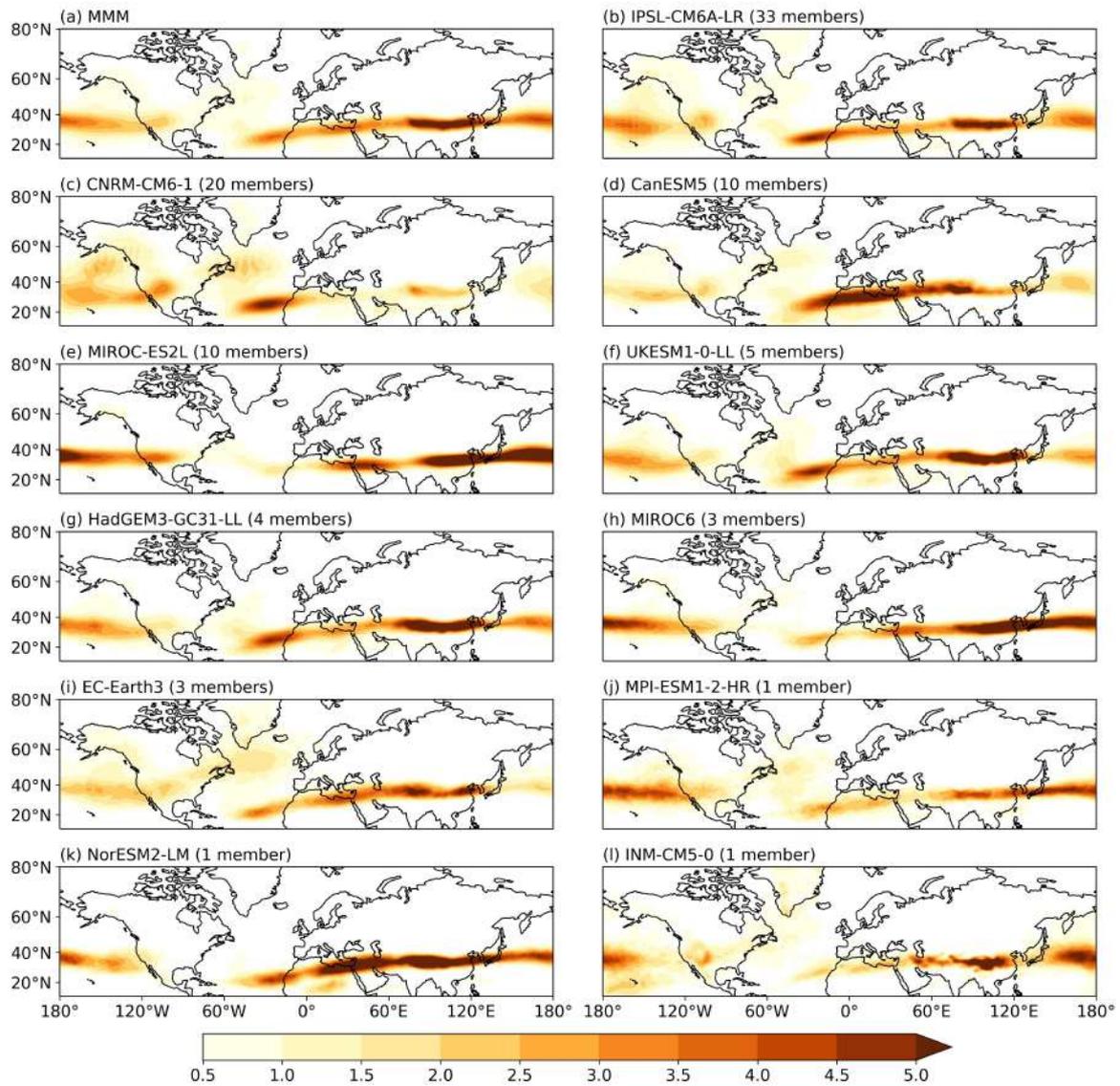


Figure 3.3 – Winter (DJF) climatology of MOG-CAT frequency (≥ 0.5) of the Turbulence Index 1 at 200-250 hPa between 1981-2010 from (a) Multi-Model ensemble Mean (MMM) and (b-l) different CMIP6 climate models. Units are in %.

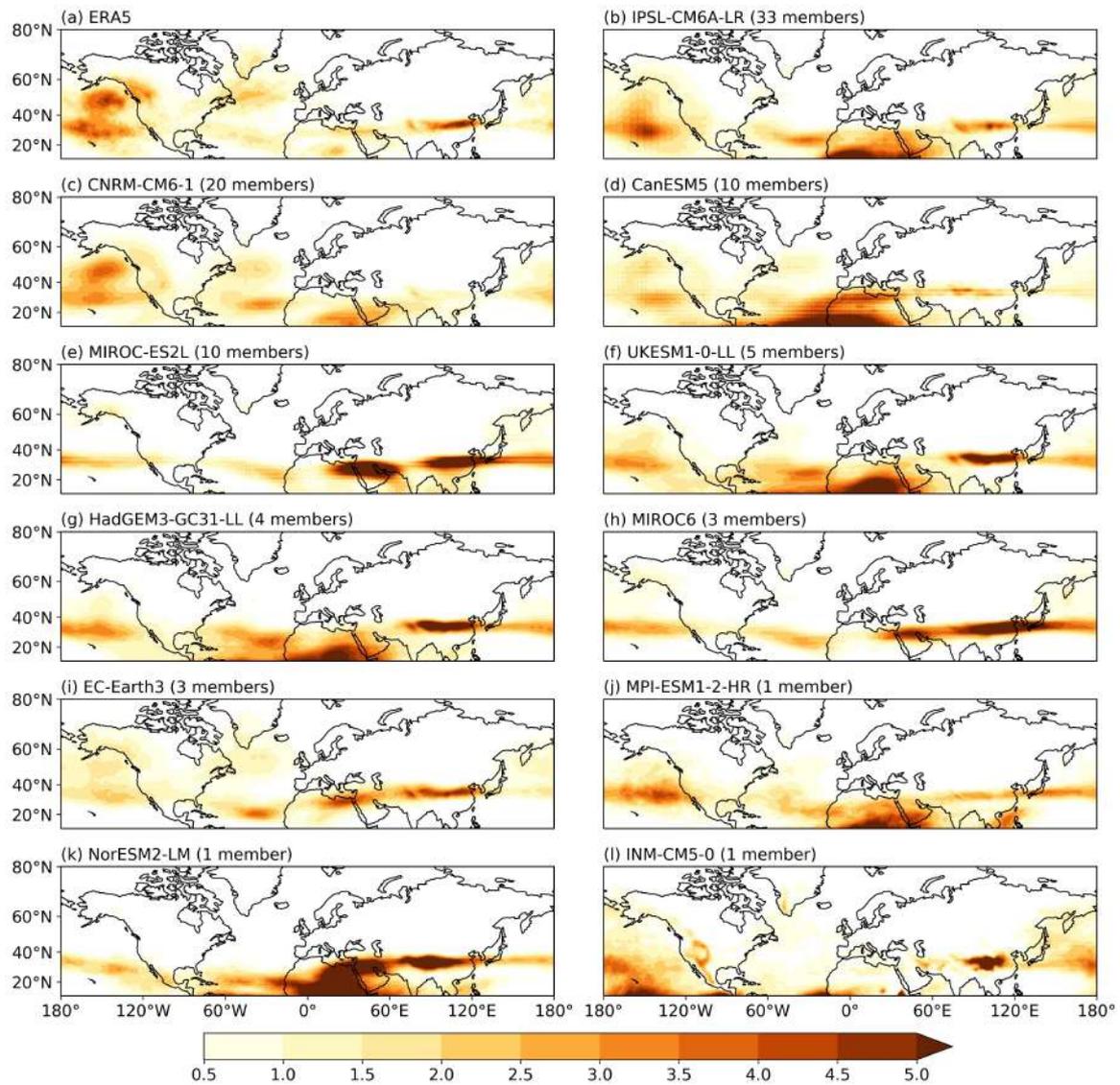


Figure 3.4 – Winter (DJF) climatology of MOG-CAT frequency ($\geq 0.5\%$) of vertical wind shear diagnostic at 200-250 hPa between 1981-2010 from (a) ERA5 reanalysis and (b-l) different CMIP6 climate models. Units are in %.

3.1.7.2 MOG-CAT past trends

We define a common period, 1980-2021, to investigate past trends in MOG-CAT frequency. For this purpose, we compute at each grid point the trend (signal) of the interannual time series of winter MOG-CAT frequency by using a linear least-squares regression method. Then, the trend value is normalised by the interannual standard deviation (noise) of the time series. We proceed in this way to assess if the trend is larger than the interannual variability of MOG-CAT in winter. Note that to generate robust statistics, only the grid points showing a sufficient number of MOG-CAT episodes during the period of study were taken into account in the trend estimation. We selected the grids points with more than 50% values different from zero in the time-series, i.e. the grid points with more than 21 winters of non-zero MOG-CAT values. We proceed in the same way to assess VWS and DEF trends.

Figure 3.5a shows that for ERA5, the largest positive values of the signal-to-noise ratio are observed in several regions : East Asia, Middle East, North Pacific and North Atlantic. The increase in MOG-CAT frequency over the last decades in these different regions is associated with a large increase in VWS (Figure 3.5b) over the jet streams. VWS near jet-streams is highly correlated with the meridional temperature gradient according to the thermal wind balance. This suggests that the increase in VWS could be related to the positive trends in the meridional temperature gradient in the upper levels, which are likely due to the tropical upper-tropospheric warming and the polar lower-stratospheric cooling during the recent decades (Lee J. H et al., 2023). Over the North Atlantic, the positive trends in MOG-CAT are driven by both VWS and DEF (Figure 3.5b and 3.5c).

We assess MOG-CAT trends obtained with other reanalyses over the four regions indicated with the boxes in Figure 3.5. In the North Atlantic, we consider two domains : (i) North Atlantic polar-jet exit ; and (ii) Southern North Atlantic subtropical-jet entrance. This splitting allows to separate CAT produced by the polar jet from that produced by the subtropical jet. The polar jet stream is often described as eddy-driven and is distinct from the subtropical jet stream, which is primarily caused by poleward transport of angular momentum in the Hadley cell (Lee S. H et al., 2019). The

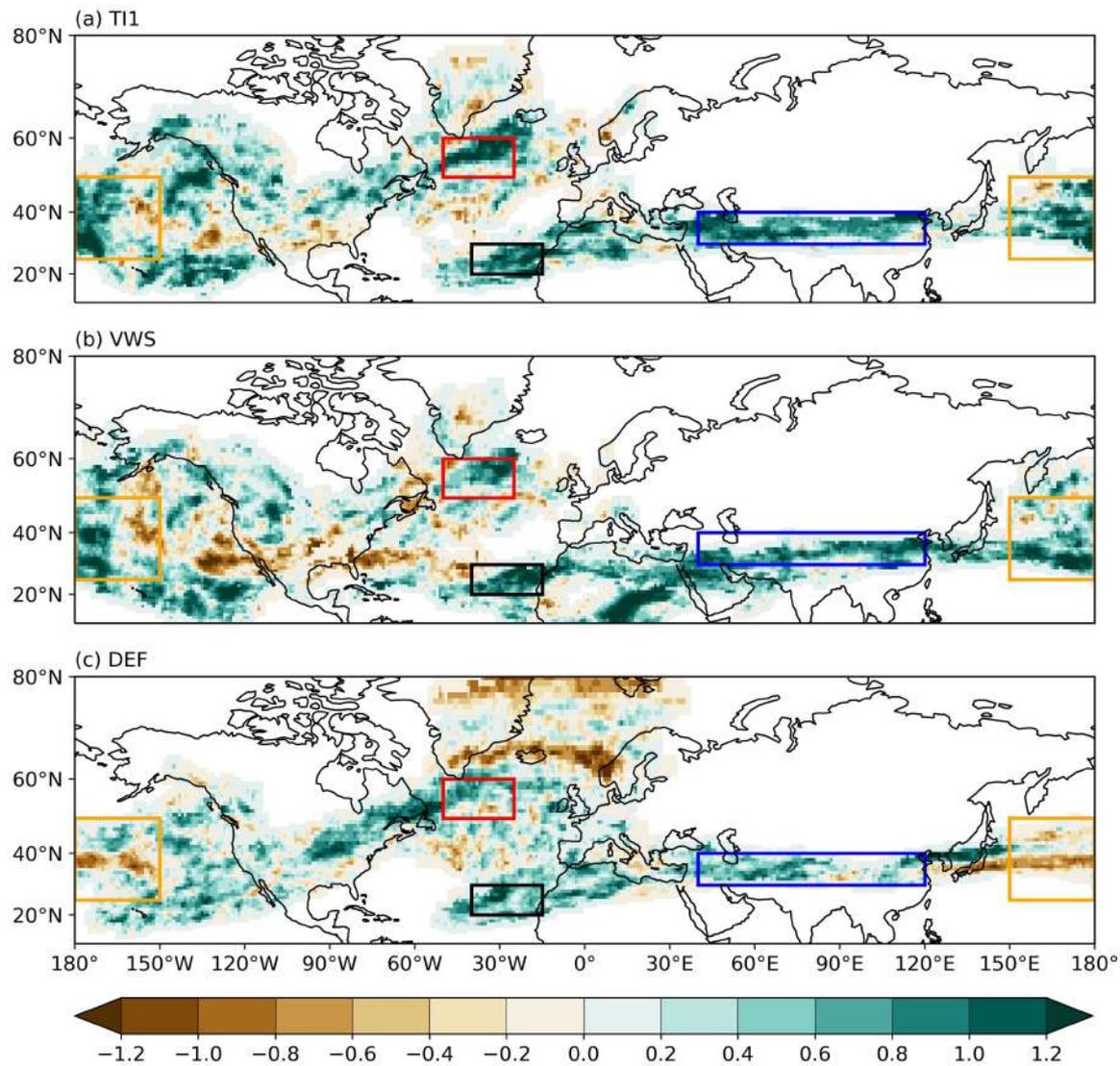


Figure 3.5 – Ratio between the value of the trend and the interannual variability for MOG-CAT frequency estimated over the period 1980-2021 from ERA5 for (a) Turbulence Index 1 (TI1), (b) Vertical Wind Shear (VWS), (c) Flow Deformation (DEF) at 200-250 hPa for the winter season. Red, black, blue and orange boxes indicate Northern North Atlantic (NA) (50-25°W, 50-60°N), Southern NA (40-15°W, 20-30°N), Middle-East and East-Asia (40-120°E, 30-40°N), North Pacific (150°E-150°W, 25-50°N) regions respectively.

other two domains are : (iii) North Pacific, where the two polar and subtropical jets merge; and (iv) Middle-East and East-Asia, where CAT is mainly produced by the subtropical-jet and strengthened by the Himalayas. These regions have been selected

Table 3.2 – *Percentage of Change in winter MOG-CAT Frequency for the Period 1980-2021 over the Four Regions Indicated in the Boxes in (Figure 3.5). The Methodology to Compute the Percentage of Change is Detailed in the Text. Bold Police Indicate Those Changes that are Significant at the 99% Level (p value < 0.01) by Using a two-tailed t test.*

Reanalysis	Northern NA			Southern NA		
	TI1	VWS	DEF	TI1	VWS	DEF
ERA5	55.4	38.4	33.3	112.7	120.7	75.2
JRA55	65.8	47.7	43.6	197.9	308.7	91.4
MERRA2	64.2	69.5	31.8	157.3	151.1	74.3
Reanalysis	North Pacific			Middle-East/East-Asia		
	TI1	VWS	DEF	TI1	VWS	DEF
ERA5	63.1	45.9	-8.8	82.6	116.6	59.3
JRA55	63.2	56.0	-1.8	164.4	330.8	109.6
MERRA2	56.9	70.9	-11.6	71.0	84.9	51.2

Note. MOG-CAT, Moderate-Or-Greater Clear-Air Turbulence; NA, North Atlantic; TI1, Turbulence Index 1; VWS, vertical wind shear; DEF, flow deformation.

because large positive trends are observed in recent decades (Figure 3.5). Besides, these regions are characterised by a high density of air traffic linking Europe, North America, East Asia and Middle-East.

For each region, the winter annual MOG-CAT frequency is defined by computing the percentage of the values that exceeds MOG-CAT threshold relative to the total number of values (number of grid points \times number of winter days of each year). Then, the percentages of change shown in (Table 3.2) are obtained using the total change for the whole period (slope of the trend line \times 42 years) compared to the frequency in 1980 of the fitted linear trend lines.

ERA5, JRA55 and MERRA-2 are in good agreement with the increase of MOG-CAT over the four regions (Table 3.2). A mean percentage of change of 61.8% was obtained over northern North Atlantic for MOG-CAT and 155.9% over southern North Atlantic. Over the North Pacific MOG-CAT increases by 61.1%, and over East Asia and Middle East by 106% on average. Note that the values of the increases are much higher with JRA55 compared to ERA5 and MERRA-2 over southern North Atlantic, East Asia and Middle East. The trends are generally robust and statistically

significant at 1% level (p -value < 0.01), except over the northern North Atlantic. The largest increases of MOG-CAT are found over Northwestern Africa, East Asia and Middle East, where MOG-CAT frequency has more than doubled between 1980 and 2021, mainly due to a sharp increase in VWS.

Next step is to investigate the possible causes of these MOG-CAT increases. To analyse the respective role of internal versus externally forced variability, we use the historical experiments performed by CMIP6 models (Table 3.1). The multi-model multi-member ensemble allows to isolate the forced climate response from the internal climate variability. The externally forced component of the simulated MOG-CAT trends can be obtained by averaging the trends from all the members together (Deser et al., 2014).

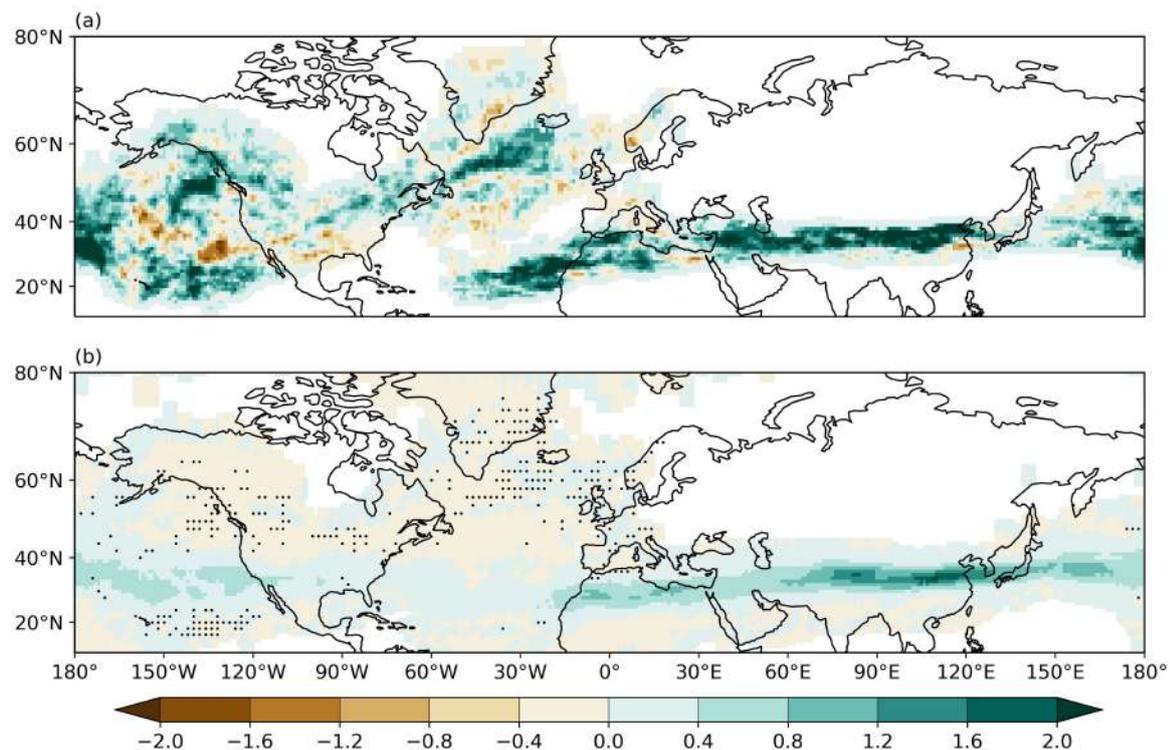


Figure 3.6 – Winter (DJF) MOG-CAT frequency trends for Turbulence index 1 at 200-250 hPa over the period 1980-2021 from (a) ERA5 reanalysis, (b) The multi-model ensemble mean. The black dots in (b) indicate where the observed MOG-CAT trend in ERA5 is outside the range of the forced trends in the multi-model ensemble members.

Figure 3.6 compares the observed MOG-CAT trends in ERA5 with the forced MOG-CAT trends in CMIP6 models. Like the observed trend pattern, the forced response shows some evidence for the increase of MOG-CAT frequency over East Asia, Middle East and North Africa. This indicates that the MOG-CAT response to global warming is strong enough to be detected over these regions, pointing out the potential influence of human-induced climate factors on these trends. Over the North Atlantic and the North Pacific, there is no agreement between the observed MOG-CAT trend and the forced response, suggesting that the internal climate variability is still very large with respect to the GHGs effect in these regions. Overall, the values of the observed MOG-CAT trends lie within the range of simulated predictions, except over the northern North Atlantic and North America (Figure 3.6).

In complement, we also used only the 20 members of the CNRM-CM6.1 model to isolate the effects of anthropogenic climate change from those of internal variability on MOG-CAT trends. A forced response similar in pattern to that of the multi-model ensemble members was obtained (Figure 3.7a). In addition, here we provide a quantitative assessment using a simple signal-to-noise analysis. The signal is obtained by averaging across the 20 members of the CNRM-CM6.1 model, and the noise is the spread amongst all the members (Deser et al., 2014). High positive values of the signal-to-noise ratio are found over East Asia, Middle East and North Africa (Figure 3.7b), indicating that the changes in MOG-CAT frequency could be attributed to a response of the atmosphere to external forcings (i.e. GHG increases) over these regions. In contrast, over the North Atlantic and the North Pacific, the signal-to-noise ratio is very weak, suggesting that the amplitude of internal variability in recent decades is still very strong to make the global warming signals detectable. Over the North Atlantic, the individual ensemble members reveal a wide range of MOG-CAT trend responses to the same external forcing. For example, members 15 and 16 exhibit opposite sign (Figure 3.7c and 3.7d). Our findings are in agreement with the study by Tenenbaum et al. (2022), which used 20 years of aircraft observations of the New York to London flights over North Atlantic and which reported that the turbulence trends are not statistically significant. Our findings are also consistent with the study

by Lee J. H et al. (2023), in which the largest positive MOG-CAT trends were found in East Asia between 1979 and 2019.

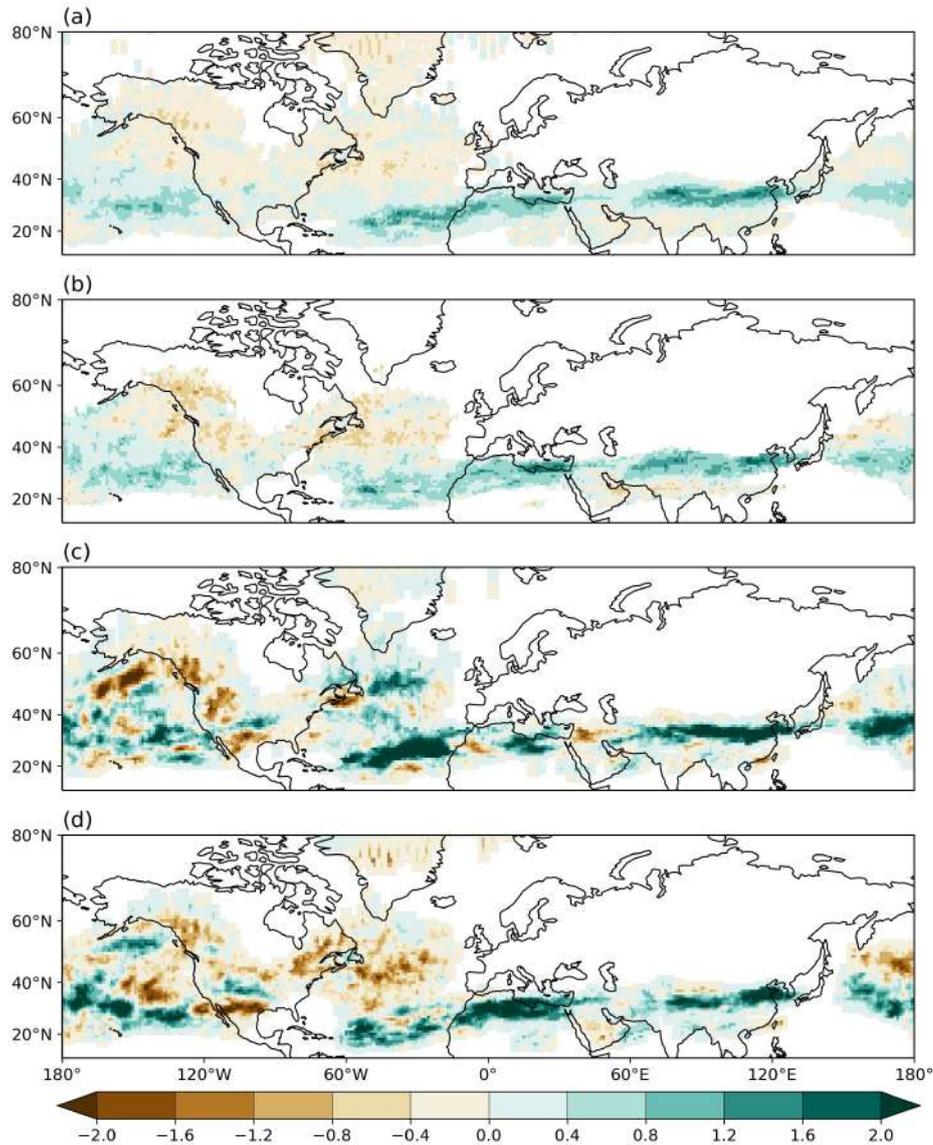


Figure 3.7 – Winter (DJF) MOG-CAT frequency trends for Turbulence index 1 at 200-250 hPa over the period 1980-2021 from (a) The CNRM-CM6-1 model ensemble mean, (c) member 15, (d) member 16. (b) Signal-to-noise ratio from the 20 CNRM-CM6-1 ensemble members.

3.1.7.3 MOG-CAT future changes

We investigate MOG-CAT changes in the future climate projections by considering different global warming levels (GWLs) rather than the time horizon. For this purpose, we apply the epoch approach, also called the time-shift method, used in the International Panel on Climate Change (IPCC) AR6 report (see section 4.6.1 in [Masson-Delmotte et al. \(2021\)](#)). As mentioned in the IPCC AR6, this method offers significant advantages compared to the widely-used time horizon approach, since it allows future projections to be combined independently from the emissions scenarios and the climate sensitivity in coupled models. Moreover, the use of GWLs to assess changes in extreme events is more meaningful for decision makers as actionable information is provided (IPCC AR6, chapter 11). The method consists of setting different GWL levels (1°C, 2°C, 3°C, 4°C) with respect to the 1850–1900 period. Here we define the reference as $\text{GWL} = 1^\circ\text{C}$, which in fact corresponds to the GWL currently observed ($\sim 1.1^\circ\text{C}$). We consider three different future climates at $\text{GWLs} = 2^\circ\text{C}, 3^\circ\text{C}, 4^\circ\text{C}$. We first proceed by computing 20-year moving averages of the global average surface temperature for each member of each model. Note that the year in which a GWL is exceeded is different across the different simulations. Then we examine when the required GWL is reached with respect to our reference GWL. Once the year in which the GWL was exceeded is obtained, a 20-year period centred on this year is computed. This 20-year period is used to be representative of the required GWL and composites for other variables can be obtained by using this period. Finally, for each member of each model, MOG-CAT frequency is calculated for the present $\text{GWL} = 1^\circ\text{C}$ and for each future $\text{GWL} = 2^\circ\text{C}, 3^\circ\text{C}, 4^\circ\text{C}$ and the respective differences are computed. We note here ΔT the global mean temperature difference between each future GWL and the present GWL.

Large increases in MOG-CAT frequency are projected over most regions within the latitudinal band 20–40°N, located over East Asia, Middle East, North Africa, North Pacific and North America (Figure 3.8). Moreover, there is generally a high model agreement about this increase. These projected changes in MOG-CAT frequency are enhanced as the GWL increases. However, at higher latitudes the values of the projec-

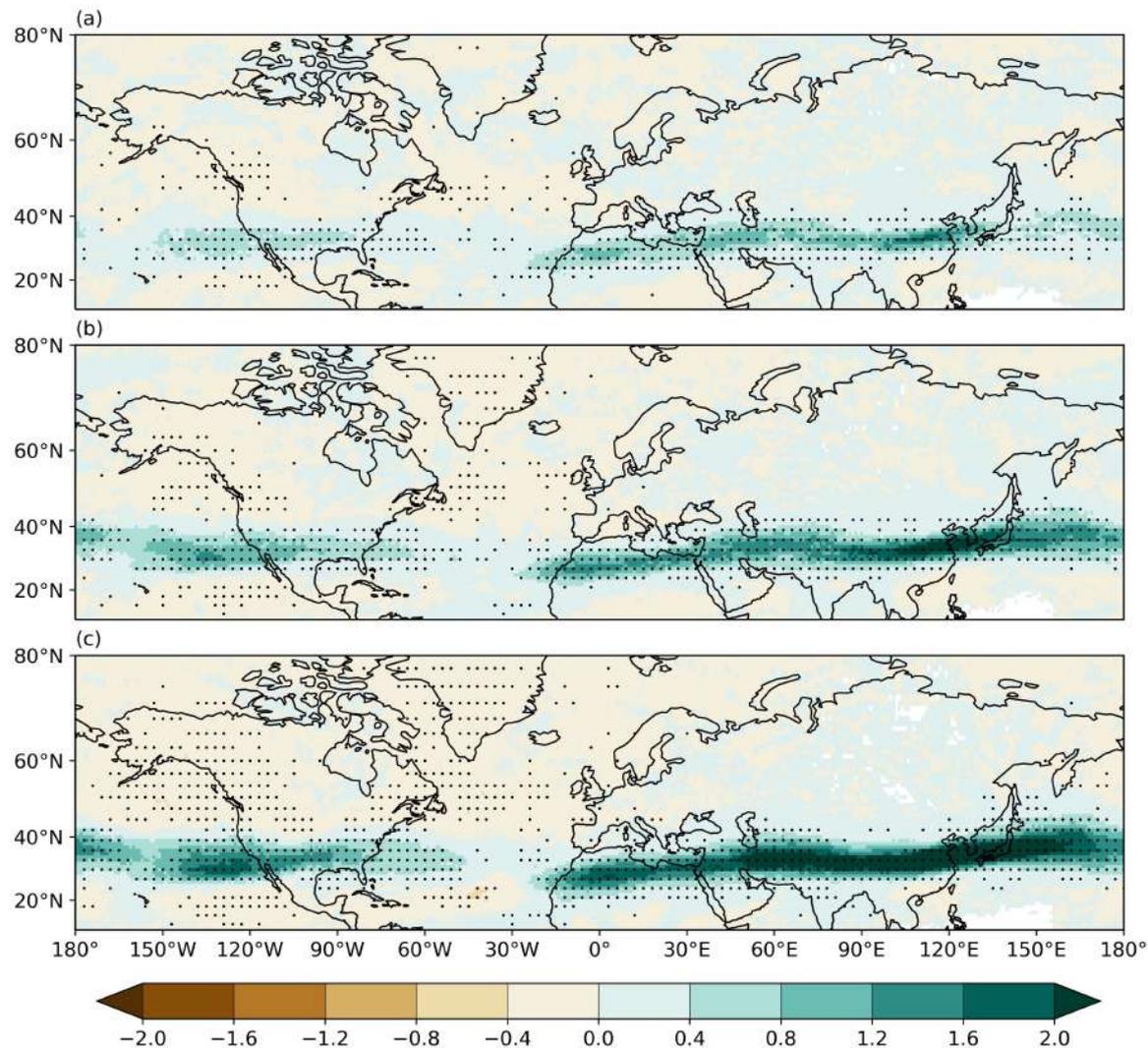


Figure 3.8 – Projected changes in MOG-CAT frequency for Turbulence Index 1 at different global warming levels explained in the text : (a) $\Delta T=1^{\circ}\text{C}$, (b) $\Delta T=2^{\circ}\text{C}$ and (c) $\Delta T=3^{\circ}\text{C}$. Changes are estimated from the multi-model ensemble mean. The black dots indicate those grid points where more than 80% of models agree on the sign of the change. Units are in %.

ted changes obtained by the MMM are small with low model agreement, in particular over the North Atlantic. However, these uncertainties are much reduced for $\Delta T=2^{\circ}\text{C}$ and 3°C , for which the MMM projects a reduction of the MOG-CAT in the future (Figure 3.8b and 3.8c).

We use the large ensemble of CNRM-CM6.1 model to investigate the role of the inter-

nal variability on the different GWL projections. This is measured as the agreement amongst the 20 members of the ensemble (Figure 3.9). The effects of internal variability on the MOG-CAT frequency are moderate for $\Delta T = 1^\circ\text{C}$, but very weak for larger GWLs, since a high member agreement is obtained. As expected, the response of external forcing (GHGs) becomes dominant as GWL increases. CNRM-CM6.1 projections are similar to the MMM response shown in Figure 3.8, indicating the appropriateness of using large ensembles (Deser et al., 2014; Kay et al., 2015).

Figure 3.10 suggests that the projected changes in MOG-CAT frequency shown in Figure 3.8 are mostly caused by the increase in VWS within the subtropical jet (20–40°N latitudinal band). According to the thermal wind balance relation, the increase of VWS in the last four decades is highly correlated with the strengthening of the meridional temperature gradient (Lee J. H et al., 2023). Our results would support that the meridional temperature gradient is likely projected to be reinforced in the future climate as a response to anthropogenic climate change, leading to stronger subtropical jet and an increase in VWS. Despite the increase in DEF over the North Atlantic, the combination with VWS shows a weak decrease in MOG-CAT (Figure 3.10).

It is worth noting that we find no impact of the model horizontal resolution on the results. Indeed, the ensemble of CMIP6 models used in this study includes two high-resolution models. We found no differences in the results on the original and interpolated grids (not shown). Further, by comparing ERA5 in the native grid (~ 25 km) and interpolated grid (~ 100 km), we found very similar results in MOG-CAT climatology and trends (Figure 3.2). This is consistent with the study by Smith et al. (2023) : they used three different models with high and coarse resolutions for each one, and they found no dependence on model resolution for moderate CAT projections over the North Atlantic.

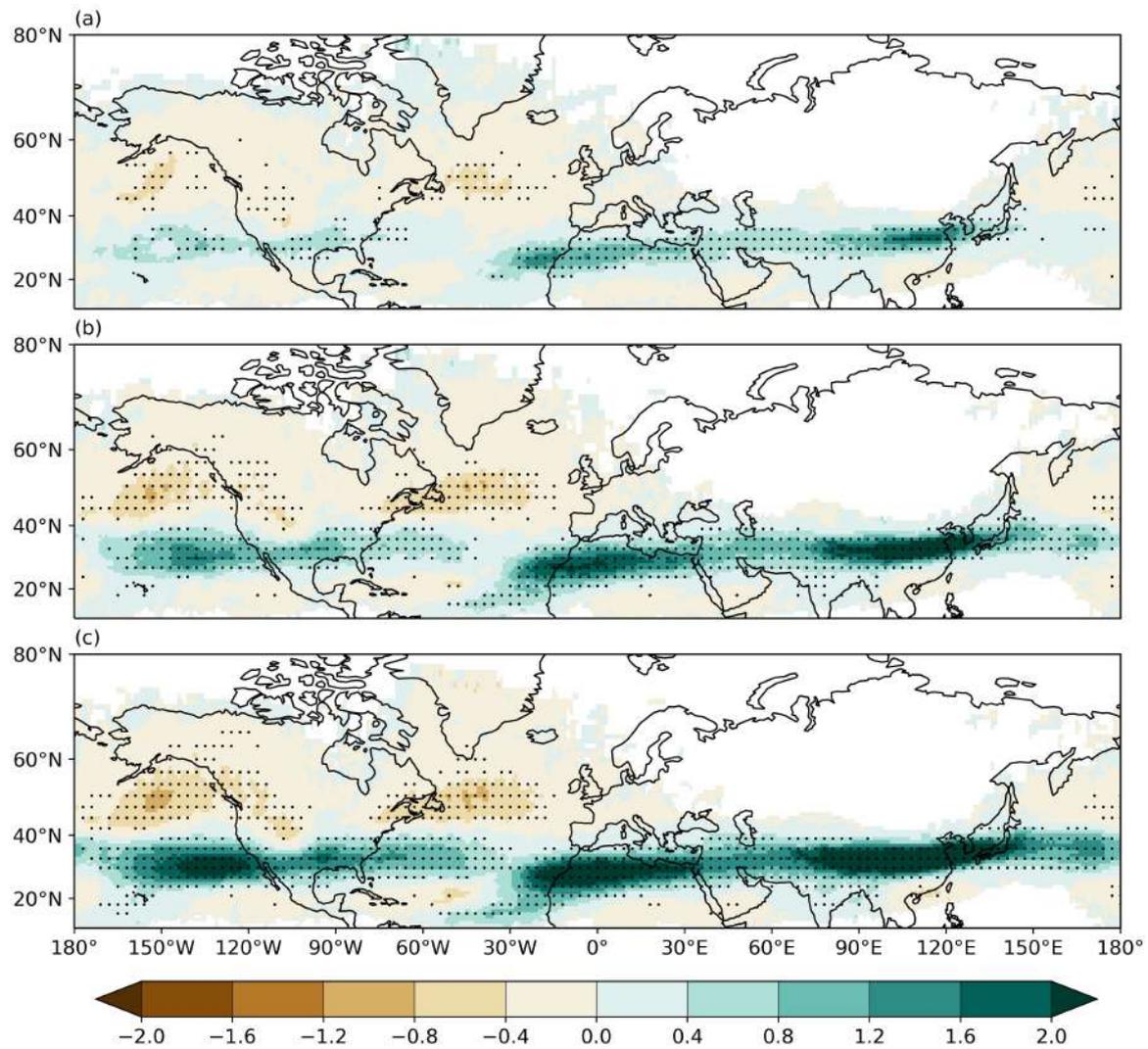


Figure 3.9 – Projected changes in MOG-CAT frequency for Turbulence Index 1 at different global warming levels explained in the text : (a) $\Delta T=1^\circ\text{C}$, (b) $\Delta T=2^\circ\text{C}$ and (c) $\Delta T=3^\circ\text{C}$. Changes are estimated from the CNRM-CM6-1 model ensemble mean. The black dots indicate those grid points where more than 80% of members agree on the sign of the change. Units are in %.

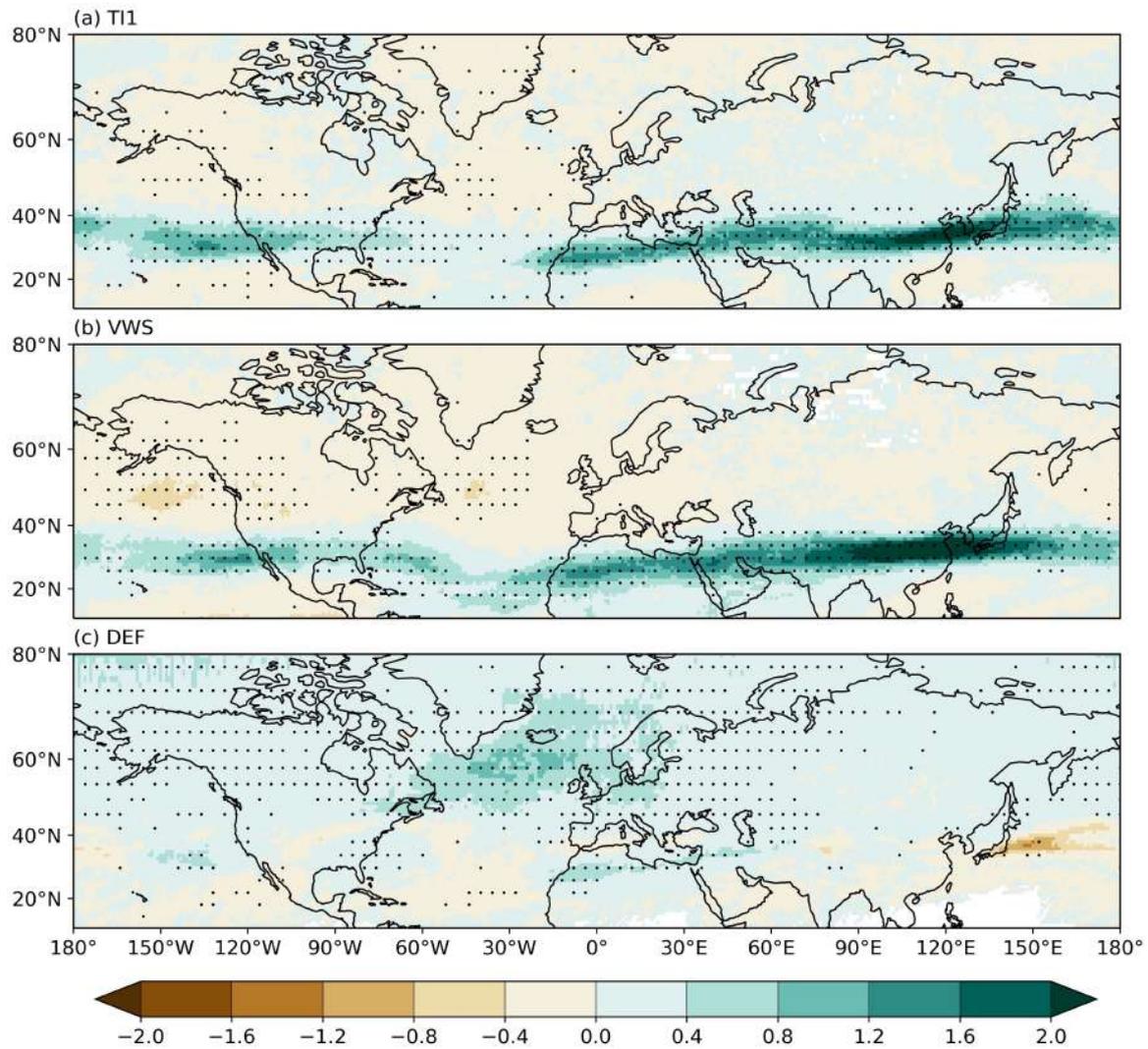


Figure 3.10 – Projected changes in MOG-CAT frequency at $\Delta T=2^\circ\text{C}$ for (a) Turbulence Index 1 (TI1), (b) Vertical Wind Shear (VWS), (c) Flow Deformation (DEF). Changes are estimated from the multi-model ensemble mean. The black dots indicate those grid points where more than 80% of models agree on the sign of the change. Units are in %.

3.1.7.4 Extension to other CAT indices

An extension of the analysis to other CAT indices is carried out to assess the uncertainty associated with the different CAT diagnostics. We select an ensemble of 5 CAT diagnostics, whose predictive skill to characterize CAT has been demonstrated and validated with observational data (Williams and Storer, 2022; Sharman et al., 2006). Besides TI1 index, the new diagnostics include : frontogenesis function, horizontal temperature gradient, - Ri, and NCSU1. They are described in detail by Sharman et al. (2006). These indices are currently implemented in the graphical turbulence guidance algorithm. Sharman et al. (2006) showed that these diagnostics perform best in forecasting upper-level turbulence phenomena. Using this subset therefore ensures that the results are as robust as possible. Note that our approach differs from previous studies, which use a large number of turbulence diagnostics (Williams, 2017; Storer et al., 2017; Smith et al., 2023); most of these diagnostics are important ingredients in CAT production but cannot be considered as CAT indices when used alone.

The spatial patterns of projected changes in MOG-CAT frequency for $\Delta T=2^{\circ}\text{C}$ are similar among the CAT diagnostics (Figure 3.11). Large increases in MOG-CAT frequency are obtained over different regions in the latitudinal band 20-40°N (East Asia, Middle East, North Africa, North Pacific and North America). Note that the frontogenesis function presents weaker changes compared to the other indices but they are located in the same areas. Figure 3.11 shows that over East Asia, Middle East, North Africa, North Pacific and North America, the multi-diagnostic multi-model mean is quite in agreement on an increase in MOG-CAT frequency as a consequence of global warming. The largest increases in MOG-CAT frequency are projected to occur over East Asia.

Again, over the North Atlantic, the projected changes are weak and there is less agreement amongst the CAT diagnostics. The sign of the change is negative for three out of the five indices used (TI1, horizontal temperature gradient, frontogenesis function) and positive for - Ri and NCSU1, which takes into account Ri in its computation. Ri is defined as the ratio between the squared Brunt-Väisälä frequency N^2 (which is related to static instability) and the squared VWS. This indicates that projected increase

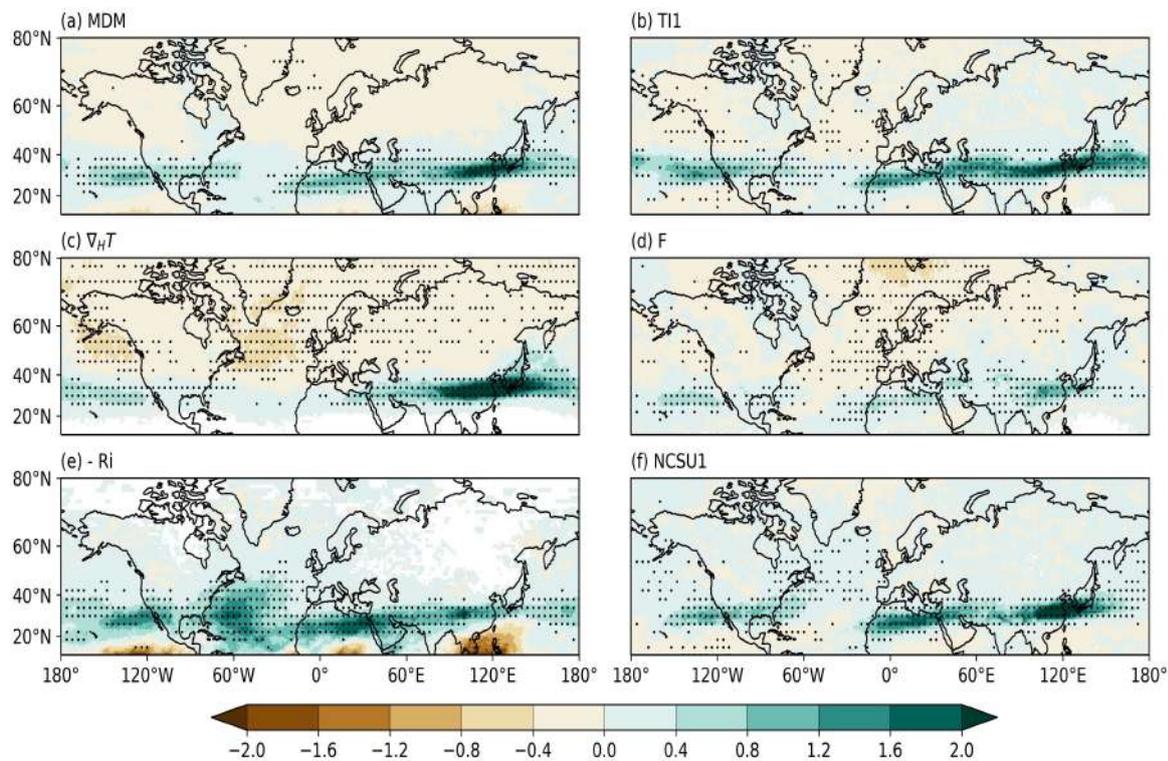


Figure 3.11 – Projected changes in MOG-CAT frequency at $\Delta T=2^{\circ}\text{C}$ for (a) the multi-diagnostic mean (MDM), (b) Turbulence Index 1 (TI1), (c) horizontal temperature gradient ($\nabla_H T$), (d) Frontogenesis function (F), (e) negative Richardson number ($-Ri$), and (f) North Carolina State University index 1 (NCSU1). Changes are estimated from the multi-model ensemble mean. The black dots in (a) indicate those grid points where all CAT indices agree on the sign of the change, while in (b-f) they indicate where more than 80% of models agree on the sign of the change. Units are in %.

in MOG-CAT frequency shown by Ri over the North Atlantic is mostly explained by the increases in the static instability rather than by VWS, which is projected to decrease over this area (Figure 3.11). Indeed, the use of Ri to characterize CAT could be misleading, since the static instability, although a turbulence measure, can also be related to convective turbulence which is visible. The climatology of Ri shows that the highest frequencies are located over the tropics, which are well known to be regions of convective turbulence (not shown). Another limitation of using Ri is that this index is more reliable when estimated from high-resolution data (Ellrod et al., 2015).

Our results suggest that the uncertainty in MOG-CAT projections over North Atlantic

between CAT indices is related to the competition between changes in the wind shear and convective instability phenomena, both sources of turbulence. It is important to recall that wind shear instability is the most important ingredient in CAT generation (Dutton and Panofsky, 1970; Ellrod et al., 2015; Sharman and Lane, 2016). This uncertainty linked to CAT diagnostics implies that the CAT phenomenon is complex and that all the phenomena that generate it should be studied in order to understand future changes.

The disagreement in CAT projections amongst twenty diagnostics can also be found in Figure 2 of Storer et al. (2017) based on the HadGEM2-ES model. Over the North Atlantic, the TII index shows a weak decrease. In contrast, DEF increases considerably (up to 500%), which is consistent with our results (Figure 3.11). More recently, Smith et al. (2023) found that over the North Atlantic, twelve diagnostics projected a moderate CAT increase, while six projected a decrease. Furthermore, Williams and Storer (2022) showed a strong inter-diagnostic uncertainty in CAT climatology and trends with ERA-interim reanalysis and HadGEM2-ES model. Thus, while it is crucial to study CAT changes from a multi-diagnostic approach, averaging across all diagnostics may complicate interpretation of results since the diagnostics can represent very different physical phenomena.

3.1.8 Conclusions and Discussion

This study provides an assessment of past and future changes in MOG-CAT frequency over the Northern Hemisphere by using different atmospheric reanalyses and experiments performed with 11 CMIP6 climate models.

Consistently with previous studies (Jaeger and Sprenger, 2007; Lee J. H et al., 2023), we find that highest frequencies of MOG-CAT occurrence in the current climate are located on the northern side of the jets over different regions : the North Atlantic, North Pacific, East-Asia and North Africa. The maxima of MOG-CAT frequency were found over East-Asia (approximately 7.5%), which are due to strong vertical wind shear (VWS) where subtropical jet reaches its speed maximum, and which are

also due to the presence of the Himalayas that could enhance VWS. In addition, this study performs the first validation of CMIP6 models in terms of simulated MOG-CAT climatology with different CAT diagnostics. We conclude that these models are suitable tools to study MOG-CAT. Nevertheless, we show that over the North Atlantic region, most models underestimate MOG-CAT frequency, mainly due to the fact that CMIP6 models simulate weaker vertical wind shear within the polar jet with respect to ERA5 reanalysis (Figure 3.4).

Past changes in MOG-CAT frequency for the period 1980-2021 show increases in East Asia, Middle East, North Africa and North Pacific. The different atmospheric reanalyses are in good agreement and the trends are statistically significant at 1% level. Over the North Atlantic, the reanalyses show positive trends that are not statistically significant. We find that in recent decades, frequency of MOG-CAT has more than doubled over Northwestern Africa, Middle East, and Eastern Asia. This is mainly due to a large increase in VWS related to the subtropical jet strengthening, which is due in turn to the sharpening of the meridional temperature gradient caused by the warming over the tropics and the cooling over high latitudes in upper atmospheric levels. The importance of the internal climate variability with regards to the anthropogenic forcing is addressed by using CMIP6 models and a large ensemble performed with the CNRM-CM6.1 model. We find that over the North Pacific and the North Atlantic regions, the internal climate variability is large enough to mask the anthropogenic-induced signal. In addition, the increase in MOG-CAT frequency observed in East Asia and Middle East over the last four decades is outside the range of internal variability and could be potentially attributed to external forcing.

Multi-model climate projections indicate that the positive trend reported over North Africa, East Asia and Middle East will continue to increase in the future with the global warming level, and there is a high agreement amongst the climate models and the CAT diagnostics. In general, models project a MOG-CAT increase within the 20-40°N latitudinal band and a weak decrease northwards. The projected increases in MOG-CAT frequency over these regions intensify with the degree of global surface warming considered. Component analysis of the TI1 CAT index leads to the conclu-

sion that increases in MOG-CAT frequency are mainly related to increases in VWS within the subtropical jet. Contrary to previous studies ([Williams, 2017](#); [Storer et al., 2017](#); [Smith et al., 2023](#)), our results show a slight decrease in MOG-CAT frequency over the North Atlantic. The disagreement over this region can be explained by the fact that there are large uncertainties associated with the CAT indices used. We suggest that this uncertainty may be linked to competition between vertical wind shear and convective instability, both sources of turbulence. However, it is important to recall that shear instability is the main source of clear-air turbulence, and that vertical wind shear is projected to decrease over the North Atlantic.

The projected increases in MOG-CAT frequency shown in this study could have a significant impact on aviation operations and safety, as well as on the design of future aircrafts. Future work is needed to extend the analysis to other atmospheric layers (e.g., 150-200 hPa, 250-300 hPa). This is of interest since future commercial aircraft could be optimised to fly at other altitudes to mitigate the projected increase in MOG-CAT frequency found at the current cruising altitudes. Furthermore, in-flight turbulence data could be used to study the reliability of CAT indices. In particular over the North Atlantic, this would provide a better understanding of CAT generation mechanisms and reduce MOG-CAT projection uncertainties. Collaborations with government agencies regulators of civil aviation and airlines are necessary to have access to these in-flight measurements.

Future research is also needed to investigate future changes in CAT intensity together with wind gust to define the maximum load an aircraft can withstand. To study properly the impact of CAT extreme intensities on a commercial aircraft, spatial scales ranging from 100 m to 2 km are suitable. The use of dynamical downscaling approaches, in which a regional model is nested by a coarser resolution global model, could be of interest to address future changes in CAT intensity over a certain region.

Open Research

The ERA5 reanalysis on pressure levels can be downloaded here : <https://cds.climate.copernicus.eu/cdsapp#!/dataset/reanalysis-era5-pressure-levels?tab=form>, JRA55 were obtained from : <https://rda.ucar.edu/datasets/ds628.0/index.html#!access>, and MERRA-2 can be downloaded from : <https://disc.gsfc.nasa.gov/datasets?project=MERRA-2>. All CMIP6 data analyzed in this study were obtained from the Institut Pierre Simon Laplace (IPSL) node of the Earth System Grid Federation (ESGF) : <https://esgf-node.ipsl.upmc.fr/search/cmip6-ipsl/>. The 20 simulations performed with CNRM-CM6-1 model can be provided by the authors upon request.

acknowledgments

The authors thanks the climate modeling groups for producing the CMIP6 data and the Earth System Grid Federation (ESGF) for archiving the data and providing access freely available. We gratefully thank Marie-Pierre Moine and Laure Coquart for their help to handle the CNRM-CM6-1 climate model. The authors thank the CNRM-CERFACS modeling group for developing and supporting the CNRM-CM6-1 model. We thank P. D. Williams for valuable comments on this work, for the helpful discussions and for hosting M. Foudad at the University of Reading in June 2023, we would also acknowledge Didier Ricard from Météo-France/CNRM and Marc Wetterwald from Airbus for helpful discussions.

3.2 Incertitudes sur les réanalyses atmosphériques

Dans cette section, nous présentons une étude des incertitudes liées aux réanalyses atmosphériques pour l'évaluation des tendances de la MOG-CAT sur les quatre dernières décennies. En effet, dans l'article nous avons pris en compte que les trois réanalyses les plus récentes : ERA5, JRA55 et MERRA-2. Ici, nous analysons plus en détail les tendances récentes de la MOG-CAT en utilisant d'autres réanalyses atmosphériques. Les autres réanalyses utilisées sont : ERA-Interim, NCEP/NCAR et NOAA-20CR-V3 qui sont décrites dans le [Chapitre 2](#). Nous comparons les tendances de la MOG-CAT obtenues avec les différentes réanalyses dans quatre régions de l'Hémisphère Nord indiquées avec des rectangles dans la [Figure 3.5](#) de l'article ([Table 3.3](#)). Les tendances sont estimées en utilisant l'indice TI1 et ses deux composantes VWS et DEF pour la saison d'hiver entre 1980 et 2015, qui est la période commune aux différentes réanalyses. Les tendances dans ERA-Interim, qui est la prédécesseur d'ERA5 avec une résolution plus grossière sont similaires à celles d'ERA5. Cela pourrait suggérer que la résolution spatiale horizontale et le système d'assimilation de données n'a que peu d'impact sur les tendances de la CAT générée par les fronts et les courants-jets en haute altitude. Globalement, les tendances dans la réanalyse NOAA-20CR-V3 qui assimile uniquement les observations de la pression en surface ne sont pas significatives du point de vue statistique ([Table 3.3](#)), ce qui indiquerait la pertinence d'assimiler des données en haute altitude pour la significativité et les valeurs des tendances. En effet, les tendances estimées à partir de la réanalyse NOAA-20CR-V3 sont faibles par rapport aux autres réanalyses. Néanmoins, il est important de noter que le signe des tendances de NOAA-20CR-V3 dans les différentes régions est en accord avec les autres réanalyses, sauf dans la région nord de l'Atlantique où la réanalyse NOAA-20CR-V3 montre une tendance négative du cisaillement vertical du vent.

Les valeurs des tendances de la MOG-CAT obtenues avec NCEP/NCAR sont en général trop élevées par rapport aux autres jeux de réanalyses ([Table 3.3](#)). On observe que les augmentations du cisaillement vertical du vent pour NCEP/NCAR sont de 3 à 4 fois plus fortes que dans les autres réanalyses ([Table 3.3](#)). On explore un peu plus en détail le comportement de la réanalyse NCEP/NCAR. La [Figure 3.12](#) montre

Table 3.3 – *Changement de la fréquence de MOG-CAT (la pente de la tendance \times le nombre d'années) en hiver pour la période sur les 4 régions indiquées dans la Figure 3.5 de l'article soumis à JGR : Atmospheres. La police en gras indique les changements qui sont significatifs au niveau 95% (valeur $p < 0.05$) avec un t test bilatéral. Les unités sont exprimées en %.*

Reanalysis	Northern NA			Southern NA		
	TI1	VWS	DEF	TI1	VWS	DEF
ERA5	0.72	0.5	0.3	1.15	0.84	1.17
ERA1	0.76	0.75	0.54	1.74	1.40	1.50
20CR-V3	-0.06	-0.78	0.56	0.30	0.35	0.29
NCEP	1.98	2.50	1.09	2	1.17	1.56
JRA55	0.82	0.71	0.49	1.36	1.07	1.19
MERRA2	0.67	0.66	0.25	1.74	1.14	1.18
Reanalysis	North Pacific			Middle-East/East-Asia		
	TI1	VWS	DEF	TI1	VWS	DEF
ERA5	0.53	0.49	-0.18	1.57	1.3	0.61
ERA1	0.66	0.74	-0.05	1.84	1.84	0.66
20CR-V3	0.5	0.68	-0.16	0.34	0.34	0.04
NCEP	1.05	1.46	-0.25	3.48	4.39	0.71
JRA55	0.42	0.50	-0.1	1.95	1.79	0.76
MERRA2	0.31	0.46	-0.34	1.62	1.54	0.46

Note. NA, North Atlantic; TI1, Turbulence Index 1; VWS, vertical wind shear; DEF, flow deformation.

la série temporelle du cisaillement vertical du vent obtenue avec NCEP/NCAR entre 1958-2020 dans les quatre régions. On peut observer une rupture dans la série temporelle vers l'année 2000, ce qui peut être donc la cause des tendances trop élevées de NCEP/NCAR.

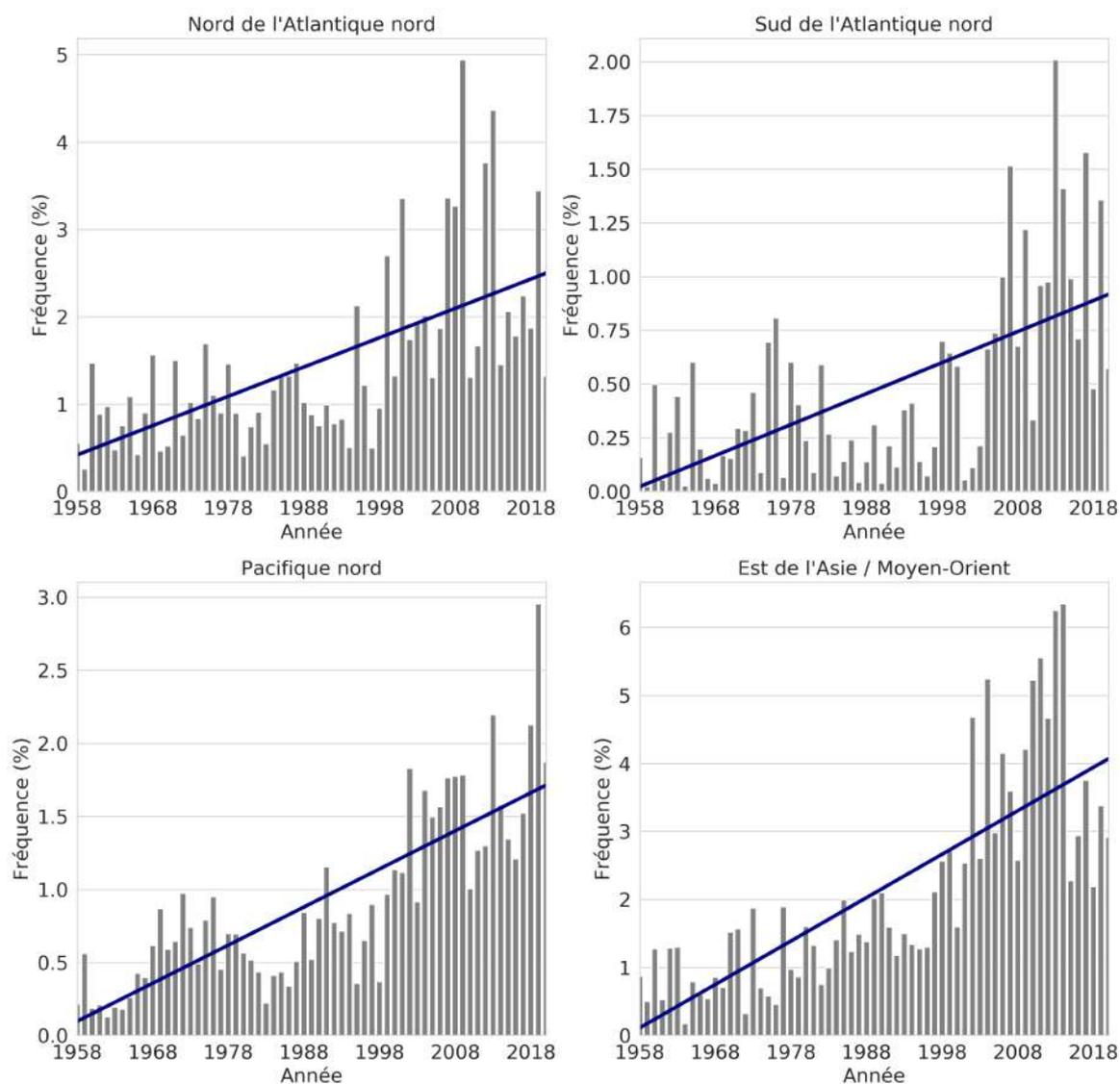


Figure 3.12 – Evolution temporelle de la fréquence du cisaillement vertical du vent dans la réanalyse NCEP/NCAR entre 1958 et 2020 pendant la saison d'hiver (DJF) dans la couche atmosphérique 200-250 hPa. Les 4 régions indiquées dans la Figure 5 de l'article sont montrées.

3.3 Changements futurs de l'intensité de la CAT extrême

La plupart des analyses menées au cours de cette thèse ont été centrées sur les changements de la fréquence d'occurrence de la MOG-CAT. Dans cette section nous évaluons les projections futures en termes d'intensité des extrêmes de CAT. Celle-ci est déterminée en calculant à chaque point de grille, pour chaque membre de chaque modèle le 99e percentile à partir de la PDF des valeurs de l'indice de CAT. Ce 99e percentile est calculé pour différents niveaux de réchauffement global (GWL = 1°C, 2°C, 3°C, 4°C). Comme dans l'article, le climat présent est défini pour un GWL=1°C, et on considère trois futurs différents (GWLs = 2°C, 3°C, 4°C). Ensuite, on estime le changement d'intensité de la CAT extrême en calculant la différence relative en pourcentage entre la valeur du 99e percentile pour chaque GWL futur et le climat présent. Pour présenter les résultats, on considère ΔT comme la différence de température entre chaque GWL futur et le GWL présent. La moyenne multi-modèle (MMM) est calculée à partir des moyennes d'ensemble de chaque modèle afin de garantir le même poids pour chaque modèle dans le calcul de la MMM. Nous prenons également en compte l'incertitude liée à la variabilité interne du climat en utilisant les 20 membres du modèle CNRM-CM6-1. De plus, nous utilisons différents indices de CAT pour étudier la sensibilité des résultats aux différentes représentations de la turbulence.

La structure spatiale des changements futurs de l'intensité de la CAT extrême se caractérise par des augmentations importantes sur plusieurs régions situées dans la bande de latitudes 20-40°N. Cela concerne plusieurs régions : L'Est de l'Asie, Moyen-Orient, Afrique du nord, Pacifique nord, l'Amérique du nord et la partie sud de l'Atlantique nord (Figure 3.13). La structure spatiale des changements futurs d'intensité est assez proche de celle de la fréquence, avec une augmentation projetée sur les régions localisées dans la bande de latitudes 20-40°N. On remarque également que ces changements de l'intensité dans les projections augmentent avec le niveau de réchauffement global, avec un très bon accord entre les modèles (Figure 3.13b-c). Par contre, en hautes latitudes, la MMM montre une réduction de l'intensité de la CAT extrême.

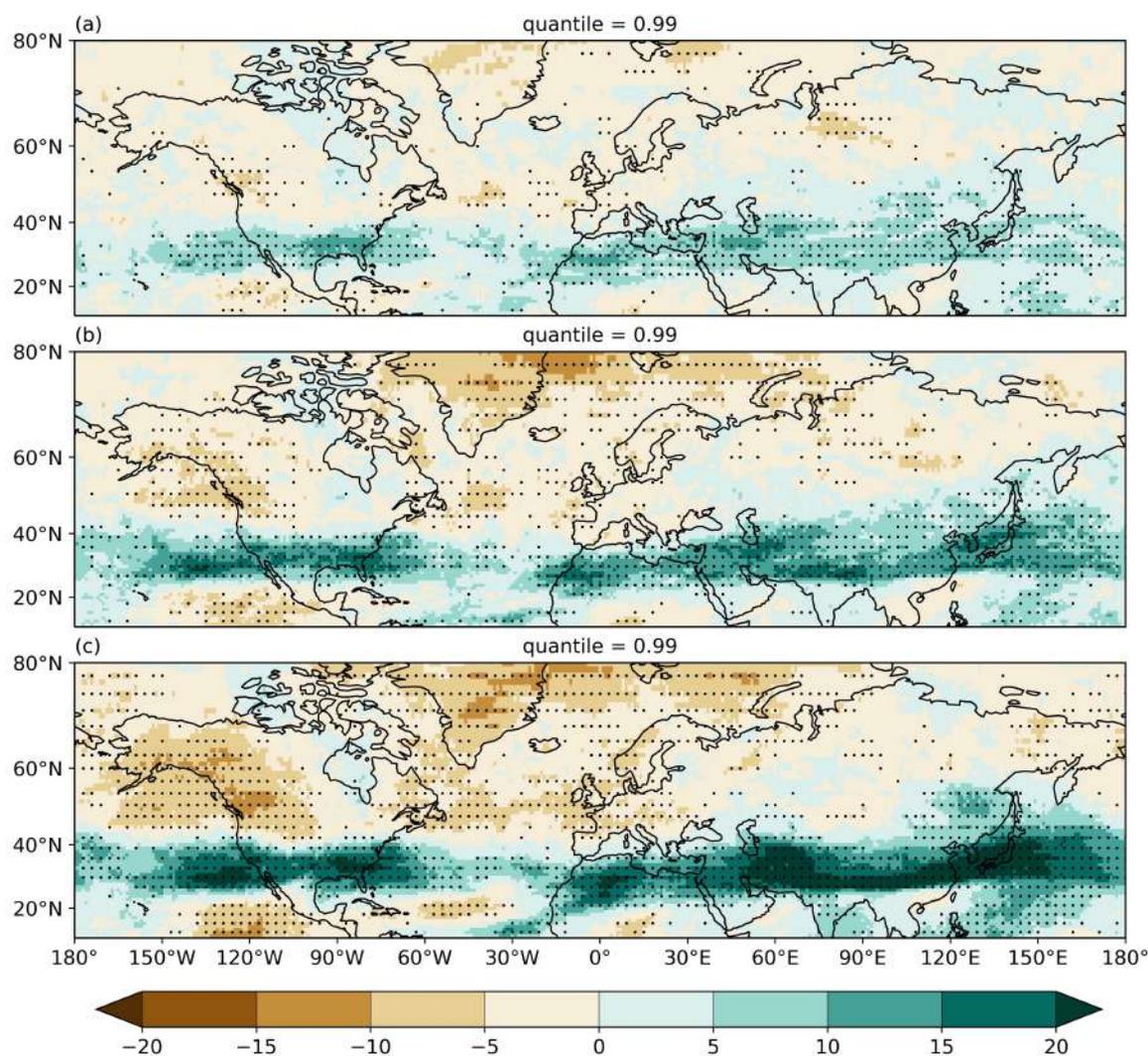


Figure 3.13 – Changements futurs de l'intensité de la CAT extrême pour l'indice de turbulence 1 à différents niveaux de réchauffement climatique (valeur du 99e percentile) : (a) $\Delta T=1^\circ\text{C}$, (b) $\Delta T=2^\circ\text{C}$ et (c) $\Delta T=3^\circ\text{C}$. Les points noirs indiquent les points de grille pour lesquels plus de 80% des modèles sont en accord sur le signe du changement. Les changements sont estimés à partir de la moyenne de l'ensemble multi-modèle. Les unités sont exprimées en %.

L'augmentation la plus marquée de l'intensité de la CAT se trouve dans les régions Moyen-Orient, Himalaya et l'Est de l'Asie, avec des valeurs dépassent largement 20% d'augmentation de l'intensité pour $\Delta T=3^\circ\text{C}$.

La [Figure 3.14](#) montre que les changements projetés de l'intensité de la CAT extrême

illustrés dans la [Figure 3.13](#) sont principalement expliqués par l'augmentation du cisaillement vertical du vent dans le jet subtropical.

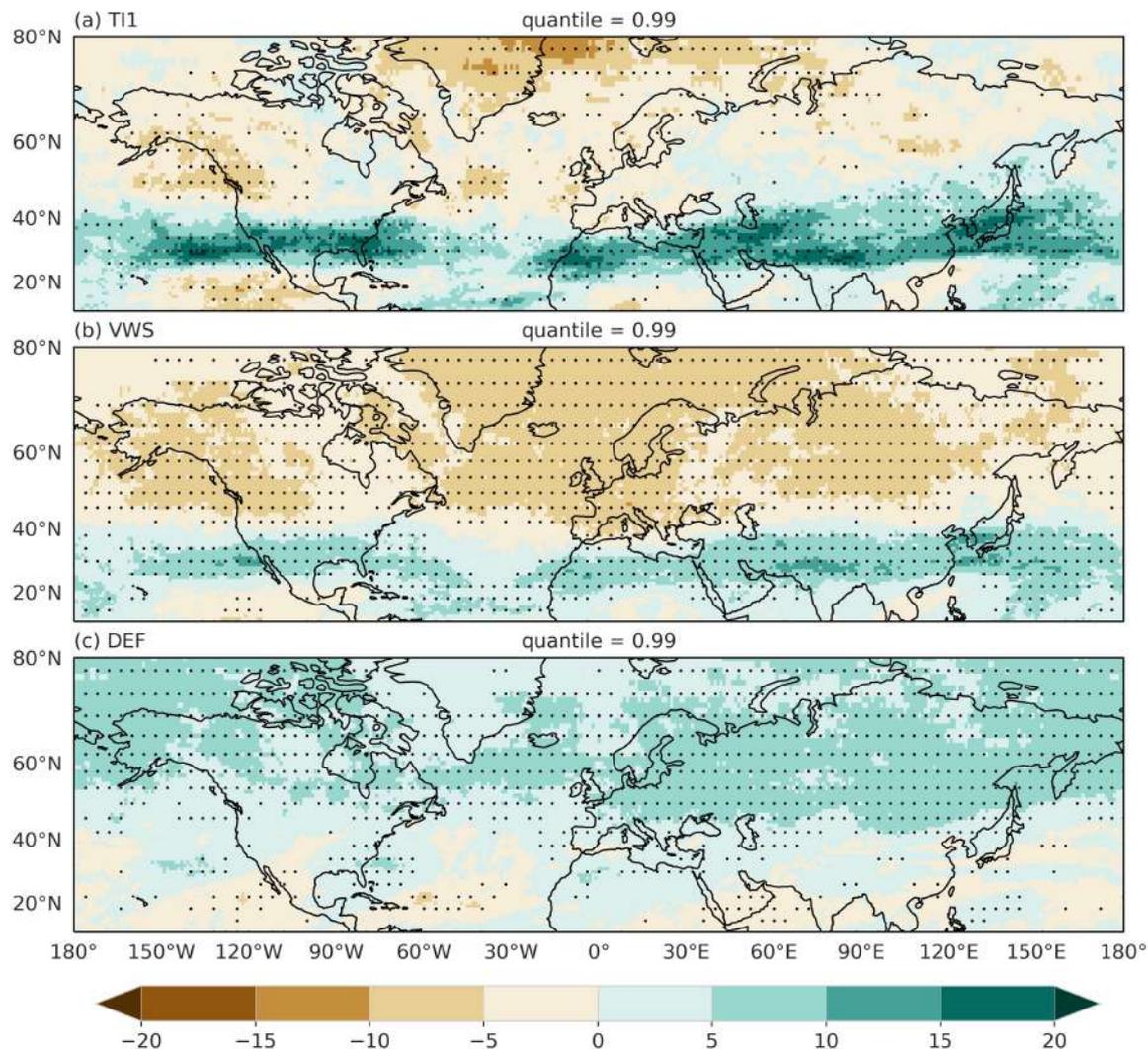


Figure 3.14 – Changements projetés de l'intensité de la CAT avec $\Delta T=2^{\circ}\text{C}$ pour (a) l'indice de turbulence 1 (TI1), (b) le cisaillement vertical du vent (VWS), (c) la déformation de l'écoulement (DEF). Les changements sont estimés à partir de la moyenne de l'ensemble multi-modèle. Les points noirs indiquent les points de grille pour lesquels plus de 80% des modèles sont d'accord sur le signe du changement. Les unités sont exprimées en %.

En effet, la structure spatiale des changements de l'intensité de la CAT extrême est semblable à celui du VWS. En relation avec la loi du vent thermique qui montre que le VWS est proportionnel au gradient méridional de température (voir [Section 1.2.1](#)),

l'augmentation du VWS au cours des quatre dernières décennies est fortement corrélée avec le renforcement du gradient méridien de température (Lee J. H et al., 2023). Nos résultats suggèrent donc que le gradient méridien de température en hautes altitudes devrait se renforcer dans le climat futur, à cause du réchauffement de la haute troposphère sur les tropiques et le refroidissement de la basse stratosphère sur le pôle nord. Cela pourrait induire un renforcement du cisaillement vertical du vent. En hautes latitudes, la MMM projette une diminution du cisaillement vertical du vent, avec un bon accord entre les modèles CMIP6. Malgré l'augmentation de DEF sur les hautes latitudes, la combinaison avec VWS montre une diminution de l'intensité de la CAT extrême dans ces régions (Figure 3.14).

On s'intéresse maintenant au rôle de la variabilité interne (VI) qui peut avoir un effet important aux échelles décennale à multi-décennale. Pour cela, nous utilisons le grand ensemble réalisé avec le modèle CNRM-CM6.1. Pour estimer le rôle de la VI, on considère le niveau d'accord ou de désaccord entre les différents membres de l'ensemble. Si VI est importante, on s'attend à une plus grande dispersion entre les membres. La Figure 3.15 montre que VI est importante pour $\Delta T=1^\circ\text{C}$. Par contre, la réponse aux forçages externes devient plus évidente avec l'augmentation de la température globale à la surface de la terre et l'effet de la VI est moins visible. A noter que les projections de l'intensité et la fréquence de la MOG-CAT du modèle CNRM-CM6.1 ressemblent à celles de la MMM présentée dans Figure 3.13.

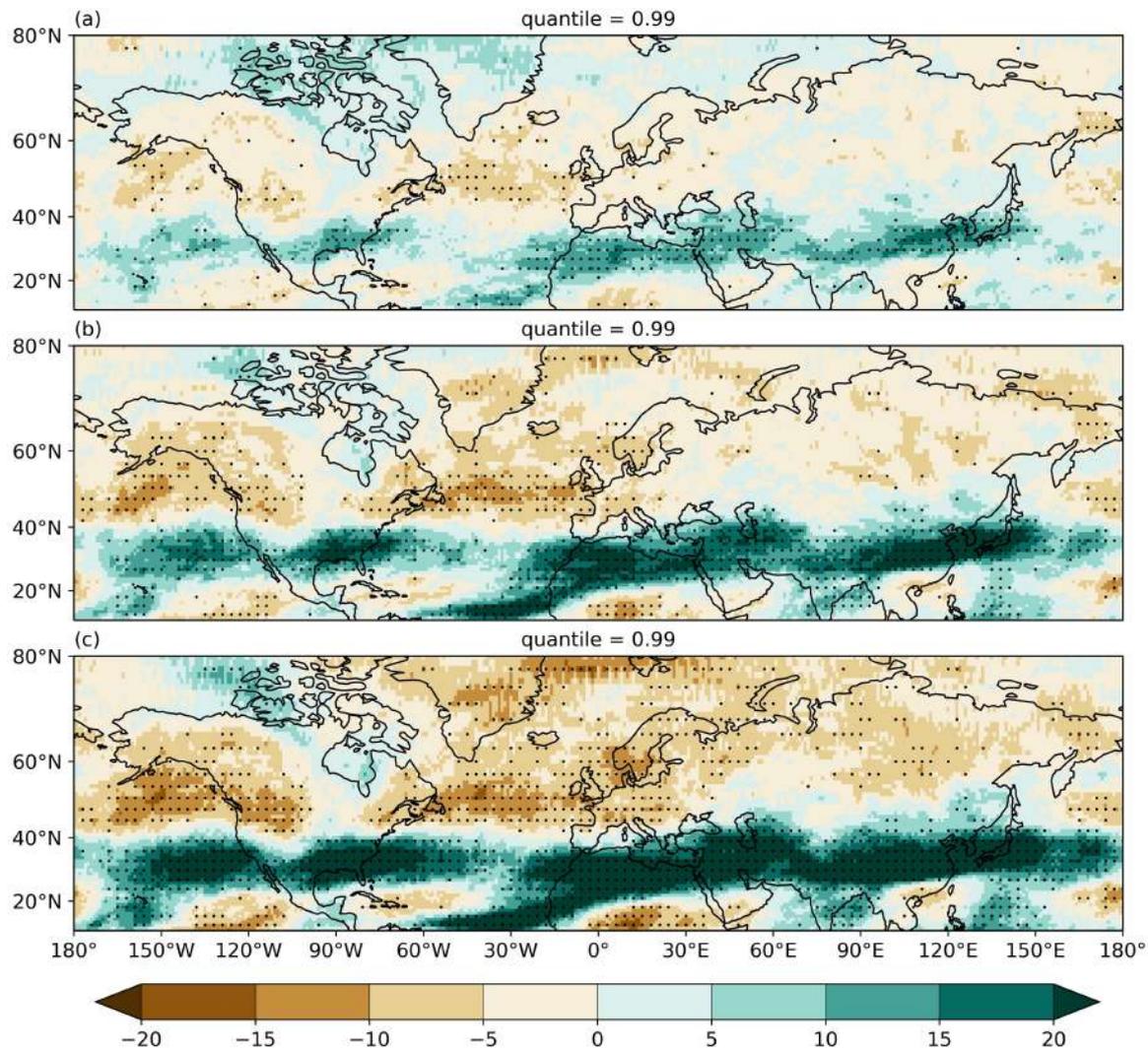


Figure 3.15 – Changements projetés de l'intensité de la CAT extrême pour l'indice de turbulence 1 à différents niveaux de réchauffement climatique : (a) $\Delta T=1^\circ\text{C}$, (b) $\Delta T=2^\circ\text{C}$ et (c) $\Delta T=3^\circ\text{C}$. Les points noirs indiquent les points de grille pour lesquels plus de 80% des membres sont en accord sur le signe du changement. Les changements sont estimés à partir de la moyenne de l'ensemble du modèle CNRM-CM6-1. Les unités sont exprimées en %.

On s'intéresse maintenant aux incertitudes associées aux différents indices de CAT. Nous trouvons que les structures spatiales des changements projetés pour l'intensité de la CAT extrême pour $\Delta T=2^\circ\text{C}$ sont similaires entre les différents indices (Figure 3.16). On peut constater des augmentations importantes (plus de 15%) dans différentes régions sur la bande de latitudes 20-50°N (l'Est de l'Asie, Moyen-Orient, Afrique du Nord, Pacifique Nord et l'Amérique du Nord). La Figure 3.16 montre que tous les modèles CMIP6 et les indices de CAT utilisés ici sont en accord sur cette augmentation de l'intensité de la CAT extrême dans ces régions. Ce qui permet de renforcer la confiance dans ces projections.

Par contre, sur la région de l'Atlantique Nord, on trouve que l'accord entre les indices de CAT est moindre. Le signe du changement est négatif pour trois de ces indices (TI1, gradient horizontal de température, fonction de frontogenèse) et positif pour Ri. Pour rappel, Ri est défini comme le rapport entre le carré de la fréquence de Brunt-Väisälä N^2 , qui est liée à l'instabilité statique, et le carré du VWS. Ceci indique que l'augmentation projetée de l'intensité de la CAT extrême par Ri sur l'Atlantique Nord est principalement expliquée par une augmentation de l'instabilité statique plutôt que par VWS, qui devrait diminuer sur cette région (Figure 3.14). En effet, l'utilisation de Ri pour caractériser la CAT pourrait être questionnable, puisque l'instabilité statique, bien qu'étant un élément essentiel pour caractériser la CAT, peut également être liée à la turbulence convective. McCam (1993) a également noté la faiblesse fondamentale de Ri dans la prévision de l'intensité de la turbulence, une faiblesse qui était évidente dès le milieu des années 1960 (par exemple, Colson and Panofsky (1965)). McCam (1993) a souligné le fait que Ri pouvait induire des prévisions de CAT erronées puisque Ri est défini comme un rapport. Cela signifie que de petites valeurs de stabilité statique et de cisaillement vertical du vent donneraient le même Ri que des conditions avec de grandes valeurs de stabilité statique et de cisaillement vertical du vent qui seraient plus susceptibles de provoquer une turbulence plus forte. La climatologie de la fréquence de Ri montre que ses valeurs les plus élevées sont localisées sur les tropiques, qui sont des régions caractérisées par une forte turbulence convective (non illustré).

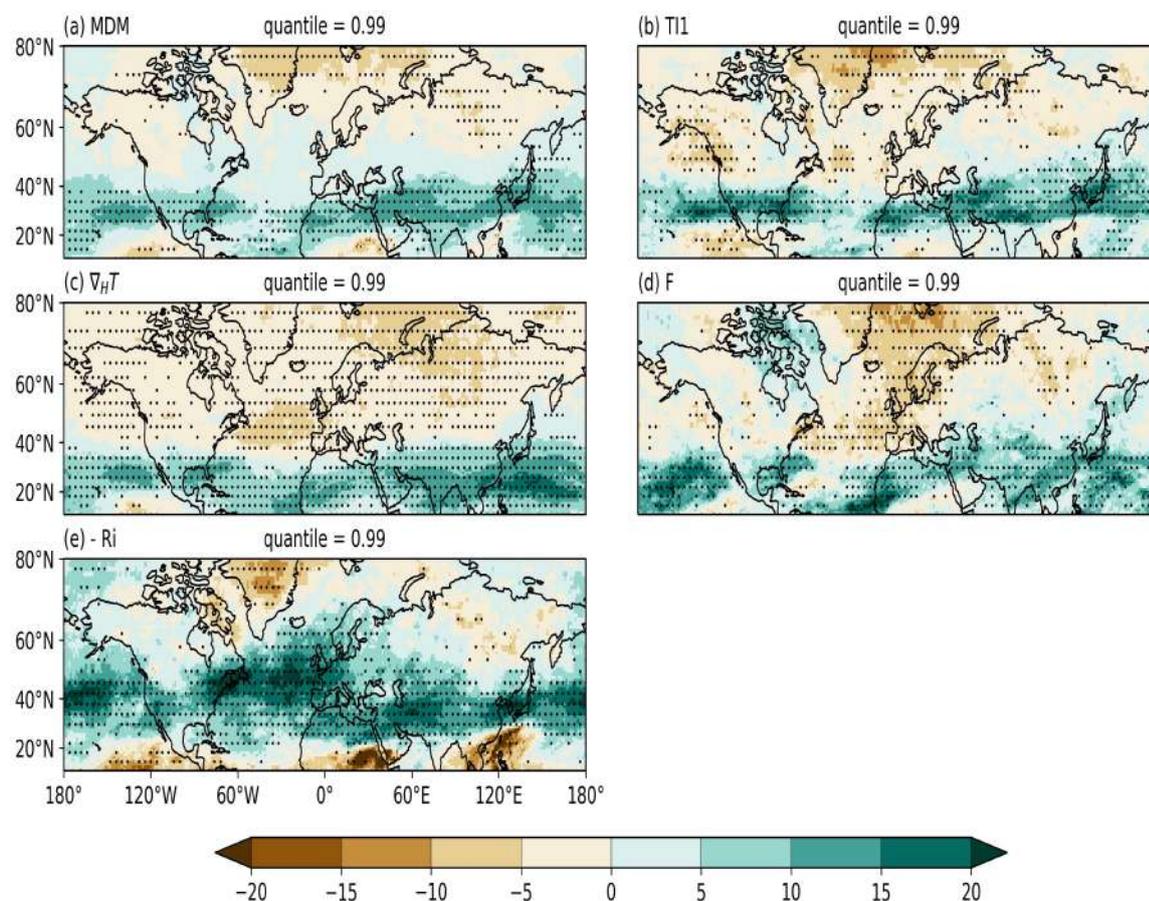


Figure 3.16 – Changements projetés de l'intensité de la CAT extrême avec $\Delta T=2^{\circ}\text{C}$ pour (a) la moyenne multi-diagnostic (MDM), (b) l'indice de turbulence 1 (TI1), (c) le gradient horizontal de température ($\nabla_H T$), (d) la fonction de frontogenèse (F), (e) le nombre de Richardson ($-\text{Ri}$), et (f) l'indice 1 de l'Université d'État de Caroline du Nord (NCSU1). Les changements sont estimés à partir de la moyenne de l'ensemble multi-modèle. Les points noirs en (a) indiquent les points de grille où tous les indices de CAT sont en accord sur le signe du changement, tandis qu'en (b-f) ils indiquent que plus de 80% des modèles sont en accord sur le signe du changement. Les unités sont exprimées en %.

Pour conclure cette partie, nous trouvons qu'il y a un accord très fort entre les modèles CMIP6 et les indices de CAT sur les augmentations de l'intensité de la CAT extrême dans plusieurs régions localisées sur la bande de latitudes 20-50°N : l'Est de l'Asie, le Moyen-Orient, l'Afrique du Nord, l'Amérique du Nord, le Pacifique du Nord et la partie sud de l'Atlantique Nord. Dans la plupart des régions, les changements futurs dans l'intensité des extrêmes de la CAT semblent être proportionnels aux niveaux

de réchauffement global. Ces évolutions de la CAT s'expliquent principalement par l'augmentation du cisaillement vertical du vent dans le jet subtropical en réponse au réchauffement climatique. Par contre, sur la région de l'Atlantique Nord, nous ne trouvons pas de consensus entre les indices sur les changements futurs de la CAT, ni en intensité ni en fréquence.

3.4 Structure verticale de la MOG-CAT et ses changements futurs

Dans cette section, nous étendons les analyses sur les projections de la MOG-CAT présentées dans l'article dans la [Section 3.1.7.4](#), qui ont été focalisées sur la couche atmosphérique 200-250 hPa à toute l'atmosphère entre 100 et 500 hPa. Les études existantes sur la climatologie de la structure verticale de la CAT se sont basées sur les données de la réanalyse ERA40 ([Jaeger and Sprenger, 2007](#)) et ERA5 ([Lee J. H et al., 2023](#)), mettant en évidence les liens entre la climatologie des indices de CAT et la structure du courant jet. Cette thèse étudie pour la première fois les projections climatiques de la structure verticale de la MOG-CAT en utilisant les modèles CMIP6.

Pour cela, on s'est focalisé sur six régions de l'Hémisphère Nord qui sont indiquées sur la [Figure 3.17](#). Ces régions sont : l'Est de l'Asie, l'Afrique du Nord, l'Amérique du Nord, le Moyen-Orient et le Pacifique Nord, sur lesquelles des augmentations importantes de l'intensité et de la fréquence de la MOG-CAT sont projetées. Nous avons aussi choisi l'Atlantique Nord comme région d'étude, en raison des incertitudes observées liées aux différents indices de CAT. En outre, ces régions se caractérisent par une forte densité du trafic aérien reliant l'Europe, l'Amérique du Nord, l'Asie et l'Afrique.

On constate d'abord que la fréquence de la MOG-CAT, caractérisée avec la moyenne de plusieurs indices, est élevée à presque tous les niveaux atmosphériques, de 100 à 500 hPa dans toutes les régions ([Figure 3.18](#)). Dans les régions de basses latitudes : l'Est de l'Asie, l'Afrique du Nord, l'Amérique du Nord et le Moyen-Orient, les fré-

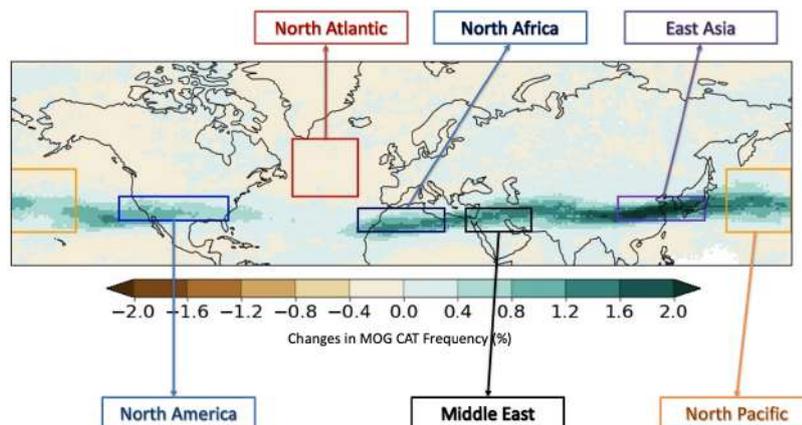


Figure 3.17 – Changements projetés de la fréquence de la MOG-CAT pour l'indice de turbulence 1 avec $\Delta T=2^{\circ}\text{C}$. Les changements sont estimés à partir de la moyenne de l'ensemble multi-modèle. Les unités sont exprimées en %. Les différentes boîtes indiquent les régions sélectionnées pour l'étude de la structure verticale de la MOG-CAT et ses changements futurs.

quences les plus élevés de la MOG-CAT sont généralement localisés dans les couches atmosphériques inférieures et supérieures, par rapport aux niveaux de vols commerciaux (~ 250 hPa). Dans la région de l'Atlantique Nord, les fréquences les plus élevés sont situés dans la couche 150-200 hPa. Dans la plupart des régions, les tendances positives de la fréquence de la MOG-CAT les plus fortes sont projetées entre 200 et 250 hPa pour $\Delta T=2^{\circ}\text{C}$. Cependant, dans l'Atlantique Nord, cette tendance positive est projetée entre 150 et 200 hPa, où la fréquence de la MOG-CAT est déjà importante. En général, dans les basses couches atmosphériques (300-500 hPa), des tendances négatives de la MOG-CAT sont projetées.

Nous nous sommes également concentré sur l'Atlantique Nord et l'Est de l'Asie pour une étude des projections de la MOG-CAT en fonction des différents indices. En accord avec [Jaeger and Sprenger \(2007\)](#) et [Lee J. H et al. \(2023\)](#), on constate que les fréquences les plus élevés d'occurrence de la MOG-CAT dans l'Atlantique nord, caractérisées avec les différents indices, se trouvent généralement à des altitudes élevées, à proximité du courant jet. Cependant, pour l'indice du nombre de Richardson, ces fréquences plus élevées se localisent un peu plus bas, dans des couches atmosphériques inférieures, localisées sous le coeur du courant-jet ([Figure 3.19](#)). Dans la région

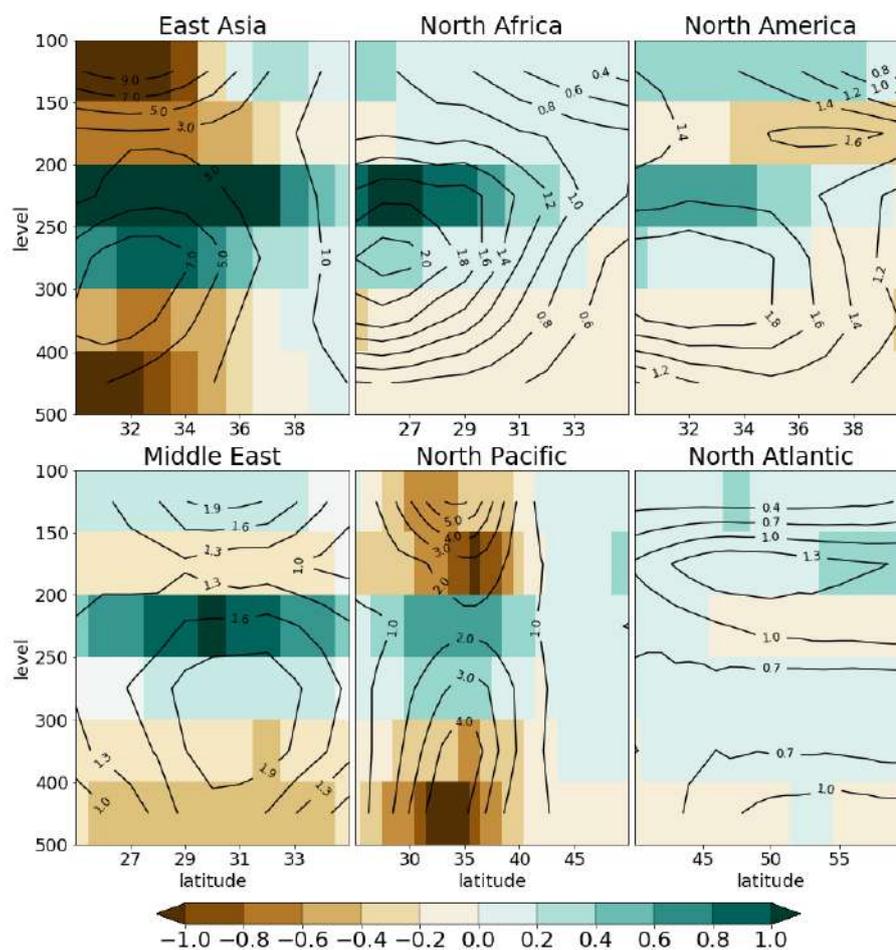


Figure 3.18 – Changements projetés de la structure verticale de la MOG-CAT dans les différentes régions sélectionnées avec $\Delta T=2^{\circ}\text{C}$ (en couleurs). La climatologie de la MOG-CAT est indiquée avec les contours noirs. Les changements sont estimés à partir de la moyenne multi-diagnostic multi-modèle. Les unités sont exprimées en %.

de l'Est de l'Asie (Figure 3.20), on trouve que la fréquence de la MOG-CAT avec tous les indices reste quasiment forte à tous les niveaux, en haute altitude près du courant jet, mais également en basse altitude, certainement dû au renforcement du cisaillement vertical du vent et aux ondes de gravité générées par la chaîne de montagnes de l'Himalaya.

Les projections climatiques montrent que les augmentations de la MOG-CAT dans l'Est de l'Asie sont principalement localisées dans la couche 200-250 hPa (Figure 3.20).

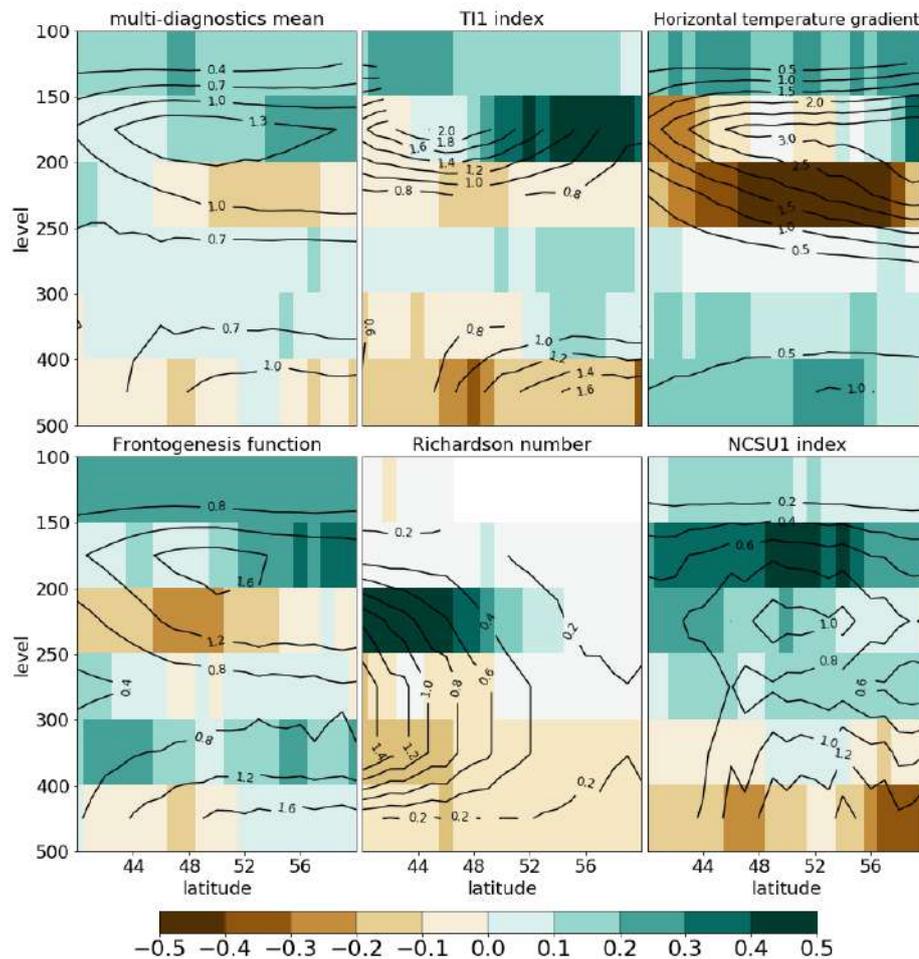


Figure 3.19 – Changements projetés de la structure verticale de la MOG-CAT dans la région de l’Atlantique Nord pour $\Delta T=2^{\circ}\text{C}$ avec les différents indices (en couleurs). La climatologie de la MOG-CAT est indiquée avec les contours noirs. Les changements sont estimés à partir de la moyenne multi-diagnostic multi-modèle. Les unités sont exprimées en %.

Nous trouvons que les structures spatiales des changements projetés pour $\Delta T=2^{\circ}\text{C}$ sont assez similaires entre les différents indices. On peut constater des diminutions de la fréquence de MOG-CAT entre 100 et 200 hPa, et dans les basses couches (300-500 hPa). Dans la région de l’Atlantique nord, on trouve les incertitudes entre les indices dans la couche 200-250 hPa, ainsi qu’à d’autres niveaux entre 300 et 500 hPa. Par contre, des augmentations de la fréquence de la MOG-CAT sont projetées avec un accord fort entre les indices dans la couche 150-200 hPa (Figure 3.19).

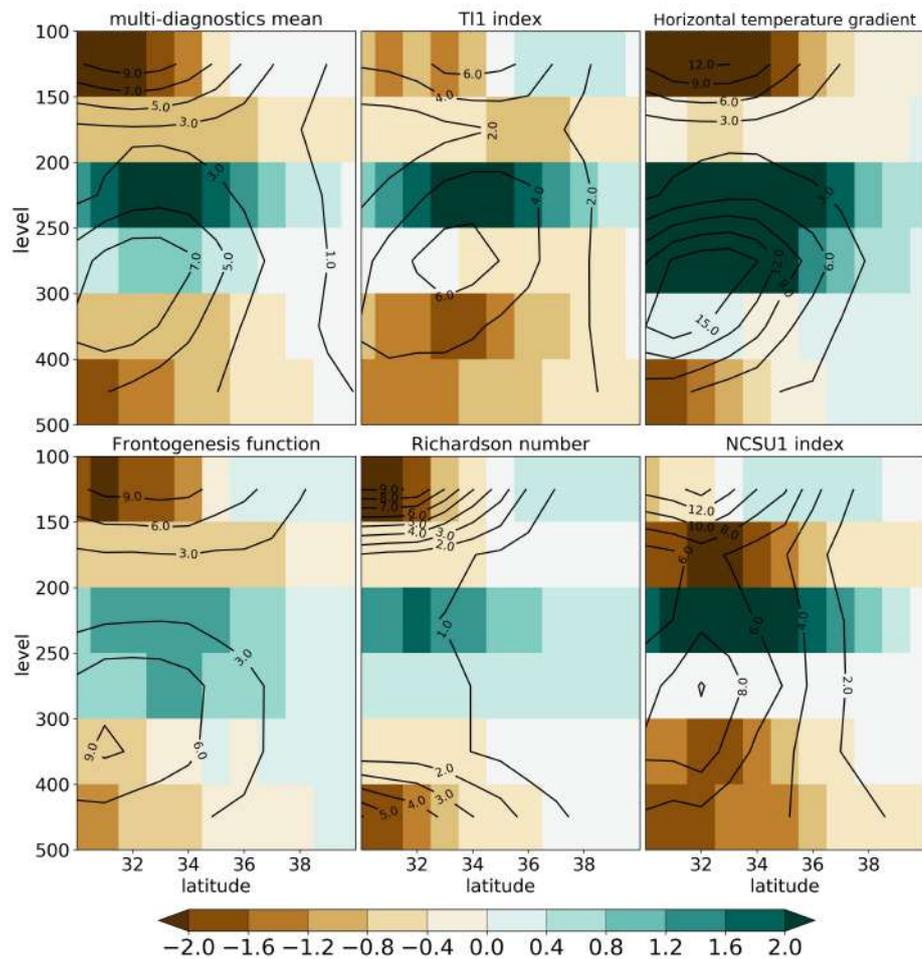


Figure 3.20 – Changements projetés de la structure verticale de la MOG-CAT dans la région de l’Est de l’Asie pour $\Delta T=2^{\circ}\text{C}$ avec les différents indices (en couleurs). La climatologie de la MOG-CAT est indiquée avec les contours noirs. Les changements sont estimés à partir de la moyenne multi-diagnostic multi-modèle. Les unités sont exprimées en %.

3.5 Synthèse et conclusions

Questions

1. Comment les différents modèles de climat de CMIP6 représentent la climatologie de la CAT par rapport aux réanalyses ?
2. Peut-on détecter des tendances significatives de la fréquence de la CAT au cours des dernières décennies et si c'est le cas dans quelles régions ? Peut-on les attribuer au réchauffement climatique ?
3. Comment les fréquences et l'intensité de la CAT vont-elles évoluer dans un climat futur ?
4. Quel est le rôle de la variabilité naturelle du climat dans les tendances en intensité et fréquence de la CAT dans le climat présent et futur ?
5. Quelles sont les différentes sources d'incertitudes associées à ces changements ?

Outils et méthodes

- 6 différentes réanalyses et 11 modèles CMIP6 avec plusieurs membres (67 au total) couvrant la période 1970-2100.
- 20 simulations réalisées avec le modèle CNRM-CM6-1, fournissant une bonne estimation de la variabilité interne du climat.
- Plusieurs indices de CAT et 3 différents degrés de réchauffement global.

Conclusions

- Globalement, les modèles CMIP6 représentent bien la climatologie de la CAT et nous concluons que ces modèles sont des outils appropriés pour étudier l'évolution de la CAT.
- Des fortes augmentations de la fréquence de la MOG-CAT sont observées dans l'Hémisphère Nord entre 1980 et 2021 en se basant sur plusieurs réanalyses atmosphériques. Les différentes réanalyses sont en accord sur l'augmentation de la CAT sur les régions de l'Est de l'Asie, le Moyen-Orient et l'Afrique du Nord

et sont significatives. Dans la région de l'Atlantique Nord, toutes les réanalyses sont en accord sur l'augmentation de la fréquence de la MOG-CAT sauf la NOAA-20CR-V3 qui montre une diminution du VWS, et les tendances dans cette région ne sont pas significatives.

- L'augmentation de la fréquence de la MOG-CAT dans l'Est de l'Asie, le Moyen-Orient et l'Afrique du Nord au cours des dernières décennies est due principalement à une forte augmentation de VWS dans le jet subtropical, qui est lui-même dû au renforcement du gradient méridional de température causé par le réchauffement de la haute troposphère des tropiques et le refroidissement de la basse stratosphère sur le pôle nord.
- Dans les régions du Pacifique Nord et de l'Atlantique Nord, le rôle de la variabilité interne est plus important par rapport aux émissions de GES causés par les activités humaines. Par contre, l'augmentation de la fréquence de la MOG-CAT observée au cours des dernières décennies dans les régions de l'Est de l'Asie, le Moyen-Orient et l'Afrique du Nord sont attribuables au réchauffement climatique.
- Les modèles de climat projettent une augmentation de la fréquence de la MOG-CAT et de l'intensité de la CAT extrême dans toutes les régions localisées sur la bande de latitudes 20-40° N et une faible diminution vers les hautes latitudes, avec un très bon accord entre les modèles et les indices de CAT. Ces augmentations s'intensifient avec le degré de réchauffement global.
- Sur la région de l'Atlantique Nord, on trouve des incertitudes liées à la fois aux indices de CAT et aux modèles de climat. Nous suggérons que cette incertitude pourrait être liée à la compétition entre le cisaillement vertical du vent et l'instabilité convective.
- L'analyse de la structure verticale montre que la fréquence de la MOG-CAT reste élevée à presque tous les niveaux, de 100 à 500 hPa. Dans la plupart des régions, les projections climatiques montrent que les augmentations les plus fortes de la MOG-CAT sont localisées dans la couche atmosphérique 200-250 hPa. Cependant, dans l'Atlantique Nord, cette tendance positive est projetée entre 150 et 200 hPa, avec un accord fort entre les indices.

Chapitre 4

Lien entre la CAT et la circulation atmosphérique de grande échelle dans l'Atlantique Nord

La région de l'Atlantique Nord est très dense en trafic aérien, avec environ 300 vols vers l'est et 300 vers l'ouest par jour reliant l'Europe et l'Amérique du Nord ([Irvine et al., 2013](#)). Ce couloir de vol est l'espace aérien océanique le plus fréquenté au monde, comme l'indiquent les rapports sur la consommation de carburant et les émissions obtenus à partir des données de la FAA ([Wilkerson et al., 2010](#); [Wilcox et al., 2012](#), entre autres). Par exemple, au cours de la saison d'hiver de l'année 2019, plus de 3.8 millions de passagers ont voyagé entre New York et Londres et, d'avril 2017 à mars 2018, cette liaison a été la première à produire plus d'un milliard de dollars de recettes pour une seule compagnie aérienne sur une période de douze mois ([Wells, 2023](#)). Les voyages transatlantiques sont souvent confrontés à des événements de CAT en raison de la présence du jet polaire. Dans le chapitre précédent, l'étude des réanalyses atmosphériques montre que la fréquence de la MOG-CAT a augmenté sur la région de l'Atlantique Nord durant les dernières quarante années. Toutefois, il est important de souligner que ces augmentations ne sont pas statistiquement significatives. De plus, l'analyse a révélé que dans cette région, l'impact de la variabilité naturelle du climat

est plus marqué que la réponse aux forçages externes. Ce chapitre a pour objectif d'identifier les liens potentiels entre la CAT et la circulation atmosphérique de grande échelle, qui est représentée ici par les régimes de temps. En effet, cette approche est intéressante car elle permet d'identifier le lien entre la circulation atmosphérique de grande échelle et un phénomène de petite échelle (ici la turbulence). Nous présentons d'abord les quatre modes de la circulation atmosphérique les plus fréquents connus sous le nom des régimes de temps dans la région de l'Atlantique Nord. Nous montrons ensuite la variation de la distribution spatiale de la fréquence de la MOG-CAT en fonction de ces régimes. Enfin, dans le cadre de la stratégie de décarbonation de l'aviation à court et moyen terme, nous proposons des trajectoires de vols optimisés entre l'aéroport de Londres et New York en fonction des régimes de temps et de la CAT, afin de minimiser à la fois la rencontre avec des événements de turbulences intenses, et la consommation de carburant, donc des émissions. Ce travail a été réalisé en collaboration avec des chercheurs de l'université de Reading.

4.1 Les régimes de temps

Le concept de régime de temps postule que l'atmosphère réside préférentiellement autour de certains états privilégiés, qui représentent les maxima dans la fonction de densité de probabilité dans l'espace des phases. Les régimes de temps sont caractérisés par l'une ou plusieurs des propriétés suivantes : quasi-stationnarité, récurrence et persistance. Ces états atmosphériques de grande échelle peuvent être déterminés à partir d'une classification d'un champ représentatif de la circulation atmosphérique, comme le géopotentiel à 500 millibars (Z500) ou la pression au niveau de la mer (SLP). Des études précédentes ([Vautard, 1990](#); [Michelangeli et al., 1995](#)) ont identifié 4 régimes de temps dans l'Atlantique Nord, à savoir la phase positive de l'Oscillation Nord Atlantique (NAO+), le régime de l'Oscillation Nord Atlantique négative (NAO-), le régime de Blocage (BL) et le régime de la dorsale Atlantique (AR) ([Figure 4.1](#)).

Les fluctuations atmosphériques dans l'Atlantique Nord peuvent alors se traduire en termes d'alternance entre ces régimes, faisant intervenir les notions de fréquence d'oc-

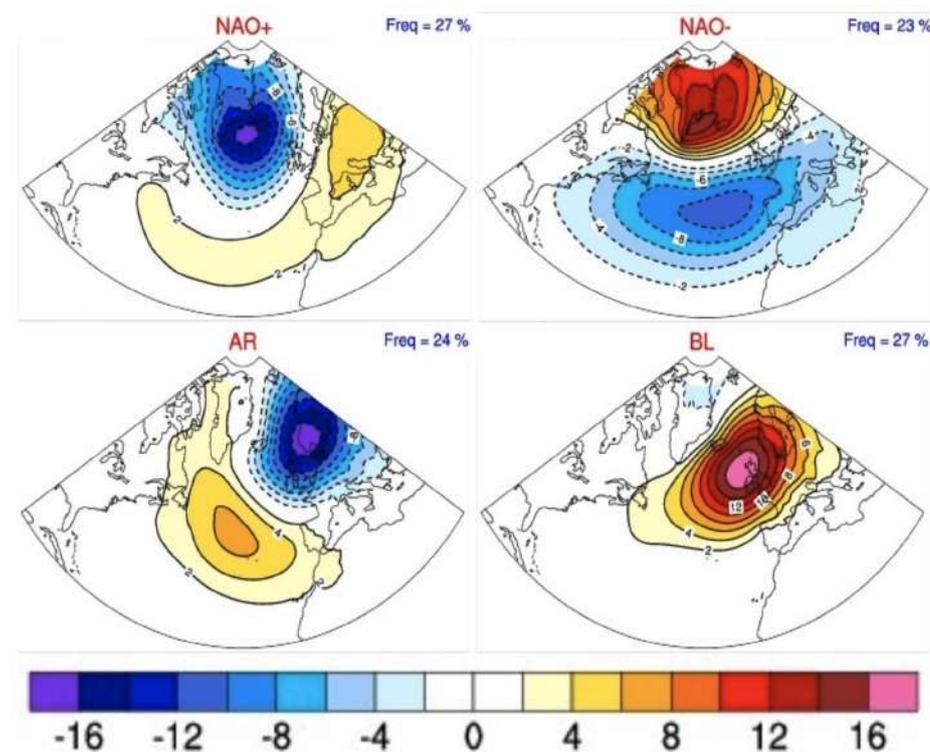


Figure 4.1 – Les quatre régimes de circulation atmosphérique dans le domaine Atlantique Nord-Europe (NAO positive, NAO négative, Blocage scandinave, la dorsale atlantique). Les couleurs indiquent les anomalies de la pression au niveau de la mer en hiver (hPa). L’intervalle des contours est de 2 hPa. La figure est basée sur les données de la réanalyse ERA5 (DJF, 1979-2020).

currence, persistance et de transition entre les régimes (Vautard, 1990). La durée de persistance d’un régime est en moyenne de l’ordre de deux à sept jours. Ces régimes de temps influencent fortement le climat en Europe et dans la région de l’Atlantique Nord. Le paradigme des régimes de temps a été largement utilisé dans les études du climat en Europe (Cassou et al., 2004; Sanchez-Gomez and Terray, 2005; Boe, 2007; Vautard et al., 2007; Najac, 2008) et dans le nord de l’Afrique (Driouech et al., 2010). La technique permettant d’obtenir les régimes de temps est la méthode de classification des k-means (Michelangeli et al., 1995), dans laquelle le nombre de groupes à classifier n’est pas connu a priori. Par conséquent, cet algorithme teste plusieurs nombres de classes possibles et fournit des indices statistiques permettant d’isoler les classifications significatives. Les k-means permettent ainsi la classification journalière

de situations synoptiques représentées par les anomalies d'un champ atmosphérique qui caractérisent la circulation de grande échelle. Plus de détails sur cette méthode sont donnés par [Michelangeli et al. \(1995\)](#), [Cassou \(2008\)](#) ou [Cattiaux \(2010\)](#).

Nous avons donc appliqué la méthode de classification k-means sur le champ des anomalies de SLP journalières issues de la réanalyse ERA5 pour la période 1979-2020, et pour les mois d'hiver (Décembre-Janvier-Février; DJF) sur le domaine de l'Atlantique Nord ($90^{\circ}\text{W}-30^{\circ}\text{E}$; $20-80^{\circ}\text{N}$) ([Sanchez-Gomez et al., 2008](#)). Ici, tous les jours sont classés sans considérer les transitions entre les régimes. Les centroïdes des quatre régimes obtenus, représentés par les anomalies de SLP, sont illustrés sur la [Figure 4.1](#). La fréquence d'occurrence de ces régimes est assez bien répartie, elle est légèrement plus élevée pour les régimes NAO+ et le blocage avec 27% et 26% de fréquence respectivement, tandis que pour les régimes NAO- et la dorsale, la fréquence est de 23% et 24%, respectivement.

La [Figure 4.2](#) montre la structure du vent zonal à 250 hPa, qui représente le jet-stream, associé à chacun des régimes. Le régime NAO+ est caractérisé par un fort gradient de pression nord-sud, associé à un renforcement de la dépression d'Islande et de l'anticyclone des Açores ([Figure 4.1](#)) ([Hurrell et al., 2003](#)). Pendant le régime NAO+, le courant-jet est plus fort (renforcement par géostrophie) et sa trajectoire est repoussée vers le nord ([Figure 4.2](#)), ce qui induit des conditions tempérées et humides en Europe du Nord, avec une augmentation des tempêtes dans le nord de l'Europe, et un temps plutôt sec dans le sud de l'Europe ([Cassou et al., 2004](#)).

Le régime NAO- correspond à un affaiblissement de la dépression d'Islande et de l'anticyclone des Açores, et est associé à une diminution du gradient méridional de pression ([Figure 4.1](#)). Le courant-jet est plus faible et il est déplacé vers le sud ([Figure 4.2](#)). On observe ainsi une diminution des tempêtes et une augmentation des pluies dans le sud de l'Europe. Il est bien connu que l'influence de la NAO est importante pour le climat en Atlantique Nord et en Europe, surtout dans la saison d'hiver ([Cassou, 2008](#), parmi d'autres). La [Figure 4.3](#) résume schématiquement les impacts des deux phases de la NAO sur le climat en Atlantique Nord et en Europe.

Le régime de la dorsale Atlantic (AR; Atlantic Ridge en anglais) se caractérise par une

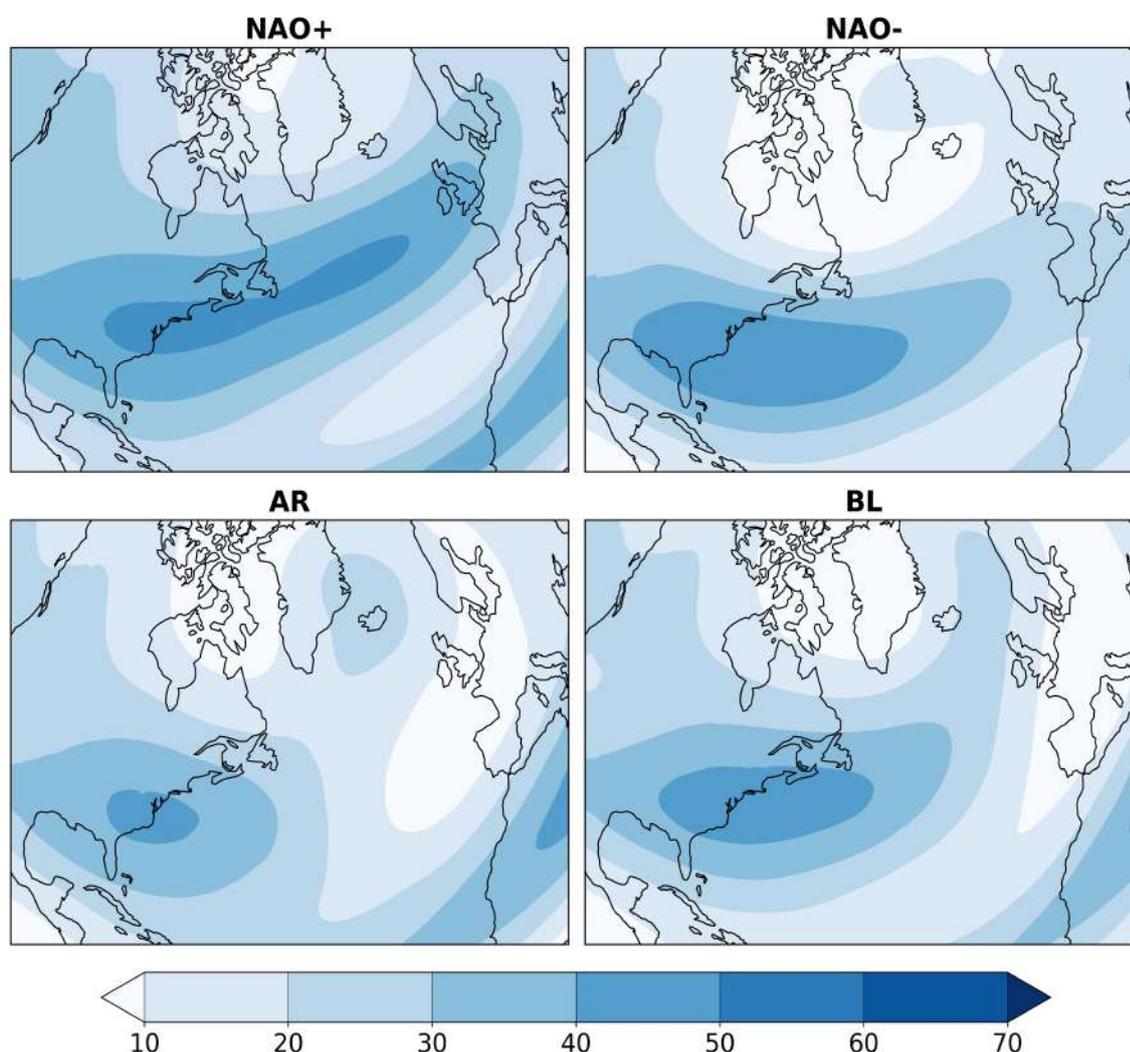


Figure 4.2 – Moyenne de la vitesse du vent zonal (m/s) au niveau 250 hPa pour la saison d'hiver (DJF) de 1979 à 2020 pour chaque régime de temps, avec la réanalyse ERA5.

anomalie anticyclonique localisée au milieu de l'Atlantique ([Figure 4.1](#)), associée avec des larges ondulations du courant-jet ([Figure 4.2](#)). Pour l'ensemble de l'Europe, les conditions climatiques associées au régime AR se caractérisent par des températures anormalement froides, et la neige est fréquente et abondante ([Cassou et al., 2004](#)).

Le régime de blocage (BL) est associé à la présence d'un anticyclone centré sur la Scandinavie ([Figure 4.1](#)) ([Woollings et al., 2010](#)), et à un courant-jet qui est plus faible sur l'Europe ([Figure 4.2](#)). Le régime de BL est caractérisé par une persistance

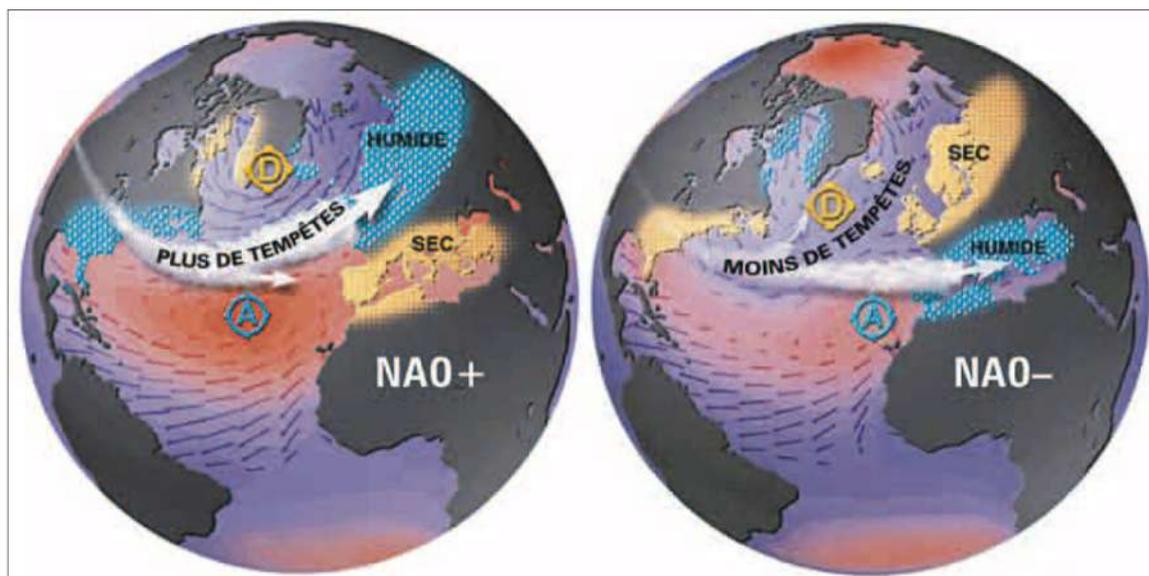


Figure 4.3 – Schéma représentatif des deux phases de la NAO, ainsi que de leurs impacts sur l’Atlantique Nord et l’Europe. Crédits : Cassou et al. (2004).

assez importante, d’où le terme de blocage, et c’est le régime de temps qui favorise les vagues de froid les plus intenses en période hivernale (Cassou, 2004).

4.2 Lien entre la CAT et les régimes de temps

Les régimes de temps et le courant-jet présentent des anomalies de la circulation atmosphérique de grande échelle assez caractéristiques. Il est donc pertinent d’étudier les liens entre la distribution spatiale de la CAT et les régimes de temps en Atlantique Nord. Pour cela, on calcule pour chaque point de grille le ratio entre le nombre de jours de MOG-CAT correspondant à un régime et le nombre de jours total de MOG-CAT, caractérisé avec l’indice TI1 (utilisé dans Chapitre 3). Pour rappel, le seuil de MOG-CAT est défini en calculant le 99e percentile de la PDF des valeurs journalières de TI1 pendant la saison d’hiver.

La distribution spatiale de la MOG-CAT en fonction des régimes de temps est montrée dans la Figure 4.4. La plupart des événements de la MOG-CAT qui se produisent dans le nord-est de l’Atlantique, au-dessus du Royaume-Uni, dans les Alpes et dans les

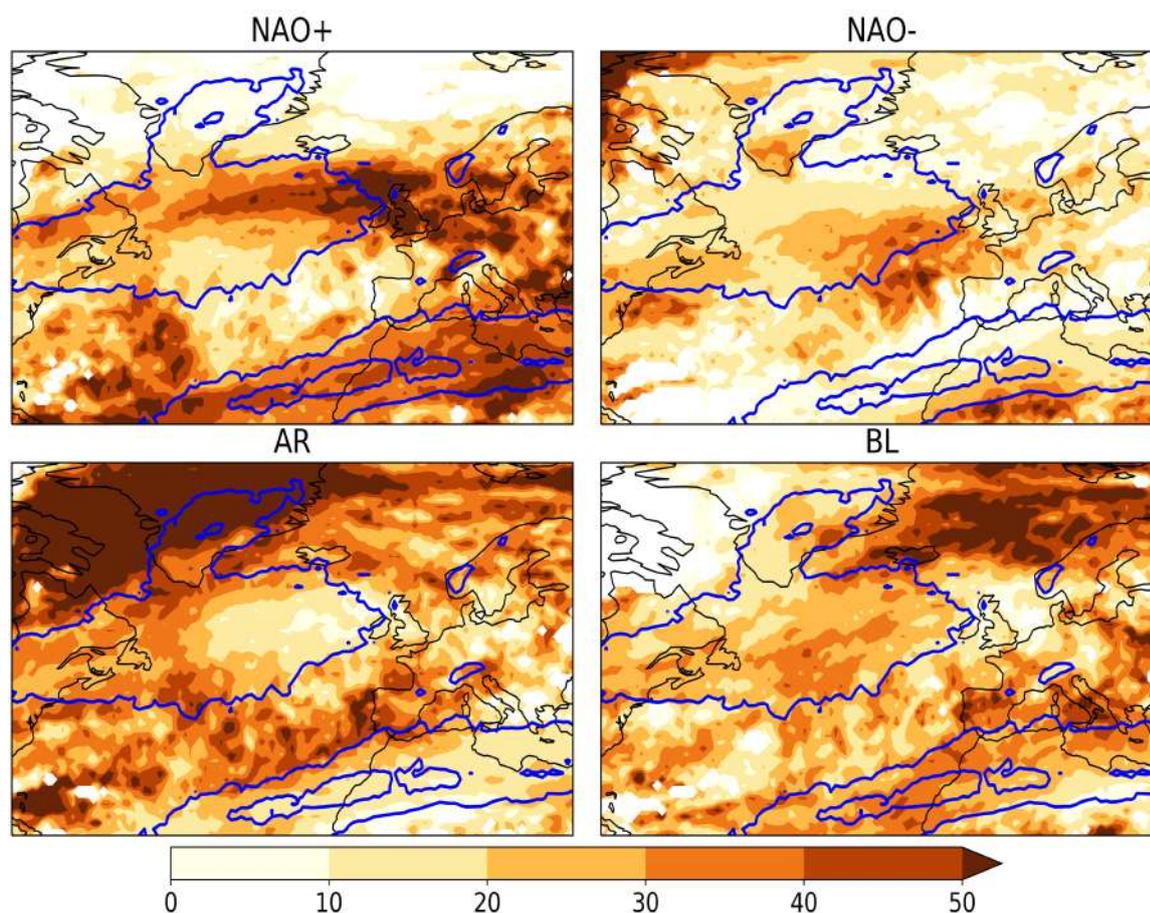


Figure 4.4 – Pourcentage de la MOG-CAT lié à chaque régime de temps (en couleurs). Les contours bleus indiquent la climatologie de la MOG-CAT. Les analyses sont faites avec les données de la réanalyse ERA5 et l'indice TI1. Les unités sont exprimées en %.

basses latitudes (Afrique du Nord, le sud de l'Atlantique Nord) sont associés au régime NAO+. Cela est lié au renforcement des courants jets polaire et subtropical pendant ce régime et donc du cisaillement vertical du vent (Figure 4.2). Sur la région de sortie du jet polaire, dans la partie nord-est de l'Atlantique et sur le Royaume-Uni, plus de 60% de la MOG-CAT qui se développe dans ces régions est liée aux jours du régime NAO+, cela est en accord avec un jet plus renforcé et décalé vers le nord dans l'Atlantique et l'ouest de l'Europe (Figure 4.2). La Figure 4.4 montre également que la phase positive de la NAO est le régime qui favorise le plus le développement des événements de MOG-CAT. En effet, la fréquence d'occurrence de la MOG-CAT s'intensifie sur les régions

où la MOG-CAT est déjà fréquente, comme indiqué par la climatologie. Ce résultat est cohérent avec un renforcement du courant jet et donc des instabilités pendant le régime NAO+ (Figure 4.2). Pour le régime NAO- on retrouve une augmentation de la fréquence de la MOG-CAT plus au sud, à l'ouest de la Péninsule Ibérique (Figure 4.4), en accord avec un déplacement du courant jet vers l'équateur pour ce régime (Figure 4.2). Pendant le régime NAO-, la fréquence de la MOG-CAT diminue dans plusieurs régions où la MOG-CAT est plus fréquente, puisque ce régime est relié à un courant-jet moins intense, et un affaiblissement de l'écoulement zonal.

Une grande partie ($\sim 70\%$) des événements de MOG-GAT au-dessus du Groenland et les hautes latitudes est liée au régime de dorsale (AR) (Figure 4.4), cela est en lien avec la présence d'un anticyclone dans le centre de l'Atlantique Nord et avec les larges ondulations nord-sud du courant-jet caractérisées par un flux anticyclonique et/ou cyclonique, créant ainsi des conditions favorables au développement de la CAT dans cette région. Au-dessus de l'Islande et de la mer de Norvège, les événements de MOG-GAT sont étroitement liés au régime de blocage (BL), en accord avec la présence d'un anticyclone centré sur la Scandinavie (Figure 4.1) et la persistance de cet état atmosphérique favorable au développement de la CAT dans cette région. Ces variations observées dans la distribution spatiale des événements de MOG-CAT en fonction des régimes de temps s'expliquent en grande partie par les changements d'intensité et de position latitudinal du courant-jet (Figure 4.2). L'étude des liens entre l'évolution temporelle de la fréquence d'occurrence des 4 régimes de temps et de la MOG-CAT dans le climat passé et futur n'a pas été abordée dans cette thèse.

Dans cette section, on a montré que la distribution spatiale de l'occurrence de la CAT est associée à la circulation atmosphérique de grande échelle caractérisée par les 4 régimes de temps. Cette information pourrait être très utile non seulement pour étudier l'évolution du climat, mais aussi pour la prévision météorologique des événements de turbulence dans l'Atlantique Nord. En effet, les modèles climatiques opérationnels les plus récents sont désormais capables de prévoir les principaux modes de variabilité atmosphérique de grande échelle plusieurs mois à l'avance (Dunstone et al., 2016; Kim et al., 2020). Dans ce contexte, le lien entre les régimes de temps

et la CAT peut être donc utile pour améliorer la prévision des régions qui les plus sujettes à une forte probabilité d'occurrence de la CAT. Pour illustrer l'intérêt de cette approche par régime, une étude a été menée avec des chercheurs de l'université de Reading sur la prise en compte des régimes de temps et des régions de MOG-CAT associées dans l'optimisation des trajectoires de vol des avions transatlantiques.

4.3 Optimisation de la trajectoire de vol des avions pour éviter la MOG-CAT

Dans cette section, on exploite les résultats obtenus sur la distribution spatiale de la MOG-CAT en fonction des régimes de temps pour optimiser les trajectoires de vol des avions, afin d'éviter les zones avec une forte probabilité de rencontrer la MOG-CAT dans l'Atlantique Nord. Les analyses et les méthodes utilisées sont basées sur les travaux de thèse de [Wells \(2023\)](#) qui a développé un algorithme d'optimisation de trajectoires de vol, qui vise à minimiser la consommation de carburant et donc les émissions de CO₂. En effet, le secteur de l'aviation contribue au réchauffement climatique (voir [Section 1.6](#)), et ainsi la communauté internationale de l'aviation s'est engagée dans une stratégie de décarbonation accélérée à l'échelle mondiale, et fixe un objectif d'atteindre le *net-zero* d'émissions d'ici 2050.

4.3.1 Algorithme

La méthode de [Wells et al. \(2023\)](#) permet de comparer la consommation de carburant des itinéraires simulés (optimisés) aux estimations de carburant basées sur les données de vol enregistrées (Flightradar24). Ils montrent qu'une réduction moyenne de 4,2% de la consommation de carburant est possible sans changement significative de la durée des vols. Cela est équivalent à une réduction de 16,6 millions de kg d'émissions de CO₂ pour un seul hiver. Par conséquent, il est possible d'identifier des itinéraires à faible consommation de carburant en exploitant au mieux les champs de vent pour réduire les émissions de CO₂. Les travaux réalisés dans cette thèse s'insèrent dans la

continuité des études de C. Wells. L'objectif est de prendre en compte les régimes de temps et la distribution spatiale de la CAT, et à en évaluer l'impact sur les temps de vol et la consommation de carburant.

De manière générale, un problème d'optimisation implique la modification de certaines variables de contrôle afin de passer d'un état initial à un état final, tout en minimisant un coût particulier associé au trajet. Les variables d'état décrivent la trajectoire qui donne le coût minimum, une fois que les variables de contrôle correspondantes ont été trouvées.

Les problématiques pour établir un algorithme d'optimisation sont les suivantes :

- Le coût à minimiser,
- Le système dynamique : ensemble d'équations différentielles décrivant l'évolution des états,
- les conditions aux limites,
- les contraintes sur les variables d'état et de contrôle, autrement dit les valeurs à ne pas dépasser en cours du trajet.

Trois variables d'état décrivent la trajectoire de l'avion : la longitude, la latitude et la masse de l'avion. Afin de suivre la variation de la masse (qui dépend du type d'avion et du temps de trajet) sur une trajectoire, il est important de connaître la masse de l'avion lorsqu'il commence sa phase de croisière. [Poll and Schumann \(2021\)](#) montrent que cette masse correspond à 97,5% de la masse au décollage (TOM ; Take-off Mass), et la formule pour le calcul de TOM est donné également dans [Poll and Schumann \(2021\)](#). Les variables de contrôle utilisées sont l'angle de cap (qui varie de 0 à 360°) et la vitesse de l'avion (de 200 à 250 m s⁻¹). L'originalité des travaux de thèse de [Wells \(2023\)](#) est l'utilisation d'une nouvelle fonction de consommation de carburant basée sur la physique et qui est spécifique au modèle d'avion ([Poll and Schumann, 2021](#)). Cette fonction permet d'estimer la consommation de carburant à chaque pas de temps

de la phase de croisière d'un avion en vol et prend en compte les données atmosphériques, l'altitude, la vitesse ainsi que la masse de l'avion. Une méthode de programmation dynamique est utilisée pour résoudre l'équation Hamilton–Jacobi–Bellman (HJB) avec un schéma semi-lagrangien. La programmation dynamique semble être la plus adaptée pour trouver la solution optimale dans l'ensemble de l'espace d'état, ainsi la trajectoire obtenue est garantie comme étant la plus optimale. Plus de détails sur la méthode et les équations sont donnés dans la thèse de [Wells \(2023\)](#) et l'article correspondant [Wells et al. \(2023\)](#).

Pour ajouter l'information sur les régimes et la CAT dans l'algorithme développé par Cathie Wells, nous avons repéré les points de grille où la probabilité de rencontrer la MOG-CAT est forte ($\geq 40\%$) en fonction de chaque régime de temps ([Figure 4.4](#)). De cette façon, on attribue la valeur 1 aux points de grille de forte probabilité de rencontrer la MOG-CAT et zéro ailleurs. Ainsi, l'avion devrait éviter les points de grille portant le chiffre 1. Nous utilisons la réanalyse ERA5 de 1979 à 2020 et la saison de l'hiver (DJF). Les données journalières sont interpolées sur une grille de $1^\circ \times 1^\circ$. Les champs de vent et de température correspondant à chaque régime de temps sont moyennés sur toute la période, ainsi, nous obtenons les profils de vent et de température représentatifs de chaque régime de temps qui seront ensuite utilisés dans l'algorithme pour l'optimisation de la trajectoire de vol. Nous planifions ici des trajectoires de vol long-courrier dans l'espace aérien transatlantique, entre l'aéroport de Londres Heathrow (LHR : $51,5^\circ$ N, $0,5^\circ$ W) et l'aéroport John F. Kennedy de New York (JFK : $40,6^\circ$ N, $73,8^\circ$ W) au niveau de pression 250 hPa, qui correspond approximativement à une altitude de 10 km. Le fait de considérer un niveau de pression fixe est justifié par [Mangini et al. \(2018\)](#), qui ont constaté que les changements d'altitude entre 200 et 300 hPa lors des phases de croisière (données issues de la gestion du trafic aérien ; ATM) représentent moins de 1% sur la durée totale du vol. De plus, le trafic aérien au-dessus de l'Atlantique Nord est dense, ce qui peut obliger un avion à voler à une altitude fixe lorsqu'il traverse l'Atlantique Nord ou du moins cela limite le nombre de changements d'altitude ([Irvine et al., 2013](#)). Par conséquent, toutes les simulations dans cette étude ont été effectuées à l'altitude-pression de 250 hPa.

L'avion commence son vol à l'aéroport de départ et le poursuit jusqu'à ce qu'il soit à moins de 225 km de l'aéroport de destination (Wells et al., 2023). Nous utilisons ici le modèle d'avion Airbus A350 qui est fréquemment utilisé dans les vols entre LHR et JFK (Flightradar24). Les paramètres spécifiques de cet avion sont fournis par Poll and Schumann (2021).

4.3.2 Trajectoires optimisées

La Figure 4.5 montre trois trajectoires différentes pour le vol vers l'ouest (de l'aéroport LHR vers JFK) avec l'Airbus A350 pour les quatre régimes de temps. On constate que pour les régimes de dorsale (Atlantic Ridge) et de blocage (Blocking), les itinéraires avec ou sans la MOG-CAT sont très proches, et même quasiment identiques pour le régime de blocage. Par contre, une trajectoire optimisée, décalée légèrement vers le nord pendant les jours de régime de blocage et vers le sud pendant les jours de régime de dorsale, est proposée en comparaison avec la trajectoire GC pour réduire la consommation de carburant. Pendant les jours de la phase négative de la NAO, l'algorithme (avec ou sans la CAT) propose une déviation vers le nord par rapport à la trajectoire GC pour éviter les vents contraires du courant-jet qui est décalé vers le sud et qui cause le ralentissement de la vitesse de vol (Figure 4.2). L'évitement de ces vents contraires permet de réduire la consommation de carburant et les émissions de CO₂.

Les deux itinéraires avec ou sans la MOG-CAT sont proches pendant la NAO-, mais avec un léger décalage de la trajectoire avec la CAT vers le nord. Par contre, durant les jours de la phase positive de NAO, les deux trajectoires optimisées avec et sans la CAT sont complètement différentes. La trajectoire optimisée à réduire la consommation de carburant et sans prendre en compte la CAT propose une trajectoire de vol par les hautes latitudes pour éviter les vents contraires du courant-jet, mais la trajectoire optimisée qui prend en compte les événements de CAT propose une trajectoire à l'opposé, passant par le sud par rapport à la trajectoire GC, afin d'éviter les zones de turbulences qui se produisent fréquemment au nord du courant-jet.

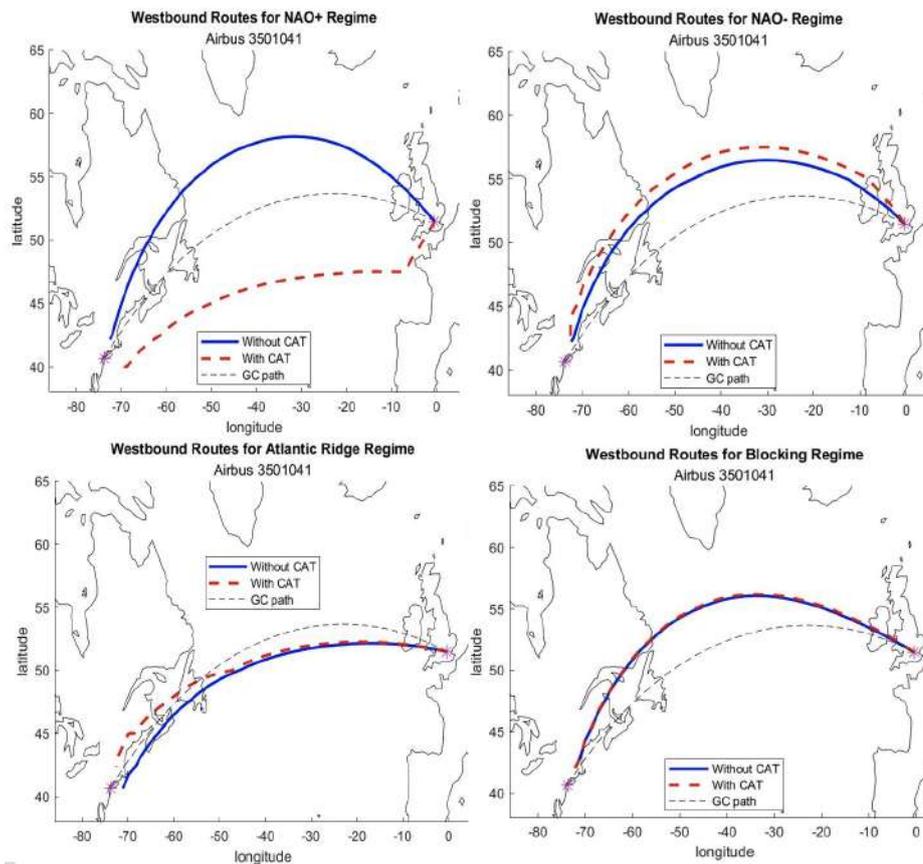


Figure 4.5 – Cartes de trajectoires pour le vol vers l'ouest (de l'aéroport LHR vers JFK) avec l'Airbus A350 optimisés pour minimiser la consommation du carburant. 1) en considérant tous les jours d'un régime donné (ligne bleue), 2) si on prend aussi en compte la MOG-CAT (ligne rouge). La trajectoire Great Circle (GC path) qui est l'itinéraire avec la plus courte distance au sol entre les aéroports est montrée avec la ligne noire en pointillées.

Pour les vols vers l'est (de l'aéroport JFK vers LHR), les trajectoires optimisées pour réduire la consommation de carburant sans prendre en compte les zones de MOG-CAT, sont généralement localisées au sud de la trajectoire GC pour bénéficier des vents forts de l'ouest du courant-jet, sauf pendant les jours du régime dorsale pour lequel la route la plus optimale consiste à voler au plus près de la trajectoire GC (Figure 4.6). Ce décalage de la trajectoire optimisée par rapport à la trajectoire GC vers le sud est plus fort pendant le régime NAO-.

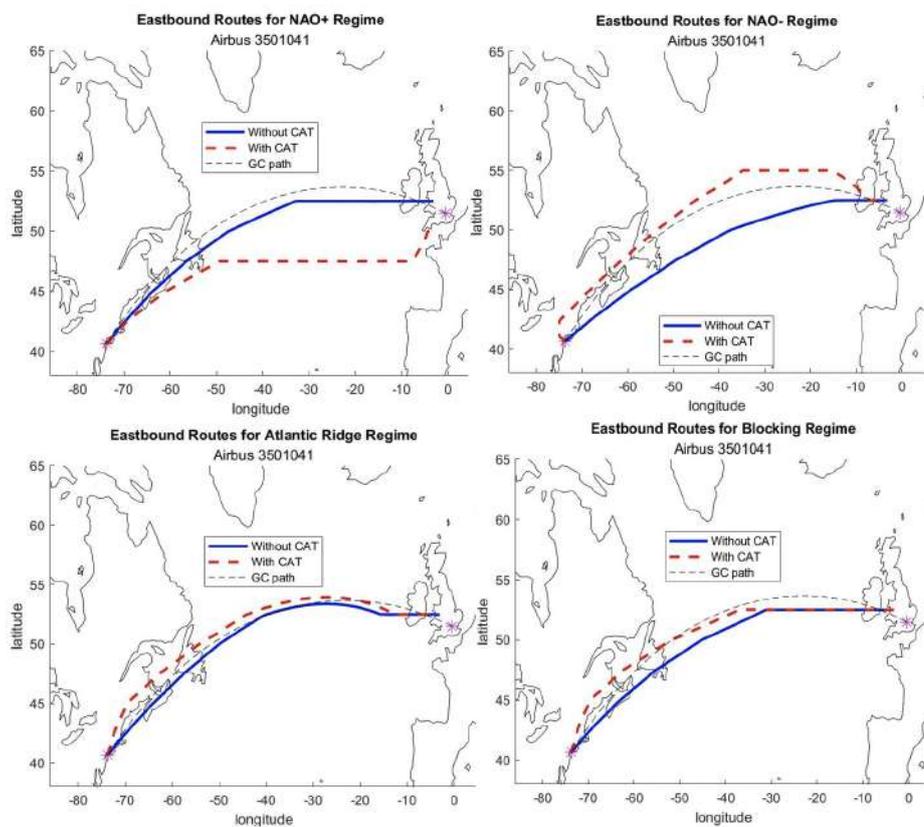


Figure 4.6 – Cartes de trajectoires pour le vol vers l'Est (de l'aéroport JFK vers LHR) avec l'Airbus A350 optimisés pour minimiser la consommation du carburant. 1) en considérant tous les jours d'un régime donné (ligne bleue), 2) si on prend aussi en compte la MOG-CAT (ligne rouge). La trajectoire Great Circle (GC path) qui est l'itinéraire avec la plus courte distance au sol entre les aéroports est montrée avec la ligne noire en pointillés.

L'algorithme de calcul de la trajectoire en prenant en compte la CAT propose de prendre des routes très proches de celle de la trajectoire GC pendant les jours des régimes de dorsale et de blocage (Figure 4.6). Par contre, pendant la phase négative de la NAO, il faudrait prendre des trajectoires de vol plus au nord pour éviter les événements de MOG-CAT qui se produisent à proximité du courant-jet, près de la zone où le cisaillement vertical du vent est intense. Pour éviter la CAT pendant la NAO+ dans les vols vers l'est, les trajectoires de vol sont décalées vers le sud (Figure 4.6) à cause de la forte probabilité de rencontrer des épisodes de MOG-CAT dans les zones localisées au nord de 40° N (Figure 4.4), où le cisaillement vertical du vent est très fréquent pendant la NAO+.

4.3.3 Impact sur la consommation de carburant

En général, les vols vers l'est (c'est à dire de l'aéroport JFK vers LHR), consomment moins de carburant et sont plus rapides que les itinéraires vers l'ouest (de l'aéroport LHR vers JFK) (voir Figure 4.7). Cela est dû au fait que les routes vers l'est bénéficient généralement des vents forts du courant-jet du même sens, contrairement aux vols destinés vers l'ouest qui doivent éviter les vents de face. Les vols vers l'est ont une durée environ une heure plus courte que les vols vers l'ouest pendant les périodes de régime NAO- et dorsale. Cet écart de temps entre les deux directions est encore plus important pendant les régimes de blocage et NAO+, avec des écarts de 81 minutes et 104 minutes lors du régime de blocage et du régime NAO+, respectivement. Ainsi, les vols vers l'ouest consomment environ 20% de plus de carburant que les vols vers l'est pendant les jours des régimes NAO- et dorsale, 30% et 40% dans le régime de blocage et NAO+, respectivement. On retrouve des chiffres très proches en prenant en compte la CAT sauf dans le régime NAO-, où les différences en termes de consommation de carburant et de durée de vol entre les deux directions sont plus faibles dans la trajectoire qui évite la CAT.

Nous nous focalisons maintenant sur les différences entre les quatre régimes de temps en ce qui concerne la consommation de carburant et la durée des vols. Pour les vols en

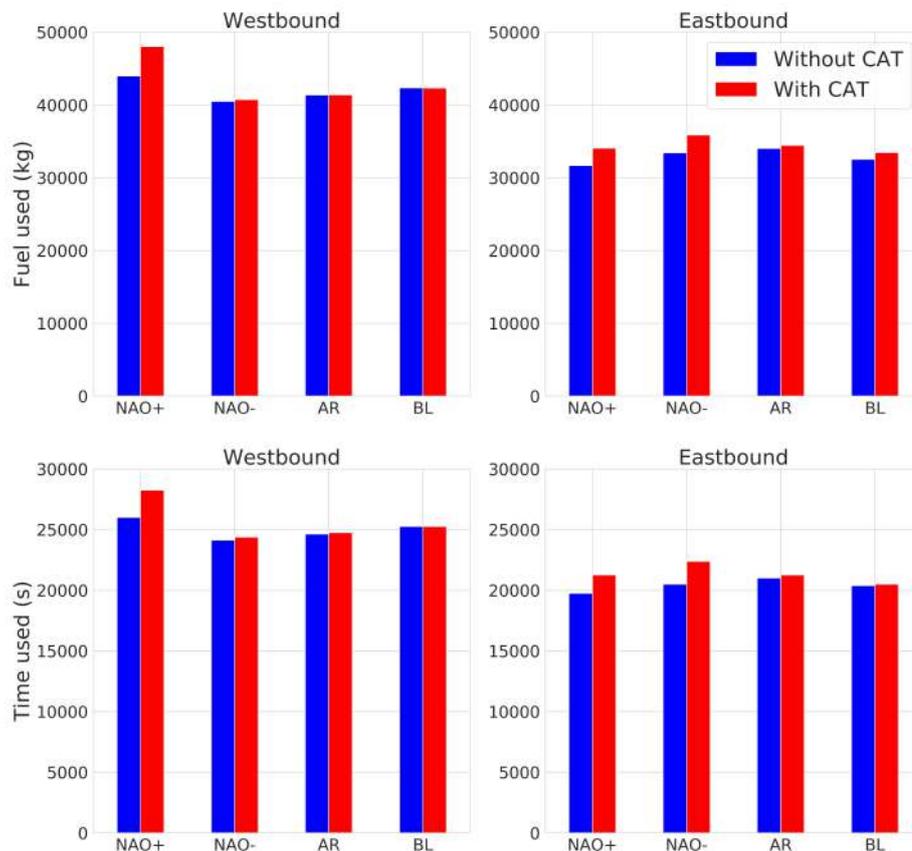


Figure 4.7 – Consommation de carburant (les 2 panneaux en haut) et temps du trajet (les 2 panneaux en bas) pour le vol vers l’ouest (les 2 panneaux à gauche) et pour le vol vers l’est (les 2 panneaux à droite), avec l’Airbus A350 pour les deux configurations (avec ou sans la CAT), en fonction de chaque régime de temps.

direction vers l’ouest, on constate que la consommation de carburant est plus (moins) importante pendant les jours marqués par le régime NAO+ (NAO-) (Figure 4.7). En revanche, en ce qui concerne les vols vers l’est, la consommation de carburant la plus basse correspond à la phase positive de la NAO. La Figure 4.7 illustre également que c’est durant le régime de dorsale que la consommation de carburant est plus élevée pour les vols vers l’est. En effet, étant donné les larges ondulations du courant-jet dans ce régime, il devient plus difficile de maintenir une trajectoire proche du courant-jet et de tirer profit des vents favorables. On retrouve des résultats similaires en prenant en compte la CAT sauf pour les vols vers l’est où le régime NAO- entraîne une consommation de carburant plus importante.

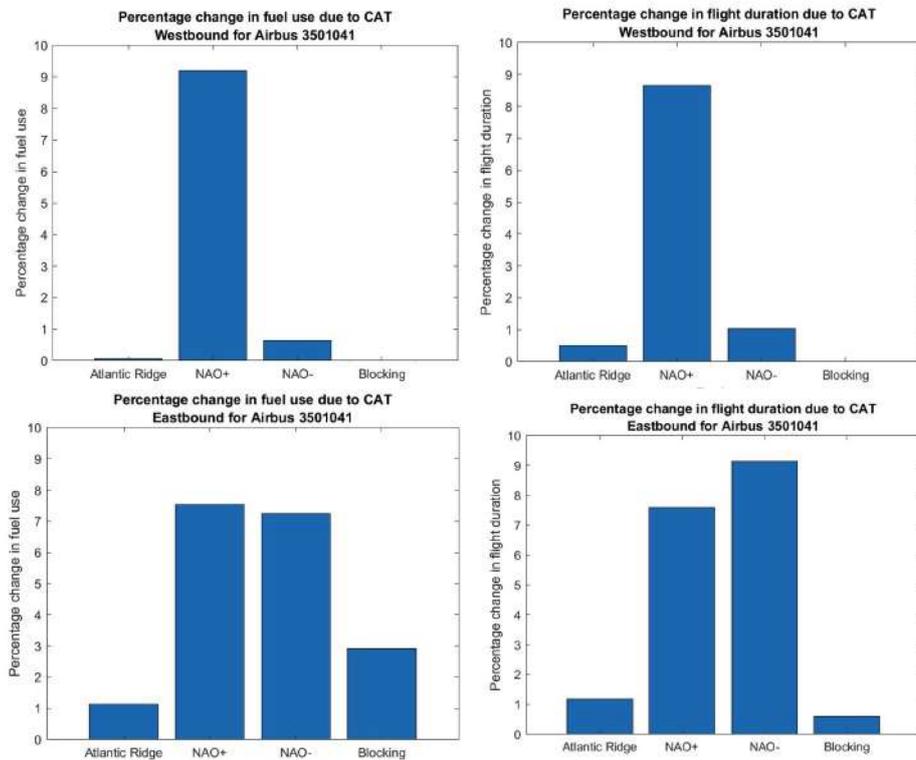


Figure 4.8 – Diagrammes montrant le pourcentage de changement de la consommation de carburant (les 2 panneaux à gauche) et du temps de trajet (les 2 panneaux à droite), pour le vol vers l’ouest (les 2 panneaux en haut) et pour le vol vers l’est (les 2 panneaux en bas) entre la trajectoire optimisée incluant la CAT et sans la CAT pour les 4 régimes de temps avec l’Airbus A350

La Figure 4.8 montre les différences en pourcentage entre les trajectoires avec et sans la CAT en termes de consommation de carburant et temps de vol. On constate pour les vols vers l’ouest la possibilité d’optimiser la trajectoire des vols pour réduire la consommation de carburant tout en minimisant la probabilité de rencontrer la MOG-CAT pendant les jours de régime de dorsale et de blocage. En revanche, pour les vols en direction est, on constate des augmentations de la consommation de carburant pendant le régime NAO- lorsque l’on opte pour une trajectoire visant à éviter la MOG-CAT. Enfin, dans le cas du régime NAO+, l’augmentation de la consommation de carburant est importante dans les deux directions de vol lorsqu’on choisit une trajectoire pour éviter la MOG-CAT.

Il serait sans doute important de noter que lorsqu’un avion traverse une zone de

turbulences, il subit une perte de vitesse et d'altitude, ce qui se traduit par une augmentation de la consommation de carburant et un allongement de la durée du vol. Cela n'a pas été pris en compte dans cette étude, en raison de la difficulté à obtenir et à intégrer de telles informations dans l'algorithme de modélisation. Il est donc plausible que les chiffres obtenus sur la consommation de carburant dans la trajectoire visant à éviter la MOG-CAT (en particulier pour le régime NAO+), soient potentiellement surestimés.

Cette étude n'a pas pour but de fournir un outil opérationnel, qui doit avoir des hypothèses plus précises (altitude de vol, météo du jour, etc.). Elle constitue l'une des premières étapes nécessaires dans l'évaluation des itinéraires optimaux, en se basant sur les régimes de temps dans l'Atlantique Nord, et apporte une démonstration que les contraintes liées à la CAT peuvent être prise en compte dans l'optimisation des vols transatlantiques. L'objectif de cette optimisation est d'éviter les événements de MOG-CAT, ce qui rend les trajectoires de vol plus confortables tout en étant économes en carburant. En effet, il existe deux grandes approches pour réduire les émissions de l'aviation : l'approche opérationnelle et l'approche technologique. Cette dernière englobe le développement d'avions plus légers, de moteurs plus efficaces et de carburants plus propres pour remplacer les technologies existantes. Cependant, les changements opérationnels présentent l'avantage d'utiliser les technologies existantes. Par conséquent, ces méthodes s'avèrent plus rapides et moins coûteuses à développer et à mettre en œuvre. Le développement de trajectoires de vol plus efficaces en termes de consommation de carburant constituerait un avantage significatif tant pour les compagnies aériennes, qui réduiraient leurs dépenses en carburant, que pour l'environnement, en réduisant les émissions de CO₂.

Les conclusions de cette étude peuvent être utilisées dans le secteur de l'aviation pour rendre les trajectoires de vols long-courriers plus efficaces et confortables en se basant sur les changements dans la circulation atmosphérique de grande échelle. En effet, les modèles climatiques opérationnels les plus récents sont désormais capables de prévoir les principaux modes de variabilité atmosphérique de grande échelle (par exemple NAO+) plusieurs mois à l'avance (Dunstone et al., 2016; Kim et al., 2020), ce qui

peut être utile pour la prise de décision par les compagnies aériennes et faciliter la planification de trajectoires optimales plusieurs semaines/mois à l'avance. De plus, cette approche peut être adaptée et répliquée dans d'autres régions, par exemple pour les vols transpacifiques. Ainsi, elle ouvre la voie à une planification de vols plus efficace, à l'échelle mondiale.

4.4 Synthèse et conclusions

Objectif

L'objectif principale de ce chapitre est d'étudier les liens entre la CAT et la circulation atmosphérique de grande échelle qui est représentée par les régimes de temps dans l'Atlantique Nord. De plus, il vise à proposer des trajectoires de vol optimisées en se basant sur ces régimes de temps pour minimiser les événements de turbulence.

Conclusions

- La distribution spatiale de la CAT est fortement liée aux régimes de temps. Ceci s'explique par les liens forts entre les régimes et le courant jet. La phase positive de la NAO est le régime qui favorise le plus le développement des événements de MOG-CAT en hiver dans la région de l'Atlantique Nord. Inversement, la phase négative de la NAO, est le régime dont la probabilité de rencontrer la MOG-CAT est la plus faible.
- La phase positive de la NAO est le régime qui impacte le plus les trajectoires optimisées de vol vers l'ouest (LHR vers JFK) en présence de MOG-CAT, où la trajectoire de vol est déviée vers le sud par rapport à la trajectoire GC. Pour les vols vers l'est (de JFK à LHR), les deux phases de la NAO affectent les trajectoires de vol.
- Pour les vols en direction vers l'ouest, la consommation de carburant est plus (moins) importante pendant les jours de NAO+ (NAO-). En revanche, en ce qui concerne les vols en direction est, la consommation de carburant la plus basse coïncide avec la phase positive de la NAO, et la consommation de carburant la plus élevée avec les régime de dorsale. Des résultats similaires ont été trouvés en intégrant la MOG-CAT dans l'algorithme pour les vols en direct vers l'ouest. Cependant, pour les vols en direction de l'est, c'est le régime NAO- qui s'avère être le plus pénalisant en termes de consommation de carburant.
- Pour les vols vers l'ouest, il est possible d'optimiser les trajectoires pour économiser le carburant tout en évitant la MOG-CAT pendant les régimes de dorsale

et de blocage. Cependant, vers l'est, la consommation de carburant augmente sous le régime NAO- en évitant la MOG-CAT. Sous le régime NAO+, cette augmentation est importante dans les deux directions de vol en choisissant des trajectoires pour éviter la MOG-CAT. Un avion consomme davantage de carburant en perdant vitesse et altitude dans une zone de turbulences, un facteur non inclus dans l'algorithme. Par conséquent, l'augmentation estimée de la consommation de carburant pour éviter la MOG-CAT sous les régimes NAO+ et NAO- pourrait être surestimée. Ainsi, optimiser les trajectoires pour minimiser à la fois la CAT et la consommation de carburant reste envisageable.

Chapitre 5

Conclusions et perspectives

Dans cette thèse, nous nous sommes intéressés à l'étude des impacts du changement climatique sur la turbulence en ciel clair (CAT). En effet, la CAT est connue pour ses effets et les problèmes qu'elle engendre pour l'aviation, et plus précisément sur la sécurité aérienne. Des travaux récents ont montré que la fréquence de la CAT a augmenté durant les 40 dernières années dans l'Hémisphère Nord et que les événements de turbulence devraient augmenter dans le futur en réponse au réchauffement climatique (Jaeger and Sprenger, 2007; Williams and Joshi, 2013; Williams, 2017; Storer et al., 2017; Lee J. H et al., 2023; Prosser et al., 2023; Smith et al., 2023). Toutes ces études ont utilisé des indices de CAT calculés à partir des données de réanalyses atmosphériques et d'expériences réalisées avec des modèles climatiques. Cependant, une seule réanalyse ou un seul modèle de climat sont utilisés pour analyser les changements passés et futurs de la CAT, ce qui représente une limite pour évaluer les différentes incertitudes. Ce domaine de recherche étant relativement nouveau, un grand nombre de questions restent donc à explorer. Dans cette thèse, nous avons tenté de répondre à plusieurs de ces interrogations. **Plus particulièrement, nous avons pris en compte les incertitudes liées à la variabilité interne et les modèles de climat dans la réponse de la CAT au changement climatique.** Pour cela, nous avons considéré plusieurs réanalyses atmosphériques et modèles couplés de CMIP6, ainsi qu'un grand ensemble de 20 simulations réalisé avec le modèle CNRM-CM6-1.

Nous avons pris en compte également plusieurs indices de CAT pour analyser la sensibilité de nos résultats aux différents mécanismes générant la turbulence.

Dans un premier temps, dans le [Chapitre 1](#), nous avons réalisé un état de l'art sur les turbulences dans l'atmosphère, et les liens avec l'aviation et le changement climatique. Nous avons résumé les travaux précédents consacrés à l'impact du changement climatique sur la CAT. Dans le [Chapitre 2](#), nous avons introduit les différentes réanalyses atmosphériques et les expériences numériques de CMIP6 qui ont été utilisées pour caractériser la CAT, et analyser son évolution dans le climat passé et futur. Ensuite, nous avons détaillé les différents indices de CAT, et une sélection des indices les plus pertinents a été effectuée.

L'objectif principal du [Chapitre 3](#) a été d'étudier les tendances passées et les projections futures de la CAT modérée-ou-supérieure (MOG-CAT en anglais) dans l'Hémisphère Nord en hiver (Décembre-Janvier-Février). Avant de s'intéresser aux tendances de la CAT, il est d'abord utile d'étudier sa climatologie dans le climat présent, et d'évaluer la capacité des modèles climatiques à simuler la CAT. En accord avec les études précédentes ([Jaeger and Sprenger, 2007](#); [Lee J. H et al., 2023](#)), nous constatons que les fréquences d'occurrence les plus élevées de la MOG-CAT sont localisées sur le côté nord des courants jets au-dessus de différentes régions : l'Atlantique Nord, le Pacifique Nord, l'Asie de l'Est et l'Afrique du Nord. Les fréquences maximales de la MOG-CAT ont été observées dans l'Est de l'Asie (environ 7.5%), ce qui est dû à un fort cisaillement vertical du vent (VWS) où le jet subtropical atteint sa vitesse maximale, et qui est également lié à la présence de la chaîne de montagnes de l'Himalaya qui pourrait renforcer le VWS. **En outre, cette thèse montre la première validation des modèles CMIP6 en termes de climatologie de la CAT simulée avec les différents indices.** Nous concluons que ces modèles sont des outils appropriés pour étudier la CAT générée par le cisaillement de vent et les fronts en haute altitude. **Néanmoins, nous montrons que sur l'Atlantique Nord, la plupart des modèles sous-estiment la fréquence de la MOG-CAT**, principalement en raison du fait que les modèles CMIP6 simulent un cisaillement vertical du vent plus

faible au sein du jet polaire par rapport à la réanalyse ERA5.

Des tendances positives de la fréquence de la MOG-CAT sont observées dans l'Hémisphère Nord entre 1980 et 2021 en se basant sur plusieurs réanalyses atmosphériques. Les différentes réanalyses sont en accord sur l'augmentation de la MOG-CAT sur les régions de l'Est de l'Asie, le Moyen-Orient et l'Afrique du Nord et sont statistiquement significatives. Dans la région de l'Atlantique Nord, toutes les réanalyses sont en accord sur l'augmentation de la fréquence de la MOG-CAT sauf la NOAA-20CR-V3 qui montre une diminution du VWS, et les tendances dans cette région ne sont pas significatives. Nous identifions qu'au cours des dernières décennies, la fréquence de la MOG-CAT a plus que doublé dans l'Est de l'Asie, le Moyen-Orient et l'Afrique du Nord. **Cela est principalement dû à une forte augmentation de VWS dans le jet subtropical**, qui est lui-même dû à au renforcement du gradient méridional de température causé par le réchauffement de la haute troposphère des tropiques et le refroidissement de la basse stratosphère sur le pôle nord. Le rôle de la variabilité interne du climat par rapport à la réponse aux forçages anthropiques dans les tendances récentes est abordé en utilisant les modèles CMIP6 et un grand ensemble réalisé avec le modèle CNRM-CM6.1. **Nous mettons en évidence que dans les régions du Pacifique Nord et de l'Atlantique Nord, le rôle de la variabilité interne est plus important par rapport à la réponse du climat aux émissions de GES causées par les activités humaines. Par contre, l'augmentation de la fréquence de la MOG-CAT observée au cours des dernières décennies dans les régions de l'Est de l'Asie, le Moyen-Orient et l'Afrique du Nord sont attribuables au réchauffement climatique.**

Les projections climatiques multi-modèle indiquent que la tendance positive observée en Afrique du Nord, Est de l'Asie et au Moyen-Orient continuera à s'accroître à l'avenir avec le réchauffement climatique et qu'il existe un fort accord entre les modèles et les indices de CAT sur cette évolution. Sur la région du Pacifique Nord, on a observé un signal faible du réchauffement climatique dans la période passée. Néanmoins, dans le futur, ce signal émerge par rapport à la variabilité interne du climat. **En général, les modèles projettent une augmen-**

tation de la fréquence de la MOG-CAT et de l'intensité de la CAT extrême dans toutes les régions localisées sur la bande de latitudes 20-40°N et une faible diminution vers les hautes latitudes. Ces augmentations s'intensifient avec le degré de réchauffement global. Sur la région de l'Atlantique Nord, on trouve des incertitudes liées à la fois aux indices de CAT et aux **modèles climatiques**. Nous suggérons que cette incertitude pourrait être liée à la compétition entre le cisaillement vertical du vent et l'instabilité convective, les deux sources de turbulence. Cependant, il est important de noter que l'instabilité liée au cisaillement vertical du vent est la principale source de la CAT et que cette dernière devrait diminuer sur l'Atlantique Nord. **Les effets de la variabilité interne sont encore visibles pour un réchauffement de 1°C, mais très faibles pour des GWL plus élevés.**

L'analyse de la structure verticale de la CAT dans six régions différentes montre que **la fréquence de la MOG-CAT reste élevée à presque tous les niveaux atmosphériques, de 100 à 500 hPa**. Dans la plupart des régions, Les projections climatiques montrent que **les augmentations les plus fortes de la MOG-CAT sont localisées dans la couche atmosphérique 200-250 hPa**. Cependant, dans l'Atlantique Nord, **cette tendance positive est projetée entre 150 et 200 hPa, avec un accord fort entre les indices**. Les résultats sur la fréquence et l'intensité de la CAT montrés dans cette thèse pourraient avoir de fortes implications pour les opérations et la sécurité aérienne, mais également pour la conception des futurs avions.

Dans le [Chapitre 4](#), on a montré le lien fort qui existe entre la CAT et la circulation atmosphérique de grande échelle représentée par les régimes de temps dans l'Atlantique Nord. Deux points importants peuvent être retenus : d'une part, **la distribution spatiale de la CAT est fortement liée aux 4 régimes de temps**; d'autre part, **la phase positive de la NAO s'avère être le régime qui favorise le plus le développement des événements de CAT en hiver dans la région de l'Atlantique Nord**. En effet, la plupart des événements de MOG-CAT qui se produisent dans le nord-est de l'Atlantique, au-dessus du Royaume-Uni, dans les

Alpes et dans les basses latitudes (Afrique du Nord, le sud de l'Atlantique Nord) sont associés au régime NAO+. Dans la partie nord-est de l'Atlantique et au-dessus du Royaume-Uni, plus de 60% de la CAT qui se développe dans ces régions est liée aux jours du régime NAO+, cela est dû au renforcement et au déplacement du jet polaire vers le nord pendant ce régime. La quasi-totalité des événements de CAT au-dessus du Groenland et les hautes latitudes sont liés au régime de dorsale. Au-dessus de l'Islande et de la mer de Norvège, les événements de MOG-CAT sont étroitement liés au régime de blocage. Ces variations observées dans la distribution spatiale des événements de CAT en fonction des régimes de temps s'expliquent en grande partie par la variabilité forte de la vitesse et de la latitude du courant-jet en hiver au-dessus de la région de l'Atlantique Nord. **Le régime NAO- est associé à une moindre occurrence de la CAT**, puisque ce régime est relié à un courant-jet moins intense et dévié vers le sud pendant la saison d'hiver, et un affaiblissement de l'écoulement zonal.

En collaboration avec Cathie Wells de l'université de Reading, nous avons utilisé un algorithme d'optimisation de trajectoires pour éviter les régions à risque de rencontrer la CAT. Des trajectoires sont proposées pour les vols transatlantiques reliant l'aéroport de Londres Heathrow (LHR) et l'aéroport John F. Kennedy de New York (JFK), avec une double contrainte de minimiser la consommation de carburant tout en évitant les turbulences, adaptées aux conditions météorologiques des différents régimes.

Pour les vols vers l'ouest (de LHR à JFK), les routes optimisées restent très proches, que l'on considère ou non les zones de turbulences, particulièrement lors des régimes de dorsale et de blocage. Selon la phase de la NAO, les itinéraires sont ajustés : vers le nord par rapport à la trajectoire GC (Great Circle ; l'itinéraire avec la plus courte distance au sol entre les deux aéroports) pour éviter les vents de face pendant la phase négative, tandis que pendant la phase positive, les routes divergent selon qu'on évite les turbulences ou non — vers les hautes latitudes sans tenir compte des turbulences, et plus au sud pour les éviter. **Pour les vols vers l'est de JFK à LHR**, les itinéraires optimisés pour économiser

du carburant passent au sud de la trajectoire GC pour exploiter les courants-jets, sauf en cas de turbulences où ils s'alignent plus avec la route GC durant les régimes de dorsale et blocage. **Dans la phase négative de la NAO, on privilégie des routes plus au nord pour éviter la CAT, tandis que dans la phase positive, on opte pour des trajectoires sud pour éviter les turbulences fréquentes au-dessus de 45°N.**

Les vols vers l'est sont plus économes en carburant et plus rapides grâce aux courants-jets favorables, contrairement aux vols vers l'ouest qui rencontrent les vents de face du jet. La durée des vols est réduite d'environ une heure vers l'est sous certains régimes atmosphériques, et cette différence s'accroît lors d'autres conditions (NAO+ et blocage), entraînant une consommation de carburant supérieure de 20% à 40% pour les vols vers l'ouest. **La consommation de carburant des vols vers l'ouest augmente pendant la NAO+ et diminue pendant la NAO-. Pour les vols vers l'est, elle est minimale en NAO+ et maximale en régime de dorsale. Les résultats sont similaires pour les vols ouest avec la prise en compte des turbulences, tandis que pour les vols est, la phase négative de la NAO est la plus coûteuse en carburant.**

Il est donc possible d'éviter les turbulences sans surcoût de consommation de carburant, sauf pendant les phases NAO- et NAO+, où éviter les turbulences peut augmenter la consommation de carburant 3.6% à 8.5% par rapport à la trajectoire optimisée sans prendre en compte les turbulences. Les pertes de vitesse dues aux turbulences, non incluses dans le calcul, pourraient réduire cet écart de consommation. Optimiser les routes pour éviter les turbulences tout en économisant le carburant pourrait être bénéfique à la fois au secteur de l'aviation et à l'environnement.

Limites et perspectives

Une première limite de cette thèse pourrait être la résolution spatiale et temporelle des données de réanalyses et de simulations climatiques utilisées pour calculer les indices de turbulence. Il est à noter que la distribution spatiale et les tendances de la CAT observées avec les données d'ERA5 à haute résolution ($0.25^\circ \times 0.25^\circ$) sont simi-

lares à celles obtenues après interpolation à une résolution plus grossière ($1^\circ \times 1^\circ$), ou comparables à celle de son prédécesseur ERAI ($1.25^\circ \times 1.25^\circ$). De même, nos analyses sur les données journalières d'ERA5 concordent avec les travaux de [Lee J. H et al. \(2023\)](#) qui ont utilisé des données à intervalles de 6 heures d'ERA5. Quoi qu'il en soit, à l'heure actuelle, ni les modèles climatiques ni les réanalyses n'ont la résolution nécessaire pour modéliser directement la turbulence. Notre étude repose sur l'hypothèse que l'énergie de la turbulence se transmet des grandes échelles vers les plus petites, une théorie que nous avons explorée en examinant les conditions à grande échelle favorisant le développement de la turbulence, par exemple le cisaillement vertical du vent.

Une autre limite porte sur le choix du seuil de la MOG-CAT, et également au fait que nous nous sommes focalisés uniquement sur des catégories de turbulences extrêmes, et sur la saison d'hiver (DJF) et l'Hémisphère Nord. Néanmoins, il faudra noter que la distribution spatiale de la fréquence de la CAT et ses tendances ne sont pas très sensibles au seuil utilisé, et que dans cette thèse nous avons essayé de justifier le mieux possible ces différents choix. De plus, les données des différents indices de CAT calculés avec les réanalyses et les modèles de climat sont disponibles et permettront d'envisager dans un futur proche d'étendre ces analyses à tous le globe et à d'autres saisons.

Autre point à améliorer dans cette thèse réside dans l'usage exclusif du scénario SSP5-8.5 pour les projections climatiques, ne prenant pas en compte les incertitudes politiques liées aux futures émissions de GES. Ce choix se justifie par la capacité du scénario à forte émission de démarquer clairement l'influence des forçages externes de la variabilité naturelle du climat. Par ailleurs, nos résultats sont présentés en fonction du niveau de réchauffement global, les rendant relativement indépendants des scénarios d'émissions spécifiques, car différents scénarios peuvent mener à un même niveau de réchauffement à des périodes variées.

Perspectives sur l'amélioration des méthodes pour caractériser la turbulence en ciel clair

Dans les prochaines années, la multiplication des données d'observation directe des

turbulences (données EDR, décrites dans la section [Section 1.4.2](#)) pourrait permettre d'examiner les tendances des turbulences dans des zones spécifiques. Toutefois, il sera important de veiller à ce que la taille des séries de données soit suffisamment grande pour garantir la fiabilité des analyses statistiques. De plus, des collaborations avec les agences gouvernementales de l'aviation civile (par exemple l'EASA) et les compagnies aériennes sont nécessaires pour avoir accès à ces mesures en vol, ce qui n'est pas le cas actuellement. En outre, ces données de turbulence en vol pourraient également être utilisées pour étudier la fiabilité des indices de CAT. En particulier au-dessus de l'Atlantique Nord, cela permettrait de mieux comprendre les mécanismes de génération de la CAT et de réduire les incertitudes des projections montrées dans cette thèse.

Mon projet postdoctoral à l'Université de Reading se concentre en partie sur cet aspect. Intitulé "A new diagnostic for fluid flow instability and turbulence generation", ce projet est mené en collaboration avec le Met Office et l'Université d'Innsbruck. L'objectif principal est de développer et d'évaluer un nouveau diagnostic pour l'instabilité et la génération de turbulences. Cela repose sur l'hypothèse selon laquelle la capacité prédictive des prévisions de turbulences en ciel clair peut être améliorée en étendant le nombre de Richardson (Ri) pour inclure l'effet du cisaillement horizontal du vent, comme le suggère l'équation de l'énergie cinétique turbulente (TKE). Ce projet vise à développer et tester cette extension du Ri , afin d'améliorer les prévisions opérationnelles de turbulences en ciel clair pour le secteur de l'aviation, et rendant ainsi les vols plus sûrs et plus respectueux de l'environnement. Ce développement sera guidé par un travail théorique, par la modélisation numérique de la turbulence dans l'atmosphère à très haute résolution (~ 1 km), et par des données d'observation de turbulences *in-situ*.

Il pourrait également être pertinent de mener une étude sur les mécanismes physiques et dynamiques qui influencent les changements futurs en termes de fréquence et d'intensité de la CAT. Une analyse approfondie des facteurs responsables de l'augmentation de la fréquence et de l'intensité de la CAT dans des régions spécifiques, telles que l'Est de l'Asie, serait intéressante. Des changements dans la structure du

jet stream et dans le gradient méridional de température pourraient jouer un rôle, comme cela a été abordé dans cette thèse. Cependant, il est nécessaire d'examiner plus en détail ces éléments.

Amélioration de l'étude sur les liens entre la turbulence et la circulation atmosphérique de grande échelle

Dans cette thèse, nous avons montré qu'une analyse en régime de temps pouvait être très utile pour caractériser les liens entre la circulation atmosphérique de grande échelle et les turbulences. Cette information pourrait être très utile pour la prévision météorologique des événements de turbulence dans l'Atlantique Nord. Néanmoins, la classification des régimes de temps déterminés à partir du champ de pression de surface pour caractériser la CAT en hautes altitudes pourrait être critiquée. Une étude basée sur la classification des régimes de temps à partir de la variabilité du champ de vent en hautes altitudes (par exemple au niveau 250 hPa) pourrait être envisagée et comparée aux résultats de cette thèse (Woolings et al., 2010; Barnes and Polvani, 2013, entre autres). D'autre part, notre approche pour proposer des trajectoires de vol optimales en fonction des conditions météorologiques, visant à réduire la consommation de carburant et les turbulences, repose sur une méthode statistique utilisant des données journalières de vents, températures et indice de turbulence moyennés sur une période de 42 ans. Il serait pertinent de refaire l'étude directement avec les données journalières par exemple sur quatre hivers représentatifs des quatre différents régimes. De plus, une évaluation plus précise de l'impact des turbulences sur la consommation de carburant est nécessaire, car notre méthode actuelle ne prend pas en compte les pertes de vitesse et d'altitude d'un avion en zone de turbulences, des facteurs non négligeables mais difficiles à chiffrer. Une comparaison directe entre nos trajectoires optimisées et les trajectoires réelles, par exemple celles recueillies par fliht radar24 (bien que ces données soient payantes), apporterait un éclairage intéressant. Enfin, cette analyse peut être répliquée dans d'autres régions, par exemple dans le Pacifique.

On pourrait aussi envisager l'utilisation de techniques de machine learning pour relier les indices de turbulence à grande échelle avec les simulations d'écoulements à très haute résolution.

Impacts sur la sécurité aérienne, la conception et la performance des avions

Les projections de la fréquence et de l'intensité de la CAT montrées dans cette thèse pourraient avoir des conséquences néfastes sur la sécurité aérienne, ainsi que sur la conception des futurs avions. Des futurs travaux sont nécessaires pour étudier les changements futurs de l'intensité de la CAT et des rafales de vent à l'échelle de l'avion afin de définir la charge maximale qu'un avion peut supporter. Actuellement, la conception et la certification des avions se basent sur un modèle de rafales extrêmes établi à partir des mesures atmosphériques réalisées dans les années 1960-1970. Cependant, avec les changements induits par le réchauffement climatique, il se pourrait que ce modèle doive être révisé. Pour analyser l'impact des intensités extrêmes de la CAT sur un avion commercial, des échelles spatiales allant de 100 m à 2 km sont nécessaires. L'exploitation des données de rafales *in-situ* en combinaison avec des approches dynamiques de descente d'échelle (dynamical downscaling en anglais), pourrait être intéressante pour étudier les changements futurs de l'intensité de la CAT et des rafales extrêmes dans une région spécifique.

L'idée est d'utiliser l'approche de "futurisation" de cas, qui a déjà été implémenté pour les canicules et les précipitations intenses. L'approche consiste à choisir un ensemble d'épisodes de CAT particulièrement intenses survenus dans le passé. Le choix des cas d'étude peut se faire en coordination avec les avionneurs, les compagnies et les autorités de la sécurité aérienne afin de choisir les cas les plus pertinents. Ensuite à l'aide d'un modèle numérique, on peut simuler un épisode marquant dans le passé dans un background climatique futur, afin de quantifier l'impact de conditions climatiques futures. Pour mieux évaluer les impacts à l'échelle de l'avion, une approche en descente d'échelles est nécessaire, pour aller de l'échelle de 100 km à la méso-échelle (1 km) voire à la micro-échelle (10 m). Ceci consisterait donc à réaliser des simulations imbriquées avec différents modèles d'atmosphère (voir [Figure 5.1](#)) pour atteindre progressivement l'échelle spatiale souhaitée : au fur et à mesure de la descente d'échelle, les modèles auront une résolution spatio-temporelle de plus en plus fine et une modélisation de plus en plus précise des processus physiques en jeu. La méthode de descente d'échelle a déjà été utilisé avec succès dans les travaux de thèse de [Rogel \(2023\)](#) pour

reproduire un épisode de CAT dans une zone frontale en sortie de jet au dessus de la Belgique, choisie à partir de données d'observations in-situ (EDR). Des simulations kilométriques ont été réalisées avec les modèles AROME et Meso-NH afin d'évaluer leur capacité à reproduire cet épisode de CAT (Rogel et al., 2023).

Ainsi, il sera alors possible de développer un modèle de rafales et de turbulences qui reflète fidèlement les conditions atmosphériques actuelles et futures. Ce modèle pourrait être dimensionnant pour les concepteurs et fabricants d'avions pour renforcer la sécurité des futures conceptions aéronautiques. Il pourrait aussi servir aux autorités régulatrices de la sécurité aérienne, telles que l'EASA, pour ajuster les critères de certification des nouveaux avions avec le réchauffement climatique.

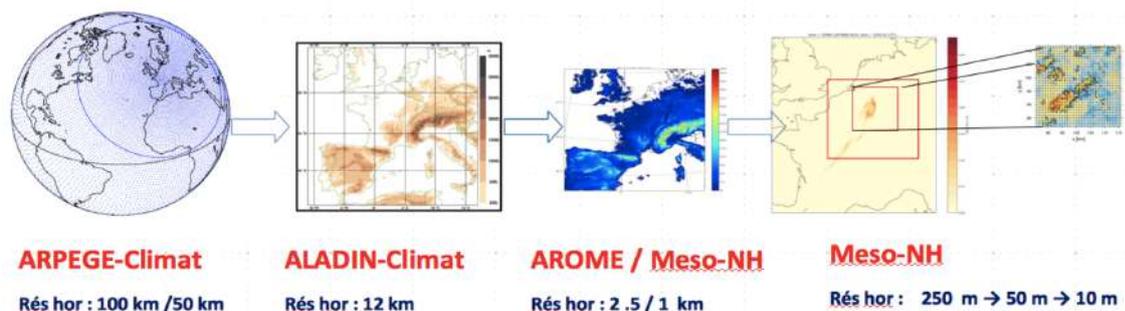


Figure 5.1 – Downscaling approach montrant l'imbrication de différents modèles d'atmosphère de différentes résolutions spatiales. Crédits : Didier Ricard CNRM/GMME.

Les conditions météorologiques jouent un rôle crucial dans les performances opérationnelles quotidiennes des avions, notamment en ce qui concerne l'efficacité des moteurs, qui est fortement influencée par des facteurs tels que la température, les vents, la turbulence, etc. Par conséquent, il serait particulièrement pertinent d'utiliser les résultats et les données générées dans le cadre de cette thèse pour explorer les impacts potentiels du réchauffement climatique sur les performances d'un avion en vol. De plus, les futurs avions commerciaux pourraient être optimisés pour voler à d'autres altitudes afin d'atténuer l'augmentation projetée de la fréquence de la MOG-CAT constatée dans le cadre de cette thèse aux altitudes de croisière actuelles, ou envisager une stratégie d'adaptation et de mitigation face à ces effets du réchauffement

climatique.

Pour finir, il serait pertinent que les recherches futures se concentrent également sur d'autres formes de turbulences, telles que la turbulence convective ou orographique. Également, l'étude d'autres phénomènes météorologiques ayant un impact sur l'aviation, comme indiqué dans la [Section 1.7](#) pourrait être nécessaire. Ces phénomènes incluent les orages, les tempêtes, le givrage, les précipitations, la neige, la grêle, le brouillard, entre autres.

Bibliographie

- Airbus (2021). Airbus Innovation - Fello'Fly. Accessed : 2024-01-15.
- Airbus (2024). Airbus Innovation - Hydrogen. Accessed : 2024-01-15.
- Barnes, E. A. and Polvani, L. (2013). Response of the midlatitude jets, and of their variability, to increased greenhouse gases in the cmip5 models. *Journal of Climate*, 26(18) :7117–7135.
- Bedard Jr, A., Canavero, F., and Einaudi, F. (1986). Atmospheric gravity waves and aircraft turbulence encounters. *Journal of Atmospheric Sciences*, 43(23) :2838–2844.
- Bekofske, K. and Liu, V. (1972). Internal gravity wave-atmospheric wind interaction : A cause of clear air turbulence. *Science*, 178(4065) :1089–1092.
- Bengtsson, L., Hagemann, S., and Hodges, K. I. (2004a). Can climate trends be calculated from reanalysis data? *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 109(D11).
- Bengtsson, L., Hodges, K. I., and Hagemann, S. (2004b). Sensitivity of the era40 reanalysis to the observing system : determination of the global atmospheric circulation from reduced observations. *Tellus A : Dynamic Meteorology and Oceanography*, 56(5) :456–471.
- Bluestein, H. B. (1992). Principles of kinematics and dynamics. vol. i. *Synoptic-dynamic meteorology in midlatitudes*, page 431.
- Bluestein, H. B. (1993). Observations and theory of weather systems. . vol. ii. *Synoptic-dynamic meteorology in midlatitudes*, page 594.
- Boe, J. (2007). *Changement global et cycle hydrologique : Une étude de régionalisation sur la France*. PhD thesis, Université Paul Sabatier-Toulouse III.
- Boucher, O., Bellouin, N., Clark, H., Gryspeerdt, E., and Karadayi, J. (2023). Comparison of actual and time-optimized flight trajectories in the context of the in-service aircraft for a global observing system (iagos) programme. *Aerospace*, 10(9) :744.

- Boucher, O., Randall, D., Artaxo, P., Bretherton, C., Feingold, G., Forster, P., Kerminen, V.-M., Kondo, Y., Liao, H., Lohmann, U., et al. (2013). Clouds and aerosols. In *Climate change 2013 : The physical science basis. Contribution of working group I to the fifth assessment report of the intergovernmental panel on climate change*, pages 571–657. Cambridge University Press.
- Boucher, O., Servonnat, J., Albright, A. L., Aumont, O., Balkanski, Y., Bastrikov, V., Bekki, S., Bonnet, R., Bony, S., Bopp, L., et al. (2020). Presentation and evaluation of the IPSL-CM6A-LR climate model. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 12(7) :e2019MS002010.
- Bougeault, P. and Lacarrere, P. (1989). Parameterization of orography-induced turbulence in a mesobeta-scale model. *Monthly weather review*, 117(8) :1872–1890.
- Bouniol, D., Illingworth, A., and Hogan, R. (2004). Deriving turbulent kinetic energy dissipation rate within clouds using ground based radar. In *Proceedings of ERAD*, volume 281.
- Bramberger, M., Dörnbrack, A., Wilms, H., Gemsa, S., Raynor, K., and Sharman, R. (2018). Vertically propagating mountain waves—a hazard for high-flying aircraft? *Journal of applied meteorology and climatology*, 57(9) :1957–1975.
- Brown, R. (1973). New indices to locate clear-air turbulence. *Meteor. Mag*, 102 :347–361.
- Cassou, C. (2004). Du changement climatique aux régimes de temps : l’oscillation nord-atlantique. *La Météorologie*, 45 :21–32.
- Cassou, C. (2008). Intraseasonal interaction between the madden–julian oscillation and the north atlantic oscillation. *Nature*, 455(7212) :523–527.
- Cassou, C., Terray, L., Hurrell, J. W., and Deser, C. (2004). North atlantic winter climate regimes : Spatial asymmetry, stationarity with time, and oceanic forcing. *Journal of Climate*, 17(5) :1055–1068.
- Cattiaux, J. (2010). *Extrêmes de température en Europe : mécanismes et réponses au changement climatique*. PhD thesis, Université Pierre et Marie Curie-Paris VI.
- Chambers, E. (1955). Clear air turbulence and civil jet operations. *The Aeronautical Journal*, 59(537) :613–628.
- Chan, P. W. (2010). Lidar-based turbulence intensity calculation using glide-path scans of the doppler light detection and ranging (lidar) systems at the hong kong international airport and comparison with flight data and a turbulence alerting system. *Meteorologische Zeitschrift*, 19(6) :549.

- Clark, T. L., Hall, W. D., Kerr, R. M., Middleton, D., Radke, L., Ralph, F. M., Neiman, P. J., and Levinson, D. (2000). Origins of aircraft-damaging clear-air turbulence during the 9 december 1992 colorado downslope windstorm : Numerical simulations and comparison with observations. *Journal of the atmospheric sciences*, 57(8) :1105–1131.
- Coffel, E. and Horton, R. (2015). Climate change and the impact of extreme temperatures on aviation. *Weather, Climate, and Society*, 7(1) :94–102.
- Coffel, E. D., Thompson, T. R., and Horton, R. M. (2017). The impacts of rising temperatures on aircraft takeoff performance. *Climatic change*, 144 :381–388.
- Colson, D. and Panofsky, H. (1965). An index of clear air turbulence. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 91(390) :507–513.
- Cornman, L. B. (2016). Airborne in situ measurements of turbulence. *Aviation turbulence : Processes, detection, prediction*, pages 97–120.
- Cornman, L. B., Morse, C. S., and Cuning, G. (1995). Real-time estimation of atmospheric turbulence severity from in-situ aircraft measurements. *Journal of Aircraft*, 32(1) :171–177.
- Craig, A., Valcke, S., and Coquart, L. (2017). Development and performance of a new version of the oasis coupler, oasis3-mct_3. 0. *Geoscientific Model Development*, 10(9) :3297–3308.
- Cuxart, J., Bougeault, P., and Redelsperger, J.-L. (2000). A turbulence scheme allowing for mesoscale and large-eddy simulations. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 126(562) :1–30.
- Decharme, B., Delire, C., Minvielle, M., Colin, J., Vergnes, J.-P., Alias, A., Saint-Martin, D., Séférian, R., Sénési, S., and Voldoire, A. (2019). Recent changes in the isba-ctrip land surface system for use in the cnrm-cm6 climate model and in global off-line hydrological applications. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 11(5) :1207–1252.
- Dee, D. P., Uppala, S., Simmons, A., Berrisford, P., Poli, P., Kobayashi, S., Andrae, U., Balmaseda, M., Balsamo, G., Bauer, P., Bechtold, P., Beljaars, A. C. M., van de Berg, L., Bidlot, J., Bormann, N., Delsol, C., Dragani, R., Fuentes, M., Geer, A. J., Haimberger, L., Healy, S. B., Hersbach, H., Hólm, E. V., Isaksen, L., Kållberg, P., Köhler, M., Matricardi, M., McNally, A. P., Monge-Sanz, B. M., Morcrette, J.-J., Park, B.-K., Peubey, C., de Rosnay, P., Tavolato, C., Thépaut, J.-N., and Vitart, F. (2011). The ERA-Interim reanalysis : configuration and performance of the data assimilation system. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 137(656) :553–597.

- Dehghan, A., Hocking, W. K., and Srinivasan, R. (2014). Comparisons between multiple in-situ aircraft turbulence measurements and radar in the troposphere. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 118 :64–77.
- Deser, C., Phillips, A. S., Alexander, M. A., and V, S. B. (2014). Projecting North American climate over the next 50 years : uncertainty due to internal variability. *Journal of Climate*, 27(6) :2271–2296.
- Döscher, R., Acosta, M., Alessandri, A., Anthoni, P., Arneth, A., Arsouze, T., Bergmann, T., Bernadello, R., Bousetta, S., Caron, L.-P., et al. (2021). The EC-Earth3 Earth system model for the Coupled Model Intercomparison Project 6. *Geoscientific Model Development Discussions*, 2021 :1–90.
- Driouech, F., Déqué, M., and Sánchez-Gómez, E. (2010). Weather regimes—moroccan precipitation link in a regional climate change simulation. *Global and Planetary Change*, 72(1-2) :1–10.
- Dunstone, N., Smith, D., Scaife, A., Hermanson, L., Eade, R., Robinson, N., Andrews, M., and Knight, J. (2016). Skilful predictions of the winter north atlantic oscillation one year ahead. *Nature Geoscience*, 9(11) :809–814.
- Dutton, J. A. and Panofsky, H. A. (1970). Clear air turbulence : A mystery may be unfolding : High altitude turbulence poses serious problems for aviation and atmospheric science. *Science*, 167(3920) :937–944.
- Dutton, M. (1980). Probability forecasts of clear-air turbulence based on numerical model output.
- EASA (2022). EASA Annual Environmental Report 2022. Accessed : 2024-01-15.
- Ellrod, G. P. (1985). Detection of high level turbulence using satellite imagery and upper air data.
- Ellrod, G. P. (1989). A decision tree approach to clear air turbulence analysis using satellite and upper air data.
- Ellrod, G. P. and Knapp, D. I. (1992). An objective clear-air turbulence forecasting technique : Verification and operational use. *Weather and Forecasting*, 7(1) :150–165.
- Ellrod, G. P. and Knox, J. A. (2010). Improvements to an operational clear-air turbulence diagnostic index by addition of a divergence trend term. *Weather and forecasting*, 25(2) :789–798.
- Ellrod, G. P., Knox, J. A., Lester, P. F., and Ehernberger, L. J. (2015). Clear air turbulence. In North, G. R., Pyle, J., and Zhang, F., editors, *Encyclopedia of Atmospheric Science*, 2nd edn, pages 177–186. Elsevier.

- Endlich, R. M. (1964). The mesoscale structure of some regions of clear-air turbulence. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 3(3) :261–276.
- EUROCONTROL, S. (2018). European aviation in 2040—challenges of growth.
- European Commission (2021). Reducing Emissions in Aviation - European Commission. Accessed : 2024-01-15.
- Eyring, V., Bony, S., Meehl, G. A., A, S. C., Stevens, B., Stouffer, R. J., and Taylor, K. E. (2016). Overview of the Coupled Model Intercomparison Project Phase 6 (CMIP6) experimental design and organization. *Geoscientific Model Development*, 9(5) :1937–1958.
- FAA (2023a). Federal Aviation Administration - Publications. https://www.faa.gov/air_traffic/publications/. Accessed : 2024-01-15.
- FAA (2023b). Federal Aviation Administration - Turbulence. <https://www.faa.gov/newsroom/turbulence>. Accessed : 2024-01-15.
- FAA (2023). Pilot’s Handbook of Aeronautical Knowledge. Accessed : 2024-01-15.
- Fels, S., Mahlman, J., Schwarzkopf, M., and Sinclair, R. (1980). Stratospheric sensitivity to perturbations in ozone and carbon dioxide- radiative and dynamical response. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 37(10) :2265–2297.
- Ford, R. (1994). The instability of an axisymmetric vortex with monotonic potential vorticity in rotating shallow water. *Journal of Fluid Mechanics*, 280 :303–334.
- Frehlich, R. and Cornman, L. (2002). Estimating spatial velocity statistics with coherent doppler lidar. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 19(3) :355–366.
- Frehlich, R. and Sharman, R. (2004). Estimates of turbulence from numerical weather prediction model output with applications to turbulence diagnosis and data assimilation. *Monthly Weather Review*, 132(10) :2308–2324.
- Fritts, D. C., Garten, J. F., and Andreassen, Ø. (1996). Wave breaking and transition to turbulence in stratified shear flows. *Journal of Atmospheric Sciences*, 53(8) :1057–1085.
- Fritts, D. C., Wang, L., and Werne, J. (2009). Gravity wave-fine structure interactions : A reservoir of small-scale and large-scale turbulence energy. *Geophysical Research Letters*, 36(19).
- Gallardo, V., Sánchez-Gómez, E., Riber, E., Boé, J., and Terray, L. (2023). Evolution of high-temperature extremes over the main euro-mediterranean airports. *Climate Dynamics*, pages 1–24.

- Gallardo Fernández, V. (2023). *Impacts de l'augmentation des extrêmes de hautes températures sur la performance du décollage des avions dans la région Euro-Méditerranéenne*. PhD thesis, Toulouse 3.
- Gelaro, R., McCarty, W., Suárez, M. J., Todling, R., Molod, A., Takacs, L., Randles, C. A., Darmenov, A., Bosilovich, M. G., Reichle, R., Wargan, K., Coy, L., Cullather, R., Draper, C., Akella, S., Buchard, V., Conaty, A., da Silva, A. M., Gu, W., Kim, G. K., Koster, R., Lucchesi, R., Merkova, D., Nielsen, J. E., Partyka, G., Pawson, S., Putman, W., Rienecker, M., Schubert, S. D., Sienkiewicz, M., and Zhao, B. (2017). The Modern-Era Retrospective Analysis for Research and Applications, Version 2 (MERRA-2). *Journal of Climate*, 30(14) :5419–5454.
- Gill, P. G. (2014). Objective verification of World Area Forecast Centre clear air turbulence forecasts. *Meteorological Applications*, 21(1) :3–11.
- Gill, P. G. and Buchanan, P. (2014). An ensemble based turbulence forecasting system. *Meteorological Applications*, 21(1) :12–19.
- Girardet, B., Lapasset, L., Delahaye, D., and Rabut, C. (2014). Wind-optimal path planning : Application to aircraft trajectories. In *2014 13th International Conference on Control Automation Robotics & Vision (ICARCV)*, pages 1403–1408. IEEE.
- Goldburg, A. and Pao, Y.-H. (1969). *Clear Air Turbulence and Its Detection : Proceedings of a Symposium*. Plenum Press.
- Gratton, G., Padhra, A., Rapsomanikis, S., and Williams, P. D. (2020). The impacts of climate change on greek airports. *Climatic Change*, 160 :219–231.
- Grewe, V., Dahlmann, K., Flink, J., Frömming, C., Ghosh, R., Gierens, K., Heller, R., Hendricks, J., Jöckel, P., Kaufmann, S., et al. (2017). Mitigating the climate impact from aviation : Achievements and results of the dlr wecare project. *Aerospace*, 4(3) :34.
- Guest, F. M., Reeder, M. J., Marks, C. J., and Karoly, D. J. (2000). Inertia–gravity waves observed in the lower stratosphere over macquarie island. *Journal of the atmospheric sciences*, 57(5) :737–752.
- Gultepe, I., Sharman, R., Williams, P., Zhou, B., Ellrod, G., Minnis, P., Trier, S., Griffin, S., Yum, S., Gharabaghi, B., Feltz, W., Temimi, M., Pu, Z., Storer, L., Kneringer, P., Weston, M., Chuang, H.-y., Thobois, L., Dimri, A., Dietz, S., Franca, G., Almeida, M., and Neto, F. (2019). A review of high impact weather for aviation meteorology. *Pure and Applied Geophysics*, 176 :1869–1921.
- Hajima, T., Watanabe, M., Yamamoto, A., Tatebe, H., Noguchi, M. A., Abe, M., Ohgaito, R., Ito, A., Yamazaki, D., Okajima, H., et al. (2020). Development of

- the MIROC-ES2L Earth system model and the evaluation of biogeochemical processes and feedbacks. *Geoscientific Model Development*, 13(5) :2197–2244.
- Hasan, M. A., Mamun, A. A., Rahman, S. M., Malik, K., Al Amran, M. I. U., Khondaker, A. N., Reshi, O., Tiwari, S. P., and Alismail, F. S. (2021). Climate change mitigation pathways for the aviation sector. *Sustainability*, 13(7) :3656.
- Haverdings, H. and Chan, P. W. (2010). Quick access recorder data analysis software for windshear and turbulence studies. *Journal of Aircraft*, 47(4) :1443–1447.
- Hawkins, E. and Sutton, R. (2011). The potential to narrow uncertainty in projections of regional precipitation change. *Climate dynamics*, 37 :407–418.
- Hersbach, H., Bell, B., P., B., Hirahara, S., Horányi, A., Muñoz-Sabater, J., Nicolas, J., Peubey, C., Radu, R., Schepers, D., Simmons, A., Soci, C., Abdalla, S., Abellan, X., Balsamo, G., Bechtold, P., Biavati, G., Bidlot, J., Bonavita, De Chiara, G., Dahlgren, P., Dee, D., Diamantakis, M., Dragani, R., Flemming, J., Forbes, R., Fuentes, M., Geer, A., Haimberger, L., Healy, S., Hogan, R., Hólm, E., Janisková, M., Keeley, S., Laloyaux, P., Lopez, P., Lupu, C., Radnoti, G., De Rosnay, P., Rozum, I., Vamborg, F., Villaume, S., , and Thépaut, J. (2020). The ERA5 global reanalysis. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 146(730) :1999–2049.
- Hoblit, F. M. (1988). Gust loads on aircraft : concepts and applications.
- Holton, J. R. (1970). The influence of mean wind shear on the propagation of kelvin waves. *Tellus*, 22(2) :186–193.
- Hurrell, J. W., Kushnir, Y., Ottersen, G., and Visbeck, M. (2003). An overview of the north atlantic oscillation. *Geophysical Monograph-American Geophysical Union*, 134 :1–36.
- IPCC (2021). Summary for Policymakers - IPCC AR6 WG1. Accessed : 2024-01-15.
- Irvine, E. A., Hoskins, B. J., Shine, K. P., Lunnon, R. W., and Froemming, C. (2013). Characterizing north atlantic weather patterns for climate-optimal aircraft routing. *Meteorological Applications*, 20(1) :80–93.
- Jaeger, E. B. and Sprenger, M. (2007). A Northern Hemispheric climatology of indices for clear air turbulence in the tropopause region derived from ERA40 reanalysis data. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 112(D20).
- Kaimal, J. C. and Finnigan, J. J. (1994). *Atmospheric boundary layer flows : their structure and measurement*. Oxford university press.

- Kalnay, E., Kanamitsu, M., Kistler, R., Collins, W., Deaven, D., Gandin, L., Iredell, M., Saha, S., White, G., Woollen, J., et al. (1996). The ncep/ncar 40-year reanalysis project. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 77(3) :437–472.
- Kaplan, M. L., Lux, K. M., Cetola, J. D., Huffman, A. W., Riordan, A. J., Slusser, S. W., Lin, Y.-L., Charney, J. J., and Waight, K. T. (2004). Characterizing the severe turbulence environments associated with commercial aviation accidents : A real-time turbulence model (rttm) designed for the operational prediction of hazardous aviation turbulence environments. Technical report.
- Kauffmann, P. (2002). The business case for turbulence sensing systems in the us air transport sector. *Journal of Air Transport Management*, 8(2) :99–107.
- Kay, J. E., Deser, C., Phillips, A., Mai, A., Hannay, C., Strand, G., Arblaster, J. M., Bates, S., Danabasoglu, G., Edwards, J., Holland, M., Kushner, P., Lamarque, J.-F., Lawrence, D., Lindsay, K., Middleton, A., Munoz, E., Neale, R., Oleson, K., Polvani, L., and Vertenstein, M. (2015). The Community Earth System Model (CESM) large ensemble project : A community resource for studying climate change in the presence of internal climate variability. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 96(8) :1333–1349.
- Kim, J.-H. and Chun, H.-Y. (2010). A numerical study of clear-air turbulence (cat) encounters over south korea on 2 april 2007. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 49(12) :2381–2403.
- Kim, J.-H. and Chun, H.-Y. (2011). Statistics and possible sources of aviation turbulence over south korea. *Journal of applied meteorology and climatology*, 50(2) :311–324.
- Kim, J.-H., Sharman, R., Strahan, M., Scheck, J. W., Bartholomew, C., Cheung, J. C., Buchanan, P., and Gait, N. (2018). Improvements in nonconvective aviation turbulence prediction for the world area forecast system. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 99(11) :2295–2311.
- Kim, S.-H., Chun, H.-Y., and Chan, P. W. (2017). Comparison of turbulence indicators obtained from in situ flight data. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 56(6) :1609–1623.
- Kim, S.-H., Chun, H.-Y., Kim, J.-H., Sharman, R. D., and Strahan, M. (2020). Retrieval of eddy dissipation rate from derived equivalent vertical gust included in aircraft meteorological data relay (amdar). *Atmospheric Measurement Techniques*, 13(3) :1373–1385.
- Knox, J. A. (1997). Possible mechanisms of clear-air turbulence in strongly anticyclonic flows. *Monthly weather review*, 125(6) :1251–1259.

- Knox, J. A., McCann, D. W., and Williams, P. D. (2008). Application of the lighthill–ford theory of spontaneous imbalance to clear-air turbulence forecasting. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 65(10) :3292–3304.
- Kobayashi, S., Ota, Y., Harada, Y., Ebata, A., Moriya, M., Onoda, H., Onogi, K., Kamahori, H., Kobayashi, C., Endo, H., et al. (2015). The JRA-55 reanalysis : General specifications and basic characteristics. *Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II*, 93(1) :5–48.
- Koch, S. and Caracena, F. (2002). Predicting clear-air turbulence from diagnosis of unbalanced flow. In *10 th Conference on Aviation, Range, and Aerospace Meteorology(ARAM), Portland, OR*, pages 359–363.
- Koch, S. E., Jamison, B. D., Lu, C., Smith, T. L., Tollerud, E. I., Girz, C., Wang, N., Lane, T. P., Shapiro, M. A., Parrish, D. D., et al. (2005). Turbulence and gravity waves within an upper-level front. *Journal of the atmospheric sciences*, 62(11) :3885–3908.
- Kühnlein, C., Dörnbrack, A., and Weissmann, M. (2013). High-resolution doppler lidar observations of transient downslope flows and rotors. *Monthly weather review*, 141(10) :3257–3272.
- Lane, T. P., Doyle, J. D., Plougonven, R., Shapiro, M. A., and Sharman, R. D. (2004). Observations and numerical simulations of inertia–gravity waves and shearing instabilities in the vicinity of a jet stream. *Journal of the atmospheric sciences*, 61(22) :2692–2706.
- Lane, T. P., Sharman, R. D., Trier, S. B., Fovell, R. G., and Williams, J. K. (2012). Recent advances in the understanding of near-cloud turbulence. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 93(4) :499–515.
- Le Moigne, P., Colin, J., and Decharme, B. (2016). Impact of lake surface temperatures simulated by the flake scheme in the cnrm-cm5 climate model. *Tellus A : Dynamic Meteorology and Oceanography*, 68(1) :31274.
- Lee, D.-B. and Chun, H.-Y. (2018). Development of the global-korean aviation turbulence guidance (global-ktg) system using the global data assimilation and prediction system (gdaps) of the korea meteorological administration (kma). *Atmosphere*, 28(2) :223–232.
- Lee, D. S., Fahey, D. W., Skowron, A., Allen, M. R., Burkhardt, U., Chen, Q., Doherty, S. J., Freeman, S., Forster, P. M., Fuglestedt, J., et al. (2021). The contribution of global aviation to anthropogenic climate forcing for 2000 to 2018. *Atmospheric Environment*, 244 :117834.

- Lee J. H., J. H., Kim, J.-H., Sharman, R. D., Kim, J., and Son, S.-W. (2023). Climatology of clear-air turbulence in upper troposphere and lower stratosphere in the Northern Hemisphere using ERA5 reanalysis data. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 128(1) :e2022JD037679.
- Lee S. H., S. H., Williams, P. D., and Frame, T. H. (2019). Increased shear in the north atlantic upper-level jet stream over the past four decades. *Nature*, 572(7771) :639–642.
- Lester, P. F. (1993). Turbulence : A new perspective for pilots. (*No Title*).
- Lighthill, M. J. (1952). On sound generated aerodynamically i. general theory. *Proceedings of the Royal Society of London. Series A. Mathematical and Physical Sciences*, 211(1107) :564–587.
- Lilly, D. and Lester, P. F. (1974). Waves and turbulence in the stratosphere. *Journal of Atmospheric Sciences*, 31(3) :800–812.
- Lindzen, R. S. (1974). Wave-cisk in the tropics. *Journal of Atmospheric Sciences*, 31(1) :156–179.
- Lott, F., Guez, L., and Maury, P. (2012). A stochastic parameterization of non-orographic gravity waves : Formalism and impact on the equatorial stratosphere. *Geophysical Research Letters*, 39(6).
- Lu, C. and Koch, S. E. (2008). Interaction of upper-tropospheric turbulence and gravity waves as obtained from spectral and structure function analyses. *Journal of the atmospheric sciences*, 65(8) :2676–2690.
- Lu, C., Koch, S. E., and Wang, N. (2005). Stokes parameter analysis of a packet of turbulence-generating gravity waves. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 110(D20).
- Lv, Y., Guo, J., Li, J., Han, Y., Xu, H., Guo, X., Cao, L., and Gao, W. (2021). Increased Turbulence in the Eurasian upper-level jet stream in winter : Past and future. *Earth and Space Science*, 8(2) :e2020EA001556.
- MacCready, P. B. (1964). Standardization of gustiness values from aircraft. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 3(4) :439–449.
- Madec, G., Bourdallé-Badie, R., Bouttier, P.-A., Bricaud, C., Bruciaferri, D., Calvert, D., Chanut, J., Clementi, E., Coward, A., Delrosso, D., et al. (2017). Nemo ocean engine.
- Mancuso, R. and Endlich, R. (1966). Clear air turbulence frequency as a function of wind shear and deformation. *Monthly weather review*, 94(9) :581–585.

- Mangini, F., Irvine, E. A., Shine, K. P., and Stringer, M. A. (2018). The dependence of minimum-time routes over the north atlantic on cruise altitude. *Meteorological Applications*, 25(4) :655–664.
- Marlton, G. J. (2016). *On the development, characterisation and applications of a balloon-borne atmospheric turbulence sensor*. PhD thesis, University of Reading.
- Masson, V., Le Moigne, P., Martin, E., Faroux, S., Alias, A., Alkama, R., Belamari, S., Barbu, A., Boone, A., Bouyssel, F., et al. (2013). The surfexv7. 2 land and ocean surface platform for coupled or offline simulation of earth surface variables and fluxes. *Geoscientific Model Development*, 6(4) :929–960.
- Masson-Delmotte, V., Zhai, P., Pirani, A., Connors, S. L., Péan, C., Berger, S., Caud, N., Chen, Y., Goldfarb, L., Gomis, M. I., Huang, M., Leitzell, K., Lonnoy, E., Matthews, J. B. R., Maycock, T. K., Waterfield, T., Yelekçi, O., Yu, R., , and Zhou, B. (2021). *IPCC : Climate Change 2021 – The Physical Science Basis : Working Group I Contribution to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Matthes, S., Lim, L., Burkhardt, U., Dahlmann, K., Dietmüller, S., Grewe, V., Haslerud, A. S., Hendricks, J., Owen, B., Pitari, G., et al. (2021). Mitigation of non-co2 aviation’s climate impact by changing cruise altitudes. *Aerospace*, 8(2) :36.
- Matthes, S., Lührs, B., Dahlmann, K., Grewe, V., Linke, F., Yin, F., Klingaman, E., and Shine, K. P. (2020). Climate-optimized trajectories and robust mitigation potential : Flying atm4e. *Aerospace*, 7(11) :156.
- McCann, D. W. (1993). An evaluation of clear-air turbulence indices. In *International Conference on Aviation Weather Systems, 5 th, Vienna, VA*, pages 449–453.
- McCann, D. W. (2001). Gravity waves, unbalanced flow, and aircraft clear air turbulence. *National Weather Digest*, 25(1/2) :3–14.
- McCann, D. W., Knox, J. A., and Williams, P. D. (2012). An improvement in clear-air turbulence forecasting based on spontaneous imbalance theory : the ulturb algorithm. *Meteorological Applications*, 19(1) :71–78.
- McLean Jr, J. C. (1987). Comments on the problem of turbulence in aviation. *NASA. Langley Research Center Atmospheric Turbulence Relative to Aviation, Missile and Space Programs*.
- Meehl, G. A., Senior, C. A., Eyring, V., Flato, G., Lamarque, J.-F., Stouffer, R. J., Taylor, K. E., and Schlund, M. (2020). Context for interpreting equilibrium

- climate sensitivity and transient climate response from the cmip6 earth system models. *Science Advances*, 6(26) :eaba1981.
- Meischner, P., Baumann, R., Höller, H., and Jank, T. (2001). Eddy dissipation rates in thunderstorms estimated by doppler radar in relation to aircraft in situ measurements. *Journal of atmospheric and oceanic technology*, 18(10) :1609–1627.
- Meurdesoif, Y. (2018). Xios fortran reference guide. *IPSL : Singapore*.
- Michelangeli, P.-A., Vautard, R., and Legras, B. (1995). Weather regimes : Recurrence and quasi stationarity. *Journal of Atmospheric Sciences*, 52(8) :1237–1256.
- Müller, W. A., Jungclaus, J. H., Mauritsen, T., Baehr, J., Bittner, M., Budich, R., Bunzel, F., Esch, M., Ghosh, R., Haak, H., et al. (2018). A high-resolution version of the Max Planck Institute Earth System Model (MPI-ESM1. 2-HR). *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 10(7) :1383–1413.
- Muschinski, A. (1997). Turbulence and gravity waves in the vicinity of a midtropospheric warm front : A case study using vhf echo-intensity measurements and radiosonde data. *Radio Science*, 32(3) :1161–1178.
- Najac, J. (2008). *Impacts du changement climatique sur le potentiel éolien en France : une étude de régionalisation*. PhD thesis, Toulouse 3.
- Nastrom, G. D. and Fritts, D. C. (1992). Sources of mesoscale variability of gravity waves. part i : Topographic excitation. *Journal of Atmospheric Sciences*, 49(2) :101–110.
- Ng, H. K., Sridhar, B., and Grabbe, S. (2014). Optimizing aircraft trajectories with multiple cruise altitudes in the presence of winds. *Journal of Aerospace Information Systems*, 11(1) :35–47.
- O’Neill, B. C., Tebaldi, C., Van Vuuren, D. P., Eyring, V., Friedlingstein, P., Hurtt, G., Knutti, R., Kriegler, E., Lamarque, J.-F., Lowe, J., et al. (2016). The Scenario Model Intercomparison Project (ScenarioMIP) for CMIP6. *Geoscientific Model Development*, 9(9) :3461–3482.
- O’sullivan, D. and Dunkerton, T. J. (1995). Generation of inertia–gravity waves in a simulated life cycle of baroclinic instability. *Journal of Atmospheric Sciences*, 52(21) :3695–3716.
- Overeem, A. (2002). Verification of clear-air turbulence forecasts. Technical report, KNMI (Royal Netherlands Meteorological Institute).

- O'Connor, E. J., Illingworth, A. J., Brooks, I. M., Westbrook, C. D., Hogan, R. J., Davies, F., and Brooks, B. J. (2010). A method for estimating the turbulent kinetic energy dissipation rate from a vertically pointing doppler lidar, and independent evaluation from balloon-borne in situ measurements. *Journal of atmospheric and oceanic technology*, 27(10) :1652–1664.
- Painting, D. (2003). Amdar reference manual. *World Meteorological Organization Tech. Rep. WMO*, 958 :84.
- Pavelin, E., Whiteway, J. A., and Vaughan, G. (2001). Observation of gravity wave generation and breaking in the lowermost stratosphere. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 106(D6) :5173–5179.
- Pearson, J. and Sharman, R. (2017). Prediction of energy dissipation rates for aviation turbulence. part ii : Nowcasting convective and nonconvective turbulence. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 56(2) :339–351.
- Plougonven, R. and Snyder, C. (2005). Gravity waves excited by jets : Propagation versus generation. *Geophysical research letters*, 32(18).
- Plougonven, R., Snyder, C., and Zhang, F. (2009). Comments on “application of the lighthill–ford theory of spontaneous imbalance to clear-air turbulence forecasting”. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 66(8) :2506–2510.
- Plougonven, R., Teitelbaum, H., and Zeitlin, V. (2003). Inertia gravity wave generation by the tropospheric midlatitude jet as given by the fronts and atlantic storm-track experiment radio soundings. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 108(D21).
- Plougonven, R. and Zhang, F. (2007). On the forcing of inertia–gravity waves by synoptic-scale flows. *Journal of the atmospheric sciences*, 64(5) :1737–1742.
- Plougonven, R. and Zhang, F. (2014). Internal gravity waves from atmospheric jets and fronts. *Reviews of Geophysics*, 52(1) :33–76.
- Plougonven, R. and Zhang, F. (2016). Gravity waves generated by jets and fronts and their relevance for clear-air turbulence. *Aviation Turbulence : Processes, Detection, Prediction*, pages 385–406.
- Poccard, I. (2000). *Etude diagnostique de nouvelles données climatiques : les réanalyses : exemples d'application aux précipitations en Afrique tropicale*. PhD thesis, Dijon.
- Poll, D. and Schumann, U. (2021). An estimation method for the fuel burn and other performance characteristics of civil transport aircraft in the cruise. part 1 fundamental quantities and governing relations for a general atmosphere. *The Aeronautical Journal*, 125(1284) :257–295.

- Prosser, M. C., Williams, P. D., Marlton, G. J., and Harrison, R. G. (2023). Evidence for large increases in clear-air turbulence over the past four decades. *Geophysical Research Letters*, 50(11) :e2023GL103814.
- Puempel, H. and Williams, P. (2016). The impacts of climate change on aviation : Scientific challenges and adaptation pathways. *ICAO Environmental report 2016 : On board a sustainable future*, pages 205–207.
- Reiter, E. R. and Nania, A. (1964). Jet-stream structure and clear-air turbulence (cat). *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 3(3) :247–260.
- Riahi, K., Van Vuuren, D. P., Kriegler, E., Edmonds, J., O’neill, B. C., Fujimori, S., Bauer, N., Calvin, K., Dellink, R., Fricko, O., et al. (2017). The shared socioeconomic pathways and their energy, land use, and greenhouse gas emissions implications : An overview. *Global environmental change*, 42 :153–168.
- Roach, W. (1970). On the influence of synoptic development on the production of high level turbulence. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 96(409) :413–429.
- Rodionova, O., Sbihi, M., Delahaye, D., and Mongeau, M. (2014). North atlantic aircraft trajectory optimization. *IEEE Transactions on Intelligent Transportation Systems*, 15(5) :2202–2212.
- Roehrig, R., Beau, I., Saint-Martin, D., Alias, A., Decharme, B., Guérémy, J.-F., Voltaire, A., Abdel-Lathif, A. Y., Bazile, E., Belamari, S., et al. (2020). The cnrm global atmosphere model arpege-climat 6.3 : Description and evaluation. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 12(7) :e2020MS002075.
- Rogel, L. (2023). *Représentation de la turbulence dans des couches stables en altitude*. PhD thesis, Institut National Polytechnique de Toulouse-INPT.
- Rogel, L., Ricard, D., Bazile, É., and Sandu, I. (2023). Effects of subgrid-scale turbulence parametrization on the representation of clear-air turbulence using kilometre-to hectometre-scale numerical simulations. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 149(757) :3301–3322.
- Rosenow, J. and Fricke, H. (2019). Individual condensation trails in aircraft trajectory optimization. *Sustainability*, 11(21) :6082.
- Sanchez-Gomez, E., Cassou, C., Hodson, D., Keenlyside, N., Okumura, Y., and Zhou, T. (2008). North atlantic weather regimes response to indian-western pacific ocean warming : A multi-model study. *Geophysical research letters*, 35(15).
- Sanchez-Gomez, E. and Terray, L. (2005). Large-scale atmospheric dynamics and local intense precipitation episodes. *Geophysical Research Letters*, 32(24).

- Schultz, M., Lorenz, S., Schmitz, R., and Delgado, L. (2018). Weather impact on airport performance. *Aerospace*, 5(4) :109.
- Schumann, U. and Gerz, T. (1995). Turbulent mixing in stably stratified shear flows. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 34(1) :33–48.
- Schwartz, B. (1996). The quantitative use of pireps in developing aviation weather guidance products. *Weather and Forecasting*, 11(3) :372–384.
- Seland, Ø., Bentsen, M., Olivie, D., Toniazzo, T., Gjermundsen, A., Graff, L. S., Debernard, J. B., Gupta, A. K., He, Y.-C., Kirkevåg, A., et al. (2020). Overview of the Norwegian Earth System Model (NorESM2) and key climate response of CMIP6 DECK, historical, and scenario simulations. *Geoscientific Model Development*, 13(12) :6165–6200.
- Sellar, A. A., Jones, C. G., Mulcahy, J. P., Tang, Y., Yool, A., Wiltshire, A., O’connor, F. M., Stringer, M., Hill, R., Palmieri, J., et al. (2019). UKESM1 : Description and evaluation of the UK Earth System Model. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 11(12) :4513–4558.
- Seneviratne, S. I., Zhang, X., Adnan, M., Badi, W., Dereczynski, C., Di Luca, A., Ghosh, S., Iskander, I., Kossin, J., Lewis, S., et al. (2021). *Ipcc* (chapter 11).
- Sharman, R., Cornman, L., Meymaris, G., Pearson, J., and Farrar, T. (2014). Description and derived climatologies of automated in situ eddy-dissipation-rate reports of atmospheric turbulence. *Journal of applied meteorology and climatology*, 53(6) :1416–1432.
- Sharman, R. and Lane, T. (2016). *Aviation turbulence : Processes, detection, and prediction*. Springer, Berlin.
- Sharman, R., Tebaldi, C., Wiener, G., and Wolff, J. (2006). An integrated approach to mid-and upper-level turbulence forecasting. *Weather and forecasting*, 21(3) :268–287.
- Sharman, R., Trier, S., Lane, T., and Doyle, J. (2012). Sources and dynamics of turbulence in the upper troposphere and lower stratosphere : A review. *Geophysical Research Letters*, 39(12).
- Sharman, R. D. and Pearson, J. (2017). Prediction of energy dissipation rates for aviation turbulence. part i : Forecasting nonconvective turbulence. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 56(2) :317–337.
- Shaw, T., Baldwin, M., Barnes, E. A., Caballero, R., Garfinkel, C., Hwang, Y.-T., Li, C., O’gorman, P., Rivière, G., Simpson, I., et al. (2016). Storm track processes and the opposing influences of climate change. *Nature Geoscience*, 9(9) :656–664.

- Sherman, D. J. (1985). *The Australian implementation of AMDAR/ACARS and the use of derived equivalent gust velocity as a turbulence indicator*. Department of Defence, Defence Science and Technology Organisation . . .
- Slivinski, L. C., Compo, G. P., Whitaker, J. S., Sardeshmukh, P. D., Giese, B. S., McColl, C., Allan, R., Yin, X., Vose, R., Titchner, H., et al. (2019). Towards a more reliable historical reanalysis : Improvements for version 3 of the Twentieth Century Reanalysis system. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 145(724) :2876–2908.
- Smith, I. H., Williams, P. D., and Schiemann, R. (2023). Clear-air turbulence trends over the North Atlantic in high-resolution climate models. *Climate Dynamics*, pages 1–17.
- Stewart, R. W. (1969). Turbulence and waves in a stratified atmosphere. *Radio Science*, 4(12) :1269–1278.
- Storer, L. N., Gill, P. G., and Williams, P. D. (2020). Multi-diagnostic multi-model ensemble forecasts of aviation turbulence. *Meteorological Applications*, 27(1) :e1885.
- Storer, L. N., Williams, P. D., and Gill, P. G. (2019). Aviation turbulence : dynamics, forecasting, and response to climate change. *Pure and Applied Geophysics*, 176 :2081–2095.
- Storer, L. N., Williams, P. D., and Joshi, M. M. (2017). Global response of clear-air turbulence to climate change. *Geophysical Research Letters*, 44(19) :9976–9984.
- Stull, R. B. (1988). *An introduction to boundary layer meteorology*, volume 13. Springer Science & Business Media.
- Swart, N. C., Cole, J. N., Kharin, V. V., Lazare, M., Scinocca, J. F., Gillett, N. P., Anstey, J., Arora, V., Christian, J. R., Hanna, S., et al. (2019). The Canadian Earth System Model version 5 (CanESM5. 0.3). *Geoscientific Model Development*, 12(11) :4823–4873.
- Tatebe, H., Ogura, T., Nitta, T., Komuro, Y., Ogochi, K., Takemura, T., Sudo, K., Sekiguchi, M., Abe, M., Saito, F., et al. (2019). Description and basic evaluation of simulated mean state, internal variability, and climate sensitivity in MIROC6. *Geoscientific Model Development*, 12(7) :2727–2765.
- Taylor, P. C., Cai, M., Hu, A., Meehl, J., Washington, W., and Zhang, G. J. (2013). A decomposition of feedback contributions to polar warming amplification. *Journal of Climate*, 26(18) :7023–7043.

- Tenenbaum, J., Williams, P. D., Turp, D., Buchanan, P., Coulson, R., Gill, P. G., Lunnon, R. W., Oztunali, M. G., Rankin, J., and Rukhovets, L. (2022). Aircraft observations and reanalysis depictions of trends in the North Atlantic winter jet stream wind speeds and turbulence. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 148(747) :2927–2941.
- Teoh, R., Schumann, U., Majumdar, A., and Stettler, M. E. (2020). Mitigating the climate forcing of aircraft contrails by small-scale diversions and technology adoption. *Environmental Science & Technology*, 54(5) :2941–2950.
- Trier, S. B. and Sharman, R. D. (2018). Trapped gravity waves and their association with turbulence in a large thunderstorm anvil during pecan. *Monthly Weather Review*, 146(9) :3031–3052.
- Trier, S. B., Sharman, R. D., and Lane, T. P. (2012). Influences of moist convection on a cold-season outbreak of clear-air turbulence (cat). *Monthly Weather Review*, 140(8) :2477–2496.
- Turner, J. (1999). Automated systems for predicting clear air turbulence in global aviation forecasts. In *Conference on Aviation, Range, and Aerospace Meteorology, 8 th, Dallas, TX*, pages 368–372.
- Tvaryanas, A. P. (2003). Epidemiology of turbulence-related injuries in airline cabin crew, 1992–2001. *Aviation, space, and environmental medicine*, 74(9) :970–976.
- Uccellini, L. W. and Koch, S. E. (1987). The synoptic setting and possible energy sources for mesoscale wave disturbances. *Monthly weather review*, 115(3) :721–729.
- Uppala, S. M., Kållberg, P., Simmons, A. J., Andrae, U., Bechtold, V. D. C., Fiorino, M., Gibson, J., Haseler, J., Hernandez, A., Kelly, G., et al. (2005). The ERA-40 re-analysis. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society : A journal of the atmospheric sciences, applied meteorology and physical oceanography*, 131(612) :2961–3012.
- Valcke, S. (2013). The oasis3 coupler : A european climate modelling community software. *Geoscientific Model Development*, 6(2) :373–388.
- Vallis, G. K., Zurita-Gotor, P., Cairns, C., and Kidston, J. (2015). Response of the large-scale structure of the atmosphere to global warming. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 141(690) :1479–1501.
- Vautard, R. (1990). Multiple weather regimes over the north atlantic : Analysis of precursors and successors. *Monthly weather review*, 118(10) :2056–2081.
- Vautard, R., Yiou, P., D’andrea, F., De Noblet, N., Viovy, N., Cassou, C., Polcher, J., Ciais, P., Kageyama, M., and Fan, Y. (2007). Summertime european heat and

- drought waves induced by wintertime mediterranean rainfall deficit. *Geophysical Research Letters*, 34(7).
- Vennam, L., Vizueté, W., Talgo, K., Omary, M., Binkowski, F., Xing, J., Mathur, R., and Arunachalam, S. (2017). Modeled full-flight aircraft emissions impacts on air quality and their sensitivity to grid resolution. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 122(24) :13–472.
- Vinnichenko, N. (2013). *Turbulence in the free atmosphere*. Springer Science & Business Media.
- Voldoire, A., Saint-Martin, D., Sénési, S., Decharme, B., Alias, A., Chevallier, M., Colin, J., Guérémy, J.-F., Michou, M., Moine, M.-P., et al. (2019). Evaluation of CMIP6 deck experiments with CNRM-CM6-1. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 11(7) :2177–2213.
- Volodin, E., Mortikov, E., Kostykin, S., Galin, V. Y., Lykossov, V., Gritsun, A., Diansky, N., Gusev, A., and Iakovlev, N. (2017). Simulation of the present-day climate with the climate model INMCM5. *Climate dynamics*, 49 :3715–3734.
- Wallace, J. M. and Hobbs, P. V. (2006). *Atmospheric science : an introductory survey*, volume 92. Elsevier.
- Wells, C. A. (2023). *Reformulating aircraft routing algorithms to reduce fuel burn and thus CO2 emissions*. PhD thesis, University of Reading.
- Wells, C. A., Williams, P. D., Nichols, N. K., Kalise, D., and Poll, I. (2021). Reducing transatlantic flight emissions by fuel-optimised routing. *Environmental Research Letters*, 16(2) :025002.
- Wells, C. A., Williams, P. D., Nichols, N. K., Kalise, D., and Poll, I. (2023). Minimising emissions from flights through realistic wind fields with varying aircraft weights. *Transportation Research Part D : Transport and Environment*, 117 :103660.
- Wilcox, L., Shine, K., and Hoskins, B. (2012). Radiative forcing due to aviation water vapour emissions. *Atmospheric Environment*, 63 :1–13.
- Wilkerson, J., Jacobson, M. Z., Malwitz, A., Balasubramanian, S., Wayson, R., Fleming, G., Naiman, A., and Lele, S. (2010). Analysis of emission data from global commercial aviation : 2004 and 2006. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 10(13) :6391–6408.
- Williams, K., Copsey, D., Blockley, E., Bodas-Salcedo, A., Calvert, D., Comer, R., Davis, P., Graham, T., Hewitt, H., Hill, R., et al. (2018). The Met Office global coupled model 3.0 and 3.1 (GC3. 0 and GC3. 1) configurations. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 10(2) :357–380.

- Williams, P. D. (2016). Transatlantic flight times and climate change. *Environmental Research Letters*, 11(2) :024008.
- Williams, P. D. (2017). Increased light, moderate, and severe clear-air turbulence in response to climate change. *Advances in Atmospheric Sciences*, 34(5) :576–586.
- Williams, P. D., Haine, T. W., and Read, P. L. (2005). On the generation mechanisms of short-scale unbalanced modes in rotating two-layer flows with vertical shear. *Journal of Fluid Mechanics*, 528 :1–22.
- Williams, P. D., Haine, T. W., and Read, P. L. (2008). Inertia–gravity waves emitted from balanced flow : Observations, properties, and consequences. *Journal of the atmospheric sciences*, 65(11) :3543–3556.
- Williams, P. D. and Joshi, M. M. (2013). Intensification of winter transatlantic aviation turbulence in response to climate change. *Nature Climate Change*, 3(7) :644–648.
- Williams, P. D. and Joshi, M. M. (2016). Clear-air turbulence in a changing climate. *Aviation Turbulence : processes, detection, prediction*, pages 465–480.
- Williams, P. D., Read, P., and Haine, T. (2003). Spontaneous generation and impact of inertia-gravity waves in a stratified, two-layer shear flow. *Geophysical research letters*, 30(24).
- Williams, P. D. and Storer, L. N. (2022). Can a climate model successfully diagnose clear-air turbulence and its response to climate change? *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 148(744) :1424–1438.
- Wolff, J. and Sharman, R. (2008). Climatology of upper-level turbulence over the contiguous united states. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 47(8) :2198–2214.
- Woollings, T., Hannachi, A., and Hoskins, B. (2010). Variability of the north atlantic eddy-driven jet stream. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 136(649) :856–868.
- Wurtele, M., Sharman, R., and Datta, A. (1996). Atmospheric lee waves. *Annual review of fluid mechanics*, 28(1) :429–476.
- Wyngaard, J. C. (2010). *Turbulence in the Atmosphere*. Cambridge University Press.
- Yamashita, H., Yin, F., Grewe, V., Jöckel, P., Matthes, S., Kern, B., Dahlmann, K., and Frömming, C. (2020). Newly developed aircraft routing options for air traffic simulation in the chemistry–climate model emac 2.53 : Airtraf 2.0. *Geoscientific Model Development*, 13(10) :4869–4890.

-
- Yin, F., Grewe, V., Frömming, C., and Yamashita, H. (2018). Impact on flight trajectory characteristics when avoiding the formation of persistent contrails for transatlantic flights. *Transportation research part D : Transport and environment*, 65 :466–484.
- Zhang, F. (2004). Generation of mesoscale gravity waves in upper-tropospheric jet-front systems. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 61(4) :440–457.