

Vorhersagbarkeit von Eisübersättigung und persistenten Kondensstreifen

Sina Maria Hofer

Deutsches Zentrum für Luft- und Raumfahrt
Institut für Physik der Atmosphäre
Oberpfaffenhofen

Dissertation
an der Fakultät für Physik
der Ludwig-Maximilians-Universität
München



DLR

Deutsches Zentrum
für Luft- und Raumfahrt

Forschungsbericht 2025-35

Vorhersagbarkeit von Eisübersättigung und persistenten Kondensstreifen

Sina Maria Hofer

Deutsches Zentrum für Luft- und Raumfahrt
Institut für Physik der Atmosphäre
Oberpfaffenhofen

Dissertation
an der Fakultät für Physik
der Ludwig-Maximilians-Universität
München

146 Seiten
49 Bilder
11 Tabellen
179 Literaturstellen



Deutsches Zentrum
DLR für Luft- und Raumfahrt



Herausgeber:

Deutsches Zentrum
für Luft- und Raumfahrt e. V.
Wissenschaftliche
Information
Linder Höhe
D-51147 Köln

ISSN 1434-8454
ISRN DLR-FB-2025-35
Erscheinungsjahr 2025
DOI: [10.57676/8qnt-a641](https://doi.org/10.57676/8qnt-a641)

Erklärung des Herausgebers

Als Manuskript gedruckt.

Abdruck und sonstige Verwendung nur nach Absprache mit dem DLR gestattet.

Kondensstreifen, eisübersättigte Gebiete, ISSRs, Regression, Vorhersage persistenter Kondensstreifen, Kinematik eisübersättigter Gebiete, Zeitskalen der Kondensstreifenauflösung, alternative Treibstoffe

(Veröffentlicht auf Deutsch)

Sina Maria HOFER

DLR, Institut für Physik der Atmosphäre, Oberpfaffenhofen

Vorhersagbarkeit von Eisübersättigung und persistenten Kondensstreifen

Dissertation, Ludwig-Maximilians-Universität, München

Der Luftverkehr trägt durch Emissionen in Reiseflughöhe zum Klimawandel bei. Zur Reduzierung der Klimaauswirkungen der Luftfahrt werden Maßnahmen erforscht, wie die Vermeidung der Bildung persistenter Kondensstreifen durch Umfliegen eisübersättigter Regionen (ISSRs) oder der Einsatz alternativer Treibstoffe. Für das Umfliegen von ISSRs wird eine präzise Vorhersage dieser Gebiete benötigt, die derzeit noch ungenau ist.

Diese Arbeit untersucht, ob mit modernen Regressionsmethoden unter Nutzung von MOZAIC/IAGOS-Flugdaten und ERA5-Reanalysen eine Verbesserung der ISSR-Vorhersage erzielt werden kann. Ein generalisiertes additives Modell zeigt unter Verwendung der Feuchte und verschiedener dynamischer Größen eine Verbesserung, die für Flugroutenoptimierungen jedoch noch nicht ausreicht. Zudem wird die Bewegung von ISSRs relativ zum Wind untersucht, da diese die Lebensdauer von Kondensstreifen beeinflusst. Es zeigt sich, dass sich sowohl der Wind als auch die ISSRs meist nach Osten bewegen, wobei der Wind im Mittel etwas schneller ist. Die Lebensdauer von Kondensstreifen wird genauer analysiert, indem eine synoptische Zeitskala und eine Sedimentationszeitskala bestimmt werden, die beide in der Größenordnung von ein paar Stunden liegen. Außerdem wird die Veränderung der Bildung und Persistenz von Kondensstreifen für alternative Treibstoffe untersucht. Trotz einer leichten Zunahme persistenter Kondensstreifen durch den höheren Wasserstoffgehalt bei alternativen Treibstoffen ist die Klimawirkung aufgrund der optisch dünneren Kondensstreifen mit größeren Eiskristallen und der dadurch verkürzten Lebensdauer geringer als bei herkömmlichem Kerosin.

Contrails, ice supersaturated regions, ISSRs, regression, prediction of persistent contrails, kinematics of ice supersaturated regions, timescales of contrail resolution, alternative fuels

(Published in German)

Sina Maria HOFER

German Aerospace Center (DLR), Institute of Atmospheric Physics, Oberpfaffenhofen

Predictability of ice supersaturation and persistent contrails

Doctoral Thesis, Ludwig-Maximilians-Universität, München

Aviation contributes to climate change through emissions at cruising altitude. Measures are being researched to reduce the climate impact of aviation, such as avoiding the formation of persistent contrails by flying around ice supersaturated regions (ISSRs) or using alternative fuels. Flying around ISSRs requires a precise forecast of these areas, which is currently still inaccurate.

This work investigates whether modern regression methods using MOZAIC/IAGOS flight data and ERA5 reanalyses can improve the ISSR prediction. A generalised additive model using humidity and various dynamical variables shows an improvement, but this is not yet sufficient for flight route optimisation. In addition, the movement of ISSRs relative to the wind is analysed, as this influences the lifetime of contrails. It turns out that both, the wind and the ISSRs, usually move to the east, with the wind being slightly faster on average. The lifetime of contrails is examined in more detail by determining a synoptic and a sedimentation timescale, which are both on the order of a few hours. In addition, the change in contrail formation and persistence is analysed for alternative fuels. Despite a slight increase in persistent contrails due to the higher hydrogen content of alternative fuels, the climate impact is lower than for conventional kerosene due to the optically thinner contrails with larger ice crystals and the resulting shorter lifetime.

Vorhersagbarkeit von Eisübersättigung und persistenten Kondensstreifen

Sina Maria Hofer



München 2025

Vorhersagbarkeit von Eisübersättigung und persistenten Kondensstreifen

Sina Maria Hofer

Dissertation
an der Fakultät für Physik
der Ludwig-Maximilians-Universität
München

vorgelegt von
Sina Maria Hofer
aus Landshut

München, den 26. Mai 2025

Erstgutachter: Prof. Dr. Anja Schmidt

Zweitgutachter: Prof. Dr. Bernhard Mayer

Tag der Abgabe: 26. Mai 2025

Tag der mündlichen Prüfung: 28. Juli 2025

Kurzfassung

Der Luftverkehr trägt aufgrund seiner Emissionen in Reiseflughöhe zum Klimawandel bei. Um den Einfluss der Luftfahrt auf die globale Erwärmung zu minimieren, gibt es verschiedene Ansätze, wie die Vermeidung der Bildung persistenter Kondensstreifen, was eine Meidung von Flügen durch eisübersättigte Regionen (ISSRs) erfordert, oder den Einsatz alternativer Treibstoffe. Für das Umfliegen von ISSRs wird eine präzise Vorhersage dieser Gebiete benötigt, welche derzeit noch mit Unsicherheiten behaftet ist. Die vorliegende Arbeit untersucht, ob die Prognose des Auftretens von ISSRs mit modernen Regressionsmethoden verbessert werden kann. Dazu wurden MOZAIC/IAGOS-Flugzeugmessdaten und ERA5-Reanalysedaten eingesetzt. Es zeigte sich, dass ein sogenanntes generalisiertes additives Modell unter Verwendung der Feuchte und verschiedener dynamischer Größen der ERA5-Daten die Vorhersage von ISSRs verbessert, diese jedoch zum Zweck der Flugroutenoptimierung noch nicht zufriedenstellend ist. Weitere Verbesserungen könnten durch eine genauere Beschreibung physikalischer Prozesse in Wettermodellen und mehr Messungen der Feuchte in Flughöhen, die anschließend in die Datenassimilation eingehen, erzielt werden.

ISSRs bewegen sich im Allgemeinen nicht mit dem Wind. Dies hat einen Einfluss auf die Lebensdauer und damit die Klimawirkung von Kondensstreifen. Aus diesem Grund wurden in dieser Arbeit die kinematischen Eigenschaften von ISSRs im Vergleich zum lokalen Wind untersucht. Es stellte sich heraus, dass die Windgeschwindigkeiten (Mittelwert: 21 m s^{-1}) durchschnittlich größer sind als ISSR-Geschwindigkeiten (Mittelwert: 15 m s^{-1}). ISSRs rotieren langsam und bewegen sich, wie der lokale Wind, meist nach Osten. Außerdem wurde eine synoptische Zeitskala für die Lebensdauer von Kondensstreifen bestimmt und mit der Zeitskala für die Sedimentation der Kondensstreifeneiskristalle verglichen. Beide Zeitskalen liegen in der Größenordnung von ein paar Stunden. Für einen effektiven Einsatz alternativer Treibstoffe zur Verminderung der Kondensstreifenwirkung muss die Sedimentationszeitskala kleiner sein als die synoptische Zeitskala. Alternative Treibstoffe vermindern zwar die Klimawirkung von Kondensstreifen, führen aber zunächst wegen des höheren Wasserstoffgehalts zu mehr Kondensstreifenbildung. Die Größe dieses Zuwachses wurde mit MOZAIC/IAGOS- und ERA5-Daten bestimmt. Die Ergebnisse zeigen, dass bei der Verwendung alternativer Drop-In (kerosinähnlicher) Kraftstoffe ein paar Prozent ($\approx 4,0 \%$) mehr persistente Kondensstreifen auftreten. Bei der Verwendung von Methan und flüssigem Wasserstoff als Kraftstoff werden trotz der noch höheren Wasserdampfemissionen weniger als 10% zusätzlicher persistenter Kondensstreifen erwartet. Diese Kondensstreifen sind weniger klimawirksam als Kondensstreifen kerosinbetriebener Flugzeuge, da sie optisch dünner und ihre Eiskristalle durchschnittlich größer sind, wodurch die Lebensdauer solcher Kondensstreifen im Durchschnitt kürzer ist.

Abstract

Aviation contributes to climate change due to its emissions at cruising altitude. There are various approaches to minimise the impact of aviation on global warming, such as the prevention of the formation of persistent contrails, which requires avoiding flights through ice supersaturated regions (ISSRs), or the use of alternative fuels. For flying around ISSRs, a precise forecast of these regions is required, which is currently still subject to uncertainties. This study investigates whether the prediction of the occurrence of ISSRs can be improved using modern regression methods. MOZAIC/IAGOS aircraft measurement data and ERA5 reanalysis data were used for this purpose. It turned out that a so-called generalised additive model using the humidity and various dynamical variables of ERA5 data improves the prediction of ISSRs, but it is not yet satisfactory for flight route optimisation. Further improvements could be achieved through a more precise description of physical processes in weather models and more measurements of humidity at flight altitudes, which are then used for data assimilation.

ISSRs generally do not move with the wind. This has an influence on the lifetime and thus the climate impact of contrails. For this reason, the kinematic properties of ISSRs were analysed in this work in comparison to the local wind. It turned out that the wind speeds (mean value: 21 m s^{-1}) are on average larger than ISSR speeds (mean value: 15 m s^{-1}). ISSRs rotate slowly and usually move to the east, like the local wind. In addition, a synoptic timescale for the lifetime of contrails was determined and compared with the timescale for the sedimentation of contrail ice crystals. Both timescales are on the order of a few hours. For an effective use of alternative fuels to reduce the contrail effect, the sedimentation timescale has to be smaller than the synoptic timescale.

Although alternative fuels reduce the climate impact of contrails, they initially lead to more contrail formation due to the higher hydrogen content. The size of this increase was determined using MOZAIC/IAGOS and ERA5 data. The results show that the use of alternative drop-in (kerosene-like) fuels results in a few percent ($\approx 4.0\%$) more persistent contrails. When using methane and liquid hydrogen as fuel, less than 10% additional persistent contrails are expected, despite the even higher water vapour emissions. These contrails have less impact on the climate than contrails of kerosene-powered aircraft, as they are optically thinner and their ice crystals are larger on average, which means that the lifetime of such contrails is shorter on average.

Publikationen

Teile dieser Arbeit (Texte, Abbildungen und Tabellen) wurden bereits in mehreren von Experten begutachteten Publikationen veröffentlicht. Dies gilt insbesondere für die Kapitel 4, 5.1, 5.2, 6 und 7. Zu den Veröffentlichungen zählen folgende:

Hofer, S., Gierens, K., und Rohs, S. (2024a). Contrail formation and persistence conditions for alternative fuels. *Meteorologische Zeitschrift*, Seiten 1–7. <https://doi.org/10.1127/metz/2024/1178>

Hofer, S., Gierens, K., und Rohs, S. (2024b). How well can persistent contrails be predicted? An update. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 24(13):7911–7925. <https://doi.org/10.5194/acp-24-7911-2024>

Hofer, S. M. und Gierens, K. M. (2025a). Kinematic properties of regions that can involve persistent contrails over the North Atlantic and Europe during April and May 2024. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 25(13):6843–6856. <https://doi.org/10.5194/acp-25-6843-2025>

Hofer, S. M. und Gierens, K. M. (2025b). Synoptic and microphysical lifetime constraints for contrails. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 25(16):9235–9247. <https://doi.org/10.5194/acp-25-9235-2025>

Kapitel 4 dieser Arbeit basiert auf Hofer et al. (2024b), Kapitel 5.1 auf Hofer und Gierens (2025a), Kapitel 5.2 auf Hofer und Gierens (2025b), Kapitel 6 auf Hofer et al. (2024a) und Kapitel 7 (Zusammenfassung, Beantwortung der wissenschaftlichen Fragen und Ausblick) auf allen vier Publikationen.

Im Rahmen dieser Publikationen wurden die Programmcodes selbst entwickelt, die Berechnungen eigenständig durchgeführt, Ergebnisse analysiert sowie die Grafiken (mit Ausnahme von Abbildung 6.1, die von Dr. Klaus Gierens angefertigt wurde) erstellt. Diese Forschungsarbeiten wurden von Dr. Klaus Gierens betreut und die Methoden und Ergebnisse gemeinsam diskutiert. Die Texte dieser Veröffentlichungen wurden federführend und eigenständig verfasst, wobei Dr. Klaus Gierens unterstützende Kommentare lieferte. Die MOZAIC/IAGOS-Daten für Hofer et al. (2024a) und Hofer et al. (2024b) wurden von Dr. Susanne Rohs bereitgestellt. Die Inhalte der vier Veröffentlichungen wurden in den oben genannten Kapiteln dieser Arbeit verwendet. Dazu wurden die Texte, Abbildungen und Tabellen übersetzt, umformuliert, angepasst und zum Teil für eine bessere Verständlichkeit um weitere Grundlagen und Erklärungen ergänzt.

Inhaltsverzeichnis

1	Einleitung	1
1.1	Einführung und Motivation	1
1.2	Wissenschaftliche Fragestellung und Zielsetzung	4
1.3	Ausgewählte Methoden zur Beantwortung der Fragen	5
1.4	Struktureller Aufbau der Arbeit	5
2	Grundlagen und aktueller wissenschaftlicher Stand	7
2.1	Was sind Kondensstreifen und wie beeinflussen sie das Klima der Erde? .	7
2.2	Entstehung von Kondensstreifen	8
2.3	Eisübersättigung und persistente Kondensstreifen	12
2.3.1	Was ist Eisübersättigung?	13
2.3.2	Entstehung von Eisübersättigung und eisübersättigten Gebieten .	14
2.3.3	Vorkommen von Eisübersättigung in der Erdatmosphäre	20
2.3.4	Persistente Kondensstreifen, Klimatologie und Lebenszeit	23
2.4	Möglichkeiten der Kondensstreifenvermeidung	24
2.4.1	Veränderung der Eigenschaften von Kondensstreifen durch den Einsatz alternativer Treibstoffe	24
2.4.2	Zeitliche Verschiebung von Flügen	26
2.4.3	Änderung der Flughöhe	27
2.4.4	Operationelle Methoden	27
2.5	Probleme der Vorhersage eisübersättigter Gebiete	28
2.6	Aktuelle KI-Verfahren zur Vorhersage von Eisübersättigung und Beobach- tung persistenter Kondensstreifen	31
3	Daten	33
3.1	Daten von Verkehrsflugzeugen (MOZAIC/IAGOS)	33
3.2	ERA5-Reanalysedaten	34
3.3	WAWFOR-Daten für die Bereitstellung von PPC und PPC_{prob}	40
3.4	PAMORE-Daten für die synoptische Beschreibung von Situationen	41
4	Möglichkeiten und Grenzen der Verbesserung der Vorhersage potentieller persistenter Kondensstreifen für die ökoeffiziente Flugroutenplanung	42
4.1	Satz von Bayes und der Erwartungswert des absoluten Logits	43
4.1.1	Theorie	44
4.1.2	Anwendung	46
4.2	Nichtlineare Regression	48
4.2.1	Korrelation	49
4.2.2	Mutual Information	51
4.2.3	Generalisiertes Additives Modell	52
4.2.4	Equitable Threat Score (ETS)	53
4.2.5	Regressionsergebnisse	54
4.3	Sensitivitätstests	56
4.3.1	Trennung der nach der Persistenz bedingten Wahrscheinlichkeits- dichtefunktionen	57
4.3.2	Korrektur der relativen Feuchte bezüglich Eis	58
4.3.2.1	Quantile-Mapping-Methode	59
4.3.2.2	Anpassung der Feuchte nach Teoh et al. (2022a)	59

4.3.2.3	Ergebnisse der Feuchtekorrekturen	60
4.4	Zusammenfassung und Diskussion	62
5	Begrenzung der Lebensdauer von Kondensstreifen durch die kinematische Entkopplung von ISSRs	64
5.1	Kinematische Eigenschaften von ISSRs	64
5.1.1	Methoden	65
5.1.1.1	Identifizierung von ISSR-Dreiergruppen	65
5.1.1.2	Kinematik von ISSRs	67
5.1.1.3	Charakterisierung der Winde	67
5.1.1.4	Winkel zwischen der ISSR-Bewegung und dem Wind	68
5.1.1.5	Rotation von ISSRs	68
5.1.1.6	Ein Beispiel	69
5.1.2	Ergebnisse	70
5.1.2.1	Geschwindigkeitsunterschiede zwischen den Bewegungen von ISSRs und den vorherrschenden Winden	71
5.1.2.2	Unterschiede der Bewegungsrichtungen von ISSRs und den Winden	78
5.1.2.3	Rotation von ISSRs	80
5.1.3	Diskussion	81
5.2	Mikrophysikalische und synoptische Lebensdauerbegrenzungen	82
5.2.1	Methoden und Ergebnisse	84
5.2.1.1	Theoretische Ermittlung einer Zeitskala für die Sedimentation von Eiskristallen in Kondensstreifen	84
5.2.1.2	Theoretische Ermittlung einer synoptischen Zeitskala bis Kondensstreifen eine ISSR mit dem Wind verlassen	85
5.2.1.3	Fallstudien und Trajektorienberechnungen zur experimentellen Bestimmung einer synoptischen Zeitskala von Kondensstreifen	87
5.2.2	Diskussion	94
5.2.3	Zusätzliche Erkenntnis	98
5.3	Zusammenfassung und Schlussfolgerungen	99
6	Kondensstreifenbildung und Persistenzbedingung bei alternativen Treibstoffen	101
6.1	Einfluss alternativer Treibstoffe auf die Kondensstreifenbildung und die Persistenz in der Theorie	102
6.2	Anwendung der Theorie und Ergebnisse	104
6.3	Zusammenfassung und Diskussion	107
7	Zusammenfassung, Beantwortung der wissenschaftlichen Fragen und Ausblick	109
A	Windrichtungen und -stärken der beiden analysierten Monate und der zwölf Monate unterschiedlicher Jahre	117
B	Hu-Momente	120
C	Entfernungen auf Großkreisen	121

Abkürzungsverzeichnis	123
Abbildungsverzeichnis	125
Tabellenverzeichnis	127
Literaturverzeichnis	129
Danksagung	145

1 Einleitung

1.1 Einführung und Motivation

Flugzeuge als Transportmittel sind aus heutiger Sicht kaum mehr wegzudenken. Gerade im Hinblick auf den sicheren, schnellen und zuverlässigen Transport von Passagieren, Gütern und Waren an einen anderen Ort durch das global verfügbare Streckennetz überzeugt die Luftfahrt in vielerlei Hinsicht. Nicht ohne Grund wird der Luftverkehr häufig als „Motor der Globalisierung“ bezeichnet. Doch die Luftfahrt bringt nicht nur viele Vorteile mit sich, sondern weist auch einige Schattenseiten auf, wie Lärm bei Start- oder Landeanflügen, aber auch schwerwiegende, die das Klima beeinflussen. Dazu zählen bei herkömmlichen mit Kerosin betriebenen Flugzeugen vor allem die Emissionen von Kohlenstoffdioxid (CO_2), Stickoxiden (NO_x), Wasserdampf, Ruß und Sulfataerosolen und die erhöhte Bewölkung durch Kondensstreifen (Lee et al., 2021). All diese rufen Veränderungen des Klimasystems hervor, indem sie Änderungen der chemischen Zusammensetzung der Atmosphäre verursachen oder direkt in die Strahlungsbilanz der Erde eingreifen und so ein Ungleichgewicht der Einstrahlung der Sonne und der emittierten Strahlung der Erdoberfläche und Atmosphäre verursachen (Lee et al., 2021). Ein Maß für die Änderung dieser Energiebilanz (zwischen einer veränderten und einer Referenzbedingung, typischerweise vorindustrielle Bedingungen) wird als Strahlungsantrieb(skraft) („Radiative Forcing“, RF) bezeichnet. Die Folge einer solchen Veränderung ist eine Änderung der Temperatur der Erdoberfläche und der unteren Atmosphäre (Kärcher, 2018). Weitere herkömmliche Größen zur Bewertung der Klimaänderung sind der effektive Strahlungsantrieb („Effective Radiative Forcing“, ERF), der eine Erweiterung des RF darstellt, aber zusätzlich Rückkopplungen (Verstärkungen/Abschwächungen von Effekten durch beispielsweise Änderungen der Wolkenbedeckung oder des Wasserdampfgehalts) miteinbezieht, oder der instantane Strahlungsantrieb („Instantaneous Radiative Forcing“, IRF), der die sofortige Änderung der Strahlungsbilanz ohne Berücksichtigung von Rückkopplungen angibt. Auf Grundlage der Strahlungsantriebe beträgt im Jahr 2011 der Anteil des Luftverkehrs zum anthropogenen Netto-ERF etwa 3,5 % mit einem 5 bis 95 % Wahrscheinlichkeitsbereich von (4,0; 3,4) % (Lee et al., 2021). Im weiteren Verlauf wird es ausschließlich um Kondensstreifen gehen.

Nachdem die Triebwerke eines mit Kerosin betriebenen Flugzeuges Gase und Partikel emittieren, vermischen sich die warmen, feuchten Abgase mit der kalten, trockeneren Umgebungsluft. Dadurch kann der Wasserdampf der Luft im Abgasstrahl vorübergehend (Über-)Sättigung bezüglich Wasser erreichen. In Folge dessen kondensieren die Wassermoleküle vor allem an den emittierten Rußpartikeln und es bilden sich Wassertropfchen, die anschließend gefrieren (Gierens, 2010; Schumann, 2005). Für die Bildung von Kondensstreifen muss das sogenannte Schmidt-Appleman-Kriterium (SAC) erfüllt sein (Schmidt, 1941; Appleman, 1953; Schumann, 1996). Sind die Bedingungen hierfür gegeben, können Kondensstreifen entstehen. Ein Kondensstreifen kann über mehrere Stunden hinweg am Himmel erhalten bleiben, wenn das Flugzeug ein sogenanntes eisübersättigtes Gebiet (ISSR, „Ice SuperSaturated Region“) passiert. Außerdem können sich durch Windscherung linienförmige Kondensstreifen zu Kondensstreifen-Zirren ausbreiten (Minnis et al., 1998; Gierens, 2010; Lee et al., 2012; Gierens et al., 2012), von denen angenommen wird, dass sie den größten Anteil an der durch die Luftfahrt verursachten Strahlungsantriebskraft haben, nämlich den größten positiven Netto-ERF-Term (Erwärmung) (Lee et al., 2021). Ein negativer Term (Abkühlung) ergibt sich aus der Bildung und Emission von Sulfataerosolen. Im Jahr 2018 erreicht das Netto-ERF der Luft-

fahrt 100,9 (55; 145) Milliwatt pro Quadratmeter (mW m^{-2}). Die größten Beiträge hierzu stammen von Kondensstreifen-Zirren ($57,4 \text{ mW m}^{-2}$), bestehend aus linienförmigen Kondensstreifen und den daraus entstehenden Zirruswolken (Lee et al., 2021), CO_2 ($34,3 \text{ mW m}^{-2}$) und NO_x ($17,5 \text{ mW m}^{-2}$). Die einzelnen Beiträge sind in Abbildung 1.1 dargestellt. Dabei bilden die roten Balken positive ERF-Terme (Erwärmung) und die blauen negative ERF-Terme (Kühlung). Außerdem ist für jeden Beitrag ein Fehlerbalken angegeben. Alle Nicht- CO_2 -Effekte bewirken in der Summe ein positives Netto-ERF, das etwa 2/3 des Netto-ERF des Flugverkehrs im Jahr 2018 ausmacht. Die Nicht- CO_2 -Terme tragen jedoch im Vergleich zu CO_2 auch etwa 8-mal mehr zur Unsicherheit des Netto-ERF des Flugverkehrs im Jahr 2018 bei (Lee et al., 2021).

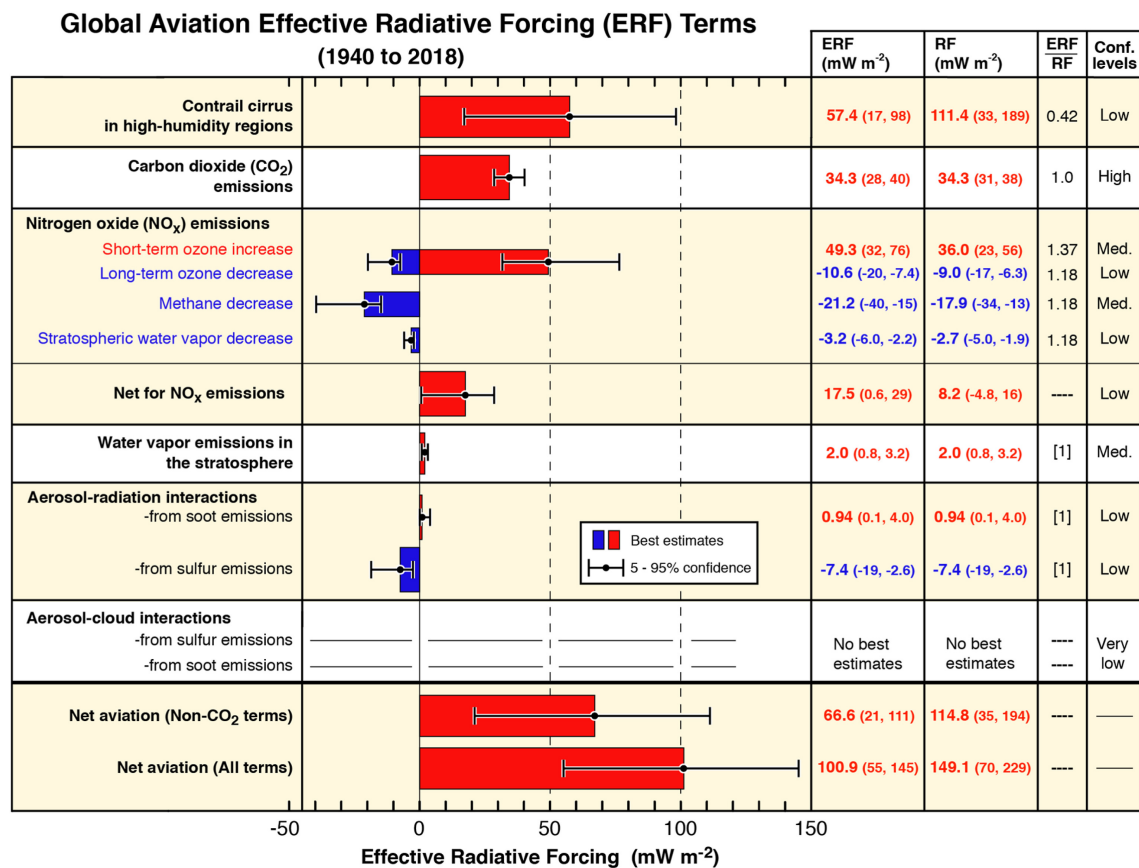


Abbildung 1.1: Klimateinflussgrößen der globalen Luftfahrt von 1940 bis 2018. Die Balken und Fehlerbalken zeigen die besten ERF-Schätzungen (5–95 %-Konfidenzintervalle). Rote Balken stehen für Terme, die zu einer Erwärmung führen und blaue zeigen Abkühlungsterme auf. Die größten Anteile an dem vom Luftverkehr bedingten effektiven Strahlungsantrieb bildeten Kondensstreifen-Zirren, CO_2 - und NO_x -Emissionen. Die Nicht- CO_2 -Effekte machen etwa 2/3 des gesamten ERF des Luftverkehrs aus. Die Abbildung stammt von Lee et al. (2021).

Die Luftfahrt beeinflusst durch die Aerosolemissionen auch indirekt die Bildung von Zirruswolken. Die aerosolbedingte Bildung von Eiskristallen in Zirruswolken kann durch homogenes Gefrieren (von unterkühlten Aerosolen aus flüssigen Lösungen) oder durch heterogenes Gefrieren (auf der Oberfläche eines Eiskernpartikels) geschehen (Vali et al., 2015). Je nach Bildungsweise unterscheiden sich die optischen und Strahlungseigenschaften der Zirruswolken (Kärcher, 2017; Krämer et al., 2020). Eine Studie von Righi et al.

(2021), bei der mit Hilfe eines globalen Aerosolklimamodells EMAC-MADE3 (EMAC, „ECHAM/MESSy Atmospheric Chemistry“; MADE3, „Modal Aerosol Dynamics model for Europe“, angepasst für globale Anwendungen, dritte Generation) und eines mikrophysikalischen Wolkenschemas die Auswirkungen von Flugzeugruß auf natürliche Zirruswolken quantifiziert wurden, konnte eine Strahlungsantriebskraft RF aus dem Ruß-Zirrus-Effekt im Bereich von -35 bis 13 mW m^{-2} festgestellt werden. Allerdings sind die Ergebnisse nur signifikant, wenn man besonders günstige Nukleationseigenschaften annimmt, die aber in Labormessungen nicht bestätigt werden (Testa et al., 2022).

Das RF und ERF gelten als die üblichen Größen zur Beurteilung eines Einflusses auf das Klima. In diesen Metriken tragen Kondensstreifen-Zirren am meisten zum Klimaeinfluss der Luftfahrt bei. In einer neuen Arbeit von Bickel (2023) konnte gezeigt werden, dass eine Verwendung von Strahlungsantrieben zur Bewertung des Klimaeffekts der Luftfahrt zu einer maßgeblichen Überschätzung der Bedeutung von Kondensstreifen-Zirren führt. In obiger Studie wurden globale Klimamodellsimulationen durchgeführt, um verschiedene Arten von Strahlungsantrieben für Kondensstreifen-Zirren abzuleiten und um die Änderung der mittleren globalen Bodentemperatur zu bestimmen. Auf dieser Grundlage konnten erstmals die Klimasensitivitäts- und Wirksamkeitsparameter von Kondensstreifen-Zirren ermittelt werden. Aus den Ergebnissen der Temperaturänderungen ist ersichtlich, dass CO_2 im Vergleich zu Kondensstreifen-Zirren eine wichtigere Rolle für die luftfahrtbedingte Klimabelastung spielt. Jedoch muss an dieser Stelle erwähnt werden, dass es sich hierbei nur um eine einzige Studie handelt, die zu diesem Ergebnis führt und auch diese mit Unsicherheiten behaftet ist, da Vereinfachungen und Annahmen getroffen werden mussten, wie beispielsweise eine 12-fache Skalierung des verwendeten Flugverkehrsdatensatzes von 2050, der ohnehin bereits erhöht ist, um statistisch signifikante Ergebnisse zu gewährleisten. Aus diesem Grund sollte dieses Ergebnis nicht überinterpretiert und die Bedeutung des Einflusses von Kondensstreifen auf das Klima nicht verharmlost werden.

Obwohl das umweltbewusste Denken der Menschen größtenteils zunimmt, ist von Jahr zu Jahr ein deutliches Wachstum des Mobilitätsbedarfs und dadurch auch des globalen Luftverkehrs feststellbar (mit Ausnahme der von COVID-19 betroffenen Jahre). In den letzten Jahrzehnten (1960–2018) konnte ein starkes Wachstum des Flugverkehrs beobachtet werden, sowohl in Bezug auf die Passagierkilometer (von 109 auf 8269 Milliarden km pro Jahr; Anstieg um rund 7586 %) als auch in Bezug auf die Auswirkungen auf den Klimawandel (Anstieg der CO_2 -Emissionen um den Faktor 6,8) (Lee et al., 2021; IPCC, 2013, 2018). Laut einer Studie, die die Veränderungen des Flugverkehrs, der Technologien und des Klimas berücksichtigt, soll die globale Kondensstreifenbedeckung, die 1992 bei 0,06 % lag, 2050 auf 0,22 % anwachsen (Marquart et al., 2003).

Um der globalen Erderwärmung entgegenzuwirken, wurde der europäische Grüne Deal geschlossen mit der Zielvereinbarung der EU-Mitgliedstaaten, bis 2050 klimaneutral zu werden, um ihren Verpflichtungen aus dem Übereinkommen von Paris nachzukommen und somit den globalen Temperaturanstieg auf möglichst $1,5^\circ \text{C}$ (auf jeden Fall aber auf deutlich unter 2°C) gegenüber dem vorindustriellen Niveau zu begrenzen. Dieser Beschluss beeinflusst unter anderem auch die Luftfahrt: Zukünftig darf das Wachstum des Luftverkehrs nicht mehr zu steigenden Emissionen führen und alle durch die Luftfahrt bedingten CO_2 -Emissionen müssen auf null reduziert werden.

In einer Untersuchung von Grewe et al. (2021) wurden die Auswirkungen der Maßnahmen, wie die Richtlinien und Vorschriften, sowie die angestrebte Forschung zur Reduktion der Klimaauswirkungen der Luftfahrt auf die globale Erderwärmung modelliert

und analysiert. Unter Berücksichtigung möglicher technologischer Fortschritte und der Verfügbarkeit nachhaltiger Kraftstoffe konnte gezeigt werden, dass der Luftverkehr seinen Anteil an der Erreichung des Ziels der Einhaltung des globalen Temperaturanstiegs auf möglichst 1,5° C aus dem Pariser Übereinkommen mit großer Wahrscheinlichkeit nicht einhalten kann. Deshalb müssen alle Einflussgrößen auf das Klima, egal wie groß (oder klein) deren Beiträge sind, berücksichtigt und vermieden werden, um dem Ziel näherzukommen. Eine Möglichkeit der Reduktion der Klimawirkung der Luftfahrt ist das Umfliegen von ISSRs, um die Bildung persistenter, wärmender Kondensstreifen zu vermeiden und so den Klimaeffekt von Kondensstreifen zu minimieren. Dazu müssen jedoch diverse Voraussetzungen erfüllt sein:

1. Es muss für den speziellen Ort und zu der bestimmten Zeit bekannt sein, ob das SAC erfüllt ist. Denn nur dort können sich überhaupt erst Kondensstreifen bilden. Die Vorhersage der Kondensstreifenentstehung ist im Allgemeinen genau genug.
2. Zudem muss bekannt sein, ob dort Eisübersättigung (ISS, „Ice SuperSaturation“) vorliegt, sodass die entstandenen Kondensstreifen auch langlebig sind und sich nicht in kürzester Zeit wieder auflösen. Leider ist die Vorhersage von Eisübersättigung aufgrund verschiedener Ursachen derzeit noch recht ungenau.
3. Außerdem muss die Strahlungswirkung der Kondensstreifen ermittelt werden. Denn nur die Bildung klimaschädlicher Kondensstreifen sollte vermieden werden. Dazu ist eine Strahlungstransportberechnung oder eine entsprechende Regressionsformel (zum Beispiel Corti und Peter, 2009; Schumann et al., 2012; Wolf et al., 2023a) erforderlich.

Diese Arbeit beschäftigt sich vor allem mit 2., mit der Eisübersättigung und ihrer Vorhersage, die momentan eine große Herausforderung darstellt.

1.2 Wissenschaftliche Fragestellung und Zielsetzung

In einer Studie von Wilhelm et al. (2022) wurden Zusammenhänge zwischen persistenten Kondensstreifen und dynamischen Feldern gefunden und analysiert. Diese Ergebnisse werden in der vorliegenden Arbeit unter anderem aufgegriffen und weiter untersucht. Ziel dabei ist es, die Relevanz der einzelnen Variablen als Eingangsgrößen für ein Regressionsverfahren zur Vorhersage eisübersättigter Gebiete beziehungsweise Gebiete potentieller persistenter Kondensstreifen zu bewerten und diese gewonnenen Erkenntnisse anschließend für die Vorhersage zu nutzen.

Neben der Vorhersage eisübersättigter Gebiete wird zudem einen Schritt zurückgegangen und die grundlegende Bewegung dieser Gebiete untersucht, die als Folge das Entkoppeln von eisübersättigten Gebieten und Kondensstreifen hat, wodurch die Lebensdauer von Kondensstreifen begrenzt ist. Zudem wird ein Schritt weiter in die Zukunft gewagt und es werden die Auswirkungen der Nutzung alternativer Treibstoffe, die zukünftig mehr und mehr ihren Einsatz finden werden, auf die Bildung persistenter Kondensstreifen analysiert.

Somit wird die allgemeine Forschungsfrage zur Vorhersagbarkeit von Eisübersättigung und persistenten Kondensstreifen in folgende detaillierte Forschungsfragen unterteilt:

1. Kann die Vorhersage der Eisübersättigung und damit die Prognose des Auftretens persistenter Kondensstreifen mit dynamischen Hilfsgrößen verbessert werden und welche statistischen Verfahren können dazu gewinnbringend eingesetzt werden?
2. Wie bewegen sich Gebiete potentieller persistenter Kondensstreifen und wie bestimmt das die Lebenszeit von Kondensstreifen; Welche Folgen hat das für den Einsatz alternativer Treibstoffe zur Verminderung der Kondensstreifenwirkung?

1.3 Ausgewählte Methoden zur Beantwortung der Fragen

Zur Vorhersage von möglichen persistenten Kondensstreifen beziehungsweise eisübersättigten Gebieten sind Simulationen möglich. In dieser Arbeit jedoch beruht die Vorhersage rein auf Daten der Wettervorhersage und flugzeuggestützten Messungen. Trotz der umfangreichen Größe des verwendeten Datensatzes ist dieser nicht groß genug, um einfache Verfahren zu nutzen, wie das Einteilen des gesamten Datenraumes in n Dimensionen beziehungsweise m Boxen und das Abzählen der vorkommenden Ereignisse (wie beispielsweise Eisübersättigung tritt auf oder tritt nicht auf) pro Box. Aus diesem Grund müssen statistische Methoden herangezogen werden.

Um Informationen über die unterschiedliche Bewegung von eisübersättigten Gebieten (immaterielles Merkmal) im Allgemeinen zu erhalten und diese mit der durch den vorherrschenden Wind bedingten Bewegung von Kondensstreifen (materielle Eiskristalle) zu vergleichen, wird mit Hilfe von Daten für Flugwettervorhersagen zum einen ein Verfahren entwickelt, um ISSRs zu identifizieren, und zum anderen werden mechanische Analogien eingesetzt, um die Bewegungen zu charakterisieren.

Für die Analyse, wie sich die Anzahl an persistenten Kondensstreifen durch Flugzeuge mit alternativen Kraftstoffen im Vergleich zu konventionell mit Kerosin betriebenen Flugzeugen verhält, werden Daten der Wettervorhersage sowie flugzeuggestützte Messungen herangezogen. Für jeden der Messpunkte wird durch das SAC festgestellt, ob sich ein Kondensstreifen bilden kann. Wenn zudem vom Flugzeug eine Eisübersättigung gemessen wird, kann für diesen Messpunkt ein persistenter Kondensstreifen angenommen werden. Je nach Antrieb des Flugzeugs ändern sich die Bedingungen des SACs, denn alternative Treibstoffe haben im Vergleich zu Kerosin einen erhöhten energiespezifischen Emissionsindex von Wasserdampf, wodurch sich je nach Treibstoff in einigen Gebieten persistente Kondensstreifen bilden können, wohingegen für andere nicht von der Bildung persistenter Kondensstreifen ausgegangen werden kann.

1.4 Struktureller Aufbau der Arbeit

In Kapitel 2 werden die Grundlagen und der aktuelle wissenschaftliche Stand zum Verständnis der vorliegenden Arbeit erläutert. Dabei wird in Kapitel 2.1 darauf eingegangen, was Kondensstreifen eigentlich sind und wie sie unser Klima der Erde beeinflussen. Kapitel 2.2 befasst sich mit der Entstehung von Kondensstreifen und den dafür notwendigen Bedingungen. Darauf folgt in Kapitel 2.3 eine ausführliche Beschreibung und Erklärung zu Eisübersättigung und persistenten Kondensstreifen. Diese beinhaltet, was Eisübersättigung überhaupt ist, wie Eisübersättigung und eisübersättigte Gebiete entstehen, wo Eisübersättigung in der Erdatmosphäre bevorzugt vorkommt, und schließlich behandelt dieses Kapitel persistente Kondensstreifen, deren Klimatologie

und Lebenszeit. In Kapitel 2.4 werden verschiedene Ansätze zur Kondensstreifenvermeidung präsentiert. In Kapitel 2.5 wird auf die Probleme der Vorhersage eisübersättigter Gebiete eingegangen. Das Grundlagenkapitel wird damit abgeschlossen, dass in Kapitel 2.6 auf den derzeitigen Stand aktueller KI-Verfahren für die Vorhersage von Eisübersättigung und Beobachtung persistenter Kondensstreifen hingewiesen wird. Nach der Einführung in den Themenbereich persistenter Kondensstreifen und eisübersättigter Gebiete folgt in Kapitel 3 eine Beschreibung der in dieser Dissertation verwendeten Daten. Kapitel 4 befasst sich mit den Möglichkeiten und Grenzen der Verbesserung der Vorhersage potentieller persistenter Kondensstreifen für die ökoeffiziente Flugroutenplanung. Dabei werden verschiedene Methoden der Informationstheorie angewandt, um aus einer Auswahl an Variablen jene zu finden, die mit der Bildung von ISSRs im Zusammenhang stehen (Kapitel 4.1 und 4.2). Diese werden anschließend in einer Regressionsmethode zur Vorhersage eisübersättigter Gebiete beziehungsweise potentieller persistenter Kondensstreifen verwendet (Kapitel 4.2). Mit Hilfe verschiedener Sensitivitätstests (Kapitel 4.3) wird anschließend versucht, die Ergebnisse weiter zu verbessern und die Grenzen der Verbesserung zu ermitteln. Die Ergebnisse werden in Kapitel 4.4 zusammengefasst und diskutiert. Kapitel 5 umfasst sowohl die kinematischen Eigenschaften von ISSRs (Kapitel 5.1) als auch die mikrophysikalischen und synoptischen Lebensdauerbegrenzungen für Kondensstreifen (Kapitel 5.2). Dazu wird in Kapitel 5.1 eine Methode eingeführt, um in drei aufeinanderfolgenden Vorhersagen eine ISSR als dieselbe zu identifizieren. Durch Berechnungen eines Wahrscheinlichkeitszentrums und der Hauptachsen jeder ISSR können Bewegungsgeschwindigkeit und -richtung relativ zum Wind und die Rotation von ISSRs abgeleitet werden. Anhand eines Beispiels wird die Theorie noch einmal veranschaulicht. Anschließend folgen die gewonnenen Ergebnisse, die abschließend diskutiert werden. In Kapitel 5.2 werden verschiedene Lebenszeitbegrenzungen von Kondensstreifen analysiert, die ihren Ursprung in der unterschiedlichen Bewegung (Richtung und/oder Geschwindigkeit) der ISSRs und der Winde haben können. Dafür werden Zeitskalen in der Theorie eingeführt, wobei eine zudem durch experimentelle Trajektorienberechnungen ermittelt wird. Dazu werden drei verschiedene Beispielsituationen betrachtet. Abschließend werden die Ergebnisse diskutiert und es wird auf eine zusätzliche Erkenntnis hingewiesen. In Kapitel 5.3 werden die Ergebnisse aus den Kapiteln 5.1 und 5.2 zusammengefasst und Schlussfolgerungen gezogen. Da die verschiedenen Kondensstreifenzeitskalen die Effizienz des Einsatzes alternativer Treibstoffe beeinflussen, wird in Kapitel 6 genauer darauf eingegangen, wie sich die Kondensstreifenbildungs- und Persistenzbedingungen bei einem Wechsel von Kerosin zu alternativen Kraftstoffen verändern. Diese Veränderungen werden zuerst anhand der Theorie erläutert und anschließend wird diese getestet. Abschließend folgen eine Zusammenfassung und eine Diskussion der Ergebnisse. Kapitel 7 gibt noch einmal einen Gesamtüberblick über alle gewonnenen Ergebnisse dieser Arbeit, fasst diese zusammen und beantwortet damit die wissenschaftlichen Fragen. Außerdem wird ein Ausblick in die Zukunft gewagt und es werden weitere Verbesserungsmöglichkeiten und Ideen für zukünftige Studien und Analysen kurz dargestellt.

2 Grundlagen und aktueller wissenschaftlicher Stand

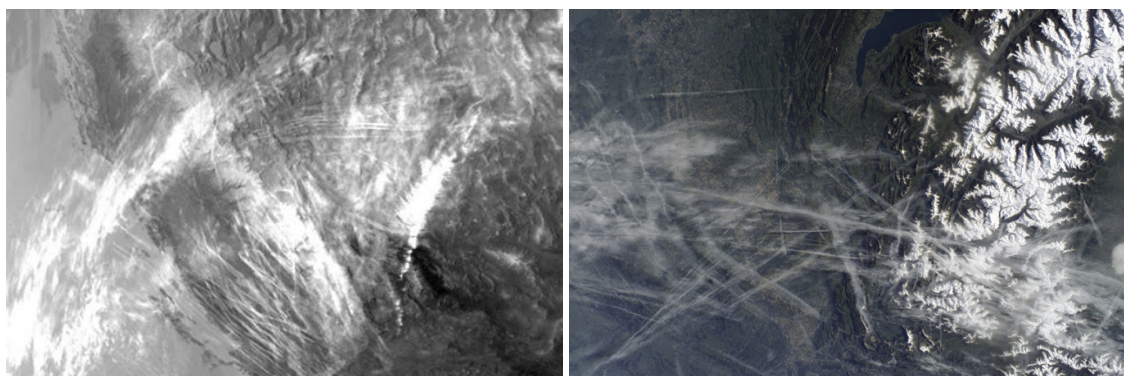
In diesem Kapitel werden die zum Verständnis dieser Arbeit benötigten Grundlagen erläutert. Dabei wird vor allem genauer darauf eingegangen, was Kondensstreifen eigentlich sind, wie sie entstehen, was ihre Lebenszeit bestimmt, wie sie vermieden werden können und welche Probleme ihre Vorhersage mit sich bringt.

2.1 Was sind Kondensstreifen und wie beeinflussen sie das Klima der Erde?

Kondensstreifen sind künstliche, linienförmige Eiswolken, die in der oberen Troposphäre hinter Flugzeugen entstehen (Kärcher, 2018). Bei der Verbrennung von herkömmlichem Kerosin werden unter anderem Wasserdampf und Rußpartikel emittiert. Die warmen und feuchten Flugzeugabgase vermischen sich mit der kalten und trockeneren Umgebungsluft. Dabei kann (Über-)Sättigung bezüglich Wasser erreicht werden. Dadurch tritt, insbesondere an den emittierten Rußpartikeln, Kondensation ein. Folglich bilden sich Wassertröpfchen, die aufgrund der niedrigen Temperaturen gefrieren (Gierens, 2010; Schumann, 2005).

Kondensstreifen und Kondensstreifen-Zirren beeinflussen das Klima der Erde, ähnlich wie hohe, dünne Eiswolken. Zum einen reflektieren sie einen Teil der von der Sonne ausgehenden solaren kurzwelligen Strahlung, sodass weniger Strahlung auf der Erde ankommt. Dadurch wirken sie kühlend auf das Erd-Atmosphären-System. Zum anderen wird durch Kondensstreifen auch ein Teil der von der Erde emittierten langwelligen Strahlung zurückgehalten, die folglich nicht aus dem Erd-Atmosphären-System entweichen kann. Dies führt zu einem wärmenden Effekt.

Tagsüber tritt sowohl der wärmende als auch der kühlende Effekt von Kondensstreifen auf. In der Nacht wirken Kondensstreifen aufgrund der fehlenden kurzwelligen Solarstrahlung ausschließlich wärmend (Lee et al., 2021). Insgesamt überwiegt der wärmende Effekt von Kondensstreifen (Stuber et al., 2006).



Quelle: <https://www.nature.com/articles/418601a0>

Quelle: https://www.dlr.de/next/desktopdefault.aspx/tabid-6632/10891_read-24729/gallery-1/10164_read-3/#container

Abbildung 2.1: Satellitenbilder im langwelligen (links) und kurzwelligen (rechts) Spektralbereich mit erkennbaren Kondensstreifen zur Veranschaulichung des von ihnen ausgehenden wärmenden und kühlenden Effekts.

Wie Kondensstreifen mit lang- und kurzwelligen Strahlungsflüssen wechselwirken und wie sie damit das Klima beeinflussen, kann mit Hilfe von Kontrasten veranschaulicht werden (Plu und Gierens, 2023): Abbildung 2.1 zeigt links ein Satellitenbild im langwelligen Bereich und rechts im kurzwelligen Bereich.

Der Kontrast der langwelligen Strahlung (siehe Abbildung 2.1, links) beruht auf dem Unterschied der Temperatur des Kondensstreifens und der des Hintergrundes (Schwarzkörperstrahlung). Ein hoher Kontrast und ein somit großer wärmender Effekt wird erreicht, wenn hohe, kalte Kondensstreifen über einem warmen Untergrund oder sehr tiefen, wärmeren Wolken vorkommen. Die vom Boden emittierte Langwellenstrahlung wird von den Kondensstreifen absorbiert und mit einer viel geringeren Temperatur wieder in alle Richtungen emittiert. Sobald jedoch Zirren im Bereich der Kondensstreifen auftreten und diese eine ähnliche Temperatur wie jene aufweisen, so ist der Kontrast gering und somit auch der wärmende Effekt der Kondensstreifen.

Ein hoher Kontrast im kurzwelligen Bereich wird erreicht, wenn, wie in der Abbildung 2.1 rechts in der linken Bildhälfte gezeigt, Kondensstreifen über einem dunklen Untergrund (niedrige Albedo) entstehen und die Kondensstreifen die Solarstrahlung zurück in den Weltraum reflektieren. Auf diese Weise wirken Kondensstreifen kühlend. Denn wenn in demselben Gebiet keine Kondensstreifen wären, würde (bei Vernachlässigung kleinerer Interaktionen in der Erdatmosphäre) die kurzwellige Strahlung bis auf den Erdboden gelangen und nicht reflektiert werden und somit die Erde erwärmen. Anders ist es, wenn weiße Schneeflächen unterhalb der Kondensstreifen vorkommen, wie der Schnee in den Alpen (rechte Abbildung, rechte Bildhälfte). Dort liegt kein Kontrast zwischen den Kondensstreifen und der Schneefläche vor, sodass auch kein Kühleffekt von den Kondensstreifen ausgeht. Dies liegt daran, dass die Solarstrahlung ohnehin zurückreflektiert wird: Entweder durch die Kondensstreifen oder, wenn keine Kondensstreifen in diesem Bereich vorkommen würden, durch die Schneefläche.

2.2 Entstehung von Kondensstreifen

Herkömmliche Flugzeuge werden mit Kerosin angetrieben. Durch die Verbrennung von Kerosin während des Flugs entsteht unter anderem Wasserdampf. Dieser wird, neben Kohlenstoffdioxid, Stickstoffmonoxid, Stickstoffdioxid, Kohlenwasserstoffen, Kohlenmonoxid, Schwefeloxiden, organischen Stoffen und Ionen, Ruß und möglicherweise kleinen Metallpartikeln (Schumann, 2005; Lister et al., 1999) von den Triebwerken emittiert. Durch die isobare Mischung der warmen und wegen des Wasserdampfes feuchten Abgase mit der kalten, trockeneren Umgebungsluft wird die relative Feuchte des Gemisches erhöht und kann in einer kalten Atmosphäre vorübergehend zu Sättigung oder sogar zu Übersättigung (bezüglich Flüssigwasser) der Feuchtigkeit im Abgasstrahl führen. In diesem Fall kommt es zur Kondensation der Wassermoleküle. Als Kondensationskerne dienen dabei in geringem Maße die Aerosolpartikel der Umgebungsluft, aber hauptsächlich die von den Triebwerken in großen Mengen emittierten Rußpartikel (Gierens, 2010; Schumann, 2005), die zu Wassertröpfchen aktiviert werden (Kärcher und Yu, 2009). Für die Kondensation würden aber bereits die in der Umgebungsluft enthaltenen Kondensationskerne ausreichen.

Folglich entstehen bei ausreichend geringen Temperaturen auch Kondensstreifen hinter Flugzeugen, die mit alternativen Treibstoffen angetrieben werden, wie beispielsweise flüssigem Wasserstoff (Ström und Gierens, 2002). Die Bildung von Kondensstreifen wird also nicht von Partikeln dominiert, sondern hängt fast ausschließlich von atmosphäri-

schen und thermodynamischen Bedingungen ab (Gierens, 2010).

Eine weitere Art der Kondensstreifenbildung kann im Bereich der Flugzeugtragflächen beobachtet werden. Die Beschleunigung der Luft führt in Tragflächennähe zur adiabatischen Abkühlung, wodurch Kondensation eintreten kann. Die auf diese Weise entstehenden Kondensstreifen werden als aerodynamische Kondensstreifen bezeichnet, die nur einen sehr geringen Effekt auf das Klima haben und an dieser Stelle nur der Vollständigkeit halber erwähnt werden (Gierens und Dilger, 2013; Gierens, 2010). In dieser Arbeit werden nur die herkömmlichen Kondensstreifen im Abgasstrahl von Flugzeugen betrachtet.

Aufgrund der sehr heißen Abgase kann die Mischung aus Abgasen und Umgebungsluft nur unter sehr kalten Umgebungsbedingungen wassergesättigt werden (Gierens, 2010). Daraus ergibt sich ein Grenzwert für die Temperatur der Umgebungsluft $T_{\max}$ von etwa -40°C , der für die Kondensstreifenbildung unterschritten werden muss.

Das heißt, Kondensstreifen bilden sich, wenn während des isobaren Mischvorgangs der Abgase mit der Umgebungsluft sowohl die Temperatur der Umgebung (T_{Umgebung}) kleiner ist als die Temperatur, bei der sich Kondensstreifen gerade noch bilden können ($T_{\max}$), als auch (Über-)Sättigung über flüssigem, unterkühltem Wasser eintritt (Gierens et al., 2020a). Diese beiden Bedingungen der Kondensstreifenbildung werden im sogenannten Schmidt-Appleman-Kriterium (SAC) (Schmidt, 1941; Appleman, 1953; Schumann, 1996) zusammengefasst:

$$T_{\text{Umgebung}} < T_{\max} \text{ und} \quad (1)$$

$$RH_{w,\max} \geq 100\%. \quad (2)$$

$RH_{w,\max}$ beschreibt die relative Feuchte bezüglich Wasser (Index w für „water“) im Abgasstrahl zu dem Zeitpunkt, in dem dessen Temperatur $T_{\max}$ erreicht. Ist die Umgebungstemperatur zu hoch und wird $T_{\max}$ nicht erreicht, ist $RH_{w,\max}$ nicht definiert.

Bei diesen niedrigen Umgebungstemperaturen ($T_{\text{Umgebung}} < -40^\circ\text{C}$) wäre prinzipiell auch Kondensation bei Sättigung bezüglich Eis möglich, dessen Dampfdruck niedriger ist als der Sättigungsdampfdruck in Bezug auf flüssiges Wasser. Jedoch sind für eine direkte Kondensation von Eis auf Partikeln sehr spezielle Oberflächeneigenschaften der Partikel erforderlich, die nur in sehr seltenen Fällen gegeben sind und die bei Ruß nicht vorliegen (Gierens, 2010). Aus diesem Grund bilden sich Kondensstreifen fast ausschließlich durch Kondensation zu flüssigen Wassertröpfchen, die anschließend durch homogene Nukleation gefrieren (Kärcher et al., 2015).

Die beiden Bedingungen für die Bildung von Kondensstreifen (Gleichung 1 und Gleichung 2) können in einer einzigen Gleichung zusammengefasst werden. Dazu wird der Faktor G (in Pa K^{-1}) definiert, der die Steigung der isobaren Mischungsgeraden in einem T - e -Phasendiagramm (siehe Abbildung 2.2) angibt, wobei T die Temperatur und e der Partialdruck des Wasserdampfes in der Mischung ist. Der Faktor G hängt vom atmosphärischen Druck sowie von den Eigenschaften des Triebwerks und des Kraftstoffs ab und wird folgendermaßen beschrieben (Schumann, 1996):

$$G := \frac{de}{dT} = \frac{p \cdot c_p \cdot EI_{\text{H}_2\text{O}}}{\epsilon \cdot Q \cdot (1 - \eta)}. \quad (3)$$

Der Druck der Umgebungsluft ist p , c_p ist die isobare Wärmekapazität von Luft ($c_p = 1005 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$) und $EI_{\text{H}_2\text{O}}$ ist der Emissionsindex von Wasserdampf ($EI_{\text{H}_2\text{O}} = 1,25 \text{ kg pro kg Kerosin}$). Das Verhältnis der Molmassen von Wasser und trockener Luft ϵ beträgt $0,622$, Q steht für die Verbrennungswärme des Brennstoffs ($Q \approx 43 \text{ MJ pro kg Kerosin}$)

und η beschreibt den Gesamtwirkungsgrad des Antriebs, der für moderne Flugzeuge zwischen 0,3 und 0,4 liegt (Schumann, 1996) und folgendermaßen definiert ist (Busen und Schumann, 1995):

$$\eta = \frac{F \cdot V}{\dot{m}_f \cdot Q} \quad (4)$$

F ist dabei die Schubkraft des Motors, V die Fluggeschwindigkeit des Flugzeugs relativ zur Geschwindigkeit der Umgebungsluft, $\dot{m}_f$ der Kraftstoffmassenstrom und Q die Verbrennungswärme des Brennstoffs (Busen und Schumann, 1995).

Die kritische Temperatur $T_{\max}$ (siehe Gleichung 1), die die Temperatur im Schnittpunkt der Mischungstangente mit dem Sättigungsdampfdruck bezüglich flüssigem Wasser darstellt, wurde von Schumann (1996) numerisch mittels einer Newton-Iteration von Gleichung 3 bestimmt und er erhielt als erste Schätzung für $T_{\max}$ (in K) unter Verwendung von G in Pa K^{-1} folgende Formel:

$$T_{\max} = 226,69 + 9,43 \cdot \ln(G - 0,053) + 0,720 \cdot (\ln(G - 0,053))^2 \quad (5)$$

Für $RH_{w,\max}$ (in %) ergibt sich (mit G in Pa K^{-1} , T in K und e sowie e_w^* in Pa):

$$RH_{w,\max} = \left(1,0 + \frac{e - e_w^*(T_{\max}) + G \cdot (T_{\max} - T)}{e_w^*(T_{\max})} \right) \cdot 100,0\% \quad (6)$$

Dabei ist e_w^* der Sättigungsdampfdruck bezüglich Wasser, auf den in diesem Kapitel noch genauer eingegangen wird. Wird die Multiplikation mit 100,0 % am Ende von Gleichung 6 weggelassen, so ist $RH_{w,\max}$ eine dimensionslose Größe.

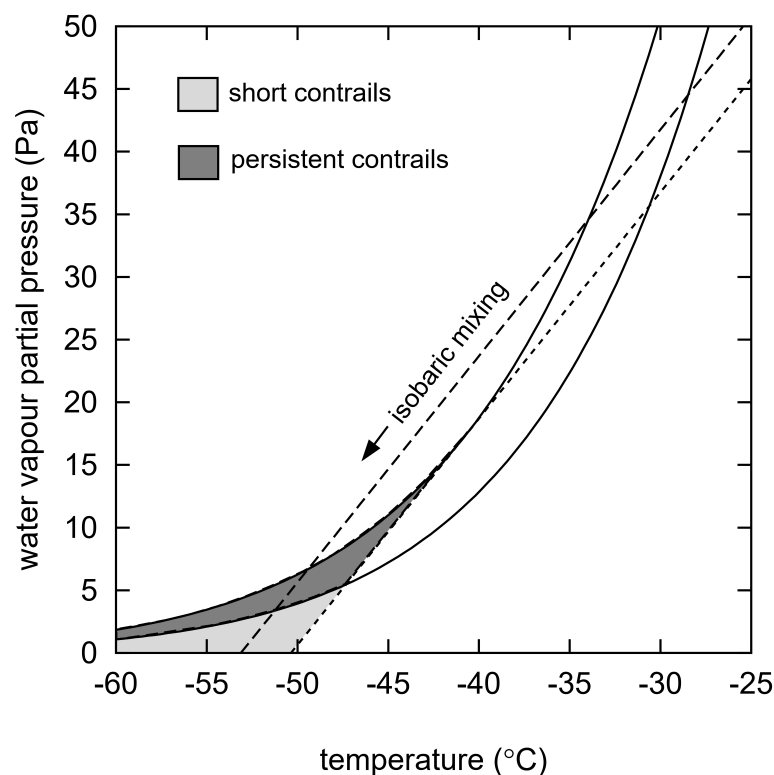
Haben sich Kondensstreifen gebildet, wird deren weiteres Andauern von der Feuchtigkeit der Umgebungsluft bestimmt: Ist die Luft feucht genug, können Kondensstreifen durch Deposition des Wasserdampfes der Umgebung auf den Eispartikeln weiterhin fort dauern und sich zu Zirruswolken, sogenannten „contrail cirrus“, ausweiten. Ist die Luft hingegen zu trocken, ist die Wasserdampfzufuhr nicht mehr gegeben und die Kondensstreifen verdunsten (Schumann, 2005).

Abbildung 2.2 zeigt das T - e -Phasendiagramm zur Bildung von Kondensstreifen grafisch. Die x-Achse beschreibt die Temperatur in $^{\circ}\text{C}$ und die y-Achse den Partialdruck des Wasserdampfes der Mischung aus Abgasen und Umgebungsluft in Pa. Die beiden durchgezogenen Kurven stellen den Sättigungsdampfdruck bezüglich flüssigem Wasser (obere Linie; die Ordinate ist e_w^*) und bezüglich Eis (untere Linie; die Ordinate ist e_i^* , Index i für „ice“) dar. Die gestrichelten Linien sind zwei verschiedene Mischungsgeraden der heißen Abgase mit der kalten Umgebungsluft. Da der Mischprozess isobar ist, erscheinen die Mischtrajektorien im T - e -Phasendiagramm als gerade Linien (Gierens, 2010). Diese Geraden sind jeweils durch den Phasenpunkt der Umgebung (e_{Umgebung} , T_{Umgebung}) und die Steigung G gegeben. Die rechte Gerade stellt eine Tangente an die Sättigungskurve bezüglich Wasser dar und berührt diese deshalb in einem Punkt. Ein Kondensstreifen bildet sich, wenn während des Mischvorgangs Sättigung bezüglich Wasser erreicht wird. Somit entspricht die Temperatur in diesem Schnittpunkt der maximalen Umgebungstemperatur ($T_{\max}$), bei der Kondensstreifenbildung noch möglich ist. Die linke Gerade ist ein Beispiel für Kondensstreifenbildung einige Grad unterhalb der Grenztemperatur. Der Schnittpunkt der Mischungsgeraden mit der Sättigungsdampfdruckkurve bezüglich flüssigem Wasser liegt hier bei etwa $T = T_{\max} = -40^{\circ}\text{C}$ und

$e = e_w^* = 18 \text{ Pa}$. Dieselbe Temperatur liegt für die linke Beispielmischgerade bei etwa $e = e_w^* = 24 \text{ Pa}$ vor. Das heißt, für diesen Fall ist $RH_{w,\max} = \frac{24 \text{ Pa}}{18 \text{ Pa}} = 1,33$.

Kondensstreifenbildung tritt ein, wenn bei der Mischung Sättigung bezüglich Wasser erreicht und überschritten wird. Im Schmidt-Appleman-Diagramm ist dies der Fall, wenn die Kurve des Sättigungsdampfdrucks bezüglich flüssigem Wasser zweimal von der Mischungsgerade geschnitten wird. Ob ein Kondensstreifen langlebig oder kurzlebig ist, liegt an der Feuchte der Umgebungsluft. Persistenz ist gegeben, wenn die relative Feuchte oberhalb der Eissättigung liegt. Im Schmidt-Appleman-Diagramm erkennt man das daran, dass der Phasenpunkt der Umgebung ($e_{\text{Umgebung}}, T_{\text{Umgebung}}$) zwischen den beiden Sättigungskurven liegt, also oberhalb der Sättigungskurve bezüglich Eis. In der Abbildung ist dieser Bereich in Dunkelgrau gekennzeichnet. Andernfalls ist der Kondensstreifen kurzlebig und nur für einige Minuten existent (hellgrauer Bereich). Was Eisübersättigung ganz genau ist und wo diese vorkommt, wird in Kapitel 2.3 genauer erläutert. Wenn während der Mischung gerade noch Wassersättigung erreicht wird, dann entsteht nur ein schwacher Kondensstreifen, da nur wenige Rußpartikel zu Wassertröpfchen aktiviert werden.

Es wird kein Kondensstreifen gebildet, wenn Wassersättigung nicht erreicht wird.



Abbildungung 2.2: T - e -Phasendiagramm der Kondensstreifenbildung durch die isobare Mischung der warmen und feuchten Flugzeugabgase mit der kalten und trockeneren Umgebungsluft. Die durchgezogenen Kurven beschreiben den Sättigungsdampfdruck bezüglich flüssigem Wasser (obere Linie; die Ordinate ist e_w^*) und bezüglich Eis (untere Linie; die Ordinate ist e_i^*). Die gestrichelten Linien sind zwei verschiedene Mischungsgeraden der heißen Abgase mit der kalten Umgebungsluft, wobei die rechte Gerade eine Tangente an die Sättigungskurve bezüglich Wasser ist. Der hellgraue Bereich markiert die Zone, in der kurzlebige Kondensstreifen entstehen, und das dunkelgraue Feld ist der Bereich, in dem Kondensstreifen langlebig sind. Die Grafik stammt von Gierens (2010).

Der Verlauf der beiden Sättigungsdampfdruckkurven e_w^* und e_i^* wird durch die Clausius-Clapeyron-Gleichung beschrieben, die nach ihren beiden Entwicklern Rudolf Clausius und Emile Clapeyron benannt ist (Roedel und Wagner, 2011; Kraus, 2004; Wallace und Hobbs, 2006):

$$\frac{de_x^*}{dT} = \frac{L_x \cdot e_x^*}{T^2 \cdot R_v}, \quad (7)$$

wobei für den Index x entweder w oder i gewählt wird, je nachdem, ob die Sättigungsdampfdruckkurve bezüglich Wasser oder Eis betrachtet wird. Der Index v steht für Wasserdampf. R_v (Index v für „vapour“) ist die spezielle Gaskonstante des Wasserdampfes ($R_v = 461,4 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$), L_w ist die latente Verdunstungswärme ($L_w \approx 2,1 \cdot 10^6 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$) und L_i die latente Sublimationswärme ($L_i \approx 2,8 \cdot 10^6 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$).

Dadurch, dass L_x von der Temperatur abhängt, lässt sich Gleichung 7 schwer integrieren, weshalb für die analytische Integration L_x als konstant angenommen wird. Die Integration von T_0 nach T liefert (Kraus, 2004):

$$e_x^*(T) = e_x^*(T_0) \cdot \exp\left(\frac{L_x}{R_v \cdot T_0} \cdot \frac{T - T_0}{T}\right). \quad (8)$$

Die Lösung der analytischen Integration (Gleichung 8) zeigt, dass die beiden Kurven des Sättigungsdampfdrucks (e_w^* und e_i^*) in der Näherung einer Exponentialfunktion folgen. In Wirklichkeit ist L_x jedoch temperaturabhängig. Der tatsächliche Verlauf der beiden Sättigungsdampfdruckkurven folgt im Wesentlichen der Gleichung 8, aber durch genaue Messungen können kleine Unterschiede festgestellt werden, weshalb es viele verschiedene empirische Formeln zur Bestimmung von e_x gibt, wie zum Beispiel die Goff-Gratch-Formeln (Goff und Gratch, 1946), die Formeln von Murphy und Koop (Murphy und Koop, 2005) oder von Sonntag (Sonntag, 1994). Die Parametrisierungen für den Sättigungsdampfdruck bezüglich Wasser und Eis nach Murphy und Koop (2005), die in dieser Arbeit verwendet werden, lauten:

$$e_w^*(T) = \exp\left(54,842763 - \frac{6763,22}{T} - 4,21 \cdot \log(T) + 0,000367 \cdot T + \tanh\left(0,0415 \cdot (T - 218,8)\right) \cdot \left(53,878 - \frac{1331,22}{T} - 9,44523 \cdot \log(T) + 0,014025 \cdot T\right)\right), \quad (9)$$

$$e_i^*(T) = \exp\left(9,550426 - \frac{5723,265}{T} + 3,53068 \cdot \log(T) - 0,00728332 \cdot T\right), \quad (10)$$

wobei die Temperatur T in Kelvin verwendet wird. e_w^* und e_i^* werden in Pa angegeben.

2.3 Eisübersättigung und persistente Kondensstreifen

Das Schmidt-Appleman-Kriterium gibt nur an, ob ein Kondensstreifen entstehen kann oder nicht, aber nicht, ob er persistent ist. Persistente Kondensstreifen sind nur möglich, wenn der in der Umgebungsluft enthaltene Wasserdampf in Bezug auf Eis übersättigt ist. Doch was genau ist eigentlich (Eis-)Übersättigung, wie entsteht diese, wo kommt sie vor und wie beeinflusst diese die Lebenszeit von Kondensstreifen? Diese Fragen werden in den Unterabschnitten dieses Kapitels beantwortet.

2.3.1 Was ist Eisübersättigung?

Sättigung ist ein Zustand eines dynamischen Gleichgewichts. Bei Sättigung beträgt laut Definition die relative Feuchte 100 %. Die relative Feuchte (bezüglich Flüssigwasser RH_w und bezüglich Eis RH_i) ist das Verhältnis des aktuellen Dampfdrucks e zum Sättigungsdampfdruck e_w^* beziehungsweise e_i^* :

$$RH_w = \frac{e}{e_w^*}, \quad (11)$$

$$RH_i = \frac{e}{e_i^*}. \quad (12)$$

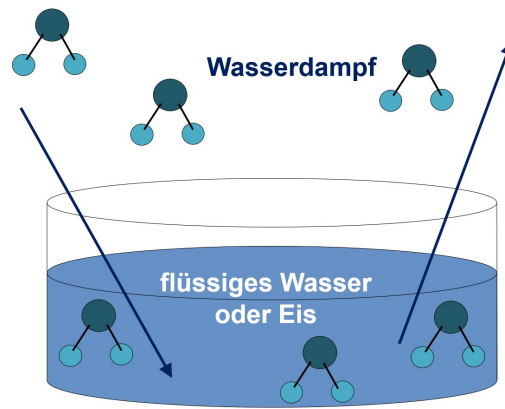


Abbildung 2.3: Wassermoleküle in einer kondensierten Phase (flüssiges Wasser oder Eis) und in einer Dampfphase (Wasserdampf). Dazwischen befindet sich eine Grenzfläche. Die Pfeile symbolisieren den ständigen Austausch von Wassermolekülen zwischen beiden Reservoiren.

Für das Verständnis der Sättigung, Über- und Untersättigung auf Teilchenebene wird ein System aus einer Dampfphase (Wasserdampf), einer kondensierten Phase (flüssiges Wasser oder Eis) und einer Grenzfläche dazwischen (siehe Abbildung 2.3) betrachtet (Gierens et al., 2012; Kraus, 2004). Die Wassermoleküle in beiden Phasen sind in ständiger Bewegung. Dadurch kommt es häufig zu Zusammenstößen, sodass einzelne Moleküle genügend Energie gewinnen, um von der kondensierten Phase in die Dampfphase überzugehen und umgekehrt. Es findet also ein permanenter Austausch an Molekülen zwischen beiden Reservoiren statt. Entspricht der Fluss aus der Dampfphase in die kondensierte Phase dem aus der kondensierten Phase in die Dampfphase, so ist der Nettofluss null, das heißt, es findet weder Nettoverdampfung noch Nettokondensation (zwischen Wasserdampf und Wasser) beziehungsweise weder Sublimation noch Resublimation (zwischen Wasserdampf und Eis) statt. Es herrscht demnach ein Phasengleichgewicht an der Oberfläche. Dann ist der Wasserdampf gesättigt und seine relative Feuchte beträgt 100 % (Gierens et al., 2012).

Änderungen des Drucks und der Temperatur können Veränderungen der Molekülkonzentration im Wasserdampf hervorrufen. Veränderungen der Molekülkonzentration in der Flüssigkeit können jedoch kaum beobachtet werden. Aus diesem Grund bleibt die Flussrate der Wassermoleküle aus der Flüssigkeit in den Dampf weitestgehend konstant. Die Flussrate der Moleküle vom Dampf in das Wasser steigt jedoch mit der

Konzentration der Wassermoleküle im Dampf an. Überwiegt letztlich bei einer erhöhten Wassermolekül-Konzentration in der Dampfphase die Rate der Moleküle vom Wasserdampf in die Flüssigkeit die Rate in die entgegengesetzte Richtung, so ist Übersättigung erreicht. Das System befindet sich dann im Ungleichgewicht. Folglich tritt Kondensation ein, um das System zum Gleichgewichtszustand (Sättigung) zurückzuführen. Überwiegt jedoch die nach oben gerichtete Rate von der Flüssigkeit in den Wasserdampf die nach unten gerichtete Rate, so spricht man von Untersättigung und es folgt Verdunstung (Gierens et al., 2012).

Die Moleküle in Eis sind deutlich stärker aneinandergebunden als in flüssigem Wasser. Deshalb ist die Rate der Molekülbewegung aus der festen Phase in die gasförmige Phase viel geringer als bei flüssigem Wasser. Im Umkehrschluss bedeutet dies, dass bei Wassersättigung schon Eisübersättigung vorliegt.

In der Atmosphäre kommt Wasserübersättigung nicht vor, da dort Aerosole im Überfluss vorhanden sind, die dafür sorgen, dass der Wasserdampf bei geringer Überschreitung von 100 % zu kondensieren beginnt. Dies ist jedoch für Eisübersättigung nicht der Fall. Zwar gäbe es eine Vielzahl an Prozessen der Eisbildung, jedoch benötigen diese eine erhebliche Übersättigung bezüglich Eis. Die Komplexität der Eisbildung liegt in der kristallinen Struktur der Eiskristalle: Damit ein Partikel als Eiskern geeignet ist, muss dieser die strengen Bedingungen für Oberflächeneigenschaften erfüllen. Dies kommt in der Atmosphäre jedoch so selten vor (etwa einer von einer Million Aerosolpartikeln kann diese erfüllen), sodass sich Eiskristalle kaum direkt aus dem Wasserdampf bilden können, wenn Eisübersättigung vorliegt. Wassertröpfchen in der Atmosphäre gefrieren nicht zwingend bei Temperaturen unter null. Reine Wassertropfen in der oberen Troposphäre können spontan gefrieren, da dort Temperaturen um -40°C herrschen. Wassertropfen aus Lösungen anderer Substanzen, zum Beispiel Schwefelsäure, gefrieren bei solchen Temperaturen nicht spontan. Dies liegt an den zusätzlichen Molekülen der Substanzen, die die Bildung von Eiskristallen behindern. Um dem entgegenzuwirken, muss der Lösungs-Wassertropfen mit weiteren Wassermolekülen der Umgebung verdünnt werden, wofür eine Eisübersättigung von mehr als 145 % notwendig ist (Koop et al., 2000). Das bedeutet, dass für die Eiskristallbildung eine hohe Übersättigung erforderlich ist. Dadurch, dass die Eiskristallbildung in der Atmosphäre nicht bei Eis-sättigung fortschreitet, sondern eine hohe Übersättigung voraussetzt und Prozesse, die die Eisübersättigung in der Atmosphäre wieder auf Sättigung bringen, nicht sofort einsetzen, kann die Eisübersättigung als metastabiler Zustand bezeichnet werden, der lange andauern kann.

2.3.2 Entstehung von Eisübersättigung und eisübersättigten Gebieten

Um Prozesse in der Atmosphäre zu verstehen, die zu Übersättigung führen, müssen zuallererst die wichtigsten Feuchte-Größen (neben der relativen Feuchte, siehe Gleichung 11 und Gleichung 12) definiert werden (Kraus, 2004).

Die absolute Luftfeuchtigkeit a gibt die Masse des Wasserdampfes m_v in einem Luftvolumen V an. Sie ist demnach die Dichte des Wasserdampfes beziehungsweise die Wasserdampfkonzentration:

$$a := \rho_v = \frac{m_v}{V} = \frac{e}{R_v \cdot T}. \quad (13)$$

R_v steht auch hier wieder für die spezielle Gaskonstante des Wasserdampfes ($R_v = 461,4 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$).

Die Wasserdampf-sättigungskonzentration ist die Dichte, die dem Sättigungsdampfdruck bei einer gegebenen Temperatur T entspricht:

$$\rho_{v,x}^* = \frac{e_x^*}{R_v \cdot T}. \quad (14)$$

Der Index x wird durch w oder i ersetzt, je nachdem ob die Wasserdampf-sättigungskonzentration bezüglich Wasser oder Eis betrachtet wird.

Sobald Luftmassen in der Atmosphäre aufzusteigen beginnen, sinken der Luftdruck und die Temperatur. Die Wasserdampfkonzentration (siehe Gleichung 13) sinkt proportional zum Luftdruck, aber die Wasserdampf-sättigungskonzentration (siehe Sättigungsdampfdruckkurven in Abbildung 2.2 und Gleichung 14) sinkt gemäß der Clausius-Clapeyron-Gleichung fast exponentiell. Aufgrund der stärkeren Abnahme der Sättigungskonzentration im Vergleich zur Wasserdampfkonzentration ergibt sich Sättigung beziehungsweise Übersättigung, also ein Anstieg der relativen Feuchte. Regionen in der Atmosphäre, in denen der Wasserdampf übersättigt ist, nennt man eisübersättigte Gebiete.

Dass Eisübersättigung häufig mit aufsteigenden Luftströmungen korreliert, wurde bereits in mehreren Studien auf die überschüssige Feuchte aus den tieferen Schichten, die Abkühlung beim Aufstieg und den damit einhergehenden Anstieg der relativen Luftfeuchtigkeit zurückgeführt und belegt (siehe Gierens und Brinkop, 2012; Wilhelm et al., 2022).

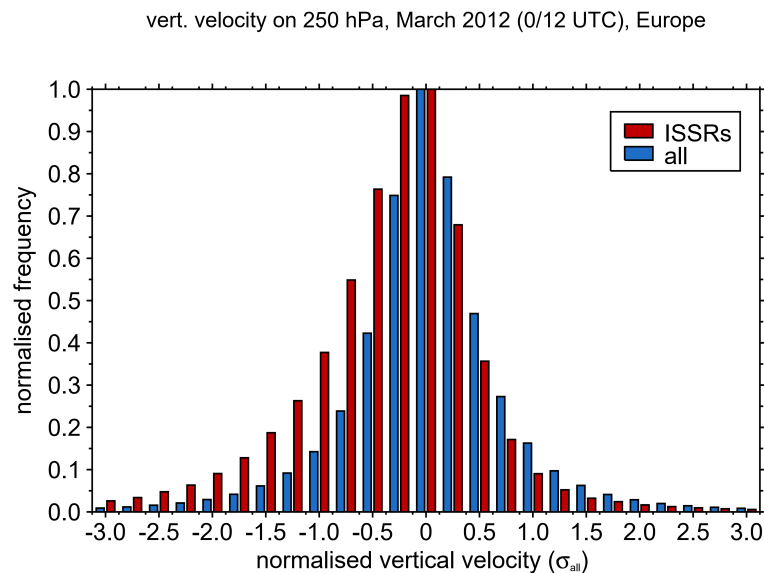


Abbildung 2.4: Histogramm der normierten Vertikalgeschwindigkeiten für Europa bei 250 hPa. Negative Werte bedeuten Aufwärtsbewegung, positive Werte sind mit Abwärtsbewegung verbunden. Die blauen Balken beinhalten alle Gitterboxen und die roten nur diejenigen, die mit ISSRs einhergehen. Die Daten sind mit der Standardabweichung des gesamten Datensatzes aller Vorhersagezeiten und aller Gitterboxen (σ_{all}) normiert. Die relativen Häufigkeiten des Auftretens von ISSRs sind so normiert, dass der Maximalwert 1 beträgt. Die Bin-Breite beträgt $\sigma_{all}/4$. Die Abbildung stammt von Gierens und Brinkop (2012).

In einer Studie von Gierens und Brinkop (2012) wurden die Vertikalgeschwindigkeit, die Divergenz und Vortizität innerhalb ISSRs untersucht. In Abbildung 2.4 ist die daraus entstandene Verteilung aller Daten (blau) und die entsprechende bedingte (mit

der Bedingung, dass ISS vorliegt) Wahrscheinlichkeitsverteilung (rot) dargestellt. Die Vertikalgeschwindigkeiten der Verteilung aller Daten liegen nahe bei null, während die bedingte Verteilung leicht in negative Richtung verschoben ist. Dies lässt auf Hebung innerhalb ISSRs schließen (Gierens und Brinkop, 2012).

In weiteren Untersuchungen (beispielsweise Kästner et al., 1999) wurde außerdem entdeckt, dass das Aufsteigen von feuchten Luftmassen und die Bildung von Eisübersättigung zudem mit positiver Divergenz zusammenhängen, wenn die Luft bis an die Tropopause aufsteigt. Denn dann wirkt diese wie eine Art obere Begrenzung, bis zu der die Luft aufsteigen kann. Folglich strömen die Luftmassen auseinander. Für den Wind $\vec{v}$ mit den Windkomponenten u in zonaler Richtung (West-Ost, x) und v in meridionaler Richtung (Süd-Nord, y) ist die horizontale Divergenz gegeben durch (Kraus, 2004):

$$\nabla \vec{v} = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y}. \quad (15)$$

Dies ist auch an den Histogrammen der Divergenz von Gierens und Brinkop (2012) (siehe Abbildung 2.5) erkennbar: Die ISSR-bedingte Divergenzverteilung (rot) ist im Vergleich zu der unbedingten Verteilung (blau) nach rechts verschoben, also in Richtung der positiven Werte. Dies deutet auf divergierende Luftmassen hin. Man beachte, dass die Divergenz (aus den ERA5-Daten, „ECMWF ReAnalysis (version 5)“) im weiteren Verlauf dieser Arbeit mit DIV_{ERA5} abgekürzt wird (siehe Kapitel 3.2).

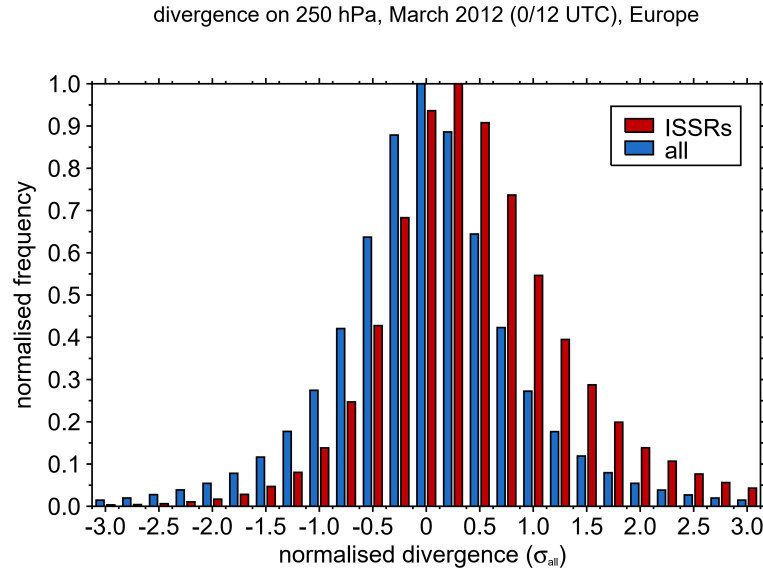


Abbildung 2.5: Wie in Abbildung 2.4, aber für die normierte Divergenz. Diese Abbildung stammt von Gierens und Brinkop (2012).

Hinzu kommt, dass vor allem in den mittleren Breiten Eisübersättigung mit antizyklonalen (im Uhrzeigersinn) Strömungen einhergeht. Zyklonale (gegen den Uhrzeigersinn) und antizyklonale Bewegung wird mit Hilfe der Rotation der Windgeschwindigkeit $\vec{v}$, der Wirbelstärke beziehungsweise der relativen Vortizität („vorticity“) bestimmt. Positive Werte der relativen Vortizität sind mit zyklonaler Bewegung und negative Werte mit antizyklonaler Bewegung verbunden. Die relative Vortizität ist folgendermaßen definiert (Kraus, 2004):

$$\zeta = \nabla \times \vec{v} = \text{rot } \vec{v} = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y}. \quad (16)$$

Später in diesem Kapitel wird auch noch der Begriff potentielle Vortizität/Vorticity eingeführt. Ist in dieser Arbeit nur von Vortizität/Vorticity die Rede, so ist die relative Vortizität/Vorticity gemeint.

Der Zusammenhang zwischen Eisübersättigung und antizyklonaler Luftbewegung ist auf die warmen/feuchten und kalten/trockenen Luftströme in synoptischen Ungleichgewichten der mittleren Breiten zurückzuführen. In den Tropen jedoch herrschen ohnehin hauptsächlich östliche Winde am Äquator und westliche Winde weiter nördlich und südlich, wodurch auch hier eine antizyklonale Strömung festzustellen ist. Aber die Beziehung zwischen der Bildung von ISSRs und der antizyklonalen Strömung in den Tropen ist rein zufällig (Gierens und Brinkop, 2012).

Auch die beiden Verteilungen der Vortizität von Gierens und Brinkop (2012) für alle Daten (blau) und für die reinen ISSR-Daten (rot) unterscheiden sich stark (siehe Abbildung 2.6): Beide Verteilungen zeigen unterschiedliche Formen. Die bedingte Verteilung ist deutlich schmaler als die unbedingte. Außerdem weist die Verteilung der ISSRs kaum positive Werte auf. Das bedeutet, die meisten ISSRs im analysierten Datensatz gehen mit antizyklonalen Strömungen einher (Gierens und Brinkop, 2012).

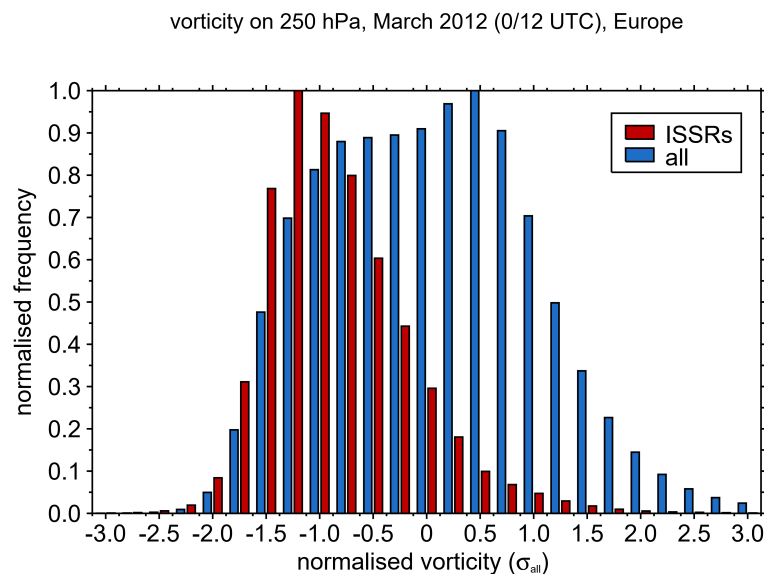


Abbildung 2.6: Wie in Abbildung 2.4, aber für die normierten Vortizitäten. Auch diese Grafik stammt von Gierens und Brinkop (2012).

Die drei Abbildungen 2.4, 2.5 und 2.6 von Gierens und Brinkop (2012), die die Zusammenhänge von Eisübersättigung mit der vertikalen Bewegungsrichtung der Luft, der Divergenz und der Vortizität zeigen, basieren auf Reanalysedaten.

In einer etwas neueren Studie von Wilhelm et al. (2022) wurden mit Hilfe von Reanalysedaten und Flugzeugmessungen (MOZAIC/IAGOS-Daten, „Measurement of Ozone and Water Vapour by Airbus In-Service Aircraft“/„In-service Aircraft for a Global Observing System“) Zusammenhänge zwischen persistenten Kondensstreifen und weiteren dynamischen Feldern analysiert. Dabei konnten besonders bei der relativen Vortizität, der potentiellen Vortizität, der normierten geopotentiellen Höhe und der Lapse Rate größere Unterschiede in den bedingten Wahrscheinlichkeitsverteilungen der Fälle mit persistenten Kondensstreifen (beziehungsweise der stark wärmenden Kondensstreifen) und der Fälle ohne persistente Kondensstreifen festgestellt werden.

Bevor auf die jeweiligen Zusammenhänge genauer eingegangen wird, werden nun zuerst einmal die bisher noch nicht definierten Größen eingeführt, wie die potentielle Vortizität, die geopotentielle Höhe und die Lapse Rate.

Die potentielle Vortizität gibt die Scherung von Strömungen an. Sie setzt die Rotation einer Fluidsäule mit deren Dicke in eine Beziehung. Sie ist folgendermaßen definiert (Bott, 2012):

$$PV = -g \cdot (\zeta_\theta + f) \cdot \frac{\partial \theta}{\partial p} = -g \cdot \eta \cdot \frac{\partial \theta}{\partial p}, \quad (17)$$

wobei g die Erdbeschleunigung von $9,81 \text{ m s}^{-2}$ und ζ_θ die relative Vorticity auf isentropen Flächen ist. Bei adiabatischen Prozessen ist die potentielle Vorticity eine Erhaltungsgröße. Die absolute Vorticity η setzt sich aus der relativen Vorticity ζ und dem Coriolisparameter f , der von der Rotation der Erde resultiert, zusammen.

Als isentrope Flächen bezeichnet man Flächen mit gleicher potentieller Temperatur. Die potentielle Temperatur θ eines Luftpakets ist diejenige Temperatur, die es annimmt, wenn es adiabatisch vom Ausgangsdruck p zu einem Referenzdruck p_0 (in der Regel 1000 hPa) bewegt wird (Bott, 2012):

$$\theta = T \cdot \left(\frac{p_0}{p} \right)^{R_L/c_p}. \quad (18)$$

Dabei ist R_L die spezifische Gaskonstante für trockene Luft ($R_L = 287 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$) und c_p die spezifische Wärmekapazität der Luft bei konstantem Druck ($c_p = 1005 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$). Somit ist $\frac{\partial \theta}{\partial p}$ in Gleichung 17 die Änderung der potentiellen Temperatur mit dem Druck p .

Abbildung 2.7a zeigt, dass für persistente Kondensstreifen, die in der Stratosphäre nur sehr selten vorkommen, die Werte der potentiellen Vortizität 2 PVU ($1 \text{ PVU} = 10^{-6} \text{ K m}^2 \text{ kg}^{-1} \text{ s}^{-1}$) kaum übersteigen (Wilhelm et al., 2022).

Das Geopotential ϕ ist die gegen das Gravitationsfeld der Erde aufzuwendende Arbeit, um eine Masse von 1 kg vom Meeresniveau um die Distanz dz bis zur Höhe z zu heben. Der Konvention nach wird das Geopotential auf Meeresniveau als null angenommen. Somit ergibt sich (Wallace und Hobbs, 2006):

$$d\phi = g(z) \cdot dz \Rightarrow \phi(z) = \int_0^z g(z) dz. \quad (19)$$

Die geopotentielle Höhe Z wird oftmals als vertikale Koordinate verwendet. Sie wird folgendermaßen berechnet (Wallace und Hobbs, 2006):

$$Z = \frac{\phi(z)}{g_0} = \frac{1}{g_0} \cdot \int_0^z g(z) dz, \quad (20)$$

wobei g_0 die global gemittelte Erdbeschleunigung von $9,81 \text{ m s}^{-2}$ ist. Die Normierung der geopotentiellen Höhe erfolgt nach Gleichung 24d (siehe später Kapitel 3.2).

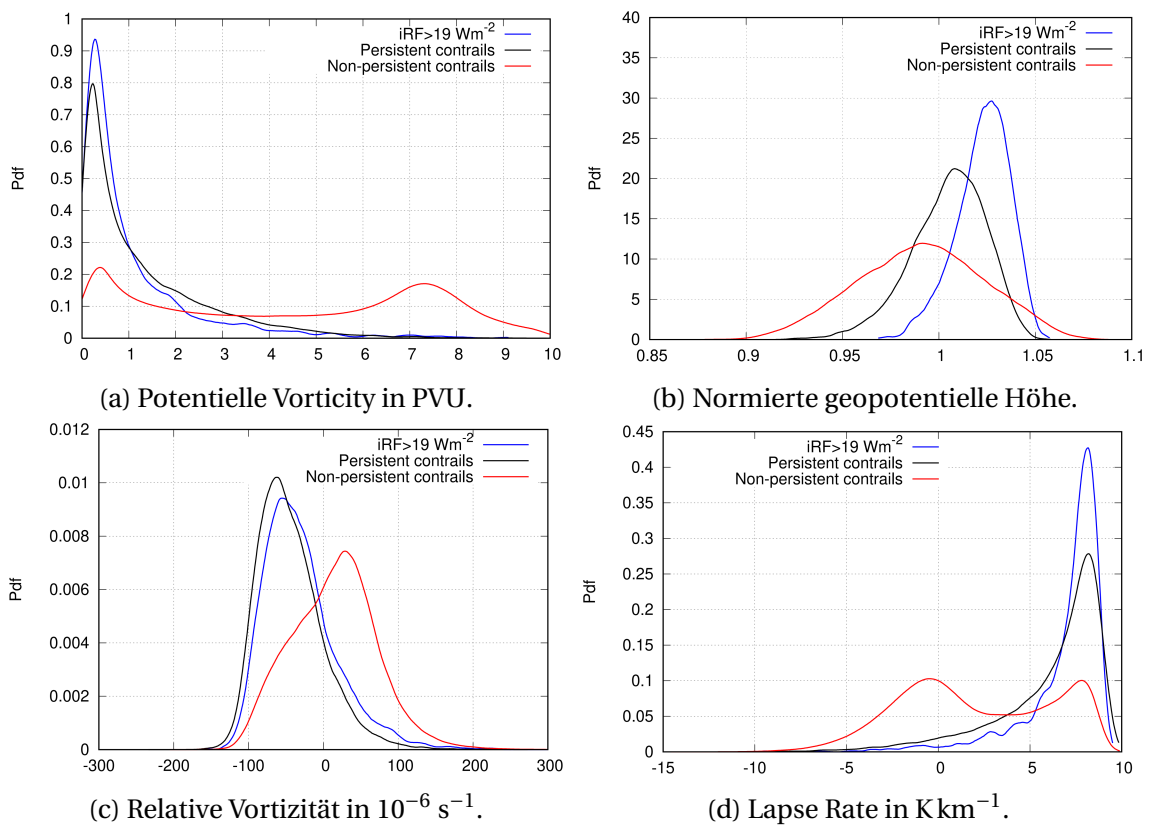


Abbildung 2.7: Wahrscheinlichkeitsdichtefunktionen für Situationen ohne persistente Kondensstreifen (rot), für Situationen mit persistenten Kondensstreifen (schwarz) und für Situationen mit stark wärmenden (hohe iRF- beziehungsweise IRF-Werte, „Instantaneous Radiative Forcing“) persistenten Kondensstreifen (blau). Die ausschlaggebenden Faktoren für die Entscheidung über Persistenz stammen von den Flugzeugmessungen MOZAIC/IAGOS. Die Bilder der PDFs sind von Wilhelm et al. (2022).

Nach Abbildung 2.7b finden sich persistente Kondensstreifen vor allem in Gebieten, in denen die normierte geopotentielle Höhe überdurchschnittlich groß ist.

Die bereits eingeführte relative Vortizität für Fälle mit persistenten Kondensstreifen und nicht-persistenten Kondensstreifen wurde ebenfalls in der aktuelleren Studie von Wilhelm et al. (2022) analysiert. Abbildung 2.7c zeigt die bedingten Verteilungen. Auch hier ist die Verteilung für persistente Kondensstreifen deutlich im negativen Bereich, was zeigt, dass persistente Kondensstreifen mit antizyklonalen Strömungen einhergehen. Dies stimmt mit den Ergebnissen von Gierens und Brinkop (2012) überein.

Die Lapse Rate beschreibt den vertikalen Temperaturgradienten mal -1 und ist ein Maß für die Stabilität einer Schichtung. Die Formel ist in Kapitel 3.2 (Gleichung 23) angegeben. Die Lapse Rates in Abbildung 2.7d decken den Bereich von -15 bis fast 10 K km^{-1} ab. Etwa 20 % der persistenten Kondensstreifen treten bei Lapse Rates von über etwa 8 K km^{-1} auf. Solche Verhältnisse sind ansonsten selten (Wilhelm et al., 2022). Dadurch, dass persistente Kondensstreifen Lapse Rates um die 8 K km^{-1} favorisieren und sich dieser Wert nur geringfügig vom trockenadiabatischen Temperaturgradienten ($9,8 \text{ K km}^{-1}$) unterscheidet (Wallace und Hobbs, 2006), lässt dies darauf schließen, dass persistente Kondensstreifen vermehrt in Schichtungen schwacher statischer Stabilität auftreten.

In einer weiteren Studie von Gierens et al. (2022) wurde ebenfalls der Zusammenhang zwischen der Lapse Rate und potentiellen persistenten Kondensstreifen (Eisübersättigung) analysiert. Es zeigte sich, in Übereinstimmung mit Wilhelm et al. (2022), dass Lapse Rates in eisübersättigten Regionen häufig am Stabilitätslimit liegen. Durch das Anheben einer Luftschicht wird deren Temperaturgradient steiler, solange die relative Luftfeuchtigkeit in der gesamten angehobenen Schicht unterhalb der Sättigung liegt. Aufgrund der Massenerhaltung bleibt dabei der Druckunterschied zwischen der oberen und unteren Grenze der Luftschicht konstant. Wird die Luftschicht adiabatisch gehoben, steigt die obere Grenze stärker an als die untere, wodurch der Temperaturabfall an der oberen Grenze größer ist als an der unteren. Dieselbe Konsequenz gilt für den Wasserdampf-sättigungsdruck, wodurch das relative Feuchteprofil in der Schicht steiler wird. Somit wird zuerst an der oberen Grenze und später im Rest der Luftschicht Sättigung erreicht. Sobald Sättigung an der oberen Grenze erreicht wird beziehungsweise Kondensation von Wassertropfen oder Eiskristallbildung einsetzt, verlangsamt die Freisetzung latenter Wärme die Verteilung des Temperaturgradienten und die Lapse Rate nähert sich nicht mehr null, sondern dem feuchtadiabatischen Temperaturgradienten (Gierens et al., 2022).

2.3.3 Vorkommen von Eisübersättigung in der Erdatmosphäre

Da nun bekannt ist, was Eisübersättigung ist und welche meteorologischen Größen und physikalischen Prozesse mit dieser zusammenhängen, kann nun darauf eingegangen werden, wo und wann sie in der Atmosphäre auftritt.

Eisübersättigte Gebiete haben typischerweise eine horizontale Ausdehnung (gemessen in Weglänge, also dem eindimensionalen Weg des Flugzeugs durch eine ISSR) in der Größenordnung von 150 km mit einer Standardabweichung von 250 km (Gierens und Spichtinger, 2000; Spichtinger und Leschner, 2016), wobei ISSRs in den Tropen kleiner sind als in den Außertropen (Spichtinger und Leschner, 2016). Ihre Dicke beträgt in etwa 560 m mit einer Standardabweichung von 610 m (Spichtinger et al., 2003a), wobei die ermittelte Dicke stark von der Vertikalauflösung der Radiosondendaten abhängt. Bei höherer Auflösung sind dünnere ISS-Schichten feststellbar. Diese sind dann jedoch häufig übereinandergestapelt (Gierens et al., 2020b). ISSRs befinden sich hauptsächlich direkt unterhalb der Tropopause (Spichtinger et al., 2003a).

In einer Studie von Petzold et al. (2020) wurde die vertikale Verteilung und Saisonalität eisübersättigter Regionen untersucht (siehe Abbildung 2.8). Die Farbskala gibt die relative Feuchte bezüglich Eis in % an. In Tropopausennähe ist dabei eine Schicht mit einer mittleren RH_i von 60 % festzustellen, die kaum jahreszeitliche Schwankungen aufweist. Direkt unterhalb der Tropopause folgt eine sehr feuchte Schicht mit Durchschnittswerten von bis zu 80 % und nur schwachen saisonal bedingten Änderungen. Ab einem Kilometer unterhalb der Tropopause nimmt die Feuchte stark zu. Diese Schicht ist von stärkeren saisonalen Veränderungen gekennzeichnet: trockene Luft in den Sommermonaten und sehr feuchte Luft im Winter und Frühling (Petzold et al., 2020).

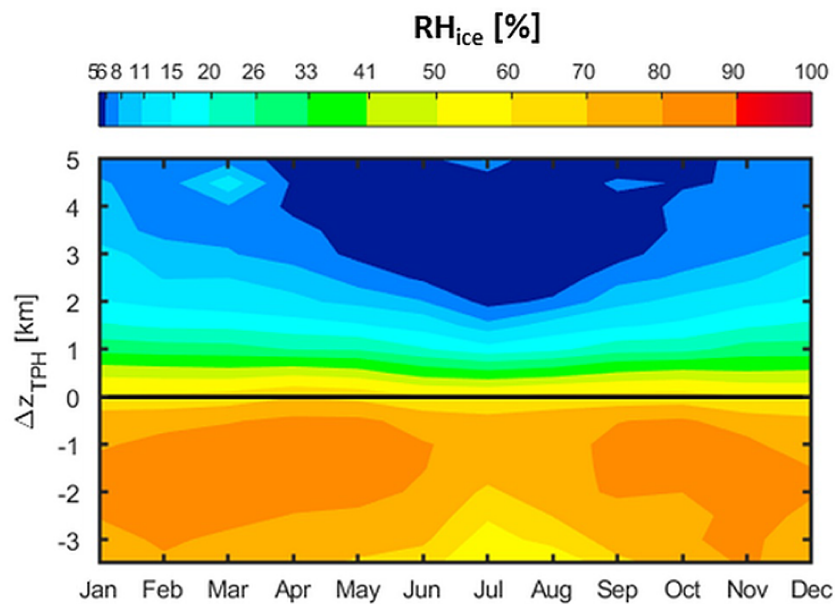


Abbildung 2.8: Die über 15 Jahre gemittelten Zyklen der relativen Feuchte bezüglich Eis für Europa (40° bis 60° Nord, 5° West bis 30° Ost). Die horizontale Linie stellt die Tropopausenhöhe (TPH, „TropoPause Height“) dar. Die x-Achse enthält die einzelnen Monate und die y-Achse beschreibt die Entfernung zur Tropopause in Kilometern. Die Abbildung stammt von Petzold et al. (2020).

In einer Studie von Lamquin et al. (2012) wurden Daten von MOZAIC und Messungen des Atmospheric InfraRed Sounder (AIRS) verwendet, um die Häufigkeit des Eintretens eisübersättigter Gebiete zu ermitteln. Abbildung 2.9 zeigt die globale Verteilung des Eintretens von ISSRs auf verschiedenen Druckniveaus (Lamquin et al., 2012). Die größten Häufigkeiten von ISSRs folgen in etwa der Lage der Tropopause: In hohen Schichten (100–150 hPa) ist Eisübersättigung vermehrt in den Tropen zwischen 15°N und 15°S, wobei sich die Maxima hauptsächlich über den Kontinenten befinden. Dieses „Band“ wird durch Zonen hoher Häufigkeit entlang der innertropischen Konvergenzzone (ITCZ) unterbrochen (Spichtinger et al., 2003b). Das Band mit großer ISSR-Auftrittswahrscheinlichkeit wird schwächer für tiefere Druckniveaus (150 – 200 hPa). In Höhen zwischen 200 und 250 hPa treten eisübersättigte Gebiete in den mittleren Breiten auf, die mit dem Jetstream in Verbindung gebracht werden. Die Häufigkeit des Auftretens von ISSRs in niedrigeren Schichten (250–300 hPa) steigt in den mittleren Breiten und auch über den Polarregionen nimmt die Häufigkeit zu. Für 300 – 400 hPa und 400 – 500 hPa ist ausschließlich in den Polarregionen Eisübersättigung vorherrschend (Lamquin et al., 2012).

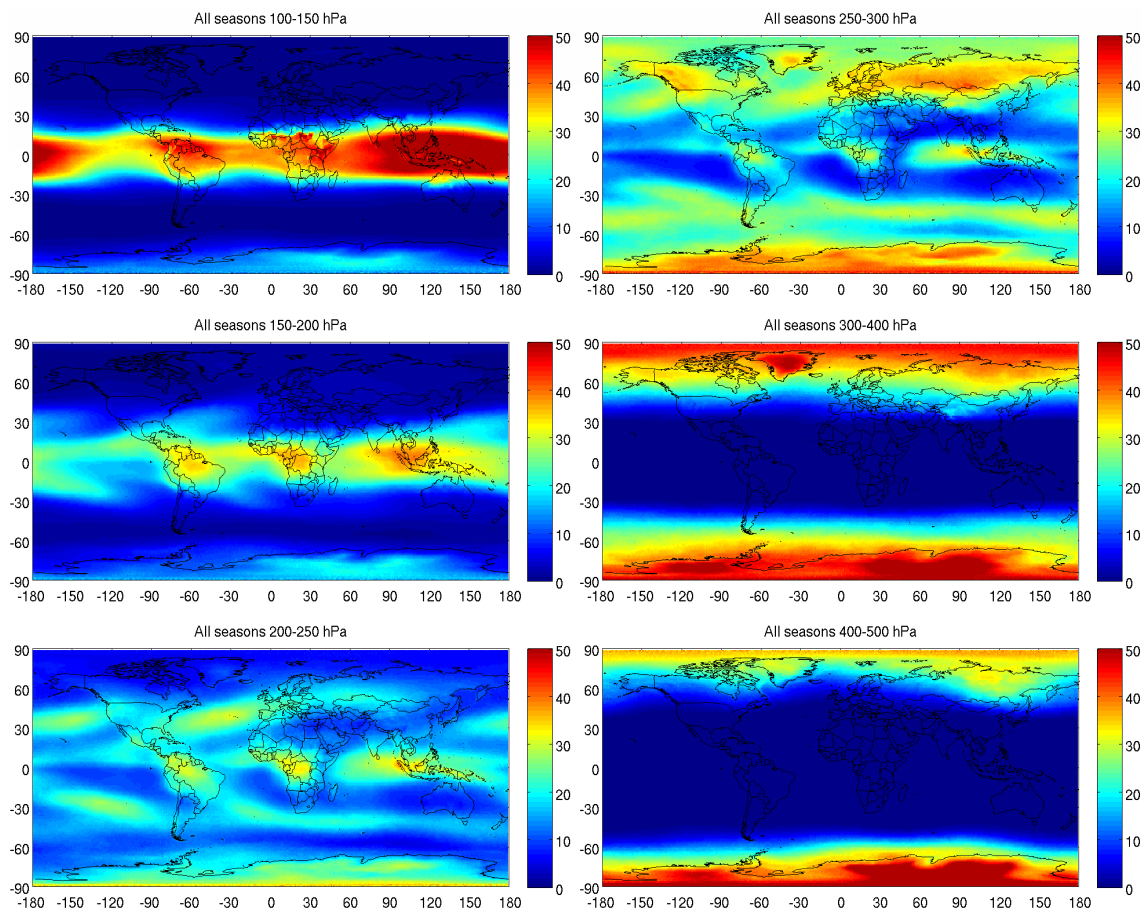


Abbildung 2.9: Häufigkeit des Auftretens von Eisübersättigung in % aus AIRS (2003 bis 2009) auf den Druckniveaus 100–150, 150–200, 200–250, 250–300, 300–400 und 400–500 hPa. Die Grafiken stammen von Lamquin et al. (2012).

Eisübersättigung tritt demnach verschieden häufig in unterschiedlichen Drucklevels auf. Die Häufigkeit ändert sich aber nicht nur mit der Höhe, sondern auch mit der Jahreszeit:

Aus einer Studie von Spichtinger et al. (2003a) ging hervor, dass ISSRs, die im Jahresmittel zwischen 200 und 450 hPa liegen, sich im Sommer und Frühling durchschnittlich höher (300 hPa) befinden als im Winter und Frühling (340 hPa). Hinzu kommt, dass sich die Häufigkeit des Auftretens von Eisübersättigung in den mittleren Breiten im Winter im Vergleich zum Sommer erhöht (Lamquin et al., 2012; Spichtinger et al., 2003a,b). Dies lässt sich dadurch erklären, dass die spezifische Luftfeuchtigkeit in den mittleren Breiten in der oberen Troposphäre einem starken saisonalen Zyklus unterliegt, der den saisonalen Temperaturänderungen folgt (mit einem ausgeprägten Winterminimum und einem Sommermaximum). Aufgrund der geringeren Temperaturen im Winter und dem folglich geringerem Sättigungsdampfdruck folgt eine höhere relative Feuchte (Kley et al., 2000, Kapitel 3.3.2). Auch in den Weglängen, also den eindimensionalen Wegen von Flugzeugen durch ISSRs, gibt es einen saisonalen Zyklus, der in den Extratropen ausgeprägt ist aber in den Tropen nur schwach (Spichtinger und Leschner, 2016).

2.3.4 Persistente Kondensstreifen, Klimatologie und Lebenszeit

Wie bereits gezeigt, befinden sich ISSRs hauptsächlich unterhalb der Tropopause. Aus diesem Grund sind persistente Kondensstreifen besonders in dieser Region anzutreffen. Dort ist es normalerweise kalt und feucht genug, sodass das Schmidt-Appleman-Kriterium erfüllt ist. In niedrigeren Höhen ist es zu warm. Dort entstehen nicht einmal kurzlebige Kondensstreifen. In höheren Bereichen, das heißt in der Stratosphäre, ist es häufig zu trocken für die Bildung von Kondensstreifen. Somit sind (persistente) Kondensstreifen hauptsächlich in Tropopausenhöhe zu finden (Sausen et al., 1998).

In einer Studie von Sausen et al. (1998) wurde die Kondensstreifenbedeckung durch den thermodynamischen Zustand der Atmosphäre (aus ECMWF-Reanalysedaten, „European Centre for Medium-Range Weather Forecasts“) und durch den Treibstoffverbrauch (als Ersatz für die Häufigkeit des Flugverkehrs) nach dem DLR-2-Datensatz (Schmitt und Brunner, 1997) errechnet.

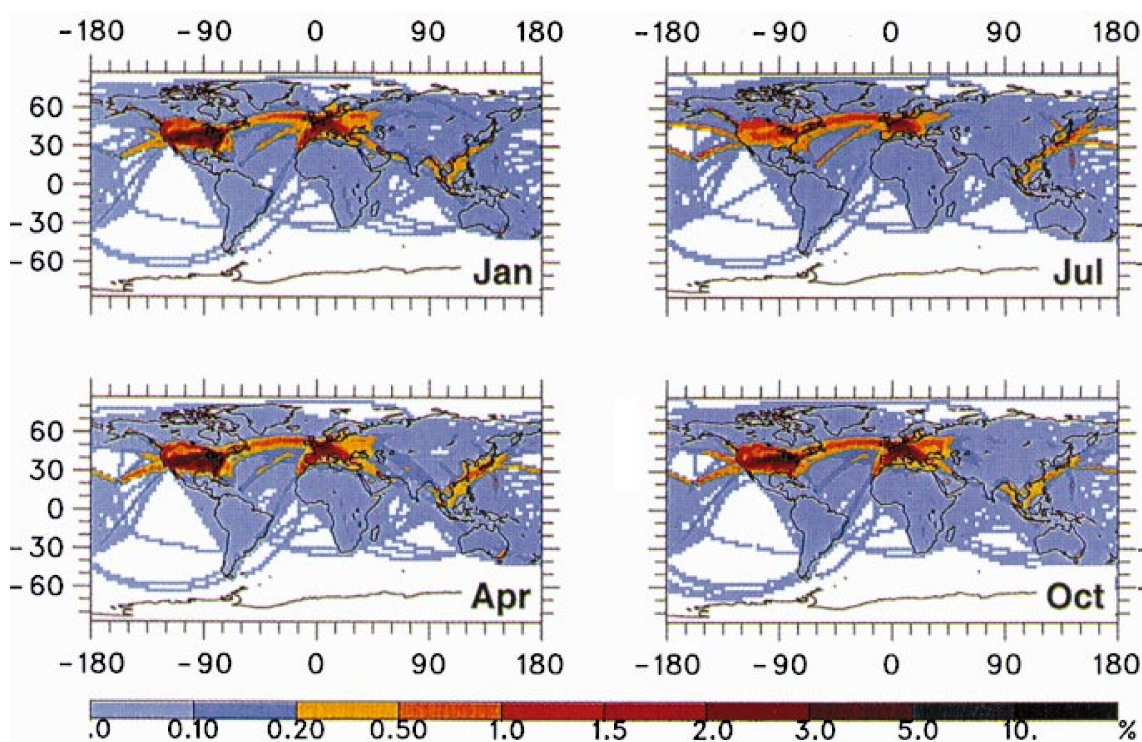


Abbildung 2.10: Bedeckung persistenter Kondensstreifen für Januar, Juli, April und Oktober in %, summiert über sieben Schichten bei 100 hPa, 150 hPa, 200 hPa, 250 hPa, 300 hPa, 400 hPa und 500 hPa unter Annahme des sogenannten „maximum random overlap“ von 1992. Die Abbildungen stammen von Sausen et al. (1998).

Abbildung 2.10 zeigt die Bedeckung persistenter Kondensstreifen für unterschiedliche Monate. Regional sind im Jahreszyklus deutliche Unterschiede der Kondensstreifenbedeckung festzustellen. Die erkennbaren Flugrouten sind deutlich als Gebiete erhöhter Kondensstreifenbedeckung zu identifizieren. Die saisonale Schwankung der Bedeckung persistenter Kondensstreifen ist konsistent mit der jahreszeitlichen Schwankung der Temperatur in der oberen Troposphäre beziehungsweise mit der Schwankung des Auftretens feuchter, kalter Gebiete. In den mittleren Breiten sind im Winter höhere Werte der Bedeckung erkennbar als im Sommer. Global beträgt die Kondensstreifenbedeckung

im jährlichen Mittel 0,09 %. Diese Angaben beziehen sich auf 1992. Höchstwerte der Bedeckung persistenter Kondensstreifen von über 5 % sind über dem Osten der USA entlang der Hauptflugrouten zu finden (Sausen et al., 1998). Aufgrund der Zunahme des Luftverkehrs ist anzunehmen, dass die Kondensstreifenbedeckung mit Ausnahme der von COVID-19 betroffenen Jahre (Teoh et al., 2024) langfristig ansteigt (Lee et al., 2021). In einer Untersuchung (Gierens und Vázquez-Navarro, 2018) konnte mit Hilfe von Satellitendaten und einer Monte-Carlo-Simulation die Lebensdauer von Kondensstreifen ermittelt werden. Im Durchschnitt beträgt diese $3,7 \pm 2,8$ h. 80 % der persistenten Kondensstreifen haben eine Lebensdauer von bis zu 5 Stunden. Überdurchschnittlich langlebige Kondensstreifen wurden außerdem von Minnis et al. (1998) von über 17 Stunden und von Haywood et al. (2009) und Gierens und Vázquez-Navarro (2018) von bis zu 18 Stunden gefunden. Etwa 5 % haben eine Lebenszeit von über 10 Stunden. Außerdem wurde in dieser Studie erkannt, dass Kondensstreifen in der Nacht tendenziell eine etwas kürzere Lebensdauer haben als tagsüber (Gierens und Vázquez-Navarro, 2018). Vermutlich liegt das daran, dass tagsüber aufgrund der Sonneneinstrahlung mehr Luft aufsteigt, die anschließend abkühlt, wodurch die relative Luftfeuchtigkeit ansteigt. Somit ist ein Feuchte-Nachschub gegeben und Eisübersättigung kann länger in der Atmosphäre aufrechterhalten werden als das nachts der Fall ist.

Quaas et al. (2021) untersuchten in einer Studie mit Hilfe von Satellitenbeobachtungen die Veränderung der Kondensstreifenbedeckung (von März bis Mai 2020), die während der COVID-19-Pandemie festgestellt werden konnte. Durch die drastische Reduktion des Flugverkehrs verringerte sich im Vergleich zum normalen Flugbetrieb in den 20 % der mittleren Breiten der nördlichen Hemisphäre mit dem größten Flugverkehrsrückgang der Zirrusanteil im Durchschnitt um circa $9 \pm 1,5$ % und die Emissivität der Zirruswolken um circa 2 ± 5 %. Ähnliche Ergebnisse konnten auch von Schumann et al. (2021) berichtet werden: Ein Vergleich der Kondensstreifenbedeckung zwischen dem Zeitraum von März bis August 2020 (während der COVID-19-Pandemie) und dem Zeitraum von März bis August 2019 zeigt, dass sich diese über Europa mit einer optischen Dicke von mehr als 0,1 von 4,6 % im Jahr 2019 auf 1,4 % im Jahr 2020 verringerte. Diese Reduktion der Kondensstreifenbedeckung verursachte nach Schumann et al. (2021) einen Rückgang des Nettostrahlungsantriebs um 54 %.

2.4 Möglichkeiten der Kondensstreifenvermeidung

Kondensstreifen haben einen erwärmenden Einfluss auf das Klima der Erde. Aus diesem Grund gibt es bereits verschiedene Ansätze und Studien, wie die Bildung von Kondensstreifen verhindert werden könnte. Einige dieser Möglichkeiten werden nun im Folgenden erläutert und diskutiert.

2.4.1 Veränderung der Eigenschaften von Kondensstreifen durch den Einsatz alternativer Treibstoffe

Kondensstreifen wirken auf das Klimasystem der Erde, indem sie den atmosphärischen Austausch der Strahlungen zwischen der Erde und dem Weltraum behindern. Eine Reduzierung der optischen Dicke und eine Verkürzung der Verweildauer eines Kondensstreifens können dessen Klimawirkung in positiver Weise verändern. Vergleicht man zwei Kondensstreifen mit gleicher Gesamtmasse des Eises aber mit unterschiedlicher Eiskristallkonzentration miteinander, so ist der Kondensstreifen mit weniger Eiskristallen optisch dünner und hat gleichzeitig die vergleichsweise größeren Eiskristalle, die,

durch die Schwerkraft bedingt, schneller ausfallen, sodass die Lebenszeit des Kondensstreifens ebenfalls verkürzt wird. Während die Gesamtmasse des Eises eines Kondensstreifens fast ausschließlich von den Bedingungen der Umgebung abhängt, kann die Eiskristallanzahl durchaus verändert werden (Gierens, 2010).

Alternative Treibstoffe können die Eigenschaften von Kondensstreifen auf unterschiedliche Weise verändern und gleichzeitig wird der Ausstoß von CO_2 reduziert. Der Antrieb durch flüssigen Wasserstoff (LH_2) wird derzeit in vielen Studien erforscht (Klug und Ponater, 2001; Ström und Gierens, 2002; Marquart et al., 2005; Gierens, 2021a; Bier et al., 2024; Lottermoser und Unterstraßer, 2025). Ein mit flüssigem Wasserstoff betriebenes Flugzeug (Cryoplane) produziert während der Verbrennung keine Aerosole, sodass Kondensstreifen durch Kondensation von Wasser auf den Partikeln der Umgebung entstehen (Schumann, 1996). Gegenwärtig wird die Möglichkeit diskutiert, dass emittierte Schmieröltröpfchen (ultrafeine Öltröpfchen aus der Flugzeugschmierung) als Kondensationskerne dienen könnten (Ungeheuer et al., 2021; Ponsonby et al., 2024). Wenn man von letzterem absieht, weisen diese Kondensstreifen eine um ein bis zwei Größenordnungen geringere Anzahl an Eiskristallen auf, die wiederum vier- bis sechsmal größer sind als diejenigen in Kondensstreifen kerosinbetriebener Flugzeuge (Ström und Gierens, 2002). Aufgrund des rasanten Eispartikelwachstums setzt die Sedimentation der Eiskristalle verhältnismäßig früher ein, wodurch Kondensstreifen von LH_2 -Flugzeugen einerseits um den Faktor drei optisch dünner sind als Kerosin-Kondensstreifen (Ström und Gierens, 2002) und somit eine geringere Rückstreuung der Solarstrahlung aufweisen und andererseits kürzer in der Atmosphäre verweilen.

Jedoch ist die Herstellung von flüssigem Wasserstoff sehr teuer und die Umstellung äußerst aufwändig. Aus diesem Grund sind mit Wasserstoff betriebene Flugzeuge eine Alternativlösung für die ferne Zukunft. Eine weitere Möglichkeit, die zeitlich gesehen vielversprechender erscheint, ist der Einsatz von nachhaltigen Flugkraftstoffen (SAFs, „Sustainable Aviation Fuels“), die bereits heute Kerosin beigemischt werden.

Alternative Treibstoffe haben im Vergleich zu Kerosin einen höheren spezifischen Energiegehalt und weisen zudem ein höheres Verhältnis von Wasserstoff- zu Kohlenstoffatomen (H/C -Verhältnis) auf (Anderson et al., 2011). Das höhere H/C -Verhältnis kommt von dem geringeren Anteil an Ringmolekülen, den Ausgangskomponenten für die Bildung von Rußpartikeln, im Vergleich zu linearen Kohlenwasserstoffen (Hofer et al., 2024a). Somit führt eine Reduzierung der Ringmoleküle zu einer geringeren Konzentration der Rußanzahl im Abgas, was wiederum zu einer geringeren Konzentration der Eiskristallanzahl in Kondensstreifen führt (Bräuer et al., 2021; Voigt et al., 2021). Die Eiskristallanzahl verringert sich bei den aktuellen Rußkonzentrationen im Kraftstoff proportional zur Reduktion der Rußzahlemission bis zu einem Faktor von circa 100. Wird dieser Faktor noch weiter erhöht, wirken volatile, emittierte Partikel und Partikel aus der Umgebung als Kondensationskerne, sodass die Eiskristallanzahl wieder zunehmen kann (Kärcher und Yu, 2009; Kärcher, 2018). Außerdem haben alternative Treibstoffe einen höheren Wasserstoffgehalt im Vergleich zu Kerosin, wodurch der G -Faktor erhöht ist. Die allgemeine Temperaturgrenze für das spontane Gefrieren liegt bei etwa -38°C ($\approx 235,15\text{ K}$) (Murphy und Koop, 2005). Bei Temperaturen unterhalb dieser Grenze gefrieren die Tröpfchen. Für Kondensstreifen kerosinbetriebener Flugzeuge, für die das SAC erfüllt ist, liegt T_{max} bei etwa -40°C und die Tröpfchen gefrieren generell. Bei alternativen Treibstoffen, für die der G -Faktor erhöht ist, kann der Fall eintreten, dass T_{max} größer als $235,15\text{ K}$ ist und die Tröpfchen nicht gefrieren. Somit ergibt sich ein maximales $G_{\text{max}} = 2,38\text{ Pa K}^{-1}$, bei dem die Tröpfchen noch gefrieren (Megill und

Grewe, 2025).

Aber die Wahrscheinlichkeit für die Bildung von Kondensstreifen, insbesondere auch von persistenten Kondensstreifen (Caiazzo et al., 2017; Narciso und de Sousa, 2021; Teoh et al., 2022b), ist bei Flugzeugen mit alternativen Treibstoffen, wie beispielsweise CH_4 (Methan) oder LH_2 (flüssiger Wasserstoff), verhältnismäßig größer (Noppel und Singh, 2007; Lee et al., 2012), da bei diesen bereits bei höheren Umgebungstemperaturen, also in niedrigeren Höhen, Kondensstreifen erzeugt werden können. Dadurch, dass der Einsatz alternativer Treibstoffe jedoch zu optisch dünneren Kondensstreifen mit kürzerer Lebensdauer (Burkhardt et al., 2018; Bock und Burkhardt, 2019) führt, wodurch ihre Klimawirkung im Vergleich zu Kerosin-Kondensstreifen reduziert ist (Klimaeffekt ist nicht proportional zur Verringerung der Eiskristallanzahl und er variiert mit dem Breitengrad, siehe Bier und Burkhardt, 2019), stellen Flugzeuge mit alternativen Treibstoffen durchaus eine Alternative zu mit Kerosin betriebenen Flugzeugen dar (Ponater et al., 2006).

2.4.2 Zeitliche Verschiebung von Flügen

Der von Kondensstreifen ausgehende Strahlungsantrieb setzt sich aus dem kurzwelligen und langwelligen Effekt zusammen. Diese variieren je nach Sonnenstand in ihrer Größe. Während sich tagsüber der Netto-Strahlungsantrieb aus beiden Effekten ergibt, entspricht er in der Nacht ausschließlich dem langwelligen Anteil. Der langwellige Anteil ändert sich während eines Tages kaum. Der Effekt der kurzwelligen Strahlung hingegen wird stark vom Sonnenstand dominiert (Myhre und Stordal, 2001). Der kurzwellige, kühlende Strahlungseffekt ist besonders groß, wenn der Zenitwinkel $70^\circ - 80^\circ$ erreicht, wenn die Sonne sehr tief steht (Haywood und Shine, 1997), da in diesem Fall ein großer Teil der Solarstrahlung durch Kondensstreifen direkt zurückreflektiert werden kann. Myhre und Stordal (2001) und Stuber et al. (2006) zeigten auf, dass durch eine Verschiebung der Flugzeiten auf Morgen- und Abendstunden und eine Vermeidung von Nachtflügen der Strahlungsantrieb von sehr jungen, noch linienförmigen Kondensstreifen stark verringert werden könnte. Dies konnte anhand einer Studie entdeckt werden, bei der die Bedeckung von noch jungen, linienförmigen Kondensstreifen untersucht wurde (Stuber et al., 2006). Dabei konnte beobachtet werden, dass obwohl Nachtflüge nur 25 % aller Flüge eines Tages ausmachen, sie trotzdem zu 60 bis 80 % des Strahlungsantriebs beitragen. Jedoch ist hier anzumerken, dass der Bedeckungsgrad von Kondensstreifen nicht nur von der Flugverkehrsdichte abhängt, sondern dieser ebenso von der synoptischen Situation beeinflusst wird. Unter Umständen können der Bedeckungsgrad und die Lebenszeit von Kondensstreifen durch horizontale Verbreiterung trotz einer Reduktion des Flugverkehrs steigen (Bock und Burkhardt, 2016).

In der Untersuchung von Stuber et al. (2006) konnte außerdem festgestellt werden, dass zwar nur 22 % des jährlichen Flugverkehrs im Winter (Dezember bis Februar) stattfinden, diese Flüge aber zur Hälfte des mittleren jährlichen Strahlungsantriebs beitragen. Somit könnte durch strukturelle, zeitliche Umplanung mancher Flüge der Strahlungsantrieb von Kondensstreifen bereits deutlich reduziert werden.

2.4.3 Änderung der Flughöhe

Die durchschnittliche Flughöhe von Passagierflugzeugen beträgt circa 11 km. Die Auswirkungen der Änderung der Flughöhe auf die Kondensstreifenbedeckung wurden bereits mehrfach untersucht, unter anderem von Sausen et al. (1998), Williams et al. (2002) und Fichter et al. (2005). Die Höhe des durchschnittlichen Auftretens eisübersättigter Gebiete und persistenter Kondensstreifen ist stark vom jeweiligen Breitengrad abhängig. Deshalb ist eine allgemeine, globale Reduktion oder Erhöhung der Flughöhe nicht zielführend (Sausen et al., 1998). Vielversprechender hingegen sind regionale Änderungen der Flughöhe, denn bei einer Erhöhung (Reduzierung) der durchschnittlichen Reiseflughöhe können in den niedrigen Breiten mehr (weniger) und in den mittleren Breiten weniger (mehr) Kondensstreifen beobachtet werden. Dies lässt sich dadurch erklären, dass in geringeren Flughöhen in den niedrigen Breiten die Temperaturen so hoch sind, sodass Kondensstreifenbildung nicht eintreten kann. In den mittleren Breiten ist eine Erhöhung der Flughöhe vorteilhaft, da auf diese Weise bereits häufig die Stratosphäre erreicht wird, in der aufgrund der Trockenheit Kondensstreifenbildung kaum möglich ist (Sausen et al., 1998; Schumann, 2005). Nachteilig hingegen sind die längeren Verweildauern der Emissionen in der Stratosphäre, insbesondere die des Wasserdampfes, und die damit verbundenen chemischen Auswirkungen auf das Ozon (Gierens, 2010; Stenke und Grewe, 2005).

2.4.4 Operationelle Methoden

Eine effektivere Maßnahme als allgemein höher oder tiefer zu fliegen, ist es, nur dann die Flughöhe zu verändern, wenn das Flugzeug ansonsten durch eine ISSR hindurchfliegen würde. Mannstein et al. (2005) fanden in einer Studie heraus, dass durch eine Flughöhenänderung um weniger als 2000 Fuß bereits 50 % der Kondensstreifen vermieden werden können. Für eine allgemeine Minimierung der Flughöhe mit dem Ziel der Kondensstreifenprävention wären jedoch mindestens 6000 Fuß notwendig, um ähnliche Ergebnisse zu erzielen. Eine ISSR zu meiden ist auch durch horizontale Ausweichmanöver möglich, jedoch würde dies aufgrund der meist verhältnismäßig größeren Fläche längere Flugstrecken und somit einen höheren Kraftstoffverbrauch und längere Flugzeiten mit sich bringen als eine vertikale Umlenkung. Der zusätzliche Kraftstoffverbrauch durch Flugzeugumleitungen wurde bereits in einer Studie von Campbell et al. (2009) analysiert: Der Kraftstoffverbrauch steigt in dieser Studie um 1,48 %, wenn etwa 50 % der persistenten Kondensstreifen vermieden werden, und um 6,19 %, wenn 100 % der langlebigen Kondensstreifen verhindert werden.

Eine weitere Idee ist es, sich besonders auf die stark wärmenden Kondensstreifen zu konzentrieren und vor allem die Entstehung dieser zu verhindern (Gierens, 2018). Die Meidung von eisübersättigten Gebieten zur Kondensstreifenprävention wurde bereits in vielen Studien in der Theorie erforscht (siehe zum Beispiel Wei et al., 2013; Amin und Alam, 2015; Rosenow et al., 2016, 2018; Teoh et al., 2020). Diese Methode wurde erstmals mit Hilfe eines Experiments in der Praxis getestet (Hofer, 2022; Sausen et al., 2023), bei dem gezeigt werden konnte, dass die Vermeidung von persistenten Kondensstreifen durch Umleitung realer Flüge prinzipiell möglich ist, aber vor einer allgemeinen Einführung noch Probleme (insbesondere der numerischen Wettervorhersage, siehe Kapitel 2.5) zu lösen sind.

In weiteren Studien werden die optimalen Flugbahnen mit Hilfe von Klimakostenfunktionen (CCFs, „Climate Change Functions“) gefunden, wie in Grewe et al. (2014) und

Frömming et al. (2021), oder mit algorithmischen Klimakostenfunktionen (aCCFs, „algorithmic Climate Change Functions“), wie in van Manen und Grewe (2019), Yamashita et al. (2021), Matthes et al. (2021) und Rao et al. (2022). Dabei sind die bestmöglichen Routen diejenigen, die mit den geringsten Kosten den größten Effekt bezüglich der Reduktion der Klimawirkung des Flugverkehrs liefern.

Voraussetzung für die Meidung der Durchquerung eisübersättigter Gebiete im Allgemeinen ist jedoch zuallererst die genaue Vorhersage des Ortes und des Zeitpunktes des Auftretens dieser Regionen, die bisher noch nicht zufriedenstellend ist, um diese Art von Umleitungen flächendeckend zu etablieren. Das womöglich erste Modell, das Informationen über Eisübersättigung liefern konnte, ist das operationelle Modell des ECMWF, das seit September 2006 Eisübersättigung vorhersagt (Gierens, 2010). Für eine genauere Vorhersage sind jedoch weitere Verbesserungen nötig, wie eine genauere Darstellung der Wolkenmikrophysik in den Modellen (Sperber und Gierens, 2023) und eine Bereitstellung von mehr Daten der relativen Feuchte in der oberen Troposphäre, die in die Datenassimilation eingehen (von Bonhorst, 2025). Dafür würde eine Ausstattung von Verkehrsflugzeugen mit Feuchtigkeitssonden (beispielsweise AMDAR, „Aircraft Meteorological Data Reporting to the weather centres“) gewinnbringend sein, sodass die Messungen in der oberen Troposphäre in die Datenassimilation mit eingehen könnten, um so eisübersättigte Regionen besser prognostizieren zu können. Sobald diese Gebiete mit einer zufriedenstellenden Genauigkeit prognostiziert werden können, kann sich im nächsten Schritt auf die Vorhersage des von den Kondensstreifen ausgehenden Klimaeffekts konzentriert werden, um nur die klimaschädlichsten Kondensstreifen durch Flugzeugumleitungen zu vermeiden.

2.5 Probleme der Vorhersage eisübersättigter Gebiete

Die Vorhersage von Eisübersättigung ist im Allgemeinen mit großen Unsicherheiten verbunden. Abbildung 2.11 von Gierens et al. (2020a) zeigt zwei Streudiagramme der MOZAIC- und ERA5-Daten, bei denen zum einen (siehe Abbildung 2.11, links) die Rechengröße relative Feuchte bezüglich Wasser des Gemisches $RH_{\max}$, wenn $T_{\max}$ erreicht wird, und zum anderen (siehe Abbildung 2.11, rechts) die relative Feuchte bezüglich Eis RH_i der beiden Datenquellen miteinander verglichen werden.

In der linken Abbildung liegen die Datenpunkte sehr zentriert um die schwarze Diagonale, was ein Indiz dafür ist, dass die aus den Vorhersagen (ERA5) berechneten Werte für $RH_{\max}$ sehr gut mit den aus den Messungen (MOZAIC) berechneten Werten für $RH_{\max}$ übereinstimmen. Das bedeutet, dass die Bildung von Kondensstreifen, also das Schmidt-Appleman-Kriterium, mit großer Sicherheit vorhergesagt werden kann. Dies liegt vor allem daran, dass dieses besonders von der Temperatur dominiert wird und die Vorhersage der Temperatur im Allgemeinen sehr genau ist. Durch die farbliche Unterscheidung der Jahreszeiten ist außerdem erkennbar, dass die niedrigsten $RH_{\max}$ -Werte im Sommer und die höchsten im Winter erreicht werden. In der rechten Abbildung liegen die Datenpunkte recht zufällig und verstreut, sodass keine Tendenz ablesbar ist. Das weist darauf hin, dass die Vorhersage der relativen Feuchte bezüglich Eis (ERA5) stark von den Messungen der Verkehrsflugzeuge (MOZAIC) abweicht. Das heißt, während die Bildung von Kondensstreifen mit großer Sicherheit vorhergesagt werden kann, ist die Vorhersage der relativen Feuchte bezüglich Eis und somit die Persistenz von Kondensstreifen derzeit noch mit großen Unsicherheiten verbunden.

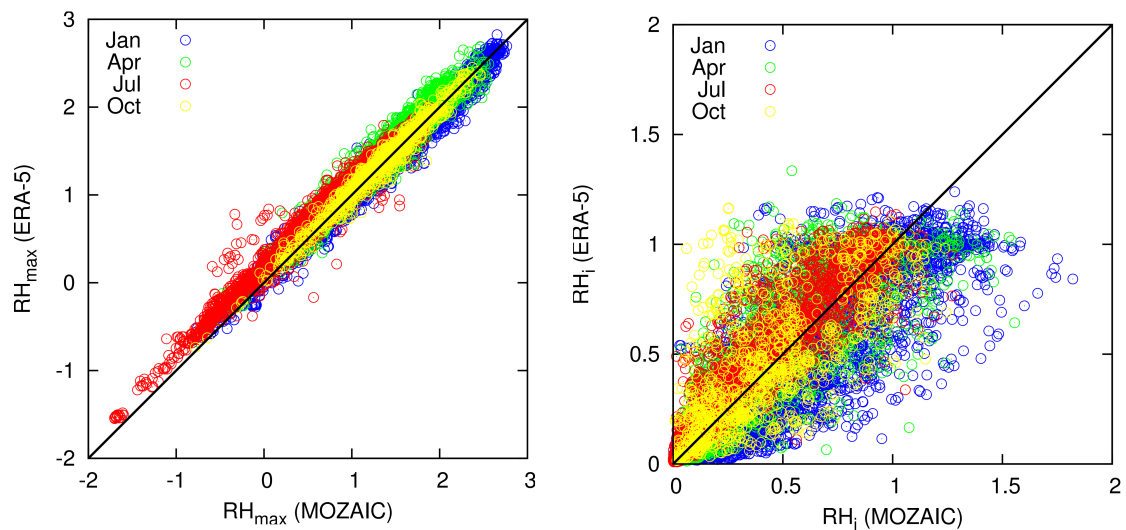


Abbildung 2.11: Streudiagramme zum Vergleich der MOZAIC-Daten (x-Achsen) mit den ERA5-Daten (y-Achsen). Die verschiedenen Farben charakterisieren die verschiedenen Jahreszeiten: Winter (Januar) in Blau, Frühling (April) in Grün, Sommer (Juli) in Rot und Herbst (Oktober) in Gelb. Links: Vergleich der beiden Datenquellen hinsichtlich der Übereinstimmung der relativen Feuchte $RH_{\max}$ (genauer: $RH_{w,\max}$) des Gemisches zu dem Zeitpunkt, wenn $T_{\max}$ (siehe Gleichung 1) erreicht wird. Kondensstreifenbildung ist möglich, wenn $RH_{\max} \geq 1$ (siehe Gleichung 2). Die negativen Werte für $RH_{\max}$ kommen zustande, wenn die Temperatur höher ist als $T_{\max}$. Rechts: Vergleich der relativen Feuchte bezüglich Eis (RH_i). Kondensstreifen sind persistent, wenn $RH_i \geq 1$. Die beiden Grafiken sind von Gierens et al. (2020a).

Das Temperaturfeld in Wettermodellen ist sehr gut erfasst. Das Feuchtefeld im Allgemeinen und insbesondere das Feld der Eisübersättigung wird in Wettermodellen jedoch nur sehr ungenau repräsentiert (Gierens et al., 2020a). Die Gründe hierfür sind vielfältig: Die großen Unsicherheiten von Wettermodellen bei der Vorhersage der relativen Feuchte in der oberen Troposphäre sind auf die starke Variabilität des Wasserdampfes in der Atmosphäre mit seinem chaotischen Verhalten und den starken Gradienten zurückzuführen. Diese Variabilität liegt daran, dass Wasser in der Atmosphäre an physikalischen, chemischen (einschließlich Phasenübergängen) und an Aerosol-Prozessen beteiligt ist und deshalb stark variiert. Hinzu kommen die wenigen, aber für die Datenassimilation erforderlichen, Feuchtemessungen auf Reiseflughöhe. Datenassimilation ist notwendig, um die Simulation eines komplexen Systems so nah wie möglich an der (gemessenen) Realität zu halten. Aus diesem Grund werden dringend mehr Daten der relativen Feuchte auf Reiseflughöhe benötigt. Hierbei ist anzumerken, dass Satellitendaten aufgrund ihrer unzureichenden vertikalen Auflösung diese Lücken leider nicht füllen können (Gierens und Eleftheratos, 2020).

Die starken Gradienten beziehungsweise die massive Variabilität der Feuchte sind bereits anhand eines Satellitenbildes im Wasserdampfkanal (siehe Abbildung 2.12) deutlich sichtbar. Die feuchten Gebiete sind in Weiß zu sehen und die trockenen in Schwarz. Dazwischen gibt es keine glatte Übergangszone, sondern diese starken Gradienten, was für die Vorhersage äußerst schwierig ist.

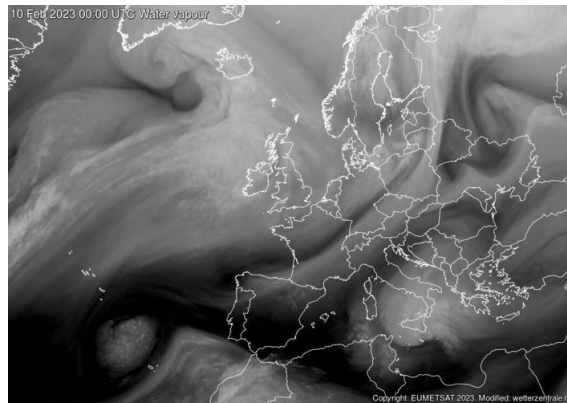
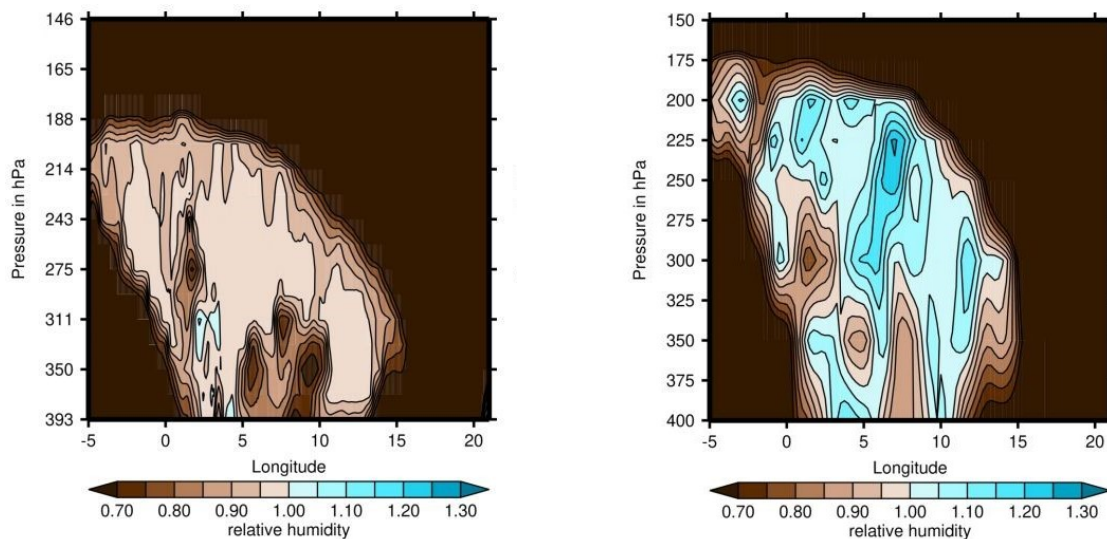


Abbildung 2.12: Satellitenbild (10. Februar 2023, 00:00 UTC) im Wasserdampfkanal zur Veranschaulichung der starken Gradienten des Feuchtefeldes in der Atmosphäre. Feuchte Gebiete werden in Weiß dargestellt und trockene in Schwarz. Das Satellitenbild ist von EUMETSAT (2023).

Da Eisübersättigung nur wenig Einfluss auf das Wetter am Boden hat, wurde sie erst vor etwa 25 Jahren in numerischen Wettervorhersagemodellen implementiert (Wilson und Ballard, 1999; Tompkins et al., 2007). Ihre Darstellung ist jedoch immer noch zu grob für eine zuverlässige Vorhersage der Beständigkeit von Kondensstreifen. Um die Rechenzeit der numerischen Wettermodelle zu verringern, werden viele Prozesse nur vereinfacht implementiert. Deshalb startet die Bildung von Zirruswolken in Wettermodellen bei zu niedrigen Übersättigungswerten und die Parametrisierung der Wolkenphysik folgt dem „saturation adjustment“-Prinzip (McDonald, 1963). Nach diesem Prinzip wird die überschüssige Feuchte fast sofort wegen der Bildung neuer Eiskristalle abgebaut. Somit werden sowohl die Eisübersättigung selbst als auch der Grad der Eisübersättigung häufig unterschätzt.



(a) RH_i in den ICON-EU-Daten.

(b) RH_i in den ERA5-Daten.

Abbildung 2.13: Relative Feuchte bezüglich Eis (am 21. März 2021, 18:00 UTC, entlang 52° Nord) in den Daten von ICON-EU (Abbildung 2.13a) und in den Daten von ERA5 (Abbildung 2.13b). Beide Abbildungen stammen von Gierens et al. (2022).

Dies wurde bereits in mehreren Studien belegt. Wilhelm (2022) konnte mit Hilfe von ERA5- und MOZAIC-Daten feststellen, dass Fälle auftreten, bei denen in den ERA5-Vorhersagedaten relative Feuchten bezüglich Eis nahe Null vorkommen, wohingegen an denselben Positionen die Flugzeugmessungen Bedingungen für persistente Kondensstreifen ermitteln. Bei einer weiteren Untersuchung von Gierens et al. (2022) wurde eine Beispielsituation mit einer sich über viele Schichten in der Vertikalen erstreckenden Eisübersättigung in ERA5 mit derselben Situation in ICON-EU („ICOsahedral Nonhydrostatic“) verglichen (siehe Abbildung 2.13). In ERA5 konnte eine große Eisübersättigung mit Werten der relativen Feuchte bezüglich Eis von bis zu 130 % beobachtet werden (Abbildung 2.13b), während in ICON-EU zwar ein Maximum der Feuchte gefunden werden konnte, aber nur in kleinen Bereichen (Über-)Sättigung erreicht wurde (Abbildung 2.13a).

2.6 Aktuelle KI-Verfahren zur Vorhersage von Eisübersättigung und Beobachtung persistenter Kondensstreifen

Künstliche Intelligenz (KI) wird bereits für verschiedenste Bereiche eingesetzt und KI-basierte Methoden übertreffen dabei zum Teil die Ergebnisse herkömmlicher Verfahren erheblich. Auch in der Meteorologie wird KI erstmals verwendet, beispielsweise um das Wetter vorherzusagen. Bisher werden dafür Supercomputer herangezogen, die komplizierte physikalische Zusammenhänge und Prozesse in der Atmosphäre berechnen, was jedoch viel Zeit in Anspruch nimmt beziehungsweise zu viel Zeit für kurzfristige Änderungen der Wettervorhersage (Kiss, 2024).

KI-basierte Wettermodelle trainieren sich monatelang selbst und können ohne Supercomputer minütlich neue Vorhersagen erzeugen. Für das Training kommen alte Wetterdaten zum Einsatz. Das KI-Modell des DWD beispielsweise wird mit Wetterdaten der letzten 15 Jahre trainiert. Dabei werden auf Grundlage der alten Wetterdaten ständig neue Vorhersagen erstellt, die anschließend mit den tatsächlichen Wettersituationen verglichen werden. Aufgrund der zum Teil lückenhaft vorliegenden Daten soll eine Datenaufbereitung den Trainingsprozess verbessern und dadurch auch die Leistung des KI-Verfahrens steigern (Kiss, 2024).

Google DeepMind produzierte ein Wettervorhersagemodell namens „GraphCast“, das bisher fast ohne physikalisches Wissen über die in der Atmosphäre vorliegenden Prozesse arbeitet, sondern Mustererkennung einsetzt. Es wurde mit Daten von 1979 bis 2017 aus einer Wetterdatenbank des ECMWF trainiert. Auch dieses Modell kann in ihrem Anfangsstadium bereits sehr gut mit herkömmlichen Wettervorhersagemodellen mithalten beziehungsweise übertrifft diese auch zum Teil. Es konnte bei einer Studie von Lam et al. (2023) festgestellt werden, bei der GraphCast globale Wetterprognosen ab 2018 verwendete, dass es in weniger als einer Minute Prognosen für bis zu zehn Tage im Voraus erstellen konnte, die genauer waren als das hochauflösende Prognosesystem HRES („High RESolution“) des ECMWF, das dafür jedoch Stunden benötigte. Man erhofft sich eine weitere Verbesserung von GraphCast, wenn dieses zusätzlich das physikalische Verständnis erlernt (Kiss, 2024).

Das heißt, die KI-basierte Wettervorhersage für das Wetter am Boden funktioniert derzeit schon ziemlich gut, was auf die riesige Menge an Trainingsdaten zurückzuführen ist, die in diese Methoden einfließt. Die Vorhersagen können durch den Einsatz von Beobachtungsdaten auf einfache Weise mit der Realität überprüft werden.

Die Vorhersage von Eisübersättigung in Flughöhen durch KI ist derzeit noch weniger

weit verbreitet, da sich diese als deutlich schwieriger erweist. Das liegt vor allem daran, dass es kaum Daten beziehungsweise Beobachtungen von Eisübersättigung in diesen Höhen gibt und somit eine große Menge an Trainingsdaten fehlt. Es gibt jedoch bereits Studien und Forschungsansätze, die sich mit diesem Thema befassen.

In einer Studie von Wang et al. (2025) wurde versucht, die relative Feuchte über Eis unter Verwendung künstlicher neuronaler Netze (ANN, „Artificial Neural Network“) in numerischen Wettervorhersagen des ECMWF zu verbessern. Als Trainingsdaten dienten zeitabhängige thermodynamische und dynamische Größen aus den ERA5-Daten des ECMWF sowie Feuchtigkeitsmessungen von IAGOS. Dabei wurden frühere (-6 h und -2 h) und aktuelle atmosphärische Variablen innerhalb von ± 2 ERA5-Druckschichten um die IAGOS-Flughöhe verwendet. Das Modell (mittlerer absoluter Fehler von $5,7\%$) zeigt eine deutliche Verbesserung der Vorhersage von RH_i in der oberen Troposphäre im Vergleich zu ERA5 (mittlerer absoluter Fehler von $15,8\%$).

Für die Bewertung des Erfolgs der Vermeidung der Bildung persistenter Kondensstreifen durch Flugzeugumleitungen um eisübersättigte Gebiete ist es entscheidend, zu ermitteln, ob Kondensstreifen tatsächlich vermieden werden konnten. Dazu werden meist Satellitenbilder herangezogen und untersucht, ob Kondensstreifen entstanden sind oder nicht.

Ng et al. (2024) entwickelten einen von Menschen markierten Datensatz „OpenContrails“, um Kondensstreifenerkennungsmodelle basierend auf GOES-16 ABI-Daten („Geostationary Operational Environmental Satellite“, „Advanced Baseline Imager“) zu trainieren und zu bewerten. Es wurden mehrere auf diesen Daten basierende Modelle zur Kondensstreifenerkennung beurteilt und es stellte sich heraus, dass unter Einbezug der zeitlichen Entwicklung von Kondensstreifen die Vorhersagegenauigkeit verbessert werden konnte.

Eine Schwierigkeit bei der Evaluierung der Vorhersagequalität nach der Durchführung von Flugzeugumleitungen stellt auch die Tatsache dar, dass oftmals der Flugraum zu überfüllt ist und deshalb nicht alle Flugzeuge ISSRs umfliegen können. Ist dies der Fall, ist es schwer einzuschätzen, ob ein in Satellitenbildern zu sehender Kondensstreifen von einem Flugzeug entstanden ist, das nicht umgeleitet wurde, oder von einem, das eine Flugzeugumleitung durchführte. Ein Vorteil wäre es, wenn die Höhe der Kondensstreifen bekannt wäre, denn dann könnte diese mit den Flughöhen der Flugzeuge in diesem Bereich abgeglichen werden. Dazu wurde von Meijer et al. (2024) ein Deep-Learning-Algorithmus zur Schätzung der Kondensstreifenhöhen auf Grundlage von Infrarotbildern des GOES-16 ABI entwickelt, der mit einem Datensatz von 3267 in CALIOP-Daten („Cloud-Aerosol Lidar with Orthogonal Polarization“) gefundenen Kondensstreifen trainiert wurde. Die Quadratwurzel des mittleren quadratischen Fehlers (RMSE, „Root Mean Squared Error“) liegt dabei bei 570 m. Die Schätzungen der Kondensstreifenhöhe können somit in Kombination mit Kondensstreifenerkennungen verwendet werden, um Kondensstreifen anhand von Satellitenbildern zu beobachten.

3 Daten

Diese Arbeit umfasst verschiedene Studien zu Eisübersättigung und persistenten Kondensstreifen. Die Analysen basieren dabei auf unterschiedlichen Datenquellen, die im Folgenden beschrieben werden.

3.1 Daten von Verkehrsflugzeugen (MOZAIC/IAGOS)

Für die Analysen in den Kapiteln 4 und 6 werden Daten von Verkehrsflugzeugen herangezogen.

Im Jahr 1994 startete das Programm MOZAIC („Measurement of Ozone and Water Vapour by Airbus In-Service Aircraft“), um mit Geräten an Bord von fünf Airbus-A340-Langstreckenflugzeugen europäischer Fluggesellschaften experimentell Daten von Ozon und Wasserdampf zu sammeln, um mehr Erkenntnisse über die chemischen Prozesse in der Atmosphäre und deren Kopplungen sowie über das Klima zu gewinnen (Marenco et al., 1998). Ab 2001 konnten zudem Kohlenmonoxid und Stickstoffoxide gemessen werden. Die In-Service-Flugzeugmessungen wurden mit dem Projekt IAGOS („In-service Aircraft for a Global Observing System“) fortgeführt, das mit einem A340 im Jahr 2011 begann (Petzold et al., 2015). Dieses Flugzeug war mit einem ersten Satz an neu entwickelten Hightech-Instrumenten für atmosphärische Gasmessungen (Ozon, Kohlenmonoxid, Wasserdampf) und Wolkenpartikel ausgestattet. Weitere fünf Flugzeuge wurden mit solchen Messinstrumenten ausgestattet (Nédélec et al., 2015). Das Programm, das 1994 mit fünf Langstreckenflugzeugen des Typs Airbus A340 begann, umfasst mittlerweile mehrere Airbus A340 und A330 von verschiedenen Fluggesellschaften, sodass seit Programmstart auf der IAGOS-Website über 62.000 Flüge zum Download zur Verfügung stehen (iagos-data.fr, letzter Aufruf: Februar 2025). Die Routen der MOZAIC/IAGOS-Flüge vom 01.01.1994 bis 01.04.2019 sind in Abbildung 3.1 gezeigt, wobei jede Farbe für eine andere Airline steht.

Die während Langstreckenflügen gewonnenen MOZAIC/IAGOS-Daten eignen sich sehr gut für die Untersuchung von Eisübersättigung, da die Daten die höchste Datendichte in den Flugkorridoren der mittleren Breiten aufweisen. Dies liegt vor allem daran, dass Messungen alle 4 Sekunden zur Verfügung stehen, was einer Flugdistanz von etwa 1 km zwischen zwei Messungen entspricht.

Für die Analysen werden Daten der genauen Flugzeugposition (Druck), der relativen Feuchte bezüglich Wasser und der Temperatur von 16.588 Flügen während 10 Jahren (2000 – 2009) von dem Gebiet von 30°N bis 70°N und 125°W bis 145°O auf Reiseflughöhe zwischen 310 und 190 hPa (9 bis 12 km) verwendet. Diese Region entspricht einem Gebiet mit hohem Flugverkehrsaufkommen. Für die Messung der Temperaturen und der relativen Feuchten bezüglich Wasser wird das sogenannte „MOZAIC Capacitive Hygrometer“ (MCH, siehe für eine ausführliche Beschreibung Helten et al., 1998, 1999; Smit et al., 2014) eingesetzt. Dieses besteht aus einem kapazitiven Sensor, um die Feuchte zu erhalten, und einem Platin-Widerstandssensor (Pt100) zur Temperaturmessung (Neis et al., 2015). Die Feuchte bezüglich Wasser ist in den Daten mit Unsicherheiten von 5 % behaftet und die Temperaturen der MOZAIC/IAGOS-Daten unterliegen einer Unsicherheit von weniger als $\pm 0,5$ K (Neis et al., 2015). Für die Studien in dieser Arbeit werden nur kalibrierte und fehlerfreie Daten berücksichtigt. Außerdem werden Messungen der relativen Feuchte bezüglich Wasser über 100 % aussortiert, da dies auf ein Durchfliegen von flüssigen Wasserwolken hinweist. Diese existieren jedoch nicht bei Temperaturen,

bei denen Kondensstreifenbildung möglich ist. Es werden 1 % der Datenpunkte zufällig ausgewählt (etwa jeder 100. Punkt), um Autokorrelation zu vermeiden. Somit ist die zeitliche Distanz im Durchschnitt etwa 400 s.

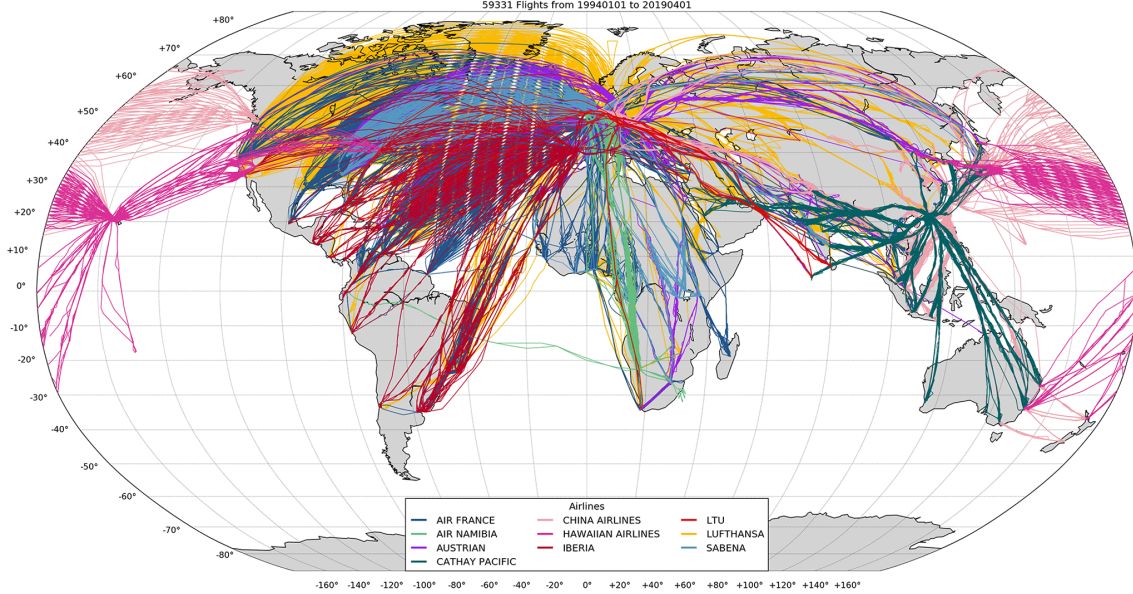


Abbildung 3.1: Gezeigt werden die Flugrouten der MOZAIC/IAGOS-Flüge vom 01.01.1994 bis 01.04.2019. Die verschiedenen Airlines werden in unterschiedlichen Farben dargestellt. Die Abbildung stammt von Blot et al. (2021).

Da für die Untersuchungen insbesondere die relative Feuchte bezüglich Eis von Interesse ist, die Instrumente an Bord der MOZAIC/IAGOS-Flugzeuge jedoch die relative Feuchte in Bezug auf Wasser messen, muss diese umgerechnet werden. Mit Hilfe der Gleichungen 11 und 12 ergibt sich für die relative Feuchte bezüglich Eis:

$$RH_i = \frac{RH_w \cdot e_w^*}{e_i^*}. \quad (21)$$

Die beiden Sättigungsdampfdrucke e_w^* und e_i^* werden mit Hilfe der gemessenen Temperaturen der Instrumente der MOZAIC/IAGOS-Flugzeuge und der Formeln 9 und 10 von Murphy und Koop (2005) berechnet. Da für die Berechnung von Gleichung 21 die Temperaturen und die relativen Feuchten bezüglich Wasser der MOZAIC/IAGOS-Messungen eingehen, werden die ermittelten Feuchten bezüglich Eis in den folgenden Untersuchungen als $RHi_{M/I}$ bezeichnet.

Die MOZAIC/IAGOS-Daten werden als die Wahrheit angenommen, um festzulegen, ob die Bildung eines persistenten Kondensstreifens an einer bestimmten Position und zu einer bestimmten Zeit möglich ist oder nicht.

3.2 ERA5-Reanalysedaten

ERA5 (Hersbach et al., 2020, 2023a,b; Copernicus Climate Change Service, 2023a,b) ist die fünfte Generation der ECMWF-Reanalyse, die das globale Klima von 1940 bis heute umfasst und vom „Copernicus Climate Change Service“ (C3S) des ECMWF erstellt wird. Dabei werden sowohl die 4D-Var-Datenassimilation mit 12-Stunden-Fenstern als auch

das Prognosesystem „Integrated Forecast System“ (IFS) des ECMWF verwendet. Bei der Datenassimilation werden die Prognosen des Modells mit Beobachtungen vereint, um unter Berücksichtigung der Unsicherheiten beider Quellen die beste Anpassung zu erhalten. Diese beste Schätzung des Zustands der Atmosphäre nennt man Analyse (ECMWF, 2024, letzter Aufruf: November 2024).

ERA5 stellt detaillierte Prognosen der globalen Atmosphäre, der Landoberflächen und der Meereswellen bereit (Hersbach et al., 2020). Die atmosphärischen Variablen werden vom Boden bis in eine Höhe von 80 km auf 137 Modell-Levels ausgegeben, die außerdem durch Interpolation auf 37 Druckniveaus, 16 Levels der potentiellen Temperatur und einem Niveau der potentiellen Vortizität verfügbar sind. Außerdem werden 2D-Parameter erzeugt, wie Niederschlag, Strahlung bei TOA (an der Obergrenze der Atmosphäre, „Top Of Atmosphere“) und vertikale Integrale über die Gesamttiefe der Atmosphäre, die auf sogenannten Oberflächen- und Einzelebenen bereitgestellt werden (ECMWF, 2024). Aufgrund der Kopplung des atmosphärischen Modells im IFS mit einem Landoberflächenmodell (HTESSEL, „Hydrology-Tiled ECMWF Scheme for Surface Exchanges over Land“) werden des Weiteren Größen, wie die 2-m-Temperatur und die Bodentemperatur, erzeugt. Hinzu kommt die Kopplung des atmosphärischen Modells mit einem Ozeanwellenmodell (WAM), wodurch weitere Variablen erzeugt werden, die ebenfalls Oberflächen- oder Einzelebenen-Parameter genannt werden. Man unterscheidet zwischen vier Datensätzen: stündliche und monatliche Ausgaben auf Druckniveaus (obere Luftfelder) und auf Einzelniveaus (Atmosphären-, Meereswellen- und Landoberflächenparameter).

In dieser Studie werden die stündlichen ERA5-Daten verwendet, da sie eine hohe zeitliche Auflösung aufweisen und diese außerdem die für die Kondensstreifenanalysen notwendigen Größen enthalten. Aus diesem Grund wird im Folgenden besonders auf jene näher eingegangen. Die ERA5-Daten enthalten sowohl eine stündliche, hochauflösende Ausgabe (Reanalyse/HRES, „High RESolution“) als auch ein Ensemble aus 10 Mitgliedern (EDA, „Ensemble of Data Assimilations“) alle drei Stunden mit einer reduzierten Auflösung, das in die Datenassimilation mit eingeht und zusätzlich eine Unsicherheitsabschätzung liefert. Die Daten beinhalten die aus den Analysen um 06 und 18 UTC zweimal täglich durchgeführten initialisierten kurzfristigen Prognosen (ECMWF, 2024). Die stündlichen Daten auf den Druckniveaus haben für die hochauflösende Ausgabe/Reanalyse eine horizontale Auflösung von $0,25^\circ \times 0,25^\circ$ und für das Ensemble eine niedrigere Auflösung von $0,5^\circ \times 0,5^\circ$ (Hersbach et al., 2023a; Copernicus Climate Change Service, 2023a). Die stündlichen Daten auf den Einzelniveaus haben für die atmosphärischen Variablen der Reanalyse eine Auflösung von $0,25^\circ \times 0,25^\circ$ und für die Meereswellen der Reanalyse eine Auflösung von $0,5^\circ \times 0,5^\circ$. Das Ensemble weist eine horizontale Auflösung von $0,5^\circ \times 0,5^\circ$ (atmosphärische Variablen) beziehungsweise von $1^\circ \times 1^\circ$ (Meereswellen) auf (Hersbach et al., 2023b; Copernicus Climate Change Service, 2023b).

Die für diese Arbeit benötigten Variablen werden vom „Copernicus Climate Data Store“ (Copernicus Climate Change Service (C3S), 2017) auf einem $1^\circ \times 1^\circ$ -Gitter von 30° bis 70° Nord und 125° West bis 145° Ost von Januar 2000 bis einschließlich Dezember 2009 heruntergeladen. Dazu zählen die relative Feuchte, die in den ERA5-Daten ab Temperaturen unter -23°C als relative Feuchten bezüglich Eis gegeben ist (in den betrachteten Höhen, in denen Kondensstreifen entstehen, herrschen Temperaturen von unter -23°C), also $RH_{i\text{ERA5}}$, und die Temperatur T_{ERA5} auf den Druckniveaus 200, 225, 250 und 300 hPa für die Analyse in Kapitel 6. Für die Studie in Kapitel 4 kommen wei-

terhin die Vertikalgeschwindigkeit ω_{ERA5} , die Divergenz DIV_{ERA5} , die relative Vortizität ζ_{ERA5} , die potentielle Vortizität PV_{ERA5} und die geopotentielle Höhe auf den genannten Druckniveaus hinzu. Der gewählte Druckbereich von 300 bis 200 hPa deckt ungefähr die Flughöhen von 300 bis 390 Hektokuß (hft) ab. Die Daten werden auf die genaue Position und Zeit der Flugzeugdaten aus Kapitel 3.1 interpoliert. Außerdem wird mit Hilfe der Drucke und Temperaturen auf zwei benachbarten Höhen die lokale Lapse Rate γ_{ERA5} (siehe Gleichung 23) an den Flugzeugpositionen berechnet (Gierens et al., 2022), die geopotentielle Höhe wird normiert, sodass die normierte geopotentielle Höhe Z_{ERA5} (siehe Gleichung 24d) entsteht und die relative Feuchte bezüglich Eis wird der Einfachheit halber durch das Teilen durch 100,0 in eine einheitenlose Variable RHi_{ERA5} umgerechnet. Die Auswahl der Variablen für Kapitel 4 stammt von Wilhelm et al. (2022). Eine kurze Beschreibung der verwendeten ERA5-Daten ist in Tabelle 3.1 zu finden. Nun folgen die Berechnungen von γ_{ERA5} und Z_{ERA5} .

Die Original-Modelldaten sind ausschließlich auf diskreten Niveaus gegeben. Es wird angenommen, dass das MOZAIC-Flugzeug auf einer Flughöhe bei einem Druck p fliegt, wobei $p_1 \leq p \leq p_0$ und p_1 und p_0 die benachbarten Standarddruckniveaus der ERA5-Daten sind. Des Weiteren sind die Temperaturen T_1 und T_0 auf diesen beiden Niveaus interpoliert auf Längen- und Breitengrad und auf die Zeit der MOZAIC-Aufzeichnung gegeben.

Da der gewählte Druckbereich der ERA5-Daten zwischen 300 und 200 hPa liegt, kann keine Lapse Rate für Flugpunkte berechnet werden, bei denen das Flugzeug bei $p \geq 300$ hPa oder $p \leq 200$ hPa flog. Es wird eine konstante Lapse Rate zwischen den beiden Druckniveaus p_0 und p_1 angenommen. Für die Berechnung der Lapse Rate wird die barometrische Höhenformel herangezogen, die eine relative Abnahme des Luftdrucks mit einer Höhenzunahme in Beziehung setzt (Gierens et al., 2022):

$$\frac{dp}{p} = -\frac{g}{R_L} \cdot \frac{dh}{T(h)}. \quad (22)$$

Dabei ist g die Erdbeschleunigung (mit Vernachlässigung der Höhenabhängigkeit), R_L die spezifische Gaskonstante für trockene Luft, h die Höhe und $T(h)$ die Temperatur in der Höhe h . Ist $T(h)$ gegeben, kann Gleichung 22 integriert werden.

Mit der Annahme einer konstanten Lapse Rate zwischen den beiden Niveaus kann der Höhenunterschied Δh und damit die Lapse Rate $\gamma := (T_0 - T_1)/(\Delta h)$ berechnet werden. Dadurch folgt für das Integral der barometrischen Höhenformel:

$$\begin{aligned} \ln\left(\frac{p_0}{p_1}\right) &= \frac{g}{R_L} \int_{h_0}^{h_1} \frac{dh}{T_0 + \gamma \cdot (h - h_0)}. \\ &\text{Durch Substitution von } T_0 + \gamma \cdot (h - h_0) \text{ zu } \vartheta \text{ folgt:} \\ \ln\left(\frac{p_0}{p_1}\right) &= \frac{g}{\gamma \cdot R_L} \int_{T_0}^{T_1} \frac{d\vartheta}{\vartheta} = \frac{g}{\gamma \cdot R_L} \cdot \ln\left(\frac{T_0}{T_1}\right). \\ &\text{Durch das Auflösen nach } \gamma \text{ ergibt sich:} \\ \gamma &= \frac{g}{R_L} \cdot \frac{\ln(T_0/T_1)}{\ln(p_0/p_1)}. \end{aligned} \quad (23)$$

Da in den späteren Analysen verschiedene Druckniveaus untersucht werden, müssen diese vergleichbar sein. Deshalb wird für jedes Druckniveau mit Hilfe der Standardatmosphäre eine geopotentielle Standardhöhe berechnet, durch die die originale geopotentielle Höhe geteilt wird, um eine normierte geopotentielle Höhe zu erhalten.

Die normierte geopotentielle Höhe wird demnach folgendermaßen berechnet:

$$\bar{H} = \frac{R_L \cdot \bar{T}}{g} = 7452 \text{ m}, \quad (24a)$$

$$Z^*(p) = \bar{H} \cdot \ln\left(\frac{p_s}{p}\right), \quad (24b)$$

$$Z' = \frac{\phi}{g}, \quad (24c)$$

$$Z_{\text{ERA5}} = \frac{Z'}{Z^*(p)}. \quad (24d)$$

Dabei ist $\bar{H}$ die mittlere Druckskalenhöhe, R_L die spezifische Gaskonstante für trockene Luft von $287 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$, $\bar{T}$ die mittlere Troposphärentemperatur von 255 K , g die Erdbeschleunigung von $9,81 \text{ m s}^{-2}$, $Z^*(p)$ die geopotentielle Standardhöhe, p_s der Referenzdruck von 1000 hPa , p der Druck in hPa , ϕ das originale Geopotential der ERA5-Daten in $\text{m}^2 \text{ s}^{-2}$ und Z_{ERA5} die normierte geopotentielle Höhe. Für Z_{ERA5} ergeben sich einheitliche Werte im Bereich von etwa 0,9 bis 1,1.

Tabelle 3.1: Kurzbeschreibung der verwendeten Parameter aus dem ERA5-Datensatz auf Druckniveaus (Copernicus Climate Change Service, 2023a).

Bezeichnung	Formelzeichen	Einheit	Beschreibung
relative Feuchte bezüglich Eis	RHi_{ERA5}	-	Dieser Parameter gibt das Verhältnis des aktuellen Dampfdrucks zum Sättigungsdampfdruck bezüglich Eis bei einer bestimmten Lufttemperatur an.
Temperatur	T_{ERA5}	K	Die Temperatur in der Atmosphäre gemessen in Kelvin (K).
Vertikalgeschwindigkeit	ω_{ERA5}	Pa s^{-1}	Die Geschwindigkeit der Aufwärts- oder Abwärtsbewegung der Luft. Aufgrund der Druckabnahme mit zunehmender Höhe beschreiben negative Werte der vertikalen Geschwindigkeit eine Aufwärtsbewegung und positive Werte eine Abwärtsbewegung.
Divergenz	DIV_{ERA5}	s^{-1}	Die horizontale Divergenz der Geschwindigkeit gibt die Rate an, mit der sich Luft ausgehend von einem Punkt horizontal pro Quadratmeter ausbreitet. Bei sich ausbreitender/divergierender Luft ist der Parameter positiv, bei konvergierender/zusammenlaufender Luft ist er negativ.
relative Vortizität	ζ_{ERA5}	s^{-1}	Die relative Vortizität ist ein Maß für die horizontale Rotation der Luft um eine vertikale Achse relativ zu einem festen Punkt auf der Erdoberfläche. Typischerweise treten auf der Nordhalbkugel synoptische Tröge mit einer zyklonalen Rotation (gegen den Uhrzeigersinn) auf, wohingegen man synoptische Keile beziehungsweise Rücken mit einer antizyklonalen Rotation (im Uhrzeigersinn) verbindet.

potentielle Vortizität	PV_{ERA5}	$\text{K m}^2 \text{ kg}^{-1} \text{ s}^{-1}$	Die potentielle Vortizität beschreibt das Maß für die Fähigkeit der Luft, in der Atmosphäre zu rotieren. Sie wird verwendet, um Orte mit großem Potential für Stürme ausfindig zu machen. Sie nimmt oberhalb der Tropopause stark zu. Große Stürme entwickeln sich, wenn eine Luftsäule in der Atmosphäre zu rotieren beginnt. Wenn Reibung und Erwärmung vernachlässigt werden können, bleibt die potentielle Vortizität eines Luftpakets erhalten. ($10^{-6} \text{ K m}^2 \text{ kg}^{-1} \text{ s}^{-1} = 1 \text{ PVU}$).
Lapse Rate (Gierens et al., 2022)	γ_{ERA5}	K km^{-1}	Die statische Stabilität beziehungsweise Lapse Rate ist eine wichtige Größe zur Charakterisierung der atmosphärischen Schichtung. Sie ist der vertikale Temperaturgradient mal minus 1. Alternativ können der entsprechende Gradient der potentiellen Temperatur und die Brunt-Väisälä-Frequenz verwendet werden. Trockene Luft in neutraler Schichtung hat einen trockenadiabatischen Temperaturgradienten von 9,8 K/km.
normierte geopotentielle Höhe	Z_{ERA5}	-	Die geopotentielle Höhe gibt die Gravitationspotentialenergie einer Masseneinheit an einem bestimmten Ort relativ zum Meeresspiegel an beziehungsweise die zu leistende Arbeit gegen die Schwerkraft, um eine Masseneinheit vom Meeresspiegel an diesen Ort zu heben. Sie wird berechnet, indem das Geopotential durch die Erdbeschleunigung geteilt wird. Diagramme der geopotentiellen Höhe bei konstantem Druckniveau können verwendet werden, um Wettersysteme zu identifizieren. Da die geopotentielle Höhe auf jedem isobaren Niveau variiert, wird diese zur einfacheren Vergleichbarkeit mit einer mittleren Druckskalenhöhe normiert.

3.3 WAWFOR-Daten für die Bereitstellung von PPC und PPC_{prob}

Der Deutsche Wetterdienst (DWD) stellt viermal täglich stündliche Flugwettervorhersagen (WAWFOR-Daten, „World Aviation Weather FORecast“) bereit, die auf dem Wettervorhersagemodell ICON (Zängl et al., 2015) basieren. Mit Hilfe dieser Daten informieren sich üblicherweise Flugnutzer über beispielsweise die Temperatur, Luftfeuchtigkeit oder den Wind (WAWFOR-Paket 1). Für das deutsche D-KULT-Projekt (Demonstrator Klima- und Umweltfreundlicher Lufttransport) jedoch werden zusätzliche Datenpakete entwickelt und bereitgestellt, die weitere Informationen über das Potential zur Bildung persistenter Kondensstreifen und über die Klimawirkung anderer gasförmiger Emissionen aus dem Flugverkehr liefern. Insbesondere werden für einige Analysen dieser Arbeit folgende Größen der zusätzlichen Datensätze verwendet:

- PPC („Potential Persistent Contrails“): Potential von persistenten Kondensstreifen. PPC wird als ein binärer Wert angegeben (0 oder 1);
- PPC_{prob} („Probability of Potential Persistent Contrails“): Wahrscheinlichkeit für persistente Kondensstreifen. PPC_{prob} gibt den Anteil an Ensemblemitgliedern an, für die $PPC = 1$ gilt. PPC_{prob} wird als reelle Zahl zwischen 0 und 1 angegeben.

Das Feld der starken Eisübersättigung beziehungsweise PPC wird aus dem SAC (Schumann, 1996) berechnet, wobei eine Gesamtantriebsseffizienz η von 0,365 angewandt und die Temperatur und relative Feuchte aus der regulären Prognose verwendet werden. Zusätzlich wird ermittelt, ob die relative Feuchte bezüglich Eis einen Schwellenwert überschreitet. Typischerweise wird dieser unterhalb von 100 % angesetzt, um die Unterschätzung der Feuchte in numerischen Wettervorhersagemodellen auszugleichen. Ein Schwellenwert von 93 % ergibt sich aus einer Untersuchung, die in Kapitel 4.3.2.1 beschrieben wird (siehe auch Hofer et al., 2024b). Ist das SAC erfüllt und wird der Schwellenwert für Eisübersättigung übertroffen, so wird für diesen Datenpunkt PPC auf 1 gesetzt, andernfalls auf 0. Somit markieren Gitterpunkte mit $PPC = 1$ Gebiete, an denen persistente Kondensstreifen möglich sind, und $PPC = 0$ alle übrigen Punkte, an denen entweder überhaupt keine oder nur kurzlebige Kondensstreifen gebildet werden können. Leider ist es nicht möglich, die Sensitivität der damit erzielten Ergebnisse auf Grundlage der Annahme von 93 % direkt zu testen, da die Werte im System festgelegt sind, das die WAWFOR-Ausgabe erzeugt. Aber Ergebnisse aus einem früheren Test mit der ICON-Ausgabe (Gierens, 2021b) zeigen, dass sich das Auftreten von ISSRs in den ICON-Daten zwischen Schwellenwerten von 90 bis 99 % nicht wesentlich ändert.

PPC_{prob} gibt die Wahrscheinlichkeit für das Auftreten persistenter Kondensstreifen unter der Bedingung an, dass an dem jeweiligen Ort und zu der jeweiligen Zeit Flüge stattfinden. PPC_{prob} ist die Anzahl der 40 Ensemblemitglieder, die $PPC = 1$ vorhersagen, dividiert durch die Gesamtzahl der Ensemblemitglieder. PPC_{prob} kann somit Werte $n/40$; $n \in \mathbb{N}_0$, $0 \leq n \leq 40$ annehmen.

Für die Analysen dieser Arbeit werden neben PPC und PPC_{prob} auch die Temperatur, die relative Feuchte bezüglich Wasser und die Windkomponenten in zonaler und

meridionaler Richtung verwendet. Die Daten sind sowohl global als auch mit höherer räumlicher Auflösung für den europäischen Raum verfügbar (EU nest, $0,0625^\circ \times 0,0625^\circ$, circa $6,5 \text{ km} \times 6,5 \text{ km}$). Letztere werden für die Studien dieser Arbeit in einem Gebiet von $23,5^\circ \text{W}$ bis $62,5^\circ \text{O}$ und $29,5^\circ \text{N}$ bis $70,5^\circ \text{N}$ verwendet. Dieser Bereich deckt Europa und den Nordatlantik ab. Die vertikale Auflösung der WAWFOR-Daten beträgt 57 „Flight Levels“ (FL beziehungsweise Flughöhen in Hektofuß, wobei 1 FL 100 Fuß oder circa 30 m entspricht) von FL 50 bis FL 600 und FL 675. Diese Höhen werden aus der hochauflösenden ICON-Ausgabe interpoliert, die 120 vertikale dem Gelände folgenden Levels von 75000 m (2,1 Pa) bis 20 m (101085 Pa) umfasst (Reinert et al., 2024).

3.4 PAMORE-Daten für die synoptische Beschreibung von Situationen

PAMORE-Daten („PARallel MOdel data REtrieve from oracle databases“) werden für unterschiedliche Analysen in Kapitel 5 in dieser Arbeit verwendet. Sie dienen insbesondere der grafischen Darstellung und Beschreibung von synoptischen Situationen. Die Daten stammen von dem PAMORE-System (DWD, 2024) des DWD und basieren auf ICON-Vorhersagen. In Kapitel 5.1 werden die kinematischen Eigenschaften von ISSRs im Vergleich zu den Winden untersucht. Dabei wird unter anderem der Sonderfall mit der größten Geschwindigkeitsdifferenz zwischen der ISSR-Bewegung und der Windgeschwindigkeit genauer betrachtet. Hierzu werden PAMORE-Daten herangezogen, um die Situation synoptisch zu beschreiben und um mögliche Ursachen für den besonders großen Geschwindigkeitsunterschied zu finden. Zu den Größen, die in diese Analyse eingehen, zählen die beiden horizontalen Windkomponenten, die Vertikalgeschwindigkeit, die Temperatur, das Geopotential, das wie in Kapitel 3.2 nach den Gleichungen 24a, 24b, 24c und 24d in die normierte geopotentielle Höhe umgerechnet wird, und die relative Feuchte bezüglich Wasser, die in die relative Feuchte bezüglich Eis mit Hilfe der Temperatur nach den Gleichungen 9, 10 und 21 umgewandelt wird.

In Kapitel 5.2 werden zur Bestimmung von Zeitskalen für Prozesse zur Auflösung von Kondensstreifen Punkte in der Atmosphäre auf einem Druckniveau verfolgt, die sich anfangs in einem Gebiet mit $PPC = 1$ befinden und anschließend mit dem Wind weitertransportiert werden. Es wird analysiert, wie viele dieser Punkte sich nach wie vielen Zeitschritten/Stunden durchgehend innerhalb einer eisübersättigten Region aufhalten. Dies wird für drei verschiedene Wettersituationen erprobt. Zu den untersuchten Größen zählen hierbei die gleichen wie die für Kapitel 5.1, jedoch wird hier der horizontale Wind nicht betrachtet.

4 Möglichkeiten und Grenzen der Verbesserung der Vorhersage potentieller persistenter Kondensstreifen für die ökoefiziente Flugroutenplanung

In diesem Kapitel wird die Vorhersagbarkeit von Eisübersättigung und potentiellen persistenten Kondensstreifen analysiert und diskutiert. Einige Inhalte und Ergebnisse wurden bereits in Hofer et al. (2024b) veröffentlicht.

Der von Kondensstreifen ausgehende Strahlungseffekt besteht aus den Strahlungsflussänderungen, die ein Kondensstreifen während seiner Lebensdauer verursacht. Eine Möglichkeit der Reduzierung des Klimaeffekts von Flugzeugen ist die Meidung des Durchfliegens eisübersättigter Gebiete, in denen Kondensstreifen besonders lange (80 % aller persistenten Kondensstreifen haben eine Lebensdauer von bis zu 5 Stunden, siehe Gierens und Vázquez-Navarro, 2018) bestehen können. Um solche Flugmanöver zur Umfliegung ISSRs durchführen zu können, ist eine genaue Vorhersage des Ortes und der Zeit dieser Regionen unabdingbar, die derzeit jedoch noch mit großen Unsicherheiten verbunden ist.

Eisübersättigung kommt in verschiedenen Regionen in der Atmosphäre unterschiedlich häufig vor (Gierens und Brinkop, 2012; Gierens et al., 2022; Wilhelm et al., 2022). In dieser Arbeit werden verschiedene Methoden der Informationstheorie angewandt, um geeignete Variablen zu ermitteln, die mit der Bildung von ISSRs im Zusammenhang stehen. Diese Variablen werden anschließend in einer Regressionsmethode zur Vorhersage eisübersättigter Gebiete beziehungsweise potentieller persistenter Kondensstreifen verwendet. Um die am besten für die Regression geeigneten Variablen (Proxys) zu finden, werden „Log-Likelihood-Verhältnisse“, die aus dem Bayes-Theorem bekannt sind, eine modifizierte Form der Kullback-Leibler-Divergenz und die sogenannte „Mutual Information“ eingesetzt. Diese Methoden werden im Verlauf dieses Kapitels näher erläutert.

Für die Analysen werden die genauen Flugzeugpositionen (mit der Höhenangabe in Druck), die gemessenen Temperaturen und die relativen Feuchten bezüglich Wasser aus 16.588 Flügen von MOZAIC/IAGOS über 10 Jahre (2000–2009) verwendet. Zur Vermeidung von Autokorrelation werden 1 % der Flugmesswerte zufällig ausgewählt, also etwa jeder hundertste Datenpunkt. Aus den Messungen der Temperaturen können unter Verwendung der Formeln 9 und 10 nach Murphy und Koop (2005) die Sättigungsdampfdrucke bezüglich Wasser und Eis berechnet werden, die zusammen mit den relativen Feuchten bezüglich Wasser für jeden Flugpunkt für die Berechnung der relativen Feuchten bezüglich Eis ($RH_{i_{M/I}}$) nach Gleichung 21 (siehe Kapitel 3.1) zum Einsatz kommen.

Damit Kondensstreifen entstehen können, muss das SAC erfüllt sein. Dafür muss $T_{\text{Umgebung}} < T_{\text{max}}$ (vergleiche Gleichung 1) gelten und gleichzeitig muss $RH_{w,\text{max}} \geq 100\%$ sein (vergleiche Gleichung 2). Ob $T_{\text{Umgebung}} < T_{\text{max}}$ für einen Flugpunkt gilt, wird geprüft, indem T_{max} nach Gleichung 5 berechnet wird. In diese Berechnung geht der Faktor G ein, der durch Gleichung 3 mit einem Gesamtwirkungsgrad des Antriebs η von 0,35 beschrieben wird. Für die Überprüfung der Bedingung $RH_{w,\text{max}} \geq 100\%$ wird Gleichung 6 angewandt. $RH_{w,\text{max}}$ hängt von G , dem Dampfdruck e , der Temperatur T , T_{max} und dem Sättigungsdampfdruck bezüglich Wasser bei T_{max} ab. G wird, wie oben bereits erläutert, berechnet. Durch Umstellen von Gleichung 12 nach e kann der Dampfdruck mit Hilfe des berechneten temperaturabhängigen Sättigungsdampfdrucks

bezüglich Eis (nach Gleichung 10) und der nach Gleichung 21 berechneten relativen Feuchte in Bezug auf Eis errechnet werden. Für die Temperatur T wird die von den Instrumenten an Bord der MOZAIC/IAGOS-Flugzeuge gemessene Temperatur verwendet. In Gleichung 5 geht der Faktor G ein und man erhält $T_{\max}$. Der Sättigungsdampfdruck bezüglich Wasser bei der Temperatur $T_{\max}$ wird nach Gleichung 9 berechnet, jedoch wird statt der Temperatur T die maximale Temperatur $T_{\max}$ verwendet. Somit kann $RH_{w, \max}$ nach Gleichung 6 errechnet werden. Da in die Berechnung von $RH_{w, \max}$ die luftgestützten Messungen der Temperaturen und der relativen Feuchte bezüglich Wasser von jedem Flugmesspunkt eingehen, wird diese zukünftig mit $RH_{w, \max, M/I}$ abgekürzt. Der Index M/I soll darauf hinweisen, dass die zur Berechnung verwendeten Daten von den MOZAIC/IAGOS-Messungen stammen. Sind die Bedingungen für die Kondensstreifenbildung erfüllt und ist zusätzlich Eisübersättigung gegeben (hier: $RHi_{M/I} \geq 100\%$), so ist an dem entsprechenden Flugpunkt die Bildung persistenter Kondensstreifen möglich, da die Flugzeugmessungen als die Wahrheit angenommen werden.

Zudem werden ERA5-Daten genutzt (siehe Kapitel 3.2), die auf die genauen Positionen und Zeiten der Flugzeuge interpoliert werden. Dazu zählen die relative Feuchte bezüglich Eis (RHi_{ERA5}), die Temperatur (T_{ERA5}), die Vertikalgeschwindigkeit (ω_{ERA5}), die Divergenz (DIV_{ERA5}), die relative Vortizität (ζ_{ERA5}), die potentielle Vortizität (PV_{ERA5}) und die aus dem Geopotential errechnete normierte geopotentielle Höhe (Z_{ERA5}). Mit dem Druck und der Temperatur auf zwei benachbarten Ebenen wird außerdem die Lapse Rate (γ_{ERA5}) an den Flugzeugpositionen berechnet (Gierens et al., 2022). Die Auswahl dieser Variablen stammt von Wilhelm et al. (2022), die ω_{ERA5} , DIV_{ERA5} , ζ_{ERA5} , PV_{ERA5} , Z_{ERA5} und γ_{ERA5} untersuchten. In der vorliegenden Arbeit werden diese Größen und zusätzlich RHi_{ERA5} und T_{ERA5} auf ihre Eignung als Proxys analysiert.

4.1 Satz von Bayes und der Erwartungswert des absoluten Logits

Der vorliegende Datensatz beinhaltet fast 400.000 Datenpunkte mit den entsprechenden Angaben der ERA5- und MOZAIC/IAGOS-Daten. Das einfachste Verfahren, um eine Methode zur Vorhersage von Eisübersättigung beziehungsweise potentiellen persistenten Kondensstreifen zu entwickeln, wäre, den 8-dimensionalen Phasenraum (8 Dimensionen wegen der 8 Variablen) in kleinere Blöcke zu unterteilen und für jeden Block die Anzahl der Datenpunkte zu zählen, für die nach den MOZAIC/IAGOS-Daten persistente Kondensstreifen vorliegen und für die keine gegeben sind. Daraus kann für jeden Bereich eine Wahrscheinlichkeit für persistente Kondensstreifen errechnet werden (Anzahl der Fälle mit persistenten Kondensstreifen dividiert durch die Gesamtzahl der Daten in diesem Block). Auf diese Weise könnte eine Art Nachschlagetabelle entstehen. Die Unterteilung des Phasenraums könnte beispielsweise so erfolgen, dass in jede der 8 Richtungen der Bereich aufgespalten wird in: Wert < Grenzwert und Wert > Grenzwert. Dadurch würden sich bereits 2^8 Quader ergeben. Der Nachteil hierbei wäre jedoch, dass bis zu einem bestimmten Wert einer Größe die Bildung persistenter Kondensstreifen nicht möglich wäre und dann augenblicklich persistente Kondensstreifenbildung vorliegen würde, wenn der Grenzwert überschritten wird (oder je nach Variable auch vice versa). Dies kann in der Natur in dieser Form jedoch nicht beobachtet werden. Physikalisch gesehen gilt dies auch nur für die Feuchte; für alle anderen Größen jedoch nicht. Aus diesem Grund müssten die Kästchen noch weiter unterteilt werden, um die Genauigkeit zu erhöhen, beispielsweise in 10 Kästchen pro Variable. Daraus würden sich 10^8 Quader ergeben. Der Nachteil hierbei wäre aber, dass trotz

der fast 400.000 Datenpunkte viele der Quader unzureichend wenige oder gar keine Datenpunkte beinhalten würden. Über diese Quader könnte deshalb keine Aussage über vorliegende persistente Kondensstreifen getroffen werden. Das heißt, es müssen andere statistische Verfahren eingesetzt werden, wie der Satz von Bayes oder moderne nichtlineare Regressionsmethoden, auf die nun genauer eingegangen wird.

4.1.1 Theorie

Wie bereits erwähnt, kommt Eisübersättigung beziehungsweise die Bildung persistenter Kondensstreifen in manchen Regionen häufiger vor als in anderen. Es gibt also bestimmte dynamische Größen X , deren bedingte Wahrscheinlichkeitsdichte $f_X(x|ISS)$ für den speziellen Wert x für ISS-Fälle (Eisübersättigung ist gegeben) sich mehr oder weniger stark von der bedingten Wahrscheinlichkeitsdichte $f_X(x|\overline{ISS})$ dieser Größe X für den speziellen Wert x für $\overline{ISS}$ -Fälle (es liegt keine Eisübersättigung vor) unterscheidet. Wenn nun für einen bestimmten Wert x der Variable X entschieden werden soll, ob für diesen Fall ISS oder $\overline{ISS}$ wahrscheinlicher ist, so kann man leider nicht einfach die beiden bedingten Wahrscheinlichkeitsdichten $f_X(x|ISS)$ und $f_X(x|\overline{ISS})$ für diesen speziellen Wert x vergleichen und den größeren der beiden als das wahrscheinlichere Ereignis wählen. Dies ist nicht möglich, da auf diese Weise außer Acht gelassen würde, dass $\overline{ISS}$ viel häufiger vorkommt als ISS. Das heißt, die a-priori-Wahrscheinlichkeit (Ursprungswahrscheinlichkeit) würde nicht berücksichtigt werden.

Diese wird jedoch beim Satz von Bayes miteinbezogen:

$$P(ISS|x) = \frac{P(x|ISS) \cdot P(ISS)}{P(x|ISS) \cdot P(ISS) + P(x|\overline{ISS}) \cdot P(\overline{ISS})}, \quad (25)$$

wobei $P(ISS) = 12,5\%$ die a-priori-Wahrscheinlichkeit für Eisübersättigung in den vorliegenden Daten ist. Für $P(\overline{ISS}|x)$ wird in Gleichung 25 ISS entsprechend durch $\overline{ISS}$ ersetzt und vice versa. $P(x|ISS)$ kann durch $\int f_X(x|ISS) dx$ ersetzt werden, sowie $P(x|\overline{ISS})$ durch $\int f_X(x|\overline{ISS}) dx$, wobei $f_X(x|ISS)$ und $f_X(x|\overline{ISS})$ die bedingten Wahrscheinlichkeitsdichten sind. Häufig wird auch das sogenannte Odds-Ratio (Chancenverhältnis, Quotenverhältnis) von $P(x|ISS)$ und $P(\overline{ISS}|x)$ verwendet. Unter Berücksichtigung der genannten Beziehungen erhält man:

$$\frac{P(ISS|x)}{P(\overline{ISS}|x)} = \frac{f_X(x|ISS)}{f_X(x|\overline{ISS})} \cdot \frac{P(ISS)}{P(\overline{ISS})}. \quad (26)$$

Der Quotient auf der linken Seite in Gleichung 26 ist das a-posteriori-Odds-Ratio. Es gibt das Verhältnis der Wahrscheinlichkeiten für ISS und $\overline{ISS}$ an. Wenn der Quotient größer als 1 ist, so ist die Wahrscheinlichkeit für ISS größer als für $\overline{ISS}$. Ist das a-posteriori-Odds-Ratio kleiner als 1, ist die Wahrscheinlichkeit für $\overline{ISS}$ größer als für ISS. Der zweite Faktor auf der rechten Seite ist das a-priori-Odds-Ratio. Die a-priori-Wahrscheinlichkeit für ISS in den verwendeten Daten beträgt 12,5 %. Somit liegt der Wert des a-priori-Odds-Ratios bei $0,125/(1 - 0,125) \approx 0,14$.

Der erste Faktor auf der rechten Seite ist das Likelihood-Ratio. Wenn dieses größer ist als 1, dann nimmt die Wahrscheinlichkeit für ISS zu, und ist das Likelihood-Ratio kleiner als 1, so nimmt die Wahrscheinlichkeit für ISS ab. Liegt das Likelihood-Ratio über 1, bedeutet dies jedoch nicht, dass ISS wahrscheinlicher ist als $\overline{ISS}$, aber die Wahrscheinlichkeit von ISS steigt an. ISS ist nur dann wahrscheinlicher als $\overline{ISS}$, wenn der Faktor auf der linken Seite von Gleichung 26, das a-posteriori-Odds-Ratio, größer ist

als 1. Dies geschieht, wenn das Likelihood-Ratio größer ist als circa $1,0/0,14 = 7,14$ (a-priori-Odds-Ratio $\approx 0,14$).

Häufig wird auch der Logarithmus auf Gleichung 26 angewandt, was zu Gleichung 27 führt. Dies hat den Vorteil, dass die Log-Likelihood-Ratios, Logits genannt, symmetrisch um 0 (anstatt asymmetrisch um 1) liegen.

$$\ln\left(\frac{P(ISS|x)}{P(\overline{ISS}|x)}\right) = \ln\left(\frac{f_X(x|ISS)}{f_X(x|\overline{ISS})}\right) + \ln\left(\frac{P(ISS)}{P(\overline{ISS})}\right). \quad (27)$$

Wie oben erwähnt, ist die Wahrscheinlichkeit für ISS größer als für $\overline{ISS}$, wenn das a-posteriori-Odds-Ratio größer ist als 1, und die Wahrscheinlichkeit für $\overline{ISS}$ ist größer als für ISS, wenn das a-posteriori-Odds-Ratio kleiner ist als 1. Wenn nun der natürliche Logarithmus darauf angewandt wird, heißt dies, dass der natürliche Logarithmus des a-posteriori-Odds-Ratios (Quotient auf der linken Seite in Gleichung 27) größer sein muss als 0, sodass die Wahrscheinlichkeit für ISS größer ist als für $\overline{ISS}$, beziehungsweise dass der natürliche Logarithmus des a-posteriori-Odds-Ratios kleiner sein muss als 0, sodass die Wahrscheinlichkeit für $\overline{ISS}$ größer ist als für ISS.

Der zweite Summand in Gleichung 27 ist der natürliche Logarithmus des a-priori-Odds-Ratios. Dieser ist in etwa $\ln\left(\frac{0,125}{1-0,125}\right) \approx -2$.

Wird zum zweiten Summanden etwas hinzuaddiert, ist also der erste Summand (der natürliche Logarithmus des Likelihood-Ratios) größer als 0, so steigt die Wahrscheinlichkeit für ISS. Damit der natürliche Logarithmus des a-posteriori-Odds-Ratios positiv wird und somit die Wahrscheinlichkeit für ISS größer ist als für $\overline{ISS}$, muss die -2 des natürlichen Logarithmus des a-priori-Odds-Ratios durch den natürlichen Logarithmus des Likelihood-Ratios ausgeglichen werden. Das heißt, ist der natürliche Logarithmus des Likelihood-Ratios (Logit) größer als 2, so ist die Wahrscheinlichkeit für ISS größer als für $\overline{ISS}$. Ist der Logit jedoch kleiner als 2, so ist die Wahrscheinlichkeit für $\overline{ISS}$ größer als für ISS.

Anhand der Gleichung 27 kann für einen speziellen Wert x einer dynamischen Größe X entschieden werden, ob für diesen Fall die Wahrscheinlichkeit von ISS oder von $\overline{ISS}$ größer ist beziehungsweise die Wahrscheinlichkeit von ISS ansteigt. Wenn jedoch zwei Größen X und Y betrachtet werden und man herausfinden möchte, welche dieser Variablen mehr Informationen bezüglich der Wahrscheinlichkeit von ISS liefert, muss anders vorgegangen werden. Wie zuvor festgestellt werden konnte, ist das bei der Größe der Fall, deren Logits sowohl in positiver als auch in negativer Richtung stärker von der Null abweichen oder, anders ausgedrückt: die Größe, für die die Absolutwerte der Logits im Durchschnitt über die Bereiche von x und y größer sind. Für die Bildung des Durchschnitts muss zusätzlich eine Gewichtung erfolgen, die die in einer bestimmten Situation tatsächlich auftretenden Werte der Variablen berücksichtigt:

$$E_{AL}(f_{X|ISS} \parallel f_{X|\overline{ISS}}) = \int f_X(x|ISS) \cdot \left| \ln\left(\frac{f_X(x|ISS)}{f_X(x|\overline{ISS})}\right) \right| dx. \quad (28)$$

$E_{AL}(f_{X|ISS} \parallel f_{X|\overline{ISS}})$ wird im weiteren Verlauf als der Erwartungswert des absoluten Logits einer Größe X bezeichnet. Der Index AL steht dabei für den englischen Ausdruck „expectation value of the Absolute Logit of a proxy“.

Es ist ratsam, auch den Erwartungswert des absoluten Logits $E_{AL}(f_{X|\overline{ISS}} \parallel f_{X|ISS})$ zu untersuchen, denn auch die Informationen über $\overline{ISS}$ tragen gewinnbringend zur Vor-

hersage von Eisübersättigung bei. Dafür werden in Gleichung 28 lediglich ISS und $\overline{\text{ISS}}$ vertauscht.

Die Erwartungswerte der absoluten Logits $E_{\text{AL}}(f_{X|\text{ISS}} \parallel f_{X|\overline{\text{ISS}}})$ und $E_{\text{AL}}(f_{X|\overline{\text{ISS}}} \parallel f_{X|\text{ISS}})$ werden anschließend gemittelt und man erhält $E_{\text{AL}}(X)$ für eine Größe X . Vergleicht man mehrere Variablen, so hat diejenige den größten Lerneffekt in Bezug auf ISS oder $\overline{\text{ISS}}$, deren gemittelter Erwartungswert des absoluten Logits am größten ist.

Wenn eine Größe nicht mit ISS in Zusammenhang steht, so ist $f_X(x|\text{ISS}) = f_X(x|\overline{\text{ISS}}) = f_X(x)$ und somit ist der natürliche Logarithmus des Likelihood-Ratios 0, sodass $E_{\text{AL}}(X)$ null wird. Das heißt, dass diese Größe X keinerlei Informationen über ISS liefert.

An dieser Stelle sei erwähnt, dass $E_{\text{AL}}(f_{X|\text{ISS}} \parallel f_{X|\overline{\text{ISS}}})$ eine gewisse Ähnlichkeit zur Kullback-Leibler-Divergenz $D_{\text{KL}}(f_{X|\text{ISS}} \parallel f_{X|\overline{\text{ISS}}})$ aufweist, die wie Gleichung 28 berechnet wird, jedoch ohne die Betragsstriche. Der Mittelwert der beiden asymmetrischen Kullback-Leibler-Divergenzen $D_{\text{KL}}(f_{X|\text{ISS}} \parallel f_{X|\overline{\text{ISS}}})$ und $D_{\text{KL}}(f_{X|\overline{\text{ISS}}} \parallel f_{X|\text{ISS}})$ ist als Jeffries-Divergenz bekannt.

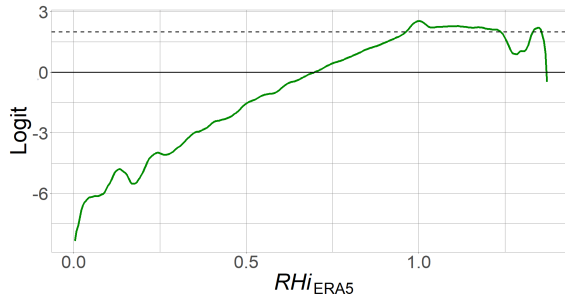
4.1.2 Anwendung

Nun werden die Daten herangezogen und sowohl die Logits als auch die Erwartungswerte der absoluten Logits der einzelnen Variablen genauer untersucht.

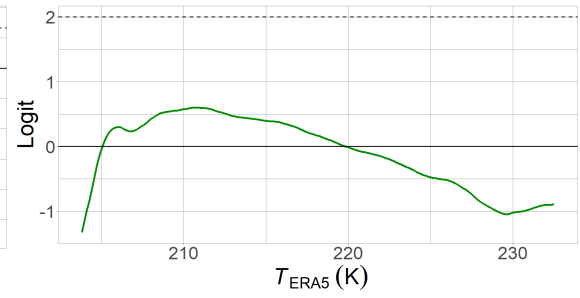
Dazu werden die bedingten Wahrscheinlichkeitsdichten $f_X(x|\text{ISS})$ und $f_X(x|\overline{\text{ISS}})$ der einzelnen Größen der ERA5-Daten für ISS- und $\overline{\text{ISS}}$ -Fälle (je nachdem, ob die relative Feuchte bezüglich Eis in den MOZAIC/IAGOS-Daten $RHi_{M/I} \geq 1,0$ oder $< 1,0$ beträgt) berechnet. Hierfür wird der „Epanechnikov smoothing kernel“ mit 300 gleichmäßig verteilten Punkten zwischen dem Minimum und Maximum des jeweiligen Proxys verwendet. Die grafischen Darstellungen der Logits (erster Summand in Gleichung 27) sind in Abbildung 4.1 zu sehen.

Weisen die Logits positive Werte auf, so nimmt für diese Werte dieser Größe die Wahrscheinlichkeit für ISS zu. Um dies zu veranschaulichen, sind in Abbildung 4.1 durchgezogene Linien bei 0 hinterlegt. Die Wahrscheinlichkeit für ISS übersteigt die Wahrscheinlichkeit für $\overline{\text{ISS}}$, wenn die Logits Werte über 2 erreichen. Dies wird durch gestrichelte Linien gezeigt.

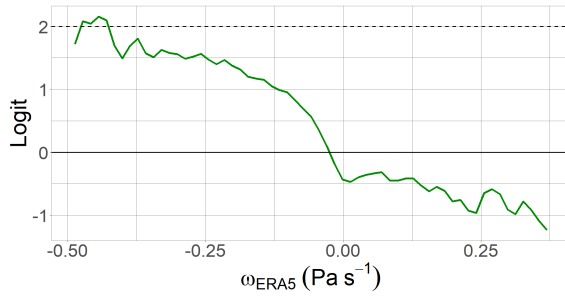
Bei Betrachtung von Abbildung 4.1 ist erkennbar, dass der Schwellenwert von 2 für die meisten Proxys überhaupt nicht überschritten wird. In Abbildung 4.1a, wenn $RHi_{\text{ERA5}} 1,0$ (= 100 %) überragt, überschreitet der Logit 2. Das heißt, dass hier ISS wahrscheinlicher ist als $\overline{\text{ISS}}$. Die Schwankungen bei sehr hohen RHi_{ERA5} werden als Rauschen interpretiert. Für die Vertikalgeschwindigkeit w_{ERA5} in Abbildung 4.1c und für die relative Vortizität ζ_{ERA5} in Abbildung 4.1e wird die 2 nur für einen sehr kurzen Bereich überschritten. Da für alle anderen Größen der Logit nicht über 2 hinauskommt, ist dies ein Hinweis darauf, dass diese Variablen bei der Vorhersage der Eisübersättigung über den Bayesschen Satz nicht viel helfen. Offensichtlich ist die starke Trennung der bedingten Verteilungen für ISS und $\overline{\text{ISS}}$ (Wilhelm et al., 2022) nur eine notwendige, aber keine hinreichende Bedingung für gute Proxys.



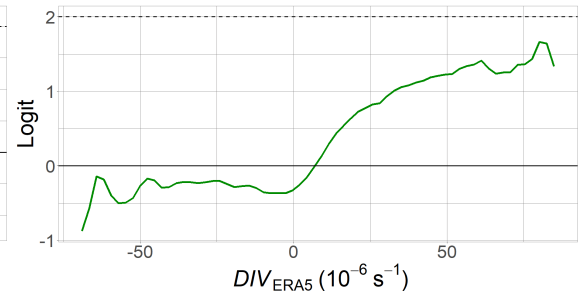
(a) Logit der relativen Feuchte bezüglich Eis.



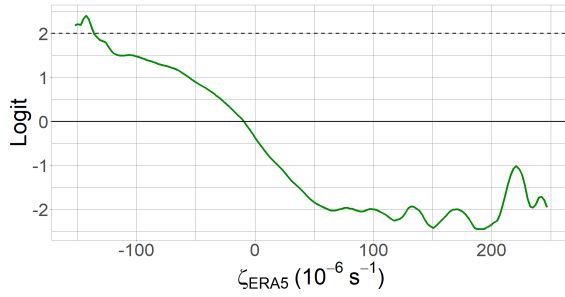
(b) Logit der Temperatur.



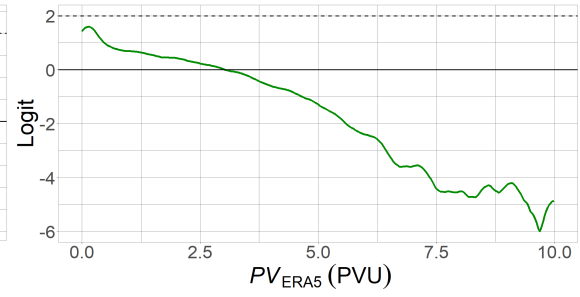
(c) Logit der Vertikalgeschwindigkeit.



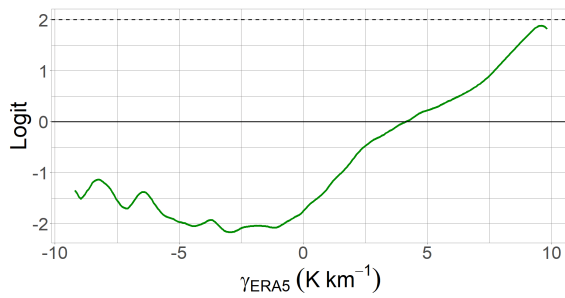
(d) Logit der Divergenz.



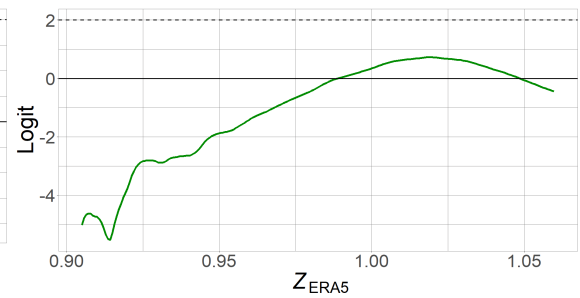
(e) Logit der relativen Vortizität.



(f) Logit der potentiellen Vortizität.



(g) Logit der Lapse Rate.



(h) Logit der normierten geopotentiellen Höhe.

Abbildung 4.1: Logits der einzelnen dynamischen Größen. Positive Werte der Logits erhöhen die Wahrscheinlichkeit für ISS (durchgezogene Linien bei 0). Die Wahrscheinlichkeit für ISS übersteigt die Wahrscheinlichkeit für $\overline{\text{ISS}}$, wenn die Logits Werte über 2 erreichen (gestrichelte Linien).

In Tabelle 4.1 sind die berechneten Erwartungswerte der absoluten Logits (vergleiche Gleichung 28) $E_{AL}(f_{X|ISS} \parallel f_{X|\overline{ISS}})$ und $E_{AL}(f_{X|\overline{ISS}} \parallel f_{X|ISS})$ für die einzelnen Proxys angegeben, also die Integrale über die Produkte aus den bedingten Wahrscheinlichkeitsverteilungen und den Absolutwerten der Logits. In der untersten Zeile der Tabelle stehen außerdem die arithmetischen Mittel der beiden Erwartungswerte für die absoluten Logits für die ISS- und $\overline{ISS}$ -Fälle, die wie folgt berechnet werden:

$$E_{AL}(X) = \frac{1}{2} \cdot \left(E_{AL}(f_{X|ISS} \parallel f_{X|\overline{ISS}}) + E_{AL}(f_{X|\overline{ISS}} \parallel f_{X|ISS}) \right). \quad (29)$$

Tabelle 4.1: Erwartungswerte der absoluten Logits $E_{AL}(f_{X|ISS} \parallel f_{X|\overline{ISS}})$ und $E_{AL}(f_{X|\overline{ISS}} \parallel f_{X|ISS})$ sowie deren Mittelwerte $E_{AL}(X)$ für verschiedene Proxys X .

	RHi_{ERA5}	T_{ERA5}	ω_{ERA5}	DIV_{ERA5}	ζ_{ERA5}	PV_{ERA5}	γ_{ERA5}	Z_{ERA5}
$E_{AL}(f_{X ISS} \parallel f_{X \overline{ISS}})$	1,75	0,34	0,56	0,42	0,96	0,90	0,96	0,52
$E_{AL}(f_{X \overline{ISS}} \parallel f_{X ISS})$	3,41	0,38	0,43	0,33	1,20	2,07	1,24	0,88
$E_{AL}(X)$	2,58	0,36	0,50	0,38	1,08	1,49	1,10	0,70

Bei Betrachtung der Tabelle 4.1 fällt auf, dass für ISS-Fälle RHi_{ERA5} (1,75), ζ_{ERA5} (0,96) und γ_{ERA5} (0,96) hervorstechen, wohingegen für $\overline{ISS}$ -Fälle insbesondere RHi_{ERA5} (3,41), PV_{ERA5} (2,07) und γ_{ERA5} (1,24) auffällig sind. Somit sind besonders die arithmetischen Mittel der absoluten Logits dieser Variablen ($E_{AL}(RHi_{ERA5}) = 2,58$, $E_{AL}(PV_{ERA5}) = 1,49$, $E_{AL}(\gamma_{ERA5}) = 1,10$ und $E_{AL}(\zeta_{ERA5}) = 1,08$) sehr hoch. Nach dieser Analyse scheinen demnach RHi_{ERA5} , PV_{ERA5} , γ_{ERA5} und ζ_{ERA5} die am besten geeigneten Proxys für den Zweck der ISS-Vorhersage durch Regressionen zu sein. Jedoch darf der hohe Wert für $E_{AL}(PV_{ERA5})$ nicht überinterpretiert werden. Denn ein hoher Wert der potentiellen Vorticity weist auf die Stratosphäre hin. Trockene Stratosphärenluft (mit Werten der potentiellen Vorticity über 3,5 PVU) kommt in einem übersättigten Zustand nur sehr selten vor (Neis, 2017; Petzold et al., 2020). Für Fälle mit niedrigerem Wert der potentiellen Vorticity, also für troposphärische Situationen, ist diese Information jedoch nicht sehr hilfreich, wodurch der hohe Wert für $E_{AL}(PV_{ERA5})$ von nicht allzu großer Bedeutung ist.

4.2 Nichtlineare Regression

Sobald mehrere Variablen gleichzeitig auf den Satz von Bayes angewandt werden sollen, wie beispielsweise für $P(ISS|RHi_{ERA5}, \zeta_{ERA5}, \gamma_{ERA5})$, reicht die Datenmenge nicht mehr aus, um über die gesamten Bereiche der Variablen mit einer gewissen Sicherheit Aussagen über die ISS-Wahrscheinlichkeit treffen zu können. Es muss eine andere Methode herangezogen werden: die nichtlineare Regression.

Um bestmögliche Regressionsergebnisse zu erzielen, ist es besonders wichtig, dass keine redundanten Informationen in diese einfließen. Deshalb sollten von den unabhängigen dynamischen Größen auch nur die verwendet werden, die untereinander wenig über die anderen aussagen und möglichst viel Information über die relative Luftfeuchtigkeit bezüglich Eis liefern. Nach obiger Analyse scheinen RHi_{ERA5} , PV_{ERA5} , γ_{ERA5} und ζ_{ERA5} besonders vielversprechend als Eingangsparameter für eine Regression zu sein, da sie

viel Information über ISS bereitstellen, wobei PV_{ERA5} nicht überinterpretiert werden sollte.

4.2.1 Korrelation

Um die Stärke und Art des Zusammenhangs zweier Größen (X und Y) zu bewerten, wird häufig die (Pearson-)Korrelation dieser Größen untersucht. Der Pearson-Korrelationskoeffizient ($Corr$) wird über folgende Gleichung berechnet (DATAtab Team, 2025):

$$Corr = \frac{\sum (x_i - \bar{x}) \cdot (y_i - \bar{y})}{\sqrt{\sum (x_i - \bar{x})^2 \cdot \sum (y_i - \bar{y})^2}}, \quad (30)$$

wobei x_i und y_i die einzelnen Werte und $\bar{x}$ und $\bar{y}$ die jeweiligen Mittelwerte der beiden Größen X und Y sind.

Der Pearson-Korrelationskoeffizient kann Werte zwischen -1 und 1 annehmen. Die Korrelation (beziehungsweise der Pearson-Korrelationskoeffizient) ist positiv, wenn große Werte der einen betrachteten Variable mit großen Werten der anderen Variable beziehungsweise, wenn kleine Werte der einen mit kleinen Werten der anderen Variable einhergehen. Die Korrelation ist negativ, wenn für kleine Werte der einen Variable große Werte der anderen Variable auftreten (oder umgekehrt). Jedoch ist dabei zu beachten, dass die Korrelation nur die lineare Beziehung dieser Variablen angibt. Ein sehr schwacher beziehungsweise kein linearer Zusammenhang zwischen zwei Größen ist festzustellen, wenn die Werte der Korrelation nahe bei 0 liegen.

Korrelationen sind ungerichtet. Das bedeutet, dass sie keine Information darüber liefern, welche Größe eine andere beeinflusst. Korrelationen sagen daher nichts über Ursache und Wirkung aus.

Abbildung 4.2 zeigt die Zusammenhänge zwischen $RHi_{M/I}$ (= Wahrheit), RHi_{ERA5} , T_{ERA5} , ω_{ERA5} , DIV_{ERA5} , ζ_{ERA5} , PV_{ERA5} , γ_{ERA5} und Z_{ERA5} als Streudiagramme sowie die Diagramme der Dichten der einzelnen Größen auf der Diagonalen. Außerdem sind die Korrelationen zwischen jeweils zwei Variablen (nach Gleichung 30) angegeben. Für den besseren Überblick werden hierfür nur 500 Datenpunkte des gesamten Datensatzes zufällig ausgewählt. Aus platztechnischen Gründen sind die Einheiten in den Streudiagrammen nicht mit angegeben. Diese sind identisch mit den Einheiten der einzelnen dynamischen Größen in Abbildung 4.1. $RHi_{M/I}$ ist auch wie RHi_{ERA5} einheitenlos. Anhand der Streudiagramme und der angegebenen Korrelationen in der ersten Zeile (Korrelationen mit $RHi_{M/I}$) ist darauf zu schließen, dass außer RHi_{ERA5} keine Größe linear mit $RHi_{M/I}$ zusammenhängt und die allermeisten Proxys untereinander auch keine linearen Zusammenhänge aufweisen. Aus diesem Grund kann für diesen Anwendungsfall nicht die lineare Korrelation verwendet werden. Daher sind andere Methoden nötig. Ein allgemeineres Maß für die Korrelation ist die „Mutual Information“ (gegenseitige Information) aus der Informationstheorie, die im nächsten Unterkapitel erläutert wird.

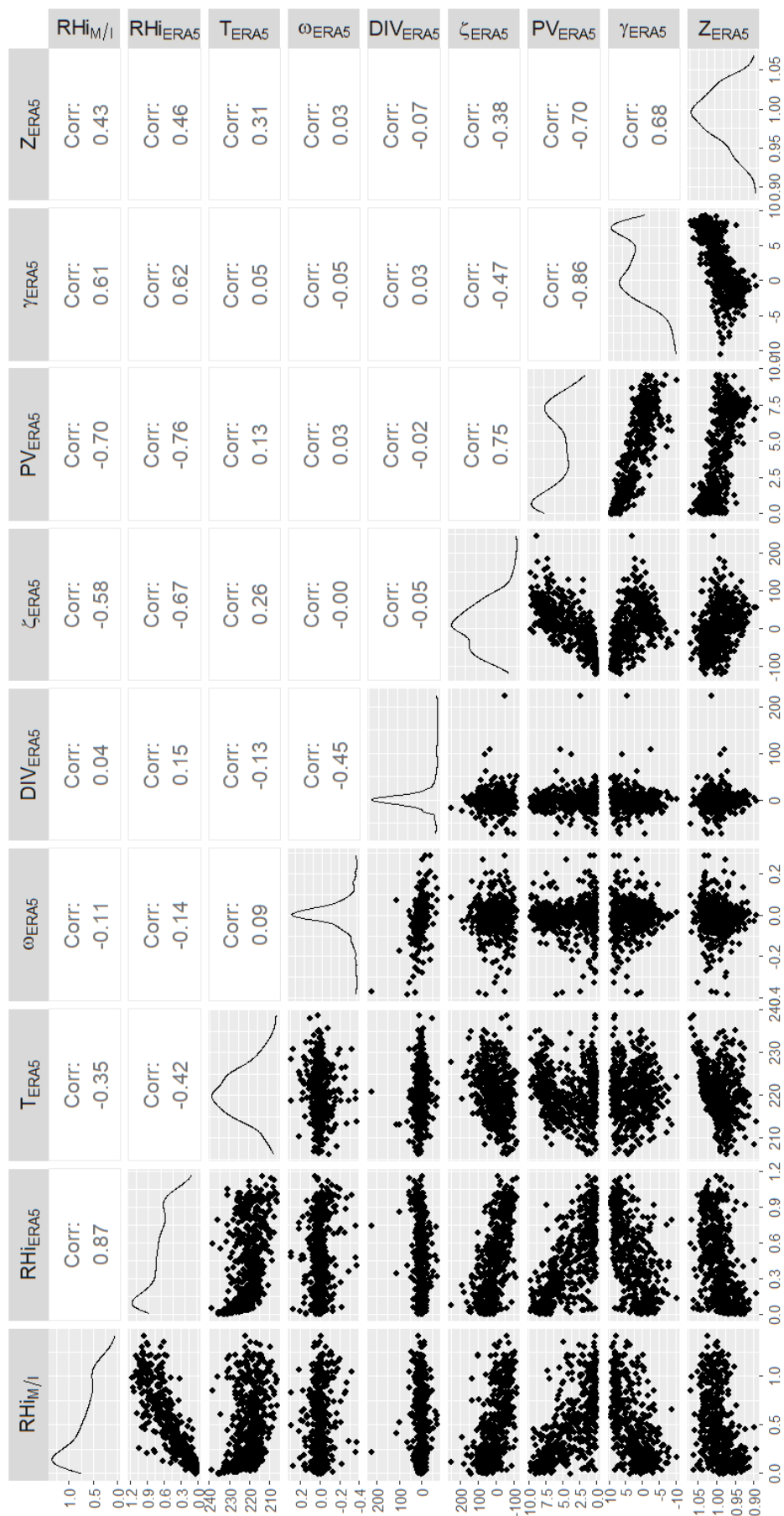


Abbildung 4.2: Veranschaulichung der Korrelationen der dynamischen Größen.

4.2.2 Mutual Information

Die Mutual Information ist nicht auf ausschließlich lineare Abhängigkeiten begrenzt (wie die Korrelation es ist) und sie gibt an, wie viel Information eine Größe (X) über eine andere Größe (Y) liefert. Die Mutual Information ist folgendermaßen definiert:

$$I(X; Y) = \iint f_{X \cap Y}(x, y) \cdot \log \left(\frac{f_{X \cap Y}(x, y)}{f_X(x) \cdot f_Y(y)} \right) dx dy, \quad (31)$$

wobei $f_{X \cap Y}(x, y)$ die gemeinsame Wahrscheinlichkeitsdichtefunktion von X und Y ist. $f_X(x)$ und $f_Y(y)$ sind jeweils die marginalen Wahrscheinlichkeitsdichtefunktionen von X und Y . Für den Fall, dass X und Y unabhängig voneinander sind, entspricht die gemeinsame Wahrscheinlichkeitsdichtefunktion dem Produkt der beiden marginalen Wahrscheinlichkeitsdichtefunktionen, $f_{X \cap Y}(x, y) = f_X(x) \cdot f_Y(y)$, und somit sind der Zähler und der Nenner innerhalb von $\log()$ identisch, wodurch dieser 0 ergibt und demnach die Mutual Information $I(X; Y) = 0$ ist. In allen anderen Fällen ist die Mutual Information positiv und entspricht dem Erwartungswert von $\log \left(\frac{f_{X \cap Y}(x, y)}{f_X(x) \cdot f_Y(y)} \right)$ mit der gemeinsamen Wahrscheinlichkeitsdichtefunktion $f_{X \cap Y}(x, y)$ als Gewichtsfunktion. Je größer die Mutual Information ist, desto mehr wird über eine Variable erfahren, wenn eine andere bekannt ist.

Wie bereits erwähnt, eignet sich eine dynamische Größe Y als Eingangsvariable einer Regression besonders gut, wenn diese viel Information über $RHi_{M/I}$ liefert (also einen hohen Wert der Mutual Information $I(RHi_{M/I}; Y)$ hat) und gleichzeitig zur Vermeidung redundanter Informationen einen geringen Zusammenhang mit den anderen Eingangsvariablen aufweist (das heißt, einen niedrigen Wert der Mutual Information mit den anderen Proxys $I(X; Y)$ hat). In Tabelle 4.2 sind alle Kombinationen der Mutual Information in Bits angegeben.

Tabelle 4.2: Kombinationsmatrix der Mutual Information $I(X; Y)$ sowohl der einzelnen zu untersuchenden dynamischen Größen untereinander als auch der dynamischen Größen und $RHi_{M/I}$. Die Angaben sind in Bits.

$I(X; Y)$	$RHi_{M/I}$	RHi_{ERA5}	T_{ERA5}	ω_{ERA5}	DIV_{ERA5}	ζ_{ERA5}	PV_{ERA5}	γ_{ERA5}	Z_{ERA5}
$RHi_{M/I}$		1,26	0,29	0,06	0,04	0,37	0,57	0,38	0,23
RHi_{ERA5}			0,35	0,08	0,06	0,43	0,61	0,43	0,25
T_{ERA5}				0,02	0,02	0,12	0,16	0,05	0,36
ω_{ERA5}					0,21	0,04	0,09	0,10	0,06
DIV_{ERA5}						0,03	0,04	0,04	0,03
ζ_{ERA5}							0,73	0,43	0,19
PV_{ERA5}								1,07	0,54
γ_{ERA5}									0,54
Z_{ERA5}									

Da die Matrix symmetrisch ist ($I(X; Y) = I(Y; X)$), ist für eine bessere Übersicht nur eine Hälfte ausgefüllt. Die erste Zeile der Matrix, $I(RHi_{M/I}; Y)$, zeigt die Mutual Information von $RHi_{M/I}$ und den zu untersuchenden dynamischen Proxys und die Spalten die Mutual Information der dynamischen Größen untereinander.

Die dynamischen Größen, welche mit $RHi_{M/I}$ die größten Werte der Mutual Information liefern, sind RHi_{ERA5} (1,26 Bits), PV_{ERA5} (0,57 Bits), γ_{ERA5} (0,38 Bits) und ζ_{ERA5} (0,37 Bits). Diese liefern demnach am meisten Informationen zu $RHi_{M/I}$ und eignen sich daher als Kandidaten für die Eingangsvariablen einer Regression.

RHi_{ERA5} , PV_{ERA5} , γ_{ERA5} und ζ_{ERA5} weisen die höchsten Werte der Mutual Information mit $RHi_{M/I}$ auf, jedoch ist auch ein starker Zusammenhang zwischen PV_{ERA5} und γ_{ERA5} festzustellen (1,07 Bits). Aufgrund der Tatsache, dass $I(RHi_{M/I}; PV_{ERA5}) > I(RHi_{M/I}; \gamma_{ERA5})$, aber $I(PV_{ERA5}; \gamma_{ERA5})$ auch sehr hoch ist, sollte γ_{ERA5} nicht in die Regression mit eingehen, wenn PV_{ERA5} als Proxy verwendet wird.

4.2.3 Generalisiertes Additives Modell

Nun werden die zuvor erworbenen Kenntnisse über gute/schlechte Proxys auf ein verallgemeinertes additives Modell („Generalised Additive Model“, GAM) angewandt. GAMs können sowohl für quantitative (numerische Werte) als auch qualitative Vorhersagen (Kategorien) eingesetzt werden. Ein GAM wird basierend auf nichtlinearen Funktionen mehrerer Prädiktoren $X = (X_1, X_2, \dots, X_p)$ zur Vorhersage von Y verwendet, wobei bei einer kategorischen Vorhersage, bei der Y beispielsweise 0 oder 1 annehmen kann, $P(X) = P(Y = 1|X)$ die bedingte Wahrscheinlichkeit ist (unter Berücksichtigung der Prädiktoren), dass die Vorhersage 1 ergibt (James et al., 2013). In der Meteorologie wurde ein generalisiertes additives Modell bereits erfolgreich für die Gewittervorhersage eingesetzt (Rädler et al., 2018).

Für den Anwendungsfall in dieser Arbeit wird auf die qualitative/kategorische Vorhersage zurückgegriffen, nämlich, ob ein persistenter Kondensstreifen möglich ist oder nicht. Für jeden der fast 400.000 Datenpunkte ist dies bekannt. Hierzu wird geprüft, ob $T_{M/I} < T_{\max}$, $RH_{w, \max, M/I} \geq 1,0$ und $RHi_{M/I} \geq 1,0$ sind. Nur dann ist ein persistenter Kondensstreifen möglich (PC, „Persistent Contrail“). In allen anderen Fällen ist keine Bildung persistenter Kondensstreifen möglich ($\overline{PC}$, „no Persistent Contrail“). Die allgemeine Formel für das GAM zur Vorhersage von PC ist somit:

$$\log \left(\frac{P(PC|X)}{1 - P(PC|X)} \right) = \beta_0 + s_1(X_1) + s_2(X_2) + \dots + s_p(X_p). \quad (32)$$

$\frac{P(PC|X)}{1 - P(PC|X)}$ ist dabei das a-posteriori-Odds-Ratio. Somit wird mit Gleichung 32 die Beziehung zwischen dem Logarithmus des a-posteriori-Odds-Ratios und den nichtlinearen Funktionen der Prädiktoren X hergestellt. Für die Funktionen werden sogenannte „smoothing splines“ $s(X)$ verwendet. Bei der Anpassung einer glatten Kurve an einen Datensatz ist eine Funktion gesucht, zum Beispiel $g(x)$, sodass $\sum_{i=1}^n (y_i - g(x_i))^2$ möglichst klein ist. Ohne weitere Einschränkungen könnte die Summe immer 0 erreichen, wenn $g(x_i)$ so gewählt werden würde, dass die Funktion alle y_i interpoliert, was zu einem „overfit“, also einer Überanpassung der Daten, führen würde. Aus diesem Grund muss eine weitere Einschränkung mitberücksichtigt werden, nämlich: Die Funktion sollte zudem glatt sein. Deshalb wird außerdem die zweite Ableitung der Funktion betrachtet, um Informationen über die Krümmung zu erhalten (James et al., 2013). Insgesamt ist also eine Funktion g gesucht, die:

$$\sum_{i=1}^n (y_i - g(x_i))^2 + \lambda \cdot \int g''(t)^2 dt \quad (33)$$

minimiert, wobei λ als Tuning-Parameter bezeichnet wird. Die Funktion g , die die Gleichung 33 minimiert, wird smoothing spline genannt (James et al., 2013).

Unter Verwendung der Softwareumgebung für statistische Berechnungen *R* (Ihaka und Gentleman, 1993) werden sechs verschiedene GAMs mit unterschiedlichen Eingangsvariablen zur Vorhersage von persistenten Kondensstreifen getestet:

- GAM₀ mit RHi_{ERA5} ,
- GAM₁ mit T_{ERA5}, RHi_{ERA5} ,
- GAM₂ mit $PV_{ERA5}, T_{ERA5}, RHi_{ERA5}$,
- GAM₃ mit $PV_{ERA5}, T_{ERA5}, \zeta_{ERA5}, RHi_{ERA5}$,
- GAM₄ mit $\gamma_{ERA5}, T_{ERA5}, Z_{ERA5}, PV_{ERA5}, \zeta_{ERA5}$, und
- GAM₅ mit $\gamma_{ERA5}, T_{ERA5}, Z_{ERA5}, PV_{ERA5}, \zeta_{ERA5}, RHi_{ERA5}$.

Der aus 395.576 unabhängigen Datenpunkten bestehende Datensatz wird in einen Trainings- und einen Testdatensatz aufgeteilt, wobei der Trainingsdatensatz $\sim 80\%$ und der Testdatensatz $\sim 20\%$ des gesamten Datensatzes ausmacht. Für jeden dieser Datenpunkte ist nach den MOZAIC/IAGOS-Daten bekannt, ob für diesen die persistente Kondensstreifenbildung möglich ist ($T_{M/I} < T_{max}$, $RH_{w,max,M/I} \geq 1,0$ und $RHi_{M/I} \geq 1,0$). Mit Hilfe des Testdatensatzes wird in *R* jedes GAM einzeln trainiert, um die bestmöglichen Koeffizienten und Beziehungen zwischen den Proxys und der Vorhersage herzustellen. Diese besten Koeffizienten und Funktionen werden anschließend verwendet, um im Testdatensatz das Vorhandensein von persistenten Kondensstreifen zu prognostizieren. Wie gut die Vorhersagen der GAMs mit der Wahrheit tatsächlich übereinstimmen, wird mit einem Scorewert berechnet, nämlich dem „Equitable Threat Score“ (ETS, siehe Gierens et al., 2020a), der im nächsten Unterkapitel kurz erläutert wird.

4.2.4 Equitable Threat Score (ETS)

Für die Bewertung der Vorhersagegenauigkeit jedes GAMs wird der ETS-Wert berechnet. Dazu wird jeder Datenpunkt einem der vier Felder der Kontingenztafel (siehe Tabelle 4.3) zugeordnet.

Tabelle 4.3: Kontingenztafel für die Vorhersage und Beobachtung persistenter Kondensstreifen (KS) zur Berechnung des ETS.

		potentielle persistente KS vorhergesagt	
		ja	nein
persistente KS beobachtet	ja	richtig positiv (<i>a</i>)	falsch negativ (<i>b</i>)
	nein	falsch positiv (<i>c</i>)	richtig negativ (<i>d</i>)

Zu den Einträgen der Kontingenztafel zählen: „richtig positiv“ (potentielle persistente Kondensstreifen vorhergesagt und auch persistente Kondensstreifen beobachtet), „falsch negativ“ (keine potentiellen persistenten Kondensstreifen vorhergesagt, jedoch beobachtet), „falsch positiv“ (potentielle persistente Kondensstreifen vorhergesagt, aber keine beobachtet) und „richtig negativ“ (potentielle persistente Kondensstreifen weder vorhergesagt noch beobachtet). Die Anzahl der Ereignisse „richtig positiv“, „falsch

negativ“, „falsch positiv“ und „richtig negativ“ werden aufsummiert und als a , b , c und d bezeichnet. Für die Berechnung des ETS-Wertes werden die Anzahlen der vier Ereignisse, also a , b , c und d , und folgende Formeln verwendet:

$$ETS = \frac{a - r}{a + b + c - r}, \text{ wobei } r = \frac{(a + b) \cdot (a + c)}{a + b + c + d}. \quad (34)$$

Um nun ein Ereignis einem Feld der Kontingenztafel zuordnen zu können, muss ein Schwellenwert für die Wahrscheinlichkeit $P(PC|X)$ festgelegt werden, ab dem ein Ereignis als „potentielle persistente Kondensstreifen vorhergesagt“ gilt. Dies kann 50 % sein, aber üblicherweise nimmt man die Grenze, bei der der größtmögliche ETS beobachtet wird. Für die vorliegenden Daten ist dies 0,34. Das heißt, bei einem gegebenen Vektor X von Proxys werden persistente Kondensstreifen vorausgesagt, wenn $P(PC|X) > 0,34$ (und vice versa).

Bei einer perfekten Übereinstimmung der Vorhersage mit der Beobachtung ist der ETS = 1 und bei einer vollständig inversen Beziehung zwischen der Vorhersage und der Beobachtung ist der ETS = $-1/3$. Der ETS ist 0 für einen rein zufälligen Zusammenhang. Wenn das gesuchte Ereignis in den Daten nur sehr selten vorkommt, ist d die größte in der Kontingenztafel vorkommende Zahl, wodurch ein fälschlicherweise sehr positiver Eindruck entsteht, weil die Vorhersage und die Beobachtung häufig übereinstimmen, was aber nur durch die Seltenheit dieses Ereignisses zustande kommt (Gierens et al., 2020a). Dies ist in den vorliegenden Daten der Fall, denn $P(PC) \ll P(\overline{PC})$. Der Vorteil des ETS gegenüber anderen Scores ist, dass dieser die Bedeutung von d in der Berechnung weitestgehend vermindert.

4.2.5 Regressionsergebnisse

Die Ergebnisse der verschiedenen GAMs mit unterschiedlichen Eingangsvariablen sind in Tabelle 4.4 aufgelistet. Sie zeigt in der ersten, weißen Zeile den ETS-Wert von 0,198 für den reinen Vergleich von RHi_{ERA5} und $RHi_{M/I}$, ohne dass ein GAM darauf angewandt wird. Dieses Ergebnis weist auf, wie gut die Vorhersage von ISS in ERA5 mit der Beobachtung von ISS von MOZAIC/IAGOS übereinstimmt. In diesem Fall wird somit nur geprüft, wie oft $RHi_{ERA5} \geq 1,0$ mit $RHi_{M/I} \geq 1,0$ übereinstimmt. Das SAC wird hierbei nicht mitberücksichtigt.

Tabelle 4.4: Ergebnisse des Vergleichs der Rohdaten von RHi_{ERA5} und $RHi_{M/I}$ und der verschiedenen GAMs.

Vergleich der Rohdaten (Bewertung der <u>ISS</u> -Vorhersage; ohne GAM)		ETS
RHi_{ERA5} und $RHi_{M/I}$		0,198
Vorhersage potentieller persistenter KS mit Proxys und GAMs: $\log\left(\frac{P(PC X)}{1-P(PC X)}\right) =$		ETS
GAM ₀	$\beta_0 + s(RHi_{ERA5})$	0,337
GAM ₁	$\beta_0 + s(T_{ERA5}) + s(RHi_{ERA5})$	0,372
GAM ₂	$\beta_0 + s(PV_{ERA5}) + s(T_{ERA5}) + s(RHi_{ERA5})$	0,372
GAM ₃	$\beta_0 + s(PV_{ERA5}) + s(T_{ERA5}) + s(\zeta_{ERA5}) + s(RHi_{ERA5})$	0,373
GAM ₄	$\beta_0 + s(\gamma_{ERA5}) + s(T_{ERA5}) + s(Z_{ERA5}) + s(PV_{ERA5}) + s(\zeta_{ERA5})$	0,197
GAM ₅	$\beta_0 + s(\gamma_{ERA5}) + s(T_{ERA5}) + s(Z_{ERA5}) + s(PV_{ERA5}) + s(\zeta_{ERA5}) + s(RHi_{ERA5})$	0,378

Die übrigen (weißen) Zeilen zeigen die Ergebnisse der sechs verschiedenen GAMs, von GAM_0 bis GAM_5 . Hierbei ist anzumerken, dass β_0 für jedes GAM unterschiedlich ist, obwohl es für alle GAMs identisch abgekürzt wird. Nun wird auf die einzelnen Regressionsergebnisse genauer eingegangen:

Da die Feuchte im Allgemeinen eine sehr wichtige Rolle für die Bildung persistenter Kondensstreifen spielt, da sowohl die relative Feuchte bezüglich Wasser eine Bedingung des SACs bildet ($RH_{w,max} \geq 100\%$) als auch die relative Feuchte bezüglich Eis die Bedingung der Persistenz ($RH_i \geq 100\%$) darstellt, wird in GAM_0 zuallererst nur RHi_{ERA5} verwendet. Der dazugehörige ETS liegt hier bei 0,337.

Als Nächstes wird in GAM_1 außerdem T_{ERA5} hinzugenommen, da auch die Temperatur für das SAC entscheidend ist ($T_{Umgebung} < T_{max}$). Der ETS erreicht einen Wert von 0,372, der etwas (aber nicht signifikant) höher ist als für GAM_0 .

In Kapitel 4.2.2 hat sich herausgestellt, dass bei der Mutual Information mit $RHi_{M/I}$ vor allem RHi_{ERA5} , PV_{ERA5} , ζ_{ERA5} und γ_{ERA5} besonders hohe Werte aufweisen, nämlich $I(RHi_{M/I}; RHi_{ERA5}) = 1,26$ Bits, $I(RHi_{M/I}; PV_{ERA5}) = 0,57$ Bits, $I(RHi_{M/I}; \gamma_{ERA5}) = 0,38$ Bits und $I(RHi_{M/I}; \zeta_{ERA5}) = 0,37$ Bits, wodurch sie sich als gute Proxys für Regressionen zur Vorhersage persistenter Kondensstreifen eignen. Da aber PV_{ERA5} und γ_{ERA5} auch untereinander stark korrelieren ($I(PV_{ERA5}; \gamma_{ERA5}) = 1,07$ Bits), kann auf γ_{ERA5} bei Verwendung von PV_{ERA5} verzichtet werden. Auch PV_{ERA5} und ζ_{ERA5} zeigen einen hohen Wert der Mutual Information ($I(PV_{ERA5}; \zeta_{ERA5}) = 0,73$ Bits). Deshalb wird in GAM_2 , zusätzlich zu T_{ERA5} und RHi_{ERA5} , nur die PV_{ERA5} hinzugefügt. Der ETS-Wert beträgt auch für diese Kombination 0,372.

Bei GAM_3 wird versucht, noch mehr Informationen als Input zu verwenden, indem neben PV_{ERA5} , T_{ERA5} und RHi_{ERA5} , wie in GAM_2 , auch ζ_{ERA5} hinzugezogen wird, da $I(RHi_{M/I}; \zeta_{ERA5})$ ebenfalls sehr hoch ist und $I(PV_{ERA5}; \zeta_{ERA5}) < I(PV_{ERA5}; \gamma_{ERA5})$. Der ETS erreicht einen Wert von 0,373. Durch GAM_1 , GAM_2 und GAM_3 wird ersichtlich, dass sich GAM_2 und GAM_3 kaum von GAM_1 bezüglich des ETS unterscheiden. Auch wenn $I(RHi_{M/I}; PV_{ERA5})$ recht hoch ist, ist PV_{ERA5} bereits stark mit RHi_{ERA5} korreliert ($I(RHi_{ERA5}; PV_{ERA5}) = 0,61$ Bits), sodass PV_{ERA5} kaum zusätzliche Informationen liefert. Die weiteren Proxys liefern sogar noch weniger zusätzliche Informationen für das GAM. In GAM_4 werden alle Proxys mit separaten Verteilungen ihrer beiden Wahrscheinlichkeitsdichtefunktionen (PDFs, „Probability Density Functions“), also $P(X|PC)$ vs. $P(X|\overline{PC})$ beziehungsweise $P(X|ISS)$ vs. $P(X|\overline{ISS})$ (hier nicht gezeigt), verwendet. Jedoch wird für dieses GAM versuchsweise RHi_{ERA5} weggelassen. Somit sind die Eingabevariablen für GAM_4 : γ_{ERA5} , T_{ERA5} , Z_{ERA5} , PV_{ERA5} und ζ_{ERA5} . Der ETS liegt für diesen Fall nur bei 0,197.

Daraus können zwei wichtige Erkenntnisse gewonnen werden:

- i) Der ETS erhöht sich nicht zwingend, wenn durch Verwendung von mehr Proxys angeblich mehr Informationen in ein GAM gesteckt werden.
- ii) Die relative Feuchte bezüglich Eis, RHi_{ERA5} , darf unter den Proxys nicht fehlen, auch wenn sie eine ungenaue Variable ist.

An dieser Stelle sei noch einmal auf die Logits der dynamischen Größen (Abbildung 4.1) verwiesen, die die Erklärung dazu liefern, denn nur RHi_{ERA5} erreicht Werte über 2 für einen großen Bereich, für den ISS wahrscheinlicher ist als $\overline{ISS}$. Aus diesem Grund ist RHi_{ERA5} als Eingangsvariable für die GAMs zur Vorhersage von persistenten Kondensstreifen essentiell. Die anderen dynamischen Größen zeigen bei der Untersuchung der Logits nur über einen kleinen Bereich oder gar keine Werte über 2 und sind daher für

die Vorhersage persistenter Kondensstreifen weniger bedeutend oder gar nicht von Bedeutung.

In GAM_5 werden die gleichen Proxys wie in GAM_4 verwendet, jedoch kommt die wichtige Größe RHi_{ERA5} hinzu. Der ETS erreicht damit einen Wert von 0,378.

Das heißt, basierend auf dem ETS ist das beste GAM zur Vorhersage potentieller persistenter Kondensstreifen jenes, welches auf γ_{ERA5} , T_{ERA5} , Z_{ERA5} , PV_{ERA5} , ζ_{ERA5} und RHi_{ERA5} beruht (GAM_5). Jedoch ist anzumerken, dass sich dessen ETS-Wert kaum von dem ETS von GAM_1 unterscheidet, in welches lediglich T_{ERA5} und RHi_{ERA5} eingehen, wodurch hervorgeht, dass die dynamischen Proxys die Vorhersage potentieller persistenter Kondensstreifen nicht maßgeblich verbessern.

Auch wenn sich die ETS-Werte der GAMs durch Hinzunahme weiterer dynamischer Größen nicht maßgeblich erhöhen, übersteigen diese aber deutlich die ETS-Werte der Überprüfung der ISS-Vorhersage, wie den aus der Studie von Gierens et al. (2020a, ETS = 0,08 für einen relativ kleinen Datensatz aus dem Jahr 2014) und den aus dem vorliegenden, viel größeren Datensatz (ETS = 0,198). Somit ist der etwas gering erscheinende ETS-Wert von 0,378 des besten GAMs (GAM_5) immer noch deutlich höher als der einer ausschließlich auf der relativen Feuchte bezüglich Eis der ERA5-Daten basierenden Vorhersage der Eisübersättigung.

T_{ERA5} wird in GAM_1 bis GAM_5 verwendet, obwohl sie weder bei der Berechnung des Erwartungswerts des absoluten Logits noch bei der Mutual Information mit $RHi_{M/I}$ besonders hohe Werte aufweist. Die Temperatur ist jedoch für das SAC eine entscheidende Größe. Deshalb werden in den GAM-Tests verschiedene Proxys geprüft, ob diese, zusätzlich zu T_{ERA5} und RHi_{ERA5} , weitere Informationen liefern können. Das GAM mit dem höchsten ETS-Wert (GAM_5), jedoch ohne T_{ERA5} , erreicht einen ETS-Wert von 0,357. Somit wird durch T_{ERA5} der ETS nicht signifikant erhöht, aber aus den oben genannten Gründen wird die Temperatur in den übrigen GAMs mitberücksichtigt.

Zusammenfassend ist festzuhalten, dass die relative Feuchte trotz ihrer Ungenauigkeiten als Proxy in einem GAM verwendet werden sollte. Mit diesem Ergebnis kommen jedoch auch Fragen auf, nämlich: Können die Regressionsergebnisse durch Korrekturen der relativen Feuchte der Wettervorhersagemodelle verbessert werden und warum können selbst die fortschrittlichsten Regressionsmethoden keine besseren ETS-Werte liefern? Mit diesen Fragen beschäftigt sich das nachfolgende Kapitel.

4.3 Sensitivitätstests

Bei einer perfekten Wettervorhersage könnte Eisübersättigung beziehungsweise die Bildung persistenter Kondensstreifen nur durch die Temperaturangaben und die relative Luftfeuchtigkeit prognostiziert werden, ohne dass zusätzliche Proxys nötig wären. Aber gerade das Feuchtigkeitsfeld wird derzeit von ERA5 und sicherlich auch von weiteren Wettermodellen noch nicht genau genug für einzelne Flüge vorhergesagt (Gierens et al., 2020a). Das liegt vor allem an der geringen Menge an In-situ-Beobachtungen der Luftfeuchtigkeit in Reiseflughöhe und an den zu einfachen (idealisierten) Zirkus-Parametrisierungen in numerischen Wettervorhersagemodellen (Sperber und Gierens, 2023).

In diesem Kapitel werden nun verschiedene Ansätze getestet, um das ursprüngliche Feuchtefeld anzupassen. Anschließend gehen die Feuchten, die auf unterschiedliche Weise korrigiert werden, in GAMs ein, die mit dem ETS bewertet werden. Zuallererst wird auf den Einfluss der Überlappung der beiden bedingten Wahrscheinlichkeitsdichtefunktionen der relativen Feuchte bezüglich Eis (mit den Bedingungen PC beziehungsweise $\overline{PC}$) genauer eingegangen. Diese werden künstlich fast perfekt getrennt und immer näher an die Originalverteilungen angeglichen. Zudem wird durch verschiedene Methoden der Feuchtekorrektur versucht, den ETS-Wert der GAMs zu erhöhen.

4.3.1 Trennung der nach der Persistenz bedingten Wahrscheinlichkeitsdichtefunktionen

Da die bedingten Wahrscheinlichkeitsdichtefunktionen der relativen Feuchte bezüglich Eis (mit den Bedingungen PC beziehungsweise $\overline{PC}$) stark überlappen und somit relative Feuchten in diesem Überlappungsbereich vom Modell nicht eindeutig zu PC oder $\overline{PC}$ zugeordnet werden können, wird vermutet, dass dies ein grundlegendes Problem der Vorhersage von persistenten Kondensstreifen darstellt. Diese starke Überlappung ist in Abbildung 4.3f zu sehen. Sei nun $f_{RH_{i_{ERA5}}}(r|PC)$ die PDF für Fälle persistenter Kondensstreifen und $f_{RH_{i_{ERA5}}}(r|\overline{PC})$ die PDF für Fälle ohne Bildung persistenter Kondensstreifen, wobei r jeweils für einen speziellen Wert der relativen Feuchte bezüglich Eis steht. Diese beiden Wahrscheinlichkeitsdichten werden nun zuallererst künstlich mit Hilfe zweier perfekt separierter Verteilungen getrennt. Diese umfassen eine logarithmische Normalverteilung f_{PC} zwischen 0,8 und 1,5 für PC-Fälle und eine logarithmische Normalverteilung $f_{\overline{PC}}$ zwischen 0,0 und 0,8 für $\overline{PC}$ -Fälle. Die Verteilungen werden anschließend Schritt für Schritt mit Hilfe folgender Formeln und des Gewichtungsfaktors c ($0 \leq c \leq 1$) an die Originaldaten angeglichen:

$$\begin{aligned} f(r|\overline{PC}, c) &= c \cdot f_{\overline{PC}} + (1 - c) \cdot f_{RH_{i_{ERA5}}}(r|\overline{PC}), \\ f(r|PC, c) &= c \cdot f_{PC} + (1 - c) \cdot f_{RH_{i_{ERA5}}}(r|PC). \end{aligned} \quad (35)$$

Der Gewichtungsfaktor c wird dabei in 0,1-Schritten von 1,0 auf 0,0 gesenkt. Einige Beispiele dieser künstlichen Verteilungen sind in Abbildung 4.3 grafisch dargestellt. Für jedes c werden zufällige Werte der relativen Feuchte bezüglich Eis aus den Verteilungen gezogen und die ursprünglichen durch diese ersetzt, wobei ihre Zugehörigkeit PC oder $\overline{PC}$ beibehalten wird, je nachdem, ob die Feuchte von $f(r|PC, c)$ oder von $f(r|\overline{PC}, c)$ stammte. Der Datensatz wird anschließend erneut in einen Trainingsdatensatz ($\sim 80\%$) und einen Testdatensatz ($\sim 20\%$) unterteilt und ein GAM, basierend auf T_{ERA5} und RH_{i_c} (wie in GAM_1 , aber mit den neuen Feuchteverteilungen), darauf angewandt. Der Wahrscheinlichkeitsschwellenwert beträgt dabei wieder 0,34. Jedes GAM (für jedes c) wird mit dem ETS bewertet. Die Ergebnisse sind in Tabelle 4.5 angegeben.

Auffällig dabei ist, dass bereits bei kleinen Auseinanderschiebungen der beiden bedingten Wahrscheinlichkeitsverteilungen ($c = 0,1$ oder $c = 0,2$) der ETS-Wert drastisch ansteigt. Dies ist ein Hinweis darauf, dass die Ergebnisse bereits deutlich verbessert werden würden, wenn die ursprünglichen bedingten Wahrscheinlichkeitsverteilungen der relativen Feuchte bezüglich Eis nur geringfügig weiter getrennt wären. Das heißt auch, dass die Vorhersage von $RH_{i_{ERA5}}$ nicht zwingend perfekt sein muss. Hohe ETS-Werte treten bereits für bedingte Verteilungen auf, die etwas separierter sind als die Originalverteilungen. Ab $c > 0,5$ ist der weitere Anstieg des ETS-Wertes nur noch gering.

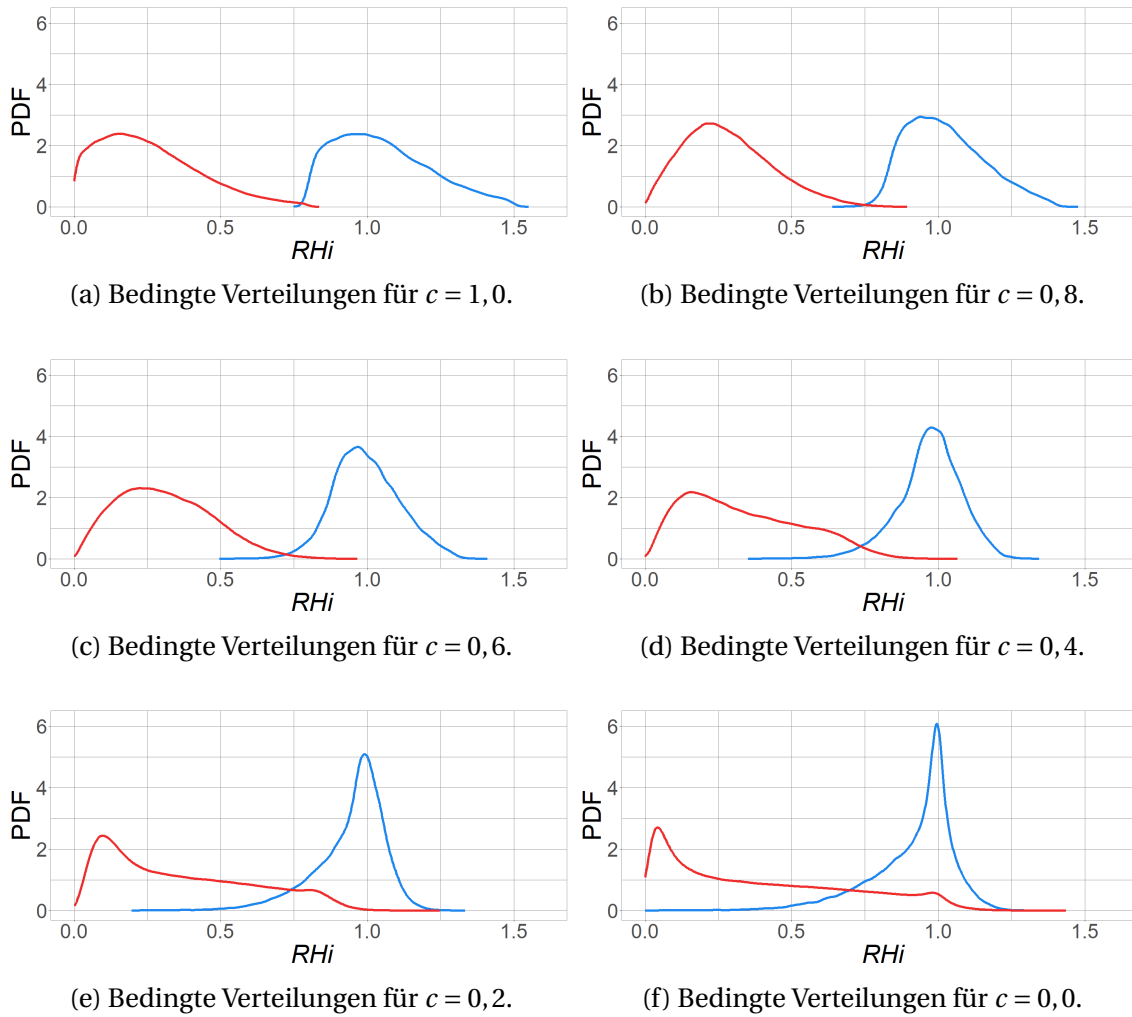


Abbildung 4.3: Bedingte Wahrscheinlichkeitsdichtefunktionen $f(r|PC, c)$ in Blau und $f(r|\overline{PC}, c)$ in Rot für verschiedene Werte von c . Die Originalverteilungen entsprechen den Verteilungen in Abbildung 4.3f ($c = 0,0$).

Tabelle 4.5: ETS-Werte der GAMs basierend auf T_{ERA5} und RHi_c für verschiedene Werte von c .

c	1,0	0,9	0,8	0,7	0,6	0,5	0,4	0,3	0,2	0,1	0,0
ETS	1,0	0,996	0,989	0,976	0,956	0,921	0,863	0,765	0,639	0,484	0,372

4.3.2 Korrektur der relativen Feuchte bezüglich Eis

Wie aus dem vorherigen Kapitel hervorgeht (Kapitel 4.3.1), steigt der ETS-Wert bei abnehmender Überlappung der bedingten Verteilungen $f_{RHi_{\text{ERA5}}}(r|PC)$ und $f_{RHi_{\text{ERA5}}}(r|\overline{PC})$. Deshalb werden nun zwei verschiedene Methoden getestet, um die beiden bedingten Verteilungen von RHi_{ERA5} durch Korrekturen stärker zu separieren. Dazu wird zum einen die Quantile-Mapping-Methode auf den vorliegenden Datensatz angewandt (siehe zum Beispiel Gierens und Eleftheratos, 2017; Wolf et al., 2023b) und zum anderen die Feuchtemodifikation nach Teoh et al. (2022a) getestet.

4.3.2.1 Quantile-Mapping-Methode

Das Vorgehen der Quantile-Mapping-Methode wird in Abbildung 4.4 gezeigt. Das Verfahren basiert auf den beiden kumulativen Verteilungsfunktionen („Cumulative Distribution Functions“, CDFs) von RHi_{ERA5} (rot) und von $RHi_{M/I}$ (blau). Diese beiden Verteilungen unterscheiden sich insbesondere im Bereich der Sättigung. Dort hat die Korrektur somit auch den größten Effekt. Bei diesem Verfahren wird für jedes RHi_{ERA5} der entsprechende Quantilwert (der Wert auf der y -Achse) gesucht und die entsprechende $RHi_{M/I}$, die denselben Quantilwert hat, wird als korrigierte RHi_{QM} verwendet. Der Vorgang wird für das Beispiel $RHi_{ERA5} = 1,0$ durch die schwarzen Pfeile verdeutlicht. Auf diese Weise stellt sich auch heraus, dass Sättigung ($RHi_{M/I} = 1,0$) bereits bei $RHi_{ERA5} = 0,934$ erreicht wird.

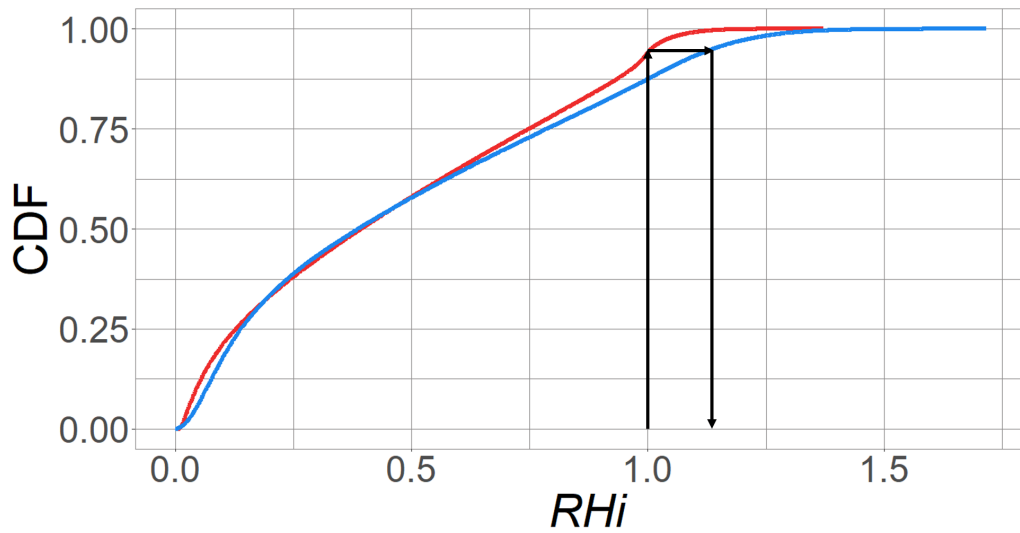


Abbildung 4.4: Veranschaulichung der Quantile-Mapping-Methode, angewandt auf RHi_{ERA5} . Die CDF von RHi_{ERA5} ist in Rot und die CDF von $RHi_{M/I}$ ist in Blau dargestellt.

4.3.2.2 Anpassung der Feuchte nach Teoh et al. (2022a)

In einer Studie von Teoh et al. (2022a) wurde die Eisübersättigung von ERA5 über dem Nordatlantik an die entsprechende MOZAIC/IAGOS-Übersättigung angepasst. Dazu wurden die beiden Faktoren $a = 0,9779$ und $b = 1,635$ eingeführt, mit denen RHi_{ERA5} nach folgender Formel skaliert wird:

$$RHi_{TEOH} = \begin{cases} \frac{RHi_{ERA5}}{a} & , \text{ wenn } \frac{RHi_{ERA5}}{a} \leq 1 \\ \min \left[\left(\frac{RHi_{ERA5}}{a} \right)^b ; 1,65 \right] & , \text{ wenn } \frac{RHi_{ERA5}}{a} > 1. \end{cases} \quad (36)$$

Im nachfolgenden Kapitel wird getestet, ob die Quantile-Mapping-Methode und die Feuchteanpassung nach Teoh et al. (2022a) in den GAMs zu Verbesserungen führen.

4.3.2.3 Ergebnisse der Feuchtekorrekturen

In Tabelle 4.6 sind die Ergebnisse der Sensitivitätsstudie zusammengefasst. Die Tabelle umfasst sowohl Vergleiche der Rohdaten von den korrigierten Feuchten mit der Wahrheit ($RHi_{M/I}$) zur Überprüfung der Qualität der Vorhersage der Eisübersättigung als auch die Ergebnisse des besten GAMs (GAM_5 , siehe Kapitel 4.2.5) unter Verwendung der korrigierten relativen Feuchten. Die erste weiße Zeile zeigt zur Erinnerung den Vergleich der reinen Rohdaten (ohne Anwendung eines GAMs) von RHi_{ERA5} und $RHi_{M/I}$ mit dem ETS-Wert von 0,198. In der zweiten und dritten weißen Zeile werden jeweils die neugewonnene Feuchte durch das Quantile-Mapping RHi_{QM} und die nach der Formel von Teoh et al. (2022a) berechnete relative Feuchte bezüglich Eis RHi_{TEOH} mit $RHi_{M/I}$ gegenübergestellt. Beim Vergleich der Daten von $RHi_{M/I}$ mit der modifizierten, relativen Feuchte in Bezug auf Eis unter Verwendung der Quantile-Mapping-Methode RHi_{QM} erreicht der ETS einen Wert von 0,344. Wenn die relative Feuchte bezüglich Eis nach der Formel von Teoh RHi_{TEOH} angepasst und mit $RHi_{M/I}$ verglichen wird, beträgt der ETS 0,284. Das heißt, die ISS-Vorhersage verbessert sich leicht durch den Einsatz von Feuchtekorrekturen.

In den unteren drei weißen Zeilen sind die Ergebnisse der GAMs zu sehen. Davon zeigt die erste Zeile noch einmal das originale GAM_5 mit dem ETS-Wert von 0,378. Nun wird RHi_{ERA5} in GAM_5 einmal durch RHi_{QM} (vorletzte Zeile in der Tabelle) und einmal durch RHi_{TEOH} (unterste Zeile in der Tabelle) ersetzt. Dabei werden die Feuchten des kompletten Datensatzes (Trainings- und Testdatensatz) angepasst. Der ETS erreicht dabei 0,377 (mit RHi_{QM}) und 0,376 (mit RHi_{TEOH}).

Da der ursprüngliche ETS-Wert des GAM_5 ohne Verwendung einer Feuchtekorrektur bei 0,378 liegt, ist leider festzustellen, dass, während sich die ETS-Werte beim Vergleich der Rohdaten durch Feuchtekorrekturen leicht verbessern, die ETS-Werte von $GAM_{5,QM}$ und $GAM_{5,TEOH}$ fast identisch mit dem von GAM_5 sind, sodass sich somit die Vorhersagequalität von potentiellen persistenten Kondensstreifen durch den Einsatz von korrigierten Feuchten und Regressionen nicht verbessert.

Tabelle 4.6: Ergebnisse der Vergleiche der Rohdaten von $RHi_{M/I}$ und den modifizierten Feuchten RHi_{QM} und RHi_{TEOH} und der GAMs unter Verwendung von RHi_{QM} und RHi_{TEOH} .

Vergleich der Rohdaten (Bewertung der ISS-Vorhersage; ohne GAMs)		ETS
RHi_{ERA5} und $RHi_{M/I}$		0,198
RHi_{QM} und $RHi_{M/I}$		0,344
RHi_{TEOH} und $RHi_{M/I}$		0,284
Vorhersage potentieller persistenter KS mit Proxys und GAMs: $\log\left(\frac{P(PC X)}{1-P(PC X)}\right) =$		ETS
GAM_5	$\beta_0 + s(\gamma_{ERA5}) + s(T_{ERA5}) + s(Z_{ERA5}) + s(PV_{ERA5}) + s(\zeta_{ERA5}) + s(RHi_{ERA5})$	0,378
$GAM_{5,QM}$	$\beta_0 + s(\gamma_{ERA5}) + s(T_{ERA5}) + s(Z_{ERA5}) + s(PV_{ERA5}) + s(\zeta_{ERA5}) + s(RHi_{QM})$	0,377
$GAM_{5,TEOH}$	$\beta_0 + s(\gamma_{ERA5}) + s(T_{ERA5}) + s(Z_{ERA5}) + s(PV_{ERA5}) + s(\zeta_{ERA5}) + s(RHi_{TEOH})$	0,376

Ein Grund für das eher ernüchternde Resultat, dass selbst die Korrekturen der Feuchte die Ergebnisse der GAMs nicht verbessern, ist in Abbildung 4.5 grafisch zu sehen. Gezeigt werden die PDFs der bedingten Wahrscheinlichkeitsdichten mit der Bedingung, dass ISS vorliegt, in Blau, mit der Bedingung, dass $\overline{\text{ISS}}$ vorliegt, in Rot. Die durchgezogenen Kurven stehen für die originale RHi_{ERA5} , die gestrichelten für RHi_{QM} und die gepunkteten für RHi_{TEOH} . Wie bereits angemerkt wurde, dass sich die beiden bedingten Verteilungen (mit der Bedingung PC und $\overline{\text{PC}}$ beziehungsweise ISS und $\overline{\text{ISS}}$) der Originaldaten (RHi_{ERA5}) zu stark überlagern, ist diese starke Überlappung der bedingten Verteilungen trotz der Feuchtekorrekturen auch bei RHi_{QM} und RHi_{TEOH} gegeben. Man beachte, dass sich die beiden bedingten Wahrscheinlichkeitsdichten mit der Bedingung PC und $\overline{\text{PC}}$ nicht signifikant von bedingten Wahrscheinlichkeitsdichten mit der Bedingung ISS und $\overline{\text{ISS}}$ unterscheiden, sodass die Bedingungen fast äquivalent verwendet werden können. Die blauen Kurven (ISS) zeigen größere Veränderungen, da diese durch die Korrekturen weiter Richtung höhere RHi -Werte verschoben werden. Trotzdem bleiben die Überlappungen der bedingten Verteilungen bei $RHi \approx 0,7$ erhalten, sodass keine Verbesserung der Ergebnisse eintritt.

Ein weiterer Grund, dass sich die GAM-Ergebnisse trotz der Feuchtekorrekturen nicht verändern, ist vermutlich, dass die GAMs solch eine Art von Veränderung in den Koeffizienten der nichtlinearen smoothing splines absorbieren. Dies wird mit einem Blick auf eine lineare Regression ($Y = \beta_0 + \beta_1 \cdot X + \varepsilon$) deutlich. Dort würde eine lineare Korrektur des Prädiktors X , also $X' = a + b \cdot X$, ebenso einfach in den Regressionskoeffizienten β_0 und β_1 absorbiert werden, wodurch die Form der Regression und der ETS-Wert sich nicht ändern würden.

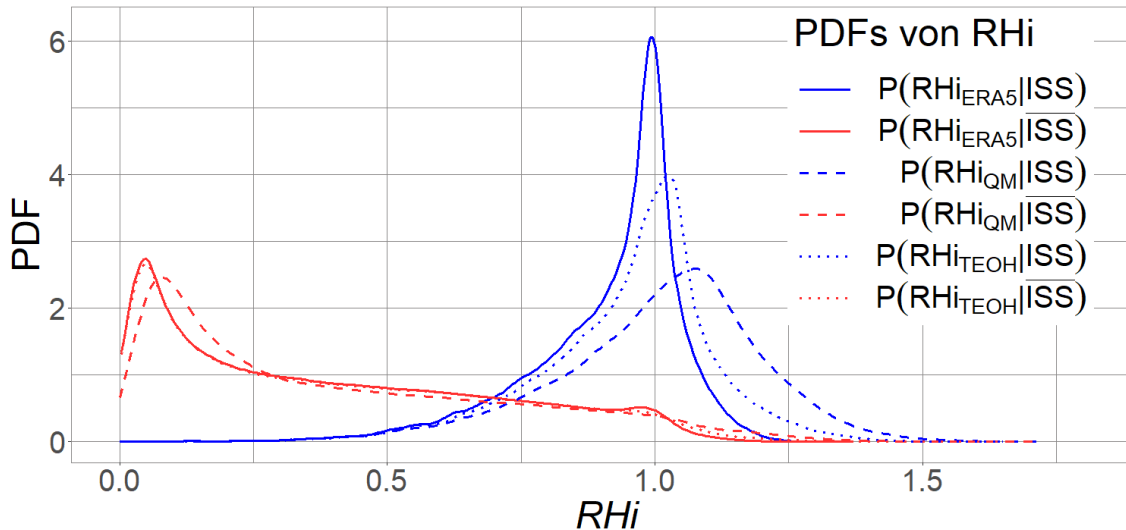


Abbildung 4.5: PDFs verschiedener RHi -Verteilungen. Die blauen Kurven stellen jeweils die PDFs der bedingten Wahrscheinlichkeitsdichten mit der Bedingung dar, dass ISS vorliegt, und die roten die PDFs der bedingten Wahrscheinlichkeitsdichten mit der Bedingung, dass $\overline{\text{ISS}}$ vorliegt. Die durchgezogenen Kurven stehen für die originale RHi_{ERA5} , die gestrichelten für RHi_{QM} und die gepunkteten für RHi_{TEOH} .

4.4 Zusammenfassung und Diskussion

Um die Auswirkungen des Flugverkehrs auf den Klimawandel zu minimieren, gibt es verschiedene Ansätze. Einer davon ist, die Bildung persistenter Kondensstreifen durch Vermeidung des Durchfliegens eisübersättigter Regionen zu verhindern, in denen Kondensstreifen stundenlang bestehen können. Für diesen Zweck müssen die eisübersättigten Regionen zeitlich und örtlich genau vorhergesagt werden, was derzeit aufgrund der ungenauen Vorhersage der relativen Luftfeuchtigkeit in Flughöhen mit großen Schwierigkeiten und Unsicherheiten verbunden ist. Da Eisübersättigung bestimmte dynamische Regionen favorisiert und dort häufiger vorkommt als in anderen, werden, zusätzlich zur relativen Feuchte bezüglich Eis RHi_{ERA5} und zur Temperatur T_{ERA5} , verschiedene dynamische Variablen als Input für unterschiedliche Ansätze und Methoden zur Verbesserung der Vorhersage eisübersättigter Gebiete verwendet. Dazu zählen eine auf dem Satz von Bayes basierende Methode und Regressionen mit unterschiedlichen Eingangsvariablen. Für die Bewertung der Ergebnisse (Übereinstimmung der Vorhersage von Eisübersättigung beziehungsweise von persistenten Kondensstreifen mit der Beobachtung) wird der ETS verwendet. Die Studie basiert auf ERA5- und MOZAIC/IAGOS-Daten. Letztere werden als die Wahrheit angenommen, mit deren Hilfe zwischen PC und $\overline{PC}$ beziehungsweise zwischen ISS und $\overline{ISS}$ unterschieden werden kann. Es werden verschiedene Methoden der Informationstheorie angewandt, um die für die Regressionen am besten geeigneten Inputgrößen zu finden. Zu diesen Methoden zählen die aus dem Bayes-Theorem bekannten Log-Likelihood-Ratios, eine modifizierte Form der Kullback-Leibler-Divergenz, die hier als Erwartungswert des absoluten Logits bezeichnet wird, und die Mutual Information.

Zeigen die Log-Likelihood-Ratios Werte über 2, so ist ISS wahrscheinlicher als $\overline{ISS}$. Nur RHi_{ERA5} liefert in einem größeren Bereich Werte über 2, was darauf hinweist, dass ISS dort wahrscheinlicher ist als $\overline{ISS}$. Die Vertikalgeschwindigkeit ω_{ERA5} und die relative Vortizität ζ_{ERA5} zeigen ebenfalls Werte über 2, jedoch nur in einem sehr kleinen Bereich. Die Log-Likelihood-Ratios der übrigen dynamischen Größen liegen durchgehend unter 2, sodass sie die Wahrscheinlichkeit von ISS nicht über die Wahrscheinlichkeit von $\overline{ISS}$ heben. Der Erwartungswert des absoluten Logits ist besonders hoch für RHi_{ERA5} , γ_{ERA5} und ζ_{ERA5} . Diese Proxys bringen somit den größten Lerneffekt, wenn beurteilt wird, ob ISS oder $\overline{ISS}$ gilt. Um abzuschätzen, ob sich ein Proxy als Eingangsvariable für eine Regression eignet, wird die Mutual Information herangezogen, die angibt, wie viel Information eine Variable X über eine andere Variable Y liefern kann. Ein guter Prädiktor von ISS beziehungsweise PC zeichnet sich dadurch aus, dass er sehr gut mit der relativen Luftfeuchtigkeit der MOZAIC/IAGOS-Daten, $RHi_{M/I}$ (was als die Wahrheit angenommen wird), korreliert und gleichzeitig so unkorreliert wie möglich mit den anderen Variablen ist. RHi_{ERA5} , PV_{ERA5} , γ_{ERA5} und ζ_{ERA5} haben die höchste Mutual Information mit $RHi_{M/I}$, aber insbesondere PV_{ERA5} und γ_{ERA5} sind untereinander auch stark korreliert, sodass es für eine Regression ausreicht, nur PV_{ERA5} zu verwenden und γ_{ERA5} wegzulassen, da die Mutual Information von PV_{ERA5} mit $RHi_{M/I}$ höher ist als die von γ_{ERA5} mit $RHi_{M/I}$.

Die vielversprechendsten Variablen werden in Regressionen getestet, um PC vorherzusagen. Dabei stellt sich heraus, dass unabhängig davon, welche und wie viele dynamische Proxys als Input verwendet werden, diese nur wenig neue Informationen über PC bereitstellen. Eine rein auf den Rohdaten der relativen Feuchte bezüglich Eis der ERA5-Daten

basierende Vorhersage der Eisübersättigung ergibt einen ETS-Wert von 0,198. Die beste Regression zur Vorhersage von PC in vorliegender Arbeit erreicht einen ETS von 0,378, was für den Zweck der Flugroutenoptimierung kein zufriedenstellendes Ergebnis ist. Aus den Regressionsergebnissen kann gefolgert werden, dass trotz der recht großen Werte der Mutual Information von RHi_{ERA5} mit $RHi_{M/I}$ und PV_{ERA5} mit $RHi_{M/I}$ die dynamischen Größen zu wenig Informationen für die Vorhersage von PC liefern. Nur RHi_{ERA5} weist einen größeren Bereich auf, bei dem der Logit den kritischen Wert von 2 überschreitet. Eine Regression ohne RHi_{ERA5} zeigt drastisch schlechtere ETS-Werte, was bedeutet, dass, obwohl die relative Feuchte eine recht ungenaue Größe ist, sie trotzdem für Regressionen zur Vorhersage potentieller persistenter Kondensstreifen von wesentlicher Bedeutung ist.

Das Hauptproblem bei der Vorhersage von ISS beziehungsweise PC ist die starke Überlappung der bedingten Wahrscheinlichkeitsdichtefunktionen $P(RHi_{ERA5}|ISS)$ und $P(RHi_{ERA5}|\overline{ISS})$ beziehungsweise $P(RHi_{ERA5}|PC)$ und $P(RHi_{ERA5}|\overline{PC})$ insbesondere im kritischen Bereich um $RHi_{ERA5} = 70\%$ bis 100% .

Sensitivitätstests zeigen, dass der ETS-Wert mit abnehmender Überlappung der bedingten Wahrscheinlichkeitsdichtefunktionen stark zunimmt. Dies heißt auch, dass sich die Ergebnisse drastisch verbessern würden, wenn $P(RHi_{ERA5}|PC)$ und $P(RHi_{ERA5}|\overline{PC})$ nur geringfügig weiter voneinander getrennt wären. Während Korrekturen von RHi_{ERA5} zu Verbesserungen der Vorhersage der Eisübersättigung beim Vergleich der Rohdaten von $RHi_{M/I}$ mit den modifizierten relativen Feuchten führen, verbessern die Feuchtekorrekturen die Vorhersage potentieller persistenter Kondensstreifen unter Verwendung von Regressionsmethoden und den am besten geeigneten Proxys nicht. Dies liegt vor allem daran, dass auch die Überlappung der bedingten PDFs der korrigierten Feuchten kaum reduziert wird und die Korrekturen von den Regressionen absorbiert werden und daher nicht wirksam werden.

In der vorliegenden Arbeit wurden die meteorologischen Daten nur zu dem Zeitpunkt und von dem Ort der Vorhersage der Eisübersättigung verwendet. Eine weitere, aber weitaus aufwändigere Methode ist es, zusätzlich Prognosedaten von früheren Zeitpunkten und aus einer gewissen Umgebung zu verwenden (zum Beispiel Duda und Minnis, 2009a,b).

Wang et al. (2022) konnten zeigen, dass die Vorhersage der Feuchte des ECMWF-Modells durch die Anwendung eines sogenannten „random forests“ verbessert werden kann, wenn dieser mit Daten früherer (einige Stunden) atmosphärischer Zustände gespeist wird und eine vertikale Distanz von etwa 100 hPa abdeckt, um die vergangene vertikale Bewegung zu berücksichtigen, die zu dem aktuellen Zustand führte. Dies ist eine Möglichkeit, das vorhergesagte Feuchtigkeitsfeld zu verbessern. Es ist jedoch nicht klar, ob diese Methode für die Flugplanung schnell und genau genug ist. Duda und Minnis (2009b) kommen zu der Erkenntnis, dass eine Reduzierung der Unsicherheiten meteorologischer Variablen ein gutes Ziel für Modellierer und Modelliererinnen numerischer Wetteranalysen darstellen würde, bis akzeptable Vorhersagen von Kondensstreifen erstellt werden können.

5 Begrenzung der Lebensdauer von Kondensstreifen durch die kinematische Entkopplung von ISSRs

Die Strahlungswirkung von Kondensstreifen und somit auch ihre Auswirkung auf das Klima hängt von ihrer Lebensdauer ab. Aus diesem Grund ist es entscheidend, die Auflösungsprozesse von Kondensstreifen und deren Zeitskalen zu kennen.

Bisher wurde sich in dieser Arbeit auf die Vorhersage von eisübersättigten Gebieten beziehungsweise persistenten Kondensstreifen fokussiert. Nun wird einen Schritt zurückgegangen und die Bewegung von ISSRs untersucht, die als Folge das Entkoppeln von eisübersättigten Gebieten und Kondensstreifen haben kann, wodurch die Lebensdauer von Kondensstreifen begrenzt wird. Deshalb wird im ersten Teil dieses Kapitels (Kapitel 5.1) auf die Bewegung von ISSRs eingegangen und es werden deren Unterschiede zu den vorherrschenden Winden analysiert. Einige Inhalte und Ergebnisse sind bereits in Hofer und Gierens (2025a) publiziert. Unterschiede zwischen der ISSR-Bewegung und dem Wind sowie weitere Prozesse beeinflussen die Kondensstreifenlebenszeit. Auf die Zeitskalen von Entkopplungsprozessen von Kondensstreifen und ISSRs wird im zweiten Teil dieses Kapitels genauer eingegangen (Kapitel 5.2). Einige dieser Inhalte wurden in Hofer und Gierens (2025b) veröffentlicht. Eine Zusammenfassung und Schlussfolgerungen beider Teilgebiete folgen in Kapitel 5.3.

5.1 Kinematische Eigenschaften von ISSRs

Persistente Kondensstreifen bilden sich, wenn das SAC erfüllt ist und während des Flugs eine eisübersättigte Region durchquert wird. ISSRs werden sichtbar, wenn sich entweder natürliche Zirruswolken bilden oder wenn Flugzeuge durch sie hindurchfliegen und persistente Kondensstreifen gebildet werden.

Trotz dieses engen Zusammenhangs weisen Kondensstreifen und Zirruswolken eine andere Lebensdauer auf als die umgebenen ISSRs (Bakan et al., 1994) und sie können sich auch in ihrer Bewegung unterscheiden. Dies liegt daran, dass Zirruswolken und Kondensstreifen aus Eiskristallen bestehen. Diese bewegen sich mit dem Wind. Eisübersättigung ist jedoch ein immaterielles Merkmal, das sich im Allgemeinen nicht mit dem Wind mitbewegt. Kondensstreifen und Zirruswolken können aus ISSRs heraustransportiert werden, wodurch deren Existenz endet, wenn die Eiskristalle in untersättigte Luft gelangen, wo sie sublimieren. Die Lebensdauer der ISSRs jedoch wird allein durch die Dynamik der Atmosphäre begrenzt, denn sobald Abwinde und damit adiabatische Erwärmung auftreten, nimmt die Eisübersättigung ab und verschwindet.

In diesem Kapitel werden die Unterschiede zwischen der Bewegung des realen Windes (identisch mit der Bewegung von Kondensstreifen) und der (Pseudo-)Bewegung von ISSRs analysiert, die die Kondensstreifenlebensdauer beeinflussen. Ein weiterer hervorzuhebender Unterschied (neben der unterschiedlichen Bewegung) besteht darin, dass ISSRs einen Beginn und ein Ende in der Zeit haben, die den Beginn und das Ende ihrer Bewegung markieren. Im Gegensatz dazu ist der Wind beständig (man vergleiche den treffenden Titel eines alten Lehrbuchs: „The ceaseless wind“ von Dutton, 1986).

Für diese Studie werden die für das deutsche D-KULT-Projekt bereitgestellten Pakete der WAWFOR-Daten des DWD verwendet, die unter anderem Informationen über das Potential von persistenten Kondensstreifen (PPC) und über die Wahrscheinlichkeit für persistente Kondensstreifen (PPC_{prob}) liefern (siehe Kapitel 3.3). PPC wird hier anstelle von ISSR verwendet. PPC kombiniert sowohl das SAC als auch die Frage, ob

Eisübersättigung erreicht wird (hier: ob $RH_i \geq 93\%$ nach Hofer et al., 2024b). ISSR bezieht sich nur auf die zweite Bedingung, ob Eisübersättigung erreicht wird. In den meisten Fällen besteht aber kein Unterschied zwischen PPC und ISSR, da in Flughöhe die Temperatur meist unter -40°C fällt und somit auch das SAC eingehalten wird. Somit beschreibt ISSR üblicherweise eine zusammenhängende Region von Gitterpunkten mit dem Wert $PPC = 1$. In vorliegender Studie werden PPC und PPC_{prob} verwendet, da sich mit PPC_{prob} der Wahrscheinlichkeitsmittelpunkt (COP, „Centre Of Probability“) berechnen lässt. Neben PPC und PPC_{prob} wird außerdem der Wind (in zonaler und meridionaler Richtung) benötigt. Für diese Studie werden der Einfachheit halber nur horizontale Bewegungen betrachtet. Es werden die für den Flugverkehr relevantesten Höhen zwischen 8 und 12 km in 0,5 km-Schritten untersucht, die ungefähr den Drucken $p \in (197, 207, 227, 238, 262, 287, 301, 329, 360)$ hPa entsprechen. Leider standen zum Zeitpunkt der Analyse vergleichbare Daten von nur zwei Monaten zur Verfügung, weshalb nur April und Mai 2024 untersucht werden konnten (mit Ausschluss vom 30. April und 14. und 28. Mai aufgrund von Lücken). Es werden die Daten von jedem Tag zum Zeitpunkt der Analyse 12 UTC + t Stunden verwendet, wobei $t \in (10, 11, \dots, 20)$ h. Damit wird immer dieselbe ISSR in drei aufeinanderfolgenden Ausgabezeitpunkten eines Prognoselaufs gesucht, um deren Kinematik zu analysieren. Der vorliegende Datensatz enthält 19259 dieser ISSR-Dreiergruppen.

Leider kann nicht ausgeschlossen werden, dass die beiden ausgewählten Monate im Vergleich zu anderen Jahreszeiten und anderen Jahren Besonderheiten aufweisen. Aber aus einem Vergleich der beiden Monate (April und Mai 2024) mit denen aus allen 12 Monaten in zwölf verschiedenen Jahren (Januar 2017, Februar 2014, März 2019, April 2022, Mai 2015, Juni 2024, Juli 2021, August 2018, September 2023, Oktober 2016, November 2013, Dezember 2020) für jeden dritten Tag auf 250 hPa im Untersuchungsgebiet geht hervor, dass die beiden ausgewählten Monate keine Ausnahmen in Bezug auf Windrichtung und -stärke bilden (siehe Anhang A). Die Daten für diesen Vergleich stammen von ERA5-Reanalysen (Hersbach et al., 2023a).

5.1.1 Methoden

Im Folgenden wird genauer auf die Vorgehensweise und die Berechnungen eingegangen, die für die Untersuchungen der Kinematik von ISSRs benötigt werden. Abschließend wird die eingeführte Theorie anhand eines Beispiels verdeutlicht.

5.1.1.1 Identifizierung von ISSR-Dreiergruppen

Für die Berechnung der kinematischen Eigenschaften von eisübersättigten Gebieten werden PPC und PPC_{prob} von aufeinanderfolgenden stündlichen Ausgaben der WAWFOR-Daten herangezogen. Die Pseudogeswindigkeit $V_{\text{ISSR}}(t_n)$, mit der sich eine ISSR zu einer Zeit t_n (bei dem Zeitschritt n) bewegt, wird numerisch ermittelt. Dazu werden die Positionen einer ISSR auf demselben Druckniveau zu zwei weiteren Zeitpunkten benötigt, beispielsweise einen Zeitschritt vorher und einen später, also bei t_{n-1} und t_{n+1} . Aus der zurückgelegten Wegstrecke innerhalb einer bestimmten Zeit kann so auf die Pseudogeswindigkeit dieser ISSR geschlossen werden. Somit ist es notwendig, ISSRs zu diesen drei aufeinanderfolgenden Zeitpunkten in den jeweiligen drei Ausgaben der Prognose zu identifizieren.

Hierzu müssen zuerst die beiden ISSR-Paare in den beiden Zeitschritten t_n und t_{n-1} gefunden werden. Für die Identifikation der zusammengehörigen Paare in den bei-

den aufeinanderfolgenden Zeitschritten werden verschiedene Eigenschaften der ISSRs verglichen. Dazu wird zunächst die Größe (N , Gesamtanzahl der angrenzenden Gitterpunkte in diagonalen, zonalen und meridionalen Richtung mit $PPC = 1$) aller ISSRs bestimmt. ISSRs, die aus weniger als 500 Gitterpunkten bestehen, werden nicht weiter berücksichtigt. Die Grenze von 500 ($N \geq 500$) wurde eingeführt, um die Untersuchung kleinerer ISSR-„Flecken“ zu vermeiden und diese Art des Rauschens zu vernachlässigen. Mit 500 Gitterboxen beträgt die Längenskala der ISSRs etwa 145 km, was ziemlich nahe an der aus In-situ-Daten (Gierens und Spichtinger, 2000; Spichtinger und Leschner, 2016) ermittelten Längenskala für ISSRs liegt. Für alle ISSRs, die das Kriterium der Mindestgröße erfüllen, werden deren Schwerpunkte beziehungsweise Wahrscheinlichkeitsmittelpunkte (COPs, „Centres Of Probability“) auf folgende Weise berechnet:

$$x_{\text{COP}} = \frac{\sum_{n=1}^N PPC_{\text{prob}_n} \cdot x_n}{\sum_{n=1}^N PPC_{\text{prob}_n}} \quad \text{und} \quad y_{\text{COP}} = \frac{\sum_{n=1}^N PPC_{\text{prob}_n} \cdot y_n}{\sum_{n=1}^N PPC_{\text{prob}_n}}. \quad (37)$$

Da aufgrund der annähernden Kugelform der Erde eine Distanz, gemessen in Grad, entlang der geografischen Länge je nach Breitengrad in der Länge in Kilometern unterschiedlich ausfällt, müssen die Kugelkoordinaten (Länge x_n und Breite y_n) zunächst in kartesische Koordinaten (mit dem Erdmittelpunkt als Ursprung) umgewandelt werden. Anschließend wird der COP im kartesischen System bestimmt und schließlich werden diese Koordinaten wieder in Kugelkoordinaten rücktransformiert, um Längen- und Breitengrade (x_{COP} , y_{COP}) des COP zu erhalten. Somit ergeben sich für jede ISSR in jeder Prognose und auf jedem Druckniveau zwei eindeutige Koordinaten des Wahrscheinlichkeitsmittelpunkts. Hierbei ist anzumerken, dass PPC für alle Punkte einer ISSR 1 ist. Außerhalb der ISSR ist der Wert 0. PPC_{prob} hingegen kann ungleich 0 sein, selbst wenn PPC 0 ist. Die Summen erstrecken sich jedoch nicht über solche Punkte. Später wird in Kapitel 5.1.1.6 ein Beispiel gezeigt, bei dem die COPs der ISSRs in drei aufeinanderfolgenden Zeitschritten grafisch als rote Punkte dargestellt werden.

Ausgehend von den COPs aller ISSRs zu den Zeitpunkten t_n und t_{n-1} werden die euklidischen Distanzen $d_{i,j}$ aller möglichen COP-Paare der ISSRs der beiden aufeinanderfolgenden Zeitpunkte berechnet. ISSRs i, j werden für die Identifizierung der ISSR-Paare nicht weiter berücksichtigt, wenn ihre Distanz 280 km überschreitet. Der Grenzwert für die maximale Distanz von 280 km, die eine ISSR innerhalb einer Stunde zurücklegen kann, kommt daher, dass die maximale Windgeschwindigkeit in den Daten etwa 281 km h^{-1} beträgt. Für jede ISSR zum Prognosezeitpunkt t_n werden die drei nächstgelegenen ISSRs zu dem Prognosezeitpunkt t_{n-1} gesucht, solange diese weniger als 280 km voneinander entfernt sind. Wenn diese Bedingung für keine ISSR zum Zeitpunkt t_{n-1} erfüllt wird, wird diese ISSR zum Zeitpunkt t_n für die weitere Analyse aussortiert. Ist diese Bedingung für ein ISSR-Pärchen in den beiden Zeitpunkten hingegen erfüllt, wird anschließend untersucht, ob sich die Größe N der ISSR vom Zeitpunkt t_{n-1} nach t_n nicht um mehr als 45 % ändert. Aus den drei Kandidaten (den drei nächstgelegenen ISSRs zu dem Prognosezeitpunkt t_{n-1}) wird, wenn sie diese Bedingung erfüllen, der Partner mit dem kleinsten $d_{i,j}$ gewählt. Somit ist das ISSR-Paar der beiden Prognosezeitpunkte t_n und t_{n-1} gefunden.

Wenn die Größenbedingung für die nächstliegende ISSR nicht erfüllt ist, wird die zweitnächste ISSR als Partner der ISSR gewählt. Wenn diese Bedingung auch für die zweitnächste ISSR nicht erfüllt ist, wird die drittnächste ISSR gewählt. Wenn die Bedingung auch für diese ISSR nicht erfüllt ist, kann kein zugehöriger Partner in dem Zeitschritt t_{n-1} gefunden werden und die ISSR zum Zeitpunkt t_n wird aussortiert. Mit dieser Me-

thode kann es jedoch vorkommen, dass mehr als eine ISSR zum Zeitpunkt t_n denselben Partner zum Zeitpunkt t_{n-1} hat. In diesem Fall wird für eine eindeutige Zuordnung ein Maß der Ähnlichkeit herangezogen, das durch die Hu-Momente bereitgestellt wird, indem das Paar mit dem geringsten Ähnlichkeitsunterschied als solches identifiziert wird (siehe Anhang B für weitere Erklärungen). Das andere Paar oder die anderen Paare (mit einem größeren Ähnlichkeitsunterschied) werden für die Untersuchung nicht berücksichtigt.

Die beschriebenen Analyseschritte werden für die ISSRs zum Zeitpunkt t_n und t_{n+1} wiederholt. Nur wenn eine ISSR in allen drei aufeinanderfolgenden Prognosestunden erkannt wird, wird diese ISSR-Dreiergruppe abgespeichert. Zuletzt werden die Entfernungen zwischen den COPs der drei Zeitpunkte und den Rändern des betrachteten Gebietes (Region: 23,5°W bis 62,5°O und 29,5°N bis 70,5°N) berechnet. Sobald ein Abstand kleiner als 500 km ist, wird die ISSR-Dreiergruppe von der Analyse ausgeschlossen. Dies soll bezwecken, dass keine ISSRs im Randbereich des Gebietes betrachtet werden, die die Statistik verfälschen könnten, wenn nur ein Teil der eisübersättigten Regionen in dem betrachteten Gebiet liegt. Für die übrigen ISSRs wird deren Kinematik analysiert, worauf im Folgenden näher eingegangen wird.

5.1.1.2 Kinematik von ISSRs

Für die Beschreibung der dynamischen Bewegung einer ISSR wird unter anderem deren Bewegungsgeschwindigkeit bestimmt. Die Pseudogeschwindigkeit einer ISSR zum Zeitpunkt t_n wird in dieser Arbeit als die euklidische Distanz ihrer COPs bei t_{n+1} und t_{n-1} geteilt durch die zeitliche Differenz berechnet:

$$V_{\text{ISSR}_i}(t_n) = \frac{d(i, n+1, n-1)}{t_{n+1} - t_{n-1}}, \quad \text{wobei} \quad (38)$$

$$d(i, n+1, n-1) = \sqrt{[x_{\text{COP}_i}(t_{n+1}) - x_{\text{COP}_i}(t_{n-1})]^2 + [y_{\text{COP}_i}(t_{n+1}) - y_{\text{COP}_i}(t_{n-1})]^2}. \quad (39)$$

Dabei ist $V_{\text{ISSR}_i}(t_n)$ die Pseudogeschwindigkeit einer ISSR i zum Zeitpunkt t_n und $d(i, n+1, n-1)$ die euklidische Distanz der COPs von ISSR i in den beiden Zeitschritten vor und nach t_n . In diesem Fall sind die Koordinaten als Längen- und Breitengrad angegeben. Die Umrechnung von Entfernungen auf einem Großkreis in Entfernungen in Kilometer ist in Anhang C angegeben.

Für die Berechnung der Bewegungsrichtung einer ISSR zum Zeitpunkt t_n wird der Vektor von dem COP bei t_{n-1} zum COP bei t_{n+1} verwendet. Mit Hilfe des eingeschlossenen Winkels zwischen diesem Vektor und der zonalen Richtung, den trigonometrischen Funktionen und $V_{\text{ISSR}_i}(t_n)$ können so die kartesischen Komponenten u_{ISSR} und v_{ISSR} der ISSR bestimmt werden.

5.1.1.3 Charakterisierung der Winde

Wie bereits erwähnt, bewegen sich ISSRs nicht mit dem Wind mit. Aus diesem Grund können ISSRs und Winde verschiedene Geschwindigkeiten aufweisen. Da der Wind in seinen zonalen und meridionalen, kartesischen Komponenten u_{Wind} und v_{Wind} nur für die Gitterpunkte vorliegt, wird nach dem „Nearest-Neighbor“-Prinzip der dem COP einer ISSR am nächsten liegende Gitterpunkt ermittelt. Die Windgeschwindigkeit V_{Wind} wird wie folgt berechnet:

$$V_{\text{Wind}} = \sqrt{u_{\text{Wind}}^2 + v_{\text{Wind}}^2}. \quad (40)$$

5.1.1.4 Winkel zwischen der ISSR-Bewegung und dem Wind

Der Winkel δ zwischen der Bewegungsrichtung einer ISSR und der Richtung des lokalen Windes ist der Winkel zwischen den beiden Vektoren $\mathbf{V}_{\text{ISSR}}$ und $\mathbf{V}_{\text{Wind}}$ mit folgender Konvention: Wenn eine Drehung gegen den Uhrzeigersinn erforderlich ist, um von $\mathbf{V}_{\text{ISSR}}$ zu $\mathbf{V}_{\text{Wind}}$ zu kommen, so ist der Winkel $\delta > 0$, andernfalls $\delta \leq 0$. δ liegt zwischen -180° und 180° (oder $-\pi \leq \delta \leq \pi$ im Bogenmaß). Um das Vorzeichen in dieser Konvention beizubehalten, wird das Dreifachprodukt $\langle \cdot, \cdot, \cdot \rangle$ mit den drei Einheitsvektoren $\hat{\mathbf{V}}_{\text{ISSR}}$, $\hat{\mathbf{V}}_{\text{Wind}}$ und $\hat{\mathbf{z}}$ verwendet, wobei $\hat{\mathbf{z}}$ nach oben in die vertikale Richtung zeigt. Daraus ergibt sich

$$\delta' = \arcsin(\langle \hat{\mathbf{V}}_{\text{ISSR}}, \hat{\mathbf{V}}_{\text{Wind}}, \hat{\mathbf{z}} \rangle). \quad (41)$$

Das Ergebnis ist noch nicht eindeutig, da die Sinus-Funktion im Bereich $[-\pi, \pi]$ nicht eindeutig ist. Eine zweite Information erhält man durch

$$\cos \delta'' = \hat{\mathbf{V}}_{\text{ISSR}} \cdot \hat{\mathbf{V}}_{\text{Wind}}. \quad (42)$$

Somit ergibt sich:

$$\begin{aligned} &\text{für } \cos \delta'' > 0 : && \delta = \delta' \\ &\text{für } \cos \delta'' < 0 \text{ und } \delta' < 0 : && \delta = -\pi - \delta' \\ &\text{für } \cos \delta'' < 0 \text{ und } \delta' > 0 : && \delta = \pi - \delta'. \end{aligned} \quad (43)$$

5.1.1.5 Rotation von ISSRs

Das erste Moment charakterisiert die Lage des COPs einer ISSR. Das Moment zweiter Ordnung (Trägheit im mechanischen Analogon) bildet eine Kovarianzmatrix, aus der über ihre Eigenwerte und Eigenvektoren weitere Eigenschaften einer ISSR abgeleitet werden können. Die Eigenwerte können verwendet werden, um die Exzentrizität einer ISSR zu berechnen. Die Eigenvektoren liefern die Haupt- und Nebenachse einer ISSR. Für eine gegebene ISSR mit N Gitterpunkten lautet die Kovarianzmatrix:

$$\Theta = \begin{pmatrix} \sum_{n=1}^N PPC_{\text{prob}_n} \cdot (x_n - x_{\text{COP}})^2 & \sum_{n=1}^N PPC_{\text{prob}_n} \cdot (x_n - x_{\text{COP}}) \cdot (y_n - y_{\text{COP}}) \\ \sum_{n=1}^N PPC_{\text{prob}_n} \cdot (x_n - x_{\text{COP}}) \cdot (y_n - y_{\text{COP}}) & \sum_{n=1}^N PPC_{\text{prob}_n} \cdot (y_n - y_{\text{COP}})^2 \end{pmatrix}. \quad (44)$$

Normalerweise wird der Trägheitstensor in kartesischer Geometrie definiert. Die ISSRs liegen jedoch auf der Oberfläche einer Kugel. Für die Berechnung von Θ sind Entfernungen und keine Winkel erforderlich. Daher wird die notwendige Transformation in Kugelkoordinaten vor der Anwendung von Gleichung 44 durchgeführt.

Θ ist eine symmetrische Matrix und hat deshalb reelle Eigenwerte und die Eigenvektoren sind orthogonal zueinander. Der zu dem größeren Eigenwert gehörige Eigenvektor ($\mathbf{V}_{\text{HA}}$) definiert die Hauptachse (HA) und der andere die Nebenachse (NA) der ISSR auf der Kugel. Die Richtungen der Achsen können seltsam erscheinen, da sie auf der Kugel berechnet werden. In der euklidischen Geometrie einer Tangentialebene folgen die Achsen der Projektion der ISSRs. Die Tangentialebene bewegt sich jedoch mit den COPs. Daher werden sie nicht zur Berechnung der Rotationsraten verwendet. In dem in Kapitel 5.1.1.6 folgenden Beispiel werden die Hauptachsen der ISSRs in Rot (und in ihrer Verlängerung in Orange) und die Nebenachsen in Gelb grafisch dargestellt.

Um die Rotation einer ISSR zu bemessen, wird der Winkel α bestimmt. Dieser ist definiert als der Winkel zwischen der Hauptachse zum Zeitpunkt t_{n-1} und der Hauptachse zum Zeitpunkt t_{n+1} . Er wird mit derselben Konvention bestimmt wie der Winkel δ (siehe oben): Wenn eine Drehung gegen den Uhrzeigersinn erforderlich ist, um von $\mathbf{V}_{\text{HA}}(t_{n-1})$ zu $\mathbf{V}_{\text{HA}}(t_{n+1})$ zu gelangen, ist $\alpha > 0$, andernfalls ist $\alpha \leq 0$. Die Berechnung von α ist daher analog zur Berechnung von δ :

$$\alpha' = \arcsin(\langle \hat{\mathbf{V}}_{\text{HA}}(t_{n-1}), \hat{\mathbf{V}}_{\text{HA}}(t_{n+1}), \hat{\mathbf{z}} \rangle), \quad \cos \alpha'' = \hat{\mathbf{V}}_{\text{HA}}(t_{n-1}) \cdot \hat{\mathbf{V}}_{\text{HA}}(t_{n+1}). \quad (45)$$

Durch die Unterscheidung der Fälle (vergleiche Gleichung 43) ergibt sich α .

Mit Hilfe von α lässt sich eine Art Winkelgeschwindigkeit (Pseudowinkelgeschwindigkeit) der ISSR-Bewegung definieren, indem man den Winkel durch die zeitliche Differenz $t_{n+1} - t_{n-1}$ dividiert:

$$\dot{\alpha} = \frac{\alpha}{t_{n+1} - t_{n-1}}. \quad (46)$$

Winkelgeschwindigkeiten sind Eigenschaften ausgedehnter Objekte. Daher sind sie weder mit der Drehrichtung des Windes noch mit seiner Rotation vergleichbar, da es sich bei diesen um lokale Größen handelt.

5.1.1.6 Ein Beispiel

Zur Veranschaulichung der eingeführten Methodik dienen die Abbildungen 5.1 und 5.2. Die Karte in Abbildung 5.1 zeigt den Bereich des ICON-EU-Modells. Die unterschiedlich farbigen Bereiche stellen $PPC = 1$ -Regionen dar, die gemäß den oben genannten Bedingungen ausreichend groß sind und für die die ISSR-Partner eine Stunde vorher und eine Stunde später identifiziert werden sollen. Man beachte, dass in dieser Karte alle ISSRs im betrachteten Gebiet markiert sind. Für die statistische Analyse werden jedoch die ISSRs ausgeschlossen, deren COPs weniger als 500 km vom Rand entfernt sind.

Die Charakterisierung der einzelnen ISSRs wird in Abbildung 5.2 veranschaulicht. Die blauen Bereiche markieren jeweils eine ISSR zu den drei aufeinanderfolgenden Zeitpunkten. Die COPs befinden sich am Schnittpunkt der farbigen Geraden und liegen nicht unbedingt innerhalb der ISSRs, wenn diese stark gekrümmte Formen aufweisen. Die rot-orangen Linien stellen die Hauptachsen, die gelben die Nebenachsen der ISSRs dar.

Vor allem bei sehr länglichen und schrägen ISSRs können die Hauptachsen verzerrt aussehen. Dies liegt daran, dass der Trägheitstensor normalerweise in kartesischer Geometrie definiert ist, die ISSRs jedoch auf einer Kugeloberfläche liegen. Wird jedoch eine Tangentialebene um den COP eingeführt, bei der die x-Achse in zonaler Richtung und die y-Achse senkrecht dazu verläuft, wobei die lokale z-Achse vom Erdmittelpunkt nach oben durch den COP verläuft, erfolgt die Berechnung der Hauptachsen in euklidischer Geometrie und das Ergebnis der Hauptachsen sieht vertraut aus. Für die Berechnungen der Rotationsraten in dieser Arbeit werden ISSRs auf der Kugel und nicht auf (verschiedene) Ebenen projiziert, weil die Bewegung des COP die Änderung der Tangentialebene von Stunde zu Stunde impliziert, sodass es notwendig wäre, Richtungen in verschiedenen Räumen zu vergleichen. Dies ist nicht möglich. Da die Kugel und ihr Koordinatensystem fest sind, werden die Berechnungen dort durchgeführt.

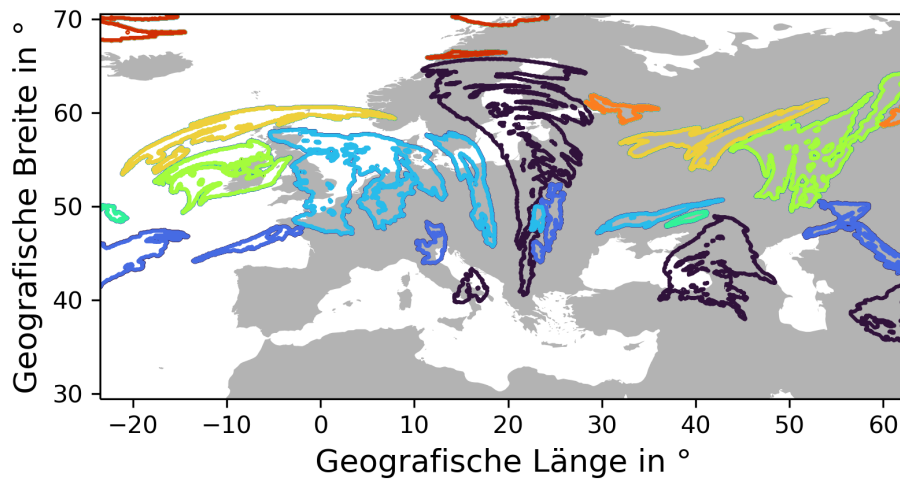


Abbildung 5.1: Das von ICON-EU abgedeckte Gebiet mit $PPC = 1$ -Regionen in unterschiedlichen Farben für die Beispielsituation vom 04.04.2024 um 12 UTC für +15 Stunden bei circa 301 hPa. Hinweis: Hier sind alle ISSRs im betrachteten Gebiet farbig markiert. ISSRs, deren COPs weniger als 500 km vom Rand entfernt liegen, werden jedoch nicht in die statistische Analyse einbezogen.

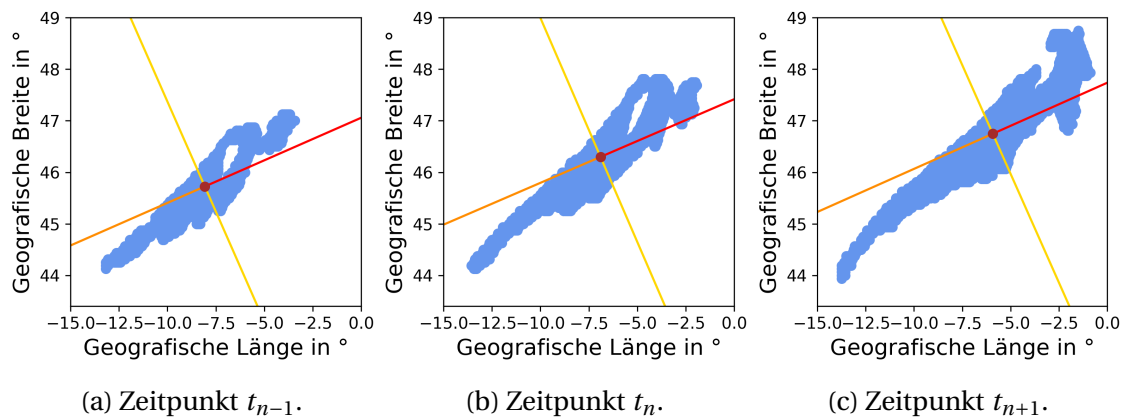


Abbildung 5.2: Grundlegende Eigenschaften einzelner ISSRs: Die ISSRs, das heißt die Gitterpunkte mit $PPC = 1$, für t_{n-1} (Abbildung 5.2a), für t_n (Abbildung 5.2b) und für t_{n+1} (Abbildung 5.2c) sind in Blau markiert. Der jeweilige Mittelpunkt der sich kreuzenden Linien bildet den COP. Die rot-orangen Linien sind die großen Hauptachsen und die gelben Linien die kleinen Hauptachsen der ISSRs. Die ISSR in Abbildung 5.2b entspricht der dunkelblauen ISSR in Abbildung 5.1 im Südwesten des Gebietes (nördlich von Spanien). Die Richtungen der Achsen werden auf der Kugel berechnet und folgen daher nicht der in der Abbildung gezeigten flachen Projektion.

5.1.2 Ergebnisse

Dieses Kapitel umfasst die Ergebnisse der Bewegungsunterschiede von ISSRs und den Winden (Geschwindigkeiten und Richtungen) und der Rotation von ISSRs.

5.1.2.1 Geschwindigkeitsunterschiede zwischen den Bewegungen von ISSRs und den vorherrschenden Winden

Abbildung 5.3 zeigt das Histogramm der nach Gleichung 38 berechneten Pseudogeschwindigkeiten der ISSRs (links) und das Histogramm der nach Gleichung 40 ermittelten Windgeschwindigkeiten an den COPs der ISSRs zum Zeitpunkt t_n (rechts). Die Verteilung der ISSR-Geschwindigkeiten hat einen Mittelwert und eine Standardabweichung von $15,3 \text{ m s}^{-1}$ (schwarze Linie) und $9,4 \text{ m s}^{-1}$ (dunkelblaue Linien). Der Median liegt bei $13,5 \text{ m s}^{-1}$ (rote Linie). Die Schiefe der Verteilung beträgt etwa 1,1. Da die Schiefe positiv ist, ist die Verteilung rechtsschief beziehungsweise linkssteil. Sie fällt demnach auf der rechten Seite flacher ab als auf der linken. Die Verteilung der Windgeschwindigkeiten hat einen Mittelwert und eine Standardabweichung von $20,6 \text{ m s}^{-1}$ (schwarze Linie) und $10,6 \text{ m s}^{-1}$ (dunkelblaue Linien). Der Median liegt hier bei $19,4 \text{ m s}^{-1}$ (rote Linie). Die Verteilung ist ebenfalls rechtsschief mit einer Schiefe von etwa 0,6.

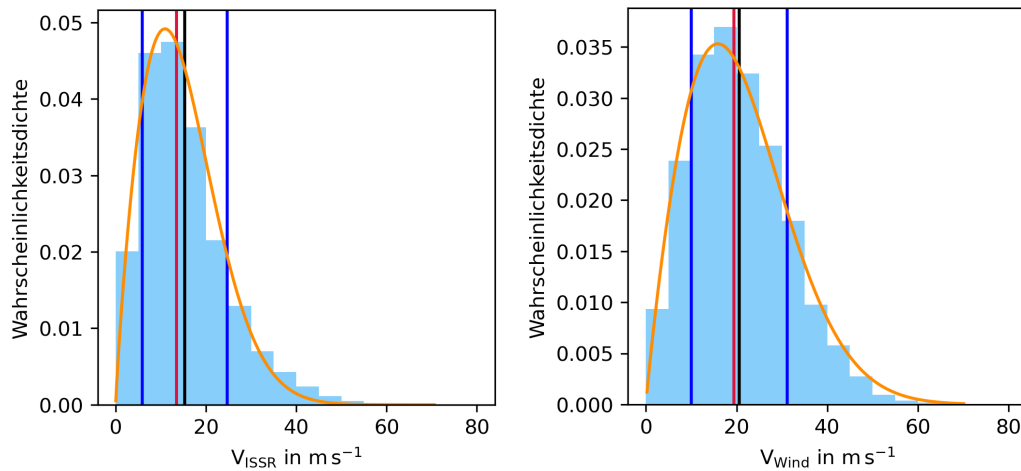


Abbildung 5.3: Histogramme der Pseudogeschwindigkeiten der ISSRs (links) und der Windgeschwindigkeiten (rechts) in m s^{-1} . Die Histogramme sind so normiert, dass sie Näherungen von Wahrscheinlichkeitsdichtefunktionen mit einer Auflösung von 5 m s^{-1} darstellen. Mittelwerte (schwarze Linien) $\pm$ Standardabweichungen (dunkelblaue Linien) sowie die Mediane (rote Linien) sind angegeben. Beide Verteilungen können gut durch Weibull-Verteilungen (orange Linien) angenähert werden. Die y-Achsen beider Abbildungen weisen eine unterschiedliche Skalierung auf.

Die beiden Verteilungen in Abbildung 5.3 lassen sich gut durch eine Weibull-Verteilung (orange Linien), also eine verallgemeinerte Exponentialverteilung, approximieren. Die allgemeine Formel einer Weibull-Verteilung lautet wie folgt:

$$f(v) = \gamma \cdot m \cdot v^{(m-1)} \cdot \exp(-\gamma \cdot v^m). \quad (47)$$

Die Parameter m und γ können bestimmt werden, indem die kumulativen Verteilungsfunktionen (CDFs) der Pseudogeschwindigkeiten der ISSRs (V_{ISSR}) und der Windgeschwindigkeiten (V_{Wind}) auf einem sogenannten Weibull-Papier (Gierens und Brinkop, 2002) aufgetragen werden, wobei die x-Achse $\ln(v)$ und die y-Achse $\ln(\ln(1/(1 - \text{CDF})))$ ist (siehe Abbildung 5.4).

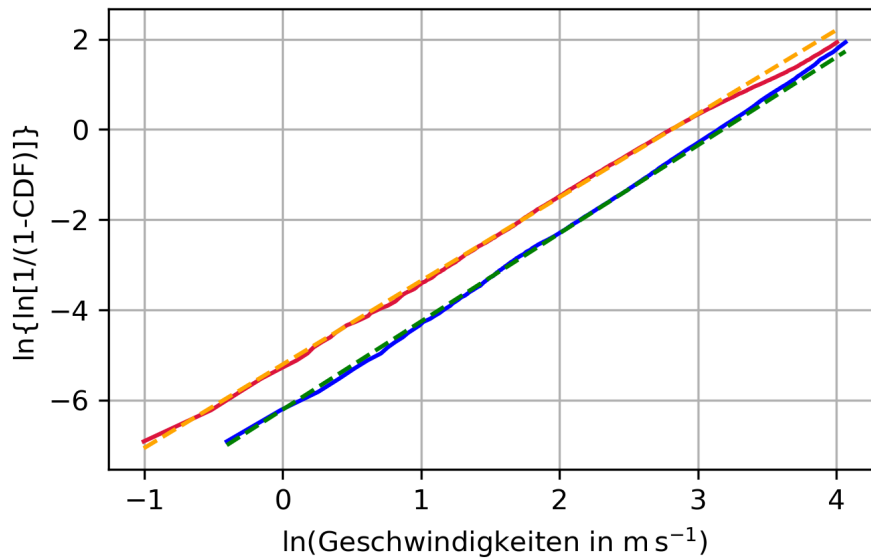


Abbildung 5.4: Kumulative Verteilungsfunktionen der Pseudogeschwindigkeiten der ISSRs, V_{ISSR} (rot), und der Windgeschwindigkeiten, V_{Wind} (blau), mit den linearen Approximationen als gestrichelte Gerade (g) auf einem Weibull-Papier: $g_{\text{ISSR}} = 1,85 \cdot x - 5,2$ (orange) und $g_{\text{Wind}} = 1,95 \cdot x - 6,2$ (grün).

In dieser Darstellung (siehe Abbildung 5.4) können die beiden CDFs durch Geraden angenähert werden, was darauf hindeutet, dass die ursprünglichen Verteilungen sehr gut durch Weibull-Verteilungen approximiert werden können. Durch diese Anpassungen können die jeweiligen Steigungen m und y-Achsen-Abschnitte s ermittelt werden, die für Gleichung 47 benötigt werden, wobei $\gamma = e^s$. Die Steigungen betragen hierbei $m_{\text{ISSR}} = 1,85$ und $m_{\text{Wind}} = 1,95$. Die y-Achsenabschnitte sind $s_{\text{ISSR}} = -5,2$ und $s_{\text{Wind}} = -6,2$. Somit ergeben sich folgende Werte für γ : $\gamma_{\text{ISSR}} \approx 0,00552$ und $\gamma_{\text{Wind}} \approx 0,00203$.

Die beiden Geschwindigkeitsverteilungen mit ihren Steigungen $m > 1$ weisen im Vergleich zu einer Exponentialverteilung (einer Weibull-Verteilung mit $m = 1$) deutlich andere Eigenschaften auf: Für die analysierten Geschwindigkeitsverteilungen, die gut durch eine Weibull-Verteilung approximiert werden können, nähern sich bei sehr niedrigem v die Wahrscheinlichkeitsdichten 0 an. Das heißt, sehr langsame ISSR-Bewegungen und schwache Winde treten im Untersuchungsgebiet kaum auf. Im Gegensatz zu einer Exponentialverteilung, die die Wahrscheinlichkeit bei 0 maximiert, liegen bei den betrachteten Verteilungen der Geschwindigkeiten die Modi (Modus: der am häufigsten vorkommende Wert; Wert mit der maximalen Wahrscheinlichkeit) bei viel höheren Werten, nämlich bei $10,9 \text{ m s}^{-1}$ für ISSRs und bei $16,6 \text{ m s}^{-1}$ für die Winde. Schließlich weisen Weibull-Verteilungen mit $m > 1$ niedrigere Enden der Verteilung auf als eine Exponentialverteilung. Dies bedeutet, dass hohe Geschwindigkeiten häufiger auftreten würden als beobachtet, wenn die Geschwindigkeiten exponentiell verteilt wären.

Winddaten wurden bereits von Dixon und Swift (1984) mit Weibull-Verteilungen approximiert. Von der Windenergiebranche werden Weibull-Verteilungen der Windgeschwindigkeit für die Auslegung ihrer Anlagen und zur Abschätzung des erwarteten Gewinns verwendet (siehe beispielsweise Wais, 2017; Jung und Schindler, 2019). Weibull-Verteilungen scheinen geeignet zu sein, um Windgeschwindigkeitsverteilungen sowohl für die Höhe von Windkraftanlagen als auch für die obere Troposphäre zu modellieren, obwohl es hierfür keine theoretische Begründung gibt (Weibull, 1951).

Wie bereits erwähnt, geht aus einem Vergleich der beiden untersuchten Monate (April und Mai 2024) mit denen aus allen 12 Monaten in zwölf verschiedenen Jahren (Januar 2017, Februar 2014, März 2019, April 2022, Mai 2015, Juni 2024, Juli 2021, August 2018, September 2023, Oktober 2016, November 2013, Dezember 2020) für jeden dritten Tag auf 250 hPa im Untersuchungsgebiet hervor, dass die beiden ausgewählten Monate keine Ausnahmen in Bezug auf Windrichtung und -stärke bilden (siehe Anhang A). Zusätzlich zu diesem Vergleich werden diese Winde hinsichtlich ihrer Verteilungen untersucht, die in Abbildung 5.5 dargestellt sind.

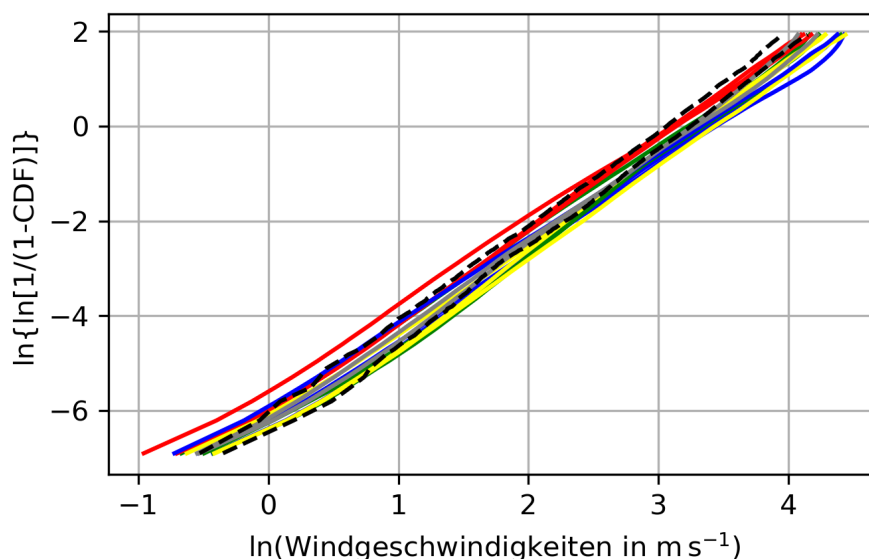


Abbildung 5.5: Kumulative Verteilungsfunktionen der Winde an den COPs der ISSRs der beiden analysierten Monate April und Mai 2024 (gestrichelte schwarze Linien) in einem Weibull-Wahrscheinlichkeitsdiagramm zusammen mit kumulativen Verteilungsfunktionen aller Winde im April und Mai 2024 im betrachteten Gebiet (graue Linien) und den Winden von 12 Monaten von 12 Jahren (Frühling auf der Nordhalbkugel in Grün, Sommer in Rot, Herbst in Gelb und Winter in Blau).

Abbildung 5.5 zeigt die kumulativen Verteilungsfunktionen der Winde an den COPs der ISSRs der beiden analysierten Monate April und Mai 2024 (gestrichelte schwarze Linien) in einem Weibull-Wahrscheinlichkeitsdiagramm zusammen mit den kumulativen Verteilungsfunktionen aller Winde des gesamten Gebietes im April und Mai 2024 (graue Linien) und den Winden aus allen 12 Monaten in zwölf verschiedenen Jahren (wobei Frühling auf der Nordhalbkugel in Grün, Sommer in Rot, Herbst in Gelb und Winter in Blau dargestellt ist). Die CDFs für April und Mai 2024 (sowohl die der Winde an den COPs der ISSRs in Schwarz als auch die der Winde im gesamten Gebiet in Grau) liegen in etwa im Mittelfeld und zeigen keine besonderen Ausreißer. Alle Linien weisen eine sehr ähnliche Steigung auf. Lediglich ihre y-Achsenabschnitte unterscheiden sich geringfügig. Höhere Werte für den y-Achsenabschnitt sind tendenziell für die wärmeren Monate/Jahreszeiten festzustellen als für die kälteren Monate/Jahreszeiten. Die Weibull-PDF ist relativ flach, wenn der y-Achsenabschnitt niedrig ist (höhere Varianz, wie im Winter), und wird mit zunehmendem y-Achsenabschnitt steiler und spitzer (geringere Varianz, wie im Sommer).

In Abbildung 5.6 ist die Verteilung der Differenzen zwischen den Pseudogeschwindigkeiten der ISSRs und den an den jeweiligen COPs der ISSRs herrschenden Windgeschwin-

digkeiten dargestellt. Die Verteilung ist in etwa symmetrisch mit einer Schiefe nahe der Null (0,09) und mit einem Maximum bei etwa 0 m s^{-1} . Das bedeutet, dass sich die Geschwindigkeiten der ISSRs und die der Winde an den COPs meist ähneln. Der Mittelwert der Verteilung beträgt $-5,3 \text{ m s}^{-1}$ (schwarze Linie) und die Standardabweichung $11,8 \text{ m s}^{-1}$ (blaue Linien). Der Median dieser Verteilung beträgt $-5,0 \text{ m s}^{-1}$ (rote Linie).

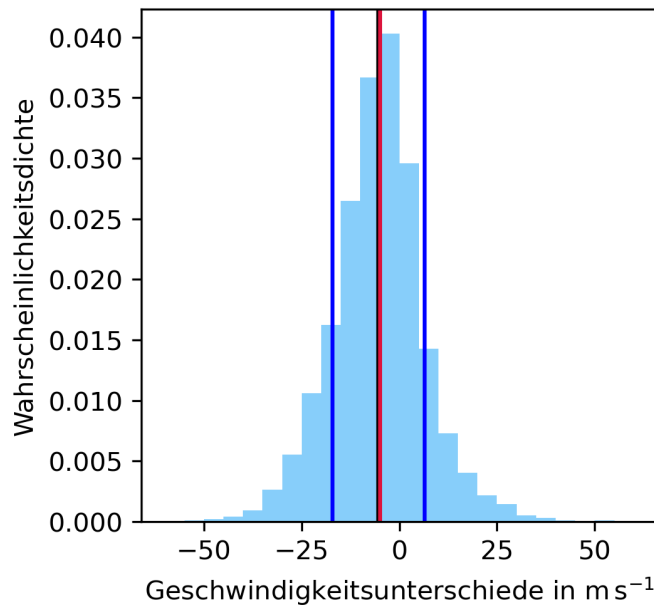


Abbildung 5.6: Histogramm der Geschwindigkeitsdifferenzen: Pseudogeschwindigkeiten der ISSRs minus die Windgeschwindigkeiten an den COPs in m s^{-1} . Das Histogramm ist normiert und stellt eine Näherung der entsprechenden Wahrscheinlichkeitsdichte mit einer Auflösung von 5 m s^{-1} dar. Der Mittelwert (schwarze Linie) $\pm$ eine Standardabweichung (dunkelblaue Linien) sowie der Median (rote Linie) sind angegeben.

Zur Charakterisierung, wie stark die Form des Gipfels (spitzer oder flacher) einer Verteilung von der einer Normalverteilung abweicht, wird häufig die Kurtosis verwendet. Verteilungen, deren Gipfel spitzer oder flacher sind, weisen zudem an den Rändern andere Formen auf als die Normalverteilung. Die Kurtosis entspricht dem normierten zentralen vierten Moment einer Verteilung. Die Normalverteilung hat eine Kurtosis von 3. Üblicherweise wird statt der Kurtosis häufig der Exzess zur Beschreibung der abweichenden Form einer Normalverteilung verwendet, der dem normierten zentralen vierten Moment einer Verteilung minus drei (also minus der Kurtosis einer Normalverteilung) entspricht. Ein positiver Wert des Exzesses weist auf einen steileren Gipfel und ein negativer Wert des Exzesses auf einen flacheren Gipfel der Verteilung im Vergleich zu einer Normalverteilung hin.

Wie für eine spitze Verteilung zu erwarten, überschreitet der Exzess der Verteilung der Geschwindigkeitsunterschiede von 1,2 deutlich den Wert 0, wenn dessen Unsicherheit mit $\delta(\text{Exzess}) \approx \sqrt{(24/N)} \approx 0,035$ abgeschätzt werden kann, wobei $N = 19259$ die Anzahl der Daten im Histogramm ist (Press et al., 1989, S. 457). In seltenen Fällen überschreiten die Geschwindigkeitsunterschiede 50 m s^{-1} in beide Richtungen.

Wie die beiden Geschwindigkeitsverteilungen miteinander zusammenhängen, zeigt Abbildung 5.7. Dies ist ein gemeinsames Histogramm der ISSR-Pseudogeschwindigkeiten und der Windgeschwindigkeiten. Je gelblicher die Farbe des Diagramms, desto häu-

figer kommt ein Fall vor. Die weiße Gerade zeigt die Diagonale, bei der beide Geschwindigkeiten übereinstimmen. Die höchste Falldichte liegt bei niedrigen ISSR-Pseudogeschwindigkeiten mit etwas höheren Windgeschwindigkeiten vor.

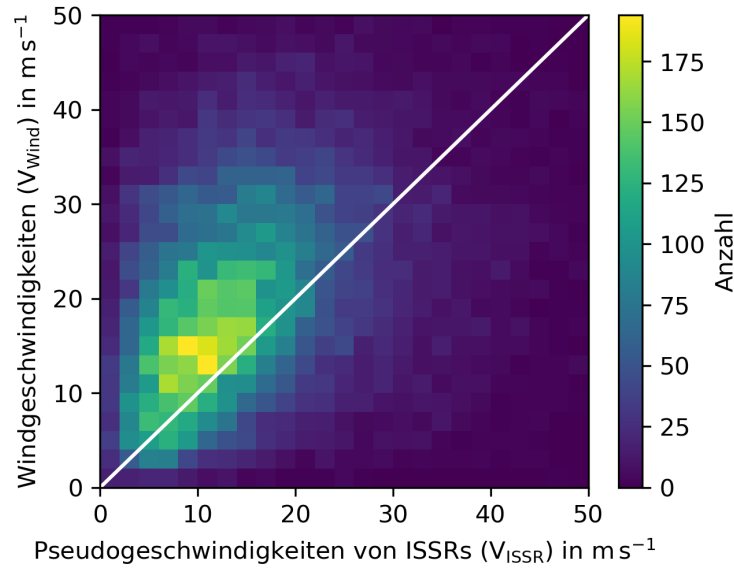


Abbildung 5.7: Zweidimensionales Histogramm der ISSR-Pseudogeschwindigkeiten und der realen Windgeschwindigkeiten an den Positionen der ISSR-COPs. Die Anzahl der Fälle in den quadratischen Intervallen von $2 \text{ m s}^{-1} \times 2 \text{ m s}^{-1}$ ist in der Farbleiste angegeben. Die weiße Diagonale markiert die Punkte, an denen die beiden Geschwindigkeiten gleich (oder nahezu gleich) sind. Höhere Geschwindigkeiten als 50 m s^{-1} kommen in den Daten nur vereinzelt vor.

Um zu prüfen, ob sich die beiden (Rand-)Verteilungen der ISSR-Geschwindigkeiten und der Windgeschwindigkeiten signifikant voneinander unterscheiden, wird ein statistischer Test, der sogenannte Kolmogorov-Smirnov-Test, durchgeführt. Hierzu werden die beiden kumulativen Verteilungsfunktionen ($F_{V_{\text{ISSR}}}$ und $F_{V_{\text{wind}}}$) benötigt (siehe Abbildung 5.8). Die Nullhypothese H_0 , die besagt, dass die beiden Verteilungen gleich sind (also dass $F_{V_{\text{ISSR}}} = F_{V_{\text{wind}}}$), wird getestet. Die Alternativhypothese H_1 lautet $F_{V_{\text{ISSR}}} \neq F_{V_{\text{wind}}}$, das heißt, die beiden Verteilungsfunktionen stimmen nicht überein. Es wird ein Signifikanzniveau $\alpha = 5\%$ gewählt. Wird H_0 auf diesem Niveau abgelehnt, kann H_1 akzeptiert werden und die Wahrscheinlichkeit, dass dieses Ergebnis fälschlicherweise einen zufälligen Ausreißer darstellt, liegt bei unter 5% . Für den Test wird der maximale vertikale Abstand D zwischen den beiden Verteilungsfunktionen ($F_{V_{\text{ISSR}}}$ und $F_{V_{\text{wind}}}$) bestimmt. Je größer dieser Abstand ist, desto wahrscheinlicher wird H_0 abgelehnt. Die Teststatistik D und der p -Wert werden mit dem Statistik-Softwarepaket *R* (Ihaka und Gentleman, 1993) berechnet und es ergibt sich ein Wert für D von ungefähr $0,24$ und ein p -Wert, der so viel kleiner als das Signifikanzniveau ist, dass die genaue Wahl von α keine Rolle spielt: Die Nullhypothese H_0 kann abgelehnt werden und die beiden Verteilungen $F_{V_{\text{ISSR}}}$ und $F_{V_{\text{wind}}}$ unterscheiden sich somit signifikant voneinander.

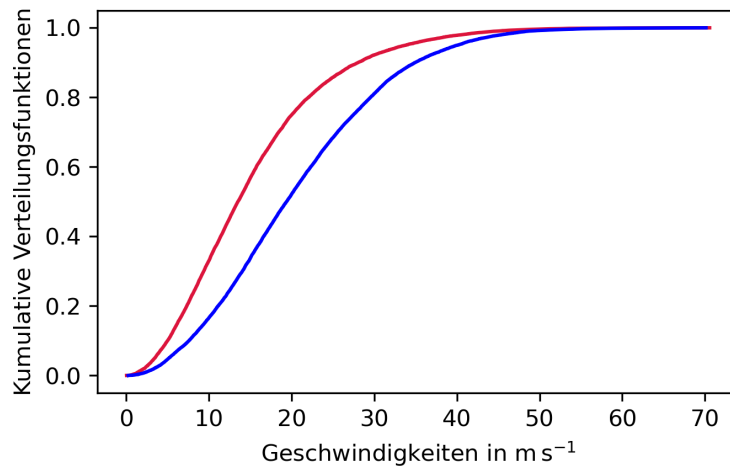
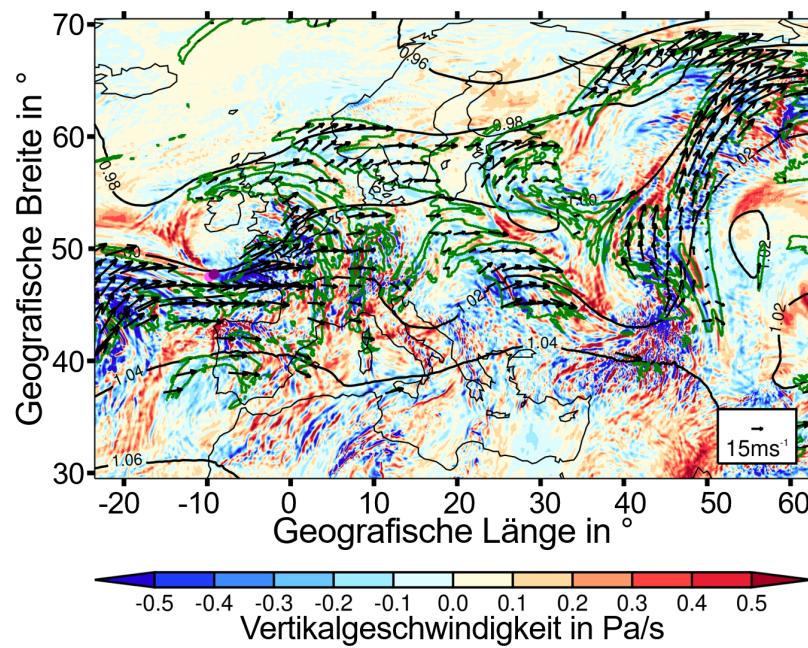


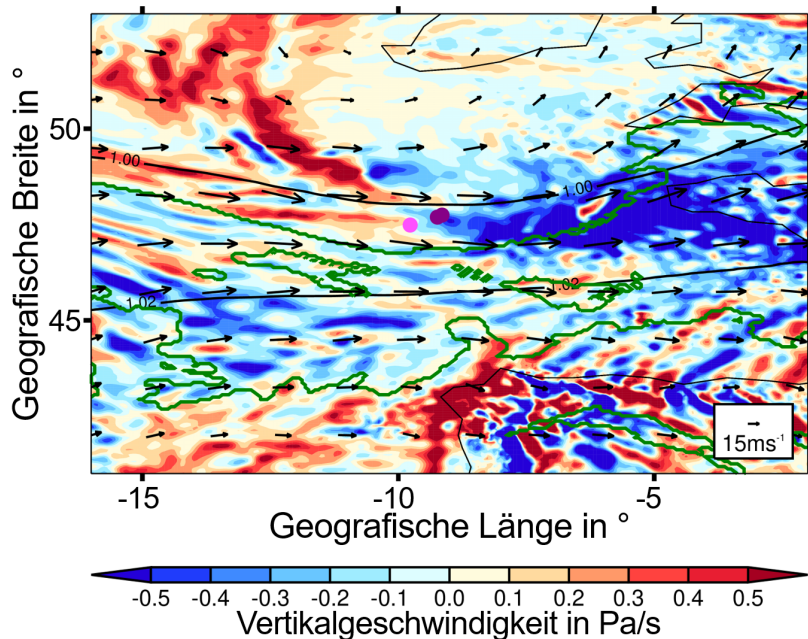
Abbildung 5.8: Kumulative Verteilungsfunktionen $F_{V_{ISSR}}$ (rot) und $F_{V_{wind}}$ (blau).

Außerdem wird die (lineare) Korrelation zwischen den ISSR-Geschwindigkeiten und den Windgeschwindigkeiten nach Gleichung 30 berechnet. Diese gibt an, wie die einzelnen ISSR-Geschwindigkeiten positiv oder negativ von ihrem Mittelwert abweichen, wenn gleichzeitig die Windgeschwindigkeiten positiv oder negativ von ihrem Mittelwert abweichen und umgekehrt. Es ist wichtig zu beachten, dass die Korrelation Anomalien vergleicht und nicht die absoluten Werte. Die Korrelation der beiden Geschwindigkeiten beträgt 0,32. Dies mag überraschend erscheinen, da die absoluten Geschwindigkeitsunterschiede überwiegend gering sind. Es deutet jedoch lediglich darauf hin, dass die Geschwindigkeitsunterschiede mit ähnlicher Wahrscheinlichkeit positiv und negativ sind. Die Histogramme (PDFs und CDFs) hingegen befassen sich direkt mit den Werten der ISSR-Geschwindigkeiten und der Winde, das heißt, sie berücksichtigen keine Anomalien. Somit bewegen sich ISSRs und die Winde mit ähnlicher (aber im Mittel leicht unterschiedlicher) Geschwindigkeit und in ähnliche Richtungen, während die Korrelation der beiden Geschwindigkeiten schwach ist.

Abschließend ist anzumerken, dass es in Abbildung 5.6 auch Fälle gibt mit erheblichen Geschwindigkeitsunterschieden zwischen der ISSR-Bewegung und dem Wind, wie anhand der großen Standardabweichung zu sehen ist. Der Fall des größten Geschwindigkeitsunterschieds von $61,27 \text{ m s}^{-1}$ wird synoptisch genauer untersucht (4. April 2024, 00 UTC). Es stellt sich heraus, dass in diesem speziellen Fall die beiden COPs eine Stunde vor und nach t_n nahezu übereinander liegen, während der COP bei t_n weiter westlich davon liegt (siehe Abbildung 5.9). Somit ist auch der Vektor von t_{n-1} nach t_{n+1} sehr kurz, was bedeutet, dass die resultierende, berechnete Geschwindigkeit für die ISSR-Bewegung bei t_n sehr gering ist. Der Wind weht jedoch stark nach Osten. Darüber hinaus sind östlich der COPs starke Aufwärtsbewegungen zu beobachten, bei denen ständig neue Luft von unten zugeführt wird, die abkühlt und deren RH_i erhöht. Das bedeutet, dass an dieser Stelle ständig neue Eisübersättigung entsteht (oder diese vergrößert wird), während der Horizontalwind weiterzieht. Der Gradient des Vertikalwindes würde an dieser Stelle vermutlich ein Maximum aufweisen. Diese Fallstudie zeigt jedoch nur die Erklärung für diesen einen Fall des maximalen Geschwindigkeitsunterschieds. Es gibt weitere Fälle mit signifikanten Geschwindigkeitsunterschieden, die jedoch im Rahmen dieser Arbeit nicht alle untersucht werden können.



(a) Gesamter Untersuchungsbereich.



(b) Vergrößerter Ausschnitt des Gebietes.

Abbildung 5.9: Synoptische Situation (4. April 2024 um 00 UTC bei circa 301 hPa), bei der in den vorliegenden Daten der maximale Geschwindigkeitsunterschied zwischen der ISSR-Bewegung und dem Wind auftritt (Abbildung 5.9a: gesamte Region; Abbildung 5.9b: der vergrößerte Ausschnitt). Die Abbildungen zeigen die COPs (dunkelviolet: bei t_{n-1} und t_{n+1} ; hellviolet: bei t_n), PPC = 1-Regionen als grüne Konturen, die normierte geopotentielle Höhe als schwarze Konturen, die Vertikalgeschwindigkeit (blau: Aufwärtsbewegung; rot: Abwärtsbewegung) und die Windvektoren (Abbildung 5.9a: Winde nur innerhalb der PPC = 1-Regionen; Abbildung 5.9b: Winde im gesamten Ausschnitt).

5.1.2.2 Unterschiede der Bewegungsrichtungen von ISSRs und den Winden

Nun wird genauer auf die Bewegungsrichtung der ISSRs im Vergleich zu den Winden an ihren COPs eingegangen. In dieser Analyse steht 0° für eine Bewegung nach Norden, 90° für eine Bewegung nach Osten und so weiter. Diese Konvention weicht von der meteorologischen Verwendung ab und orientiert sich eher an einem Kompass. Die Ergebnisse der Bewegungsrichtungen sind in Abbildung 5.10 dargestellt. Beide Histogramme zeigen, dass die häufigste Bewegungsrichtung der ISSRs und der Winde an den COPs der ISSRs nach Osten gerichtet ist (90°). Zusätzlich ist für die Bewegungsrichtung der ISSRs ein zweites Maximum nach Westen vorzufinden (270°), das jedoch deutlich schwächer ausfällt als das nach Osten gerichtete Maximum.

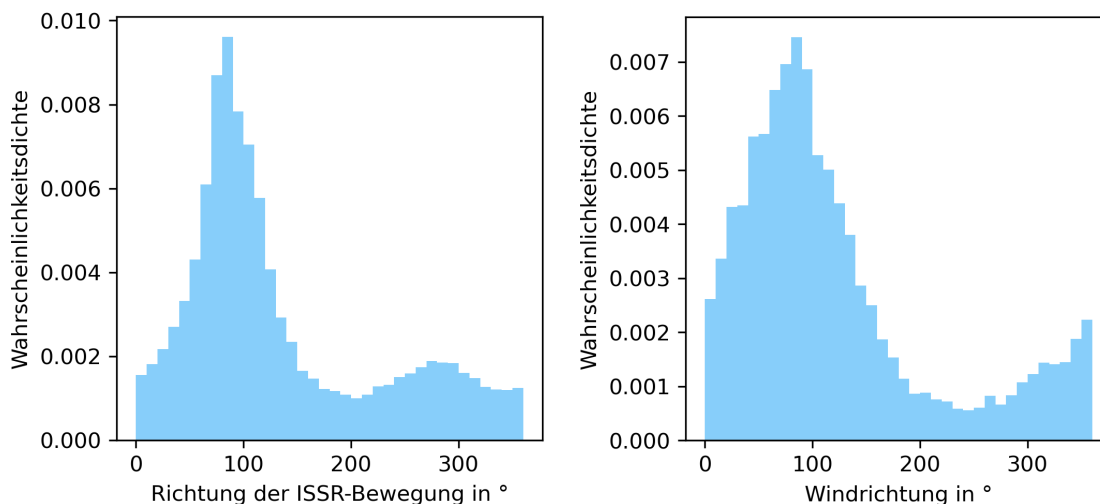


Abbildung 5.10: Histogramme der Bewegungsrichtung der ISSRs (linke Abbildung) und der Winde an den COPs der ISSRs (rechte Abbildung). Die Winkel reichen von 0° bis 360° . Dabei bedeutet 0° beziehungsweise 360° eine Bewegung nach Norden, 90° eine Bewegung nach Osten und so weiter. Die Histogramme sind normiert und stellen Näherungen der entsprechenden Wahrscheinlichkeitsdichten mit einer Auflösung von 10° dar. Beide Histogramme haben ihr Maximum zwischen 80° und 90° , was auf eine vorherrschende Bewegung von Westen nach Osten hindeutet.

Die Histogramme in Abbildung 5.10 zeigen gewisse Ähnlichkeiten, was jedoch nicht zwingend bedeutet, dass die Bewegungsrichtungen der ISSRs und der Winde an den COPs der ISSRs häufig übereinstimmen, weil die Histogramme die Statistiken beider Größen getrennt darstellen. Um dies jedoch zu überprüfen, wird erneut ein zweidimensionales Histogramm betrachtet, also die gemeinsame Wahrscheinlichkeit der Bewegungsrichtungen (siehe Abbildung 5.11). Das Diagramm zeigt, dass die am häufigsten vorkommenden Fälle (in Gelb) ziemlich gut um die weiße Diagonale angeordnet sind. Das bedeutet, dass sich ISSRs und die vorherrschenden Winde an den COPs häufig in sehr ähnliche Richtungen bewegen. Die Unterschiede beider Bewegungsrichtungen werden in Abbildung 5.12 gezeigt. Ein positiver Winkel bezieht sich hierbei auf einen Winkel zwischen dem Pseudogeschwindigkeitsvektor einer ISSR und dem Windvektor, wenn letzterer durch eine Rotation des ISSR-Vektors gegen den Uhrzeigersinn erreicht wird. Der mittlere Winkel beträgt $3,5^\circ$ mit einer Standardabweichung von $63,7^\circ$. Der Median liegt bei $1,9^\circ$. Bei ungleichen Richtungen ist der Unterschied gegen den Uhrzeigersinn etwas häufiger als im Uhrzeigersinn.

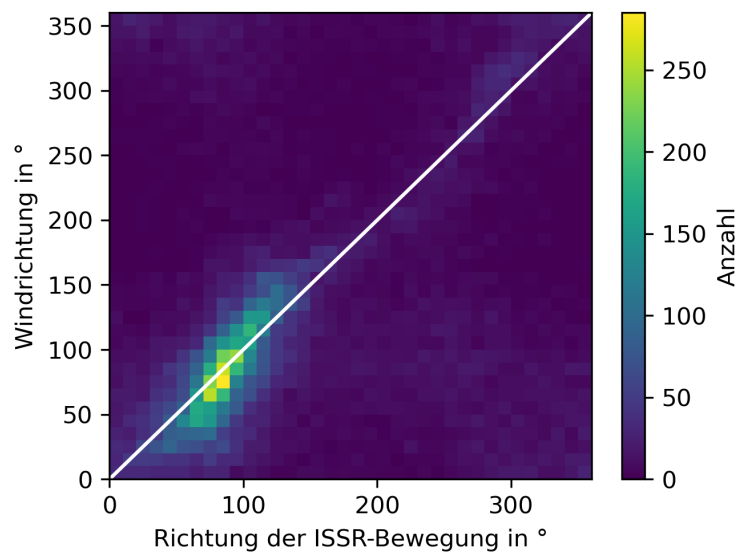


Abbildung 5.11: Gemeinsame Wahrscheinlichkeitsverteilung der Bewegungsrichtung von ISSRs und den Winden an den ISSR-COPs. Die Anzahl der einzelnen Fälle in $10^\circ \times 10^\circ$ Quadranten ist farbig angegeben. Die weiße Diagonale zeigt an, für welche Fälle die beiden Richtungen gleich (oder nahezu gleich) sind.

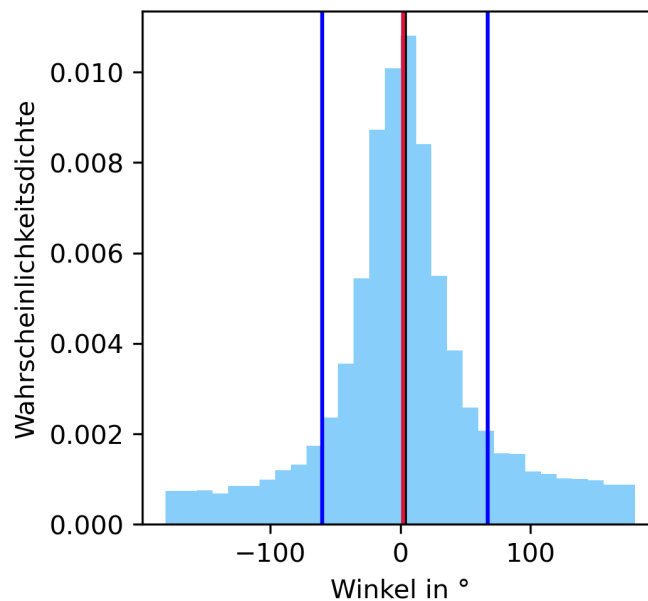


Abbildung 5.12: Histogramm der Winkel (in Grad) zwischen der Bewegung der ISSRs (Vektor von dem COP bei t_{n-1} zu dem COP bei t_{n+1}) und den Windvektoren von -180° bis 180° . Positive Winkel bedeuten eine Drehung gegen den Uhrzeigersinn vom ISSR-Vektor zum Windvektor. Das Histogramm ist normiert und stellt eine Näherung an eine Wahrscheinlichkeitsdichtefunktion mit einer Auflösung von 12° dar.

Die spitze Form der Verteilung bei 0° in Abbildung 5.12 zeigt erneut die starke Übereinstimmung der Bewegungsrichtungen von ISSRs und den Winden an den COPs. Die Standardabweichung ist jedoch recht hoch, sodass Fälle mit stark unterschiedlichen Bewegungsrichtungen keine Ausnahme bilden. Unterschiede in Richtung und

Geschwindigkeit bedeuten, dass Luftpakete, die zu einer ISSR gehören, diese früher oder später verlassen, was einen Einfluss auf die Lebensdauer von Kondensstreifen hat. Dies wird in Kapitel 5.2 dieser Arbeit analysiert (Hofer und Gierens, 2025b).

5.1.2.3 Rotation von ISSRs

Die Rotation der Hauptachse einer ISSR wird als ISSR-Rotation betrachtet. Eine Rotation, die innerhalb einer bestimmten Zeit vollzogen wird, wird als Winkelgeschwindigkeit der ISSR interpretiert. Eine Rotation einer ISSR kann auf verschiedenste Weise verursacht werden. Dazu zählt eine reale Rotation, wenn das gesamte System rotiert, aber auch eine Änderung der Form oder der räumlichen Wahrscheinlichkeitsverteilung um den COP kann eine Rotation der Hauptachsen induzieren. Aus diesem Grund wird in dieser Arbeit auch oft der Begriff Pseudorotation statt Rotation oder Pseudowinkelgeschwindigkeit statt Winkelgeschwindigkeit verwendet.

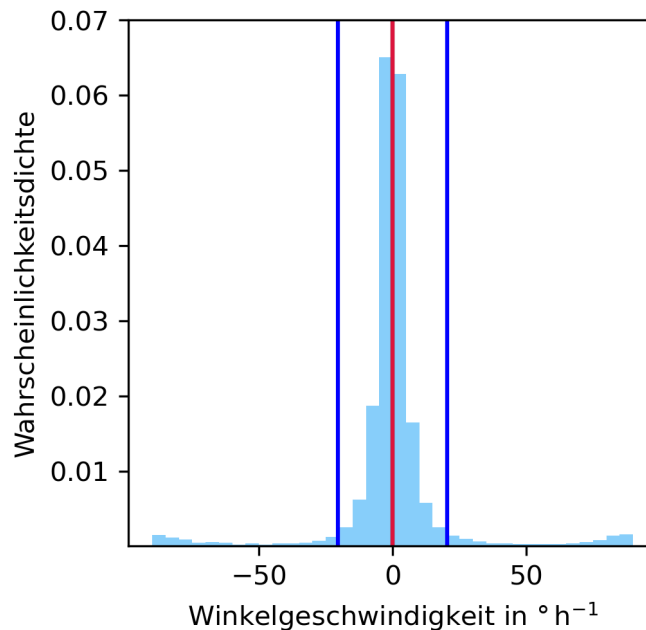


Abbildung 5.13: Histogramm der Differenzen der innerhalb von zwei Stunden zurückgelegten Winkel zwischen der Hauptachse von t_{n-1} und der Hauptachse von t_{n+1} . Dies entspricht der Winkelgeschwindigkeit $\dot{\alpha}$ (in $^{\circ} \text{h}^{-1}$). Das Histogramm ist so normiert, dass es eine Näherung der entsprechenden Wahrscheinlichkeitsdichte mit einer Auflösung von 5°h^{-1} darstellt. Der Mittelwert (schwarze Linie) $\pm$ eine Standardabweichung (dunkelblaue Linien) sowie der Median (rote Linie) sind eingezeichnet. Der Median und der Mittelwert sind nahezu identisch. Aus diesem Grund ist letzterer kaum erkennbar.

Abbildung 5.13 zeigt das Histogramm der Pseudowinkelgeschwindigkeit von ISSRs in $^{\circ} \text{h}^{-1}$. Die Verteilung ist symmetrisch um Null, die Schiefe ist nahezu 0 und auch die maximale Häufigkeit liegt bei 0°h^{-1} . Das deutet darauf hin, dass ISSRs meist kaum rotieren. Wenn sie doch rotieren, dann mit einer ähnlichen Wahrscheinlichkeit im und gegen den Uhrzeigersinn. Dementsprechend liegen der Mittelwert und der Median nahezu bei 0°h^{-1} (schwarze und rote Linie) mit einer Standardabweichung von $20,5^{\circ} \text{h}^{-1}$ (blaue Linien).

5.1.3 Diskussion

Vorliegende Analyse der kinematischen Eigenschaften von eisübersättigten Gebieten beschränkt sich der Einfachheit halber ausschließlich auf horizontale Bewegungen von ISSRs, während deren Vertikalbewegungen nicht berücksichtigt werden. Vertikaler Auftrieb feuchter Luft gilt zwar als Hauptursache für Eisübersättigung (Gierens et al., 2012), jedoch sind vertikale Bewegungen in der Atmosphäre zwei bis drei Größenordnungen kleiner als horizontale Bewegungen. Somit wird diese Vereinfachung als gerechtfertigt angenommen. Prinzipiell wäre eine Analyse dieser Art, basierend auf mechanischen Aspekten, wie die Bestimmung des COP und der Hauptachsen, problemlos auch dreidimensional durchführbar. Jedoch würde sich die Identifizierung von ISSRs in aufeinanderfolgenden Prognosen als deutlich komplexer herausstellen. Beispielsweise wäre die Anwendung der Hu-Momente nicht möglich. Dies ist ein weiterer Grund, weshalb sich diese Studie nur auf zwei Dimensionen beschränkt. Trotzdem muss darauf hingewiesen werden, dass vertikale Bewegungen von ISSRs durch horizontale Bewegungen vorgetäuscht werden können, beispielsweise durch Formänderungen, oder auch die Identifizierung von ISSR-Dreiergruppen in aufeinanderfolgenden Vorhersagen beeinflusst werden kann, wenn beispielsweise aufsteigende Luft zu einer neuen Übersättigung auf dem betrachteten Druckniveau in der Nähe einer bereits bestehenden ISSR führt. Hinzu kommt, dass zwei (oder mehrere) ISSRs zu einer eisübersättigten Region verschmelzen können oder eine ISSR sich teilen kann. Diese Sonderfälle erschweren die Analyse. Durch die eingeführten Grenzwerte zur Bestimmung der ISSR-Dreiergruppen aufeinanderfolgender Vorhersagen, wie beispielsweise einer Änderung der Größe einer ISSR von einem Zeitpunkt zum nächsten um weniger als 45 %, wird versucht, die damit einhergehenden Unsicherheiten zu minimieren.

ISSRs sind keine starren Körper. Während sie sich bewegen und rotieren, verändern sie ihre Form, Ausdehnung und Gesamtwahrscheinlichkeit für persistente Kondensstreifen. Diese einzelnen Prozesse könnte man in interne und externe Effekte unterteilen, wobei die internen Effekte die Veränderung der Form und der Gesamtwahrscheinlichkeit und die externen die eigentliche Bewegung und Rotation umfassen. Beide Effekte (interne und externe) verändern die Lage des COP und der Hauptachse. Jedoch ist es sehr schwierig oder sogar unmöglich, interne und externe Effekte voneinander zu trennen: Externe Effekte werden durch die Bewegung und Rotation des Trägerfluids Luft verursacht, das die ISSR enthält. Das heißt, sie wären durch V_{Wind} und eine großräumige Rotation der Luft gekennzeichnet. Dann wäre die Differenz $V_{\text{ISSR}} - V_{\text{Wind}}$ vollständig auf interne Veränderungen der Form, Ausdehnung und Wahrscheinlichkeitsverteilung einer ISSR zurückzuführen. Ähnliches gilt für die Rotation einer ISSR. Eine großräumige Rotation der Luft könnte durch die Zirkulation des Windes entlang des Umfangs einer ISSR gegeben sein, die jedoch in einem diskreten Modellraum nicht gut definiert ist. Zudem kann die Unterscheidung der Rotation der ISSR in externe und interne nicht adäquat berechnet werden, da die Rotation in diskreten Räumen nicht gut definiert ist (zum Beispiel Thibault, 2010). Aufgrund dieser ungelösten Probleme werden V_{ISSR} oder $\dot{\alpha}$ nicht in externe und interne Beiträge getrennt betrachtet.

Zugegebenermaßen ist eine Studie, die auf nur zwei Monaten basiert und sich auf das EU-Nest des ICON-Modells beschränkt, nicht allgemeingültig, da sich die atmosphärische Dynamik saisonal und geografisch und sich somit auch die Beziehung zwischen der ISSR-Bewegung und der Bewegung des Windes von Saison zu Saison und geografisch (insbesondere in meridionaler Richtung) verändert. Zu dem Zeitpunkt der Durchführung der Analysen standen jedoch leider nur diese beiden vergleichbaren

Monate zur Verfügung. Aus einem Test, ob saisonale oder auch jährliche Schwankungen vorliegen, geht jedoch hervor, dass die Windgeschwindigkeitsstatistiken über alle gewählten Monate (Januar bis Dezember) und Jahre (2013–2024) zumindest für die betrachtete Untersuchungsregion Weibull-Verteilungen mit nahezu gleichen Exponenten folgen. Somit weisen die beiden Monate April und Mai 2024, die für die kinematische Untersuchung von ISSRs verwendet wurden, keine Auffälligkeiten bezüglich der Windgeschwindigkeiten und -richtungen auf.

Für den (seltenen) Fall, dass sowohl die Geschwindigkeit als auch die Richtung der ISSR-Bewegung und des Windes übereinstimmen, werden Kondensstreifen nur schwer aus den ISSRs geweht, was das Wachstum ihrer Eiskristalle begünstigt. Dann endet die Lebenszeit von Kondensstreifen, sobald entweder ihre Kristalle groß genug sind, sodass sie durch Sedimentation ausfallen, oder wenn die Eisübersättigung selbst aufgrund von Subsidenz verschwindet, was zu einem Anstieg der Temperatur und damit zu einer sinkenden relativen Feuchte führt.

ISSRs bewegen sich im Vergleich zu den Winden an ihren COPs aber meist mit leicht unterschiedlichen Geschwindigkeiten und in ähnliche Richtungen. Dies kann dazu führen, dass Kondensstreifen mit dem Wind aus den ISSRs geweht werden und die Lebensdauer dieser Kondensstreifen dadurch nicht von der Lebensdauer der ISSRs bestimmt wird. Der umgekehrte Prozess ist jedoch nicht möglich, das heißt, persistente Kondensstreifen können nicht in eine ISSR hineingeweht werden, da ein Kondensstreifen, der sich nicht innerhalb einer ISSR bildet, schnell verdunstet. Daher müssen einzelne Kondensstreifen im Durchschnitt eine kürzere Lebensdauer haben als die sie umgebende ISSR. Auf die Zeitskalen von Prozessen der Kondensstreifenauflösung wird im folgenden Kapitel (Kapitel 5.2) genauer eingegangen, wobei zwischen verschiedenen Zeitskalen unterschieden wird und diese theoretisch und experimentell durch Trajektorien ermittelt werden.

5.2 Mikrophysikalische und synoptische Lebensdauerbegrenzungen

Die Lebensdauer von Kondensstreifen wird durch drei Prozesse begrenzt. Einer dieser Prozesse ist die Sedimentation von Eiskristallen der Kondensstreifen in niedrigere, untersättigte Schichten. Dieser Prozess ist als mikrophysikalischer Pfad bekannt (Bier et al., 2017) und kann durch eine Sedimentationszeitskala charakterisiert werden. Außerdem zählen das Herauswehen von Eiskristallen aus ISSRs durch den (horizontalen) Wind und die Senkung des Sättigungsgrades von Übersättigung bis hin zur Untersättigung aufgrund großskaliger Subsidenz zu den drei Prozessen dazu. Die beiden letzteren Prozesse bilden den synoptischen Pfad (Bier et al., 2017) und können zusammen durch eine synoptische Zeitskala beschrieben werden. Eine Zeitskala ist ein Zeitraum, in dem sich eine bestimmte Größe aufgrund eines Prozesses erheblich verändert. Häufig werden zu diesem Zweck Halbwertszeiten oder e-Faltungszeiten verwendet. Im Kondensstreifen-Kontext ist eine Zeitskala demnach die Zeitspanne, die der jeweilige Prozess benötigt, um eine charakteristische Kondensstreifengröße (beispielsweise die Eiskristallmasse) um e^{-1} zu reduzieren. Für die Lebensdauer eines Kondensstreifens kann man das Doppelte oder Dreifache der Zeitskala ansetzen.

Es ist wichtig, die Zeitskalen der genannten Prozesse der Kondensstreifenauflösung zu kennen, da die individuelle Klimawirkung von Kondensstreifen von ihrer Lebenszeit abhängt. Die Lebensdauern von Kondensstreifen sind sehr unterschiedlich. Die meisten

Kondensstreifen sind kurzlebig und ihre Lebensdauer endet bereits nach wenigen Minuten. Dies ist bei Kondensstreifen der Fall, die sich in Luft mit untersättigtem Wasserdampf gebildet haben ($RH_i < 100\%$), in der Eiskristalle schnell sublimieren. Die Lebensdauer solcher Kondensstreifen kann von einigen Sekunden (in sehr trockener Luft) bis zu einigen Minuten (in Luft mit leicht untersättigtem Wasserdampf) reichen (Sussmann und Gierens, 2001). Daher werden diese Kondensstreifen im Allgemeinen als nicht klimarelevant angesehen. Innerhalb von eisübersättigten Regionen gebildete Kondensstreifen hingegen werden älter als ein paar Minuten und können sogar eine Lebensdauer von mehr als 10 Stunden erreichen (Minnis et al., 1998; Haywood et al., 2009). Sie sind persistent, können sich durch Windscherung zu Kondensstreifen-Zirren ausbreiten und sind aufgrund ihrer Wechselwirkung mit der Strahlung (Schumann et al., 2012; Wolf et al., 2023a) und mit nahegelegenen natürlichen Zirruswolken (Verma und Burkhardt, 2022) sowie aufgrund ihrer Auswirkungen auf den Wasserhaushalt der oberen Troposphäre (Schumann et al., 2015) klimarelevant. Diese Effekte akkumulieren sich mit zunehmender Lebensdauer von Kondensstreifen und daher ist es wichtig, die Lebensdauer-Statistiken unter verschiedenen Gesichtspunkten zu betrachten.

Gierens und Vázquez-Navarro (2018) verwendeten Kondensstreifenverfolgungsdaten von einem geostationären Satelliten, um Statistiken über die Lebensdauer abzuleiten. Dabei wurde eine mittlere Lebensdauer für Kondensstreifen in der Größenordnung von drei Stunden ermittelt und es stellte sich heraus, dass etwa 5 % der Kondensstreifen eine Lebensdauer von mehr als 10 Stunden haben.

Derzeit ist nicht bekannt, welcher Pfad (mikrophysikalischer oder synoptischer) global und klimatologisch dominiert oder ob sie mit ähnlicher Häufigkeit auftreten. Welcher Pfad der vorherrschende ist, hat jedoch einen Einfluss auf die Verwendung alternativer Treibstoffe zum Zweck der Minimierung von Kondensstreifeneffekten. Hierbei ist somit die Unterscheidung zwischen den beiden Zeitskalen besonders wichtig, denn ihr Einsatz ist nur dann effektiv, wenn Sedimentation der vorherrschende Prozess der Begrenzung der Kondensstreifenlebenszeit ist, also wenn die Sedimentationszeitskala kürzer ist als die synoptische Zeitskala. Das liegt daran, dass alternative Treibstoffe im Allgemeinen zu einer geringeren Emission von Ruß führen (Moore et al., 2017; Voigt et al., 2021), was wiederum zu weniger, aber größeren Eiskristallen führt, die schneller sedimentieren. Dies hat einen positiven Einfluss auf die Auswirkungen des Kondensstreifens auf das Klima, ist aber nur für den mikrophysikalischen Pfad relevant. Für den synoptischen Pfad sublimieren die Eiskristalle ohnehin in untersättigter Luft. Der Einsatz von (immer noch teuren und nicht in großen Mengen verfügbaren) alternativen Treibstoffen sollte daher sorgfältig geplant werden und es wäre hilfreich, im Voraus zu wissen, welcher Pfad der Lebensdauerbegrenzung von Kondensstreifen in der jeweiligen Wettersituation wahrscheinlicher ist.

In dieser Studie werden die Sedimentationszeitskala τ_{sed} und die synoptische Zeitskala τ_{syn} von Kondensstreifen theoretisch und experimentell durch Trajektorienrechnungen ermittelt. Hierfür werden WAWFOR-Daten für das Gebiet von $23,5^\circ\text{W}$ bis $62,5^\circ\text{O}$ und $29,5^\circ\text{N}$ bis $70,5^\circ\text{N}$ bei 250 hPa herangezogen. Mit Hilfe der Temperatur und der relativen Feuchte bezüglich Wasser wird die relative Feuchte in Bezug auf Eis für jeden Gitterpunkt ermittelt. Außerdem werden die Winddaten, die in ihren zonalen und meridionalen Komponenten gegeben sind, sowie PPCs verwendet. Es werden drei Tage mit unterschiedlichen Wetterbedingungen analysiert (18. April 2024, 1. und 24. Mai 2024). Die Daten zur Untersuchung der unterschiedlichen synoptischen Situationen stammen vom PAMORE-System (DWD, 2024) des DWD, wobei die Vertikalgeschwindig-

keit, die Temperatur, das Geopotential (das wie in Kapitel 3.2 nach den Gleichungen 24a, 24b, 24c und 24d in die normierte geopotentielle Höhe umgerechnet wird) und die relative Feuchte bezüglich Wasser (die in die relative Feuchte bezüglich Eis mit Hilfe der Temperatur nach den Gleichungen 9, 10 und 21 umgewandelt wird) verwendet werden.

5.2.1 Methoden und Ergebnisse

In diesem Kapitel werden die Methoden zur Ermittlung der beiden Zeitskalen von Prozessen der Kondensstreifenauflösung erläutert und die Ergebnisse präsentiert.

5.2.1.1 Theoretische Ermittlung einer Zeitskala für die Sedimentation von Eiskristallen in Kondensstreifen

Mit Hilfe der von Spichtinger und Gierens (2009) aufgestellten Gleichungen kann ein Ausdruck für die Zeitskala der Sedimentation (τ_{sed}) von Eiskristallen aus Kondensstreifen oder Zirruswolken in der Theorie ermittelt werden. Dazu wird ein Kondensstreifen mit dem Volumen $H \cdot W \cdot L$ (Höhe, Breite, Länge) angenommen. Die Eismasse M innerhalb dieses Volumens sei $M = H \cdot W \cdot L \cdot \rho \cdot q_i$, wobei ρ die Dichte der Luft und q_i das Eismassenmischungsverhältnis ist. Die Änderung der Eismasse M aufgrund von Sedimentation ist durch den Sedimentationsfluss $F_m \cdot W \cdot L$ gegeben:

$$\left(\frac{dM}{dt} \right)_{\text{sed}} = H \cdot W \cdot L \cdot \rho \cdot \frac{dq_i}{dt} = W \cdot L \cdot F_m,$$

und somit ist $H \cdot \rho \cdot \frac{dq_i}{dt} = F_m,$ (48)

wobei F_m die Flusssdichte ist. Diese kann unter Einbeziehung der massengewichteten Fallgeschwindigkeit v_m eines Ensembles von Eiskristallen beschrieben werden, sodass $F_m = \rho \cdot q_i \cdot v_m$. Die Fallgeschwindigkeit wird in Spichtinger und Gierens (2009) über allgemeine Momente μ_k der Eiskristall-Massenverteilung berechnet:

$$v_m = \frac{\gamma(m) \cdot \mu_{\delta(m)+1}}{\mu_1}. \quad (49)$$

$\gamma(m)$ und $\delta(m)$ hängen von der Masse ab, sind aber abschnittsweise konstant. In dem für Kondensstreifen relevanten Bereich sind ihre Werte $\gamma = 63292,4$ und $\delta = 0,57$ (der angegebene Wert von γ ist nur für SI-Einheiten gültig, siehe Tabelle 2 in Spichtinger und Gierens, 2009).

Außerdem ist $q_i = \mu_1 = N_i \cdot \bar{m}$ mit der Kristallanzahl pro kg Luft N_i und der mittleren Eiskristallmasse $\bar{m}$. Es wird angenommen, dass die Kristallmassen einer logarithmischen Normalverteilung (Log-Normalverteilung) folgen. Somit kann $\bar{m}$ auch als Mittelwert der Log-Normalverteilung interpretiert werden.

Das andere erforderliche Moment ist durch $\mu_{\delta+1} = N_i \cdot \bar{m}^{(\delta+1)} \cdot r_0^{(\delta+1)\delta/2}$ gegeben. Dabei ist r_0 ein Parameter, der die Breite der log-normalen Massenverteilung bestimmt (typischerweise $2 \leq r_0 \leq 4$). Somit ist $\mu_{\delta(m)+1} / \mu_1 = \bar{m}^{0,57} \cdot r_0^{0,45}$.

Schließlich wird die Sedimentationszeitskala als $\tau_{\text{sed}}^{-1} = (1/q_i) \cdot (dq_i/dt)$ bestimmt und unter Einbezug der abgeleiteten Ausdrücke ist das Endresultat der Sedimentationszeitskala:

$$\tau_{\text{sed}} = \frac{H}{\gamma \cdot \bar{m}^{0,57} \cdot r_0^{0,45}}. \quad (50)$$

Werden in Gleichung 50 H und $\bar{m}$ in SI-Einheiten verwendet, so erhält man τ_{sed} in Sekunden.

In Abbildung 5.14 wird die Sedimentationszeitskala von Kondensstreifen in Stunden für einen 500 m dicken Kondensstreifen grafisch dargestellt. Diese nimmt mit sinkendem $\bar{m}$ zu. Da die Sedimentationszeitskala proportional zur Kondensstreifendicke ist, lassen sich aus diesen Kurven leicht Zeitskalen für unterschiedliche Kondensstreifendicken ableiten. Beispielsweise würde sich eine Zeitskala von 6 Stunden für einen Kondensstreifen mit $H = 500$ m auf 3 Stunden für $H = 250$ m reduzieren.

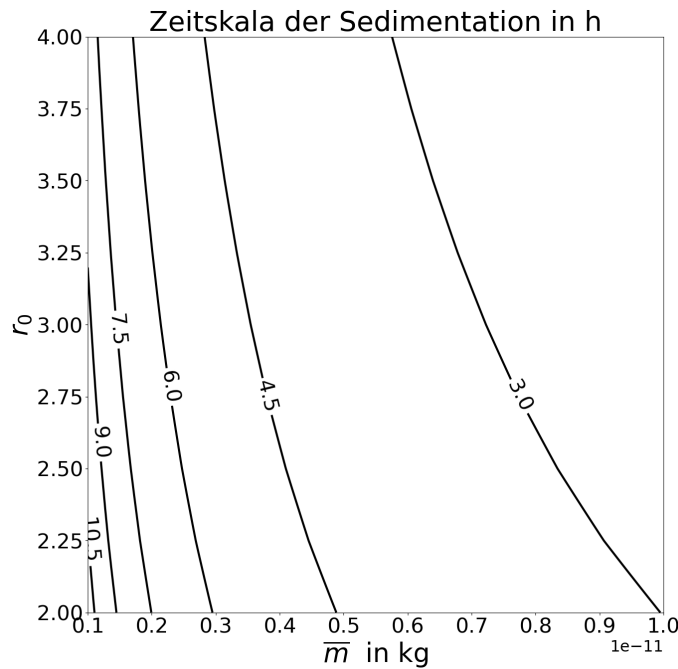


Abbildung 5.14: Zeitskala für die Sedimentation von Eiskristallen aus Kondensstreifen mit einer Kondensstreifendicke H von 500 m in Stunden als Funktion der mittleren Kristallmasse $\bar{m}$ und des Massenverbreitungsweitenparameters r_0 .

Bei $H = 500$ m und einer mittleren Masse in der Größenordnung von 10^{-12} kg beträgt die Sedimentationszeit einige Stunden ($\approx 2,5$ h bis 10 h).

5.2.1.2 Theoretische Ermittlung einer synoptischen Zeitskala bis Kondensstreifen eine ISSR mit dem Wind verlassen

In Kapitel 5.2.1.3 werden Trajektorienrechnungen folgen, bei denen untersucht wird, wie viele Luftpakete, die sich anfangs in $PPC = 1$ -Regionen befinden und die anschließend mit dem Wind transportiert werden, sich nach wie vielen Stunden durchgehend innerhalb ISSRs befinden. Es wird sich zeigen, dass die Zeitspanne T , in der ein Luftpaket innerhalb einer ISSR verweilt, weibullverteilt ist. Mathematisch bedeutet dies Folgendes:

$$S(T) = 1 - CDF(T) = \exp\left[-(T/T_0)^k\right]. \quad (51)$$

Dabei ist $S(T)$ die Überlebensfunktion („Survival function“) und $CDF(T)$ die kumulative Verteilungsfunktion von T (siehe Gierens und Vázquez-Navarro, 2018). Für die Sedimentation (siehe Kapitel 5.2.1.1) wird die Zeitskala als die Zeitspanne definiert, bis

von der Masse der Eiskristalle nur noch etwa e^{-1} im Kondensstreifen übrig ist. Damit die Definitionen der Zeitskalen übereinstimmen, wird die synoptische Zeitskala τ_{syn} als die Zeit definiert, bis die Überlebensfunktion der Luftpakete den gleichen Wert erreicht, $S(\tau_{\text{syn}}) = e^{-1}$. Diese Zeit ist durch den Parameter T_0 gegeben, unabhängig vom Exponenten k der Weibull-Verteilung. Das Ergebnis lautet also:

$$\tau_{\text{syn}} = T_0. \quad (52)$$

Ein Fit an eine Weibull-Verteilung auf einem Weibull-Papier ergibt eine Gerade der Form

$$\ln(\ln[1/S(T)]) = \beta + k \cdot \ln(T/T_u), \quad (53)$$

wobei β der y-Achsenabschnitt und k die Steigung ist. T_u ist eine Zeiteinheit (beispielsweise 1 s). Das Lösen dieser Gleichung unter Verwendung von Gleichung 51 ergibt

$$\tau_{\text{syn}} = T_0 = T_u \cdot \exp[-(\beta/k)]. \quad (54)$$

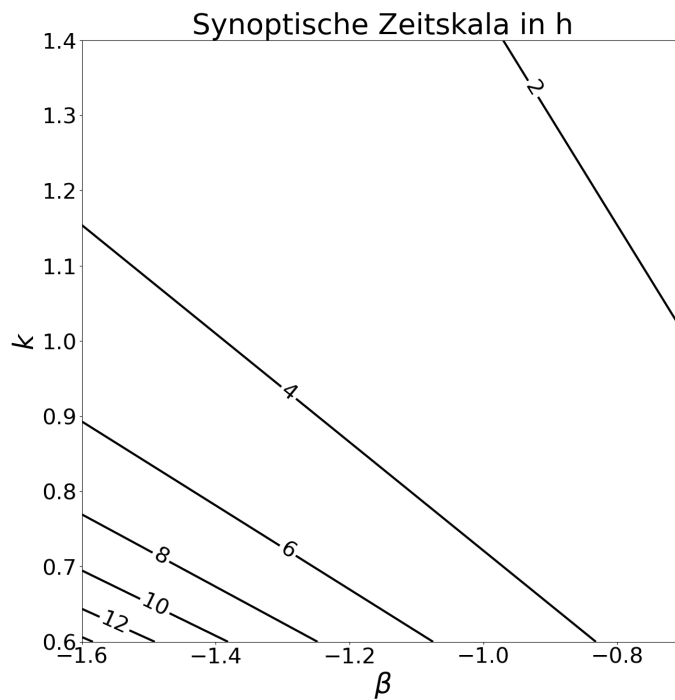


Abbildung 5.15: Synoptische Zeitskala für Kondensstreifen in Stunden, bis sie ISSRs verlassen.

Abbildung 5.15 zeigt eine grafische Darstellung der synoptischen Zeitskala von Kondensstreifen in Stunden als Funktion von β und k . Kleine Werte von τ_{syn} können für kleine negative Werte von β (also kleine Absolutwerte von β) und große Werte von k erreicht werden. Große Werte von τ_{syn} sind hingegen mit großen negativen Werten von β (also großen Absolutwerten von β) und kleinen Werten von k verbunden. Kleine Werte von τ_{syn} deuten darauf hin, dass der synoptische Weg der Kondensstreifenbeendigung dominieren könnte.

5.2.1.3 Fallstudien und Trajektorienberechnungen zur experimentellen Bestimmung einer synoptischen Zeitskala von Kondensstreifen

In diesem Kapitel wird eine synoptische Zeitskala experimentell mit Hilfe von Trajektorienberechnungen ermittelt. Dabei wird analysiert, wie viele Luftpakete, die sich zu Beginn an Gitterpunkten innerhalb $PPC = 1$ -Gebieten befinden (Voraussetzung für die Bildung eines Kondensstreifens), sich für jede weitere Stunde (bis zu 24 Stunden nach dem Startzeitpunkt) durchgehend innerhalb von ISSRs (Voraussetzung für die Persistenz von Kondensstreifen) befinden, wenn die Luftpakete mit dem Wind weitertransportiert werden. Dazu werden WAWFOR-Daten verwendet.

Für den Startzeitpunkt wird die Anzahl an Gitterpunkten innerhalb $PPC = 1$ -Gebieten gezählt. Für diese Gitterpunkte werden die Windkomponenten herangezogen und berechnet, wo sich die Luftpakete dieser Gitterpunkte nach einer Stunde befinden. Diese Punkte werden den diesen am nächsten liegenden Gitterpunkten nach dem „Nearest-Neighbor“-Prinzip zugeordnet. Danach wird geprüft, ob diese neuen Gitterpunkte, also die hierher transportierten Luftpakete, noch übersättigt sind oder nicht (hier: ob $RH_i \geq 93\%$ nach Hofer et al., 2024b). Die Anzahl der Gitterpunkte, für die die Bedingung erfüllt ist, wird notiert. Luftpakete, die noch übersättigt sind, werden mit Hilfe der neuen Windkomponenten wieder für den nächsten Zeitschritt weitertransportiert. Alle anderen werden nicht mehr berücksichtigt. Dieses Verfahren wird bis zum letzten Prognoseschritt (Startzeitpunkt +24 h) wiederholt. Anhand der ermittelten Zahlen für jede Stunde wird die Überlebensfunktion bestimmt (Anzahl der übersättigten Luftpakete pro Zeitschritt geteilt durch die Anzahl der ursprünglich übersättigten Luftpakete). Die statistische Analyse dieser Funktion liefert die gewünschte synoptische Zeitskala. Die Analyse wird für drei verschiedene Tage mit unterschiedlichen synoptischen Bedingungen durchgeführt. Jedoch können bei dieser Analyse systematische Fehler aufgrund des 1-Stunden-Zeitschritts leider nicht ausgeschlossen werden: Luftpartikel am Rand einer ISSR könnten diese innerhalb einer Stunde verlassen und sich wieder in die ISSR hineinbewegen, in eine andere ISSR in der Nähe bewegen oder als neue ISSR erscheinen. Dies kann zu Fehlern führen, insbesondere wenn ISSRs in der Prognose kleinräumige Strukturen aufweisen, sodass ihr Verhältnis Umfang-zu-Fläche groß ist. Bei großen ISSRs mit geringer kleinräumiger Struktur (in der Prognose) sollte das Problem eher gering sein.

Es werden die folgenden drei Tage ausgewählt: 18. April 2024, 1. und 24. Mai 2024. Zunächst wird die synoptische Wettersituation für jeden Tag kurz beschrieben. Dazu werden mit Hilfe von PAMORE-Daten Wetterkarten der normierten geopotentiellen Höhe Z^* zusammen mit der Vertikalbewegung (aufwärts in Blau und abwärts in Rot) und Eisübersättigung (gepunktet) erstellt. Anschließend zeigen eine Reihe von Plots sowohl die anfänglichen $PPC = 1$ -Regionen (rote Konturen) als auch die ISSRs eine oder mehrere Stunden später (blaue Konturen) und die Gitterpunkte, zu denen die ursprünglich übersättigten Luftpakete (potentielle persistente Kondensstreifen) transportiert wurden und bis wohin sie durchgehend in ISSRs überlebt haben (in Grün). Somit nehmen die grünen Flächen im Laufe der Diagrammreihen ab. Abschließend wird für jeden untersuchten Tag die Überlebensfunktion auf dem sogenannten Weibull-Papier aufgetragen, sodass eine Weibull-Verteilung als Gerade erscheint, von der die Steigung und der y-Achsenabschnitt bestimmt werden können.

Fall 1: 18. April 2024

Für den ersten Fall wird der 18. April 2024 mit dem Startzeitpunkt 12 UTC + 1 h gewählt. Es werden für jede nachfolgende Stunde die in eisübersättigten Gebieten verbliebenen Luftpakete bis einschließlich 12 UTC + 25 h, also bis 24 h nach dem Startzeitpunkt, ermittelt. In Abbildung 5.16 ist die Wetterkarte für 12 UTC gezeigt. Die Wetterlage für diesen Zeitpunkt und für die folgenden Stunden ist durch einen Trog in der oberen Troposphäre gekennzeichnet, der über Schweden beginnt und sich über Deutschland, Italien und bis nach Nordafrika erstreckt. Der Trog ist eng mit der Bildung von Hoch- und Tiefdruckgebieten am Boden verbunden. Auf der Trogrückseite konvergieren die Isohypsen. Aufgrund der starken Krümmung der Isohypsen im Bereich der Trogachse werden die Luftmassen dort abgebremst. Somit stauen sich die Luftpakete vor dieser Krümmung auf der Trogrückseite an und es entsteht ein Massenüberschuss. Da nach oben hin die Tropopause eine Begrenzung darstellt, wird dieser Überschuss hauptsächlich in niedrigere Schichten abtransportiert. Aufgrund der absinkenden Luftmassen erhöht sich am Boden der Luftdruck und es entsteht ein (Boden-)Hochdruckgebiet auf der Trogrückseite.

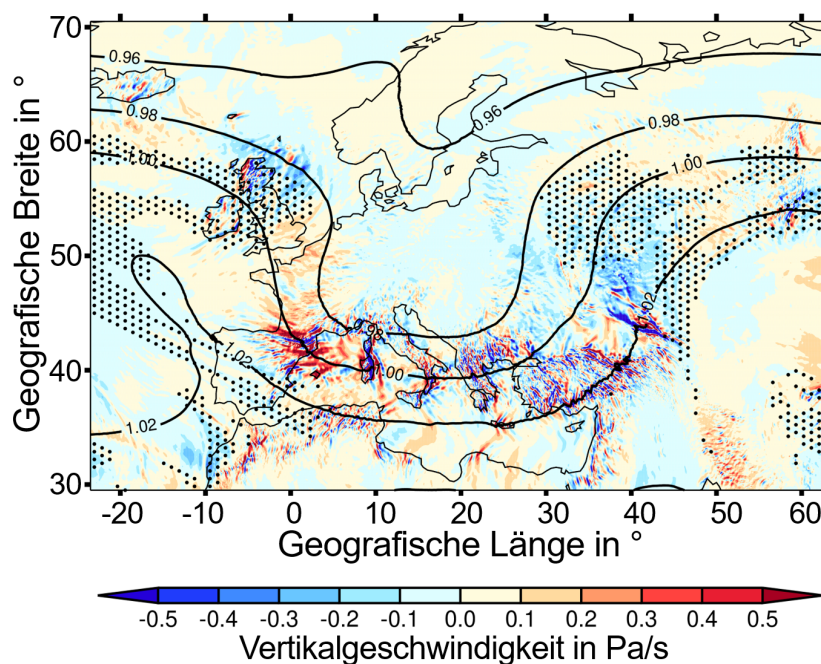


Abbildung 5.16: Wetterkarte für den 18. April 2024 um 12 UTC. Dargestellt werden die normierte geopotentielle Höhe (Konturen), die Vertikalgeschwindigkeit (aufwärts in Blau und abwärts in Rot) und Eisübersättigung ($RH_i \geq 93\%$, Punktierung) bei 250 hPa.

Auf der Vorderseite des Troges nimmt die Krümmung der Isohypsen ab, da diese divergieren. Dies führt zu einem Massenmangel, der durch von unten aufsteigende Luftpakete kompensiert wird. Dadurch sinkt der Luftdruck am Boden und es entsteht ein (Boden-)Tiefdruckgebiet. Das großräumige Absinken der Luftmassen auf der Rückseite des Troges und das Aufsteigen auf der Vorderseite des Troges sind auch in Abbildung 5.16 zu beobachten: Dort sind auf der Rückseite des Troges hauptsächlich absinkende Luftmassen (rote Bereiche) und auf der Vorderseite des Troges hauptsächlich aufsteigende Luftmassen (blaue Bereiche) zu sehen. Folglich kommt es an der Vorderseite des Troges,

insbesondere am nordöstlichen Rand, zu Eisübersättigung. Außerdem sollte an dieser Stelle betont werden, dass Eisübersättigung hauptsächlich bei $Z^* \geq 0,98$ vorzufinden ist.

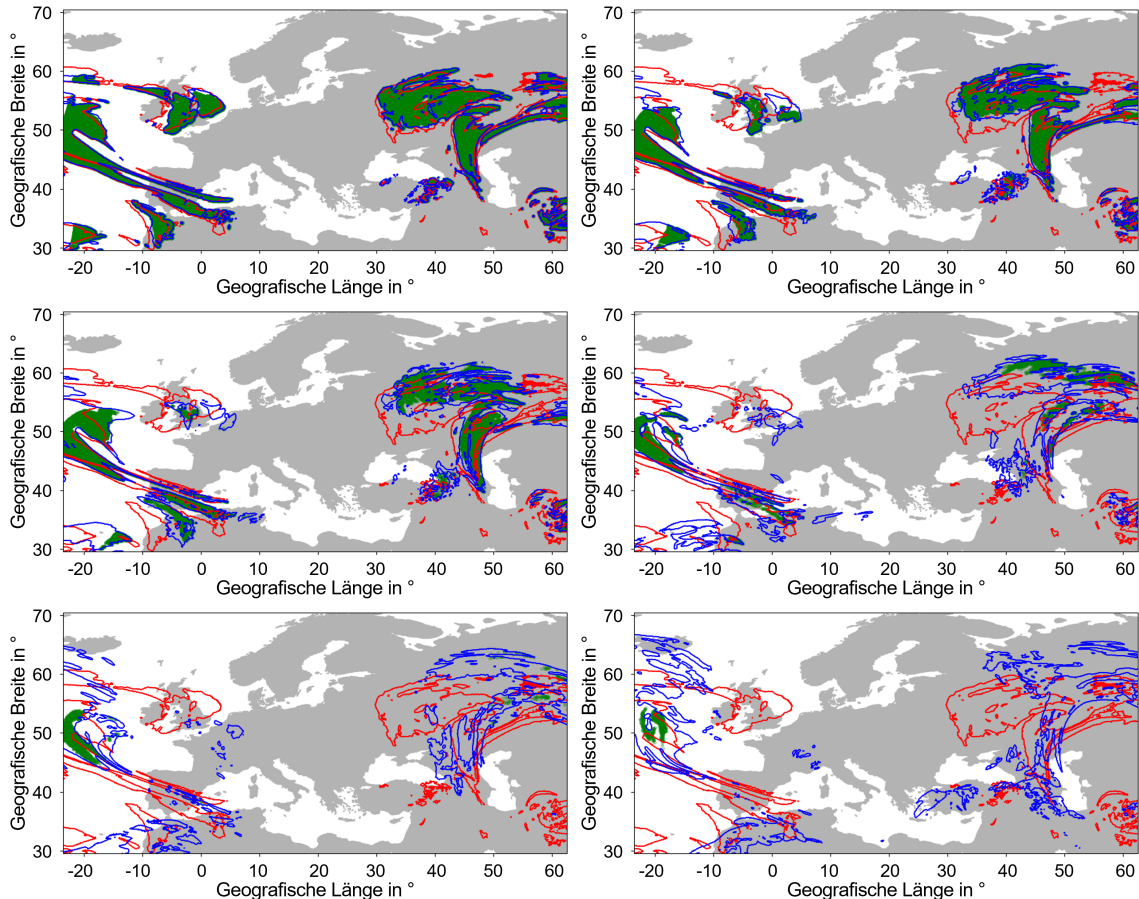


Abbildung 5.17: Die Bilder zeigen die Regionen mit $PPC = 1$ zu Beginn (18. April 2024 von der Prognose 12 UTC + 1 h) auf 250 hPa als rote Konturen. In den sechs verschiedenen Abbildungen sind ISSRs aus einer Auswahl folgender Stunden als blaue Konturen dargestellt (horizontal von oben links nach unten rechts): ISSRs ($RH_i \geq 93\%$) 1 h später um 12 UTC + 2 h, ISSRs 3 h später, 5 h, 10 h, 15 h und ISSRs 24 h später. Luftpakete, die zu Beginn innerhalb einer Region mit $PPC = 1$ liegen, die für die nachfolgenden Stunden mit dem Wind weitertransportiert werden und ununterbrochen innerhalb einer ISSR liegen, sind grün markiert.

In Abbildung 5.17 sind die Regionen mit $PPC = 1$ zum Startzeitpunkt (18. April 2024, Vorhersage von 12 UTC + 1 h) als rote Konturen dargestellt. Die blauen Konturen zeigen die ISSRs 1 h, 3 h, 5 h, 10 h, 15 h und 24 h später (horizontal von oben links nach unten rechts). Die grüne Farbe symbolisiert Luftpakete an den anfänglichen $PPC = 1$ -Gitterpunkten, die danach für jede Stunde mit dem Wind weitertransportiert werden und sich dabei ununterbrochen innerhalb von ISSRs befinden. Das heißt, diese Punkte liegen alle innerhalb der blauen Konturen. Die grünen Bereiche nehmen mit der Zeit ab. Nach einer Stunde sind noch etwa 75 % der grünen Punkte vorhanden. 24 Stunden später sind nur noch sehr wenige ($< 1\%$) grüne Punkte vorhanden. Die Analyse wird für jede nachfolgende Stunde des Startzeitpunktes (bis zu 24 h später) durchgeführt. Die hier dargestellten Trajektorien in Abbildung 5.17 sind nur eine Auswahl an Situationen zu verschiedenen Zeitpunkten.

Abbildung 5.18 zeigt die Überlebensfunktion der Anzahl der Gitterpunkte (in Blau), die zu Beginn innerhalb von $PPC = 1$ -Regionen liegen und die in den darauffolgenden Stunden unter Berücksichtigung des Windtransportes ununterbrochen innerhalb von ISSRs bleiben, zusammen mit der besten linearen Anpassung (in Rot) auf einem Weibull-Papier. Der Fit kann die Kurve sehr gut wiedergeben. Nur für große Werte von T verschlechtert sich die Statistik, weil die Anzahl der überlebenden Luftpakete mit zunehmendem T immer kleiner wird. Für diesen Fall können eine Steigung von $k = 0,9$ und ein y-Achsenabschnitt $\beta = -1,1$ bestimmt werden. Laut Gleichung 54 impliziert dies eine synoptische Zeitskala von etwa 4 Stunden.

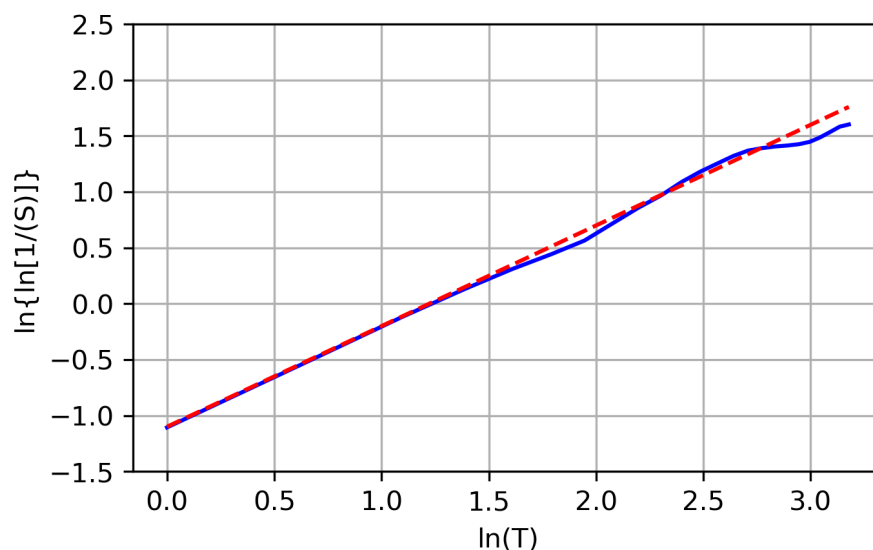


Abbildung 5.18: Überlebensfunktion der Anzahl der Punkte, die ursprünglich innerhalb von $PPC = 1$ -Regionen liegen und die in den nachfolgenden Stunden mit dem Wind mittransportiert und immer innerhalb von ISSRs verzeichnet werden (blau), auf einem Weibull-Papier zusammen mit einem linearen Fit als gestrichelte Gerade (rot): $g = 0,9 \cdot x - 1,10$.

Fall 2: 1. Mai 2024

Für den zweiten Fall wird die Situation vom 1. Mai 2024 mit dem Startzeitpunkt 12UTC +1h betrachtet. Abbildung 5.19 zeigt die Wetterkarte für den Zeitpunkt, der vor allem durch den Keil bestimmt ist, der sich vom Mittelmeer vor der Küste Libyens und Ägyptens über die Türkei, Polen und Skandinavien bis zur Nordküste des Vereinigten Königreichs erstreckt. Auch hier ist Eisübersättigung (Punktierung) hauptsächlich für $Z^* \geq 0,98$ in Gebieten mit aufsteigender Luftbewegung (blau) zu finden.

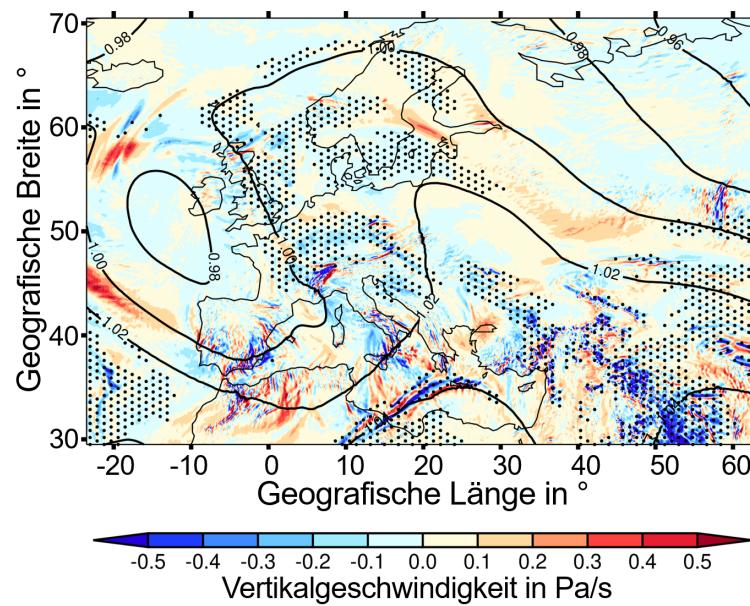


Abbildung 5.19: Wie Abbildung 5.16, aber für den 1. Mai 2024 um 12 UTC.

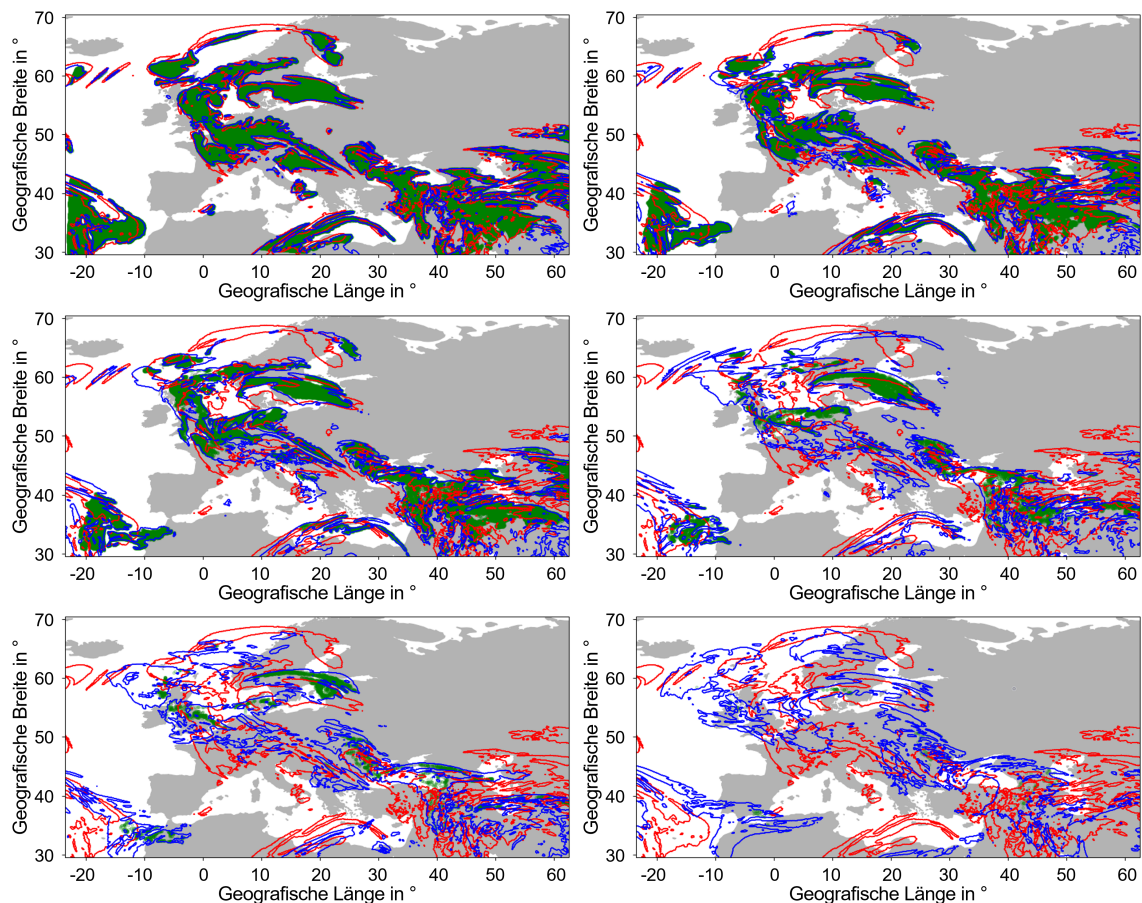


Abbildung 5.20: Wie Abbildung 5.17, jedoch ist der Startzeitpunkt der 1. Mai 2024 von der Prognose 12 UTC + 1 h.

In Abbildung 5.20 sind die Regionen mit $PPC = 1$ zum Startzeitpunkt (1. Mai 2024, Vorhersage von 12 UTC +1 h) als rote Konturen, die ISSRs 1 h, 3 h, 5 h, 10 h, 15 h und 24 h später (horizontal von oben links nach unten rechts) als blaue Konturen und Luftpakete an den anfänglichen $PPC = 1$ -Gitterpunkten, die danach für jede weitere Stunde mit dem Wind weitertransportiert werden und sich dabei ununterbrochen innerhalb von ISSRs befinden, in Grün dargestellt. Nach einer Stunde sind noch viele grüne Punkte vorhanden (circa 71 %), aber nach 24 Stunden sind fast alle (99,8 %) verschwunden. Auch für diesen Fall wird die Überlebensfunktion durch eine Gerade auf einem Weibull-Papier angenähert, siehe Abbildung 5.21. Die Überlebensfunktion lässt sich hervorragend mit einer Weibull-Verteilung approximieren. Auf dem Weibull-Papier liegt die Gerade mit einer Steigung von $k = 0,92$ und einem y-Achsenabschnitt von $\beta = -1,09$ sehr genau auf der Überlebensfunktion. Die synoptische Zeitskala beträgt nach Gleichung 54 wiederum etwa 4 h.

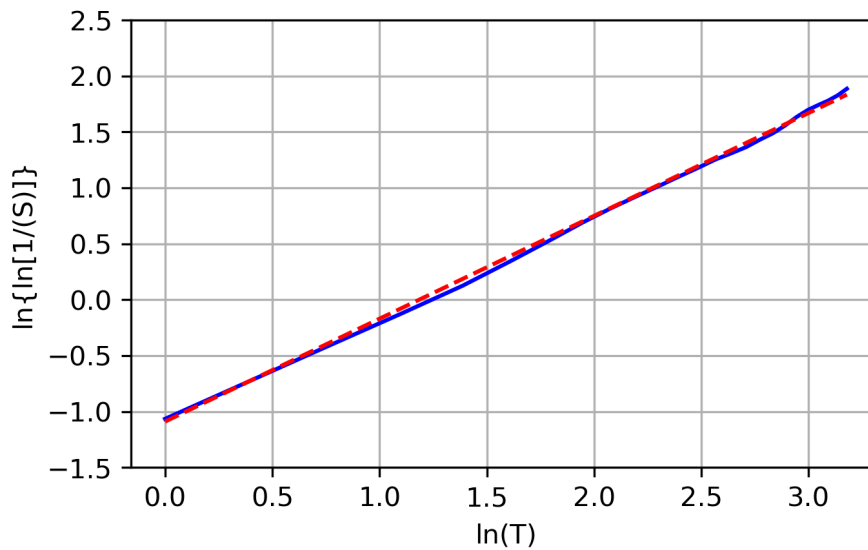


Abbildung 5.21: Überlebensfunktion der Anzahl der Punkte, die ursprünglich innerhalb von $PPC = 1$ -Regionen liegen und die in den nachfolgenden Stunden mit dem Wind mittransportiert und immer innerhalb von ISSRs verzeichnet werden (blau), auf einem Weibull-Papier zusammen mit einem linearen Fit als gestrichelte Gerade (rot): $g = 0,92 \cdot x - 1,09$.

Fall 3: 24. Mai 2024

Für den letzten Fall wird der 24. Mai 2024 mit dem Startzeitpunkt 12 UTC +1 h untersucht. Diese Situation ist gekennzeichnet durch ausschließlich hohe Werte der normierten geopotentiellen Höhe in dem betrachteten Gebiet. Außerdem liegen große Gebiete mit Eisübersättigung über Skandinavien, Russland, Mitteleuropa, Iran, Libyen und Ägypten vor, die hauptsächlich in aufsteigender Luft bei $Z^* > 1,0$ auftritt. Die synoptische Situation ist in Abbildung 5.22 zu sehen.

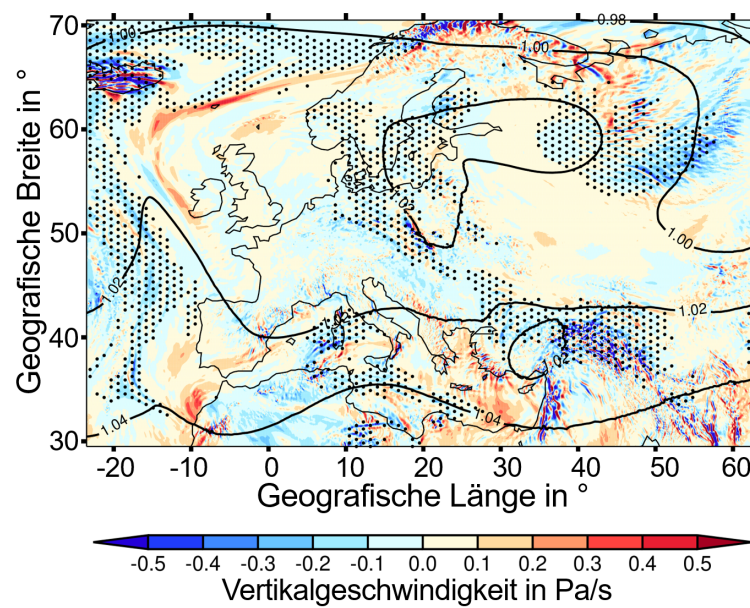


Abbildung 5.22: Wie Abbildung 5.16, aber für den 24. Mai 2024 um 12 UTC.

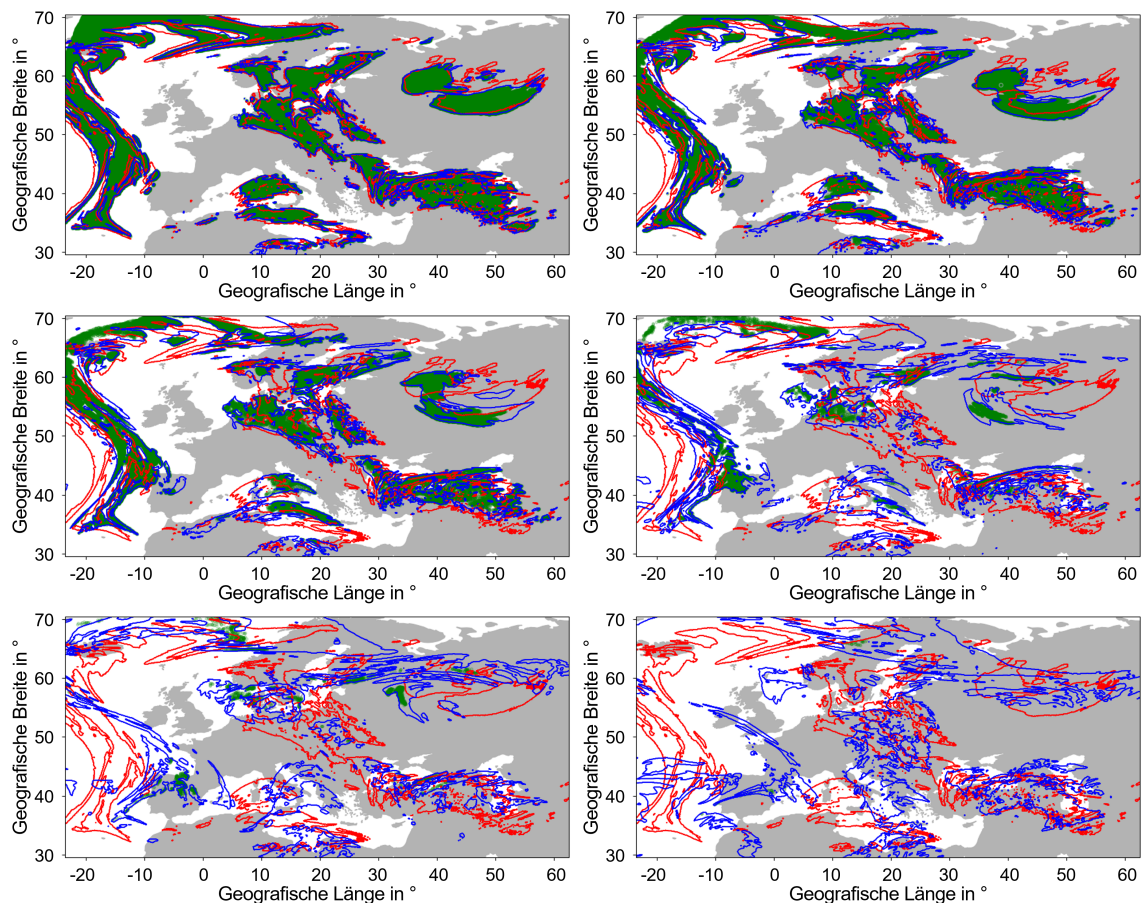


Abbildung 5.23: Wie Abbildung 5.17, jedoch ist der Startzeitpunkt der 24. Mai 2024 von der Prognose 12 UTC + 1 h.

Abbildung 5.23 zeigt die $PPC = 1$ -Regionen zum Startzeitpunkt (24. Mai 2024, Vorhersage von 12 UTC + 1 h) als rote Konturen. Die blauen Konturen symbolisieren auch

hier die ISSRs 1 h, 3 h, 5 h, 10 h, 15 h und 24 h später (horizontal von oben links nach unten rechts). Luftpakete an den anfänglichen $PPC = 1$ -Gitterpunkten, die danach für jede Stunde mit dem Wind weitertransportiert werden und sich dabei ununterbrochen innerhalb von ISSRs befinden, sind wieder in Grün dargestellt. Nach einer Stunde sind noch etwa 76 % der Luftpakete übersättigt. Nach 24 Stunden sind jedoch weniger als 0,1 % übrig.

In Abbildung 5.24 wird die Überlebensfunktion für das letzte Fallbeispiel dargestellt. Die beste Weibull-Anpassung hat hier eine Steigung von $k = 1,02$ und einen y-Achsenabschnitt von $\beta = -1,30$. Dies entspricht fast einer Exponentialverteilung, für die $k = 1$ wäre. Die synoptische Zeitskala beträgt wiederum etwa 4 Stunden.

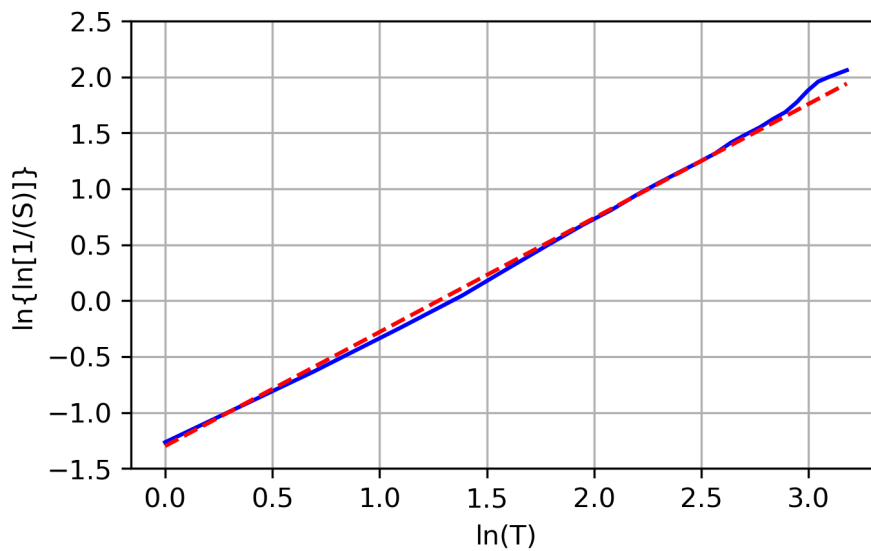


Abbildung 5.24: Überlebensfunktion der Anzahl der Punkte, die ursprünglich innerhalb von $PPC = 1$ -Regionen liegen und die in den nachfolgenden Stunden mit dem Wind mittransportiert und immer innerhalb von ISSRs verzeichnet werden (blau), auf einem Weibull-Papier zusammen mit einem linearen Fit als gestrichelte Gerade (rot): $g = 1,02 \cdot x - 1,30$.

5.2.2 Diskussion

Da die drei Fallstudien auf Daten einer bestimmten Jahreszeit (Frühjahr 2024) und einer bestimmten geografischen Region (Europa und westlicher Nordatlantik) basieren, sind die resultierenden Ergebnisse der synoptischen Zeitskalen möglicherweise nicht allgemeingültig und können für andere Jahreszeiten und Regionen variieren. Die horizontale Ausdehnung und die Lebensdauer von ISSRs variieren je nach synoptischer Situation in verschiedenen Teilen der Welt. Da ISSRs nicht direkt beobachtet werden können, ist ihr Auftreten schwierig festzustellen (siehe Kapitel 2.3.3 für mehr Informationen über das Vorkommen von Eisübersättigung in der Erdatmosphäre). Jedoch gibt es indirekte Hinweise, beispielsweise die sogenannte potentielle Kondensstreifenbedeckung (ISSRs, bei denen das thermodynamische Kondensstreifenbildungskriterium erfüllt ist, Sausen et al., 1998) und die Weglängenverteilung von Flugzeugen, die ISSRs durchqueren (Spichtinger und Leschner, 2016). Die potentielle Kondensstreifenbedeckung ist über den USA und Südostasien größer als über Europa und dem Nordatlantik (Sausen

et al., 1998). Die Weglängen durch ISSRs sind in den außertropischen Regionen im Durchschnitt größer als in den Tropen (Spichtinger und Leschner, 2016), die Weglängenverteilungen überlappen sich jedoch erheblich. In den außertropischen Regionen sind die Weglängen im Herbst und Winter größer als im Frühling und Sommer. In den Tropen sind die saisonalen Unterschiede geringer. Aufgrund der stark verzerrten Weglängenverteilungen sind die geografischen und saisonalen Unterschiede jedenfalls deutlich geringer als die Standardabweichungen der Verteilungen. Variationen in der potentiellen Kondensstreifenbedeckung und den Weglängen können entsprechende Variationen in den synoptischen Zeitskalen implizieren. Die große Variabilität der Weglängenverteilungen lässt jedoch darauf schließen, dass diese Variationen statistisch nicht signifikant sind.

Die Ergebnisse der Trajektorienberechnungen zur Ermittlung einer synoptischen Zeitskala ergeben alle Überlebensfunktionen, die einer Weibull-Verteilung folgen, mit Parametern β knapp unter -1 und k zwischen $0,9$ und etwa 1 . Die entsprechenden synoptischen Zeitskalen liegen demnach in allen drei Fällen bei circa 4 Stunden. Diese Ergebnisse können mit Resultaten aus der Literatur verglichen werden.

Gierens und Vázquez-Navarro (2018) konnten in einer Studie mit Hilfe von Satellitenverfolgung von Kondensstreifen deren mittlere Lebensdauer von $3,7$ h ableiten, die sowohl mit der in dieser Arbeit ermittelten synoptischen Zeitskala als auch mit der Sedimentationszeitskala übereinstimmt, obwohl der Vergleich ein wenig hinkt, da sich der Mittelwert einer Weibull-Verteilung von ihrem Skalenparameter unterscheidet. In der Untersuchung von Gierens und Vázquez-Navarro (2018) wurde aber leider nicht unterschieden, ob sich ein Kondensstreifen aufgrund der Sedimentation seiner Kristalle oder aufgrund der Sublimation in trockener Luft auflöste, da die Kondensstreifen in späteren Entwicklungsphasen aufgrund des schwindenden Kontrasts auf den Satellitenbildern oft nicht mehr zu erkennen sind. Für die Ermittlung der mittleren Lebensdauer von Kondensstreifen wendeten sie statistische Argumente und eine Modellierung auf der Grundlage der Weibull-Verteilung an, die eine gute Anpassung an die beobachtete Überlebensfunktion lieferte. Die Parameter in dieser Studie führen jedoch zu einer recht kurzen Zeitskala von etwa $0,6$ h. Dies ist aber ein Hinweis darauf, dass nur ein Teil der Lebensdauer des Kondensstreifens über die Satellitenverfolgung beobachtet werden kann.

Ein direkter Vergleich der Ergebnisse ist mit einer Trajektorien-Studie von Dietz (2012) möglich. Dabei wurden aus der operationellen Version des COSMO-Modells (2012 beim DWD verwendetes Modell mit einem 1-Momenten-Mikrophysik-Schema) und aus einer nicht-operativen Version mit einem 2-Momenten-Schema (Köhler und Seifert, 2015) gewonnene Daten der numerischen Wettervorhersage verwendet und die Überlebensfunktionen mit Weibull-Verteilungen angepasst. Zusätzlich wurden zwei verschiedene Versionen von Trajektorien berechnet:

- 1) Trajektorien aus den Modelldaten, die von allen im Modell implementierten Prozessen beeinflusst werden, und
- 2) eine Version, bei der die Auswirkungen der Mikrophysik ausgeschaltet wurden. Das bedeutet, dass Kondensation, Sedimentation und Niederschlag ausgeschaltet sind. Dadurch blieb die anfängliche absolute Luftfeuchtigkeit in den idealisierten Simulationen erhalten (die in der Realität durch Wolkenbildung reduziert wird), um eine „virtuelle“ relative Luftfeuchtigkeit zu bekommen.

Folgende Zeitskalen wurden ermittelt (k -Werte in Klammern):

- 1-Momenten-Schema: 3,0 Stunden ($k = 0,9$);
- 2-Momenten-Schema: 3,8 Stunden ($k = 0,75$);
- 1-Momenten-Schema, virtuelle „RH_i“: 4,0 Stunden ($k = 0,75$);
- 2-Momenten-Schema, virtuelle „RH_i“: 5,6 Stunden ($k = 0,875$).

Auffällig hierbei ist: Erstens führt das 2-Momenten-Schema zu längeren Zeitskalen im Vergleich zu einem 1-Momenten-Schema, und zweitens haben die virtuellen Feuchtigkeitsfelder insgesamt längere Zeitskalen als die realen Feuchtigkeitsfelder. Dies liegt vermutlich daran, dass das 2-Momenten-Schema im numerischen Wettervorhersagemodell eine höhere Eisübersättigung als das 1-Momenten-Schema ermöglicht. Die Vernachlässigung der Mikrophysik (insbesondere das Ausschalten der Sedimentation von Eiskristallen) führt wiederum zu längeren Zeitskalen in beiden Modellversionen. Diese beiden Zeitskalen sind am ehesten mit den in der vorliegenden Arbeit abgeleiteten Zeitskalen zu vergleichen. In der eigenen Studie basieren die Trajektorien auf ICON, das mit einem 1-Momenten-Modell ausgestattet ist, und die synoptischen Zeitskalen sind in etwa gleich mit 4 Stunden. Jedoch sind die eigenen k -Werte etwas größer als bei Dietz (2012). Dieser Unterschied könnte auf methodische Unterschiede zwischen der eigenen und der von Dietz (2012) durchgeführten Studie zurückzuführen sein. Beispielsweise wird in der eigenen Arbeit ein einfacher Ansatz mit einer zweidimensionalen Euler-Forward-Methode angewandt, während Dietz (2012) dreidimensionale Trajektorien mit einer Runge-Kutta-Methode berechnete.

Numerische Kondensstreifen-Simulationen mit kleinskaligen Modellen (wie zum Beispiel Unterstrasser und Gierens, 2010a,b; Lewellen, 2014) oder mit globalen Zirkulationsmodellen (zum Beispiel Bier et al., 2017) liefern ebenfalls Informationen über Kondensstreifenauflösungsprozesse. Kleinskalige Simulationen nehmen in der Regel konstante synoptische Bedingungen an, sodass die Auflösung von Kondensstreifen nur über mikrophysikalische Prozesse möglich ist. Sedimentation ist dann jedoch nicht der einzig mögliche Prozess. Das Wachstum von Eiskristallen aufgrund von Deposition reduziert die Übersättigung in den ISSRs, die Kondensstreifen beinhalten. Dies führt jedoch nicht zu einer Untersättigung. Daher wird die Reduzierung der Eiskristalle dort immer noch von Sedimentation dominiert.

In der Studie von Unterstrasser und Gierens (2010a) wurden in Simulationen Fallstreifen (unterer Teil von Kondensstreifen) beobachtet, die sich nach 6500 s (etwa 1,8 h) entwickelten und die aus sehr wenigen, aber dafür sehr großen Kristallen bestanden. Die Massenzunahme der meisten dieser Kondensstreifen endete nach 3 bis 4 Stunden, wenn sich Sedimentation und Kristallwachstum (in einem konstanten Übersättigungsfeld) die Waage hielten. Ohne synoptische Entwicklung wuchs die Gesamtextinktion zunächst und stagnierte dann nach etwa 3 Stunden oder begann abzunehmen, was auf die Sedimentation zurückzuführen war. Alle Sensitivitätsstudien in Unterstrasser und Gierens (2010b) ergaben eine Zeitskala von 3 Stunden. Lewellen (2014) hingegen fand Kondensstreifen mit einer Lebensdauer von mehr als 10 Stunden, was im ersten Moment recht hoch erscheinen mag, aber noch im Bereich der hier abgeleiteten Zeitskalen liegt. In der genannten Studie wurde eine Dicke der übersättigten Schicht zwischen 500 und 1500 m angenommen und synoptische Veränderungen, sodass ein Kondensstreifen in untersättigte Gebiete gelangen könnte, wurden nicht simuliert. Dadurch, dass in dieser Untersuchung Kondensstreifen bis zur vollständigen Auflösung simuliert wurden, sind die ermittelten Lebenszeiten recht lang. Für einen Vergleich

mit den eigenen Ergebnissen müssen bei einer Dicke von 1000 m die in Abbildung 5.14 angegebenen Zeitskalen verdoppelt werden, da für die Abbildung eine Dicke von 500 m angenommen wurde. Da es sich hierbei um e-Faltungszeiten handelt, können die Gesamtlebensdauern leicht zwei- oder dreimal so lang sein wie die Zeitskalen. Somit liegt kein Widerspruch zwischen den eigenen und den Ergebnissen von Lewellen (2014) vor. Die Studie von Bier et al. (2017) ist die erste Untersuchung, bei der bei Simulationen mit einem globalen Zirkulationsmodell die Unterscheidung zwischen dem mikrophysikalischen und dem synoptischen Pfad der Kondensstreifenbeendigung eingeführt wurde. Dabei wurden zudem weitere kondensstreifenbeendende Prozesse aufgeführt, wie der Niederschlag (Aggregation von Eiskristallen zu ausfallenden Schneeflocken) und die Vermischung mit natürlicher Zirkulationsluft (oder die Ersetzung von Kondensstreifen-Zirren durch natürliche Zirren). Diese Prozesse haben allerdings eine viel geringere Wirkung als Sedimentation oder die synoptisch bedingte Reduzierung der Eisübersättigung zu Untersättigung beziehungsweise das Hinauswehen von Kondensstreifen aus einer ISSR. In der Studie wird die Entwicklung von an mehreren Tagen gebildeten Kondensstreifenclustern untersucht. In den acht betrachteten Fällen der Auflösung von Kondensstreifen dominiert in drei Fällen die Sedimentation und in zwei Fällen die synoptische Reduzierung der Eisübersättigung zu Untersättigung. Die restlichen drei Fälle sind Übergangsfälle (wahrscheinlich Fälle mit $\tau_{\text{sed}} \approx \tau_{\text{syn}}$). Anhand der Abbildungen von Bier et al. (2017) ist erkennbar, dass sich mehrere Eigenschaften der Cluster in den ersten Stunden stark verändern, aber nach etwa 5 bis 8 Stunden nur noch schwache Veränderungen feststellbar sind. Alle Fälle zeigen dieses Verhalten, was darauf hindeuten könnte, dass beide Zeitskalen in der Größenordnung von 5 bis 8 Stunden liegen, was mit den eigenen Ergebnissen übereinstimmt. Bier et al. (2017) untersuchten außerdem die Folgen einer Verringerung der anfänglichen Eiskristallanzahl in den Kondensstreifen (beispielsweise aufgrund des Einsatzes alternativer Treibstoffe). Dies führt zu größeren Eiskristallmassen und damit nach Gleichung 50 zu einer kürzeren Zeitskala der Sedimentation.

Dementsprechend zeigen alle Simulationen mit reduzierter Eiskristallanzahl kürzere Kondensstreifen-Lebensdauern. Zudem sind auch die Lebenszeiten der Kondensstreifen in den synoptisch kontrollierten Fällen reduziert. Dies liegt vermutlich daran, dass in den Simulationen beide Prozesse gleichzeitig ablaufen und Sedimentation auch in den synoptisch dominierenden Fällen auftritt.

In der Natur treten beide Prozesse der Kondensstreifenauflösung (Sedimentation und synoptisch bedingte Beendigung) gleichzeitig auf. Somit ist die kombinierte Zeitskala (τ_{com}) aus beiden Zeitskalen die Hälfte des harmonischen Mittels beider Zeitskalen, denn:

$$\begin{aligned} \frac{1}{\tau_{\text{com}}} &= \frac{1}{\tau_{\text{sed}}} + \frac{1}{\tau_{\text{syn}}}, & \text{also} \\ \tau_{\text{com}} &= \frac{\tau_{\text{sed}} \cdot \tau_{\text{syn}}}{\tau_{\text{sed}} + \tau_{\text{syn}}}. \end{aligned} \quad (55)$$

In Abbildung 5.25 ist die kombinierte Zeitskala in Stunden dargestellt. Wie die Grafik zeigt, ist die kombinierte Zeitskala kürzer als die beiden einzelnen Zeitskalen und auch kürzer als die kleinere der beiden Zeitskalen. Selbst wenn beide Zeitskalen 10 Stunden betragen, machte die kombinierte Zeitskala nur 5 Stunden aus, was durchaus plausibel ist, da zwei Prozesse gleichzeitig wirken, um den Kondensstreifen aufzulösen. Dies erklärt vermutlich auch, warum die Satellitenbeobachtungen kürzere Zeitskalen

ergeben als die kleinskaligen Simulationen, die in der Regel konstante synoptische Bedingungen und horizontal periodische Randbedingungen annehmen.

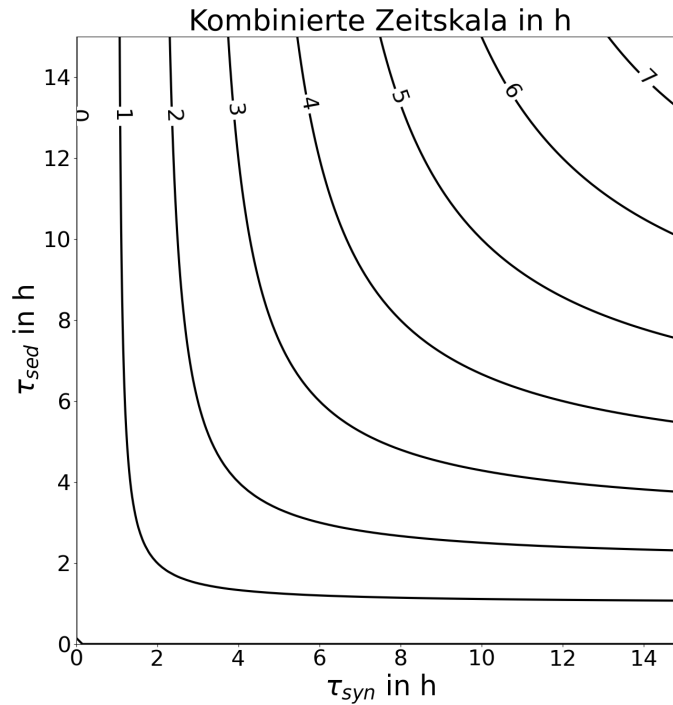


Abbildung 5.25: Die kombinierte Zeitskala τ_{com} von τ_{sed} und τ_{syn} in Stunden nach Gleichung 55.

Modellsimulationen ermöglichen die Verfolgung eines Kondensstreifens bis zu seiner vollständigen Auflösung, indem die Ausgabewerte betrachtet werden. In der Natur hingegen ist dies schwierig. Schließlich können in einem Modell die Eigenschaften von ISSRs bestimmt werden, wie die Fläche, das Volumen, der Eis- und Wasserdampfgehalt und so weiter. Ebenso sind bei der Modellierung einer Wolke oder eines Kondensstreifens deren Eigenschaften vollständig bekannt. Für ISSRs, Wolken oder Kondensstreifen, die in der Natur vorkommen, gilt dies jedoch nicht. Diese Probleme erschweren den Vergleich von gemessenen und modellierten Ergebnissen.

5.2.3 Zusätzliche Erkenntnis

An dieser Stelle sei auf eine zusätzliche Erkenntnis dieser Studie in Bezug auf die normierte geopotentielle Höhe hingewiesen. Wilhelm et al. (2022) zeigten bereits, dass Regionen, in denen sich persistente Kondensstreifen bilden können, durch hohe Werte von Z^* , einer Skala, die unabhängig vom Druck in der oberen Troposphäre Vergleiche verschiedener Druckniveaus erlaubt und von etwa 0,9 bis 1,1 reicht, gekennzeichnet sind. Anhand der in der eigenen Untersuchung für die verschiedenen Fallbeispiele erstellten Wetterkarten der normierten geopotentiellen Höhe ist erkennbar, dass ISSRs hauptsächlich in Bereichen auftreten, in denen $Z^* > 0,98$. Im Gegensatz dazu werden ISSRs selten gefunden, wenn $Z^* < 0,98$. Im ersten Fall beispielsweise sind nur sehr wenige (< 10) Gitterboxen zu finden, die bei $Z^* < 0,98$ eine Eisübersättigung aufweisen. Ansonsten tritt Eisübersättigung ausschließlich in Gebieten mit $Z^* > 0,98$ auf. Für den

zweiten und dritten Fall gibt es bei $Z^* < 0,98$ überhaupt keine Eisübersättigung. Natürlich sind ISSRs und Regionen mit $Z^* > 0,98$ nicht identisch, sodass für eine Vermeidung von Kondensstreifen immer noch eine Vorhersage von Eisübersättigung notwendig ist. Aber die Tatsache, dass ISSRs in Regionen mit $Z^* < 0,98$ kaum vorkommen, vereinfacht die Vorhersage, denn für diese Regionen ist es nicht notwendig, über die Vermeidung von Kondensstreifen nachzudenken, weil sie sich kaum halten werden, wenn sie sich überhaupt bilden. Dieses Ergebnis ist nur durch die Normierung der geopotentiellen Höhe möglich, denn ohne eine Normierung würde die 0,98-Grenze in unterschiedlichen Höhen in verschiedenen Druckhöhen erscheinen und es wäre schwierig zu erkennen, dass eine solche Grenze überhaupt existiert. Die Berechnung von Z^* aus der geopotentiellen Höhe erfordert nur die Berechnung einer einfachen Funktion, aber dieser Schritt könnte später bei der Flugplanung viel Interpretationsarbeit ersparen.

5.3 Zusammenfassung und Schlussfolgerungen

Da die Klimawirkung von Kondensstreifen von deren Lebensdauer abhängt, ist es wichtig, die Zeitskalen von Prozessen der Kondensstreifenauflösung zu kennen. Diese werden wiederum unter anderem von der Bewegung der Kondensstreifen relativ zu eisübersättigten Gebieten beeinflusst. Um Informationen über die Bewegung von ISSRs zu erhalten und diese mit dem lokalen Wind an den ISSRs zu vergleichen, werden zwei Monate der WAWFOR-Daten des DWD analysiert. Die Lage und Ausrichtung der ISSRs werden bestimmt (Wahrscheinlichkeitszentrum (COP) und die Hauptachsen am COP) und es wird ein Verfahren zur Identifizierung von ISSRs in drei aufeinanderfolgenden Vorhersagen entwickelt. Die Geschwindigkeit und Rotation einer ISSR werden durch die Bewegung der COPs zusammen mit den Drehungen ihrer Hauptachsen bestimmt. Es stellt sich heraus, dass im Durchschnitt die Windgeschwindigkeiten (Mittelwert der Windgeschwindigkeiten: 21 m s^{-1}) größer sind als die ISSR-Bewegungsgeschwindigkeiten (Mittelwert der ISSR-Geschwindigkeiten: 15 m s^{-1}). Die Verteilungen der ISSR-Geschwindigkeiten und der Windgeschwindigkeiten folgen beide sehr gut einer Weibull-Verteilung.

ISSRs und der lokale Wind bewegen sich in den meisten Fällen in sehr ähnliche Richtungen (nach Osten). Die Geschwindigkeiten unterscheiden sich jedoch leicht. ISSRs können sich mit der Zeit drehen, allerdings recht langsam. Innerhalb einer Stunde überschreitet der Rotationswinkel selten $\pm 10^\circ$. Drehungen im Uhrzeigersinn und gegen den Uhrzeigersinn treten mit fast gleicher Wahrscheinlichkeit auf.

Wenn sich ein persistenter Kondensstreifen mit der gleichen Geschwindigkeit und in die gleiche Richtung wie die umgebene ISSR bewegt, wird dessen Lebensdauer durch die Sedimentation von Eiskristallen oder durch das Ende der ISSR-Lebensdauer begrenzt. Bei unterschiedlichen Richtungen und/oder Geschwindigkeiten kann ein Kondensstreifen aus der ISSR in die untersättigte Umgebung geweht werden und verschwindet anschließend. Außerdem kann großflächiges Absinken (Subsidenz) die Übersättigung bis hin zur Untersättigung reduzieren. Für die Analyse werden drei Tage an WAWFOR-Daten des DWD verwendet, um diese Prozesse durch Zeitskalen zu beschreiben. Die Auswahl der drei unterschiedlichen Tage erfolgt mit Hilfe von PAMORE-Daten. Der erste dieser Prozesse kann durch eine Sedimentationszeitskala τ_{sed} charakterisiert werden, die proportional zur Dicke des Kondensstreifens ist und schwächer als linear von der mittleren Masse der Kondensstreifen-Eiskristalle abhängt. Typische Werte liegen bei ein paar Stunden. Die beiden anderen Prozesse können zusammen durch eine

synoptische Zeitskala τ_{syn} beschrieben werden, die nicht von den Eigenschaften des Kondensstreifens oder seiner Eiskristalle abhängt, sondern nur von der großräumigen synoptischen Situation und insbesondere von der relativen Bewegung zwischen der ISSR und dem lokalen Wind. Die synoptische Zeitskala liegt ebenfalls in der Größenordnung von ein paar Stunden. Da andere Prozesse der Kondensstreifenbeendigung von geringerer Bedeutung sind, ist es die Kombination der beiden Zeitskalen τ_{com} , die die Lebensdauer der Kondensstreifen charakterisiert. Diese Kombination ist die Hälfte des harmonischen Mittels der beiden Zeitskalen und ist immer kleiner als die kleinere der beiden. Die Zeitskalen in vorliegender Arbeit werden als e-Faltungszeiten definiert, wobei die Gesamtlebensdauer von Kondensstreifen eher zwei bis drei e-Faltungszeiten beträgt.

Jedoch ist darauf hinzuweisen, dass die Analyse nur auf drei Fallstudien zu ISSRs in zwei Frühlingsmonaten in einer Region der nördlichen mittleren Breiten (hauptsächlich Europa und westlicher Nordatlantik) basiert. Die im Frühling in dieser Region vorherrschenden synoptischen Bedingungen beeinflussen somit die Ergebnisse der Weibull-Verteilungen und prägen wiederum die resultierende synoptische Zeitskala. Es ist durchaus möglich, dass das Ergebnis in anderen Jahreszeiten und in anderen Regionen aufgrund von Unterschieden in den synoptischen Bedingungen anders ausfällt. Da die Größe von ISSRs saisonal und geografisch variiert (Sausen et al., 1998; Spichtinger und Leschner, 2016), ist zu erwarten, dass auch die synoptische Zeitskala variiert. Ob sie aber lediglich proportional zur mittleren Größe der ISSRs variiert, ist unbekannt.

Die Sedimentationszeit eines Kondensstreifens kann durch den Einsatz alternativer Treibstoffe mit geringerer Rußemissionsanzahl verringert werden, solange die Verringerung nicht in den sogenannten rußarmen Bereich führt (das heißt, wenn der Emissionsindex für Ruß unter 10^{13} bis 10^{14} Rußpartikel pro Kilogramm Kraftstoff fiele, siehe Kärcher und Yu, 2009). Weniger Ruß bedeutet weniger, aber größere Eiskristalle mit einer höheren mittleren Masse. Somit kann die Sedimentationszeitskala mit technischen Mitteln verkleinert werden, während die synoptische Zeitskala allein durch die Wetterlage vorgegeben ist. Der Einsatz alternativer Treibstoffe ist jedoch nur effektiv und sinnvoll, wenn die Sedimentationszeitskala kleiner als die synoptische Zeitskala ist. Um dies zu bestimmen, sind Trajektorienberechnungen erforderlich. Derzeit befinden sich Dienste in der Entwicklung und existieren auch schon zum Teil, die Trajektorienberechnungen verwenden, um die Advektion eines Kondensstreifens mit dem Wind zu berechnen. Wenn diese Dienste die Sedimentation von Eiskristallen zuverlässig darstellen, ist die Abschätzung der beiden Zeitskalen vor dem Flug prinzipiell möglich (Engberg et al., 2025).

6 Kondensstreifenbildung und Persistenzbedingung bei alternativen Treibstoffen

Mit fossilen Brennstoffen betriebene Flugzeuge emittieren CO_2 und andere Gase, Ruß und Partikel und hinterlassen unter bestimmten Bedingungen Kondensstreifen am Himmel, die Änderungen der Strahlungsflüsse hervorrufen. Bisher ging es in dieser Arbeit um die Vorhersage von Eisübersättigung und persistenten Kondensstreifen, damit ISSRs umflogen werden können und somit die Bildung persistenter Kondensstreifen verhindert werden kann (siehe Kapitel 4). Im darauffolgenden Kapitel wurde einen Schritt zurückgedacht und untersucht, wie sich ISSRs eigentlich verhalten und wie sie sich bewegen und drehen (siehe Kapitel 5), da die Kinematik von ISSRs als wesentliche Folge das Entkoppeln von eisübersättigten Gebieten und Kondensstreifen hat, wodurch die Lebensdauer von Kondensstreifen begrenzt ist. Nun wird in diesem Kapitel einen Schritt vorwärts gedacht. Wie aus dem Kapitel 5.2 hervorgeht, ist der Einsatz alternativer Treibstoffe am effektivsten, wenn die Sedimentationszeitskala kleiner als die synoptische Zeitskala ist. In diesem Kapitel werden die Entstehungsbedingungen von persistenten Kondensstreifen alternativer Treibstoffe untersucht, da das SAC von chemischen Eigenschaften der Treibstoffe abhängt (siehe Gleichung 3). Einige Inhalte und Ergebnisse dieses Kapitels wurden bereits in Hofer et al. (2024a) veröffentlicht.

Es könnte in Zukunft vermehrt der Fall eintreten, dass, selbst wenn ISSRs richtig prognostiziert werden, nicht alle Flugzeuge die Durchquerung dieser Regionen verhindern können und somit persistente Kondensstreifen erzeugt werden. Dies liegt vor allem an dem steigenden Flugverkehrsaufkommen. Dann könnte es durch Flugzeugumleitungen passieren, dass der Flugraum um einzelne ISSRs herum zu dicht werden würde. Somit würde keine Umleitung stattfinden, damit die Flugzeuginsassen zu keiner Zeit gefährdet werden würden. Um aber trotz des steigenden Flugverkehrsaufkommens der Erderwärmung entgegenzuwirken und den Zielen des Klimaabkommens von Paris näherzukommen, gibt es verschiedene neuartige Ansätze. Eine vielversprechende Möglichkeit ist der Einsatz alternativer Treibstoffe, zu denen nicht nur der derzeit in vielen Studien vorkommende flüssige Wasserstoff zählt (obwohl es noch viele Jahre dauern wird, bis Flugzeuge mit Wasserstoffantrieb betrieben werden, siehe Klug und Ponater, 2001; Ström und Gierens, 2002; Marquart et al., 2005; Gierens, 2021a; Bier et al., 2024; Lottermoser und Unterstraßer, 2025), sondern auch Drop-In-Kraftstoffe (kerosin-ähnliche Kraftstoffe) und nachhaltige Kraftstoffe (SAFs, „Sustainable Aviation Fuels“), die bereits heute Kerosin beigemischt werden. Drop-In-Kraftstoffe sind Kraftstoffe, die ohne Anpassungen der Flugzeuge sofort verwendet werden können, da sie mit den herkömmlichen Triebwerken kompatibel sind. Alternative Kraftstoffe aus nicht-fossilen Quellen können auf unterschiedliche Weise den Klimaeinfluss der Luftfahrt minimieren (siehe dazu Kapitel 6.1), wenn sie nachhaltig und in ausreichender Menge produziert werden können. Sie sind vorteilhaft mit Blick auf die Klimaauswirkungen, jedoch sind nicht alle Prozesse und Auswirkungen, die alternative Treibstoffe mit sich bringen, vollständig verstanden. Dies gilt insbesondere für ihre Auswirkungen auf Kondensstreifen und deren Eigenschaften, Häufigkeit und Lebensdauer, die in diesem Kapitel behandelt und untersucht werden.

In dieser Studie werden mit Hilfe der Temperatur, der relativen Feuchte in Bezug auf Eis und den Drucken aus 10 Jahren (2000 bis 2009) Daten von MOZAIC/IAGOS (siehe Kapitel 3.1) sowie den auf die Orte und Zeiten der Flugzeuge interpolierten Temperaturen und Feuchten bezüglich Eis von ERA5 (siehe Kapitel 3.2) die durch den Einsatz von

alternativen Treibstoffen bedingten Auswirkungen auf Kondensstreifen untersucht. Man beachte, dass auch für diese Analyse zur Vermeidung von Autokorrelation nur 1 % der Flugmesswerte verwendet werden, also etwa jeder hundertste Datenpunkt. Für den Gesamtwirkungsgrad des Antriebs η wird in dieser Untersuchung 0,35 angenommen, was der Gesamtantriebseffizienz moderner Flugzeuge entspricht (Schumann, 2000; Gierens, 2010).

6.1 Einfluss alternativer Treibstoffe auf die Kondensstreifenbildung und die Persistenz in der Theorie

Aus nicht-fossilen Quellen gewonnene alternative Kraftstoffe, die nachhaltig und in ausreichenden Mengen produziert werden können, können auf verschiedenste Weise den Klimaeffekt der Luftfahrt reduzieren. Insbesondere verringert ihr Einsatz die beiden wichtigsten Klimawirkungen des Flugverkehrs (CO_2 -Emissionen und Kondensstreifen). SAFs können klimafreundlicher produziert werden als Kerosin und bei ihrer Verbrennung wird nur das CO_2 freigesetzt, das zuvor bei ihrer Produktion aus nachhaltigen Ausgangsmaterialien aufgenommen und somit dem Kreislauf entzogen wurde. Somit sind auch die Netto- CO_2 -Emissionen von SAFs im Vergleich zu Kerosin stark reduziert. Alternative Kraftstoffe weisen einen höheren spezifischen Energiegehalt und ein höheres Verhältnis von Wasserstoff- zu Kohlenstoffatomen (H/C -Verhältnis) auf (Anderson et al., 2011). Das höhere H/C -Verhältnis ist auf den geringeren Anteil an Ringmolekülen (Aromaten) im Vergleich zu linearen Kohlenwasserstoffen zurückzuführen. Diese Ringmoleküle sind die Ausgangsbausteine für die Bildung von Rußpartikeln. Somit führt eine Reduzierung der Ringmoleküle zu einer geringeren Konzentration der Rußanzahl im Abgas, was wiederum zu einer geringeren Konzentration der Eiskristallanzahl in Kondensstreifen führt (Bräuer et al., 2021; Voigt et al., 2021). Bei den aktuellen Rußkonzentrationen im Kraftstoff verringert sich die Anzahl der Eiskristalle proportional zur Verringerung der Rußzahlemission, bis zu einem Reduktionsfaktor von etwa 100. Bei noch größeren Reduktionsfaktoren kann die Eiskristallanzahl wieder ansteigen, da volatile, emittierte Partikel und Umgebungspartikel dann als Kondensationskerne fungieren (Kärcher und Yu, 2009; Kärcher, 2018). Schwefel, der in fossilem Kerosin in unterschiedlichen Mengen vorhanden ist (Schumann et al., 2002), ist in alternativen Kraftstoffen ebenfalls stark reduziert oder fehlt sogar vollständig. Dies führt zu einer Verringerung der Anzahl schwefelbasierter Partikel im Abgas. Die Art und Anzahl der Kondensationskerne im Abgas beeinflussen die mikrophysikalischen und optischen Eigenschaften der entstehenden Kondensstreifen. Sie haben jedoch keinen Einfluss auf ihre Entstehung oder Persistenz, die rein von der Thermodynamik abhängen. Aus diesem Grund wird die Wirkung von Ruß und Schwefel auf Kondensstreifen in dieser Analyse nicht berücksichtigt. Die Verwendung alternativer Kraftstoffe führt im Vergleich zu herkömmlichem Kerosin zu optisch dünneren und kürzer lebenden Kondensstreifen, was einen Klimavorteil mit sich bringt (Burkhardt et al., 2018; Bock und Burkhardt, 2019). Jedoch ist der Nutzen nicht proportional zur Verringerung der Eiskristallanzahl und variiert mit dem Breitengrad (Bier und Burkhardt, 2019). Aber mit dem Einsatz alternativer Treibstoffe werden auch mehr Kondensstreifen, insbesondere mehr persistente Kondensstreifen, erwartet (siehe Caiazzo et al., 2017; Narciso und de Sousa, 2021; Teoh et al., 2022b). Somit wird es mehr persistente Kondensstreifen geben, die aber einzeln eine geringere Klimawirkung aufweisen. Der erste Teil dieser Theorie wird in dieser Studie genauer erforscht, nämlich: Wie viel mehr persistente Kondensstreifen

wird es beim Einsatz alternativer Treibstoffe geben?

Alternative Treibstoffe haben im Vergleich zu Kerosin einen höheren Wasserstoffgehalt, wodurch ein höherer Emissionsindex für Wasserdampf (EI_{H_2O}) und eine Erhöhung der Verbrennungswärme des Brennstoffs (Q) resultiert (siehe Gleichung 3). Diese beiden Auswirkungen gleichen sich bis zu einem gewissen Grad aus, jedoch nicht vollständig. Somit ist der energiespezifische Emissionsindex für Wasserdampf (EI_{H_2O}/Q) für alternative Treibstoffe höher als für Kerosin. Beim Übergang von Kerosin zu alternativen Kraftstoffen steigt demnach auch G (die Steigung der isobaren Mischungsgeraden der heißen Abgase mit der kalten Umgebungsluft) im Allgemeinen um einige Prozent, wobei die Mischungen von Kerosin und SAFs durch ihr unterschiedliches Mischungsverhältnis variieren. Dadurch wird $T_{\max}$ (maximale Temperatur, bei der Kondensstreifenbildung überhaupt möglich ist, Gleichung 5) in der Größenordnung von 0,1 K pro Prozent Änderung von G (Gleichung 3) leicht erhöht, wodurch auch eine ähnliche Erhöhung bei $T_{\min}$ (minimale Temperatur, unterhalb derer sich überhaupt Kondensstreifen bilden würden, wenn die Umgebungsluft vollkommen trocken wäre, $e_{\text{Umgebung}} = 0 \text{ Pa}$) festzustellen ist. $T_{\min}$ ist folgendermaßen definiert (Schumann, 1996):

$$T_{\min} = T_{\max} - \frac{e_w^*(T_{\max})}{G}. \quad (56)$$

Dabei ist die Temperatur T in K, der Faktor G in Pa K^{-1} und der temperaturabhängige Sättigungsdampfdruck bezüglich Wasser $e_w^*(T_{\max})$ in Pa angegeben. Die Schwellentemperaturen $T_{\max}$ und $T_{\min}$ hängen über den Faktor G von den Brennstoffeigenschaften ab.

Wie sich die Mischungsgeraden der feuchten Abgase mit der kalten, trockeneren Umgebungsluft für Kerosin und für alternative Treibstoffe verhalten, lässt sich am besten mit Hilfe eines T - e -Phasendiagramms beschreiben (siehe Abbildung 6.1). Die rote Gerade repräsentiert die Mischgerade für Flugzeuge, die mit Kerosin angetrieben werden, und die blaue die Mischgerade für Flugzeuge, die mit alternativen Treibstoffen betrieben werden. Der Faktor G für alternative Treibstoffe ist erhöht, wodurch auch die blaue Gerade für alternative Treibstoffe im Diagramm deutlich steiler verläuft als die rote für Kerosin. Der gelbe Bereich zwischen den beiden Sättigungskurven (obere Sättigungskurve für flüssiges Wasser in Schwarz, untere Sättigungskurve für Eis in Grau) stellt Eisübersättigung dar. Kondensstreifen können bestehen bleiben, wenn ihre Bildung in eisübersättigten Regionen erfolgt, deren Phasenpunkte links von der kritischen Mischlinie zwischen den beiden Sättigungskurven liegen. Es ist zu erkennen, dass dieser Bereich für den Fall alternativer Treibstoffe viel größer ausfällt als für Kerosin. Der durch die Sättigungskurven und die beiden Mischungsgeraden begrenzte linke Bereich steht somit für Regionen, in denen Flugzeuge, die mit Kerosin betrieben werden, keine Kondensstreifen erzeugen, aber Flugzeuge, die mit alternativen Treibstoffen angetrieben werden, persistente Kondensstreifen produzieren. Somit ist für alternative Kraftstoffe eine größere Menge an Eisübersättigung während eines Kondensstreifenbildungsprozesses zugänglich. Ein höherer Faktor G führt daher nicht nur zu mehr Kondensstreifen allgemein, sondern auch zu mehr persistenten Kondensstreifen.

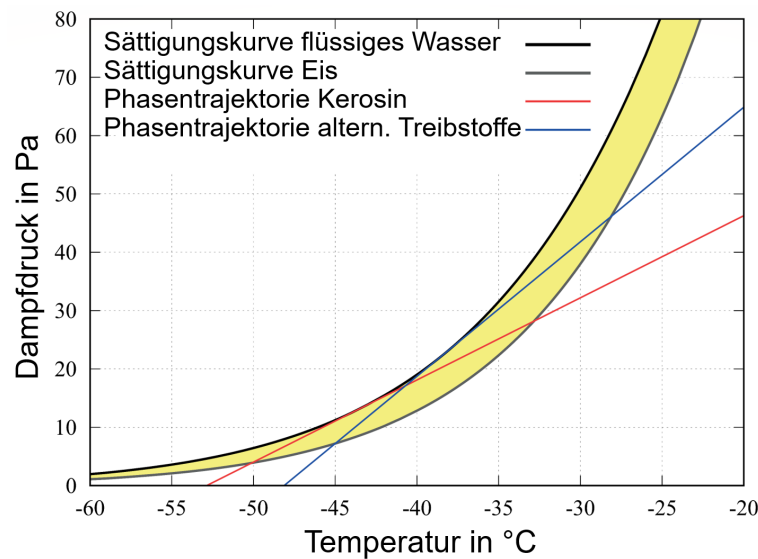


Abbildung 6.1: T - e -Phasendiagramm für den isobaren Mischvorgang von Abgasen mit der Umgebungsluft. Dargestellt sind die beiden Sättigungskurven für flüssiges, unterkühltes Wasser (obere Kurve in Schwarz) und für Eis (untere Kurve in Grau) sowie eine mögliche Phasentrajektorie für eine isobare Mischung bei der Verbrennung von Kerosin (rot) und eine bei der Verbrennung eines alternativen Treibstoffs (blau). Der Steigungsunterschied der beiden Mischungslinien ist zur Veranschaulichung übertrieben dargestellt. Die Temperaturen an den beiden Schnittpunkten der Sättigungskurve bezüglich Wasser mit den jeweiligen Mischungsgeraden entsprechen den Temperaturen $T_{\max}$ für Kerosin beziehungsweise für alternative Treibstoffe. Die Temperatur, die im Schnittpunkt der jeweiligen Mischungsgeraden mit der x-Achse erreicht wird, wird als $T_{\min}$ für Kerosin beziehungsweise für alternative Treibstoffe bezeichnet. Der gelbe Bereich zwischen den beiden Sättigungskurven stellt Eisübersättigung dar. Der durch die Sättigungskurven und die beiden Mischungslinien begrenzte linke Bereich stellt Regionen dar, in denen mit Kerosin betriebene Flugzeuge keine Kondensstreifen erzeugen würden, mit alternativen Treibstoffen betriebene Flugzeuge jedoch persistente Kondensstreifen produzieren würden. Die Grafik wurde von Dr. Klaus Gierens angefertigt.

6.2 Anwendung der Theorie und Ergebnisse

Um den Unterschied der Häufigkeit der Bildung persistenter Kondensstreifen von Flugzeugen mit alternativen Kraftstoffen im Vergleich zu Flugzeugen mit konventionellem Kerosin zu untersuchen, werden in dieser Arbeit die Temperatur und die relative Feuchte bezüglich Eis sowohl von luftgestützten Messungen (MOZAIC/IAGOS-Daten, siehe Marenco et al., 1998; Petzold et al., 2015) als auch von meteorologischen Reanalyse-daten (stündlich aufgelöste ERA5-Daten auf Drucklevels, siehe Hersbach et al., 2023a; Copernicus Climate Change Service, 2023a) verwendet, die räumlich und zeitlich auf die Positionen der Flugzeuge interpoliert werden, um Vergleiche zu ermöglichen. Da Eisübersättigung in Flughöhe aktuell in Wettervorhersagemodellen noch nicht gut dargestellt wird (Gierens et al., 2020a), wird zusätzlich eine Korrektur der relativen Feuchte bezüglich Eis aus den ERA5-Daten, wie in Kapitel 4.3.2.2 entsprechend der Gleichung 36 nach Teoh et al. (2022a), durchgeführt.

Für jeden Messpunkt der luftgestützten Messungen wird berechnet, ob das Schmidt-

Appleman-Kriterium erfüllt ist ($T_{\text{Umgebung}} < T_{\text{max}}$ und $RH_{w,\text{max}} \geq 1$). Die Berechnungen erfolgen für den MOZAIC/IAGOS-Fall identisch zu der Beschreibung in Kapitel 4. Für den Vergleich mit ERA5 werden jedoch anstatt $RHi_{M/I}$ und $T_{M/I}$ die Daten von ERA5 verwendet, also RHi_{ERA5} und T_{ERA5} . Für den Fall der modifizierten ERA5-Daten werden die originale Temperatur T_{ERA5} und die mit Hilfe von RHi_{ERA5} und der Gleichung 36 korrigierte RHi_{TEOH} herangezogen. Zusätzlich zu den Unterscheidungen MOZAIC/IAGOS, ERA5 und modifizierte ERA5-Daten wird für jeden Datentyp die Bildung von Kondensstreifen für Kerosin und für alternative Treibstoffe berechnet. Dabei unterscheidet sich der Faktor G , der sich auf $RH_{w,\text{max}}$ auswirkt. Für Kerosin wird die von dem Faktor G (Gleichung 3) abhängige $RH_{w,\text{max}}$ nach Gleichung 6 berechnet. Für alternative Treibstoffe ist der Faktor G etwas erhöht. Dies wird erreicht, indem die ursprünglichen G -Werte von Kerosin mit Faktoren von 1,01 bis 1,20 (in 0,01-Schritten) multipliziert werden, um den erhöhten energiespezifischen Emissionsindex für Wasserdampf (EI_{H_2O}/Q) beziehungsweise das höhere H/C -Verhältnis für verschiedene Mischungen aus alternativen Kraftstoffen und Kerosin darzustellen, das für Kerosin $\approx 1,88$, für aus Kohle gewonnene Kraftstoffe $\approx 2,12$ oder für Kraftstoffe aus Erdgas $\approx 2,19$ beträgt (Anderson et al., 2011).

Ist das SAC erfüllt ($T_{\text{Umgebung}} < T_{\text{max}}$ und $RH_{w,\text{max}} \geq 1$), können sich Kondensstreifen bilden. Ist zusätzlich Eisübersättigung gegeben ($RHi_{M/I} \geq 100\%$ für den MOZAIC/IAGOS-Fall, $RHi_{\text{ERA5}} \geq 100\%$ für den ERA5-Fall und $RHi_{\text{TEOH}} \geq 100\%$ für den korrigierten ERA5-Fall), kann von persistenten Kondensstreifen ausgegangen werden. Die Anzahl der Datenpunkte des Referenzfalls Kerosin (beziehungsweise für alternative Treibstoffe), für die das SAC nach obigen Berechnungen erfüllt ist und gleichzeitig Eisübersättigung vorliegt, ergibt die Gesamtzahl der Ereignisse, für die persistente Kondensstreifen kerosinbetriebener Flugzeuge (beziehungsweise von mit alternativen Treibstoffen angetriebenen Flugzeugen) möglich sind. Die Berechnungen der Anzahl der Ereignisse persistenter Kondensstreifen für Kerosin und für alternative Treibstoffe werden für MOZAIC/IAGOS, ERA5 und den korrigierten ERA5-Fall separat durchgeführt.

Gierens et al. (2016) stellten fest, dass reine SPK- und HEFA-Kraftstoffe („Synthetic Paraffinic Kerosene“ und „Hydro-processed Esters and Fatty Acid“) einen um etwa 9% höheren Emissionsindex für Wasserdampf (EI_{H_2O}) und gleichzeitig eine um etwa 3,5% höhere Verbrennungswärme des Brennstoffs (Q) aufweisen als Jet A-1 (Jet A-1 zählt zu den am häufigsten verwendeten Kraftstoffen der kommerziellen Luftfahrt). Das entspricht einer Erhöhung von G von etwa 5,3%. Zwei weitere, ähnliche Studien von Caiazzo et al. (2017) und von Teoh et al. (2022b) gehen bei einer Umstellung auf moderne Kraftstoffe von noch größeren Anstiegen von G von 8% und 9% aus. Da die genaue Erhöhung von G für die aktuellen alternativen Treibstoffe und insbesondere auch für die zukünftigen nicht bekannt ist, werden in dieser Studie Anstiege von G um bis zu 20% für nachhaltige Flugkraftstoffe betrachtet. Die Ergebnisse sind in Abbildung 6.2 dargestellt. Dabei beschreibt die x-Achse den Faktor, mit dem das Referenz- G (Kerosin) multipliziert wird, um den Anstieg von G beim Einsatz alternativer Treibstoffe zu repräsentieren. Die y-Achse zeigt die relative Zunahme der Anzahl der Ereignisse, für die persistente Kondensstreifen möglich sind (in %). Es ist ersichtlich, dass je stärker G erhöht wird, desto mehr persistente Kondensstreifen sich bilden können. Der Anstieg ist für die luftgestützten Messungen (MOZAIC/IAGOS) stärker als für die unveränderten oder korrigierten ERA5-Daten. Beispielsweise gibt es bei einer Erhöhung von G um 20% (1,20 auf der x-Achse) fast 4,0% (3,0% beziehungsweise 3,4%) mehr Fälle von persistenten Kondensstreifen für alternative Kraftstoffe als für Kerosin für die MOZAIC/IAGOS-Daten (für originale beziehungsweise für korrigierte ERA5-Daten).

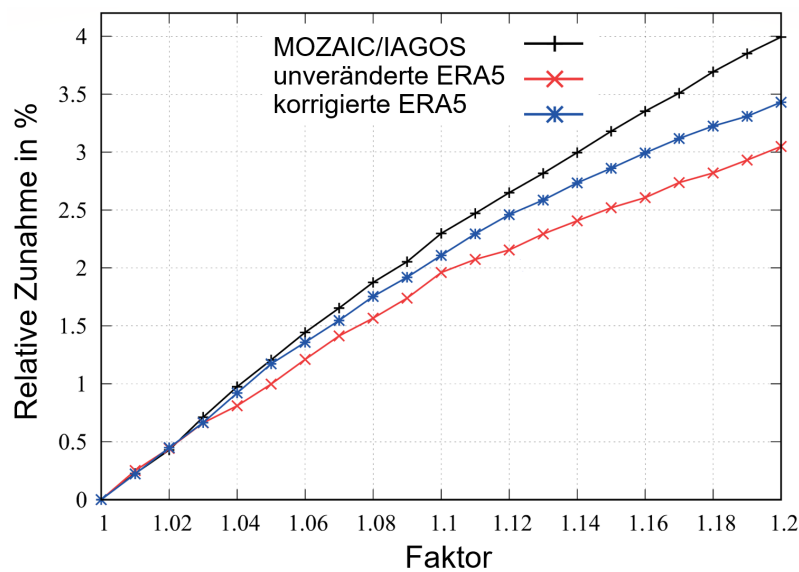


Abbildung 6.2: Relative Zunahme der Fälle persistenter Kondensstreifen für alternative Treibstoffe im Vergleich zu Kerosin in Abhängigkeit der relativen Zunahme von G (mit dem angegebenen Faktor) für MOZAIC/IAGOS-Daten (schwarz), unveränderte (rot) und modifizierte (blau) ERA5-Daten. Der Punkt (1, 0) steht für den Fall, dass Kerosin zum Einsatz kommt, während Punkte mit höherem G Fälle darstellen, bei denen alternative Kraftstoffe mit einem höheren energiespezifischen Emissionsindex für Wasserdampf eingesetzt werden.

Zusätzlich wird nicht nur der relative Anstieg der Anzahl von persistenten Kondensstreifen durch SAFs analysiert, die bereits verwendet werden, sondern auch der Anstieg durch andere Kraftstoffarten, wie Methan und flüssigen Wasserstoff. Diese weisen einen erheblich höheren energiespezifischen Emissionsindex für Wasserdampf ($E_{I_{H_2O}}/Q$) auf, der für Kerosin 0,029 kg/MJ, für Methan 0,045 kg/MJ und für Wasserstoff 0,075 kg/MJ beträgt (Penner et al., 1999). Somit erhöht sich der G -Faktor um 55 % für Methan und auf über 158 % für flüssigen Wasserstoff, wobei der gleiche Gesamtwirkungsgrad des Antriebs angenommen wird, da beim Übergang zu Methan und flüssigem Wasserstoff die Änderung des Gesamtwirkungsgrads des Antriebs wahrscheinlich nicht zu groß ist (Gierens, 2021a). Auf diese Weise können für Methan $\approx 7,1\%$ (5,0 %, 5,7 %) und für wasserstoffbetriebene Flugzeuge $\approx 9,1\%$ (6,0 %, 7,1 %) in den MOZAIC/IAGOS-Daten (in den originalen ERA5-Daten und in den modifizierten ERA5-Daten) mehr Fälle mit persistenten Kondensstreifen im Vergleich zum Referenzfall Kerosin beobachtet werden.

Die allgemeine Temperaturgrenze für das spontane Gefrieren liegt bei etwa -38°C (Murphy und Koop, 2005). Liegt die Temperatur unterhalb dieser Grenze, gefrieren die Tröpfchen. Werden bei höheren Temperaturen Tröpfchen gebildet, bleiben die Tröpfchen wahrscheinlich flüssig. Außerhalb von Wolken ist der Wasserdampf der Luft relativ zu flüssigem Wasser untersättigt und die Tröpfchen verdunsten im Allgemeinen (Gierens, 2021a). Eisbildung bei $T > -38^\circ\text{C}$ ist nicht unmöglich, aber dafür werden spezielle Gefrierkerne benötigt, also feste Partikel mit speziellen Oberflächeneigenschaften, die die Bildung eines Eiskristallgitters fördern. Solche Partikel sind jedoch ziemlich selten. In der Theorie ist die Bildung einer flüssigen Kondensfahne bei höheren Temperaturen möglich. In der Praxis ist dies beispielsweise an den Schornsteinen von Kraftwerken

oder am eigenen Atem im Winter zu beobachten. Die Gebilde verdunsten aber nach kürzester Zeit und es bleibt nichts als H_2O -Dampf zurück. Nur wenn es kalt genug ist, gefrieren diese Abgasfahnen.

Für Kondensstreifen kerosinbetriebener Flugzeuge, für die das SAC erfüllt ist, liegt $T_{\max}$ bei etwa -40°C , sodass die Tröpfchen generell gefrieren. Diese Kondensstreifen sind persistent, wenn die relative Feuchte der Umgebung die Eissättigung übersteigt.

Wie oben erwähnt, wird $T_{\max}$ in der Größenordnung von 0,1 K pro Prozent Änderung von G erhöht. Für die Studie über die Zunahme der Fälle persistenter Kondensstreifen bei einem Einsatz alternativer Treibstoffe, bei denen G um maximal 20 % erhöht wird (Faktor bis 1,2; x-Achse in Abbildung 6.2), wird somit bis zu der genannten Temperaturschwelle von -38°C gerechnet ($T_{\max}$ wird bei einer Erhöhung von G um 20 % um 2 K erhöht, sodass die anfängliche $T_{\max}$ von -40°C nun -38°C erreicht). Wird G noch weiter erhöht, können auch Fälle auftreten, bei denen das SAC erfüllt ist, aber die Temperatur -38°C übersteigt. Die gebildeten Tröpfchen verdunsten in diesem Fall. In obiger Untersuchung für Methan und flüssigen Wasserstoff sind die G -Faktoren um 55 % beziehungsweise 158 % erhöht. In den vorliegenden Daten kommen bei Methan und flüssigem Wasserstoff Fälle mit höherer $T_{\max}$ als -38°C nur sehr selten vor. Jedoch kann die -38°C -Grenze mit den vorliegenden Daten nicht realistisch ausgewertet werden, weil der Datensatz bei 310 hPa (niedrigste Höhe) endet. Nach der US-Standardatmosphäre 1976 herrschen dort mittlere Temperaturen von etwa -43°C (Kraus, 2004). Würde man beispielsweise den Luftraum bis 400 hPa betrachten, würden mehr Fälle auftreten, bei denen das SAC erfüllt, jedoch $T_{\max} > -38^\circ\text{C}$ wäre.

6.3 Zusammenfassung und Diskussion

Die theoretische Erwartung bei einem Übergang von Kerosin zu alternativen Treibstoffen ist, dass letztere zu einer früheren (bereits in etwas tieferen und wärmeren Schichten in der Troposphäre) Kondensstreifenbildung und zu etwas mehr persistenten Kondensstreifen führen als Kerosin.

In dieser Studie werden die Temperatur und Feuchte von 10 Jahren an luftgestützten Messungen (MOZAIC/IAGOS) und auf die Positionen der Flugzeuge interpolierten Reanalysedaten (ERA5; mit der originalen Feuchte und mit einer Feuchtekorrektur) analysiert, um herauszufinden, wie viel mehr persistente Kondensstreifen entstehen, wenn Flugzeuge anstelle von Kerosin mit alternativen Kraftstoffen, die im Allgemeinen einen höheren energiespezifischen Emissionsindex für Wasserdampf (EI_{H_2O}/Q) aufweisen, eingesetzt werden. Dabei werden die in den Daten auftretenden Fälle an persistenten Kondensstreifen für Kerosin gezählt, wobei ein Gesamtwirkungsgrad des Antriebs η von 0,35 und ein fester energiespezifischer Emissionsindex für Wasserdampf angenommen werden. Für alternative Treibstoffe wird diese Berechnung wiederholt, indem der ursprüngliche G -Faktor für Kerosin mit Faktoren von 1,01 bis 1,20 multipliziert wird. Es stellt sich heraus, dass bei Verwendung alternativer Kraftstoffe für MOZAIC/IAGOS-Daten (für die originalen ERA5-Daten beziehungsweise für modifizierte ERA5-Daten) bis zu 4,0 % (3,0 % beziehungsweise 3,4 %) mehr persistente Kondensstreifen auftreten. Demnach ist eine Zunahme persistenter Kondensstreifen für die bereits heute verwendeten Drop-In-Kraftstoffe um ein paar Prozent festzustellen, jedoch ist diese Zunahme noch recht gering. Für andere Kraftstoffarten, wie Methan und flüssigen Wasserstoff, deren energiespezifischer Emissionsindex für Wasserdampf und somit auch der G -Faktor um 55 % (für Methan) bis um über 158 % (für flüssigen Wasserstoff) erhöht ist, ist die

Menge zusätzlicher persistenter Kondensstreifen deutlich größer. Bei einem Einsatz von Methan treten circa 7,1 % (5,0 %, 5,7 %) mehr Fälle von persistenten Kondensstreifen als für Kerosin auf und für flüssigen Wasserstoff circa 9,1 % (6,0 %, 7,1 %) mehr in den MOZAIC/IAGOS-Daten (in den originalen ERA5-Daten beziehungsweise in den korrigierten ERA5-Daten). Jedoch ist für Methan und flüssigen Wasserstoff G so stark erhöht, dass Fälle möglich wären, bei denen das SAC erfüllt ist, aber $T_{\max} > -38^{\circ}\text{C}$ liegt (Temperaturgrenze für das spontane Gefrieren, siehe Murphy und Koop, 2005) und somit die gebildeten Tröpfchen verdunsten. In den vorliegenden Daten kommen Fälle mit höherer $T_{\max}$ als -38°C nur sehr selten vor, weil der Datensatz bei 310 hPa (niedrigste Höhe) endet.

Die in der vorliegenden Arbeit festgestellte Erhöhung der Fälle persistenter Kondensstreifen beim Einsatz alternativer Treibstoffe steht im Einklang mit den Modellierungsergebnissen für Biokraftstoffe von Caiazzo et al. (2017) und für nachhaltige alternative Kraftstoffe von Teoh et al. (2022b). Caiazzo et al. (2017) gingen von Biokraftstoffen mit einem energiespezifischen Emissionsindex für Wasserdampf aus, der etwa 9 % höher ist als der für den Standardfall Kerosin in der eigenen Studie. Sie simulierten die Bildung von Kondensstreifen über den Vereinigten Staaten unter verschiedenen Emissionsszenarien. Auf diese Weise konnten sie eine Zunahme des Auftretens von Kondensstreifen von etwa 8 % feststellen. Dieser Wert liegt viel höher als der in der eigenen Studie anhand von MOZAIC/IAGOS-Daten festgestellte Wert für die Zunahme persistenter Kondensstreifen bei einem Einsatz alternativer Treibstoffe. Es ist jedoch nicht klar, inwieweit ihre Zahlen mit den eigenen vergleichbar sind, da nicht ersichtlich ist, ob sie Kondensstreifen zählten oder die Gesamtlänge oder Gesamtbedeckung der Kondensstreifen auswerteten, was jedoch entscheidend ist. Teoh et al. (2022b), die für alternative Treibstoffe einen um etwa 8 % höheren energiespezifischen Emissionsindex für Wasserdampf annahmen, machten diese wichtige Unterscheidung: Sie fanden eine Zunahme der Gesamtlänge der Kondensstreifen von 5 % und eine Zunahme der Anzahl persistenter Kondensstreifen von nur 1,6 %. Diese Zunahme der Anzahl persistenter Kondensstreifen ist fast identisch mit dem eigenen Ergebnis. Da in den Studien der vorliegenden Arbeit nur etwa ein Prozent des Datensatzes verwendet wird, um Autokorrelation zu vermeiden, ist das eigene Ergebnis näher an der Kondensstreifenzählung als an der Messung ihrer Länge, für die alle Daten entlang eines Fluges erforderlich gewesen wären.

Eine Zunahme der Häufigkeit des Auftretens von Kondensstreifen bedeutet nicht unbedingt eine höhere Klimawirkung, denn diese hängt nicht nur vom Bedeckungsgrad oder der Häufigkeit dieses Phänomens ab, sondern auch von den mikrophysikalischen und insbesondere den optischen Eigenschaften der persistenten Kondensstreifen. Wie sich herausstellt, bilden sich diese bei einem Einsatz alternativer Kraftstoffe bereits bei höheren Temperaturen, aber sie sind optisch dünner als Kerosin-Kondensstreifen, ihre Kristalle sind im Durchschnitt größer und daher ist die Lebensdauer solcher Kondensstreifen im Durchschnitt kürzer als die hinter mit Kerosin betriebenen Flugzeugen. Es stellt sich heraus, dass diese Effekte die etwas höhere Entstehungs- und Persistenzrate übertreffen, sodass Kondensstreifen, die von Flugzeugen mit alternativen Kraftstoffen erzeugt werden, letztlich eine niedrigere Klimawirkung haben als Kondensstreifen von Flugzeugen, die mit Kerosin angetrieben werden (Bock und Burkhardt, 2019; Teoh et al., 2022b).

7 Zusammenfassung, Beantwortung der wissenschaftlichen Fragen und Ausblick

Kondensstreifen-Zirren, die aus persistenten Kondensstreifen aufgrund von Windscherung hervorgehen, bilden den größten Anteil an dem vom Luftverkehr bedingten effektiven Strahlungsantrieb. Um die Klimawirkung der Luftfahrt zu minimieren, gibt es verschiedene Ansätze. Eine dieser Möglichkeiten ist die Vermeidung der Bildung persistenter Kondensstreifen, indem eisübersättigte Gebiete (ISSRs) umflogen werden, in denen Kondensstreifen stundenlang bestehen bleiben können. Dazu ist eine genaue zeitliche und örtliche Vorhersage dieser Regionen erforderlich, welche derzeit noch eine große Schwierigkeit darstellt, da die Prognose der relativen Feuchte mit großen Unsicherheiten verbunden ist. Studien zeigen, dass Eisübersättigung (ISS) in einigen dynamischen Regionen häufiger vorkommt als in anderen (Gierens und Brinkop, 2012; Wilhelm, 2022). Aus diesen Gesichtspunkten ist die erste wissenschaftliche Frage hervorgegangen:

1. Kann die Vorhersage der Eisübersättigung und damit die Prognose des Auftretens persistenter Kondensstreifen mit dynamischen Hilfsgrößen verbessert werden und welche statistischen Verfahren können dazu gewinnbringend eingesetzt werden?

Um diese Frage zu beantworten, wurden zuerst verschiedene Variablen von ERA5-Reanalysedaten (die relative Feuchte in Bezug auf Eis, die Temperatur, die Vertikalgeschwindigkeit, die Divergenz, die relative Vortizität, die potentielle Vortizität, die Lapse Rate und die normierte geopotentielle Höhe) analysiert, um herauszufinden, wie viel Information sie über die relative Feuchte bezüglich Eis aus MOZAIC/IAGOS-Flugzeugmessungen liefern. Die besten Variablen wurden anschließend als Inputgrößen für verschiedene Ansätze und Methoden zur Verbesserung der Vorhersage von persistenten Kondensstreifen beziehungsweise von ISS verwendet. Zu diesen Methoden gehörten ein bayesscher Ansatz und verschiedene Regressionsmodelle. Die Messungen durch MOZAIC/IAGOS, die als die Wahrheit angenommen wurden, ermöglichten die Unterscheidung zwischen einem potentiell auftretenden persistenten Kondensstreifen und keinem persistenten Kondensstreifen (PC oder $\overline{PC}$) beziehungsweise zwischen Eisübersättigung und keiner (ISS oder $\overline{ISS}$). Die verschiedenen Methoden wurden mit Hilfe eines Score-Werts (ETS) bewertet, der überprüft, wie gut die Vorhersage mit der Beobachtung übereinstimmt. Um herauszufinden, welche dynamischen Variablen sich am besten für die Regressionen eignen und keine redundanten Informationen liefern, wurden verschiedene Methoden der Informationstheorie getestet: die Log-Likelihood-Ratios (bekannt aus dem Bayes-Theorem), eine modifizierte Form der Kullback-Leibler-Divergenz (wird hier als Erwartungswert des absoluten Logits bezeichnet) und die Mutual Information.

Weist das Log-Likelihood-Ratio einer Variable in einem bestimmten Bereich Werte über 2 auf, so deutet dies darauf hin, dass für dieses Intervall ISS wahrscheinlicher ist als $\overline{ISS}$. Jedoch zeigte nur die Feuchte bezüglich Eis in einem größeren Bereich Werte über 2, allerdings nur für einen sehr kleinen Bereich. Die Vertikalgeschwindigkeit und die relative Vortizität zeigten ebenfalls Werte über 2, allerdings nur für einen sehr kleinen Bereich. Die Log-Likelihood-Ratios aller anderen untersuchten Variablen lagen immer unter 2 und konnten somit nicht zu einer Aussage $P(ISS) > P(\overline{ISS})$ führen. Besonders hohe Werte des Erwartungswerts des absoluten

Logits wurden für die relative Feuchte bezüglich Eis, die Lapse Rate und die relative Vorticity gefunden, die somit den größten Lerneffekt liefern, wenn es um die Einschätzung geht, ob ISS oder $\overline{\text{ISS}}$ wahrscheinlicher ist. Für die Bewertung, wie gut eine Variable als Eingangsgröße für eine Regression geeignet ist, wurde zudem die Mutual Information bestimmt. Die Mutual Information ist ein Maß dafür, wie viel Information eine Variable über eine andere Variable liefern kann. Um als gute Inputgröße für eine Regression zur Vorhersage von ISS zu gelten, ist es besonders wichtig, dass die Variable sehr gut mit der relativen Feuchte der MOZAIC/IAGOS-Daten (Wahrheit) und gleichzeitig so wenig wie möglich mit allen anderen Proxys korreliert ist. Die Mutual Information mit der relativen Feuchte bezüglich Eis aus den MOZAIC/IAGOS-Daten war vor allem für die folgenden Variablen der ERA-Daten sehr hoch: die relative Feuchte in Bezug auf Eis, die potentielle Vorticity, die Lapse Rate und die relative Vorticity. Jedoch war auch die Mutual Information der potentiellen Vorticity mit der Lapse Rate hoch. Somit war es für die Regression ausreichend, die Lapse Rate wegzulassen und stattdessen nur die potentielle Vorticity zu verwenden, da die Mutual Information der potentiellen Vorticity zusammen mit der relativen Feuchte von MOZAIC/IAGOS höher war als die Mutual Information der Lapse Rate mit der relativen Feuchte von MOZAIC/IAGOS. Die Variablen, die sich am vielversprechendsten zur Vorhersage potentieller persistenter Kondensstreifen herausstellten, wurden in verschiedenen Kombinationen als Eingangsgrößen für die Regression getestet.

In der Studie von Gierens et al. (2020a) konnte mit den Rohdaten der relativen Feuchte bezüglich Eis von ERA5 ein ETS-Wert von 0,08 für die Vorhersage der Eisübersättigung von MOZAIC/IAGOS erzielt werden. Derselbe Vergleich mit den eigenen Daten ergibt einen Wert von 0,198. Durch eine Modifizierung der originalen ERA5-Feuchten der eigenen Rohdaten (durch die Quantile-Mapping-Methode und mit der Formel nach Teoh et al., 2022a) konnte der ETS-Wert (ohne Verwendung einer Regression) gehoben werden (auf 0,344 für RHi_{QM} und auf 0,284 für RHi_{TEOH}). Dies entspricht einer Erhöhung um fast 74 % (RHi_{QM}) und um 43 % (RHi_{TEOH}). Durch die Verwendung von generalisierten additiven Modellen (GAMs) konnte der ETS-Wert weiter erhöht werden, sodass das beste GAM (GAM_5) unter Verwendung der Lapse Rate, der Temperatur, der normierten geopotentiellen Höhe, der potentiellen Vorticity, der relativen Vorticity und der relativen Feuchte bezüglich Eis einen Wert von 0,378 erreichte, was einer Erhöhung (ausgehend vom Vergleich der Rohdaten) um fast 91 % entspricht.

Die Tabellen 7.1, 7.2, 7.3 und 7.4 zeigen die jeweiligen Kontingenztafeln, die zu obigen ETS-Werten führten. Dabei ist deutlich zu erkennen, dass sich die Einträge ja/ja für RHi_{QM} und RHi_{TEOH} im Vergleich zu RHi_{ERA5} erhöhen. Man beachte, dass die Summen über alle Einträge in den Tabellen 7.1, 7.2 und 7.3 jeweils identisch sind und die Summe der Einträge in Tabelle 7.4 deutlich niedriger ist. Dies liegt daran, dass für das GAM_5 (bestes GAM) der gesamte Datensatz in einen Trainings- und einen Testdatensatz aufgeteilt wurde und für die Resultate des GAMs nur der Testdatensatz (etwa 20 % des Gesamtdatensatzes) verwendet wurde.

Tabelle 7.1: Kontingenztafel für die ISS-Vorhersage von $RHi_{M/I}$ durch RHi_{ERA5} .

		$RHi_{ERA5} \geq 1,0$	
		ja	nein
$RHi_{M/I} \geq 1,0$	ja	14033	35561
	nein	9329	336653

Tabelle 7.2: Kontingenztafel für die ISS-Vorhersage von $RHi_{M/I}$ durch RHi_{QM} .

		$RHi_{QM} \geq 1,0$	
		ja	nein
$RHi_{M/I} \geq 1,0$	ja	28429	21165
	nein	21114	324868

Tabelle 7.3: Kontingenztafel für die ISS-Vorhersage von $RHi_{M/I}$ durch RHi_{TEOH} .

		$RHi_{TEOH} \geq 1,0$	
		ja	nein
$RHi_{M/I} \geq 1,0$	ja	21103	28491
	nein	13752	332230

Tabelle 7.4: Kontingenztafel für die Vorhersage potentieller persistenter Kondensstreifen (PC) der Beobachtung (Schmidt-Appleman-Kriterium (SAC) erfüllt und $RHi_{M/I} \geq 1,0$) unter Verwendung des besten GAMs.

		GAM ₅ progn. PC	
		ja	nein
PC beobachtet	ja	6327	2692
	nein	5507	64589

Abbildung 7.1 zeigt Streudiagramme der relativen Feuchte bezüglich Eis der originalen ERA5-Feuchten, der korrigierten Feuchten bezüglich Eis nach der Quantile-Mapping-Methode und der korrigierten Feuchten bezüglich Eis nach der Formel von Teoh et al. (2022a) mit $RHi_{M/I}$ (Wahrheit). Punkte entlang der roten Diagonalen weisen auf Fälle hin, in denen beide Feuchten identisch sind. Die schwarzen gestrichelten Geraden zeigen die 100%-Grenze an. Aufgrund der Tatsache, dass das GAM nur kategorische Ergebnisse liefert (potentieller persistenter Kondensstreifen oder kein potentieller persistenter Kondensstreifen) und keine diskreten Werte der relativen Feuchte bezüglich Eis, kann eine solche Grafik leider nicht für die Ergebnisse des GAMs erzeugt werden. Beim Vergleich der drei Streudiagramme ist auffällig, dass die Streuung in allen drei Grafiken ähnlich ausfällt. Jedoch gibt es deutlich mehr Punkte in der mittleren und rechten Grafik für $RHi_{QM} > 1,0$ beziehungsweise für $RHi_{TEOH} > 1,0$ und insbesondere auch für $RHi_{QM} > 1,0$ und $RHi_{M/I} > 1,0$ beziehungsweise für $RHi_{TEOH} > 1,0$ und $RHi_{M/I} > 1,0$ (ja/ja in der Kontingenztafel). Aus diesem Grund sind auch für die korrigierten Feuchten (RHi_{QM} und RHi_{TEOH}) die ETS-Werte höher beim ISS-Vergleich mit $RHi_{M/I}$.

Demnach konnte die Vorhersage von eisübersättigten Gebieten beziehungsweise persistenten Kondensstreifen unter Verwendung eines GAMs verbessert werden. Da eisübersättigte Gebiete beziehungsweise potentielle persistente Kondensstreifen ausschließlich zum Zweck der Flugroutenoptimierung prognostiziert werden, ist jedoch ein ETS-Wert von 0,378 nicht zufriedenstellend und muss für diesen Einsatz weiter verbessert werden. Anhand der Regressionsergebnisse war zudem ersichtlich, dass die dynamischen Proxys kaum zu einer Verbesserung der Vorhersage persistenter Kondensstreifen führten, obwohl vor allem die Mutual Information der relativen Feuchte von MOZAIC/IAGOS mit der relativen Feuchte und auch mit der potentiellen Vorticity von ERA5 hohe Werte lieferte. Außerdem war eine drastische Verschlechterung des Regressionsergebnisses

festzustellen, wenn die Feuchte bezüglich Eis der ERA5-Daten nicht als Input verwendet wurde, obwohl diese auf Flughöhen sehr ungenau ist.

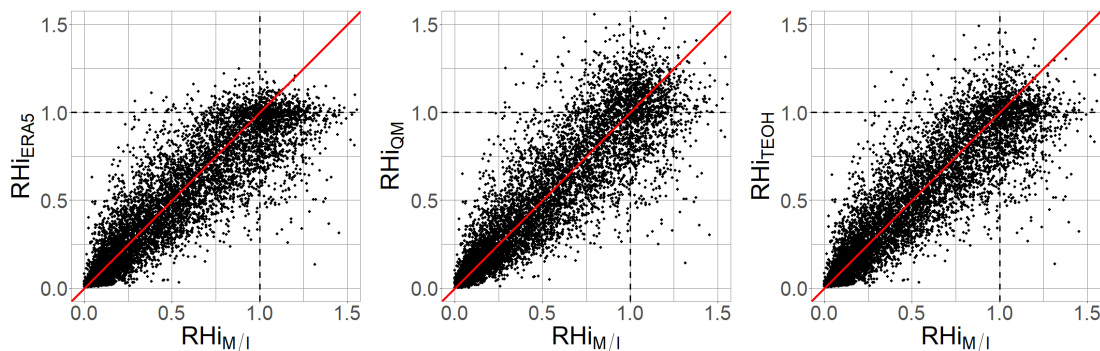


Abbildung 7.1: Streudiagramme der relativen Feuchte bezüglich Eis der ERA5-Daten, der korrigierten Feuchte bezüglich Eis nach der Quantile-Mapping-Methode und der korrigierten Feuchte bezüglich Eis nach der Formel von Teoh et al. (2022a) mit der Feuchte $RH_{iM/I}$. Für die Erstellung der Grafiken wurden der Übersichtlichkeit halber 8000 zufällig ausgewählte Feuchte-Paare verwendet. Die roten Diagonalen markieren Punkte, an denen jeweils beide Feuchten identisch sind. Die schwarzen gestrichelten Geraden zeigen an, wo die jeweilige Feuchte 100 % erreicht. Man beachte, dass ein Streudiagramm für die Ergebnisse nach Verwendung des besten GAMs nicht geplottet werden kann, da das GAM lediglich eine kategorische (potentieller persistenter Kondensstreifen PC oder kein potentieller persistenter Kondensstreifen $\overline{PC}$) Auskunft bezüglich der Vorhersage liefert und keine genauen Werte der relativen Feuchte in Bezug auf Eis.

Anhand einer Sensitivitätsstudie konnte die Hauptursache für die Limitierung der Verbesserung der Vorhersage festgestellt werden: Dies ist wohl die starke Überlappung der bedingten Wahrscheinlichkeitsdichtefunktionen der Feuchte von ERA5 für PC und $\overline{PC}$ beziehungsweise für ISS und $\overline{ISS}$, insbesondere in der kritischen Region um $RH_{iERA5} = 70\%$ bis 100% . Es ging hervor, dass der ETS-Wert mit einer Verringerung der Überlappung stark ansteigt, was bedeutet, dass sich die Regressionsergebnisse schon drastisch verbessern würden, wenn die bedingten Wahrscheinlichkeitsdichtefunktionen geringfügig weiter auseinanderlägen. Verschiedene Korrekturen der Feuchte führten bei einem Vergleich der Rohdaten mit der Feuchte von MOZAIC/IAGOS zu einer Verbesserung der Vorhersage der Eisübersättigung, jedoch verbesserten sie die Vorhersage potentieller persistenter Kondensstreifen unter Verwendung von Regressionsmethoden, den Proxys und den modifizierten relativen Feuchten nur geringfügig (ETS-Wert von GAM_5 mit RH_{iQM} liegt bei 0,377 und ETS-Wert von GAM_5 mit RH_{iTEQH} bei 0,376). Dies liegt daran, dass auch die bedingten PDFs der modifizierten relativen Feuchten zu stark überlappen, und wahrscheinlich auch daran, dass die Korrekturen von den Regressionen absorbiert werden und somit nicht wirksam werden.

Beim Vergleich der Ergebnisse mit anderen Studien stellte sich heraus, dass zusätzliche Vorhersagedaten von früheren Zeitpunkten und Orten stromaufwärts des interessierenden Ortes (also nicht nur die meteorologischen Daten von dem Ort und Zeitpunkt, für die die Vorhersage der Eisübersättigung erforderlich ist, wie in der eigenen Studie) die Ergebnisse verbessern können (beispielsweise wie Duda und Minnis, 2009a,b). Dies beobachteten auch Wang et al. (2022) bei der Vorhersage der Feuchte des ECMWF-Modells durch die Anwendung eines random forest, wenn dieser mit Daten aus vorherigen atmosphärischen Zuständen (ein paar Stunden vorher) gefüttert wird und etwa 100 hPa

in vertikaler Entfernung abdeckt, um die vergangene vertikale Bewegung zu berücksichtigen, die zu diesem aktuellen Zustand führte. Dies ist eine Möglichkeit, die Vorhersage des Feuchtefeldes zu optimieren, jedoch ist nicht sichergestellt, dass diese Methode schnell und genau genug für die Flugplanung ist.

Duda und Minnis (2009b) beschreiben die aktuelle Situation der Vorhersage der relativen Feuchte so, dass eine Reduzierung der Unsicherheiten meteorologischer Variablen ein gutes Ziel für Modellierer und Modelliererinnen numerischer Wetteranalysen darstellen würde, bis akzeptable Vorhersagen von Kondensstreifen erstellt werden können. Diese Aussage sowie die Ergebnisse der Regressionsmethoden und Sensitivitätsstudien deuten darauf hin, dass die Darstellung der relativen Feuchte in Bezug auf Eis in numerischen Wettervorhersagemodellen präziser werden muss. Hierfür gibt es verschiedene Möglichkeiten, jedoch wird es einige Zeit dauern, diese umzusetzen. Die physikalischen Prozesse in Flughöhen stehen nicht im Fokus der Wettervorhersage, weshalb die Wolkenphysik in numerischen Wettermodellen oft stark vereinfacht ist und man sich aufgrund der begrenzten Rechenzeit eher auf eine genaue Darstellung bodennaher Prozesse im Modell fokussiert. Jedoch nimmt das Interesse an einer weniger klimaschädlichen Luftfahrt immer mehr zu und so auch die Aufmerksamkeit für die Vermeidung von persistenten Kondensstreifen, die eine genaue Vorhersage der Eisübersättigung voraussetzt. Zudem steigt die Computerleistung, was eine genauere Beschreibung physikalischer Prozesse ermöglicht, wie beispielsweise das Konzept eines 1-Momenten-Schemas von Sperber und Gierens (2023). Außerdem werden mehr Messungen der Luftfeuchtigkeit in Flughöhen für die Datenassimilation gebraucht. Dazu könnten mehr Flugzeuge mit Hygrometern ausgestattet werden, wodurch eine zuverlässigere Vorhersage der relativen Feuchte in numerischen Wettermodellen zum Zweck der Flugroutenplanung möglich wäre.

Bei einer Studie von Alraddawi et al. (2025) wurden mit Hilfe eines südlich von Paris stationierten IPRAL-Raman-Lidars hochauflösende Profile des Wasserdampf-mischungsverhältnisses geliefert, um so Informationen über die Feuchte in der oberen Troposphäre zu erhalten. Es stellte sich heraus, dass die von IPRAL abgeleiteten Wasserdampf-mischungsverhältnisse einen höheren Feuchtigkeitsgehalt aufwiesen als andere Datensätze, die mit diesen verglichen wurden. Dies zeigt wiederum, dass IPRAL, insbesondere unter übersättigten Bedingungen, die Luftfeuchtigkeitsvariabilität gut erfassen kann und die Feuchte weniger unterschätzt als beispielsweise ERA5-Daten. Somit könnte das IPRAL-Raman-Lidar durchaus eine weitere Möglichkeit darstellen, um die Feuchte in Flughöhen zu erfassen.

Lidar-Systeme zur Vorhersage der Feuchte kommen jedoch nicht nur am Boden zum Einsatz, sondern können auch auf Satelliten stationiert sein. In einer weiteren Studie von Carella et al. (2020) wurden Beobachtungen der relativen Feuchte des passiven Mikrowellen-Sondierers SAPHIR mit einer horizontalen Auflösung von 10 km mit den Streuverhältnisprofilen des Lidars CALIOP („Cloud-Aerosol Lidar with Orthogonal Polarization“) des Erdbeobachtungssatelliten CALIPSO („Cloud-Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observations“) auf eine feinere Auflösung von 90 m herunterskaliert, indem mit einem Regressionsmodell der satellitengestützten Feuchten mit den Streuverhältnisprofilen als Kovariaten die relative Feuchte entlang der gesamten Troposphäre vorhergesagt wurde. Jedoch endete die Missionsdauer des Satelliten CALIPSO 2023. Weitere auf Erdbeobachtungssatelliten stationierte Lidars könnten für die Vorhersage der Feuchte in der oberen Troposphäre eine gewinnbringende Alternative darstellen. Da die Vorhersage eisübersättigter Gebiete weiter verbessert werden sollte und diese

derzeit noch eine große Herausforderung darstellt, ist es entscheidend zu wissen, wie sich diese Gebiete überhaupt fortbewegen. Außerdem beeinflusst die Bewegung eisübersättigter Gebiete relativ zum Wind die Lebensdauer von Kondensstreifen, wovon die Strahlungswirkung von Kondensstreifen und somit auch ihre Auswirkung auf das Klima abhängt. Aus diesem Grund ist es von großer Bedeutung, die verschiedenen Zeitskalen von Prozessen der Kondensstreifenauflösung zu kennen, die zudem die Effektivität des Einsatzes alternativer Treibstoffe beeinflussen. Unter diesen Aspekten ging die zweite wissenschaftliche Frage hervor:

2. Wie bewegen sich Gebiete potentieller persistenter Kondensstreifen und wie bestimmt das die Lebenszeit von Kondensstreifen; Welche Folgen hat das für den Einsatz alternativer Treibstoffe zur Verminderung der Kondensstreifenwirkung?

Um die Bewegung und die kinematischen Eigenschaften von ISSRs im Vergleich zum lokalen Wind an den ISSRs zu untersuchen, wurden Informationen über die Luftfeuchtigkeit, die Temperatur und den Wind von zwei Monaten der WAWFOR-Daten herangezogen und die Lage jedes eisübersättigten Gebietes mittels einer Bestimmung des Wahrscheinlichkeitszentrums (COP) und der Hauptachsen charakterisiert. Für die Ermittlung der Bewegung einer ISSR wurde ein Verfahren entwickelt, sodass eine ISSR in drei aufeinanderfolgenden Vorhersagen als dieselbe identifiziert werden konnte. Somit wurde die Geschwindigkeit einer ISSR als die zurückgelegte Wegstrecke der COPs in den drei aufeinanderfolgenden Vorhersagen pro Zeit und die Drehung als Änderung der Richtung der Hauptachsen bestimmt. Es stellte sich heraus, dass die Windgeschwindigkeiten (Mittelwert: 21 m s^{-1}) durchschnittlich größer sind als ISSR-Bewegungsgeschwindigkeiten (Mittelwert: 15 m s^{-1}) und sowohl die Verteilung der ISSR-Geschwindigkeiten als auch die der Windgeschwindigkeiten sehr gut durch Weibull-Verteilungen approximiert werden können. Zudem bewegen sich ISSRs und der lokale Wind meist in die gleiche Richtung (nach Osten). ISSRs rotieren außerdem langsam, sodass der Rotationswinkel innerhalb einer Stunde selten $\pm 10^\circ$ überschreitet. Die Wahrscheinlichkeiten der Drehrichtungen (im und gegen den Uhrzeigersinn) sind nahezu identisch.

An dieser Stelle sei darauf hingewiesen, dass die Methode der Berechnungen von Schwerpunkten und Hauptachsen und die Verfolgung von Gebieten in unterschiedlichen Vorhersagen analog auf jedes beliebige zweidimensionale kohärente und geschlossene Merkmal einer Wetterkarte nach geeigneten Anpassungen angewandt werden kann. Auf diese Weise kann unter anderem die Plausibilität von Merkmalen quantitativ anhand der Schwerpunkte und der Hauptachsen überprüft werden, wenn dasselbe Merkmal beispielsweise in Satellitendaten oder in verschiedenen Vorhersagen mit unterschiedlichen Zeithorizonten oder aus verschiedenen Vorhersagemodellen verglichen wird. So könnte man zum Beispiel die algorithmischen Klimaänderungsfunktionen (Dietmüller et al., 2023; Yin et al., 2023) aus den WAWFOR-Klima-Daten verwenden, einen Schwellenwert festlegen und Gebiete, in denen dieser Schwellenwert überschritten wird, als Merkmal definieren. Anschließend könnte die vorgestellte Methode auf die 40 Ensemblemitglieder von ICON angewandt werden, um zu sehen, wie sich diese Merkmale über das gesamte Ensemble hinweg verhalten, um festzustellen, ob die betrachtete Vorhersage ein kohärentes oder inkohärentes Bild der Situation erzeugt.

Wenn sich ISSRs und die lokalen Winde in die gleiche Richtung mit ähnlichen Geschwindigkeiten bewegen, wird die Lebensdauer der Kondensstreifen durch die Sedimentation von Eiskristallen oder durch das Ende der Lebensdauer der ISSR selbst begrenzt. Sobald sich die ISSRs und der Wind in unterschiedliche Richtungen und/oder mit unterschiedlichen Geschwindigkeiten bewegen, werden die Kondensstreifen aus den ISSRs in die

untersättigte Umgebung geweht und lösen sich folglich auf. Eine Zeitskala ist eine Zeitspanne, in der sich eine Größe aufgrund eines bestimmten Prozesses signifikant verändert. In vorliegender Arbeit wurden Zeitskalen als e-Faltungszeiten definiert. Die Sedimentationszeitskala von Kondensstreifen τ_{sed} , die die Sedimentation von Eiskristallen in tiefere, untersättigte Schichten charakterisiert, sowie die synoptische Zeitskala von Kondensstreifen τ_{syn} , die das Herauswehen von Eiskristallen aus den ISSRs durch den Wind und die Reduzierung der Übersättigung bis hin zur Untersättigung durch großflächige Subsidenz charakterisiert, wurden in dieser Arbeit mit Hilfe von auf den ICON-Daten basierenden WAWFOR-Daten des DWD von drei verschiedenen Tagen analysiert. Die drei Tage wurden so ausgewählt, dass sie sich den PAMORE-Daten zufolge hinsichtlich ihrer synoptischen Situation unterscheiden. Die Sedimentationszeitskala τ_{sed} ist proportional zur Dicke des Kondensstreifens und hängt schwächer als linear von der mittleren Eiskristallmasse der Kondensstreifen ab. Die synoptische Zeitskala τ_{syn} hängt nicht von den Eigenschaften des Kondensstreifens oder seiner Eiskristalle ab, sondern nur von der großräumigen synoptischen Situation und der relativen Bewegung zwischen der ISSR und dem lokalen Wind. Es stellte sich heraus, dass beide Zeitskalen in der Größenordnung von ein paar Stunden liegen. Da andere Prozesse der Kondensstreifenauflösung von geringerer Bedeutung sind, ist es die Kombination der beiden Zeitskalen, die die Lebensdauer der Kondensstreifen charakterisiert. Diese Kombination ist die Hälfte des harmonischen Mittels der beiden Zeitskalen und ist immer kleiner als die kleinere der beiden Zeitskalen. Die Gesamtlebensdauer beträgt etwa zwei oder drei e-Faltungszeiten. Da die Analyse aber nur auf drei Fallstudien von zwei Frühlingsmonaten in einer Region der nördlichen mittleren Breiten basiert, ist es durchaus möglich, dass die gewonnenen Ergebnisse in anderen Jahreszeiten und in anderen Regionen etwas anders ausfallen können. Da die Größe eisübersättigter Regionen saisonal und geografisch variiert (Sausen et al., 1998; Spichtinger und Leschner, 2016), ist zu erwarten, dass auch die synoptische Zeitskala variiert. Ob sie aber lediglich proportional zur mittleren Größe der ISSRs variiert, ist nicht bekannt.

Ein Nebenergebnis der Trajektorienberechnungen, um die synoptische Zeitskala festzustellen, ist, dass ISSRs in Regionen, in denen die normierte geopotentielle Höhe weniger als 0,98 beträgt, kaum bestehen bleiben. Diese einfache Grenze lässt sich für die obere Troposphäre leicht berechnen, weshalb empfohlen wird, dass für Flugwettervorhersagen zusätzlich die normierte geopotentielle Höhe verwendet werden sollte, da Flugplaner auf diese Weise sofort erkennen könnten, wo keine Maßnahmen zur Kondensstreifenprävention erforderlich sind. Jedoch ist anzumerken, dass dieses Ergebnis nur auf Daten aus den nördlichen mittleren Breiten basiert. Es ist somit nicht sichergestellt, dass diese Grenze von 0,98 für alle Regionen verallgemeinert werden kann. Der Großteil des Flugverkehrs findet derzeit in den nördlichen mittleren Breiten statt. Für diese Region sollte das Verfahren jedoch angewandt werden.

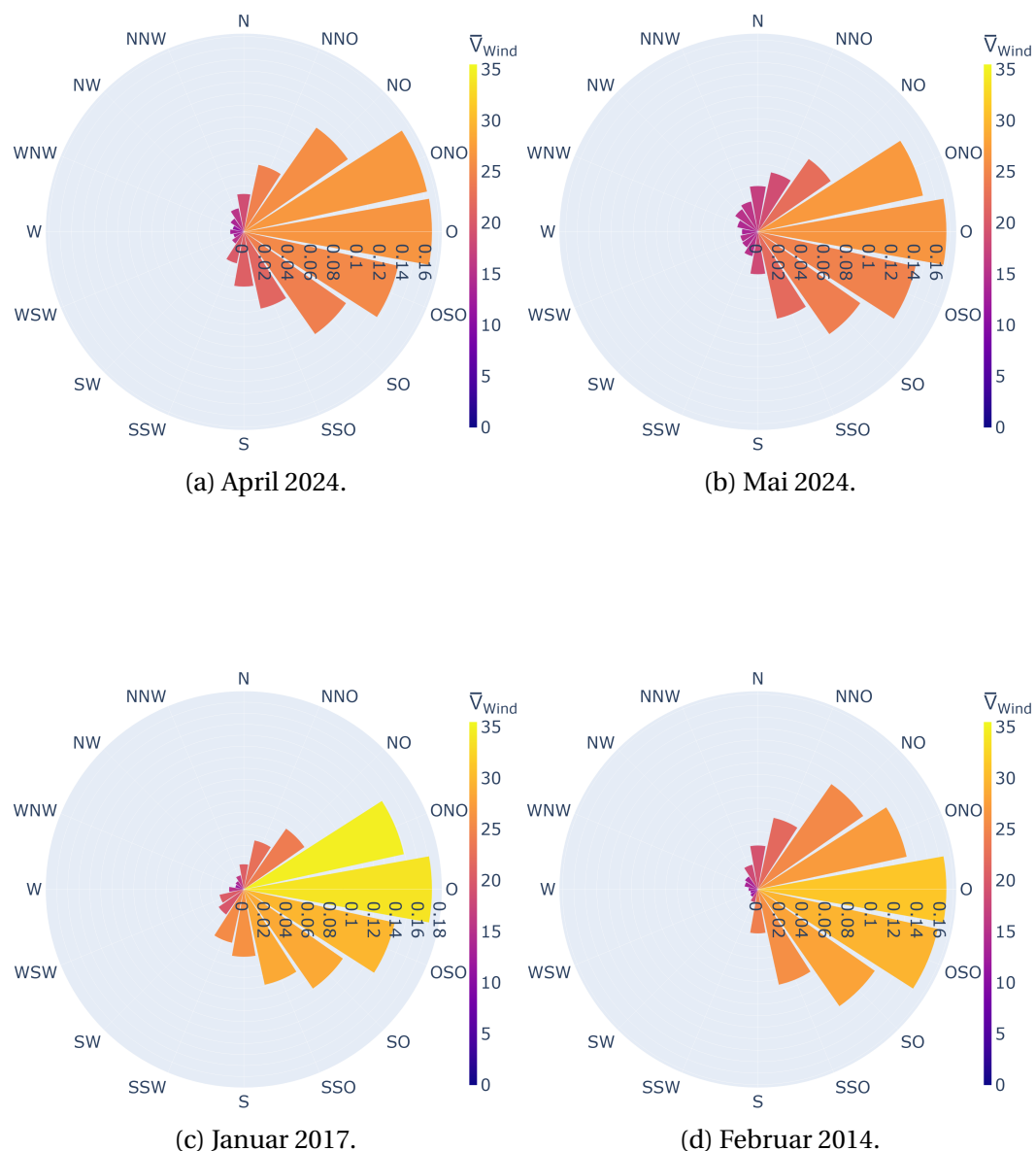
Da die synoptische Zeitskala allein durch die Wetterlage gegeben ist, kann diese nicht verändert werden. Die Sedimentationszeitskala eines Kondensstreifens kann jedoch mit technischen Mitteln verringert werden, wenn alternative Treibstoffe mit geringerer Rußemissionsanzahl verwendet werden (solange die Verringerung nicht in den sogenannten rußarmen Bereich führt, siehe Kärcher und Yu, 2009). Weniger Ruß bedeutet weniger, aber größere Eiskristalle mit einer höheren mittleren Masse. Für einen effektiven Einsatz alternativer Treibstoffe zum Zweck der Minimierung der Klimawirkung persistenter Kondensstreifen muss die Sedimentationszeitskala kleiner sein als die synoptische Zeitskala. Um dies in der Flugplanungsphase zu bestimmen, sind Trajekto-

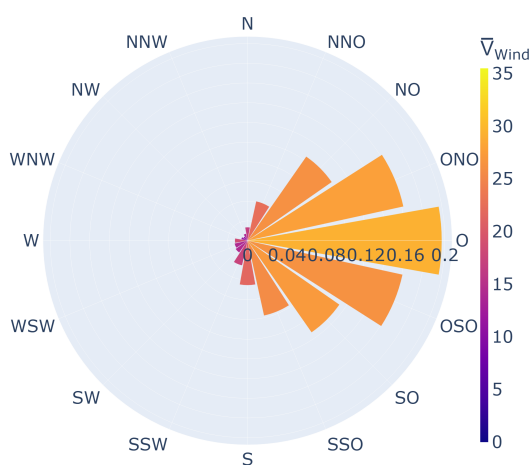
rienberechnungen erforderlich.

Aus diesem Grund und, da wegen des steigenden Flugverkehrsaufkommens diemeidung des Durchfliegens eisübersättigter Gebiete nicht immer möglich sein wird und somit weitere Strategien betrachtet werden müssen, wie beispielsweise der Einsatz alternativer Treibstoffe, wurde in dieser Arbeit außerdem untersucht, wie sich alternative Treibstoffe auf die Kondensstreifenbildungs- und Persistenzbedingungen auswirken. Dazu wurden 10 Jahre der MOZAIC/IAGOS-Daten und auf die Orte und Zeitpunkte der Messflugzeuge interpolierte ERA5-Daten verwendet, insbesondere die Temperaturen und die relativen Feuchten, und analysiert, wie viel mehr persistente Kondensstreifen sich bilden würden, wenn man Kerosin durch alternative Treibstoffe mit unterschiedlichen energiespezifischen Wasserdampfemissionsindizes ersetzte. Für Kerosin wurde in dieser Studie ein Gesamtwirkungsgrad des Antriebs $\eta = 0,35$ und ein fester energiespezifischer Emissionsindex für Wasserdampf (EI_{H_2O}/Q) angenommen und der G -Faktor berechnet. Da alternative Kraftstoffe im Allgemeinen einen höheren energiespezifischen Emissionsindex für Wasserdampf aufweisen, wurde der ursprüngliche G -Faktor mit Faktoren von 1,01 bis 1,20 multipliziert. Dies wurde sowohl für die originalen ERA5-Daten als auch für modifizierte ERA5-Daten durchgeführt, bei denen die Feuchte nach Teoh et al. (2022a) angepasst wurde, um auf diese Weise Drop-In (kerosinähnliche) Kraftstoffe zu repräsentieren. Es konnte festgestellt werden, dass bei der Verwendung alternativer Kraftstoffe bis zu fast 4,0 % (3,0 % beziehungsweise 3,4 %) mehr persistente Kondensstreifen auftreten für MOZAIC/IAGOS-Daten (unmodifizierte ERA5-Daten beziehungsweise modifizierte ERA5-Daten). Bei Drop-In-Kraftstoffen ist der Effekt zwar feststellbar, aber für andere Kraftstoffe, wie Methan oder flüssigen Wasserstoff, sind die Auswirkungen noch viel größer, da der G -Faktor für diese um 55 bis über 158 % erhöht ist. Somit konnten für Methan im Vergleich zu Kerosin etwa 7,1 % (5,0 % beziehungsweise 5,7 %) und für flüssigen Wasserstoff etwa 9,1 % (6,0 % beziehungsweise 7,1 %) mehr persistente Kondensstreifen in den MOZAIC/IAGOS-Daten (in den unmodifizierten ERA5-Daten beziehungsweise in den modifizierten ERA5-Daten) festgestellt werden. Jedoch ist für Methan und flüssigen Wasserstoff G im Allgemeinen so stark erhöht, dass Fälle auftreten können, bei denen das SAC erfüllt ist, aber $T_{\max} > -38^\circ\text{C}$ liegt (Temperaturgrenze für das spontane Gefrieren, siehe Murphy und Koop, 2005). Somit verdunsten die gebildeten Tröpfchen. In den vorliegenden Daten traten solche Fälle mit höherer $T_{\max}$ als -38°C kaum auf, da der Datensatz bereits bei 310 hPa (niedrigste Höhe) endete. Eine Zunahme der Häufigkeit des Auftretens von Kondensstreifen bei einem Einsatz alternativer Treibstoffe bedeutet nicht automatisch eine höhere Belastung für das Klima. Denn die Auswirkungen auf das Klima hängen nicht nur vom Grad der Abdeckung oder von der Häufigkeit des Auftretens persistenter Kondensstreifen ab, sondern auch von ihren mikrophysikalischen und optischen Eigenschaften. Alternative Treibstoffe führen im Vergleich zu Kerosin zu einer früheren Kondensstreifenbildung, das heißt bereits in tieferen und wärmeren Schichten der Troposphäre. Jedoch sind die Kondensstreifen optisch dünner als die kerosinbetriebener Flugzeuge. Die Kristalle sind durchschnittlich größer, wodurch auch die Lebensdauer solcher Kondensstreifen im Durchschnitt kürzer ist als die von Kondensstreifen hinter Flugzeugen, die mit Kerosin angetrieben werden. Diese Effekte wirken der erhöhten Häufigkeit der Entstehung und Persistenz von Kondensstreifen entgegen, sodass Kondensstreifen von Flugzeugen alternativer Kraftstoffe letztendlich weniger klimawirksam sind als Kondensstreifen kerosinbetriebener Flugzeuge (Bock und Burkhardt, 2019; Teoh et al., 2022b).

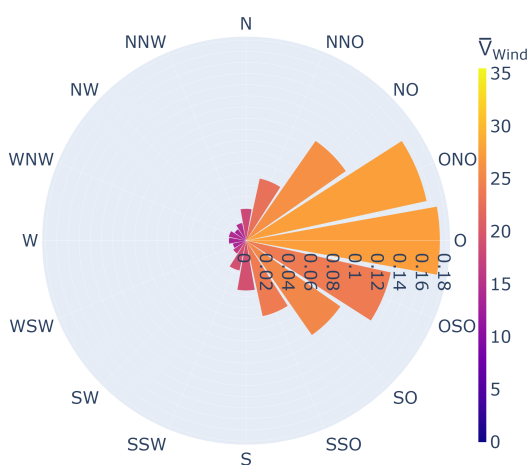
A Windrichtungen und -stärken der beiden analysierten Monate und der zwölf Monate unterschiedlicher Jahre

Um festzustellen, ob sich die beiden für die Analyse ausgewählten Monate (April und Mai 2024) hinsichtlich der Windstärke und -richtung von anderen Monaten, Jahreszeiten und Jahren unterscheiden, werden Winddaten von 12 Monaten aus 12 verschiedenen Jahren (Januar 2017, Februar 2014, März 2019, April 2022, Mai 2015, Juni 2024, Juli 2021, August 2018, September 2023, Oktober 2016, November 2013, Dezember 2020) für jeden dritten Tag auf 250 hPa im Untersuchungsgebiet herangezogen. Abbildung A.1 zeigt die Windrosen für jeden Monat, wobei die Länge jedes radialen Balkens die Häufigkeit einer Windrichtung und die Färbung die Durchschnittsgeschwindigkeit der Winde einer Richtung (in m s^{-1}) angibt. Es stellt sich heraus, dass die beiden ausgewählten Monate keine Ausnahmen in Bezug auf Windrichtung und -stärke bilden.

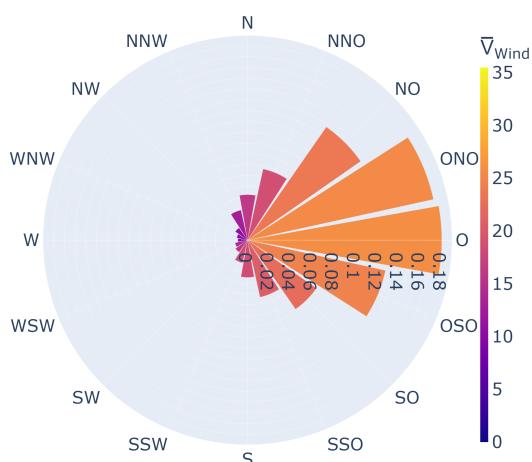




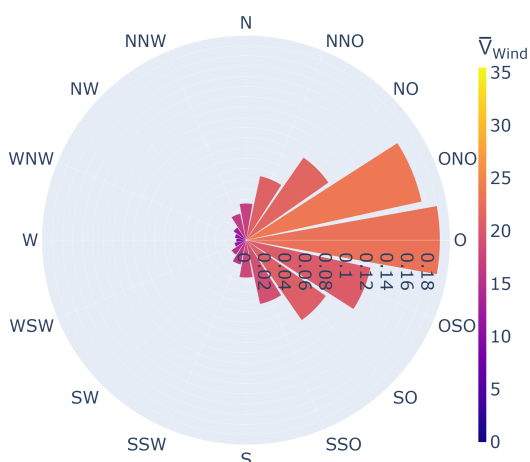
(e) März 2019.



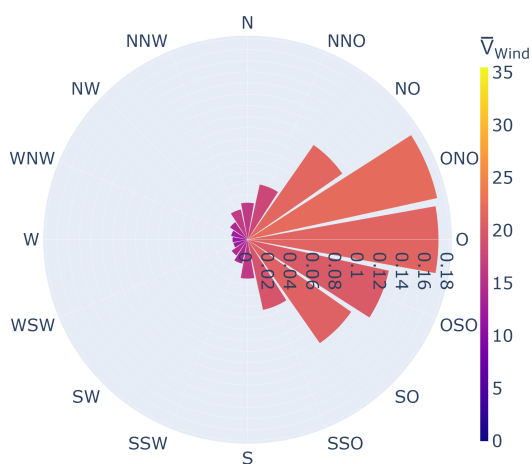
(f) April 2022.



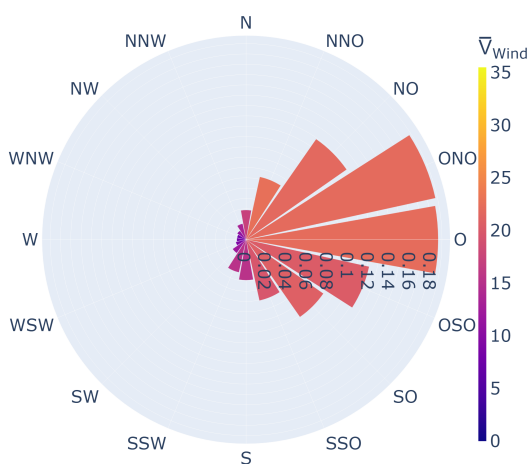
(g) Mai 2015.



(h) Juni 2024.



(i) Juli 2021.



(j) August 2018.

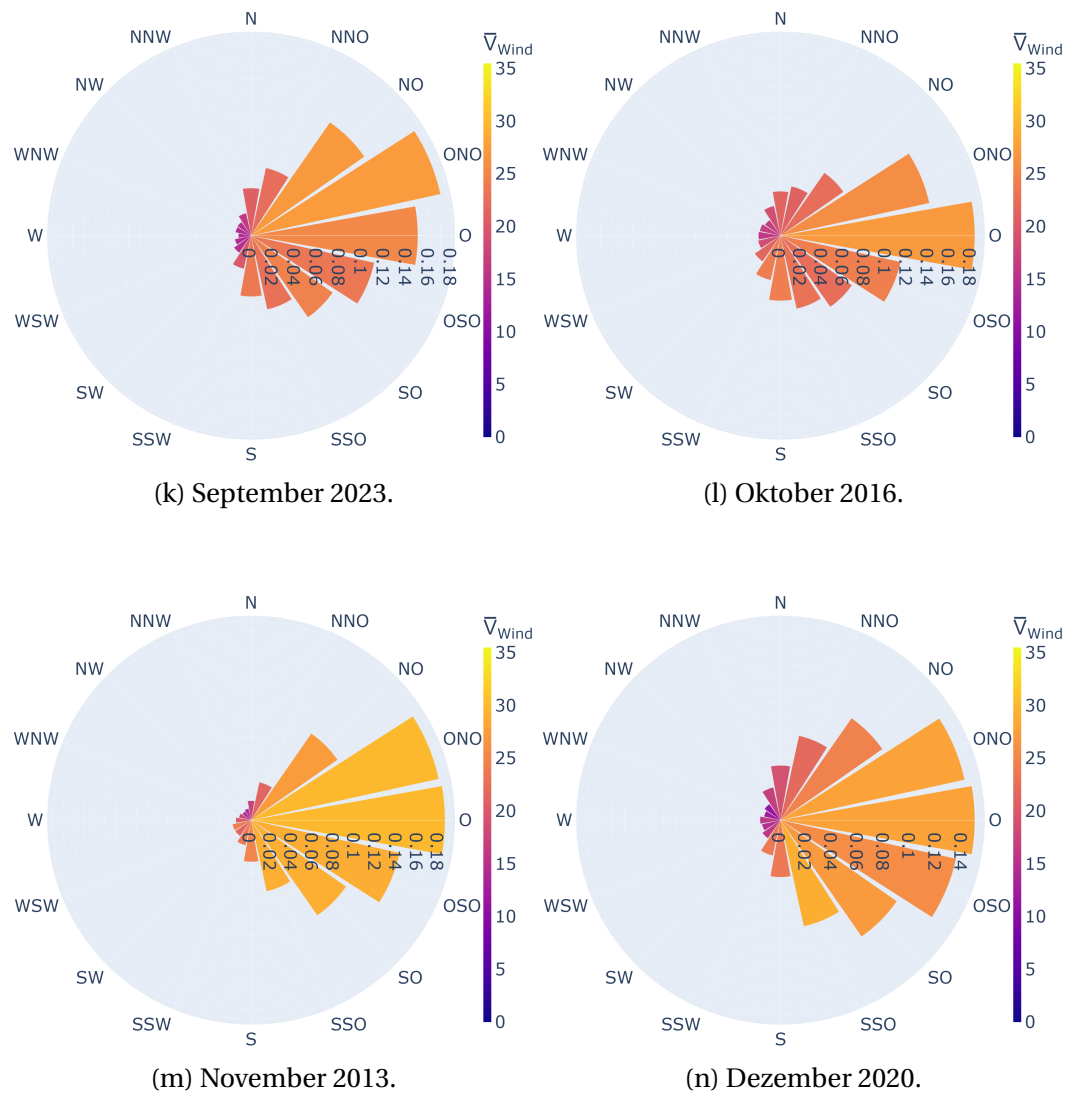


Abbildung A.1: Windrosen der beiden analysierten Monate in 2024 und der 12 Monate verschiedener Jahre. Die Durchschnittsgeschwindigkeit der Winde einer Richtung ist in m s^{-1} angegeben.

B Hu-Momente

Hu-Momente basieren auf normierten zentralen Momenten. Die allgemeine Formel für normierte zentrale Momente lautet:

$$\eta_{k,l} = \frac{\sum_x \sum_y PPC_{\text{prob}}(x, y) \cdot (x - x_{\text{COP}})^k \cdot (y - y_{\text{COP}})^l}{[\sum_x \sum_y PPC_{\text{prob}}(x, y)]^{1 + \frac{k+l}{2}}}. \quad (57)$$

Alle $\eta_{k,l}$, deren $k + l = 2$, beziehen sich auf die Einträge der Kovarianzmatrix Θ (siehe Gleichung 44).

Normierte zentrale Momente sind invariant gegenüber Translation und Skalierung. Der Vorteil der sieben Hu-Momente ist, dass sie invariant gegenüber Translation, Skalierung und Rotation sind. Die ersten sechs Hu-Momente sind auch invariant gegenüber Spiegelung; Beim siebten Hu-Moment ändert sich jedoch das Vorzeichen für Spiegelung. Die Hu-Momente können folgendermaßen berechnet werden (Prokop und Reeves, 1992; Huang und Leng, 2010; Mallick und Bapat, 2018):

$$h_1 = \eta_{20} + \eta_{02} \quad (58)$$

$$h_2 = (\eta_{20} - \eta_{02})^2 + 4 \cdot \eta_{11}^2 \quad (59)$$

$$h_3 = (\eta_{30} - 3 \cdot \eta_{12})^2 + (3 \cdot \eta_{21} - \eta_{03}^2) \quad (60)$$

$$h_4 = (\eta_{30} + \eta_{12})^2 + (\eta_{21} + \eta_{03})^2 \quad (61)$$

$$h_5 = (\eta_{30} - 3 \cdot \eta_{12}) \cdot (\eta_{30} + \eta_{12}) \cdot [(\eta_{30} + \eta_{12})^2 - 3 \cdot (\eta_{21} + \eta_{03})^2] + \quad (62)$$

$$+ (3 \cdot \eta_{21} - \eta_{03}) \cdot (\eta_{21} + \eta_{03}) \cdot [3 \cdot (\eta_{30} + \eta_{12})^2 - (\eta_{21} + \eta_{03})^2] \quad (63)$$

$$h_6 = (\eta_{20} - \eta_{02}) \cdot [(\eta_{30} + \eta_{12})^2 - (\eta_{21} + \eta_{03})^2 + 4 \cdot \eta_{11} \cdot (\eta_{30} + \eta_{12}) \cdot (\eta_{21} + \eta_{03})] \quad (64)$$

$$h_7 = (3 \cdot \eta_{21} - \eta_{03}) \cdot (\eta_{30} + \eta_{12}) \cdot [(\eta_{30} + \eta_{12})^2 - 3 \cdot (\eta_{21} + \eta_{03})^2] + \quad (65)$$

$$+ (\eta_{30} - 3 \cdot \eta_{12}) \cdot (\eta_{21} + \eta_{03}) \cdot [3 \cdot (\eta_{30} + \eta_{12})^2 - (\eta_{21} + \eta_{03})^2]. \quad (66)$$

Da die sieben Hu-Momente unterschiedliche Größenordnungen haben und daher schwer vergleichbar sind, werden sie mit Hilfe einer Log-Transformation angepasst:

$$H_i = -\text{sgn}(h_i) \cdot \log(|h_i|). \quad (67)$$

Diese logarithmisch transformierten H_i werden dann kombiniert und es kann eine Differenz berechnet werden, die den Ähnlichkeitsunterschied zwischen zwei ISSRs (ISSR A und ISSR B) angibt:

$$D(A, B) = \sum_{i=1}^7 \left| \frac{1}{H_i^B} - \frac{1}{H_i^A} \right|. \quad (68)$$

Je kleiner $D(A, B)$ der beiden ISSRs ist, desto ähnlicher sind sich diese.

C Entfernungen auf Großkreisen

Die Entfernung zwischen zwei Punkten mit Längengraden $\lambda_{1,2}$ und Breitengraden $\varphi_{1,2}$ auf einer Kugel kann mit Hilfe der Gleichungen für eine Orthodrome bestimmt werden. Dies entspricht der kürzesten Verbindung zwischen zwei Punkten auf einer Kugel (siehe jedes Lehrbuch zur Navigation oder zur sphärischen Geometrie und Trigonometrie). Wenn $\lambda_{1,2}$ und $\varphi_{1,2}$ in Radiant angegeben sind und $\Delta_\lambda = |\lambda_1 - \lambda_2|$ ist, dann wird die Entfernung $d_{1,2}$ auf der Erdoberfläche wie folgt berechnet:

$$d_{1,2} = R \cdot \arccos [\sin(\varphi_1) \cdot \sin(\varphi_2) + \cos(\varphi_1) \cdot \cos(\varphi_2) \cdot \cos(\Delta_\lambda)], \quad (69)$$

wobei R der Erdradius von etwa 6373 km ist. Sind die Längen- und Breitengrade in Grad angegeben, müssen diese mit dem Faktor $\pi/180^\circ$ in Radiant umgerechnet werden.

Abkürzungsverzeichnis

ABI	Advanced Baseline Imager
aCCFs	Algorithmische Klimakostenfunktionen, algorithmic Climate Change Functions
AIRS	Atmospheric InfraRed Sounder
AMDAR	Aircraft Meteorological DATA Reporting to the weather centres
ANN	Künstliches neuronales Netz, Artificial Neural Network
CALIOP	Cloud-Aerosol Lidar with Orthogonal Polarization
CALIPSO	Cloud-Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observations
CCFs	Klimakostenfunktionen, Climate Change Functions
CDF(s)	Kumulative Verteilungsfunktion(en), Cumulative Distribution Function(s)
CH₄	Methan
COP(s)	Wahrscheinlichkeitsmittelpunkt(e), Centre(s) Of Probability
CO₂	Kohlenstoffdioxid
C3S	Copernicus Climate Change Service
ECMWF	Europäisches Zentrum für mittelfristige Wettervorhersage, European Centre for Medium-Range Weather Forecasts
EDA	Ensemble of Data Assimilations
EMAC	ECHAM/MESSy Atmospheric Chemistry
ERA5	ECMWF ReAnalysis (version 5)
ERF	Effektiver Strahlungsantrieb, Effective Radiative Forcing
ETS	Scorewert, Equitable Threat Score
FL	Flughöhen, Flight Levels
GAM	Generalisiertes additives Modell, Generalised Additive Model
GOES-16	Geostationary Operational Environmental Satellite
HA	Hauptachse
HEFA	Hydro-processed Esters and Fatty Acid
HRES	High RESolution
HTESSEL	Hydrology-Tiled ECMWF Scheme for Surface Exchanges over Land

ICON	ICOsahedral Nonhydrostatic
IFS	Integrated Forecast System
IRF	Instantaner Strahlungsantrieb, Instantaneous Radiative Forcing
ISS	Eisübersättigung, Ice SuperSaturation
$\overline{\text{ISS}}$	Keine Eisübersättigung, no Ice SuperSaturation
ISSR(s)	Eisübersättigte(s) Gebiet(e), Ice SuperSaturated Region(s)
ITCZ	Innertropische Konvergenzzone, Inter-Tropical Convergence Zone
KI	Künstliche Intelligenz
LH_2	Flüssiger Wasserstoff
MADE3	Modal Aerosol Dynamics model for Europe (version 3)
MCH	MOZAIC Capacitive Hygrometer
MOZAIC/IAGOS	Measurement of Ozone and Water Vapour by Airbus In-Service Aircraft/In-service Aircraft for a Global Observing System
NA	Nebenachse
NO_x	Stickoxide
PAMORE	PArallel MOdel data REtrieve from oracle databases
PC	Persistenter Kondensstreifen, Persistent Contrail
$\overline{\text{PC}}$	Kein persistenter Kondensstreifen, no Persistent Contrail
PDF(s)	Wahrscheinlichkeitsdichtefunktion(en), Probability Density Function(s)
RF	Strahlungsantrieb(skraft), Radiative Forcing
RMSE	Wurzel des mittleren quadratischen Fehlers, Root Mean Squared Error
SAC	Schmidt-Appleman-Kriterium
SAFs	Nachhaltige Flugkraftstoffe, Sustainable Aviation Fuels
SPK	Synthetic Paraffinic Kerosene
TOA	Obergrenze der Atmosphäre, Top Of Atmosphere
TPH	Tropopausenhöhe, TropoPause Height
WAM	Ozeanwellenmodell, WAVE Model
WAWFOR	World Aviation Weather FORecast

Abbildungsverzeichnis

1.1	Klimaeinflussgrößen der globalen Luftfahrt von 1940 bis 2018	2
2.1	Satellitenbilder zur Veranschaulichung der Kontraste zwischen Kondensstreifen und deren Untergrund im langwelligen und kurzwelligen Spektralbereich	7
2.2	Grafische Darstellung des SAC im T - e -Phasendiagramm	11
2.3	System aus einer kondensierten Phase, einer Dampfphase und einer Grenzfläche dazwischen zur Veranschaulichung von Sättigung, Übersättigung und Untersättigung.	13
2.4	Histogramm der normierten Vertikalgeschwindigkeiten von ISSR- und Nicht-ISSR-Fällen	15
2.5	Histogramm der normierten Divergenzen von ISSR- und Nicht-ISSR-Fällen	16
2.6	Histogramm der normierten Vortizitäten von ISSR- und Nicht-ISSR-Fällen	17
2.7	Wahrscheinlichkeitsdichtefunktionen für Situationen mit persistenten Kondensstreifen, mit stark wärmenden persistenten Kondensstreifen und ohne persistente Kondensstreifen	19
2.8	Vertikale, saisonale Verteilung von RH_i für Europa	21
2.9	Häufigkeit des Auftretens von Eisübersättigung in verschiedenen Druckniveaus	22
2.10	Bedeckung persistenter Kondensstreifen für verschiedene Jahreszeiten .	23
2.11	Vergleich der MOZAIC-Daten und der Daten von ERA5 hinsichtlich der Übereinstimmungen von jeweils $RH_{w,max}$ und von RH_i	29
2.12	Satellitenbild im Wasserdampfkanal zur Veranschaulichung der starken Gradienten des Feuchtefeldes in der Atmosphäre	30
2.13	Vergleich der relativen Feuchte bezüglich Eis in ICON-EU und ERA5. . . .	30
3.1	Flugrouten der MOZAIC/IAGOS-Flüge vom 01.01.1994 bis 01.04.2019 . .	34
4.1	Grafische Darstellung der Logits der einzelnen Proxys	47
4.2	Veranschaulichung der Korrelationen der dynamischen Größen	50
4.3	Bedingte Wahrscheinlichkeitsdichtefunktionen der Analyse der Feuchtigkeitsüberlappung	58
4.4	Quantile-Mapping-Methode angewandt auf $RH_{i,ERA5}$	59
4.5	PDFs bedingter Wahrscheinlichkeitsdichten nach Anwendung verschiedener Feuchtekorekturen	61
5.1	Karte einer Beispielsituation mit farbig markierten zusammenhängenden $PPC = 1$ -Gebieten	70
5.2	Veranschaulichung der ermittelten Eigenschaften von ISSRs zur Berechnung derer Kinematik	70
5.3	Histogramme der Pseudogeschwindigkeiten der ISSRs und der Windgeschwindigkeiten	71
5.4	Kumulative Verteilungsfunktionen der ISSR-Geschwindigkeiten und der Windgeschwindigkeiten aus den Daten von April und Mai 2024 auf einem Weibull-Papier	72
5.5	Kumulative Verteilungsfunktionen der Winde verschiedener Monate und Jahre auf einem Weibull-Papier	73
5.6	Histogramm der Geschwindigkeitsdifferenzen zwischen ISSRs und der Winde	74

5.7	Zweidimensionales Histogramm der ISSR-Geschwindigkeiten und der Windgeschwindigkeiten	75
5.8	Kumulative Verteilungsfunktionen $F_{V_{\text{ISSR}}}$ und $F_{V_{\text{Wind}}}$	76
5.9	Synoptische Situation des Falls mit der größten Geschwindigkeitsdifferenz zwischen der ISSR-Bewegung und dem Wind	77
5.10	Histogramme der Bewegungsrichtung der ISSRs und der Winde an den COPs der ISSRs	78
5.11	Zweidimensionales Histogramm der Bewegungsrichtung von ISSRs und von den Winden an den ISSR-COPs	79
5.12	Histogramm der Winkel zwischen den ISSR-Bewegungen und den Windvektoren	79
5.13	Histogramm der Rotationsgeschwindigkeit (Winkelgeschwindigkeit) von ISSRs	80
5.14	Sedimentationszeitskala für Kondensstreifen	85
5.15	Synoptische Zeitskala für Kondensstreifen	86
5.16	Wetterkarte für das erste Fallbeispiel (18. April 2024)	88
5.17	Darstellung der Trajektorien für den 18./19. April 2024	89
5.18	Überlebensfunktion der Punkte innerhalb ISSRs mit linearem Fit auf einem Weibull-Papier von der Situation vom 18./19. April 2024	90
5.19	Wetterkarte für das zweite Fallbeispiel (1. Mai 2024)	91
5.20	Darstellung der Trajektorien für den 1./2. Mai 2024	91
5.21	Überlebensfunktion der Punkte innerhalb ISSRs mit linearem Fit auf einem Weibull-Papier von der Situation vom 1./2. Mai 2024	92
5.22	Wetterkarte für das dritte Fallbeispiel (24. Mai 2024)	93
5.23	Darstellung der Trajektorien für den 24./25. Mai 2024	93
5.24	Überlebensfunktion der Punkte innerhalb ISSRs mit linearem Fit auf einem Weibull-Papier von der Situation vom 24./25. Mai 2024	94
5.25	Kombinierte Zeitskala für Kondensstreifen	98
6.1	T - e -Phasendiagramm für den isobaren Mischvorgang von Abgasen mit der Umgebungsluft für mit Kerosin und mit alternativen Treibstoffen betriebenen Flugzeuge	104
6.2	Relative Zunahme der Fälle persistenter Kondensstreifen für alternative Treibstoffe im Vergleich zu Kerosin für MOZAIC/IAGOS-Daten, originale und modifizierte ERA5-Daten	106
7.1	Streudiagramme zum Vergleich der Feuchten von MOZAIC/IAGOS mit den originalen ERA5-Feuchten und mit Feuchtekorrekturen	112
A.1	Windrosen der beiden analysierten Monate in 2024 und der 12 Monate verschiedener Jahre	119

Tabellenverzeichnis

3.1	Kurzbeschreibung der verwendeten Parameter von ERA5	38
4.1	Erwartungswerte der absoluten Logits und deren Mittelwerte für verschiedene Proxys	48
4.2	Kombinationsmatrix der Mutual Information	51
4.3	Kontingenztafel für die Berechnung des ETS	53
4.4	Regressionsergebnisse	54
4.5	ETS-Ergebnisse der Analyse der Feuchtigkeitsüberlappung	58
4.6	Regressionsergebnisse mit Verwendung der korrigierten Feuchten	60
7.1	Kontingenztafel für die ISS-Vorhersage von $RHi_{M/I}$ durch RHi_{ERA5}	111
7.2	Kontingenztafel für die ISS-Vorhersage von $RHi_{M/I}$ durch RHi_{QM}	111
7.3	Kontingenztafel für die ISS-Vorhersage von $RHi_{M/I}$ durch RHi_{TEOH}	111
7.4	Kontingenztafel für die Vorhersage potentieller persistenter Kondensstreifen der Beobachtung unter Verwendung des besten GAMs	111

Literaturverzeichnis

- Alraddawi, D., Keckhut, P., Mandija, F., Sarkissian, A., Pietras, C., Dupont, J.-C., Farah, A., Hauchecorne, A., und Porteneuve, J. (2025). Calibration of Upper Air Water Vapour Profiles Using the IPRAL Raman Lidar and ERA5 Model Results and Comparison to GRUAN Radiosonde Observations. *Atmosphere*, 16(3). <https://doi.org/10.3390/atmos16030351>.
- Amin, R. und Alam, S. (2015). A Heuristic Search Approach to Find Contrail Avoidance Flight Routes. In Pfahringer, B. und Renz, J., Herausgeber, *AI 2015: Advances in Artificial Intelligence*, Seiten 14–20, Cham. Springer International Publishing. https://doi.org/10.1007/978-3-319-26350-2_2.
- Anderson, B., Beyersdorf, A., Hudgins, C., Plant, J., Thornhill, K., Winstead, E., Ziemba, L., Howard, R., Corporan, E., Miake-Lye, R., Herndon, S., Timko, M., Woods, E., Dodds, W., Lee, B., Santoni, G., Whitefield, P., Hagen, D., Lobo, P., Knighton, W., Bulzan, D., Tacina, K., Wey, C., Wal, R. V., Bhargava, A., Kinsey, J., und Liscinsky, D. (2011). Alternative Aviation Fuel Experiment (AAFEX). Technischer Bericht NASA/TM–2011-217059. <https://ntrs.nasa.gov/citations/20110007202>. Letzter Aufruf: Dezember 2024.
- Appleman, H. (1953). The formation of exhaust condensation trails by jet aircraft. *Bull. Amer. Met. Soc.*, 34:14–20. <https://doi.org/10.1175/1520-0477-34.1.14>.
- Bakan, S., Betancor, M., Gayler, V., und Graßl, H. (1994). Contrail frequency over Europe from NOAA–satellite images. *Ann. Geophys.*, 12:962–968. <https://doi.org/10.1007/s00585-994-0962-y>.
- Bickel, M. (2023). *Climate Impact of Contrail Cirrus*. Dissertation, Ludwig-Maximilians-Universität München. <https://doi.org/10.57676/mzmg-r403>.
- Bier, A. und Burkhardt, U. (2019). Variability in contrail ice nucleation and its dependence on soot number emissions. *J. Geophys. Res.*, 124:3384–3400. <https://doi.org/10.1029/2018JD029155>.
- Bier, A., Burkhardt, U., und Bock, L. (2017). Synoptic control of contrail cirrus lifecycles and their modification due to reduced soot number emissions. *J. Geophys. Res.*, 122:11584–11603. <https://doi.org/10.1002/2017JD027011>.
- Bier, A., Unterstrasser, S., Zink, J., Hillenbrand, D., Jurkat-Witschas, T., und Lottermoser, A. (2024). Contrail formation on ambient aerosol particles for aircraft with hydrogen combustion: a box model trajectory study. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 24(4):2319–2344. <https://doi.org/10.5194/acp-24-2319-2024>.
- Blot, R., Nedelec, P., Boulanger, D., Wolff, P., Sauvage, B., Cousin, J.-M., Athier, G., Zahn, A., Obersteiner, F., Scharffe, D., Petetin, H., Bennouna, Y., Clark, H., und Thouret, V. (2021). Internal consistency of the IAGOS ozone and carbon monoxide measurements for the last 25 years. *Atmospheric Measurement Techniques*, 14(5):3935–3951. <https://doi.org/10.5194/amt-14-3935-2021>.
- Bock, L. und Burkhardt, U. (2016). The temporal evolution of a long-lived contrail cirrus cluster: Simulations with a global climate model: CONTRAIL CIRRUS EVOLUTION IN A GCM. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 121:3548–3565. <https://doi.org/10.1002/2015JD024475>.

- Bock, L. und Burkhardt, U. (2019). Contrail cirrus radiative forcing for future air traffic. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 19:8163–8174. <https://doi.org/10.5194/acp-19-8163-2019>.
- Bott, A. (2012). *Synoptische Meteorologie: Methoden der Wetteranalyse und- Prognose*. Springer, Berlin/Heidelberg, Germany. ISBN: 978-3-642-25121-4.
- Bräuer, T., Voigt, C., Sauer, D., Kaufmann, S., Hahn, V., Scheibe, M., Schlager, H., Huber, F., Clercq, P. L., Moore, R., und Anderson, B. (2021). Reduced ice number concentrations in contrails from low-aromatic biofuel blends. *Atmos. Chem. Phys.*, 21:16817–16826. <https://doi.org/10.5194/acp-21-16817-2021>.
- Burkhardt, U., Bock, L., und Bier, A. (2018). Mitigating the contrail cirrus climate impact by reducing aircraft soot number emissions. *npj Climate and Atmospheric Science*, 37:1–7. <https://doi.org/10.1038/s41612-018-0046-4>.
- Busen, R. und Schumann, U. (1995). Visible contrail formation from fuels with different sulfur contents. *Geophys. Res. Lett.*, 22:1357–1360. <https://doi.org/10.1029/95GL01312>.
- Caiazzo, F., Agarwal, A., Speth, R., und Barrett, S. (2017). Impact of biofuels on contrail warming. *Environ. Res. Lett.*, 12(11):114013. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/aa893b>.
- Campbell, S., Neogi, N., und Bragg, M. (2009). An operational strategy for persistent contrail mitigation. In *9th ALAA Aviation Technology, Integration, and Operations Conference (ATIO) and Aircraft Noise and Emissions Reduction Symposium (ANERS)*, Hilton Head, SC, USA, 21. – 23. September 2009, Seite 6983. <https://doi.org/10.2514/6.2009-6983>.
- Carella, G., Vrac, M., Brogniez, H., Yiou, P., und Chepfer, H. (2020). Statistical downscaling of water vapour satellite measurements from profiles of tropical ice clouds. *Earth System Science Data*, 12(1):1–20. <https://doi.org/10.5194/essd-12-1-2020>.
- Copernicus Climate Change Service, C. D. S. (2023a). ERA5 hourly data on pressure levels from 1940 to present. Copernicus Climate Change Service (C3S) Climate Data Store (CDS). <https://doi.org/10.24381/cds.bd0915c6>. Letzter Aufruf: März 2025.
- Copernicus Climate Change Service, C. D. S. (2023b). ERA5 hourly data on single levels from 1940 to present. Copernicus Climate Change Service (C3S) Climate Data Store (CDS). <https://doi.org/10.24381/cds.adbb2d47>. Letzter Aufruf: März 2025.
- Copernicus Climate Change Service (C3S) (2017). ERA5: Fifth generation of ECMWF atmospheric reanalyses of the global climate. Copernicus Climate Change Service Climate Data Store (CDS). <https://cds.climate.copernicus.eu/cdsapp#!/home>. Letzter Aufruf: Januar 2024.
- Corti, T. und Peter, T. (2009). A simple model for cloud radiative forcing. *Atmos. Chem. Phys.*, 9:5751–5758. <https://doi.org/10.5194/acp-9-5751-2009>.
- DATAtab Team (2025). DATAtab: Online Statistics Calculator. DATAtab e.U. Graz, Austria. <https://datatab.de/tutorial/pearson-korrelation>. Letzter Aufruf: Januar 2025.

- Dietmüller, S., Matthes, S., Dahlmann, K., Yamashita, H., Simorgh, A., Soler, M., Linke, F., Lührs, B., Meuser, M. M., Weder, C., Grewe, V., Yin, F., und Castino, F. (2023). A Python library for computing individual and merged non-CO₂ algorithmic climate change functions: CLIMaCCF V1.0. *Geoscientific Model Development*, 16(15):4405–4425. <https://doi.org/10.5194/gmd-16-4405-2023>.
- Dietz, S. (2012). Untersuchung charakteristischer Lebenszyklen von eisübersättigten Regionen in der oberen Troposphäre. Masterarbeit, Universität Innsbruck. <https://diglib.uibk.ac.at/ulbtirolhs/download/pdf/375792>.
- Dixon, J. und Swift, R. (1984). The directional variation of wind probability and Weibull speed parameters. *Atmospheric Environment (1967)*, 18(10):2041–2047. [https://doi.org/10.1016/0004-6981\(84\)90190-2](https://doi.org/10.1016/0004-6981(84)90190-2).
- Duda, D. und Minnis, P. (2009a). Basic Diagnosis and Prediction of Persistent Contrail Occurrence Using High-Resolution Numerical Weather Analyses/Forecasts and Logistic Regression. Part I: Effects of Random Error. *J. Appl. Meteorol. Climatol.*, 48(9):1780–1789. <https://doi.org/10.1175/2009JAMC2056.1>.
- Duda, D. und Minnis, P. (2009b). Basic Diagnosis and Prediction of Persistent Contrail Occurrence Using High-Resolution Numerical Weather Analyses/Forecasts and Logistic Regression. Part II: Evaluation of Sample Models. *J. Appl. Meteorol. Climatol.*, 48(9):1790–1802. <https://doi.org/10.1175/2009JAMC2057.1>.
- Dutton, J. (1986). *The Ceaseless Wind: An Introduction to the Theory of Atmospheric Motion*. Dover books on earth sciences. Dover Publications. ISBN: 9780486650968.
- DWD (2024). PARallel MOdel data RETrieve from Oracle databases. <https://www.dwd.de/DE/leistungen/pamore/pamore.html>. Letzter Aufruf: Dezember 2024.
- ECMWF (2024). ERA5: data documentation. <https://confluence.ecmwf.int/display/CKB/ERA5%3A+data+documentation>. Letzter Aufruf: November 2024.
- Engberg, Z., Teoh, R., Abbott, T., Dean, T., Stettler, M. E. J., und Shapiro, M. L. (2025). Forecasting contrail climate forcing for flight planning and air traffic management applications: the CocipGrid model in pycontrails 0.51.0. *Geoscientific Model Development*, 18:253–286. <https://doi.org/10.5194/gmd-18-253-2025>.
- EUMETSAT (2023). Wetterzentrale. <https://www.wetterzentrale.de>. Letzter Aufruf: September 2024.
- Fichter, C., Marquart, S., Sausen, R., und Lee, D. S. (2005). The impact of cruise altitude on contrails and related radiative forcing. *Meteorologische Zeitschrift*, 14:563–572. <https://doi.org/10.1127/0941-2948/2005/0048>.
- Frömming, C., Grewe, V., Brinkop, S., Jöckel, P., Haslerud, A., Rosanka, S., van Manen, J., und Matthes, S. (2021). Influence of weather situation on non-CO₂ aviation climate effects: the REACT4C climate change functions. *Atmospheric Chemistry and Physics (ACP)*, 21(11):9151–9172. <https://doi.org/10.5194/acp-21-9151-2021>.
- Gierens, K. (2010). *Contrails and Contrail Cirrus*, Seiten 3683–3694. John Wiley & Sons Ltd. <https://doi.org/10.1002/9780470686652.eae352>.

- Gierens, K. (2021a). Theory of Contrail Formation for Fuel Cells. *Aerospace*, 8:164. <https://doi.org/10.3390/aerospace8060164>.
- Gierens, K., Braun-Unkhoff, M., Le Clercq, P., Plohr, M., Schlager, H., und Wolters, F. (2016). Condensation trails from biofuels/kerosene blends scoping study. <https://ec.europa.eu/energy/sites/ener/files/documents/Contrails-from-biofuels-scoping-study-final-report.pdf>.
- Gierens, K. und Brinkop, S. (2002). A model for the horizontal exchange between ice-supersaturated regions and their surrounding area. *Theor. Appl. Climatol.*, 71:129–140. <https://doi.org/10.1007/s007040200000>.
- Gierens, K. und Brinkop, S. (2012). Dynamical characteristics of ice supersaturated regions. *Atmos. Chem. Phys.*, 12:11933–11942. <https://doi.org/10.5194/acp-12-11933-2012>.
- Gierens, K. und Dilger, F. (2013). A climatology of formation conditions for aerodynamic contrails. *Atmos. Chem. Phys.*, 13:10847–10857. <https://doi.org/10.5194/acp-13-10847-2013>.
- Gierens, K. und Eleftheratos, K. (2017). Technical Note: On the intercalibration of HIRS channel 12 brightness temperatures following the transition from HIRS 2 to HIRS 3/4 for ice saturation studies. *Atmos. Meas. Tech.*, 10:681–693. <https://doi.org/10.5194/amt-2016-289>.
- Gierens, K. und Eleftheratos, K. (2020). The contribution and weighting functions of radiative transfer — theory and application to the retrieval of upper-tropospheric humidity. *Meteorol. Z.*, 29:10 pp. <https://doi.org/10.1127/metz/2020/0985>.
- Gierens, K., Matthes, S., und Rohs, S. (2020a). How well can persistent contrails be predicted? *Aerospace*, 7:169. <https://doi.org/10.3390/aerospace7120169>.
- Gierens, K. und Spichtinger, P. (2000). On the size distribution of ice-supersaturated regions in the upper troposphere and lowermost stratosphere. *Ann. Geophys.*, 18:499–504. <https://doi.org/10.1007/s00585-000-0499-7>.
- Gierens, K., Spichtinger, P., und Schumann, U. (2012). Ice supersaturation. In Schumann, U., Herausgeber, *Atmospheric Physics. Background — Methods — Trends*, Kapitel 9, Seiten 135–150. Springer, Heidelberg, Germany. ISBN: 978-3-642-30182-7.
- Gierens, K. und Vázquez-Navarro, M. (2018). Statistical analysis of contrail lifetimes from a satellite perspective. *Meteorol. Z.*, 27:183–193. <https://doi.org/10.1127/metz/2018/0888>.
- Gierens, K., Wilhelm, L., Hofer, S., und Rohs, S. (2022). The effect of ice supersaturation and thin cirrus on lapse rates in the upper troposphere. *Atmos. Chem. Phys.*, 22:7699–7712. <https://doi.org/10.5194/acp-22-7699-2022>.
- Gierens, K., Wilhelm, L., Sommer, M., und Weaver, D. (2020b). On ice supersaturation over the Arctic. *Meteorol. Z.*, 29:10 pp. <https://doi.org/10.1127/metz/2020/1012>.

- Gierens, K. M. (2018). Statistics of potential radiative forcing of persistent contrails. Diese Arbeit wurde im Rahmen einer informellen Arbeitsgruppe "Contrail Avoidance Group" der Greener by Design Initiative der Royal Aeronautical Society erstellt. Die Ergebnisse wurden am 9. Oktober 2018 bei einem Workshop in Gatwick vorgetragen. <https://elib.dlr.de/148570/>. Letzter Aufruf: Dezember 2024.
- Gierens, K. M. (2021b). Contrail Statistics, Big Hits and Predictability. In *RAeS Conference: Mitigating the climate impact of non-CO₂ – Aviation's low-hanging fruit*. <https://elib.dlr.de/141532/>.
- Goff, J. und Gratch, S. (1946). Low-pressure properties of water from -160 to 212 F. Technischer Bericht 52, p. 95–122, Amer. Soc. Heating and Ventilation, New York, USA. <https://lmy.de/gSUNd>.
- Grewe, V., Champougny, T., Matthes, S., Frömming, C., Brinkop, S., Soevde, A., Irvine, E. A., und Halscheidt, L. (2014). Reduction of the air traffic's contribution to climate change: A REACT4C case study. *Atmospheric Environment*, 94:616–625. <https://doi.org/10.1016/j.atmosenv.2014.05.059>.
- Grewe, V., Gangoli, A. R., Gronstedt, T., Xisto, C., Linke, F., Melkert, J., Middel, J., Ohlenforst, B., Blakey, S., Christie, S., Matthes, S., und Dahlmann, K. (2021). Evaluating the climate impact of aviation emission scenarios towards the Paris agreement including COVID-19 effects. *Nature Communications*, 12. <https://doi.org/10.1038/s41467-021-24091-y>.
- Haywood, J. M., Allan, R. P., Bornemann, J., Forster, P. M., Francis, P. N., Milton, S., Rädel, G., Rap, A., Shine, K. P., und Thorpe, R. (2009). A case study of the radiative forcing of persistent contrails evolving into contrail-induced cirrus. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 114(D24). <https://doi.org/10.1029/2009JD012650>.
- Haywood, J. M. und Shine, K. P. (1997). Multi-spectral calculations of the direct radiative forcing of tropospheric sulphate and soot aerosols using a column model. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 123(543):1907–1930. <https://doi.org/10.1002/qj.49712354307>.
- Helten, M., Smit, H., Kley, D., Ovarlez, J., Schlager, H., Baumann, R., Schumann, U., Nedelec, P., und Marenco, A. (1999). In-flight comparison of MOZAIC and POLINAT water vapor measurements. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 104(D21):26087–26096. <https://doi.org/10.1029/1999JD900315>.
- Helten, M., Smit, H. G. J., Sträter, W., Kley, D., Nedelec, P., Zöger, M., und Busen, R. (1998). Calibration and performance of automatic compact instrumentation for the measurement of relative humidity from passenger aircraft. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 103(D19):25643–25652. <https://doi.org/10.1029/98JD00536>.
- Hersbach, H., Bell, B., Berrisford, P., Biavati, G., Horányi, A., Muñoz Sabater, J., Nicolas, J., Peubey, C., Radu, R., Rozum, I., Schepers, D., Simmons, A., Soci, C., Dee, D., und Thépaut, J.-N. (2023a). ERA5 hourly data on pressure levels from 1940 to present. Copernicus Climate Change Service (C3S) Climate Data Store (CDS). <https://doi.org/10.24381/cds.bd0915c6>. Letzter Aufruf: März 2025.

- Hersbach, H., Bell, B., Berrisford, P., Biavati, G., Horányi, A., Muñoz Sabater, J., Nicolas, J., Peubey, C., Radu, R., Rozum, I., Schepers, D., Simmons, A., Soci, C., Dee, D., und Thépaut, J.-N. (2023b). ERA5 hourly data on single levels from 1940 to present. Copernicus Climate Change Service (C3S) Climate Data Store (CDS). <https://doi.org/10.24381/cds.adbb2d47>. Letzter Aufruf: März 2025.
- Hersbach, H., Bell, B., Berrisford, P., 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, M., 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. J., Hólm, E., Janisková, M., Keeley, S., Laloyaux, P., Lopez, P., Lupu, C., Radnoti, G., de Rosnay, P., Rozum, I., Vamborg, F., Villaume, S., und Thépaut, J.-N. (2020). The ERA5 global reanalysis. *Quart. J. Roy. Met. Soc.*, 146(730):1999–2049. <https://doi.org/10.1002/qj.3803>.
- Hofer, S. (2022). Vermeidung von Kondensstreifen: Ein erster Versuch in der Praxis. Masterarbeit, Ludwig-Maximilians-Universität München. <https://elib.dlr.de/190010/>.
- Hofer, S., Gierens, K., und Rohs, S. (2024a). Contrail formation and persistence conditions for alternative fuels. *Meteorologische Zeitschrift*, Seiten 1–7. <https://doi.org/10.1127/metz/2024/1178>.
- Hofer, S., Gierens, K., und Rohs, S. (2024b). How well can persistent contrails be predicted? An update. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 24(13):7911–7925. <https://doi.org/10.5194/acp-24-7911-2024>.
- Hofer, S. M. und Gierens, K. M. (2025a). Kinematic properties of regions that can involve persistent contrails over the North Atlantic and Europe during April and May 2024. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 25(13):6843–6856. <https://doi.org/10.5194/acp-25-6843-2025>.
- Hofer, S. M. und Gierens, K. M. (2025b). Synoptic and microphysical lifetime constraints for contrails. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 25(16):9235–9247. <https://doi.org/10.5194/acp-25-9235-2025>.
- Huang, Z. und Leng, J. (2010). Analysis of Hu’s moment invariants on image scaling and rotation. In *2010 2nd International Conference on Computer Engineering and Technology*, Band 7, Seiten V7–476–V7–480. <https://doi.org/10.1109/ICCET.2010.5485542>.
- Ihaka, R. und Gentleman, R. (1993). The R Project for Statistical Computing. The R Project for Statistical Computing. <https://www.r-project.org/>. Letzter Aufruf: Januar 2024.
- IPCC (2013). *Climate Change 2013 – The Physical Science Basis: Working Group I Contribution to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press. Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 1535 pp. <https://doi.org/10.1017/CBO9781107415324>.
- IPCC (2018). *Global Warming of 1.5°C. An IPCC Special Report on the impacts of global warming of 1.5°C above pre-industrial levels and related global greenhouse gas emission pathways, in the context of strengthening the global response to the threat*

of climate change, sustainable development, and efforts to eradicate poverty. Cambridge University Press. Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 616 pp. <https://doi.org/10.1017/9781009157940>.

James, G., Witten, D., Hastie, T., und Tibshirani, R. (2013). *An Introduction to Statistical Learning with Applications in R*. Springer New York. ISBN: 978-1-4614-7138-7 (eBook).

Jung, C. und Schindler, D. (2019). Wind speed distribution selection – A review of recent development and progress. *Renewable and Sustainable Energy Reviews*, 114:109290. <https://doi.org/10.1016/j.rser.2019.109290>.

Kärcher, B. (2017). Cirrus Clouds and Their Response to Anthropogenic Activities. *Current Climate Change Reports*, 3:45–57. <https://doi.org/10.1007/s40641-017-0060-3>.

Kärcher, B. (2018). Formation and Radiative Forcing of Contrail Cirrus. *Nature Communications*, 9:1824/1–17. <https://doi.org/10.1038/s41467-018-04068-0>.

Kärcher, B., Burkhardt, U., Bier, A., Bock, L., und Ford, I. (2015). The Microphysical Pathway to Contrail Formation. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 120:7893–7927. <https://doi.org/10.1002/2015JD023491>.

Kärcher, B. und Yu, F. (2009). Role of aircraft soot emissions in contrail formation. *Geophys. Res. Lett.*, 36:L01804, doi:10.1029/2008GL036649. <https://doi.org/10.1029/2008GL036649>.

Kästner, M., Meyer, R., und Wendling, P. (1999). Influence of weather conditions on the distribution of persistent contrails. *Meteorol. Appl.*, 6:261–271. <https://doi.org/10.1017/S1350482799001231>.

Kiss, P. (2024). Das Zeitalter der KI-Wettervorhersagen beginnt. <https://www.tagesschau.de/wissen/technologie/wettervorhersage-ki-102.html>. Letzter Aufruf: Dezember 2024.

Kley, D., Russell III, J.M., und Phillips, C. (Eds.) (2000). SPARC Assessment of Upper Tropospheric and Stratospheric Water Vapour. SPARC Report No. 2:217-220, WCRP – 113, WMO/TD – No. 1043. Available at www.sparc-climate.org/publications/sparc-reports/. Letzter Aufruf: Dezember 2024.

Klug, H. und Ponater, M. (2001). Impact of Hydrogen Fuels on Contrails and Radiative Forcing. In Schumann, U. und Amanatidis, G., Herausgeber, *Aviation, Aerosols, Contrails and Cirrus Clouds (A2C3)*, Air Pollution Research Report 74, Seiten 262–265. LIDO-Berichtsjahr=2002, monograph_id=EUR 19428. <https://elib.dlr.de/9515/>. Letzter Aufruf: Dezember 2024.

Köhler, C. G. und Seifert, A. (2015). Identifying sensitivities for cirrus modelling using a two-moment two-mode bulk microphysics scheme. *Tellus B: Chemical and Physical Meteorology*, 67(1):24494. <https://doi.org/10.3402/tellusb.v67.24494>.

Koop, T., Luo, B., Tsias, A., und Peter, T. (2000). Water activity as the determinant for homogeneous ice nucleation in aqueous solutions. *Nature*, 406:611–614. <https://doi.org/10.1038/35020537>.

Krämer, M., Rolf, C., Spelten, N., Afchine, A., Fahey, D., Jensen, E., Khaykin, S., Kuhn, T., Lawson, P., Lykov, A., Pan, L., Riese, M., Rollins, A., Stroh, F., Thornberry, T., Wolf, V., Woods, S., Spichtinger, P., Quaas, J., und Sourdeval, O. (2020). A microphysics guide to cirrus – Part 2: Climatologies of clouds and humidity from observations. *Atmos. Chem. Phys.*, 20:12569—12608.

Kraus, H. (2004). *Die Atmosphäre der Erde: Eine Einführung in die Meteorologie*. Springer-Verlag, 3.. Auflage. ISBN: 3-540-20656-6.

Lam, R., Sanchez-Gonzalez, A., Willson, M., Wirnsberger, P., Fortunato, M., Alet, F., Ravuri, S., Ewalds, T., Eaton-Rosen, Z., Hu, W., Merose, A., Hoyer, S., Holland, G., Vinyals, O., Stott, J., Pritzel, A., Mohamed, S., und Battaglia, P. (2023). Learning skillful medium-range global weather forecasting. *Science*, 382(6677):1416–1421. <https://doi.org/10.1126/science.adi2336>.

Lamquin, N., Stubenrauch, C., Gierens, K., Burkhardt, U., und Smit, H. (2012). A global climatology of upper-tropospheric ice supersaturation occurrence inferred from the Atmospheric Infrared Sounder calibrated by MOZAIC. *ACP*, 12:381–405. <https://doi.org/10.5194/acp-12-381-2012>.

Lee, D., Fahey, D., Skowron, A., Allen, M., Burkhardt, U., Chen, Q., Doherty, S., Freeman, S., Forster, P., Fuglestad, J., Gettelman, A., De León, R., Lim, L., Lund, M., Millar, R., Owen, B., Penner, J., Pitari, G., Prather, M., Sausen, R., und Wilcox, L. (2021). The contribution of global aviation to anthropogenic climate forcing for 2000 to 2018. *Atmos. Env.*, 244:117834. <https://doi.org/10.1016/j.atmosenv.2020.117834>.

Lee, D., Pitari, G., Grewe, V., Gierens, K., Penner, J., Petzold, A., Prather, M., Schumann, U., Bais, A., Berntsen, T., Iachetti, D., Lim, L., und Sausen, R. (2012). Transport impacts on atmosphere and climate: Aviation. *Atmos. Env.*, 44:4678–4734. <https://doi.org/10.1016/j.atmosenv.2009.06.005>.

Lewellen, D. (2014). Persistent Contrails and Contrail Cirrus. Part II: Full Lifetime Behavior. *J. Atmos. Sci.*, 71:4420–4438. <https://doi.org/10.1175/JAS-D-13-0317.1>.

Lister, D., Penner, J., Griggs, D., Houghton, J., Albritton, D., Begin, J., Bekebrede, G., Crayston, J., Davidson, O., Derwent, R., Dokken, D., Ellis, J., Fahey, D., Frederick, J., Friedl, R., Harris, N., Henderson, S., Hennigan, J., Isaksen, I., Jackman, C., Lewis, J., McFarland, M., Metz, B., Montgomery, J., Niedzwiecki, R., Prather, M., Ryan, K., Sabogal, N., Sausen, R., Schumann, U., Somerville, H., Sundararaman, N., Yihui, D., Wickrama, U., und Wesoky, H. (1999). *Aviation and the Global Atmosphere - Summary for Policymakers*. ISBN: 92-9169-111-9.

Lottermoser, A. und Unterstraßer, S. (2025). High-resolution modelling of early contrail evolution from hydrogen-powered aircraft. *EGUsphere*, 2025:1–33. <https://doi.org/10.5194/egusphere-2024-3859>.

Mallick, S. und Bapat, K. (2018). Shape Matching using Hu Moments (C++/Python). LearnOpenCV. <https://learnopencv.com/shape-matching-using-hu-moments-c-python/>. Letzter Aufruf: September 2024.

- Mannstein, H., Spichtinger, P., und Gierens, K. (2005). A note on how to avoid contrails. *Transportation Research Part D*, 10:421–426. <https://doi.org/10.1016/j.trd.2005.04.012>.
- Marenco, A., Thouret, V., Nedelec, P., Smit, H., Helten, M., Kley, D., Karcher, F., Simon, P., Law, K., Pyle, J., Poschmann, G., Wrede, R. V., Hume, C., und Cook, T. (1998). Measurement of ozone and water vapor by Airbus in-service aircraft: The MOZAIC airborne program, An overview. *J. Geophys. Res.*, 103:25631–25642. <https://doi.org/10.1029/98JD00977>.
- Marquart, S., Ponater, M., Mager, F., und Sausen, R. (2003). Future Development of Contrail Cover, Optical Depth, and Radiative Forcing: Impacts of Increasing Air Traffic and Climate Change. *Journal of Climate*, 16(17):2890–2904. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2003\)016<2890:FDOCCO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2003)016<2890:FDOCCO>2.0.CO;2).
- Marquart, S., Ponater, M., Ström, L., und Gierens, K. (2005). An upgraded estimate of the radiative forcing of cryoplane contrails. *Meteorol. Z.*, 14:573–582. <https://doi.org/10.1127/0941-2948/2005/0057>.
- Matthes, S., Lim, L., Burkhardt, U., Dahlmann, K., Dietmüller, S., Grewe, V., Haslerud, A. S., Hendricks, J., Owen, B., Pitari, G., Righi, M., und Skowron, A. (2021). Mitigation of Non-CO₂ Aviation's Climate Impact by Changing Cruise Altitudes. *Aerospace*, 8(36):1–20. This article belongs to the Special Issue Selected Papers from 3rd ECATS Conference on Making Aviation Environmentally Sustainable. <https://doi.org/10.3390/aerospace8020036>.
- McDonald, J. (1963). The saturation adjustment in numerical modelling of fog. *J. Atmos. Sci.*, 20:476–478. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1963\)020<0476:TSAINM>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1963)020<0476:TSAINM>2.0.CO;2).
- Megill, L. und Grewe, V. (2025). Investigating the limiting aircraft-design-dependent and environmental factors of persistent contrail formation. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 25(7):4131–4149. <https://doi.org/10.5194/acp-25-4131-2025>.
- Meijer, V. R., Eastham, S. D., Waitz, I. A., und Barrett, S. R. H. (2024). Contrail altitude estimation using GOES-16 ABI data and deep learning. *Atmospheric Measurement Techniques*, 17(20):6145–6162. <https://doi.org/10.5194/amt-17-6145-2024>.
- Minnis, P., Young, D., Nguyen, L., Garber, D., Jr., W. S., und Palikonda, R. (1998). Transformation of contrails into cirrus clouds during SUCCESS. *Geophys. Res. Lett.*, 25:1157–1160. <https://doi.org/10.1029/97GL03314>.
- Moore, R. H., Thornhill, K. L., Weinzierl, B., Sauer, D., D'Ascoli, E., Kim, J., Lichtenstern, M., Scheibe, M., Beaton, B., j. Beyersdorf, A., Bulzan, D., Corr, C. A., Crosbie, E., Jurkat, T., Martin, R., Riddick, D., Shook, M., Slover, G., Voigt, C., White, R., Winstead, E., Yasky, R., Ziemba, L. D., Brown, A., Schlager, H., und Anderson, B. E. (2017). Biofuel blending reduces particle emissions from aircraft engines at cruise conditions. *Nature*, 543:411–415. <https://doi.org/10.1038/nature21420>.
- Murphy, D. M. und Koop, T. (2005). Review of the vapour pressures of ice and supercooled water for atmospheric applications. *QJRMS*, 131:1539–1565. <https://doi.org/10.1256/qj.04.94>.

- Myhre, G. und Stordal, F. (2001). On the tradeoff of the solar and thermal infrared radiative impact of contrails. *Geophys. Res. Lett.*, 28:3119–3122. <https://doi.org/10.1029/2001GL013193>.
- Narciso, M. und de Sousa, J. (2021). Influence of Sustainable Aviation Fuels on the Formation of Contrails and Their Properties. *Energies*, 14(17):1–19. <https://doi.org/10.3390/en14175557>.
- Neis, P. (2017). *Water vapour in the UTLS — climatologies and transport*. Dissertation, Johannes Gutenberg-Universität Mainz, Germany. <http://doi.org/10.25358/openscience-2542>.
- Neis, P., Smit, H. G. J., Krämer, M., Spelten, N., und Petzold, A. (2015). Evaluation of the MOZAIC Capacitive Hygrometer during the airborne field study CIRRUS-III. *Atmospheric Measurement Techniques*, 8(3):1233–1243. <https://doi.org/10.5194/amt-8-1233-2015>.
- Ng, J. Y.-H., McCloskey, K., Cui, J., Meijer, V. R., Brand, E., Sarna, A., Goyal, N., Van Arsdale, C., und Geraedts, S. (2024). Contrail Detection on GOES-16 ABI With the Open-Contrails Dataset. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 62:1–14. <https://doi.org/10.1109/TGRS.2023.3345226>.
- Noppel, F. und Singh, R. (2007). Overview on Contrail and Cirrus Cloud Avoidance Technology. *J. Aircraft*, 44:1721–1726. <https://doi.org/10.2514/1.28655>.
- Nédélec, P., Blot, R., Boulanger, D., Athier, G., Cousin, J.-M., Gautron, B., Petzold, A., Volz-Thomas, A., und Thouret, V. (2015). Instrumentation on commercial aircraft for monitoring the atmospheric composition on a global scale: The IAGOS system, technical overview of ozone and carbon monoxide measurements. *Tellus B*, 67. <https://doi.org/10.3402/tellusb.v67.27791>.
- Penner, J., Lister, D., Griggs, D., Dokken, D., und McFarland, M., Herausgeber (1999). *Aviation and the global atmosphere*. Cambridge University Press for the Intergovernmental Panel on Climate Change. ISBN: 92-9169-.
- Petzold, A., Neis, P., Rütimann, M., Rohs, S., Berkes, F., Smit, H., Krämer, M., Spelten, N., Spichtinger, P., Nedelec, P., und Wahner, A. (2020). Ice-supersaturated air masses in the northern mid-latitudes from regular in situ observations by passenger aircraft: vertical distribution, seasonality and tropospheric fingerprint. *Atmos. Chem. Phys.*, 20:8157–8179. <https://doi.org/10.5194/acp-20-8157-2020>.
- Petzold, A., Thouret, V., Gerbig, C., Zahn, A., Brenninkmeijer, C., Gallagher, M., Hermann, M., Pontaud, M., Ziereis, H., Boulanger, D., Marshall, J., Nedelec, P., Smit, H., Friess, U., Flaud, J.-M., Wahner, A., Cammas, J.-P., Volz-Thomas, A., und IAGOS TEAM (2015). Global-scale atmosphere monitoring by in-service aircraft - current achievements and future prospects of the European Research Infrastructure IAGOS. *Tellus B: Chemical and Physical Meteorology*, 67(1):28452. <https://doi.org/10.3402/tellusb.v67.28452>.
- Plu, M. und Gierens, K. (2023). Session 1: What are contrails? In *Sustainable Skies Conference: Contrails in Focus*. <https://www.eurocontrol.int/event/sustainable-skies-conference-contrails-focus>. Letzter Aufruf: Januar 2024.

- Ponater, M., Pechtl, S., Sausen, R., Schumann, U., und Hüttig, G. (2006). Potential of the cryoplane technology to reduce aircraft climate impact: A state-of-the-art assessment. *Atmospheric Environment*, 40(36):6928–6944. <https://doi.org/10.1016/j.atmosenv.2006.06.036>.
- Ponsonby, J., King, L., Murray, B. J., und Stettler, M. E. J. (2024). Jet aircraft lubrication oil droplets as contrail ice-forming particles. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 24(3):2045–2058. <https://doi.org/10.5194/acp-24-2045-2024>.
- Press, W., Flannery, B., Teukolsky, S., und Vetterling, W. (1989). *Numerical recipes*. Cambridge University Press. ISBN: 0 521 38330 7.
- Prokop, R. und Reeves, A. (1992). A survey of moment-based techniques for unoccluded object representation and recognition. *CVGIP: Graphical Models and Image Processing*, 54(5):438–460. [https://doi.org/10.1016/1049-9652\(92\)90027-U](https://doi.org/10.1016/1049-9652(92)90027-U).
- Quaas, J., Gryspeerdt, E., Vautard, R., und Boucher, O. (2021). Climate impact of aircraft-induced cirrus assessed from satellite observations before and during COVID-19. *Environ. Res. Lett.*, 16:064051. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/abf686>.
- Rädler, A., Groenemeijer, P., Faust, E., und Sausen, R. (2018). Detecting Severe Weather Trends Using an Additive Regressive Convective Hazard Model (AR-CHaMo). *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 57:569–587. <https://doi.org/10.1175/JAMC-D-17-0132.1>.
- Rao, P., Yin, F., Grewe, V., Yamashita, H., Jöckel, P., Matthes, S., Mertens, M., und Frömming, C. (2022). Case Study for Testing the Validity of NO_x-Ozone Algorithmic Climate Change Functions for Optimising Flight Trajectories. *Aerospace*, 9(5):231. <https://doi.org/10.3390/aerospace9050231>.
- Reinert, D., Prill, F., Frank, H., Denhard, M., Baldauf, M., Schraff, C., Gebhardt, C., Marsigli, C., Förstner, J., Zängl, G., und Schlemmer, L. (2024). DWD Database Reference for the Global and Regional ICON and ICON-EPS Forecasting System, Version 2.3.1. Technischer bericht, Deutscher Wetterdienst (DWD). https://www.dwd.de/DWD/forschung/nwv/fepub/icon_database_main.pdf. Letzter Aufruf: April 2025.
- Righi, M., Hendricks, J., und Beer, C. G. (2021). Exploring the uncertainties in the aviation soot-cirrus effect. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 21(23):17267–17289. <https://doi.org/10.5194/acp-21-17267-2021>.
- Roedel, W. und Wagner, T. (2011). *Physik unserer Umwelt : die Atmosphäre*. Springer, Heidelberg [u.a.], 4. Auflage. ISBN: 978-3-642-15729-5.
- Rosenow, J., Fricke, H., Luchkova, T., und Schultz, M. (2018). Minimizing contrail formation by rerouting around dynamic ice-supersaturated regions. *Aeronautics and Aerospace Open Access Journal*, 2. <https://doi.org/10.15406/aaaj.2018.02.00039>.
- Rosenow, J., Förster, S., Lindner, M., und Fricke, H. (2016). Multi-objective trajectory optimization. *Internationales Verkehrswesen*, 68. <https://doi.org/10.24053/IV-2016-0109>.

- Sausen, R., Gierens, K., Ponater, M., und Schumann, U. (1998). A diagnostic study of the global distribution of contrails, Part I. Present day climate. *Theor. Appl. Climatol.*, 61:127–141. <https://doi.org/10.1007/s007040050058>.
- Sausen, R., Hofer, S. M., Gierens, K. M., Bugliaro Goggia, L., Ehrmanntraut, R., Sitova, I., Walczak, K., Burrige-Diesing, A., Bowman, M., und Miller, N. (2023). Can we successfully avoid persistent contrails by small altitude adjustments of flights in the real world? *Meteorologische Zeitschrift*. <https://doi.org/10.1127/metz/2023/1157>.
- Schmidt, E. (1941). Die Entstehung von Eisnebel aus den Auspuffgasen von Flugmotoren. *Schriften der deutschen Akademie der Luftfahrtforschung*, 44:1–15. <https://elib.dlr.de/107948/>.
- Schmitt, A. und Brunner, B. (1997). Emissions from aviation and their development over time. In Schumann, U., Chlond, A., Ebel, A., Kärcher, B., und Pak, H., Herausgeber, *Pollutants from Air Traffic - Results of Atmospheric Research 1993-1997*, Seiten 37–52. <https://api.semanticscholar.org/CorpusID:131808482>.
- Schumann, U. (1996). On conditions for contrail formation from aircraft exhausts. *Meteorol. Z.*, 5:4–23. <https://doi.org/10.1127/metz/5/1996/4>.
- Schumann, U. (2000). Influence of Propulsion Efficiency on Contrail Formation. *Aero-space Sci. Technol.*, 4:391–402. [https://doi.org/10.1016/S1270-9638\(00\)01062-2](https://doi.org/10.1016/S1270-9638(00)01062-2).
- Schumann, U. (2005). Formation, properties and climatic effects of contrails. *Comptes Rendus Physique*, 6:549–565. <https://doi.org/10.1016/j.crhy.2005.05.002>.
- Schumann, U., Arnold, F., Busen, R., Curtius, J., Kärcher, B., Kiendler, A., Petzold, A., Schlager, H., Schröder, F., und Wohlfrom, K. (2002). Influence of fuel sulfur on the composition of aircraft exhaust plumes: The experiments SULFUR 1–7. *J. Geophys. Res.*, 107:1–28. <https://doi.org/10.1029/2001JD000813>.
- Schumann, U., Mayer, B., Graf, K., und Mannstein, H. (2012). A parametric radiative forcing model for contrail cirrus. *J. Appl. Meteorol. Climatol.*, 51:1391–1406. <https://doi.org/10.1175/JAMC-D-11-0242.1>.
- Schumann, U., Penner, J. E., Chen, Y., Zhou, C., und Graf, K. (2015). Dehydration effects from contrails in a coupled contrail–climate model. *Atmos. Chem. Phys.*, 15:11179–11199. <https://doi.org/10.5194/acp-15-11179-2015>.
- Schumann, U., Poll, D., Teoh, R., Koelle, R., Spinielli, E., Molly, J., Koudis, G., Baumann, R., Bugliaro, L., Stettler, M., und Voigt, C. (2021). Air traffic and contrail changes over Europe during COVID-19: A model study. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 21(10):7429–7450. <https://doi.org/10.5194/acp-21-7429-2021>.
- Smit, H. G. J., Rohs, S., Neis, P., Boulanger, D., Krämer, M., Wahner, A., und Petzold, A. (2014). Technical Note: Reanalysis of upper troposphere humidity data from the MOZAIC programme for the period 1994 to 2009. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 14(23):13241–13255. <https://doi.org/10.5194/acp-14-13241-2014>.
- Sonntag, D. (1994). Advancements in the field of hygrometry. *Meteorologische Zeitschrift*, 3(2):51–66. <http://dx.doi.org/10.1127/metz/3/1994/51>.

- Sperber, D. P. und Gierens, K. M. (2023). Towards a more reliable forecast of ice supersaturation: concept of a one-moment ice-cloud scheme that avoids saturation adjustment. *Atmospheric Chemistry and Physics (ACP)*, 23:15609–15627. <https://doi.org/10.5194/acp-23-15609-2023>.
- Spichtinger, P. und Gierens, K. (2009). Modelling of cirrus clouds — Part 1a: Model description and validation. *Atmos. Chem. Phys.*, 9:685–706. <https://doi.org/10.5194/acp-9-685-2009>.
- Spichtinger, P., Gierens, K., Leiterer, U., und Dier, H. (2003a). Ice supersaturation in the tropopause region over Lindenberg, Germany. *Meteorol. Z.*, 12:143–156. <https://doi.org/10.1127/0941-2948/2003/0012-0143>.
- Spichtinger, P., Gierens, K., und Read, W. (2003b). The global distribution of ice-supersaturated regions as seen by the Microwave Limb Sounder. *Quart. J. Roy. Met. Soc.*, 129:3391–3410. <https://doi.org/10.1256/qj.02.141>.
- Spichtinger, P. und Leschner, M. (2016). Horizontal scales of ice-supersaturated regions. *Tellus B: Chemical and Physical Meteorology*, 68(1):29020. <https://doi.org/10.3402/tellusb.v68.29020>.
- Stenke, A. und Grewe, V. (2005). Simulation of stratospheric water vapor trends: impact on stratospheric ozone chemistry. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 5(5):1257–1272. <https://doi.org/10.5194/acp-5-1257-2005>.
- Ström, L. und Gierens, K. (2002). First simulations of cryoplane contrails. *J. Geophys. Res.*, 107:doi:10.1029/2001JD000838. <http://dx.doi.org/10.1029/2001JD000838>.
- Stuber, N., Forster, P., Rädel, G., und Shine, K. (2006). The importance of the diurnal and annual cycle of air traffic for contrail radiative forcing. *Nature*, 441:864–867. <http://dx.doi.org/10.1038/nature04877>.
- Sussmann, R. und Gierens, K. (2001). Differences in early contrail evolution of 2-engined versus 4-engined aircraft. Lidar measurements and numerical simulations. *J. Geophys. Res.*, 106:4899–4911. <https://doi.org/10.1029/2000JD900533>.
- Teoh, R., Engberg, Z., Schumann, U., Voigt, C., Shapiro, M., Rohs, S., und Stettler, M. E. J. (2024). Global aviation contrail climate effects from 2019 to 2021. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 24(10):6071–6093. <https://doi.org/10.5194/acp-24-6071-2024>.
- Teoh, R., Schumann, U., Gryspeerdt, E., Shapiro, M., Molloy, J., Koudis, G., Voigt, C., und Stettler, M. (2022a). Aviation contrail climate effects in the North Atlantic from 2016 to 2021. *Atmos. Chem. Phys.*, 22:10919–10935. <https://doi.org/10.5194/acp-22-10919-2022>.
- Teoh, R., Schumann, U., Majumdar, A., und Stettler, M. (2020). Mitigating the climate forcing of aircraft contrails by small-scale diversions and technology adoption. *Environ. Sci. Technol.*, 54:2941–2950. <https://doi.org/10.1021/acs.est.9b05608>.
- Teoh, R., Schumann, U., Voigt, C., Schripp, T., Shapiro, M., Engberg, Z., Molloy, J., Koudis, G., und Stettler, M. (2022b). Targeted Use of Sustainable Aviation Fuel to Maximize Climate Benefits. *Environmental Science & Technology*, 56:17246–17255. <https://doi.org/10.1021/acs.est.2c05781>.

- Testa, B., Durdina, L., Edebeli, J., Spirig, C., Anet, J., und Kanji, Z. (2022). Ice nucleating properties of aircraft turbine engine soot particles with respect to cirrus clouds formations. In *EGU General Assembly 2022*. Vienna, Austria, 23. - 27 Mai 2022, EGU22-1647. <https://doi.org/10.5194/egusphere-egu22-1647>.
- Thibault, Y. (2010). *Rotations in 2D and 3D discrete spaces*. Dissertation, Université Paris-Est. <https://pastel.hal.science/tel-00596947v1>.
- Tompkins, A., Gierens, K., und Rädcl, G. (2007). Ice supersaturation in the ECMWF Integrated Forecast System. *Quart. J. Roy. Met. Soc.*, 133:53–63. <https://doi.org/10.1002/qj.14>.
- Ungeheuer, F., van Pinxteren, D., und Vogel, A. L. (2021). Identification and source attribution of organic compounds in ultrafine particles near Frankfurt International Airport. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 21(5):3763–3775. <https://doi.org/10.5194/acp-21-3763-2021>.
- Unterstrasser, S. und Gierens, K. (2010a). Numerical simulations of contrail-to-cirrus transition – Part 1: An extensive parametric study. *Atmos. Chem. Phys.*, 10:2017–2036. <https://doi.org/10.5194/acp-10-2017-2010>.
- Unterstrasser, S. und Gierens, K. (2010b). Numerical simulations of contrail-to-cirrus transition – Part 2: Impact of initial ice crystal number, radiation, stratification, secondary nucleation and layer depth. *Atmos. Chem. Phys.*, 10:2037–2051. <https://doi.org/10.5194/acp-10-2037-2010>.
- Vali, G., DeMott, P. J., Möhler, O., und Whale, T. F. (2015). Technical Note: A proposal for ice nucleation terminology. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 15(18):10263–10270. <https://doi.org/10.5194/acp-15-10263-2015>.
- van Manen, J. und Grewe, V. (2019). Algorithmic climate change functions for the use in eco-efficient flight planning. *Transportation Research Part D: Transport and Environment*, 67:388–405. <https://doi.org/10.1016/j.trd.2018.12.016>.
- Verma, P. und Burkhardt, U. (2022). Contrail formation within cirrus: ICON-LEM simulations of the impact of cirrus cloud properties on contrail formation. *Atmos. Chem. Phys.*, 22:8819–8842. <https://doi.org/10.5194/acp-22-8819-2022>.
- Voigt, C., Kleine, J., Sauer, D., Moore, R., Bräuer, T., Clercq, P. L., Kaufmann, S., Scheibe, M., Jurkat-Witschas, T., Aigner, M., Bauder, U., Boose, Y., Borrmann, S., Crosbie, E., Diskin, G., DiGangi, J., Hahn, V., Heckl, C., Huber, F., Nowak, J., Rapp, M., Rauch, B., Robinson, C., Schripp, T., Shook, M., Winstead, E., Ziemba, L., Schlager, H., und Anderson, B. (2021). Cleaner burning aviation fuels can reduce contrail cloudiness. *Communications Earth & Environment*, 2(1):1–10. <https://doi.org/10.1038/s43247-021-00174-y>.
- von Bonhorst, G. (2025). Stability assessment of forecasts regarding ice supersaturation and persistent contrails. Masterarbeit, Ludwig-Maximilians Universität München. <https://elib.dlr.de/213011/>.
- Wais, P. (2017). A review of Weibull functions in wind sector. *Renewable and Sustainable Energy Reviews*, 70:1099–1107. <https://doi.org/10.1016/j.rser.2016.12.014>.

- Wallace, J. und Hobbs, P. (2006). *Atmospheric Science - An Introductory Survey*. Academic Press, San Diego, 2. Auflage. ISBN: 978-0-12-732951-2.
- Wang, Z., Bugliaro, L., Gierens, K., Hegglin, M. I., Rohs, S., Petzold, A., Kaufmann, S., und Voigt, C. (2025). Machine learning for improvement of upper tropospheric relative humidity in ERA5 weather model data. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 25(5):2845–2861. <https://doi.org/10.5194/acp-25-2845-2025>.
- Wang, Z., Bugliaro, L., Gierens, K., und Voigt, C. (2022). A machine learning approach to improve ECMWF humidity datasets in the upper troposphere and lower stratosphere. In *living planet symposium - taking the pulse of our planet from space*. World Conference Center Bonn, Germany, 23. -27. Mai 2022. https://lps22.ollyservices.com/index.php?page_id=18446&v=List&do=15&day=3995&ses=20717.html. Letzter Aufruf: April 2025.
- Wei, P., Sridhar, B., Chen, N. Y., und Sun, D. (2013). Vertical grid shifting approach to the development of contrail reduction strategies with sector capacity constraints. In *AIAA Guidance, Navigation, and Control (GNC) Conference*, Boston, MA, USA, 19. - 22. August 2013, Seite 5177. <https://doi.org/10.2514/6.2013-5177>. Letzter Aufruf: April 2025.
- Weibull, W. (1951). A statistical distribution function of wide applicability. *ASME Journal of Applied Mechanics*, Seiten 293–297. <https://hal.science/hal-03112318v1>.
- Wilhelm, L. (2022). Meteorological conditions for strongly warming contrails and the statistics of contrail's instantaneous radiative forcing. Masterarbeit, Universität Hohenheim. Diese Arbeit trägt zu den Zielen des EU-Projekts ACACIA (Grant Number 875036) bei, wurde aber höchstens zu einem kleinen Teil aus diesem Projekt gefördert. <https://elib.dlr.de/148664/>.
- Wilhelm, L., Gierens, K., und Rohs, S. (2022). Meteorological conditions that promote persistent contrails. *Appl. Sci.*, 12:4450. <https://doi.org/10.3390/app12094450>.
- Williams, V., Noland, R., und Toumi, R. (2002). Reducing the climate change impacts of aviation by restricting cruise altitudes. *Transportation Research Part D*, 7:451–464. [https://doi.org/10.1016/S1361-9209\(02\)00013-5](https://doi.org/10.1016/S1361-9209(02)00013-5).
- Wilson, D. und Ballard, S. (1999). A microphysically based precipitation scheme for the UK meteorological office unified model. *Quart. J. Roy. Met. Soc.*, 125:1607–1636. <https://doi.org/10.1002/qj.49712555707>.
- Wolf, K., Bellouin, N., und Boucher, O. (2023a). Sensitivity of cirrus and contrail radiative effect on cloud microphysical and environmental parameters. *Atmos. Chem. Phys.*, 23:14003—14037. <https://doi.org/10.5194/acp-23-14003-2023>.
- Wolf, K., Bellouin, N., Boucher, O., Rohs, S., und Li, Y. (2023b). Correction of temperature and relative humidity biases in ERA5 by bivariate quantile mapping: Implications for contrail classification. *EGUsphere*, 2023:1–38. <https://doi.org/10.5194/egusphere-2023-2356>.

- Yamashita, H., Yin, F., Grewe, V., Jöckel, P., Matthes, S., Kern, B., Dahlmann, K., und Frömming, C. (2021). Analysis of Aircraft Routing Strategies for North Atlantic Flights by Using AirTraf 2.0. *Aerospace*, 8(2):1–19. This study was supported by the DLR project Eco2Fly (2018–2022). <https://doi.org/10.3390/aerospace8020033>.
- Yin, F., Grewe, V., Castino, E., Rao, P., Matthes, S., Dahlmann, K., Dietmüller, S., Frömming, C., Yamashita, H., Peter, P., Klingaman, E., Shine, K. P., Lührs, B., und Linke, F. (2023). Predicting the climate impact of aviation for en-route emissions: The algorithmic climate change function submodel ACCF 1.0 of EMAC 2.53. *Geosci. Model. Dev.*, 16:3313–3334. <https://doi.org/10.5194/gmd-16-3313-2023>.
- Zängl, G., Reinert, D., Ripodas, P., und Baldauf, M. (2015). The ICON (ICOsahedral Non-hydrostatic) modelling framework of DWD and MPI-M: Description of the non-hydrostatic dynamical core. *QJRM*S, 141(687, B):563–579. <https://doi.org/10.1002/qj.2378>.

Danksagung

An erster Stelle möchte ich mich ganz herzlich für die umfangreiche fachliche Betreuung meiner Dissertation bei Dr. Klaus Gierens bedanken, der mir jederzeit zur Beantwortung von Fragen zur Seite stand und mich bei jedem Schritt des Forschungsprozesses begleitete. Besonders die thematischen Diskussionen und die Einführung, Mitwirkung und Unterstützung beim Anfertigen wissenschaftlicher Veröffentlichungen waren für mich persönlich sehr bereichernd und zudem für den erfolgreichen Verlauf dieser Dissertation von unschätzbarem Wert.

Besonderer Dank gilt meinem ehemaligen Doktorvater Prof. Dr. Robert Sausen. Er hat mir nicht nur die Tür zu diesem großartigen Institut geöffnet, sondern auch mit vielen hilfreichen Ratschlägen und wertvollen Ideen meine Dissertation sehr bereichert. Leider konnte er die Fertigstellung dieser Dissertation nicht mehr miterleben.

Mein ganz besonderer Dank gilt Prof. Dr. Anja Schmidt, die nach dem plötzlichen Tod von Prof. Dr. Robert Sausen kurzfristig und für sie ganz selbstverständlich die Rolle als Doktormutter übernahm, worüber ich sehr froh und dankbar war. Sie hat mir sofort ein Gefühl der Sicherheit gegeben, sodass ich meine Dissertation trotz der Umstände bedenkenlos abschließen konnte. Zudem möchte ich mich für das Angebot eines weiterführenden Vertrags bedanken, den ich mit voller Vorfreude auf neue Herausforderungen dankend annahm.

Des Weiteren möchte ich mich bei Prof. Dr. Bernhard Mayer für die Übernahme des Zweitgutachtens und die wertvollen Ratschläge im Rahmen der Promotionskomitee-Treffen bedanken.

Meinem Mentor Dr. Luca Bugliaro danke ich für das Einbringen weiterer Ideen, die hilfreichen Anmerkungen und die Begleitung meiner Arbeit.

Zudem möchte ich mich bei allen Beteiligten des Projekts D-KULT (Demonstrator Klimafreundliche Luftfahrt; Förderkennzeichen 20M2111A) des Luftfahrtforschungsprogramms LuFo VI des Bundesministeriums für Wirtschaft und Klimaschutz bedanken, sowie für die Finanzierung meiner Stelle durch das Projekt und die Bereitstellung der Rechenressourcen des Deutschen Klimarechenzentrums (DKRZ).

Außerdem danke ich meinen Kolleginnen und Kollegen der Abteilung ESM für das sehr angenehme Arbeitsumfeld, die gemeinsamen Mittagessen, Kaffeerunden und Brettspielabende. Ein besonderes Dankeschön geht an meine Bürokolleginnen und -kollegen Anna Götz, Moritz Menken, Patrick Peter, Dr. Ismail Makroum, Dario Sperber und Georg von Bonhorst für die täglichen wissenschaftlichen und privaten Diskussionen.

Meinen herzlichsten Dank möchte ich zudem meinen Eltern Andrea und Guido Hofer, meinem Bruder Manuel Hofer und meinen Freunden aussprechen, die mich stets emotional unterstützten. Ihr habt immer an mich geglaubt und mich vor besonders

herausfordernden Momenten stets ermutigt, meine Ziele zu verfolgen. Ganz besonders bedanken möchte ich mich bei meinem Partner Michael Pöschl. Deine Liebe, dein Glaube an mich und dein Verständnis in stressigen Phasen bei der Anfertigung dieser Dissertation haben mir unglaublich viel bedeutet.