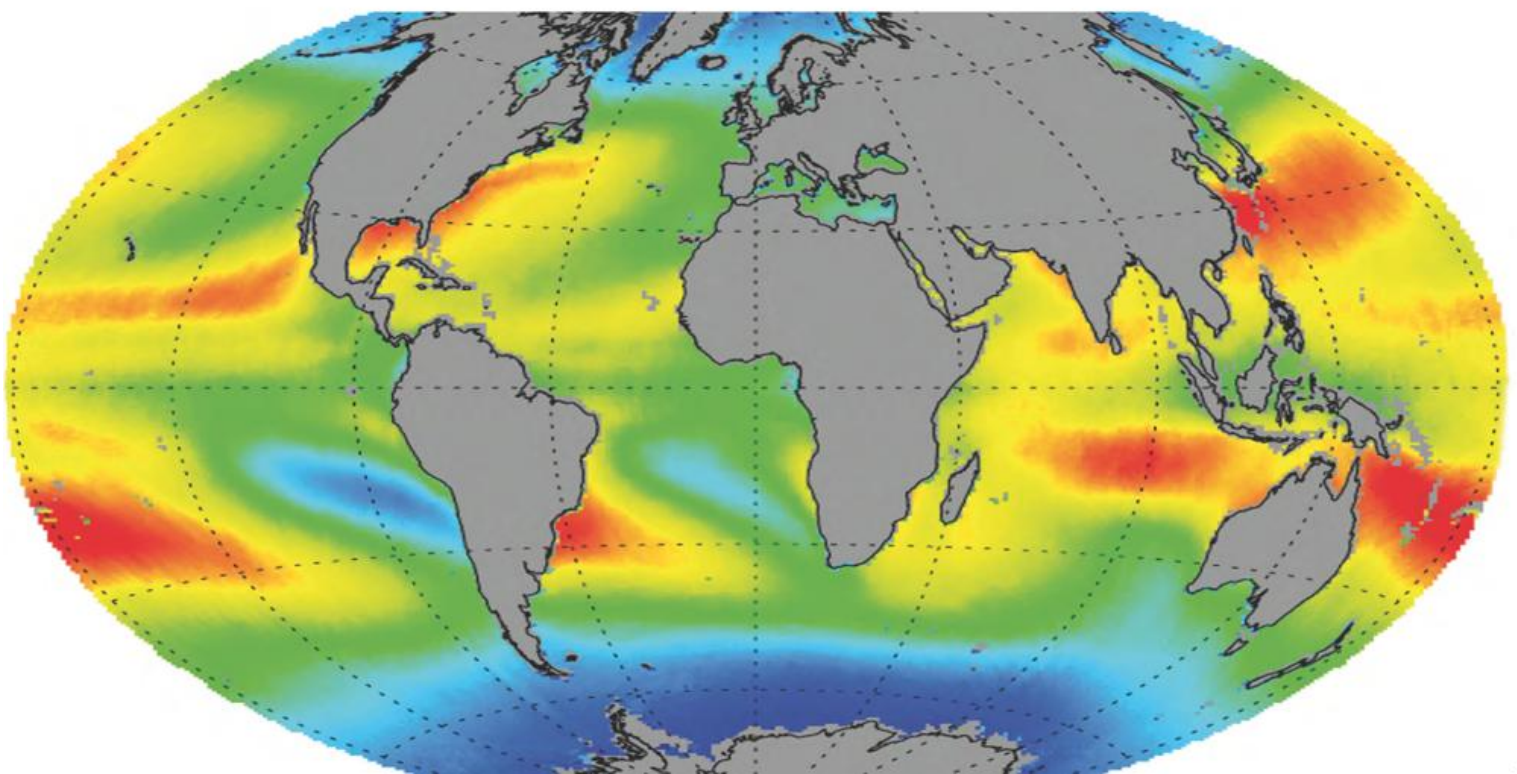
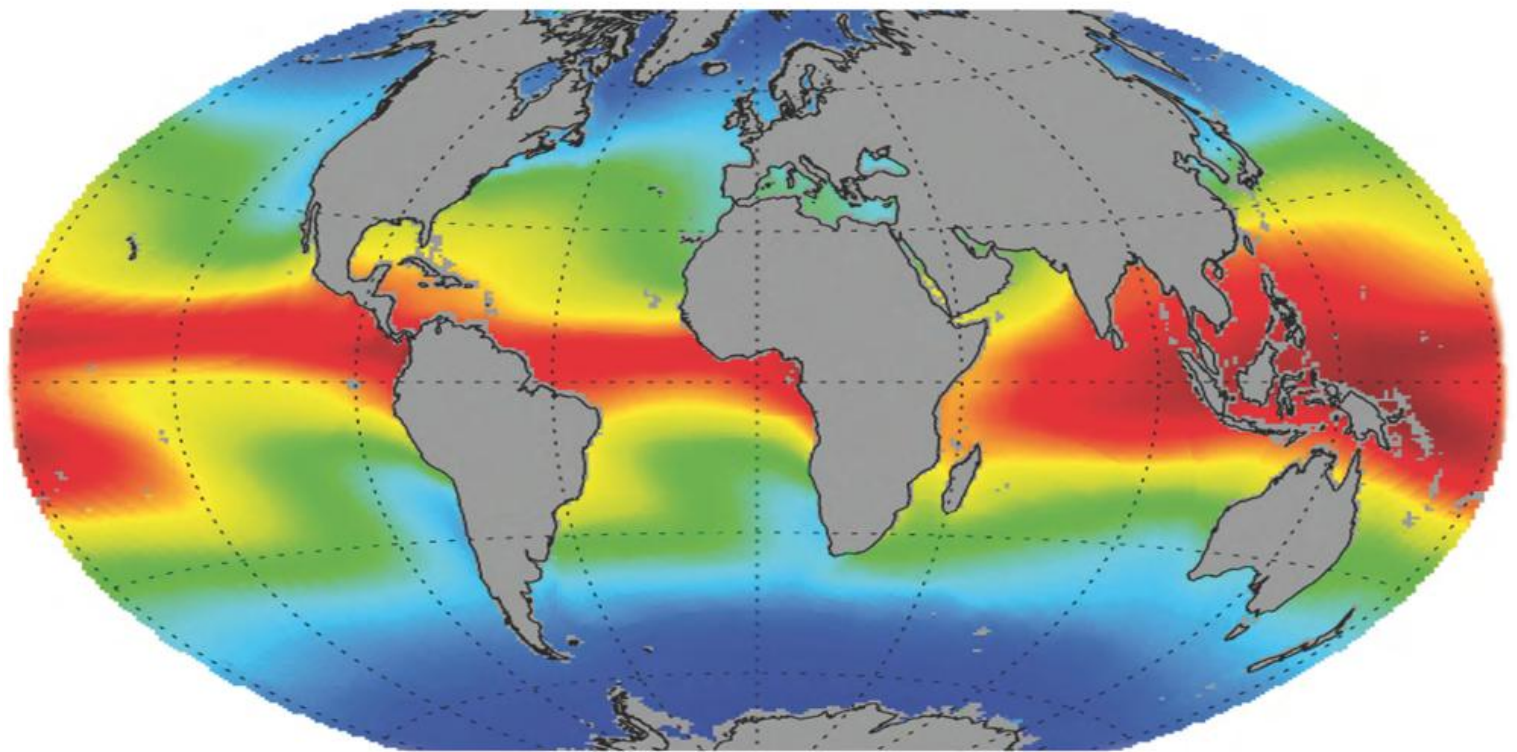




Fernmessung von Wasserdampf und Wolken II



Herausgeber
Deutscher Wetterdienst

Hauptschriftleiter
Dr. J. Rapp (Offenbach/M.)

Redaktionsausschuss
Prof. Dr. G. Adrian (Offenbach/M.)

Prof. Dr. B. Ahrens (Frankfurt/M.)
PD Dr. F. Berger (Lindenberg)
Prof. Dr. B. Brümmer (Hamburg)
Prof. Dr. G. C. Craig (München)
Prof. Dr. S. Jones (Karlsruhe)
Prof. Dr. G. Groß (Hannover)
Prof. Dr. A. Macke (Leipzig)
Dr. E. Rudel (Wien)
Prof. Dr. C.-D. Schönwiese (Frankfurt/M.)

Technische Herausgabe (Layout):
S. Stummvoll, DWD

Internet
www.dwd.de/promet

Zum Titelbild: Durchschnittlicher Gesamt-wasserdampfgehalt, abgeleitet aus SSM/I-Daten durch das CM-SAF (EUMETSAT) für den Zeitraum 1987-2005 (oben) und dazugehörige Variabilität (unten), siehe auch Beitrag 8 in diesem Heft.

promet erscheint im Selbstverlag des Deutschen Wetterdienstes – Frankfurter Str. 135, 63067 Offenbach am Main. Bezugspreis pro Jahrgang im Abonnement 24,08 €, Doppelheft 13,91 €, Dreifachheft 20,87 € plus Versandkosten.

Für den Inhalt der Arbeiten sind die Autoren verantwortlich. Alle Rechte bleiben vorbehalten.

Auflage: 3500

Druck:
kraus print u. media GmbH & Co. KG
Am Angertor 11
97618 Wülfershausen

Bezug:
Deutscher Wetterdienst
Deutsche Meteorologische Bibliothek
Frankfurter Str. 135
63073 Offenbach a. M.

ISSN 0340-4552

Redaktionsschluss: 1. November 2011

37. Jahrgang, Heft 1/2, 2011

Thema des Heftes:
Fernmessung von Wasserdampf und Wolken II

Fachliche Redaktion: S. Crewell, Köln
Fachliche Durchsicht: A. Macke, Leipzig; C. Simmer, Bonn

Kapitel	Seite
Vorwort (A. Macke und S. Crewell)	2
Abkürzungen und Begriffe	3-4
Anwendungen	
8 J. SCHULZ, L. SCHÜLLER Wasserdampf und Wolkenklimatologie aus Fernerkundungsdaten	5-16
9 P. BAUER Nutzung der Fernerkundung in der globalen Datenassimilation	17-25
10 V. WULFMEYER, H.-S. BAUER, A. BEHRENDT, G. DICK, M. GRZESCHIK, T. SCHWITALLA, K. WARRACH-SAGI, F. ZUS Untersuchung mesoskaliger Wasserdampffelder mittels Datenassimilation	26-37
P. LANG Neuartige Streifen in Doppler-Radarprodukten als Ausdruck räumlicher Böenmuster bei Sturmlagen	38-43
K. FRIEDRICH, P. BISSOLLI Die Hitzewelle in Osteuropa im Sommer 2010	44-52
B. TINZ, G. ROSENHAGEN Archiv der überseeischen Stationen der Deutschen Seewarte	53-61
Buchbesprechungen	62-65
Examina in 2009	66-72
Neue Publikationen des DWD	73-74
Lieferbare deutschsprachige Bücher zur Einführung in die Meteorologie und Klimatologie	75-76
Anschriften der Autoren	77-78
Redaktionelle Hinweise für Autoren	79-80
Vorschau	80

Inhalt

des letzten Heftes (36. Jahrgang, Heft 3/4, 2010):

Fernmessung von Wasserdampf und Wolken I

Kapitel	Seite
 Passive Verfahren	
1	S. CREWELL, U. LÖHNERT, C. SIMMER Mikrowellensradiometrie für Wasserdampf- und Wolkenbeobachtungen 109-118
2	M. WENDISCH, A. EHRLICH Bodengebundene und flugzeuggetragene passive Fernerkundung von Wolken mit Hilfe solarer Strahlungsmessungen für Wasserdampf und Wolkenparameter 119-128
3	B. MAYER Satellitengestützte Verfahren zur Ableitung von Wolkenparametern 129-143
 Aktive Verfahren	
4	G. PETERS, U. GÖRSDORF Wolkenradar - Prinzipien und Messungen 144-153
5	A. BEHRENDT, V. WULFMEYER Messungen der räumlichen und zeitlichen Struktur der Wasserdampfverteilung mit DIAL 154-160
6	J. REICHARDT, U. WANDINGER, RAMSES, V. KLEIN, I. MATTIS, B. HILBER, D. ENGELBART, R. BEGBIE, F. H. BERGER RAMSES - der Wasserdampf-Ramanlidar des Deutschen Wetterdienstes 161-168
7	A. HÜNERBEIN, F. BERGER, U. WANDINGER Die neue Generation von Satellitenmissionen zur Wolkenprofilierung 169-179

J. SCHULZ, L. SCHÜLLER

8 Wasserdampf- und Wolkenklimatologie aus Fernerkundungsdaten

Water vapor and cloud climatology from remote sensing data

Zusammenfassung

Quantitative Schätzungen von Klimaänderungen aus Beobachtungen sind erforderlich um die Ergebnisse von Klimamodellsimulationen zu evaluieren. Die Beobachtungsdaten müssen dafür mit hoher Genauigkeit und globaler Abdeckung vorliegen. Um dieses Ziel zu erreichen, ist eine sorgfältige Nachbearbeitung der existierenden Satellitendaten notwendig. Die verschiedenen Beobachtungssysteme und Verfahren zur Ableitung von Wasserdampfinformation und Wolkeneigenschaften führen zu einer Vielzahl von Datensätzen, welche sorgfältig validiert und untereinander verglichen werden müssen. Nur so kann eine sehr gute Wasserdampf- und Wolkenklimatologie abgeleitet werden. Bestehende Datensätze werden bereits erfolgreich in der Klimaanalyse und auch zur Evaluierung von Prozessen in Modellen eingesetzt. Die Schätzung von Klimaänderungen aus Beobachtungen ist jedoch schwierig und erfordert weitere Verbesserungen in den zugrunde liegenden Strahlungsmessungen und eine konsistente Fortführung der Beobachtungen.

Summary

Quantitative observational estimates of the current rate of climate change are needed to establish credibility for climate models. An evaluation of climate models can only be successful if observations are available on global scale with high accuracy. Such a requirement can only be fulfilled by employing satellite observations. A careful analysis and reprocessing of the existing satellite data records is necessary to reach the goal of high accuracy. The large number of observing systems and inversion schemes capable to provide information on water vapour and cloud properties leads to an increasing number of data products. In order to assure the quality of those data products, comprehensive validation and assessment activities are mandatory. Existing data sets have successfully been used in climate analyses and helped to improve process parameterisations in models. Estimates of climate trends remain very difficult and require further improvements of the underlying radiance records and a consistent continuation of the observations.

1 Einleitung

Klimaveränderungen können enorme soziale, ökonomische und demographische Änderungen verursachen. Der vierte Sachstandsbericht des Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) zeigt, dass sich das Weltklima ändert und dies in einigen Regionen mit größerer Geschwindigkeit passiert als vorhergesehen. Die Stärke dieser Änderungen ist jedoch unsicher und hängt vom jeweiligen Modell ab, das für die Vorhersage verwendet wurde. Zum Beispiel variiert die vorhergesagte Änderung der globalen Mitteltemperatur am Ende des Jahrhunderts um einen Faktor 2. Damit entsprechende Maßnahmen durch die Gesellschaft ergriffen werden können,

zum Beispiel die Reduktion von Treibhausgasen und die Entwicklung von Anpassungsstrategien, sind quantitative Schätzungen von Klimaänderungen aus Beobachtungen und eine Verbesserung der Projektionen absolut notwendig. Die Evaluierung von Modellvorhersagen durch Beobachtungen spielt dabei eine entscheidende Rolle. Eine Schwierigkeit ist, dass Klimaänderungen, verglichen mit Schwankungen des Wetters oder jahreszeitlichen und jährlichen Änderungen, sehr klein sind. So ist zum Beispiel die erwartete Änderung des vertikal integrierten Wasserdampfgehaltes nicht grösser als 1,3 % pro zehn Jahre. Die Anforderung an die Genauigkeit von Beobachtungsdaten wachsen mit der Länge des betrachteten Zeitraums. So ist die erforderliche Genauigkeit auf der deka-

dischen bis zur hundertjährigen Zeitskala, die als einzige die Gewähr einer Detektion einer Klimaänderung bietet, eine Größenordnung größer als die Genauigkeit, die für die Erfassung von interannuellen Schwankungen benötigt wird. Eine Evaluierung der von Klimamodellen prognostizierten Änderungen ist also nur möglich, wenn die Beobachtungsdaten sehr genau sind. Weiterhin müssen die Beobachtungsdaten auf der globalen Skala vorhanden sein. Dieses Kriterium wird fast ausschließlich durch Satellitendaten erfüllt.

Heutige auf Satellitendaten basierende Langzeitdatensätze stammen hauptsächlich von Beobachtungen operationeller Wettersatelliten, deren Daten primär zur Wettervorhersage verwendet werden. Die Nutzung solcher Daten für die Klimaforschung erfordert die Lösung vieler Probleme. Insbesondere bei älteren Instrumenten fehlt die Möglichkeit, nach dem Start des Satelliten eine Kalibrationen an Bord durchzuführen. Bei Satellitenkanälen im sichtbaren Spektralbereich ist dies heute noch ein Problem, zum Beispiel bei den Meteosat-Satelliten. Hauptprobleme bei der Erzeugung von Klimazeitreihen sind das Altern der Instrumente und deren Kalibrationsquellen, Änderungen des Satellitenorbits, und die Notwendigkeit über die Zeit Messungen von vielen zum Teil verschiedenen Satelliten kombinieren zu müssen. Werden diese Probleme nicht gelöst, enthält eine Zeitreihe Artefakte und Trends, die durch technische Unzulänglichkeiten verursacht werden. Folglich sind solche Zeitreihen für Beobachtungen von Klimaänderungen ungeeignet.

Dieser Artikel widmet sich zuerst den Randbedingungen, denen eine Herstellung langer Zeitserien unterworfen ist, stellt die relevanten Satellitenmissionen und einige bestehende Klimaprojekte und deren Validation vor. Im letzten Abschnitt werden die wesentlichen Erkenntnisse zusammengefasst und ein Ausblick in die Zukunft gegeben.

2 Klimazeitreihen aus Satellitendaten

In diesem Abschnitt wird das Konzept zur Erstellung von Klimazeitreihen aus Satellitendaten beschrieben, grundlegende Definitionen eingeführt und Strategien zur Verbesserung der Datenqualität dargelegt.

2.1 Definitionen

Fundamental Climate Data Record (FCDR)

Der englische Begriff „Fundamental Climate Data Record“ wird zur Bezeichnung eines Langzeitsatellitendatensatzes verwendet, der aus einer Abfolge von Satelliteninstrumenten abgeleitet wird. Die verschiedenen Satelliteninstrumente können verschiedene Messverfahren verwenden, müssen sich aber in ihren Messungen zeitlich überlappen und in ihrer Kalibration genau genug sein, um eine homogenen Zeitreihe erstellen zu können. Dabei

handelt es sich in der Regel um Zeitserien von Strahldichten, die genau und stabil genug sind, um ein Klimaänderungssignal zu erkennen. Solche Datensätze bestehen aus den eigentlichen Daten, ihren Metadaten und externen Daten, die für die Kalibration verwendet wurden.

Klimaänderungssignale sind in der Regel sehr klein, zum Beispiel für den globalen Mittelwert des Gesamtwasserdampfgehalts etwa 1,3 % pro zehn Jahre. Um ein solches Signal detektieren zu können darf sich die systematische Differenz der Beobachtungsdaten zu einer Referenz nicht mehr als ca. ein Fünftel der Änderung, das heißt etwa 0,3 % pro zehn Jahre ändern. Die Änderung der systematischen Differenz nennt man Stabilität eines Datensatzes. Mit Hilfe von Strahlungstransportrechnungen kann auf eine entsprechend notwendige Stabilität der Strahldichtemessung geschlossen werden.

Thematic Climate Data Record (TCDR)

Der englische Begriff „Thematic Climate Data Records“ wird zur Bezeichnung von Zeitserien geophysikalischer Variablen verwendet, die disziplin-spezifisch sind und oft durch die gemeinsame Verwendung von Satellitenbeobachtungen, In-Situ-Beobachtungen und Modellergebnissen generiert werden. Zum Beispiel wurden bei der Erstellung einer globalen Klimatologie von Wasserdampfprofilen Satellitendaten über dem Ozean und Radiosondenbeobachtungen über Landoberflächen verwendet. Datensätze der Wolkenbedeckung werden manchmal an synoptischen Bodenbeobachtungen angepasst, um bestehende Zeitreihen aus synoptischen Beobachtungen zu verlängern. Ein weiteres wichtiges Beispiel für die Integration vieler Beobachtungsquellen in einen TCDR ist die Assimilation von Beobachtungen in ein Wettervorhersagemodell, mit dem eine Reanalyse durchgeführt wird.

2.2 Anforderungen an das Beobachtungssystem

Das Verständnis von Effekten des Beobachtungssystems auf die Beobachtungen ist wesentlich, um Daten mit bekannter Qualität bereitzustellen, bei denen räumliche und zeitliche systematische Fehler minimiert sind. Die Qualität einer Zeitserie aus Beobachtungen wird wesentlich beeinflusst durch:

- Systematische Fehler, die durch das Messinstrument verursacht werden,
- Messungen unterschiedlicher Instrumente, die in die Zeitserie eingehen,
- Drift des Satellitenorbits,
- Kalibration des Messsystems,
- Verschlechterung des Messsystems durch Strahlung im Weltraum,
- Diskontinuitäten von Satellit zu Satellit,
- Ausfall von Satellit oder Instrument.

Die Qualität von Beobachtungen kann durch absichtliche oder unabsichtliche Änderungen in der Instrumentierung oder von Beobachtungspraktiken mit der Zeit signifi-

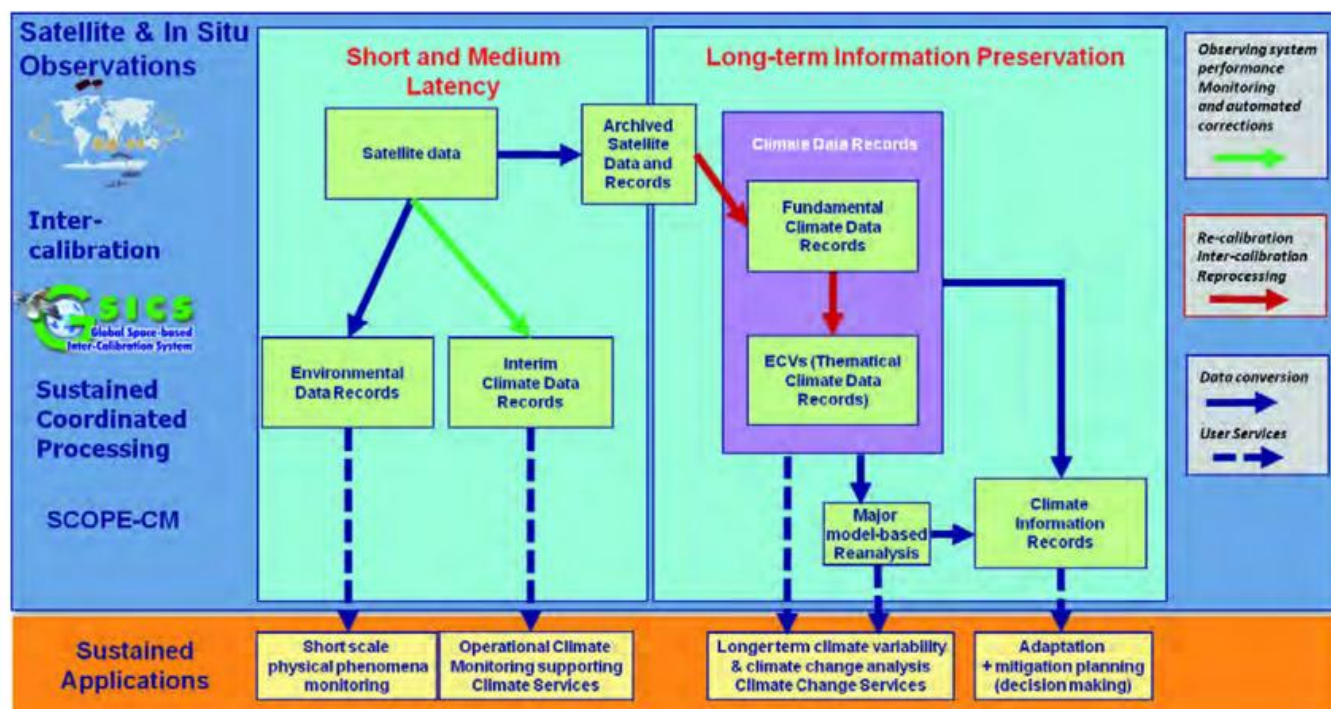


Abbildung 8-1: Vereinfachtes Schema für die Verarbeitung von Satellitendaten zu Klimadatenätzen. Dieses Schema wurde in der “WMO Initiative Sustained Coordinated Processing of Environmental Satellite Data – Climate Monitoring” (SCOPE-CM) entwickelt. Die Abbildung ordnet den verschiedenen Anwendungen in Klimaforschung und Klimamonitoring die verschiedenen Verarbeitungsschritte zu. Alle Bereiche unter „short and medium latency“ werden vorzugsweise von operationellen Organisationen erledigt. Die Erstellung sensornaher FCDRs verlangt viel Information über die involvierten Instrumente und ist hauptsächlich bei den Satellitenbetreibern wie EUMETSAT zu finden. Diese betreiben auch Datenarchive und garantieren somit die langzeitliche Sicherung der Daten.

kant gefährdet werden. Solche Änderungen produzieren manchmal Störungen der Beobachtungen, so dass aus diesen Daten berechnete Langzeittrends erhebliche Unsicherheiten aufweisen können. Als Beispiel sind hier die Beobachtungen der **Microwave Sounding Unit (MSU)** und der **Advanced Microwave Sounding Unit (AMSU)** zur Detektion atmosphärischer Temperaturtrends zu nennen. Diese Beobachtungen wurden durch eine allmähliche Drift der Beobachtungszeit, also der Tageszeit zu der ein bestimmtes Gebiet beobachtet wird, stark beeinflusst (ZOU und WANG 2010). Diese Drift des Satellitenorbits kann in einem falschen Trend resultieren, der nicht durch eine Änderung des Klimas zustande kommt, sondern durch die Änderung der Beobachtungszeit. Solch ein Fehler führt nicht nur zu falschen Interpretationen des Signals, er führt auch dazu, dass tatsächliche Änderungen des Klimasystems nicht beobachtet werden. Erst das Erkennen und Korrigieren solcher Fehler erlaubt die Bestimmung von Trends und die Generierung eines adjustierten und validierten Klimadatenatzes, der gemeinsam mit anderen Datensätzen zur Erforschung des Klimasystems genutzt werden kann.

Während zeitliche Diskontinuitäten in Satellitenzeitserien einfach zu identifizieren sind, hat die Vergangenheit gezeigt, dass es manchmal äußerst schwierig ist, Informationen über das Verhalten eines Instrumentes oder einer Satellitenplattform in der Vergangenheit zu erhalten. Dies ist besonders schwierig bei Forschungsinstrumenten, die keine Daten mehr liefern und in Vergessenheit geraten

sind. Eine erfolgreiche Generierung einer Klimazeitserie aus Satellitendaten hängt aber wesentlich von der Verfügbarkeit von Informationen über Satellit und Instrument sowie der Korrektur von Fehlern ab.

2.3 Generierung von Klimazeitserien

Die Klimaforschung benötigt Satellitendaten für die Beschreibung von Klimavariabilität auf verschiedenen Zeitskalen. Beispiele sind das Auftreten von El Niño, extremen Stürmen und Niederschlägen und Dürren. Abbildung 8-1 zeigt schematisch für welche Anwendung welche Schritte notwendig sind. Verschiedenste Satellitenprodukte werden direkt von operationellen Satellitenbetreibern wie der **European Organisation for the Exploitation of Meteorological Satellites (EUMETSAT)** oder der **National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA)** an Wetterdienste und Forschungseinrichtungen geliefert (linker Zweig in der Abb. 8-1). Zur Erfassung langfristiger Schwankungen des Klimas müssen jedoch konsistente Datensätze entwickelt werden, die zusammen mit den vorhandenen historischen Beobachtungen verwendet werden können.

Wie oben beschrieben ist die Konversion von Satellitenrohdaten in FCDRs, TCDRs und andere Produkte für die Forschung ein nicht ganz einfaches Unterfangen. Im Wesentlichen umfasst es:

- Kalibration, Interkalibration und Charakterisierung der Satelliteninstrumente,

- Entwicklung von Algorithmen zur Konvertierung der Rohdaten in geophysikalische Größen,
- Detektion und Entfernung systematischer Fehler im Datensatz,
- Generierung einer stabilen Zeitserie,
- Validation der Datenprodukte,
- Analyse von Klimavariabilität und -änderung unter Verwendung der Datenprodukte.

Bei der Kombination ähnlicher Instrumente kommen noch drei weitere Quellen für systematische Unterschiede hinzu:

- Unterschiede in der Beobachtungsgeometrie,
- Unterschiede in der spektralen Empfindlichkeit,
- Unterschiedliche Nichtlinearität der Detektoren.

Satelliteninstrumente verfügen heutzutage über Kalibrationsquellen an Bord des Satelliten wie zum Beispiel Schwarzkörper für Infrarotwellenlängen. Satelliteninstrumente, die im sichtbaren Spektralbereich arbeiten, haben auch heute oftmals keine Kalibrationsquelle auf dem Satelliten und werden deshalb entweder durch die Verwendung von externen Quellen an der Erdoberfläche oder durch den Vergleich mit anderen Satelliteninstrumenten kalibriert. Um eine Zeitserie hoher Qualität erzeugen zu können, werden die Eigenschaften der Kalibrationsquellen und der Kalibrationsprozess reanalysiert und gegebenenfalls verbessert.

Um eine Zeitserie von verschiedenen Satelliten zu homogenisieren, werden die Messungen von Sensoren in ihren zeitlichen Überlappungen verglichen. Oft wird ein Instrument der Serie als Referenz ausgewählt, an die alle anderen angepasst werden. Idealerweise existiert eine echte Referenz im All, die mit den Messungen der anderen Satelliten kolloziert werden kann. Für die Zukunft sind Satellitenmissionen wie das **C**limate **A**bsolute **R**adiance and **R**efractivity **O**bservatory (CLARREO) in den USA (<http://clarreo.larc.nasa.gov>) geplant, die einzig dem Zweck dienen, andere Missionen absolut zu kalibrieren und diese Kalibration auf einen Laborstandard zurückführen zu können.

In den letzten fünf Jahren wurden auf dem Gebiet der Instrumentencharakterisierung und der Sensorinterkalibration große Fortschritte erzielt. So wurde die sogenannte "Simultaneous Nadir Overpass/Simultaneous Conical Overpass" (SNO/SCO)-Methode (zum Beispiel CAO et al. 2005) entwickelt, die auf alle polarumlaufenden Infrarot- und Mikrowellenradiometer angewendet werden kann. Das Prinzip der SNO/SCO-Methode besteht darin, dass verschiedene polarumlaufende Satelliten einen Ort zur gleichen Zeit beobachten. Diese Kollokation der Satellitendaten verhindert, dass die Schätzung systematischer Unterschiede durch das transiente Verhalten der Atmosphäre beeinflusst wird. Die SNO/SCO-Methode wird heute schon operationell betrieben, so dass systematische Unterschiede zwischen sehr vielen Satellitensensoren automatisch bestimmt werden und damit mögliche Verän-

derungen der Leistungsfähigkeit eines Sensors überwacht werden können.

Die SNO/SCO-Methode ist auch auf die Kollokation von polarumlaufenden Sensoren mit geostationären Sensoren erfolgreich ausgeweitet worden. So wird das Infrared Atmospheric Sounding Interferometer (IASI) verwendet, um Fehler in anderen Infrarotsensoren zu diagnostizieren. Zum Beispiel wurde die Eiskontamination des geostationären **S**pinning **E**nhanced **V**isible and **I**nfrared **I**mager (SEVIRI) Sensors im 13,2 μm -Kanal, die zu einer Abnahme der Helligkeitstemperatur von etwa 0,9 K pro Jahr führt durch den Vergleich mit dem IASI-Instrument gefunden und quantifiziert. Die anschließende Korrektur konnte durch einen erneuten Vergleich mit IASI ebenfalls verifiziert werden.

In der Entwicklung befinden sich ähnliche Methoden zur Kalibration und Interkalibration von Messungen im sichtbaren Spektralbereich. Dieses ist wichtig, da Instrumente wie das **A**dvanced **V**ery **H**igh **R**esolution **R**adiometer (AVHRR) aber auch SEVIRI nicht über Kalibrationslampen auf dem Satelliten verfügen, wie etwa das **M**oderate **R**esolution **I**maging **S**pectroradiometer (MODIS)-Instrument. Die Kalibration solcher Instrumente wird über bestimmten Flächen am Boden oder von Wolken realisiert, von denen angenommen wird, dass sie sich nicht über die Zeit verändern. Wichtig ist, dass der gesamte Bereich der Reflektivität abgedeckt wird, das heißt, dass sowohl dunkle als auch sehr helle Oberflächen verwendet werden können. Neben Flächen auf der Erde werden auch der Mond und verschiedene Sterne zur Kalibration verwendet. Über die Interkalibration mit Sensoren, die über eine Kalibrationsquelle verfügen, können dann mehrere Satelliten auf das gleiche Niveau der Reflektivität gebracht werden.

Ein weiteres wichtiges Instrument für die Analyse des Verhaltens von Satellitenbeobachtungen über die Zeit ist das sogenannte Monitoring der Instrumente, wie es zum Beispiel am **E**uropäischen **Z**entrum für **M**ittelfristige **W**ettervorhersage (EZMW) durchgeführt wird. Hierbei werden synthetische Beobachtungen der Satelliteninstrumente mit Hilfe von Strahlungstransportsimulationen, die das Wettervorhersagemodell als Beschreibung der Atmosphäre verwenden, erzeugt. Durch ein sogenanntes „doppeltes Differenzenverfahren“, bei dem die Differenzen von Messungen jeweils zweier Instrumente zur Modellsimulation voneinander abgezogen werden, und damit der Einfluss des Wettervorhersagemodells eliminiert wird, können Differenzen zwischen diesen Instrumenten erfasst werden.

Wichtig bei der Entwicklung von Algorithmen zur Konversion von Strahldichten oder Reflektivitäten in ein geophysikalisches Produkt ist die Berechnung von Unsicherheitsmaßen, die erforderlich sind, um diese Produkte sinnvoll einsetzen zu können, etwa für die Validation von Klimamodellen.

Die Detektion und Entfernung systematischer Fehler im Datensatz erfolgt oft während des Validationsprozesses über den Vergleich mit hochqualitativen, bodengebundenen Messsystemen. Dabei werden Vergleiche sowohl für die abgeleiteten geophysikalischen Größen durchgeführt, aber auch zunehmend das Signal des Satelliten aus bodengebundenen Beobachtungen simuliert und der Vergleich auf Basis der Strahldichten durchgeführt. Dieses wird auch mit Fehlermodellen verknüpft, mit denen auch die Fehlerbeiträge durch Zeit- und Raumdifferenzen der zu vergleichenden Daten berücksichtigt werden können.

2.4 Datenarchive, -verarbeitung und -verfügbarkeit

Ein Klimadaten-service muss gewährleisten, dass alle Daten über lange Zeit erhalten, gepflegt und den Nutzern frei zur Verfügung gestellt werden (siehe Abb. 8-1 „Long Term Data Preservation“). Zusätzlich zu den eigentlichen Klimadaten müssen die Meta-, Kalibrations- und andere verwendete Daten, die Software, die den Datensatz produziert hat, Validationsdaten sowie eine ausführliche Dokumentation, die den gesamten Produktionsprozess und die Qualität des Ergebnisses beschreibt, archiviert werden. Die Dokumentation ist von erheblicher Bedeutung, da die Ergebnisse der Analysen der Datensätze in den Sachstandsbericht des IPCC einfließen können und damit eine politische Bedeutung bekommen können.

Eine wichtige Komponente eines solchen Systems zur Herstellung von Klimadaten-sätzen ist die Fähigkeit große Datenmengen gegebenenfalls mehrmals in angemessener Zeit verarbeiten zu können. Da es wahrscheinlich ist, dass nicht alle Fehler einer Zeitserie bei der ersten Verarbeitung einer Datenreihe erkannt und korrigiert sind, eignen sich insbesondere operationelle Systeme für eine wiederholte Verarbeitung der Daten. Diese sind einer Konfigurationskontrolle unterworfen, die es ermöglicht alle Änderungen in der Verarbeitung nachzuvollziehen und damit die geforderte Dokumentation leistet. Ein solcher Service wird heutzutage im Wesentlichen durch operationell arbeitende Agenturen, wie zum Beispiel EUMETSAT und andere große, nationale Datenzentren betrieben.

3 Satelliten und Sensoren

Satellitensensoren liefern seit den 1960er Jahren regelmäßig für sehr große Gebiete Daten über den Zustand der Atmosphäre. Am wichtigsten für die Fernerkundung von Wasserdampf und Wolken sind abbildende Radiometer im solaren, infraroten und Mikrowellen-Spektralbereich. Mit diesen Instrumenten werden vor allem der vertikal integrierte Wasserdampfgehalt und eine Vielzahl von Wolkenparametern wie Wolkenbedeckung, -typ, -höhe und auch optische Dicke und Flüssigwassergehalt bestimmt. Dazu kommen Infrarot- und Mikrowellensondierer, mit denen Temperatur und Wasserdampfprofile sowie Wolkenparameter insbesondere von hohen Wolken bestimmt werden können.

Zur Erstellung von globalen Klimatologien kommen hauptsächlich Sensoren im sonnensynchronen, polaren Orbit zum Einsatz, weil sie innerhalb weniger Tage die ganze Erdoberfläche abtasten. Allerdings ist die schon erwähnte zeitliche Drift der Satellitenorbits ein Problem, insbesondere wenn die gesuchte Größe einen Tagesgang hat. Erkenntnisse über einen Tagesgang kann mit der Verwendung von geostationären Sensoren, die die Erde mit bestimmten Wiederholraten (bis zu 15 Minuten für SEVIRI) abtasten, gewonnen werden. Die Erstellung globaler Produkte aus mehreren geostationären Sensoren ist schwierig, da fünf Satelliten gebraucht werden, um die Erde abzudecken (ohne Polargebiete). Schwierigkeiten ergeben sich aus den unterschiedlichen spektralen Bereichen der jeweiligen Sensoren und den unterschiedlichen Wiederholraten der Messungen.

Abbildung 8-2 zeigt die derzeit verfügbaren Satellitenmissionen und ihre mögliche Weiterführung in die Zukunft. Es ist sehr wichtig, dass Instrumente, die seit langer Zeit existieren, weiter betrieben werden, um Zeitserien von 50 Jahren und länger erzeugen zu können. Das heißt nicht unbedingt, dass ein Instrument immer weitergebaut wird, sondern dass man in der Lage ist, aus neuen besseren Sensoren das Signal eines älteren Sensortyps zu reproduzieren.

Für einige der im Folgenden beschriebenen Instrumente stehen lange Zeitreihen zur Verfügung. Für die geostationären **Meteosat Visible and InfraRed Imager (MVISIRI)** und **SEVIRI**-Instrumente gibt es seit 1977 bzw. 2002, für **AVHRR** und dem **High resolution Infrared Radiation Sounder (HIRS)** auf den polumlaufernden **EUMETSAT-** und **NOAA-Satelliten** seit 1978, sowie für die **Special Sensor Microwave/Imager (SSM/I)-Instrumente** auf den **DMSP-Satelliten** seit 1987 Daten. Die Fortführung dieser Instrumentenserien in die Zukunft ist im Wesentlichen durch die operationellen Satellitenbetreiber sichergestellt. Aber auch mehrere Forschungssensoren wie die von der **European Space Agency (ESA)** betriebenen **Advanced Along-Track Scanning Radiometer ((A)ATSR(-2))** und **Medium Resolution Imaging Spectrometer (MERIS)-Instrumente** werden auf dem geplanten **Global Monitoring for Environment and Security (GMES) Sentinel-3-Satelliten** unter den Namen „**Sea and Land Surface Temperature Radiometer**“ (**SLSTR**) und „**Ocean & Land Color Instrument**“ (**OLCI**) fortgesetzt.

3.1 Wasserdampf

Das **Advanced Television and Infrared Observation Satellite (TIROS) Operational Vertical Sounder (ATOVS)**-System umfasst eine Gruppe von Instrumenten bestehend aus dem **HIRS** und den **AMSU-A/B** und **Microwave Humidity Sounder (MHS)** auf den **NOAA-** und **Metop-Satelliten**. Die Kombination dieser drei Instrumententypen ist geeignet, um Profile der Temperatur und des Wasserdampfes zu bestimmen. Seit 2007 ist das **IASI-Instrument** auf **EUMETSATs Metop-Satelliten** im All und ist in der Lage etwa 15 unabhängige Informationen über das Temperatur- und Wasserdampfprofil zu bestimmen. Die Messungen erfolgen über einen großen Teil des Infrarotspektrums

(4 – 50 μm). Ein ähnliches Instrument, der **Atmospheric Infrared Sounder (AIRS)**, fliegt seit 2002 auf der **National Aeronautics and Space Administration (NASA) Aqua-Mission**. Ein Nachteil von **Infrarotsondierern** ist, dass **Profile** nur unter wolkenlosen Bedingungen mit hoher Qualität bestimmt werden können. Deswegen haben die **Mikrowellen-sondierer**, obwohl keine hohe vertikale Auflösung erreicht werden kann, eine sehr hohe Bedeutung bei der **Bestimmung von Temperatur- und Wasserdampfprofilen**.

Abbildende **Mikrowellenradiometer** haben eine lange Tradition von Beobachtungen in der 22-GHz-Wasserdampfabsorptionslinie, die sehr hoch mit dem Gesamtwasserdampfgehalt korreliert sind. Diese Beobachtungen liefern auch genaue Schätzungen in bewölkten Bedingungen allerdings nur über Ozeanen (siehe Beitrag 1 von CREWELL et al. in diesem Heft). Daten der konisch abtastenden **SSM/I auf den amerikanischen Defense Meteorological Satellite Program (DMSP)-Satelliten** liefert Daten seit 1987. Dieses Programm wird fortgesetzt mit Daten des **Special Sensor Microwave Imager Sounder (SSMIS)-Instruments**. Ähnliche Radiometer fliegen auf der amerikanischen **Tropical Rainfall Measurement Mission (TRMM Imager (TMI))** und auf der amerikanischen **AQUA-Mission (Advanced Microwave Scanning Radiometer for the Earth Observing System (AMSR-E))**. Das **AMSU-Instrument** verfügt auch über diese Frequenz, ist aber ein sogenannter „Cross-Track Scanner“, wodurch die Bodenemission schwerer abzuschätzen ist.

Messungen der **reflektierten Solarstrahlung** in der $\rho\sigma\tau\text{-H}_2\text{O}$ Wasserdampfabsorptionsbande enthalten auch Informationen über den Gesamtwasserdampfgehalt. Die beiden abbildenden Spektrometer **MODIS** und **MERIS** haben spezifische Kanäle zur Wasserdampfmessung. **MODIS** wird seit 1999 (Terra-Satellit) beziehungsweise 2002 (Aqua-Satellit) von der NASA betrieben, während **MERIS** seit 2002 auf dem **ESA-Envisat-Satelliten** fliegt. Generell kann der Wasserdampfgehalt am besten bestimmt werden, je heller die Oberfläche ist, die das Instrument sieht. **MERIS** erlaubt die Beobachtung von kleinskaligen Wasserdampfstrukturen dank einer hohen räumlichen Auflösung der Messungen von 260 mal 300 m^2 . Ein Nachteil für die klimatologische Nutzung ist, dass diese Messungen nur tagsüber und nur über Landoberflächen gute Ergebnisse liefern. Die Ozeanoberfläche ist zu dunkel, um eine hohe Genauigkeit erreichen zu können.

Spektrometer **im UV/VIS Bereich** wie das **Global Ozone Monitoring Experiment (GOME)** und **Scanning Imaging Absorption Spectrometer for Atmospheric Chartography (SciAmachy)** erlauben die Ableitung des Gesamtwasserdampfgehaltes über Land und Ozean mit vergleichbarer Genauigkeit, jedoch nur bei Tageslicht. Das **GOME-2-Instrument** fliegt seit Ende 2006 an Bord des **EUMETSAT-Metop-Satelliten**. Zukünftige Missionen wie **GMES Sentinel 4** und **5** werden ähnliche Instrumente beinhalten und somit die Zeitserie des Gesamtwasserdampfgehaltes fortsetzen.

Auch im **geostationären Orbit** gibt es seit langer Zeit abbildende Infrarotradiometer wie die **MVIRI- und SEVIRI-Instrumente**, die Strahlung bei 6,3 μm und 7,2 μm (nur SEVIRI) messen. Mit Messungen bei diesen Frequenzen kann die Feuchte der oberen Troposphäre in einer sehr dicken Schicht bestimmt werden. Aufgrund der hohen zeitlichen Auflösung der Messungen, können dynamische Prozesse beobachtet werden. Ähnliche Radiometer werden auch von asiatischen Raumfahrtagenturen betrieben. Die amerikanischen „**Geostationary Operational Environmental Satellites**“ (**GOES**) hingegen haben ein ähnliches Instrument an Bord, tasten aber nur das Gebiet der USA mit hoher zeitlicher Auflösung ab.

3.2 Wolken

Satellitenbeobachtungen bieten die einmalige Möglichkeit, Langzeitbeobachtungen von makro- und mikrophysikalischen Wolkeneigenschaften auf einer großen räumlichen Skala durchzuführen. Wie in Abbildung 8-2 gezeigt gibt es einige Satellitendatensätze, die bereits mehrere Dekaden abdecken und damit immer mehr in den Fokus von Studien zur zeitlichen Variabilität von Wolkeneigenschaften rücken. Viele der im vorigen Abschnitt beschriebene Instrumente können auch für die Bestimmung von Wolkeneigenschaften verwendet werden. Die europäischen und amerikanischen operationellen zivilen und militärischen Satellitenprogramme und Instrumente, das heißt **AVHRR, ATOVS, HIRS, AIRS, SSM/I** und die Flotte der geostationären Satelliten, bilden auch hier das Rückgrat für Klimadatensätze. Für Klimastudien ist es allerdings wichtig zu verstehen, was die verschiedenen Sensoren mit ihren verschiedenen Messprinzipien messen.

Mikrowellenradiometer wie **SSM/I** können für die Bestimmung von Wolkeneigenschaften eingesetzt werden. Eine Stärke dieser Instrumente liegt darin, dass sie über Ozeanen den Flüssigwassergehalt von Wolken und den Gesamtwasserdampfgehalt der Atmosphäre simultan bestimmen können (siehe Beitrag 1 im letzten Heft von CREWELL et al.).

In den vergangenen Jahren wurden stark verbesserte Instrumente in die Umlaufbahn gebracht. Seit den neunziger Jahren betreibt die **ESA** die **(A)ATSR-(2)-Instrumentenserie**, die ähnliche Kanäle wie das **AVHRR** hat, aber wesentlich besser kalibriert ist. Das amerikanische Spektroradiometer **MODIS** verfügt über Spektralkanäle, die hervorragend zur Fernerkundung von Wolken geeignet sind. Die räumliche Auflösung der Messungen ist dabei besser als 1x1 km^2 . Viele dieser Instrumente fliegen in nahezu identischen Orbits, das heißt, dass sie zur gleichen Zeit messen. Das ist für den Vergleich verschiedener Instrumente und Methoden zwar ein Vorteil, ermöglicht jedoch kaum eine verbesserte raumzeitliche Abdeckung bei einer Kombination der Instrumente. Die Bestimmung von Flüssig- und Eiswassergehalt wird hauptsächlich unter Verwendung der Kanäle im solaren Spektralbereich durchgeführt. Für Instrumente wie **MODIS** und **AATSR** ergibt sich der Nachteil, dass Beobachtungen für einen bestimmten Ort nur höchstens einmal

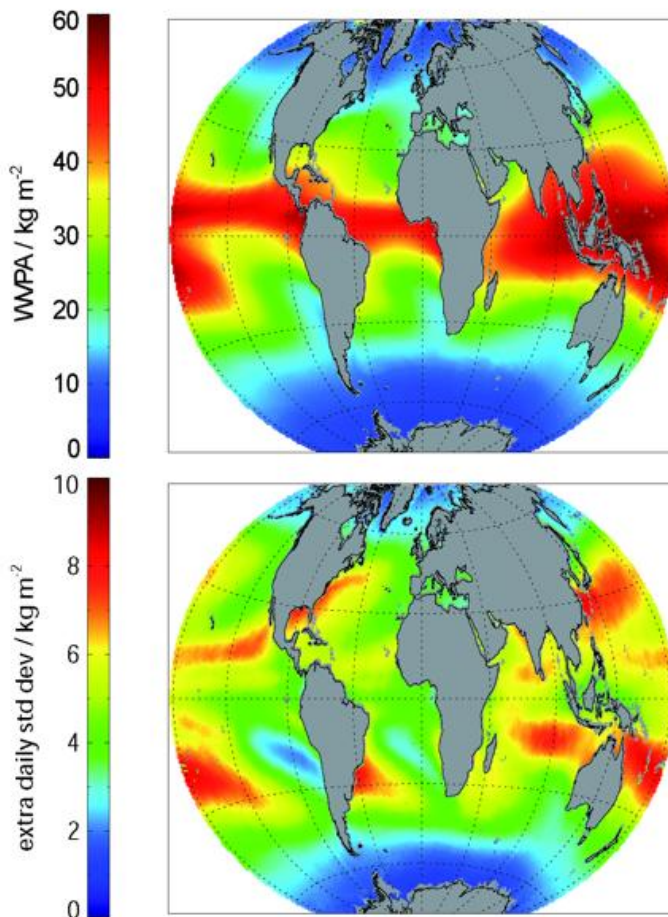


Abbildung 8-3: Durchschnittlicher Gesamtwasserdampfgehalt abgeleitet aus SSM/I Daten durch das EUMETSAT CM-SAF für den Zeitraum 1987-2005 (oben) und dazugehörige Variabilität (unten).

am Tag durchgeführt werden. Tägliche Variationen von Wolkeneigenschaften können viel besser mit geostationären Instrumenten wie SEVIRI erkundet werden. SEVIRI ist das erste Instrument, mit dem auch mikrophysikalische Eigenschaften wie Flüssigwassergehalt aus dem geostationären Orbit bestimmt werden können.

Spezielle Instrumente zur Wolkenfernerkundung wie das Wolkenradar auf dem Cloudsat-Satelliten und das Cloud-Aerosol Lidar with Orthogonal Polarisation (CALIOP) an Bord des CALIPSO-Satelliten liefern seit 2006 Messungen (siehe Beitrag 7 im letzten Heft von HÜNERBEIN et al.). Sie messen Vertikalprofile des durch große (Radar) und kleine (Lidar) Wolkenpartikel reflektierten, ausgesendeten Signals. Sie werden im Wesentlichen zur Validation verwendet und sind hervorragend geeignet, um die Grenzen von älteren Instrumenten aufzuzeigen und zu quantifizieren.

Das Multi-angle Imaging Spectroradiometer (MISR) auf dem Terra-Satelliten misst das von der Erde reflektierte Sonnenlicht bei neun verschiedenen Winkeln entlang des Satellitenweges und in vier Spektralbändern mit den zentralen Wellenlängen 446, 558, 672 und 866 nm. Aus diesen Messungen wurden monatliche kombinierte Histogramme der Wolkenbedeckung und der Wolkenhöhe mit einer vertikalen Auflösung von 500 m und einer räumlichen Auflö-

sung von $0,5^\circ$ in Länge und Breite für den Zeitraum 2001-2007 zur Verfügung gestellt. Solche Daten erlauben keine Betrachtung des Langzeitverhaltens von Wolken, sind aber von großem Wert für die Validation anderer Klimatologien.

4 Existierende Datensätze

4.1 Wasserdampfdatensätze

Globale Datensätze aus einzelnen Sensoren als auch aus kombinierten Sensoren sind frei verfügbar. Im Rahmen des Global Energy and Water Cycle Experiment (GEWEX) Water Vapour Projects entstand das globale (NASA Water Vapor Project) NVAP-Produkt (RANDALL 1996), das den Gesamtwasserdampfgehalt sowie integrierten Wasserdampfgehalt in dicken atmosphärischen Schichten enthält. Diese Produkte wurden aus einer Kombination von SSM/I, TOVS und Radiosondendaten hergestellt und decken den Zeitraum 1988-2001 ab. Für die Jahre 2000-2001 wurden zudem Daten der AMSU- und TRMM-Sensoren verwendet. Ein Nachteil dieses Datensatzes ist, dass keine Interkalibration der Instrumente über die Zeit vorgenommen wurde und deswegen die Anwendbarkeit des Datensatzes für Langzeitstudien eingeschränkt ist.

Die Herstellung einer konsistenten Klimatologie von Temperatur- und Wasserdampfprofilen ist noch nicht vollständig gelungen. Es existiert eine Klimatologie aus TOVS-Daten, die jedoch nur einige Jahre umfasst. Die Fortsetzung mit den Folgesensoren der ATOVS- und AIRS/IASI-Generation steht noch aus und ist Gegenstand der Forschung. Solche Produkte werden auch von operationellen Zentren wie NOAA und EUMETSAT zur Verfügung gestellt, haben aber noch nicht die Qualität für eine Analyse von Klimaänderungen erreicht. GEWEX plant für die nächsten Jahre einen neuen Vergleich bestehender Wasserdampfdatensätze mit dem Ziel, eine international anerkannte Klimatologie herzustellen.

Für den globalen Ozean stellt die EUMETSAT Satellite Application Facility on Climate Monitoring (CM-SAF, www.cmsaf.eu; SCHULZ et al. 2009) und die Firma „Remote Sensing Systems“ aus SSM/I Daten abgeleitete Gesamtwasserdampfdatensätze (Abbildung 8-3) zur Verfügung. Diese Datensätze beruhen auf homogenisierten Strahldichten und wurden erfolgreich für die Klimaanalyse (Abbildung 8-4 zeigt zum Beispiel tropische Wasserdampfanomalien für den Zeitraum 1987-2005 in denen klar der starke El Niño in 1997/1998 zu erkennen ist), die Evaluation von Modellen und modellbasierten Reanalysen verwendet (TRENBERTH et al. 2005). SANTER et al. (2007) haben solche Datensätze auch verwendet, um den Einfluss des Menschen auf die Wasserdampfverteilung zu demonstrieren.

Gesamtwasserdampfdatensätze wurden auch aus den Daten der GOME- und SCIAMACHY-Instrumente hergestellt und verwendet, um Trends zu berechnen. Räumliche Muster und Größe der Trends stimmen nur teilweise mit

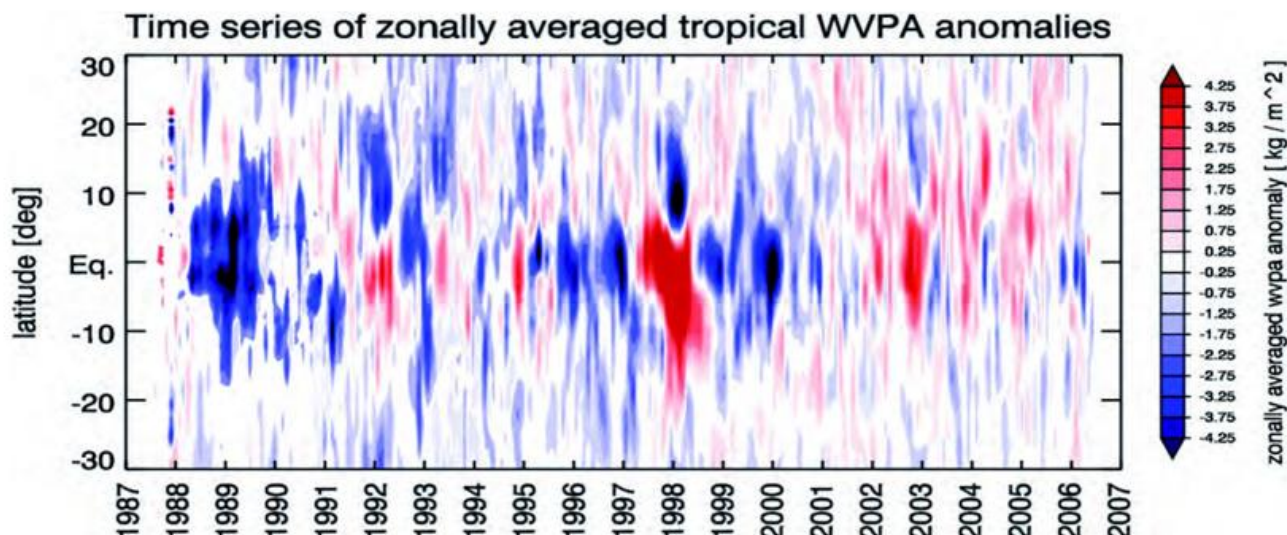


Abbildung 8-4: Aus dem SSM/I-Datensatz des CM-SAF abgeleitete tropische Wasserdampfanomalien.

denen in TRENBERTH et al. (2005) präsentierten Trends überein. Weitere Forschung ist notwendig, um konsistente Schätzungen aus den verschiedenen unabhängigen Datenquellen zu gewinnen.

Datensätze für die Feuchte der oberen Troposphäre stehen für die Instrumente HIRS, AMSU-B und Meteosat zur Verfügung. Die Infrarotdatensätze wurden interkalibriert und bereits erfolgreich in der Evaluierung von Klimamodellen und zur Klimaanalyse, zum Beispiel zur Analyse tropischer Konvektion, eingesetzt. Der AMSU-B-Datensatz beruht auf nicht-interkalibrierten Strahldichten. An einer Verbesserung dieses Datensatzes wird gearbeitet.

4.2 Wolkendatensätze

Das GEWEX International Satellite Cloud Climatology Project (ISCCP) verwendet eine Kombination von geostationären und polar umlaufenden Radiometern (AVHRR), um den Tagesgang der Bewölkung aufzulösen (ROSSOW und SCHIFFER 1999). Verschiedene ISCCP-Produkte und -Statistiken sind für den Zeitraum 1983 – 2008 verfügbar (<http://isccp.giss.nasa.gov>). Dieser Datensatz wurde nicht im Hinblick auf Trendschätzung hergestellt und enthält daher Elemente, die für Klimanalysen kritisch sind. Zum Beispiel wurden operationelle Temperatur- und Wasserdampfprofile verwendet um Wolkenhöhen zu bestimmen. Durch die sich über die Zeit verändernden Inversionsverfahren wurden Inkonsistenzen in die Wolkendaten eingebracht. Eine neue, stark verbesserte Version von ISCCP wird in der nahen Zukunft zur Verfügung stehen.

Neben diesem kombinierten Produkt wurden einige globale Klimatologien geschaffen, die Einzelinstrumente von polarumlaufenden Satelliten verwenden. Aus Daten der Infrarotsondierer HIRS und AIRS sind zwei Zeitserien (1987-1994 und 2003-2008) von Wolkenparametern abgeleitet worden. Die hohe spektrale Auflösung der In-

strumente führt insbesondere zu Stärken bei der Bestimmung von Zirkuseigenschaften. Durch die Verwendung des Infrarotbereiches kann dieses bei Tag und Nacht geschehen.

Der „AVHRR Pathfinder Atmospheres Extended“ (PATMOS-x)-Datensatz ist Teil eines AVHRR-Daten-Aufbereitungsprojektes, das neben Wolkeneigenschaften auch Aerosol optische Dicke und Oberflächentemperatur liefern soll (HEIDINGER et al. 2010). Ein wesentlicher Teil besteht in der Verbesserung der AVHRR-Kalibration und -Navigation.

Das Global Retrieval of ATSR Cloud Parameters and Evaluation (GRAPE)-Projekt stellt eine Wolkenklimatologie auf der Basis von ATSR-2-Messungen zur Verfügung. Da ausschließlich Messungen im sichtbaren Spektralbereich verwendet werden, sind die Daten nur für die Tageslichtstunden vorhanden. Interessant an dem Datensatz ist, dass eine Variationsanalyse für die Inversion verwendet wurde. Dies hat den grundsätzlichen Vorteil, dass für alle Parameter der Klimatologie Unsicherheitsmaße zur Verfügung stehen. Ob diese den tatsächlichen Unsicherheiten entsprechen, muss durch eine weitere Validation des Datensatzes gezeigt werden.

Bezüglich des NASA-MODIS-Instrumentes gibt es gleich zwei verschiedene Zeitserien für makro- und mikrophysikalische Wolkenparameter, die einerseits vom MODIS Science Team für 2001-2008 (<http://modis.gsfc.nasa.gov/sci-team>) und andererseits vom „Clouds and the Earth's Radiant Energy System“ (CERES) Science Team (<http://ceres.larc.nasa.gov>) für 2001-2007 bereitgestellt werden.

Basierend auf Mikrowellenbeobachtungen der Instrumente SSM/I, AMSR-E und TMI sind verschiedene Klimatologien des Flüssigwassergehaltes über dem Ozean erhältlich. „Remote Sensing Systems“ (www.ssmi.com) stellt Datensätze für alle drei Instrumente zur Verfügung. Die SSM/I-Serie startet in 1987, das TMI-Produkt 1997 und

das AMSR-E Produkt 2002. Diese Produkte gibt es mit dreitägiger, wöchentlicher und monatlicher Auflösung auf einem räumlichen Gitter mit 0,5°-Auflösung in Länge und Breite. Ein alternativer Datensatz ist vom NOAA National Climate Data Center erstellt worden, für den ein statistisches Verfahren zur Ableitung des Flüssigwassergehaltes mit Verbesserungen in der Langzeitanwendung verwendet wurde. Flüssigwassergehalt ist auch ein Teil des in Deutschland hergestellten HOAPS-Datensatzes (www.hoaps.org), in dem ein statistisches Verfahren verwendet wurde.

Neben globalen Wolkendatensätzen wurden einige regionale Datensätze produziert. Dieses sind zum Beispiel eine Klimatologie für Skandinavien aus AVHRR-Daten und eine ebenfalls aus AVHRR-Daten hergestellte, Europa abdeckende Klimatologie basierend auf dem APOLLO-Verfahren des Deutschen Zentrums für Luft- und Raumfahrt.

5 Validation

Viele Wettervorhersagezentren assimilieren die kalibrierte Strahldichte direkt in die Wettervorhersagemodelle (siehe Beitrag 9 in diesem Heft von BAUER). Auf diese Weise können Kanäle, die Wasserdampfinformation beinhalten, direkt genutzt werden, um eine dreidimensionale Wasserdampfverteilung zu bestimmen. Manche Anwendungen benötigen jedoch Wasserdampfprofile, die zunächst mittels eines Inversionsverfahrens aus den Strahldichten abgeleitet werden müssen. Solche Inversionsverfahren verknüpfen die beobachtete Strahldichte mit den abzuleitenden Eigenschaften der geophysikalischen Größe, die einen Einfluss auf die Messungen hat. Dieses geschieht in der Regel unter Verwendung von Strahlungstransportmodellen, mit denen Satellitenbeobachtungen simuliert werden können. Um genaue Datensätze für Wasserdampf und Wolkeneigenschaften herstellen zu können ist es daher wichtig, diese Inversionsverfahren zu validieren. Die beiden folgenden Abschnitte geben einen kleinen Überblick über die Qualität der Inversionsverfahren.

5.1 Wasserdampf

Die Validation von Wasserdampf wird dadurch erschwert, dass klassische Beobachtungen nur sehr eingeschränkt vorhanden sind. Radiosondenstationen, zum Beispiel, befinden sich fast nur über Landoberflächen und ihre Beobachtungszeiten passen nicht zur Beobachtungszeit der Satelliten (mehrere Stunden Zeitunterschied sind die Regel). Bodengebundene GPS-Beobachtungen sind ebenfalls nur über Landoberflächen verfügbar und können auch nur zur Validation des Gesamtwasserdampfgehaltes eingesetzt werden. Gleiches gilt auch für viele der vorhandenen bodengebundenen Mikrowellenradiometer. Operationelle Lidarbeobachtungen sind aus Kostengründen kaum vorhanden. Weil Flugzeugmessungen räum-

lich auf die Hauptflugrouten beschränkt sind und ihre Genauigkeit häufig nicht für die Validation ausreicht, ist insbesondere die Validation in der oberen Troposphäre und Stratosphäre sehr schwierig. Deswegen werden oft verschiedene Satelliteninstrumente untereinander verglichen. Solche Vergleiche helfen, spezifische Probleme der Instrumente und der Inversionsverfahren zu entdecken. Zum Beispiel hat der Vergleich von Gesamtwasserdampfgehalten, die aus Mikrowellenbeobachtungen des AMSR-E und des Infrarotinstruments AIRS abgeleitet wurden, systematische Differenzen gezeigt. Diese Differenzen konnten auf eine unzureichende Behandlung von Wolken im AIRS-Verfahren zurückgeführt werden (FETZER et al. 2006).

Die Genauigkeit von Temperaturprofilen aus ATOVS-Messungen wird mit 2 K beziehungsweise mit 3 bis 6 K für Taupunkttemperaturen angegeben. Die Validation von IASI-Profilen ergab neben einem stark verbesserten Temperaturprofil auch kleinere systematische Fehler von $\pm 10\%$ für instantane relative Feuchten und kleinere Standardfehler von etwa 10 % im Höhenbereich 800-300 hPa.

Es wurden umfassende Vergleiche von SSM/I-Gesamtwasserdampfgehalten abgeleitet mit verschiedenen Inversionsalgorithmen und Radiosonden durchgeführt. Die Studie bestätigt, dass Unterschiede zwischen den Verfahren hauptsächlich durch Unterschiede in den A-Priori-Informationen verursacht werden. A-Priori-Informationen sind zum Beispiel Daten, mit denen Regressionskoeffizienten in statistischen Inversionsverfahren bestimmt, neuronale Netzwerke trainiert oder die als Hintergrundinformationen in physikalischen Algorithmen verwendet werden. Dabei ist es wichtig, dass die A-Priori-Information die gesamte Variabilität des gesuchten Parameters repräsentiert. Bei Beobachtungssystemen, die den gesuchten Parameter nicht immer vollständig erfassen, zum Beispiel Infrarotsondierer, führt die Verwendung von A-Priori-Daten auch dazu, dass Fehler in den A-Priori-Daten in das Satellitenprodukt übertragen werden. Auf längeren Zeitskalen (Mittelwerte über 3 Monate) betragen die systematischen Differenzen zwischen aus SSM/I-Daten berechneten Gesamtwasserdampfgehalten und Radiosondenmessungen etwa 1 kgm^{-2} und die Standardabweichungen etwa $2,5 \text{ kgm}^{-2}$.

Vergleiche von Monatsmittelwerten der aus AMSU-B, Humidity Sounder Brazil (HSB) und AIRS abgeleiteten Feuchten der oberen Troposphäre ergaben, dass die AMSU-B-Feuchte systematisch etwa 4 % höher ist als die aus den AIRS-Profilen berechnete. Diese Differenz ist viel kleiner als zwischen Infrarotsondierern und Radiosonden, wo die Feuchte der Radiosonden 10 bis 15 % kleiner ist als die, aus den Satellitendaten gewonnenen, Feuchten. Die Differenz ist auch wesentlich kleiner als Differenzen zwischen verschiedenen Klimamodellen. Dies bedeutet, dass die heute vorhandenen Datensätze geeignet sind, um die Repräsentation der Feuchte in Klimamodellen zu verbessern.

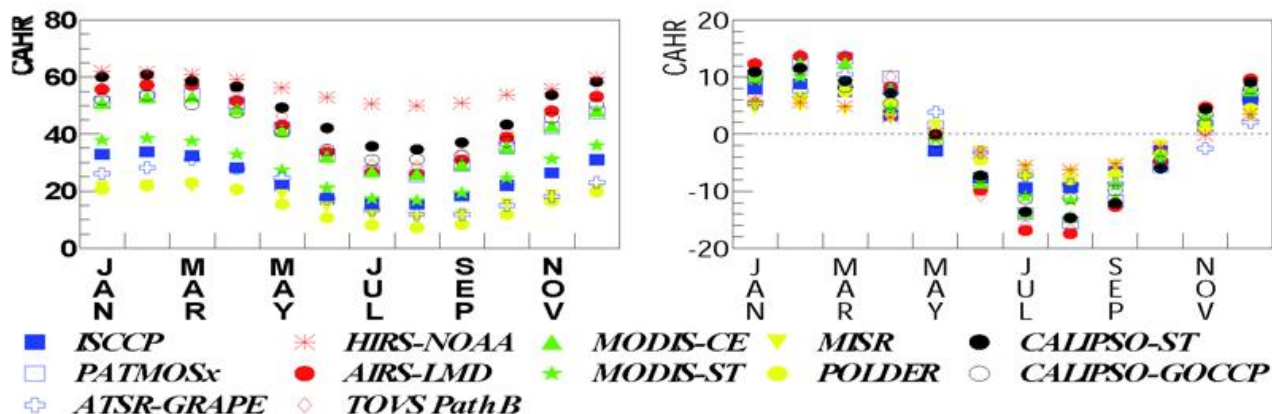


Abbildung 8-5: Klimatologische Mittelwerte des Bedeckungsgrades mit hohen Wolken skaliert mit dem Gesamtbedeckungsgrad (links) und der Jahreszeitenverlauf (rechts) für das Breitenband 0° bis 30°S. Die verschiedenen Farben kennzeichnen Datensätze aus verschiedenen Satelliteninstrumenten. Diese Abbildung wurde für das „GEWEX Cloud Assessment“ durch das „Laboratoire de Météorologie Dynamique“ (LMD) erstellt.

5.2 Wolken

Die Validation von Wolkeneigenschaften wird oft mit Daten von synoptischen Stationsdaten, Flugzeugmessungen oder bodengebundenen Beobachtungen in spezifischen Observatorien durchgeführt. Synoptische Stationsdaten werden hauptsächlich zur Validation der Wolkenbedeckung eingesetzt. Flugzeugmessungen erbringen sehr detaillierte Beobachtungen von Wolkeneigenschaften, die zudem das Verständnis von Wolkenprozessen fördern. Jedoch stehen solche Messungen nur für kurze Zeitabschnitte zur Verfügung. Meteorologische Observatorien verfolgen die Langzeitbeobachtung der Atmosphäre und verfügen über verschiedene zum Teil redundante Fernerkundungsinstrumente zur Bestimmung von Wolkeneigenschaften, Strahlungsflüssen und Wasserdampf. Die Anzahl solcher Observatorien ist allerdings begrenzt auf drei Atmospheric Radiation Measurement (ARM)-Observatorien und vier Cloudnet-Observatorien in Mitteleuropa. Die Beobachtungen an den ARM-Observatorien decken einen Zeitraum von mehr als 10 Jahren ab, so dass die Validation von interannualer Variabilität an diesen Orten möglich wird. Die europäischen Observatorien haben das amerikanische Niveau im Hinblick auf Kontinuität und Verfügbarkeit der Beobachtungen bisher nicht erreicht. Die Zahl der Stationen in Europa wächst jedoch kontinuierlich.

Zusätzlich zu den Vergleichen mit bodengebundenen Daten werden aus Satelliten abgeleitete Wolkenprodukte, wie beim Wasserdampf, auch untereinander verglichen. Ein groß angelegter, systematischer Vergleich von Wolkenattributen wurde im Jahr 2005 vom GEWEX Radiation Panel initiiert. Das Ziel war die Qualität von verfügbaren, globalen Langzeitdatensätzen zu vergleichen. 12 globale Klimatologien nahmen an diesem Vergleich teil, unter anderem der GEWEX-ISCCP-Datensatz, der eine Instrumentenkombination aus AVHRR und allen geostationären Satelliten beinhaltet. Weitere Datensätze, die im Vergleich berücksichtigt wurden, basieren auf Messungen von AVHRR, HIRS, TOVS, MODIS, AIRS, MISR,

Polarization and Directionality of the Earth's Reflectances (POLDER), ATSR-2 und CALIPSO. Die Vergleiche wurden im Hinblick auf Monatsmittel der gesamten Wolkenbedeckung, der Bedeckung mit hohen, mittelhohen und tiefen Wolken (wofür der Druck am Wolkenoberrand benötigt wird) und deren saisonaler Schwankungen durchgeführt (STUBENRAUCH et al. 2009).

Ein wesentliches Ergebnis dieser Studie ist, dass die verschiedenen Datensätze besser übereinstimmen, wenn die Bedeckung aus hohen, mittelhohen und tiefen Wolken mit dem Gesamtbedeckungsgrad skaliert wird. Es ist wichtig zu wissen, dass satellitengebundene Radiometermessungen nur Informationen über die jeweils oberste Wolkenart geben. Ungefähr 40 % aller Wolken sind hohe Wolken, das heißt Wolken mit einem Druck am Wolkenoberrand kleiner als 440 hPa. In 40 % aller Fälle sind nur tiefe Wolken, das heißt Wolken mit einem Druck am Wolkenoberrand größer als 680 hPa, vorhanden. Abbildung 8-5 zeigt den Vergleich der Monatsmittelwerte sowie den saisonalen Verlauf des Wolkenbedeckungsgrades für hohe Wolken innerhalb 0° - 30°S geographischer Breite. Die Differenzen zwischen den verschiedenen Datensätzen sind hauptsächlich auf die unterschiedlichen Sensitivitäten der Instrumente zurückzuführen. Das aktive Lidar CALIOP weist die höchste Sensitivität bezüglich dünner Zirruswolken auf. Aufgrund der relativ hohen spektralen Auflösung sind die Infrarotsondierer TOVS/HIRS und AIRS unter den passiven Geräten die mit der höchsten Sensitivität. Sie detektieren 10-15% weniger hohe Wolken (meistens den sogenannten „subvisible cirrus“) in den Tropen und den mittleren Breiten. Der TOVS/HIRS-Datensatz ISCCP sieht weitere 15 % der hohen Wolken in den Tropen und etwa 10 % in mittleren Breiten nicht. Diese dünnen Zirruswolken, die oft über tieferen Wolken liegen, werden falsch als mittelhohe Wolken klassifiziert. Auch der MODIS-Team-Algorithmus identifiziert einige hohe Wolken als tiefe Wolken. Trotz dieser systematischen Unterschiede stimmen der Verlauf der Jahreszeiten und die Amplituden der Wolkenbedeckung sehr gut überein. Die große

Amplitude im Bedeckungsgrad wird durch die Nord-Süd-Wanderung der Innertropischen Konvergenzzone verursacht.

6 Zusammenfassung

Klimaveränderungen können enorme soziale, ökonomische und demographische Änderungen verursachen. Damit entsprechende Maßnahmen durch die Gesellschaft ergriffen werden können, zum Beispiel die Reduktion von Treibhausgasen und die Entwicklung von Anpassungsstrategien, sind quantitative Schätzungen von Klimaänderungen aus Beobachtungen und eine Verbesserung der Projektionen notwendig. Eine Evaluierung der von Klimamodellen prognostizierten Änderungen ist jedoch nur möglich, wenn die Beobachtungsdaten sehr genau sind und auf globaler Skala vorliegen. Satellitendaten erfüllen zwar letzteren Punkt, müssen jedoch sorgfältig nachbearbeitet werden, um die entsprechende Genauigkeit vorweisen zu können.

Die verschiedenen Beobachtungssysteme und Verfahren zur Ableitung von Wasserdampfinformation und Wolkeigenschaften führen zu einer Vielzahl von Datensätzen, welche sorgfältig validiert und untereinander verglichen werden müssen. Nur so können gute Wasserdampf- und Wolkenklimatologien abgeleitet werden. Bestehende Datensätze werden bereits erfolgreich in der Klimaanalyse und auch zur Evaluierung von Prozessen in Modellen eingesetzt. Die Schätzung von Klimatrends ist jedoch schwierig und erfordert weitere Verbesserungen in den zugrunde liegenden Strahlungsmessungen und eine konsistente Fortführung der Beobachtungen.

Danksagung

Dank geht an Claudia Stubenrauch, Laboratoire de Météorologie Dynamique, und Marc Schröder, Deutscher Wetterdienst, für die Herstellung der Abbildungen 8-3, 8-4 und 8-5.

Literatur

- CAO, C., H. XU, J. SULLIVAN, L. MCMILLIN, P. CIREN, Y. HOU, 2005: Intersatellite radiance biases for the High Resolution Infrared Radiation Sounders (HIRS) onboard NOAA-15, -16, and -17 from simultaneous nadir observations. *J. Atmos. and Ocn. Tech.* **22**, 381-395.
- FETZER, E. J., B. H. LAMBRIGTSEN, A. ELDERING, H. H. AUMANN, M. T. CHAHINE, 2006: Biases in total precipitable water vapor climatologies from Atmospheric Infrared Sounder and Advanced Microwave Scanning Radiometer. *J. Geophys. Res.* **111**, D09S16, doi:10.1029/2005JD006598.
- HEIDINGER, A. K., W. C. STRAKA, C. C. MOLLING, J. T. SULLIVAN, 2010: Deriving an Inter-sensor consistent calibration for the AVHRR solar reflectance data record. *International Journal of Remote Sensing* **31**, 24, doi:10.1080/01431161.2010.496472.
- RANDAL, D. L., T. H. V. HAAR, M. A. RINGERUD, G. L. STEPHENS, T. J. GREENWALD, C. L. COMBS, 1996: A new global water vapor dataset. *Bull. Amer. Meteorol. Soc.* **77**, 1233-1246.
- ROSSOW, W. B., R. A. SCHIFFER, 1999: Advances in understanding clouds from ISCCP. *Bull. Am. Met. Soc.* **80**, 2261-2287.
- SANTER, B. D., C. MEARS, F. J. WENTZ, K. E. TAYLOR, P. J. GLECKLER, T. M. L. WIGLEY, T. P. BARNETT, J. S. BOYLE, W. BRÜGGEMANN, N. P. GILLET, S. A. KLEIN, G. A. MEEHL, T. NOZAWA, D. W. PIERCE, P. A. STOTT, W. M. WASHINGTON, M. F. WEHNER, 2007: Identification of human-induced changes in atmospheric moisture content. *PNAS* **104** (39), 15248-15253.
- SCHULZ, J., THOMAS, W., MÜLLER, R., BEHR, H.-D., DENEKE, H., CAPRION, D., DEWITTE, S., DÜRR, B., FUCHS, P., GRATZKI, A., HOLLMANN, R., KARLSSON, K-G, MANNINEN, T., REUTER, M., RIIHELÄ, A., ROEBELING, R., SELBACH, N., WOLTERS, E., ZELENKA, A., WERSCHECK, M., 2009: The EUMETSAT Satellite Application Facility on Climate Monitoring (CM-SAF): Mission concept and first results. *Atmos. Chem. Phys.* **9**, 1687-1709.
- STUBENRAUCH, C. J., KINNE, S., GEWEX CLOUD ASSESSMENT TEAM, 2009: Evaluation of Global Cloud Data Products. *GEWEX news article* **19**, 1.
- TRENBERTH, K. E., J. FASULLO, L. SMITH, 2005: Trends and variability in column-integrated atmospheric water vapour. *Climate Dynamics* **24**, 741-758, DOI 10.1007/s00382-005-0017-4.
- ZOU, C.-Z., W. WANG, 2010: Stability of the MSU-derived atmospheric temperature trend. *J. Atmos. Oceanic Technol.* doi:10.1175/2009/TECHA1333.

P. BAUER

9 Nutzung der Satellitenfernerkundung in der globalen Wettervorhersage

Satellite remote sensing data and global weather forecasting

Zusammenfassung

Die Qualität der Wettervorhersage wird bestimmt von der Genauigkeit der modellierten Prozesse sowie der Komplexität des Datenassimilationssystems, letzteres erlaubt, große und inhomogen verteilte Beobachtungsdatensätze zu genauen Modellanalysen zu verarbeiten, mit denen die Vorhersagen initialisiert werden. Die Assimilation von Satellitendaten hat in den vergangenen Jahren enorme Fortschritte gemacht und trägt wesentlich zu der heute erreichten Vorhersagegenauigkeit bei. Infrarot- und Mikrowellenradiometer stellen die wichtigsten Systeme für die Beobachtung von Temperatur und Feuchte dar und werden zunehmend auch in Regionen mit Wolken und Niederschlag verwendet. Dieser Artikel gibt eine kurze Zusammenfassung der Wettervorhersage, Datenassimilation und Nutzung der Satellitenfernerkundung im Allgemeinen sowie der Beobachtung von Feuchte und Wolken im Besonderen wider.

Abstract

The quality of weather forecasting is determined by the skill of the combination of numerical modelling and data assimilation that allows using vast amounts of inhomogeneously distributed observational data in atmospheric analysis used for initializing forecast models. The assimilation of satellite data underwent a significant development over the past years. Infrared and microwave radiance data represent the backbone of the global satellite observing system in numerical weather prediction mainly constraining atmospheric temperature and moisture distributions. Increasingly, data over clouds and precipitation is used since analysis uncertainties in these areas can lead to significant forecast errors. This article summarizes the basics of numerical weather prediction, data assimilation and general issues of satellite data usage and adds a focus on the importance of moisture and cloud observations.

1 Einleitung

1.1 Atmosphärische Modellierung

In der Wettervorhersage werden numerische Modelle zur Simulation derjenigen Prozesse in der Atmosphäre und an den Oberflächen verwendet, die den Zustand dieser über Stunden, Tage und Wochen bestimmen. Mit zunehmender Rechnerkapazität und durch ihre bessere Erforschung werden die meist nicht-lineare Repräsentation, Komplexität und Vollständigkeit dieser Prozesse in den Modellen fortwährend verbessert und feinere Skalen in Raum und Zeit können aufgelöst werden.

Für viele Anwendungen werden Modelle und Modellprodukte kombiniert, zum Beispiel, wenn hochauflösende

Regionalmodelle in globale Modelle eingebettet werden, bei Kopplung von atmosphärischen Modellen mit Wellen, Ozean- und Landoberflächenmodellen (hydrologische oder biogeochemische Modelle) sowie Kopplung von dynamischen mit chemischen Modellen.

Numerische Modelle verwenden einen Satz von Grundgleichungen, welche die Dynamik unter der Annahme des Erhalts von Energie und Masse sowie die thermodynamischen Prozesse beschreiben. Prozesse, deren Skalen nicht direkt durch die zeitliche und räumliche Auflösung der Modelle repräsentiert werden, sind in sog. physikalischen Parametrisierungen zusammengefasst, die den Einfluss dieser subskaligen Phänomene auf die durch das Modell aufgelösten Skalen bestimmen und umkehrt. Beispiele hierfür sind Parametrisierungen für den

Strahlungshaushalt, die Kondensation von Wasserdampf zu Wolken und Niederschlag, die Konvektion, orographische Strömungseffekte, Turbulenz und die meisten dynamischen und energetischen Prozesse an Landoberflächen (KALNAY 2003).

Da die meisten dieser Prozesse nichtlinear sind, werden die entsprechenden Gleichungen numerisch gelöst, wobei die Lösungsmethodik vom Modelltyp abhängt. Die meisten globalen Modelle sind sogenannte spektrale Modelle, bei denen die horizontale Dimension in Wellenform aufgelöst wird und die kleinste beschriebene räumliche Skala proportional zur höchsten Wellenzahl ist. Die vertikale Dimension ist üblicherweise definiert in Schichten, für die unterschiedliche Koordinatensysteme benutzt werden (sigma, eta, theta, hybride Koordinaten; UCAR 2000).

In operationellen Wettervorhersagediensten werden diese numerischen Modelle als Teil der Analyse, die eine Bestimmung des globalen Atmosphärenzustands zu einem Zeitpunkt darstellt, sowie für die eigentliche Vorhersage verwendet. Die Analyse trägt wesentlich zur Vorhersagegenauigkeit bei, da das Vorhersagemodell mit der Analyse initialisiert wird. Diese Art der deterministischen Vorhersagerstellung wird in vielen Zentren durch sog. Ensemble-Systeme ergänzt, in denen mehrere Vorhersagen mit gestörten Anfangsbedingungen erstellt werden. Diese Störungen repräsentieren die geschätzte Ungenauigkeit der Anfangsbedingungen und werden im Modell oft durch weitere statistische Modelle zur Simulation von Modellfehlern ergänzt, so dass die Streuung der Vorhersagen eine gute Abschätzung der wahren Vorhersagefehler gibt. Normalerweise werden diese Ensembles mit geringerer räumlicher Auflösung erstellt, um Rechenzeit zu sparen. Insbesondere bei Vorhersageperioden von Wochen bis Monaten ist die Abschätzung der Vorhersagegenauigkeit bedeutend, denn kleine Änderungen in den Anfangsbedingungen sowie nicht-lineare Prozesse können auf diesen Skalen große Variabilität produzieren. Somit finden Ensemble-Systeme in der längerfristigen Vorhersage weite Verbreitung.

1.2 Datenassimilation

Die Datenassimilation stellt das mathematische Handwerkszeug für die Erstellung der Analyse dar. Wie gesagt hängt die Genauigkeit einer Vorhersage stark von der Qualität des Modells, aber auch von der Güte der Analyse ab. Prinzipiell stellt die Analyse ein Invertierungsproblem dar. Diese Invertierung ist unterbestimmt, da weniger voneinander unabhängige Beobachtungen des globalen Atmosphärenzustands zur Verfügung stehen als voneinander unabhängige Atmosphärenparameter bestimmt werden müssen. Die Invertierung nimmt daher so genannte A-Priori-Informationen zur Hilfe, die einer Kurzfristvorhersage des Atmosphärenzustands entstammen. Diese Kurzfristvorhersage wurde mit der vorhergehenden Analyse initialisiert, so dass sich eine zyklische Verwendung der

Vorhersagen in den nachfolgenden Analysen ergibt. Das Datenassimilationssystem verknüpft dann die Beobachtungen mit der Kurzfristvorhersage zur Analyse mittels mathematischer Optimierungsmethoden (DALEY 1991).

Die Komplexität des Datenassimilationssystems hängt von der Anwendung und den verfügbaren Rechnerressourcen ab und kann eine einfache räumliche Interpolation durchführen oder viel kompliziertere variationelle oder Ensemble Methoden anwenden (COURTIER et al. 1993). In globalen Wettervorhersagesystemen müssen Invertierungsprobleme der Dimension 10^8 (Produkt aus Anzahl der Gitterpunkte, Modellschichten und Parameter im Zustandsvektor) gelöst werden, für die etwa 10^7 Beobachtungen zur Verfügung stehen (Produkt aus Anzahl der Beobachtungspunkte in der Horizontalen und Vertikalen – auch Anzahl der spektralen Kanäle bei Strahldichteassimilation).

Heutzutage verwenden die meisten globalen operationellen Dienste sog. vier-dimensionale, variationelle Datenassimilationssysteme (4D-Var, LEWIS und DERBER 1985), die sehr gut geeignet sind, die räumlich und zeitlich inhomogen verteilten Beobachtungsdaten mit Modellfeldern zu verbinden. In 4D-Var wird die Invertierung über ein Zeitfenster durchgeführt, über welches das dynamische Vorhersagemodell eine Trajektorie des Atmosphärenzustands berechnet, die optimal an die tatsächlichen Beobachtungen angepasst wird. Die Analyse ist demzufolge über das Zeitfenster dynamisch konsistent – eine entscheidende Verbesserung gegenüber dreidimensionalen Verfahren.

Eine recheneffiziente Variante ist das so genannte inkrementale 4D-Var-System, das die Annahme verwendet, dass die A-Priori-Information aus der Kurzfristvorhersage genau genug ist, um die weitere Optimierung mit einer linearen Version des Modells durchführen zu können (BOUQUIER und COURTIER 2002). Der Vorteil dieser Variante liegt in der sehr recheneffizienten Verwendung von adjungierten Modellen. Inkrementale 4D-Var-Systeme werden am EZMW, dem UK Met Office, bei MétéoFrance, dem Meteorologische Dienst in Kanada (MSC), der Japan Meteorological Agency (JMA) (Regionalmodell) und bald in den USA beim National Center for Environmental Prediction (NCEP) benutzt.

Für regionale Anwendungen werden zunehmend Ensemble-Systeme (zum Beispiel Ensemble Kalman Filter; HOUTEKAMER und MITCHELL 2001) implementiert, da sie keine adjungierten Modelle benötigen und unter Zuhilfenahme der Ensembles Analysefehlerstatistiken berechnen können. Ihre Anwendbarkeit in globalen Diensten wird zur Zeit diskutiert (LORENC 2003), ist aber für die gleiche räumliche Auflösung wie 4D-Var-Systeme und mit der komplexen Satellitendatenassimilation noch nicht leistbar. Es gibt jedoch zahlreiche Fallstudien (siehe auch WULFMEYER et al. für 4DVAR in diesem Heft), die die grundsätzliche Eignung dieser Verfahren auf kleinen Skalen demonstrieren).

2 Satellitendaten und Wettervorhersage

2.1 Datenprodukte

Satellitendaten können als so genanntes Level-1 (das heißt kalibrierte und navigierte Strahldichten) oder so genanntes Level-2 (d.h. abgeleitete geophysikalische Produkte) assimiliert werden. Die Wahl hängt von verschiedenen Faktoren ab, ist aber im wesentlichen durch den erforderlichen Entwicklungsbedarf im operationellen System bestimmt. Die Ableitung von Level-2-Produkten benötigt – wie die Invertierung in der Assimilation – A-Priori-Information, die häufig nicht ausreichend getestet oder repräsentativ, oft auch wenig dokumentiert ist. Die Kenntnis ihrer Ableitungsfehler (Bias und Standardabweichung) ist oft ähnlich unzugänglich. Letztere sind jedoch Voraussetzung für eine erfolgreiche Assimilierung, da systematische Fehler zwischen Beobachtung und Modell vor der Assimilierung korrigiert werden müssen und die Fehlerkovarianz bekannt sein muss, weil sie die Wichtung der Beobachtungen in der Analyse bestimmt. Eine weitere Schwierigkeit mit Level-2 Produkten ist, dass es einige Entwicklungszeit benötigt, bis diese für die Nutzer verfügbar sind, nachdem ein neues Instrument auf einem Satelliten aktiviert wurde oder falls sich die Messeigenschaften eines Instruments im Laufe der Zeit verändern und Algorithmen angepasst werden müssen.

Aus diesen Gründen werden in den meisten Systemen Level-1-Produkte bevorzugt, auch wenn dies die Modellierung der Strahlungsübertragung in der Atmosphäre erfordert. Für die Beobachtung der wichtigsten Parameter in der Analyse, nämlich Temperatur und Feuchte, stehen sehr genaue und recheneffiziente Strahlungsübertragungsmodelle zur Verfügung, die eine flexible Anpassung an existierende und neue Radiometermessungen erlauben und mit Hilfe derer die Abschätzung von Fehlern vergleichsweise einfach durchzuführen ist.

2.2 Geschichte der Satellitendatennutzung

Eines der ersten in der numerischen Wettervorhersage verwendeten Produkte waren Windvektoren, die aus der Identifizierung von Wolken- und Wasserdampfstrukturen in zeitlich hoch aufgelösten Bildsequenzen bestimmt und aufgrund ihrer Strahlungsemission im infraroten Wellenlängenspektrum einer bestimmten Höhe zugeordnet werden. Diese Daten nutzen hauptsächlich Beobachtungen von geostationären Satellitenradiometern, über den polaren Gebieten inzwischen aber auch polar umlaufende Satellitenmessungen.

Die Verfügbarkeit von spektral höher auflösenden Infrarot- und Mikrowellenradiometern mit HIRS und MSU/AMSU erlaubte bald eine ausreichend vertikal aufgelöste Information über Temperatur- und Feuchtestrukturen in der Atmosphäre. Ende der 1990er wurden diese Daten als Level-2-Produkte assimiliert und die allerersten Impakt-Experimente zeigten sogar zum Teil negative Ergebnisse, das heißt eine Verschlechterung der Analyse- und Vorhersage-

genauigkeit, wenn diese Daten verwendet wurden. Dies lag an der unzureichenden Kenntnis der systematischen Fehler und der Verwendung von Modelloperatoren, die ursprünglich für konventionelle (zum Beispiel Radiosonden) Beobachtungen entwickelt wurden.

Eine Variante zwischen Level-1- und Level-2 Datenassimilation ist das 1D- und 4D-Var-Verfahren. Hier wird eine eindimensionale, variationelle Ableitung von geophysikalischen Parametern aus Strahldichtemessungen vorgenommen, in der die A-Priori-Information und die Operatoren (zum Beispiel Strahlungstransportmodelle und Modellparametrisierungen) dieselben sind, die auch in der 4D-Var-Analyse verwendet werden. Das abgeleitete Produkt wird dann als Pseudobeobachtung im 4D-Var-System assimiliert. Der Vorteil dieser Methode ist, dass die verwendeten Modelle und Fehlerannahmen dieselben im 1D- und 4D-Var-Schritt sind und dass das 1D-Var-Verfahren eine weitere Qualitätskontrolle erlaubt, bevor Daten an den 4D-Var-Schritt weiter gegeben werden.

Einer der ersten Protagonisten dieser Methode im operationellen Betrieb waren EYRE et al. (1993), die dieses Verfahren zur Ableitung von Temperaturprofilen aus TOVS-Daten (HIRS, MSU, SSU) verwendet haben, die dann zum Beispiel im EZMW-System assimiliert wurden. Dieses Verfahren hat die Verwendung von Infrarot- und Mikrowellenstrahldichten in der numerischen Wettervorhersage deutlich gefördert und wurde später auch für Instrumente, mit denen atmosphärische Feuchte (AMSU-B, MHS) und Wolken sowie Niederschlag (SSM/I, AMSR-E, TMI, SSMIS) abgeleitet werden können, erweitert.

Mit der Implementierung von 4D-Var-Verfahren in den meisten globalen Wettervorhersagediensten ist der Einfluss von Satellitendaten auf Analyse- und Vorhersagegenauigkeit rasant gestiegen, auch durch die bessere Übereinstimmung von Modellsimulationen und Beobachtung, die bessere Kopplung von Dynamik mit Temperatur- und Feuchteanalyse sowie bessere Modellparametrisierungen. In den letzten zehn Jahren wurde der dominante Beitrag von Satellitendaten zur Wettervorhersage durch Instrumentpakete wie ATOVS (HIRS, AMSU-A and AMSU-B/MHS), das zuerst mit NOAA-15 im Jahr 1998 bereit stand und das bis NOAA-19 (im Jahr 2009) weiter geführt wurde. Seit 2006 gibt es dieses Paket auch auf EUMETSATs erstem polar umlaufenden Satelliten METOP.

Ein großer Schritt zur besseren Vertikalsondierung (in wolkenfreien Gebieten) konnte mit der Entwicklung von Infrarotspektrometern wie AIRS (auf EOS Aqua seit 2002) und IASI (auf METOP seit 2006) geleistet werden, die tausende von spektral fein aufgelösten Kanälen im infraroten Wellenlängenbereich zwischen 4 und 15 μm zur Verfügung stellen. Diese Instrumente sind hervorragend für die Temperatur- und Feuchte-sondierung, aber auch Spurengas-sondierung (O_3 , CO_2 , CH_4 , CO , etc.), geeignet und werden die genannten Mikrowellenradiometermessungen für die nächsten 20 Jahre ergänzen. Die hohe spektrale Auflösung

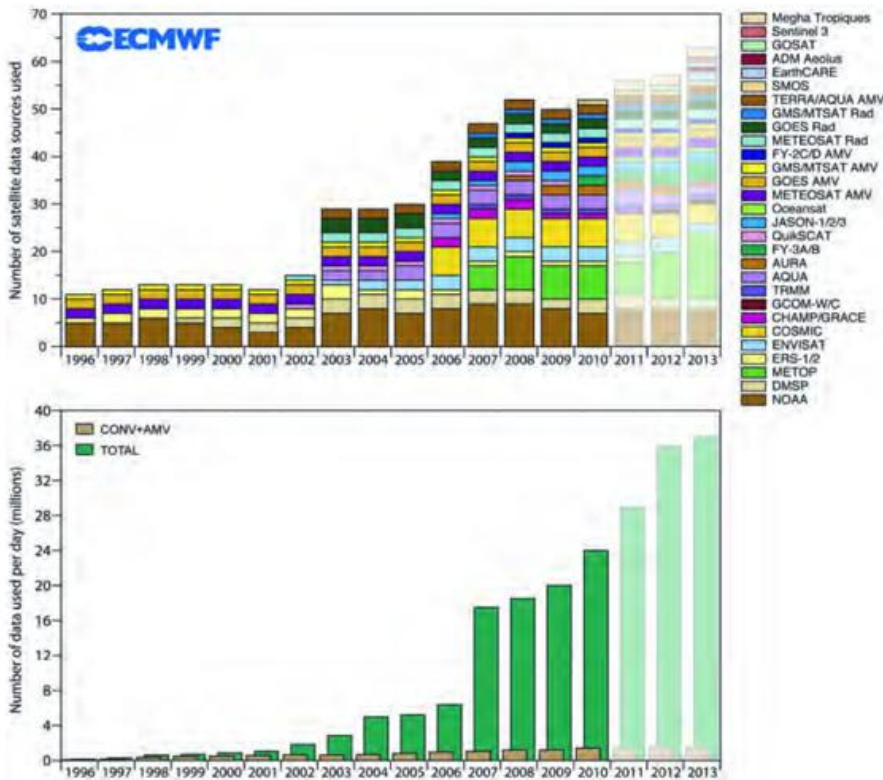


Abbildung 9-1: Entwicklung und Projektion der Nutzung von Satellitendaten in der operationellen Datenassimilation beim EZMW: Satellitenmissionen (oben) und Datenvolumen in Millionen pro Tag (unten). Für eine Erklärung der Akronyme siehe das Verzeichnis am Anfang des Promet-Heftes.

erlaubt ihren Einsatz neben der Wettervorhersage auch für Atmosphärenchemie und Klimaforschung.

Das Radiometerbeobachtungssystem wird zusätzlich komplettiert durch Radiowellen-Okkultationsmessungen, welche die Signale der GPS-Satellitenkonstellation (zukünftig auch Galileo) als Folge der Brechung der Radiowellen in der Atmosphäre durch Temperatur- und Feuchtgradienten ausnutzen. Zur Zeit werden Messungen von CHAMP, GRAS auf METOP und der COSMIC-Formosat-3-Konstellation genutzt, die Temperaturinformation mit der Genauigkeit von Radiosondensensoren liefern, insbesondere in der oberen Troposphäre und Stratosphäre, in denen die Modellfehler relativ groß sind.

Durch den Einfluss des Ozongehalts auf die Strahlungserwärmung in der Stratosphäre sowie den Tracer-Effekt der Ozonkonzentration auf die Stratosphärendynamik sind Ozonbeobachtungen auch wichtige Wetterbeobachtungen. Von Satelliten werden diese durch Messungen der rückgestreuten ultravioletten Solarstrahlung (SBUV, OMI, GOME-1/2) bereit gestellt sowie durch Infrarotspektrometernmessungen (AIRS, IASI). Letztere sind insbesondere wichtig, wenn keine Solarstrahlung zur Verfügung steht, d.h. bei Nacht und im polaren Winter.

Neben der Nutzung wolkenfreier Beobachtungen zur Temperatur- und Feuchtebestimmung entstehen mehr und mehr Verfahren, die Radiometermessungen von Wolken und Niederschlag zu nutzen. Dies stellt eine wesentliche

Verbesserung gegenüber herkömmlichen Systemen dar, da Wolken häufig in dynamisch instabilen Gebieten vorkommen, in denen die Modellanalyse sonst ohne Daten auskommen muss und daher größere Fehler hat. Die Assimilation von Satellitendaten in Wolken und Niederschlag erfordert wesentlich komplexere und nicht-lineare physikalische Parametrisierungen sowie Strahlungstransportmodellierungen und benötigt auch eine kompliziertere Fehlerdefinition.

Zusätzlich zur Beobachtung der Atmosphäre sind Satellitenmessungen von Oberflächen ebenfalls von großem Wert, neben der Oberflächentemperatur zum Beispiel die Wechselwirkung von Wind und Wellen (-spektren) durch passive Mikrowellenradiometer und aktive Radarsysteme wie Scatterometer, SAR und Altimeter. Über Landoberflächen ist ebenfalls die Oberflächentemperatur für den Antrieb sensibler Wärmefflüsse von Bedeutung. Die Bodenfeuchte wird zunehmend durch passive Mikrowellenradiometer (AMSR-E, SMOS), aber auch Scatterometer wie ASCAT, erkundet und – unter Zuhilfenahme komplexer Landoberflächenmodelle, die Effekte von Bodentypen, Vegetation, Schnee und Wasserflächen berücksichtigen – verspricht signifikante Verbesserungen in der Modellierung des latenten Wärmehaushalts und der Feuchteflüsse an der Grenzfläche.

Abbildung 9-1 illustriert die dramatische Zunahme des Volumens und der Diversität der Satellitendatenassimilation am EZMW über die letzten 15 Jahre und ihre Projektion bis ins Jahr 2013. Diese Entwicklung ist nur zum Teil durch die Zunahme der gestarteten Instrumente erklärbar und ist meist eine Funktion der Fähigkeit, diese Daten zum Vorteil der Wettervorhersage nutzbar zu machen. Zur Zeit werden Daten von etwa 50 Instrumenten genutzt. Die Diskrepanz im Volumen zwischen Satelliten- und konventionellen Daten hat deutlich zugenommen, so dass heute etwa 95 % aller Daten von Satelliten stammen.

2.3 Satellitendaten und Vorhersagegenauigkeit

Der Impakt von Beobachtungsdaten auf Vorhersagegenauigkeit kann auf unterschiedliche Weise ermittelt werden und beruht in der Regel auf einer Untersuchung ihres Impakts sowohl auf die Analyse als auch auf die Vorhersage. Die Qualität der Analyse wird im Vergleich der Modellfelder mit all den in der Analyse verwendeten Beobachtungen vor (nur A-Priori-Information, das heißt Kurzfristvorhersage) und nach ihrer Assimilation ermittelt. Eine bessere Analyse

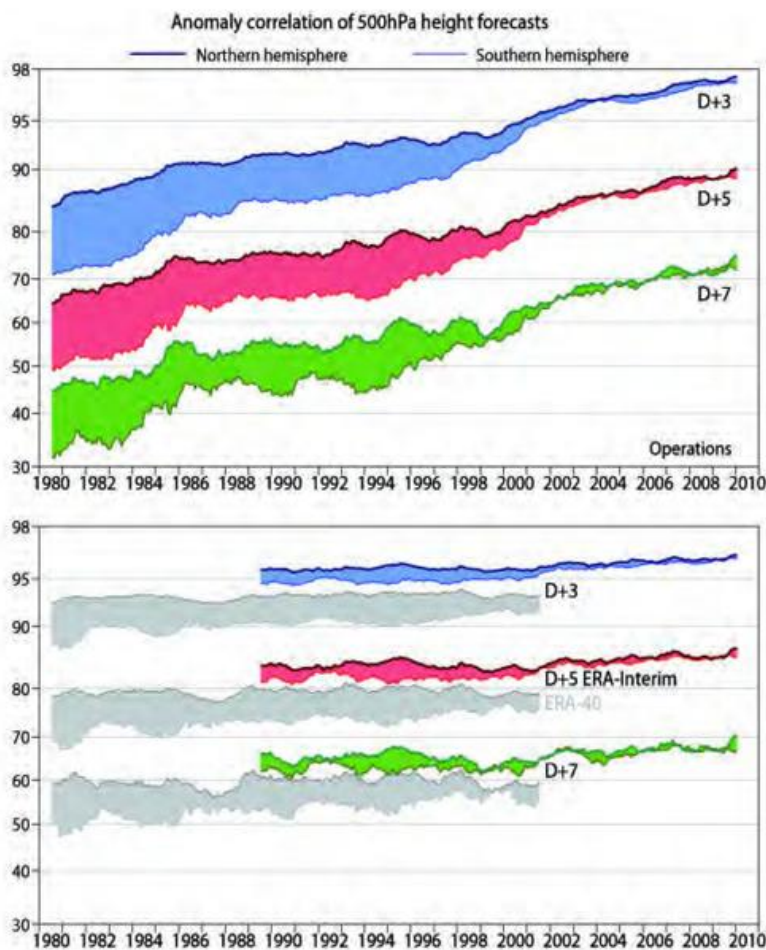


Abbildung 9-2: Entwicklung der Vorhersagegenauigkeit des EZMW-Modells seit 1980 (als Anomaliekorrelation der Geopotentialhöhe bei 500 hPa). Obere Abbildung zeigt das operationelle Modell für die Nord- (dunkle Kurven) und Südhemisphäre (helle Kurven) und verschiedene Vorhersagezeiträume. Untere Abbildung zeigt ERA-40 (graue Kurven) und ERA-Interim (farbige Kurven).

müsste konsistent besser mit allen beobachteten Größen übereinstimmen und sollte diesen Vorteil bis in die Kurzfristvorhersage beibehalten. Vorhersagen werden zur Zeit hingegen meist mit Analysen evaluiert; in der Zukunft wird dies aber zusätzlich mit denselben Beobachtungen, die zum Vorhersagezeitpunkt in der Analyse verwendet wurden, möglich sein.

Abbildung 9-2 zeigt die Entwicklung der EZMW drei-, fünf-, und siebtägigen Vorhersagegenauigkeit der letzten 30 Jahre über der Nord- und Südhemisphäre. Die obere Abbildung gibt die Entwicklung des operationellen Modells wider während die untere Abbildung die Zeitserie zweier Reanalysen (ERA-40 in grau und ERA-Interim farbige) zeigt. Reanalysen sind Analysen (und Vorhersagen), die über lange Zeiträume mit demselben Datenassimilations-system und Vorhersagemodell erstellt werden, so dass die Evolution der Vorhersagegenauigkeit nur eine Funktion des sich ändernden Beobachtungssystems sowie der allgemeinen Variabilität der Wettervorhersagbarkeit ist.

Die obere Abbildung zeigt den deutlichen Anstieg der Vorhersagequalität über drei Jahrzehnte als Folge der Fortschritte in der Modellierung, Datenassimilation und

Beobachtungsdatennutzung (siehe auch Abbildung 9-1). Die Verringerung der Diskrepanz zwischen Nord- und Südhemisphäre ist allein die Folge der Satellitendatennutzung, die erst in den letzten 10 Jahren dazu geführt hat, dass die Analysen in der Südhemisphäre, in der nur wenig konventionelle Daten zur Verfügung stehen, ausreichend gut durch Beobachtungen beschrieben werden können.

Der Beitrag der Modell- und Datenassimilationsentwicklung kann aus der Differenz der beiden Reanalysen abgeleitet werden, da über den Zeitraum von 1989 bis 2001 nahezu identische Beobachtungssysteme verwendet wurden, ERA-40 jedoch das EZMW-Modell aus 2001 und ERA-Interim das Modell aus 2006 verwendete.

Für die Evaluierung des Beitrags einzelner Satellitensysteme zur Analyse werden in der Regel sogenannte Observing System Experiments (OSE) durchgeführt, in denen einzelne Instrumente oder Satelliten dem System vor-enthalten werden und der relative Effekt in der Analyse und Vorhersage Auskunft über den Beitrag des entnommenen Instruments/Satelliten gibt.

In den letzten Jahren wurden zusätzlich Methoden entwickelt, welche die in der Analyse verwendeten adjungierten Modelle und Operatoren benutzen, um die Sensitivität der Analyse und Vorhersagefehler auf Störungen einzelner Beobachtungen zu berechnen (CARDINALI 2009). Gegenüber den OSE haben diese Methoden den Vorteil, dass man den Einfluss einzelner Beobachtungssysteme ermitteln kann, ohne diese der Analyse vorzu-enthalten (und damit als Bestandteil eines operationellen Systems fortlaufend mitzurechnen kann), jedoch basiert die Methodik auf der Annahme, dass das Modell linear ist und eignet sich daher nur für kurze Vorhersagezeiträume.

Der Beitrag von Beobachtungssystemen, die erst in der Planung sind und für die noch keine Beispiele existieren, kann nur über Simulationen geschätzt werden in sog. Observing System Simulation Experiments (OSSE; ARNOLD und DEY 1986). Diese Simulationen sind relativ komplex und schwierig auszuwerten – auch hier können Ensembles verwendet werden.

3 Der Beitrag einzelner Beobachtungssysteme

Eine grundlegende Impaktstudie wurde am EZMW in den Jahren 2006-2007 durchgeführt (KELLY und THÉPAUT 2007), die zum Schluss kam, dass Infrarotspektrometer (AIRS, IASI) die wichtigsten Einzelinstrumente darstellen, dass die Konstellation von den zur Zeit verfügbaren 4 bis 5

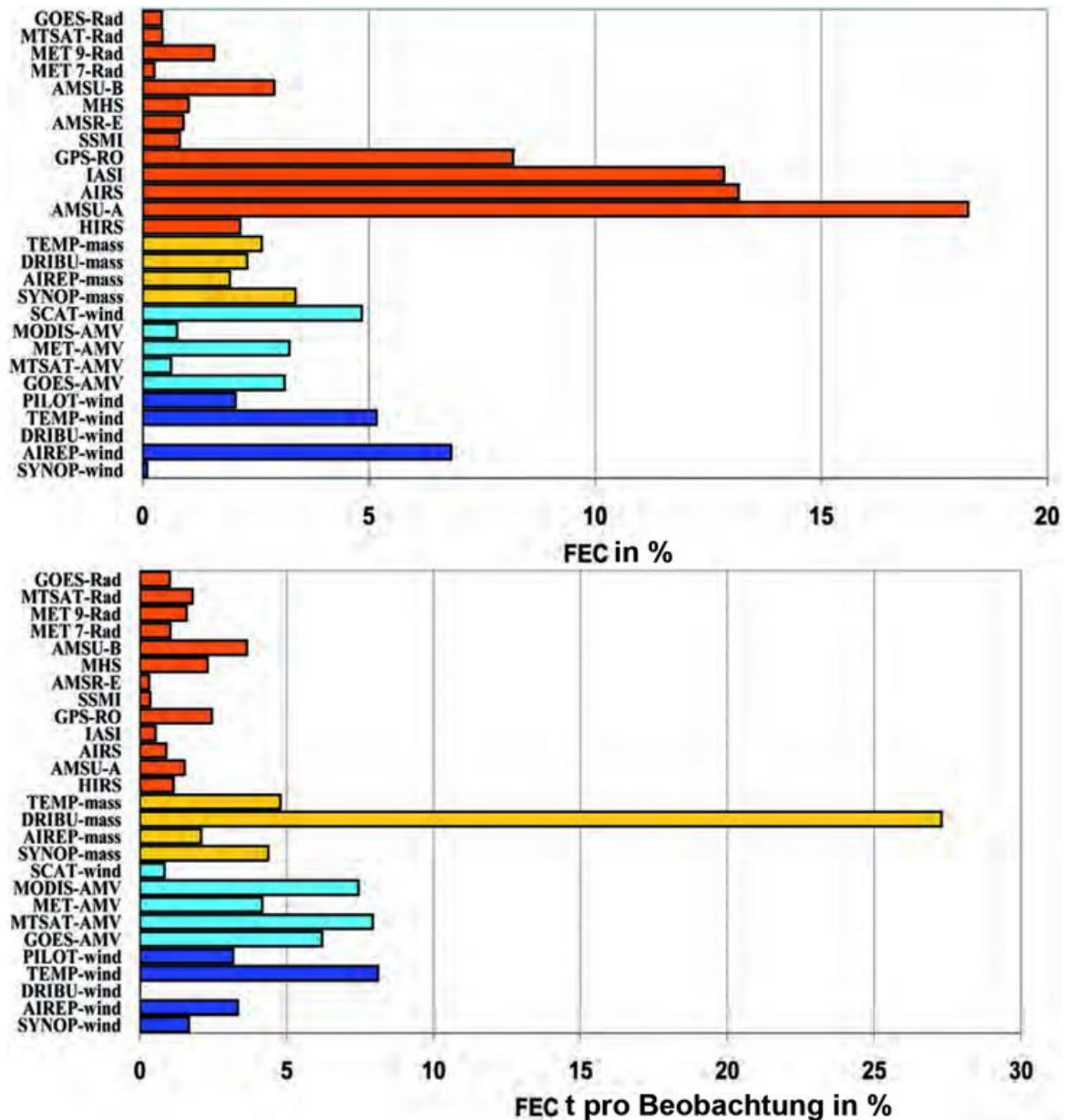


Abbildung 9-3: Beitrag einzelner Beobachtungssysteme zur Reduktion des 24-Stunden-Vorhersagefehlers, gemittelt über den Zeitraum September-Dezember 2008. Obere Abbildung zeigt den relativen Beitrag pro System, die untere Abbildung den relativen Beitrag pro Einzelbeobachtung eines jeden Systems.

Mikrowellenradiometern (AMSU-A/B, MHS) einen vergleichbaren Impact haben wie diese Infrarotspektrometer und dass beide Systeme sehr komplementär operieren aufgrund ihrer unterschiedlichen Sensitivität für Temperatur, Feuchte und Wolken. Weitere Studien zeigen, dass darüber hinaus GPS-Radio-Okkultationsmessungen und Scatterometerdaten fundamentalen Einfluss auf Analysen und Vorhersagen haben, da sie kritische Größen wie Troposphären- und Stratosphärentemperatur sowie den Wind an der Ozeanoberfläche beobachten.

Abbildung 9-3 zeigt ein Beispiel der relativen Sensitivität des 24-Stunden Vorhersagefehlers auf den Beitrag einzelner Beobachtungssysteme in der Analyse unter Ausnutzung der oben genannten adjungierten Modelle und Operatoren (CARDINALI 2009). In Abbildung 9-3, oben, wird der relative Beitrag aller Beobachtungen pro System

dargestellt, während Abbildung 9-3, unten, den Beitrag pro einzelner Beobachtung zeigt.

Wie bereits aus den OSE gefolgert, tragen Infrarotspektrometer, Mikrowellenradiometer und GPS-Empfänger am deutlichsten zur Vorhersagefehlerreduktion bei. Zum Teil liegt dies auch an der enormen Datenmenge, die diese Systeme bereitstellen, denn Abbildung 9-3, unten, weist darauf hin, wie wichtig einzelne Messungen zum Beispiel von Bojen (Bodendruck) oder Beobachtungen von Wind im allgemeinen sind. Letzteres indiziert, dass direkte Windmessungen von Satelliten aus Doppler-Lidarmessungen (ESA Mission ADM-Aeolus) ein großes Potential versprechen.

Es ist wichtig zu betonen, dass Evaluierungen dieser Art vom jeweiligen Vorhersagesystem abhängen, mit dem die

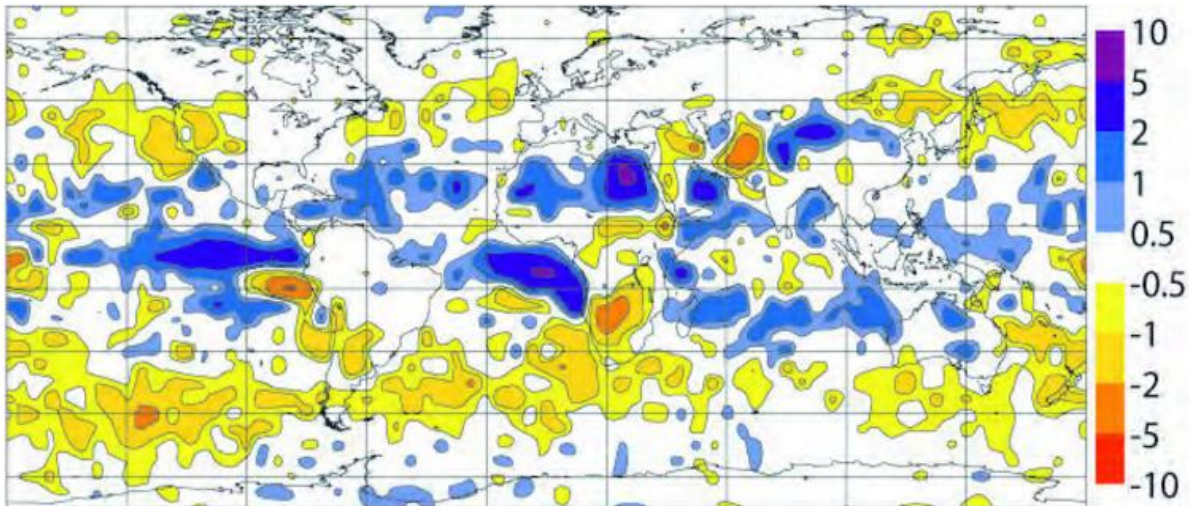


Abbildung 9-4: Mittlere (Juni-August 2008) Differenz zwischen Analysen des Gesamtwasserdampfgehalts (in Prozent) in der Atmosphäre durch den Einfluss von Mikrowellenradiometerdaten (SSM/I und AMSR-E). Gelb-rot (grün-blau) zeigt an, wo die Daten der Analyse Wasserdampf entnehmen (hinzufügen).

Experimente durchgeführt wurden. Auch besteht eine große Abhängigkeit von der Gesamtheit der assimilierten Beobachtungen, denn die An- oder Abwesenheit wesentlicher Beobachtungssysteme kann den relativen Beitrag der anderen Beobachtungen stark beeinflussen.

4 Satellitenbeobachtung von Wasserdampf und Wolken

Temperatur und Wind sind die wichtigsten Beobachtungsgrößen, da sie direkt mit der Modelldynamik verknüpft sind. Feuchte hingegen wirkt als Tracer im Zusammenwirken mit der atmosphärischen Dynamik und beeinflusst natürlich in Kombination mit Feuchteprozessen die Wolken- und Niederschlagsbildung, die wiederum die Energetik durch latente Wärmeprozesse mitbestimmt. Im allgemeinen sind diese Prozesse jedoch kurzlebiger und operieren auf kleineren räumlichen Skalen, die nicht unbedingt sehr gut in globalen Modellen repräsentiert sind (Beispiel Konvektion, siehe Beitrag von WULFMEYER et al. in diesem Heft). Daher haben Beobachtungen, die primär Feuchte messen, im allgemeinen einen geringeren Einfluss auf die großskalige Vorhersagegenauigkeit.

OSE, die den Einfluss von Satellitenmessungen der Feuchte auf die Vorhersagegenauigkeit bestimmen (KELLY und THÉPAUT 2007), zeigen, dass Mikrowellenradiometer wie SSM/I und AMSR-E den bedeutendsten Beitrag für den Gesamtwasserdampfgehalt leisten, während AMSU-B/MHS höhere Troposphärenschichten bestimmen, ähnlich wie die spektralen Wasserdampfkanäle der Infrarotradiometer auf den geostationären Satelliten (zum Beispiel SEVIRI auf Meteosat) und diejenigen der Infrarotspektrometer (HIRS, AIRS, IASI). Da die Invertierung der Strahldichtesignale im Assimilationssystem für Feuchtemessungen auch sensitiv für die Atmosphärentemperatur ist, erfordert eine gute Feuchteanalyse auch eine gute Temperaturanalyse. Daher sind oben genannte Infrarot- und Mikrowellenradiometer ebenso erforderlich wie Instrumente, welche die Feuchte

bestimmen. Dies wird auch durch die Ergebnisse, die in Abbildung 9-3 dargestellt sind, belegt, denn die Strahldichtebeobachtungen, die primär feuchtesensitiv sind (SSM/I, AMSR-E, AMSU-B, MHS, GOES-, MTSAT, Meteosat-7/9-Rad) leisten einen deutlich geringeren Beitrag zur Vorhersagefehlerreduktion als temperatur-sensitive Instrumente.

Über Landoberflächen sind Mikrowellen- und Infrarotmessungen nur mit Einschränkungen nutzbar, da die nur ungenau bekannte Oberflächenemission (Temperatur und Emissivität) große Fehler in der Differenzierung zwischen Atmosphären- und Oberflächenbeitrag produzieren kann. Hier sind differenzielle optische Verfahren im sichtbaren Spektralbereich (MODIS, MERIS) sowie bodengebundene GPS-Systeme genauer. Erstere sind allerdings nur in wolkenfreien Gebieten nutzbar, während letztere von der Verfügbarkeit von GPS-Empfängern am Boden abhängen.

Wie erwähnt sind Radiometerbeobachtungen von Wolken und Niederschlag von zunehmendem Interesse. Am EZMW werden diese zur Zeit von zwei verschiedenen Beobachtungstypen operationell assimiliert, nämlich von Mikrowellenradiometern wie SSM/I und AMSR-E sowie von den Infrarotspektrometern AIRS und IASI.

Die Mikrowellenstrahldichten werden global über Ozean eingesetzt und in einem vereinheitlichten System (wolkenfrei, Wolken und Niederschlag) als Strahldichten direkt im 4D-Var-System assimiliert (BAUER et al. 2010). Dieses Verfahren erlaubt eine direkte Beeinflussung der Feuchtephysik und Dynamik während der Analyse. Abbildung 9-4 zeigt den relativen Einfluss dieser Daten auf den Gesamtwasserdampfgehalt der Analyse, gemittelt über drei Monate im nordhemisphärischen Sommer (Juni bis August 2008). Die Ergebnisse zeigen, dass die Radiometerdaten versuchen, der Analyse in den Subtropen und Tropen Feuchte zuzuführen und dies hauptsächlich in Gebieten mit wenig Wolken. In den mittleren

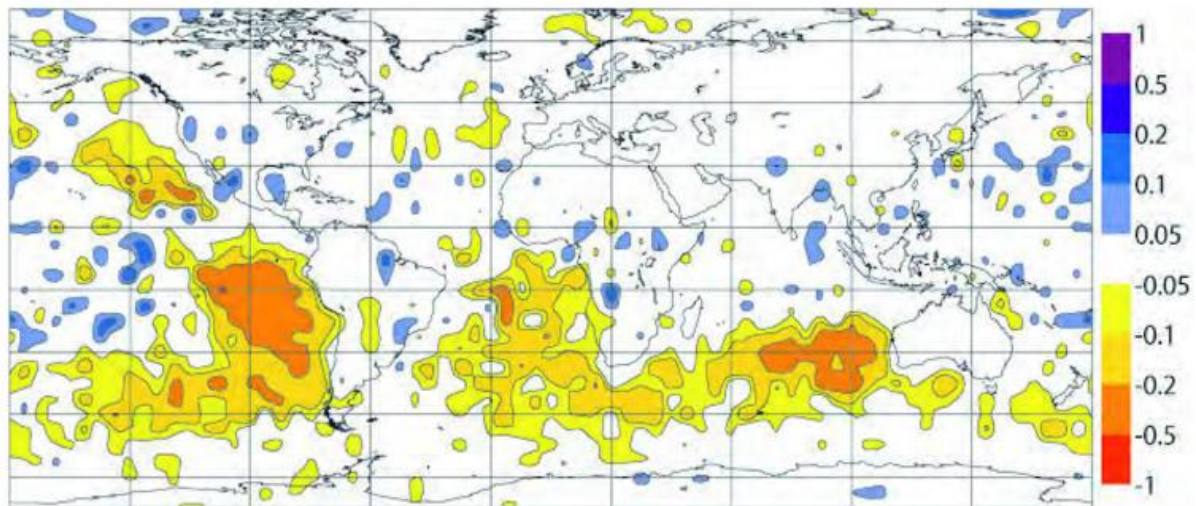


Abbildung 9-5: Mittlere (Juni-August 2008) Differenz zwischen Analysen der Atmosphärentemperatur (in Grad Kelvin) bei 850 hPa durch den Einfluss von Infrarotradiometerdaten (HIRS, AIRS, IASI) in wolkenbedeckten Gebieten. Gelb-rot (grün-blau) zeigt an, wo die Daten die Analyse abkühlen (erwärmen).

Breiten ist das Vorzeichen umgekehrt und in den Regionen des stärksten Impakts finden sich häufig Wolken und Niederschlag. Dieses Ergebnis weist auf systematische Modellfehler hin, die durch diese Daten in der Analyse korrigiert werden.

Im Infraroten werden Strahldichten in wolkenfreien, aber auch vollständig wolkenbedeckten Gebieten assimiliert. Die Einschränkung der Daten über Wolken auf vollständig wolkenbedeckten Szenen ist durch die starke Modellungenauigkeit und Nichtlinearität für durchbrochene Bewölkung begründet. Wenn Daten über Wolken zu den wolkenfreien Infrarotdaten addiert werden, ergibt sich nur ein Datenvolumenzuwachs von 5 %. Trotzdem ist der Einfluss dieser Daten signifikant. Abbildung 9-5 zeigt den Einfluss dieser Beobachtungen auf die Temperatur bei 850 hPa, ebenfalls als Differenz zwischen zwei Modellexperimenten. Die Temperaturen nahe Stratocumulus-Wolken in der Grenzschicht werden demnach systematisch um bis zu 0,5 K abgekühlt. Gemessen an der Größe der Gebiete und der Tatsache, dass Modelltemperaturfehler als etwa 1 K eingeschätzt werden, ist dies ein starkes Signal. Bei 700 hPa ist dieser Effekt invertiert (hier nicht gezeigt), so dass nicht nur die Mitteltemperatur sondern auch der vertikale Temperaturgradient durch diese Daten systematisch korrigiert wird. Beide Beispiele weisen auf die Bedeutung von Modellfehlern in wolken- und niederschlagsbedeckten Gebieten und die wichtige Rolle der Satellitenfernerkundung für ihre Korrektur hin.

5 Zusammenfassung und Ausblick

Die Qualität der Wettervorhersage wird bestimmt von der Genauigkeit der modellierten Prozesse sowie der Komplexität des Datenassimilationssystems, das erlaubt, große und inhomogen verteilte Beobachtungsdatensätze zu genauen Modellanalysen zu verarbeiten, mit denen die Vorhersagen initialisiert werden. Am EZMW werden

täglich etwa 18 Millionen Daten von 50 verschiedenen Satelliteninstrumenten verwendet. Die wichtigsten Instrumententypen sind Infrarotspektrometer und Mikrowellenradiometer, deren präzise Strahldichtmessungen Auskunft über Temperatur- und Feuchteverteilungen in der Atmosphäre geben. Über die letzten 30 Jahre hat die Vorhersagegenauigkeit etwa um einen Tag pro Dekade zugenommen, das heißt die 6-Tages-Vorhersage ist heute so genau wie die 3-Tages-Vorhersage im Jahr 1980.

Zunehmend werden Satellitenbeobachtungen in Wolken und Niederschlag genutzt sowie Daten über Landoberflächen, die Prozesse auf kleineren räumlichen und zeitlichen Skalen antreiben werden (Beispiel Lidar-Datenassimilation in WULFMEYER et al. in diesem Heft). Da diese zunehmend nicht-linear sind, werden in der Zukunft Datenassimilations- und Vorhersagesysteme, welche Ensembles beinhalten, mehr und mehr eine Rolle spielen. Dadurch können Analyse- und Vorhersagefehler besser abgeschätzt und direkt in der Assimilation verwendet werden.

Zukünftige Satellitensysteme werden zunehmend eine bessere spektrale Auflösung mit einer besseren spektralen Abdeckung im Infraroten kombinieren und ebenfalls größere spektrale Bereiche im Mikrowellenspektrum abdecken, so dass Parameter wie Bodenfeuchte bei großen Wellenlängen und Wolkenparameter bei kleinen Wellenlängen beobachtet werden können. Unter den aktiven Systemen sind Doppler-Lidarinstrumente zur direkten Windmessung in der Atmosphäre sowie Radarmessungen für Wolken und Niederschlag, aber auch Bodenfeuchte, von zunehmender Bedeutung.

Die Fortsetzung des bisherigen Trends der Vorhersageverbesserung von einem Tag pro Dekade stellt für das nächste Jahrzehnt eine große Herausforderung dar, kann aber nur durch Investition in die kombinierte Forschung von Modellen, Datenassimilationssystemen und Beobachtungstechnik erreicht werden.

Literatur

- ARNOLD, C.P., DEY C.H. 1986: Observing-system simulation experiments: Past, present and future. *Bull. Amer. Meteorol. Soc.* **67**, 687-695.
- BAUER, P., A. GEER, P. LOPEZ, SALMOND D., 2009: Direct 4D-Var assimilation of all-sky radiances. Part I: Implementation. *Q. J. Roy. Meteorol. Soc.* **137**, 652, 1868-1885.
- BOUTTIER, F., und COURTIER P., 2002: Data assimilation concepts and methods. ECMWF Training course lectures, available from ECMWF, Shinfield Park, Reading, UK, 59p.
- CARDINALI, C., 2009: Monitoring the observation impact on the short-range forecast. *Q. J. Roy. Meteorol. Soc.* **135**, 239-250.
- COURTIER, P., J. DERBER, R. ERRICO, J-F. LUIS, VUKICEVIC T., 1993: Important literature on the use of adjoint, variational methods and the Kalman filter in meteorology. *Tellus* **45A**, 342-357.
- DALEY, R., 1991: Atmospheric Data Analysis, Cambridge Atmospheric and Space Science Series, *Cambridge University Press*, ISBN-0-521-38215-7, 457pp.
- EYRE, J., G.A. KELLY, A.P. MCNALLY, E. ANDERSON, PERSSON A., 1993: Assimilation of TOVS radiance information through one-dimensional variational analysis. *Q. J. Roy. Meteorol. Soc.* **119**, 1427-1463.
- HOUTEKAMER, P.L. und H.L. MITCHELL, 2001: A sequential ensemble Kalman filter for atmospheric data assimilation. *Mon. Wea. Rev.* **129**, 123-137.
- KALNAY, E., 2003: Atmospheric modeling, data assimilation and predictability. *Cambridge University Press*.
- KELLY, G.A. und J.-N. THÉPAUT, 2007: Evaluation of the impact of the space component of the Global Observing System through observing system experiments. *ECMWF Newsletter* **113**, 16-28.
- LEWIS, J.M., DERBER J.C, 1985: The use of adjoint equations to solve a variational adjustment problem with advective constraints. *Tellus A* **37**, 309-327.
- LORENC, A.C., 2003: The potential of the ensemble Kalman filter for NWP – a comparison with 4D-Var. *Q. J. Roy. Meteorol. Soc.* **129**, 3183-3203.
- University Corporation for Atmospheric Research, 2000: [http://www.meted.ucar.edu/nwp/9cu1/ic2/frameset.htm?opentopic\(2\)](http://www.meted.ucar.edu/nwp/9cu1/ic2/frameset.htm?opentopic(2)).

V. WULFMEYER, H.-S. BAUER, A. BEHRENDT, G. DICK, M. GRZESCHIK,
T. SCHWITALLA, K. WARRACH-SAGI, F. ZUS

10 Untersuchung mesoskaliger Wasserdampffelder mittels Datenassimilation

Investigation of mesoscale water-vapor fields by means of data assimilation

Zusammenfassung

Dieser Artikel gibt einen Einblick in die mesoskalige Assimilation von Fernerkundungsdaten basierend auf Wasserdampf-Lidar und Global Positioning System (GPS)-Sensoren. Nach einer kurzen Einführung in geeignete Datenassimilationstechniken wird gezeigt, wie die entsprechenden Modell-Beobachtungs-Vorwärtsoperatoren konstruiert werden. Durch die Kombination von Modellen und Messungen unter Berücksichtigung ihrer Fehlercharakteristika wird eine genauere Analyse von 3D-Wasserdampffeldern erzielt. Ausgewählte Beispiele zeigen die vielfältigen Anwendungen auf. Diese erstrecken sich von Auswirkungen neuer Beobachtungssysteme auf die Analyse, über Untersuchungen der Auslösung von Konvektion und von Parametrisierungen bis zur optimierten Vorhersage von Wasserdampf- und Niederschlagsfeldern. Schließlich wird ein Ausblick in zukünftige Anwendungen gegeben, zum Beispiel in die Erforschung der Vorhersagbarkeit extremer Ereignisse mittels Kombination von Wasserdampf-Fernerkundung und Ensemble-basierender Datenassimilation.

Abstract

We present an overview of the assimilation of remote sensing data based on Global Positioning System (GPS) and water-vapor lidar on the mesoscale. After a short introduction in data assimilation methodology, suitable model-observation forward operators are derived. By means of combining models and data including their error characteristics, more accurate analyses of water-vapor fields are achieved. A few recent examples demonstrate the huge field of applications. These contain impact analyses of new observing systems, research on convection and parameterizations as well as optimized simulations of water-vapor and precipitation fields. Finally, an outlook on future activities is given, e.g., exploring the predictability of extreme events based on the combination of water vapor remote sensing and ensemble-based data assimilation.

1 Einleitung

Die Datenassimilation (DA) ist die Verschmelzung von A-Priori-Information über Variablen der Landoberfläche und der Atmosphäre mit Beobachtungsdaten. Mit Hilfe dieser Angleichung soll eine möglichst optimale Beschreibung des Anfangszustands, die sogenannte „Analyse“, erzeugt und/oder Parameter - insbesondere des Landoberflächenmodells - geschätzt werden. Daraus ergibt sich die fundamentale Bedeutung dieser Methode. Die DA ist entscheidend zur Bestimmung von Anfangsfeldern für die Wettervorhersage sowie von Klimasimulationen zumindest bis zur dekadischen Skala. Aber die Anwendungen gehen noch weit

darüber hinaus: Reanalysen, also die kontinuierliche DA mit einem eingefrorenen Modellsystem und einem definierten Satz von Beobachtungsdaten ermöglichen die Untersuchung von Energie- und Stoff-Kreisläufen, Budget-Analysen sowie die Untersuchung von Parametrisierungen. Auch eine Reihe von Prozessstudien basieren auf Modellsimulationen mit umfangreicher Initialisierung durch DA sowohl auf der globalen als auch seit jüngster Zeit auf der Mesoskala.

Bei Untersuchungen der Landoberfläche wird die DA entweder zur Bestimmung einer Analyse (DRUSCH und VITERBO 2007, WARRACH-SAGI und WULFMEYER 2010) oder zumeist zur Parameterschätzung eingesetzt, da

man davon ausgeht, dass die Unsicherheiten in den Parametern größer sind als in den Anfangsfeldern. Die Bestimmung der Anfangsfelder inklusive einer Unsicherheitsanalyse ist der Startpunkt für Ensemble-Simulationen zur Untersuchung der Vorhersagbarkeit atmosphärischer Prozesse. Die Vorhersagbarkeit des Niederschlags und dessen Abhängigkeit von der Interaktion groß- und kleinskaliger Prozesse ist ein besonders wichtiges und aktives Forschungsgebiet. Ein Überblick kann dem WWRP Strategic Plan 2009-2017 des Weltwetterforschungsprogramms (World Weather Research Programme, WWRP¹) der WMO sowie dem Übersichtsartikel zu COPS (Convective and Orographically-induced Precipitation Study, Wulfmeyer et al. 2011) entnommen werden.

Die fundamentale Rolle des Wasserdampfs bei der flachen und hochreichenden Konvektion sowie bei der Wolken- und Niederschlagsbildung ist seit langem bekannt. Im Rahmen vieler Sensitivitätsuntersuchungen (zum Beispiel WECKWERTH und PARSONS 2006, DIERER et al. 2009) wurde festgestellt, dass zur korrekten Simulation dieser Prozesse auf der Mesoskala das Wasserdampffeld dreidimensional, mit einer Auflösung im Minutenbereich und mit einer Genauigkeit von besser als etwa 1 g/kg in der unteren Troposphäre bekannt sein muss. Jedoch fehlt es an konkretem Wissen, wie das 3D-Wasserdampffeld auf der Mesoskala wirklich strukturiert ist, von welchen Prozessen es in welchem Maße bestimmt wird und wie reale Daten die Simulationen konkret verbessern können. Von solch einer Auflösung und Überdeckung sind die heutigen Fernerkundungsmethoden noch weit entfernt. Allerdings ist es möglich, sich dieser geforderten Überdeckung und Genauigkeit mit Netzwerken von Lidar-Systemen (siehe die Beiträge von Behrendt et al. und Beitrag von Reichardt et al. in diesem Heft) und von Global Positioning System (GPS)-Empfängern anzunähern und zumindest in bestimmten Regionen und zu limitierten Zeiträumen, in denen geeignete Daten vorliegen, Impaktstudien durchzuführen.

Dieser Artikel beschäftigt sich mit der Rolle der DA zur Untersuchung mesoskaliger Prozesse, an denen der Wasserdampf beteiligt ist (die globale Skala wird im Artikel von Bauer in diesem Heft behandelt). In diesem Artikel wird zunächst ein kurzer Überblick über geeignete DA-Methoden gegeben, da sich hieraus klare Anforderungen an die Beobachtungssysteme ergeben. Es wird gezeigt, dass GPS und die Wasserdampf (WV)-Lidar-Methode zwei besonders gut geeignete Verfahren für die DA sind. Dieses wird deutlich durch die Analyse von GPS und Lidar in Bezug auf die Inversion der Strahlübertragungsgleichung (Radiative Transfer Equation, RTE). Beide Methoden ermöglichen eine eindeutige Bestimmung von Variablen, die einen großen und genauen Informationsgehalt in Bezug auf die Verteilung und zeitliche Entwicklung des atmosphärischen Wasserdampfes enthalten. Dieses wird substantiiert durch einige aktuelle Ergebnisse zur DA von GPS- und WV-Lidar-Daten. Es wird insbesondere diskutiert, welcher positive Einfluss auf die Simulation atmosphärischer Prozesse bei der DA und unter den Einsatz der

gegenwärtigen DA-Methoden erwartet werden kann, wenn nur WV-Daten assimiliert werden.

Ein Ausblick über die Weiterentwicklung und die Zukunft der DA auf der Mesoskala unter Nutzung von Wasserdampf-Fernerkundungsdaten und die Identifikation entscheidender Forschungsgebiete wird im letzten Abschnitt dieses Artikels gegeben.

2 Datenassimilationsmethoden

Grundlage der meisten in der Meteorologie verwendeten DA-Methoden ist das Bayesische Theorem. Es zeigt wie die Wahrscheinlichkeitsverteilungsfunktion (engl. Probability Density Function, PDF) des A-Priori-Zustands mit dem Informationsgehalt von Beobachtungen zur Abschätzung des wahrscheinlichsten Anfangszustands verschmolzen werden kann. Eine Projektion der resultierenden PDF der Analyse in die Zukunft, um das Wissen in Bezug auf den Anfangszustand und seine zeitliche Entwicklung zu berücksichtigen, kann mit der Fokker-Planck-Gleichung realisiert werden. Es zeigt sich jedoch sehr schnell, dass sowohl eine direkte Anwendung des Bayesischen Theorems als auch der Fokker-Planck-Gleichung extraorbitant sind. Zum Beispiel erfordert die Abtastung der PDFs nur zweier Variablen mit jeweils 100 Stützstellen eine Auflösung von 2^{100} Werten. Bei einer höheren Anzahl von Variablen potenziert sich dieser Phasenraum entsprechend.

Auswege bieten Verfahren, die lediglich den Erwartungswert und die Kovarianzen der PDFs ermitteln oder mittels Ensemble-Simulationen versuchen, die zeitliche Entwicklung dieser Mittelwerte und Kovarianzen zu bestimmen. Vorzuziehen sind dabei Methoden, die zur Bestimmung der Analyse die PDFs sowohl des A-Priori-Zustands als auch der Beobachtungen berücksichtigen. Aus methodischer Sicht sind diese Verfahren prinzipiell anderen Verfahren, die weder Modell- noch Beobachtungsfehler einbeziehen wie das Nudging (STAUFFER und SEAMAN 1994) überlegen. Hier betrachten wir nur Verfahren, die eine Gaußverteilung dieser Fehler annehmen. Das wird bei höherer Modellauflösung bis zur konvektionserlaubenden Skala immer kritischer (siehe Kapitel 4), die Analyse umfassenderer Verfahren würde jedoch den Rahmen dieses Beitrags sprengen. Ferner beschränken wir uns auf hoch-auflösende mesoskalige Simulationen, die im Allgemeinen ein „Nesting“ in ein globales Modell also die Anwendung eines „Limited Area Model“ (LAM) erfordern. In diesem Fall gibt es zwei Wege, den Informationsgehalt der Beobachtungen zur Verbesserung der Analyse zu nutzen: Die „Maximierung der Likelihood“ des Anfangszustands oder den Kalman-Filter (KF).

Beim variationellen Verfahren kann aus der Bestimmung der Maximum Likelihood des Anfangszustands eine Kostenfunktion für die Modellvariablen hergeleitet werden. Bei der dreidimensionalen variationellen Analyse (3DVAR) wird die Kostenfunktion zu einem bestimmten Zeitpunkt minimiert, wobei Beobachtungen in der Umgebung dieses

Zeitpunkts, wenn sie nicht exakt zu der Zeit gemessen wurden, auf diese Zeit projiziert oder einfach nur verschoben werden. Bei der 4DVAR wird die Kostenfunktion innerhalb eines DA-Fensters minimiert, wobei die Beobachtungen genau an dem Zeitpunkt assimiliert werden, an dem sie gemessen wurden. Für die Kostenfunktion J ergibt sich

$$J[\mathbf{x}_{t_o}] = \frac{1}{2}(\mathbf{x}_{t_o} - \mathbf{x}_b)^T \mathbf{B}^{-1}(\mathbf{x}_{t_o} - \mathbf{x}_b) + \frac{1}{2} \sum_{i=1}^N (\mathbf{y}_i - H[M_{t_o \rightarrow t_i}[\mathbf{x}_{t_o}]])^T \mathbf{R}^{-1}(\mathbf{y}_i - H[M_{t_o \rightarrow t_i}[\mathbf{x}_{t_o}]]) \quad (1)$$

mit den folgenden Größen:

- \mathbf{x}_{t_o} ein beliebiger Zustand des Systems zum Analysezeitpunkt,
- \mathbf{x}_b Hintergrund (Background)-Zustand,
- \mathbf{B} die Backgroundfehler-Kovarianzmatrix,
- \mathbf{R} die Beobachtungsfehler-Kovarianzmatrix,
- \mathbf{y}_i eine Beobachtung zum Zeitpunkt t_i ,
- $H[\cdot]$ der Modell-Beobachtungsoperator,
- $M_{t_o \rightarrow t_i}[\cdot]$ eine Modellvorhersage vom Ausgangszeitpunkt t_o zu dem Zeitpunkt t_i .

Im Falle der 3DVAR liegen alle Beobachtungen zum Zeitpunkt t_o vor und die Modellvorhersage entfällt, da $M_{t_o \rightarrow t_i}[\cdot]$ die identische Abbildung ist. Das Ergebnis der Minimierung ist die Analyse \mathbf{x}_a .

Ein Vergleich der 3DVAR und der 4DVAR zeigt die folgenden Eigenschaften und Unterschiede auf. In beiden Fällen ist das Ergebnis der Assimilation stark abhängig von der Wahl der Fehlerkovarianzmatrizen \mathbf{B} und \mathbf{R} . Bei der 3DVAR muss die \mathbf{B} -Matrix zur Zeitpunkt der Assimilation besonders gut bekannt sein. Die \mathbf{B} -Matrix kann zum Beispiel durch das National Meteorological Center (NMC)-Verfahren (PARRISH und DERBER 1992) abgeschätzt werden, das auch im Weather Research and Forecasting (WRF)-Modell implementiert ist. Eine weitgehende Optimierung und die Berücksichtigung der Strömungsabhängigkeit von \mathbf{B} sind durch die hybride Kombination mit Ensemble-DA-Verfahren möglich. Dagegen hat die 4DVAR den Vorteil, dass sie eine strömungsabhängige \mathbf{B} -Matrix im DA-Fenster konstruiert. Das ersieht man aus der Kostenfunktion für einen späteren Zeitpunkt t_1 :

$$J[\mathbf{x}_{t_1}] = \frac{1}{2}(\mathbf{x}_{t_1} - M_{t_o \rightarrow t_1}[\mathbf{x}_b])^T (\mathbf{M}\mathbf{B}\mathbf{M}^T)^{-1}(\mathbf{x}_{t_1} - M_{t_o \rightarrow t_1}[\mathbf{x}_b]) + \frac{1}{2}(\mathbf{y}_1 - H[\mathbf{x}_{t_1}])^T \mathbf{R}^{-1}(\mathbf{y}_1 - H[\mathbf{x}_{t_1}]) \quad (2)$$

bei der die \mathbf{B} -Matrix durch den Modelloperator \mathbf{M} transformiert und damit abhängig vom Anfangszustand des Modellsystems wird. Dieses ist ein signifikanter Vorteil der 4DVAR gegenüber Nudging und 3DVAR. Ferner können weitere Randbedingungen in der Kostenfunktion ergänzt werden wie die Perturbation der Ränder des globalen Modells im LAM. Sowohl die 3DVAR als auch

die 4DVAR liefern eine Analyse-Kovarianzmatrix \mathbf{A} , die zur Erzeugung eines Ensembles genutzt werden könnte. Dieses ist aber nur für Subparameterräume praktikabel:

$$\mathbf{A} = (\mathbf{B}^{-1} - \mathbf{M}^T \mathbf{H}^T \mathbf{R}^{-1} \mathbf{H} \mathbf{M})^{-1} \quad \text{für 4DVAR} \quad (3)$$

$$\mathbf{A} = (\mathbf{B}^{-1} - \mathbf{H}^T \mathbf{R}^{-1} \mathbf{H})^{-1} \quad \text{für 3DVAR} \quad (4)$$

Die 4DVAR wird auf der globalen Skala beim EZMW eingesetzt. Die herausragende Vorhersagegüte der EZMW-Vorhersagen beruht größtenteils auf der Implementierung der 4DVAR und die damit verbundene Möglichkeit, Strahlungstemperaturen aus Satellitendaten direkt zu assimilieren. Auf der Mesoskala wurde die 3DVAR für das AROME-Modell bei Météo-France und für das WRF-Modell implementiert. Die 4DVAR wurde für das MM5-Modell entwickelt und demonstrierte gute Leistungsfähigkeit (zum Beispiel BAUER et al. 2011). Seit kurzem gibt es erste operationelle 4DVAR-Systeme auf der Mesoskala bei der Japan Meteorological Agency (JMA) in Japan und dem UK Met Office.

Die Herausforderungen, eine 4DVAR zu betreiben, liegen hauptsächlich darin, dass zur Minimierung der Kostenfunktion die Adjungierte des Modells bestimmt werden muss, sowie in einem großen Rechenaufwand, da die Minimierung iterativ vorwärts und rückwärts in der Zeit erfolgt. Nur für Modellsysteme, die eine Modellphysik enthalten, die invertierbar ist, kann prinzipiell eine Adjungierte berechnet werden. Das schränkt die Wahl der Parametrisierungen ein und erfordert deren Vereinfachung, was eine Zeitlang als Hauptnachteil angesehen wurde. Jedoch gibt es die Möglichkeit, die Minimierung auch bei komplexer Modellphysik mit einer vereinfachten Adjungierten durchzuführen. Inzwischen sind sich die meisten Vorhersagezentren einig, dass die 4DVAR zumindest auf der Meso-beta-Skala hervorragende Resultate bietet. Zum einen kommt dieses durch die elegante Ermittlung einer strömungsabhängigen \mathbf{B} -Matrix zustande. Zum anderen werden Spin-up-Probleme und Inkonsistenzen der Anfangsfelder gegenüber den Modellgleichungen durch die simultane Berücksichtigung der zeitlichen Entwicklung des Modells und der Beobachtungsdaten deutlich reduziert (siehe Kapitel 4, Abb. 10-6 und 10-9 sowie BAUER et al. 2011). Dagegen ist das Resultat einer 3DVAR in der Regel nicht konsistent mit den Erhaltungsgleichungen des Modells, was in einem größeren Spin-up resultiert. Dieses Verhalten kann durch den Einsatz von digitalen Filtern reduziert werden.

Im Gegensatz zu den variationellen Verfahren beruhen Ensemble-basierende Methoden auf den Analyse-Gleichungen des sogenannten Ensemble Kalman-Filters (EnKF, EVENSEN 1994). Der EnKF wendet die sogenannte Markov-Ketten-Monte-Carlo-Methode an, um die Fokker-Planck-Gleichung zu lösen. Dabei wird die Wahrscheinlichkeitsdichte durch ein großes Ensemble von Modellzuständen beschrieben. Daraus wird ein Ensemble von Anfangszuständen erzeugt, dessen Mittelwert als Abschätzung des Initialzustands verwendet wird und dessen Mitglieder die Varianz wiedergeben. Da es erst seit

jüngster Zeit möglich ist, ausführliche Untersuchungen mit dem EnKF auf der Mesoskala durchzuführen, werden hier nur Ergebnisse gezeigt, die auf variationellen Verfahren beruhen.

VAR und EnKF ermöglichen beide die Verwendung indirekter Messungen von Beobachtungssystemen, insofern ein entsprechender Modellvorwärtsoperator \mathbf{H} entwickelt werden kann. Wie man aus den Artikeln von BEHRENDT et al. und REICHHARDT et al. in diesem Heft und unten im Abschnitt 3.1 ersehen kann, ist dieser für WV-Messungen mit Lidar besonders einfach. Für GPS ist diese Entwicklung ebenfalls möglich, wobei der Nachteil der fehlenden Entfernungsauflösung durch eine gute räumliche Überdeckung ausgeglichen wird (Abschnitt 3.2). Bei beiden Verfahren ist eine genaue Fehleranalyse für die Erzeugung der \mathbf{R} -Matrizen direkt möglich.

Demzufolge geben Untersuchungen mit 3DVAR und 4DVAR auf der Mesoskala einen sehr wichtigen Einblick in die Möglichkeiten und Grenzen der DA. Der wichtige Unterschied, dass 4DVAR die Modelllösungen im Gegensatz zum intermittierenden EnKF glättet (man spricht auch von der 4DVAR als „Smoother“), könnte sich hier als sehr vorteilhaft erweisen.

3 Lidar- und GPS-Datenassimilation

3.1 Lidar-Operatoren und Fehlerkovarianzmatrizen

Da WV-Lidar-Systeme direkt Profile des Wasserdampfgehaltes messen, ist die Bestimmung von \mathbf{H} eindeutig möglich. Im Falle des WV-Differential Absorption Lidar (DIAL) (BEHRENDT et al. 2009) ergibt sich für die Beobachtung:

$$\bar{N}_{WV}(R) = f \left[\frac{d}{dR} P_{on}(R), \frac{d}{dR} P_{off}(R), \frac{d}{dR} \beta_{mol}(R), \frac{d}{dR} \beta_{par}(R), \tau_{WV}(R) \right] \quad (5)$$

Eine genauere Herleitung wird in BEHRENDT et al. (Promet 46, Heft 3/4) gegeben. Die gemessene Variable in Abhängigkeit von der Entfernung R ist die Wasserdampfdichte $N_{WV}(R)$ beziehungsweise die absolute Feuchte. Die gemessenen Größen sind das Online- und das Offline-Rückstreusignal P_{on} und P_{off} . Durch die Änderungen des Rückstreupektrums des Lidarsignals an Molekülen und Partikeln ergibt sich eine Abhängigkeit von den Molekülbeziehungsweise Partikel-Rückstreuoeffizienten β_{mol} und β_{par} , die aus der Inversion des Offline-Signals berechnet werden können. Schließlich hängt N_{WV} selbst wieder von der optischen Dicke des Wasserdampfes τ_{WV} bis zur Entfernung R ab. Deshalb wird eine Rekursionsformel angewandt, die aber sehr schnell konvergiert. Ein großer Vorteil der DIAL-Methode liegt darin, dass keine Eichkonstante in der Formel auftaucht. Daraus ergibt sich eine sehr hohe absolute Genauigkeit der Messungen, die typischerweise in einem Fehler von $< 5\%$ über den gesamten Messbereich resultiert (BEHRENDT et al. 2007, BHAWAR et al. 2011).

Beim WV-Raman-Lidar ergibt sich eine Inversionsformel der Form:

$$\bar{m}(R) = f \left[C, \frac{P_{Raman,WV}(R)}{P_{Raman,N_2}(R)}, \Delta\alpha_{par}(R) \right] \quad (6)$$

Hier wird das WV-Mischungsverhältnis in Abhängigkeit von der Entfernung aus der Bildung des Verhältnisses zweier Raman-Signale gemessen (REICHARDT et al., Promet 36, Heft 3/4). Es ist die Bestimmung einer Eichkonstanten C notwendig, was heutzutage mit guter Langzeitstabilität durch Vergleiche mit Radiosondenmessungen oder durch Messungen des integrierten Wasserdampfgehaltes mit einem Mikrowellenradiometer bewerkstelligt werden kann. Ferner muss die unterschiedliche Abschwächung der Signale durch Aerosolpartikel bei den beiden Raman-Wellenlängen korrigiert werden. Das ist mit einem Fehler von $< 5\%$ möglich.

Die Mittelungsbalken über N_{WV} und m deuten an, dass eine zeitliche und räumliche Mittelung der Signale vorgenommen werden muss, um das Signal-Rausch-Verhältnis (SNR) der Messungen akzeptabel gering zu halten. Einerseits hängt das SNR von der Leistungsfähigkeit des Transmitters und des Empfangssystems ab. Andererseits spielen die Messbedingungen eine Rolle, insbesondere der Aerosolpartikel-Gehalt und der Tageslichtuntergrund (WULFMEYER 2001a, 2001b). Da elastische Signale gemessen werden, ist die Tageslichtfähigkeit von DIAL so gut, dass turbulente Austauschprozesse in der Grenzschicht direkt vermessen werden können (WULFMEYER et al. 1999). Durch große Fortschritte in der Empfangs- und Lasertechnik ist auch Raman-Lidar inzwischen imstande, turbulente Prozesse aufzulösen (WULFMEYER et al. 2010).

Durch die eindeutige Inversion der Lidar-Signale können die Einflüsse sowohl der zeitlichen als auch der räumlichen Mittelung auf die Fehlerkorrelation genau berechnet werden. Da das Signalaussehen hauptsächlich von der Photonstatistik bestimmt ist, können einzelne zeitlich gemittelte Profile als unkorreliert betrachtet werden. Die Berechnung der Rauschwerte kann durch eine spektrale oder durch eine Autokorrelationsanalyse vorgenommen werden (WULFMEYER et al. 2010).

In der Vertikalen ergibt sich eine Gewichtsfunktion, die von der Art des Mittelungsprozesses (zum Beispiel Blockmittelung oder Interpolation der Gradienten) abhängt (siehe DI GIROLAMO et al. 2008). Da beide Lidar-Systeme direkte Messungen des Wasserdampfgehaltes erzeugen, bietet es sich an, diese Messungen auf die vom Modell und vom DA-System geforderten zeitlichen und räumlichen Auflösung zu interpolieren. Diese Transformation auf das Modell-Gitter wird im Allgemeinen als „Superobservation“ bezeichnet. Dabei wird noch ein Repräsentativitätsfehler in Bezug auf die Gitterbox des Modells in der \mathbf{R} -Matrix angenommen.

Schließlich reduziert sich die Ermittlung von \mathbf{H} auf die Interpolation der Modellfelder auf die Beobachtungen. Beim

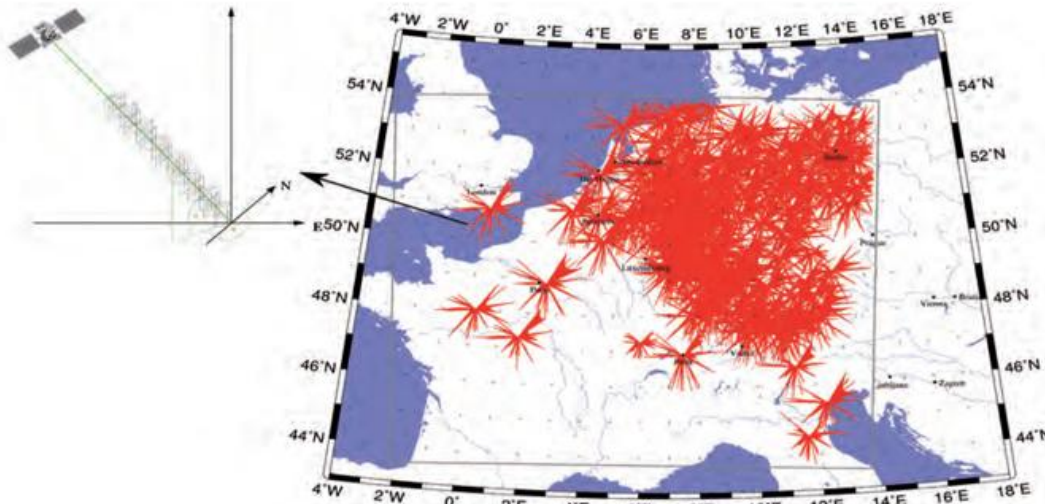


Abbildung 10-1: Aufsicht auf die Überdeckung von Wasserdampf-Messungen in Europa, die mit STDs erzielt werden können. Jeder STD kommt durch eine spezifische Messgeometrie zwischen Empfänger am Boden und Satellit zustande, die genau bekannt ist und bei der Assimilation der Daten berücksichtigt wird.

DIAL muss N_{wv} noch mit dem Mischungsverhältnis m , das im Modell simuliert wird, verknüpft werden:

$$N_{wv} = H(p, T, m) = k \frac{p}{T} \frac{m}{1 + 1,608m} \quad (7)$$

wobei k eine Konstante ist. Beim Raman-Lidar ist selbst diese Umrechnung nicht notwendig, da Messsystem und Modell die gleiche Variable behandeln. Damit kann im Prinzip für jedes einzelne Lidar-Profil die für die vorliegende Wettersituation spezifische R-Matrix angegeben werden. Diese enthält hauptsächlich Diagonalterme und wenige Kovarianzterme. Dieses ist ein großer Vorteil gegenüber der passiven Fernerkundung. Weitere Details zur Berechnung von H sind in WULFMEYER et al. 2006 und GRZESCHIK et al. 2008 zu finden.

3.2 GPS-Operatoren und Fehlerkovarianzen

Beim Durchlaufen der Erdatmosphäre werden GPS-Radiosignale auf charakteristische Art und Weise verändert. Der für einen Bodenempfänger und Satelliten aus Rohmessungen abgeleitete Slant Total Delay (STD) entspricht der Differenz des optischen und des geometrischen Pfades:

$$STD = \int_{z_0}^{TOA} (nds - dg) \quad (8)$$

dabei sind n der Brechungsindex, s der Pfad des Radiosignals und g der geometrische Pfad. Unter Vernachlässigung der Strahlkrümmung gilt:

$$STD = 10^{-6} \int_{z_0}^{TOA} N dg \quad (9)$$

dabei bezeichnet N die Radiorefraktivität. Sie ist abhängig von Druck p , Temperatur T und Wasserdampfpartialdruck e :

$$N = k_1 \frac{p}{T} + k_2 \frac{e}{T} + k_3 \frac{e}{T^2} \quad (10)$$

Dabei sind k_1 , k_2 und k_3 experimentell bestimmte Konstanten. Das Vorwärtsproblem, also die Bestimmung des STD aus den Variablen eines mesoskaligen Modells, besteht damit aus der Berechnung der Refraktivität aus Druck, Temperatur und Feuchte an den Modellgitterpunkten, der Interpolation der Radiorefraktivität auf den Pfad des Radiosignals und der numerischen Integration der Radiorefraktivität

vom Bodenempfänger zum Satelliten. Zur Simulation von GPS-Signalen wurden am Institut für Physik und Meteorologie (IPM) der Universität Hohenheim zwei Operatoren unterschiedlicher Komplexität entwickelt. Die erste Version vernachlässigt die Ablenkung der Strahlrichtung und funktioniert gut für Elevationswinkel größer als 30 Grad. Der Vorteil dieses Operators ist die einfache Implementation in DA-Systeme und die schnelle Berechnung. Dieser Operator wurde bei den Analysen verwendet, die in Abschnitt 4 vorgestellt werden. Eine genaue Beschreibung des Vorwärts-/Adjungierten-Operators wird in BAUER et al. (2011) gegeben.

Die zweite, genauere Version ist ein neuer rigoroser Ray Tracing-Algorithmus basierend auf den Euler-Lagrange-Gleichungen abgeleitet aus Fermats-Prinzip. Dieser Algorithmus besteht aus einem Finite-Differenzen-Verfahren und erlaubt die direkte numerische Simulation von „GPS Slant Total Delay“-Daten. Der neue Vorwärtsoperator und sein adjungiertes Modell werden in ZUS et al. (2011) beschrieben. Insbesondere ist es nun möglich, diesen Operator bis zu ganz flachen Elevationswinkeln ab 0 Grad zu nutzen und damit bei der Assimilation der STD-Daten Inhomogenitäten im Wasserdampfgebiet in der Grenzschicht viel besser zu berücksichtigen. In der Praxis stehen STD-Daten ab 5 Grad zur Verfügung, die bis heute nicht operationell genutzt werden. Dieses ist aber insbesondere auf der konvektiven Skala zur Simulation der Auslösung von Konvektion von großer Bedeutung.

Im Gegensatz zum Vorwärtsproblem ist das inverse Problem, das heißt die Bestimmung der Radiorefraktivität und/oder die Bestimmung von Druck, Temperatur und Feuchte aus STD-Daten, nicht trivial, da der STD eine unterbestimmte und fehlerbehaftete Größe ist. Das könnte als Nachteil gegenüber den Lidar-Messungen angesehen werden. Jedoch machen die geringere Komplexität und der geringere Preis der GPS-Empfänger und damit die inzwischen große räumliche Überde-

ckung diesen Nachteil wieder wett. Die Abbildung 10-1 zeigt die Überdeckung, die inzwischen mit STD-Messungen in Europa erzielt werden kann, sowie ein Beispiel für eine Messgeometrie. Die Zeitaufösung der STD-Daten beträgt etwa 15 Minuten.

Die variationelle Assimilation kann als die ideale Methode angesehen werden, das inverse Problem unter Berücksichtigung von Beobachtungsfehlern und Hintergrundfehlern zu lösen insofern Gaußsche Fehlerstatistiken verwandt werden können. Der für die variationelle Assimilation benötigte Beobachtungsfehler kann aus Vergleichen mit verschiedenen Beobachtungssystemen (Radiosonden, Wasserdampfradio- metern) und/oder Analysen von Wettervorhersagemodellen abgeschätzt werden (DICK et al. 2001, BENDER et al. 2008). Dieser Fehler wird bisher zumeist mit einer diagonalen Matrix abgeschätzt. Fehlerkovarianzen zwischen STDs und den darin enthaltenden Variablen in verschiedenen Raumrichtungen werden im Allgemeinen vernachlässigt.

4 Erste Anwendungen

Im Folgenden konzentrieren wir uns auf erste wissenschaftliche Resultate, die mit der variationellen Assimilation von Lidar- und GPS-Daten erzielt wurden. Zum Zeitpunkt dieser Arbeiten waren nur 3DVAR- und 4DVAR-Systeme routinemäßig verfügbar. Die unseres Wissens weltweit erste DA von Lidar-Daten in ein mesoskaliges Modell wurde vom IPM im Rahmen der IHOP_2002-Kampagne in den USA durchgeführt (WULFMEYER et al. 2006). Der Fokus dieser Untersuchungen war die Analyse des Einflusses von flugzeuggestützten WV-DIAL-Daten auf die Simulation von Konvektion und Niederschlag. Dazu standen Messungen des flugzeuggestützten DIAL-Systems Lidar Atmospheric Sensing Experiment (LASE) der NASA zur Verfügung. Die Messungen wurden in Oklahoma am 24.05.2002 im Bereich einer charakteristi-

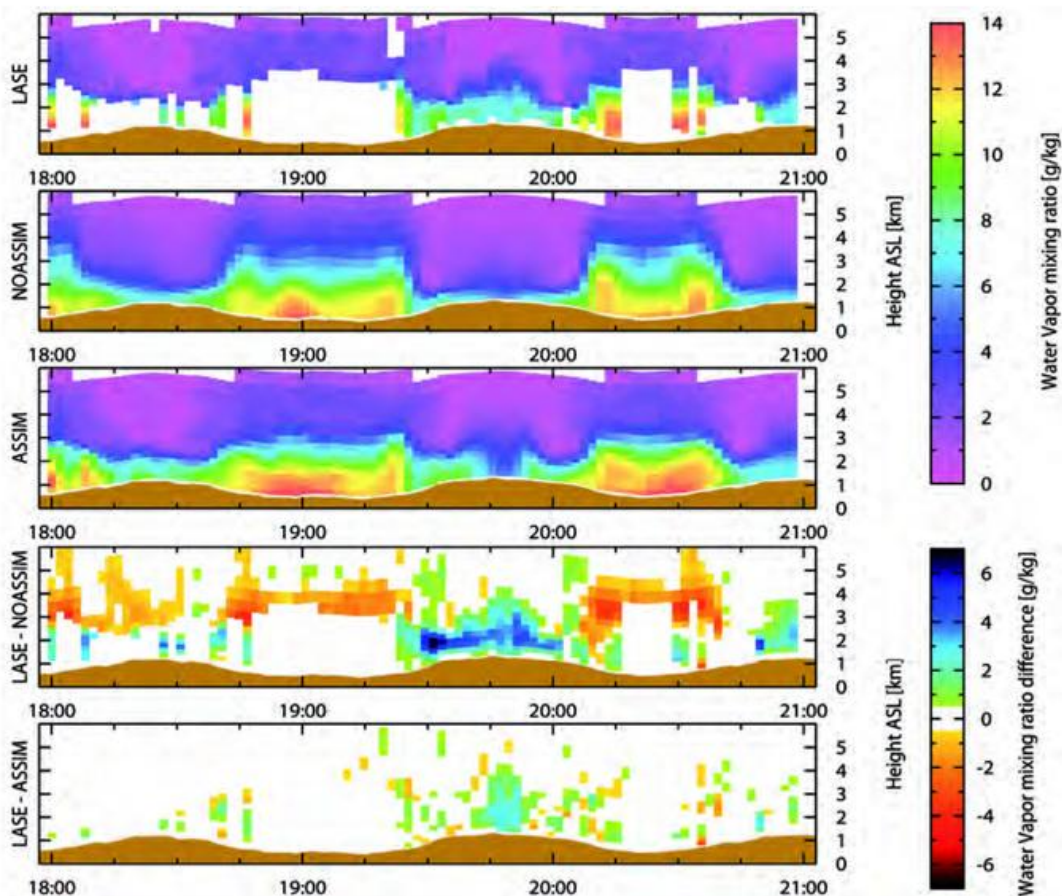


Abbildung 10-2: Lidar-DA-Experiment während IHOP_2002 am 24.05.2002, 18-22 UTC. In Reihenfolge von oben nach unten: LASE: LASE-WV-Messungen entlang der Flugroute in Oklahoma. NOASSIM: Entsprechende Modellsimulation ohne Assimilation. ASSIM: Modellsimulation nach Assimilation. LASE-NOASSIM: Differenzen im WV-Feld ohne Assimilation. LASE-ASSIM: Differenzen nach Assimilation.

schen Luftmassengrenze, der so genannten Dryline, durchgeführt. Die Abb. 10-2 zeigt die Lidar-WV-Messungen, die WV-Daten des Kontrolllaufs ohne Assimilation (NOASSIM) und des Laufs nach der Assimilation (ASSIM) und die Differenzen zwischen Messung und Modellierung. Die 4DVAR zeigt eine hervorragende Anpassung der Modellfelder an die Messungen, was vor allem durch die geringen Messfehler der DIAL-Technik zustande kommt. Die räumlichen Differenzen werden in Abb. 10-3 dargestellt. Es ergeben sich Korrekturen bis zu einigen g/kg insbesondere in der Grenzschicht. Besonders interessant war die Untersuchung der Analyse-Inkmente in Bezug auf andere Variablen wie zum Beispiel den Wind. Durch die 4DVAR der DIAL-Daten zeigte sich eine deutliche Modifikation der bodennahen Konvergenz, die zu einer wesentlich realistischeren räumlich-zeitlichen Struktur der Auslösung von Konvektion führte. Dieser Effekt wird auf der Abb. 10-4 demonstriert und wurde durch einen Vergleich mit Radarbildern validiert (WULFMEYER et al. 2006).

Ermutigt durch diese Resultate wurde die weltweit erste Assimilation von WV-Raman-Lidar-Daten in enger Zusammenarbeit mit den DWD während der LAUNCH_2005-Kampagne realisiert (GRZESCHIK et al. 2008). Die Beobachtungen dreier bodengestützter Lidar-Systeme wurden benutzt, die in einem Dreieck mit einer Kantenlänge von etwa 170 km angeordnet waren. Das Datenassimilations-

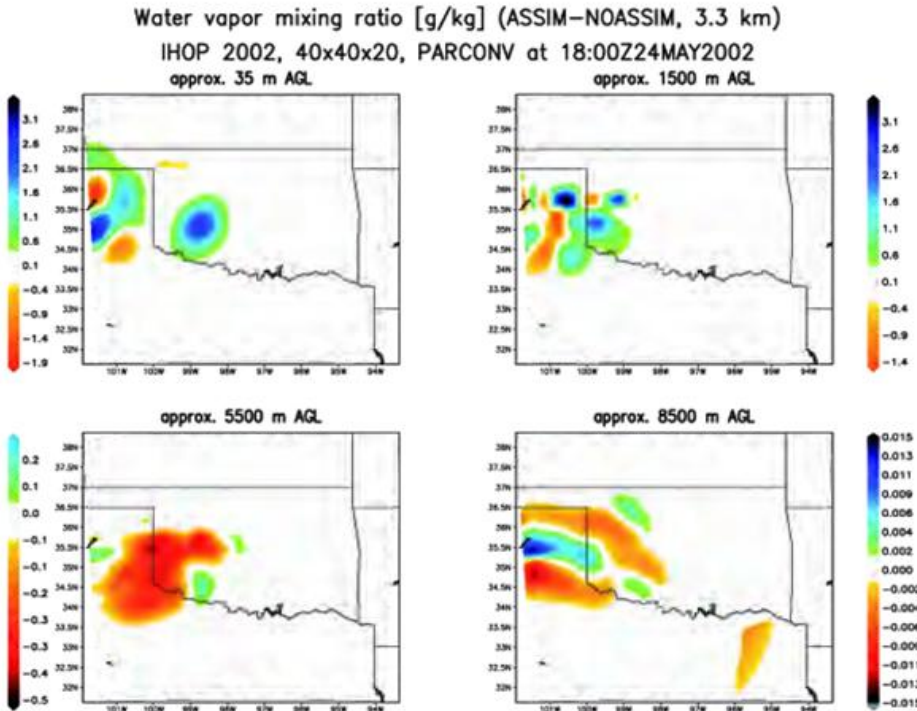


Abbildung 10-3: Räumliche Differenzen der WV-Modellfelder mit und ohne Assimilation in vier verschiedenen Höhen während IHOP_2002.

fenster war 3 Stunden lang. Die Assimilation rekonstruierte deutlich eine im Kontroll-Lauf fehlende Vertikalstruktur im Wasserdampffeld. Die Abbildung 10-5 zeigt die Differenz - also die Analyseinkremente - zwischen Assimilationslauf und Kontrolllauf. Es wurden Korrekturen im Bereich der Lidarsysteme in einer Größenordnung von 1 g/kg erzielt. Die Validierung dieser Differenzen erfolgte durch Vergleiche mit unabhängigen, integrierten GPS-Wasserdampfmessungen, so dass man in der Tat von einer Korrektur des WV-Feldes durch die Assimilation sprechen kann.

Es stellt sich die Frage, wie lange solche Korrekturen in einer Modellsimulation erhalten bleiben. Dazu wurden Maße für eine Impact-Breite und einen Impact-Ort entwickelt, um die Verweildauer des Einflusses dieser Assimilation zu untersuchen (siehe Abb. 10-6). Es zeigte sich, dass die Modifikationen des WV-Feldes etwa zehn Stunden signifikant nachweisbar war. Dagegen blieb die Windänderung durch die Assimilation etwa drei Stunden erhalten. Es ist Gegenstand gegenwärtiger Untersuchung, welche Prozesse diese Impactzeiten bestimmen. Dazu müssen nicht nur advektive Prozesse sondern auch die Konsistenz mit den Bodenflüssen und der Modellphysik betrachtet werden. Neuere Untersuchungen im Rahmen des Forschungs- und Entwicklungsprojekts Convective and Orographically-induced Precipitation Study (COPS) des WWRP bestä-

tigen diese Impactzeit im Rahmen von 3DVAR-Studien mit dem französischen AROME- und dem WRF-Modell (siehe WULFMEYER et al. 2011 mit weiteren Verweisen).

Während des „Forecast Demonstration Project“ D-PHASE und des „Research and Development Project“ COPS des WWRP betrieb das IPM von Anfang Juni bis Ende November 2007 ein quasioperationelles Assimilations- und Vorhersagesystem basierend auf dem MM5 und der 4DVAR (BAUER et al. 2011). Das Modellsystem wurde in einem dreifachen Nest (18 - 6 - 2 km) mit 36 vertikalen Schichten betrieben. Die innerste Domäne deckte die COPS-Region in Südwestdeutschland-Westfrankreich ab, die die Mittelgebirgsregionen Vogesen und Schwarzwald umfasste. Angetrieben wurden die Simulationen von der operationellen Vorhersage des EZMW. Mit der 4DVAR in der

äußersten Domäne wurden jeden Tag GPS STD-Daten vom Helmholtz-Zentrum Potsdam, Deutsches Geoforschungszentrum (GFZ), prozessiert und im Zeitfenster 00-03 UTC assimiliert. Zusätzlich wurden Zenith Total Delays (ZTDs) über Frankreich, die vom europäischen GPS-Konsortium E-GVAP zur Verfügung gestellt wurden, assimiliert. Nach der Qualitätskontrolle und der Ausdünnung der Daten zur Reduktion der Korrelationen zwischen den Beobachtungen, blieben pro Tag 900 bis 1200 Profile für die Assimilation übrig. Ziel des Experiments war es, den statistischen Einfluss von GPS-STD-Beobachtungen auf die Vorhersagegüte zu untersuchen. Ferner sollte geprüft werden, welchen Einfluss die Modellphysik auf die Güte der Analyse hat. Dazu wurde eine Detailstudie für den 14.08.2007 durchgeführt, an dem im Laufe des Tages Konvektion im COPS-Gebiet und in Bayern auftrat (ZUS et al. 2008). Die Abbildung 10-7 zeigt, dass auch bei der

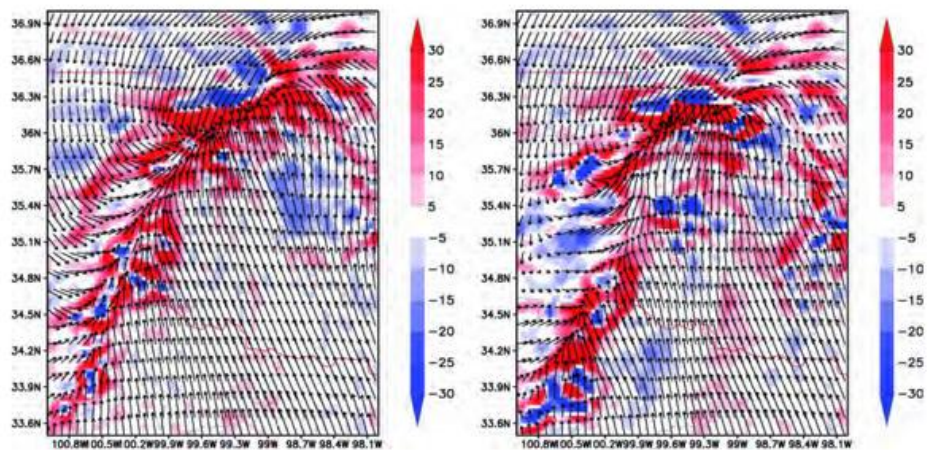


Abbildung 10-4: Modifikation der Feuchtekonvergenz in der untersten Modellschicht (etwa 35 m über Grund) um 19 UTC durch die Assimilation der LASE WV-Daten während IHOP_2002. Die Farbe repräsentiert die Feuchtekonvergenz ($g\ kg^{-1}\ s^{-1}$) und die Pfeile repräsentieren die Windrichtung. Links: ohne Assimilation, rechts: mit Assimilation.

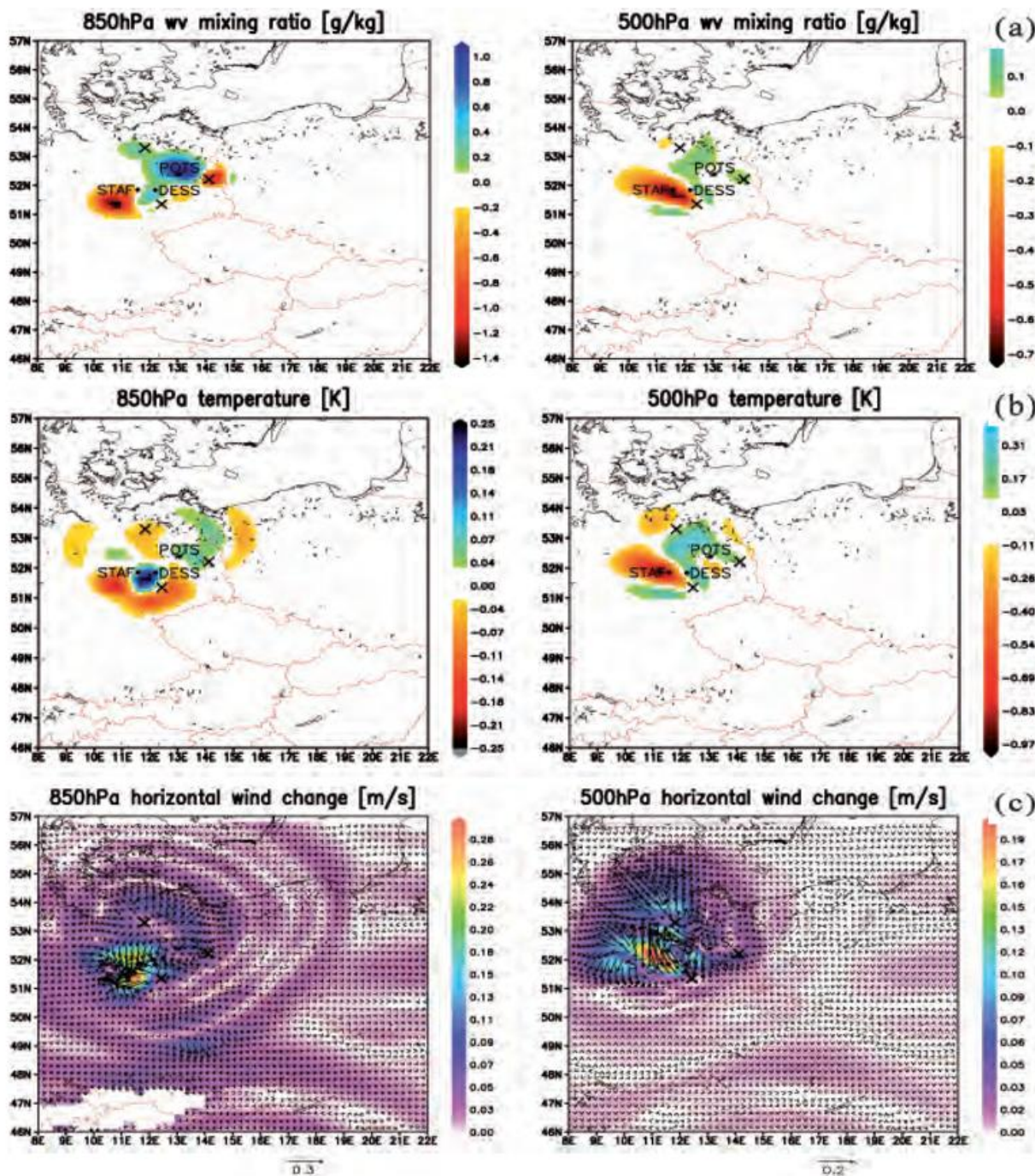


Abbildung 10-5: Impakt der 4DVAR von drei Raman-Lidar-Systemen während LAUNCH_2005 in jeweils zwei Druckniveaus. (a) Differenzen im WV-Feld, (b) Differenzen im Temperaturfeld, (c) Differenzen im Betrag des Horizontalwinds. Die Kreuze bezeichnen die Position der Raman-Lidar-Systeme, während die schwarzen Kreise die Position der zur Validierung des WV-Feldes benutzten GPS-Stationen anzeigen.

GPS-DA höhenabhängige Analyse-Inkrementen im Bereich von 1 g/kg auftreten. Dieses kann den entscheidenden Unterschied zwischen flacher Konvektion und der Auslösung hochreichender Konvektion ausmachen. Interessanterweise betrug der Impakt-Zeitraum wie bei den Lidar-DA-Experimenten etwa 12 Stunden (siehe Abb. 10-6). Der Schwerpunkt dieser Studie war der Test verschiedener Konvektionsparametrisierungen und der Horizontaldiffusion in orographischem Gelände. Dazu wurden am IPM adjungierte Modelle für die Horizontaldiffusion sowie für die Grellsche Konvektionsparametrisierungen entwickelt und in das MM5-4DVAR-System implementiert.

Der positive Einfluss auf die Modellfelder durch die DA erhöht sich, wenn die Modellphysik besonders realistisch ist. Dieses geht aus Gleichung (1) hervor, in der der Modelloperator implizit in der zeitlich abhängigen Summe der Beobachtungen enthalten ist. ZUS et al. 2008 demonstrierten, dass die Konvektionsparametrisierung von Grell bessere Resultate in der Niederschlagssimulation erzeugte und dass eine genaue Berücksichtigung der Horizontaldiffusion in komplexem Gelände für eine korrekte Simulation der WV-Felder essentiell ist. Dazu zeigt die Abb. 10-8 Häufigkeitsverteilungen der beobachteten minus modellierten STDs im Modellgebiet. Man sieht deutlich die Verringerung der

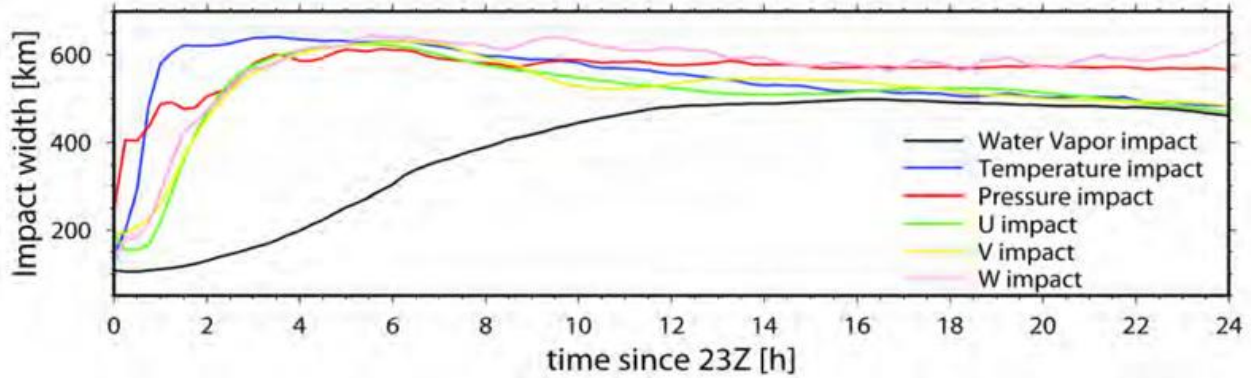


Abbildung 10-6: Das Maß für die Impact-Breite für verschiedene Modellvariablen als Funktion der Vorhersagezeit nach der Analyse. Bedingt durch das begrenzte Modell-gebiet beträgt die theoretisch maximale Breite etwa 620 km.

Varianz im Datenassimilationsfenster, das hier 3 Stunden betrug, sowie die Diffusion der Information in der freien Vorhersage. Die Verteilungsfunktion zeigt bei der Verwendung der Grellschen Konvektionsparametrisierung eine geringere Breite und eine kaum merkliche systematische Verschiebung während bei der Kuo-Konvektionsparametrisierung der Bias deutlich größer wurde. Ein ähnliches Verhalten wurde nachgewiesen, wenn die horizontale Diffusion in komplexem Gelände nicht korrekt berechnet wurde. Wir schließen daraus, dass es möglich ist, mit solchen Reanalysen mit Hilfe von Fernerkundungsdaten die Qualität von Parametrisierungen zu untersuchen.

BAUER et al. (2011) haben die Niederschlagsstatistik für den Monat August 2007 und die äußere Modelldomäne, in der die Assimilation stattfand, untersucht. Die Abb. 10-9 zeigt den gemittelten Tagesgang des Niederschlags für die COPS-Region für verschiedene Modelle und Beobachtungen des gegitterten REGNIE-Datensatzes des Deutschen Wetterdienstes. Der Vergleich zwischen dem Kontrolllauf ohne Assimilation (Control) und nur angetrieben vom EZMW und der Simulation mit einer zusätzlichen Assimilation von GPS STD-Daten (4DVAR) zeigt deutlich den positiven Einfluss der Assimilation. Der Spin-up des Modells wurde quasi vollständig entfernt und über die gesamte Vorhersagelänge liegt der assimilierte Lauf näher an den Beobachtungen (Observations) als der Kontrolllauf.

Um die Vorhersagegüte von MM5 im Vergleich zu anderen operationellen Systemen abschätzen zu können, zeigt die Abbildung außerdem die entsprechenden Ergebnisse für die COSMO Modelle des Deutschen Wetterdienstes (DWD, COSMO-EU) und des Schweizer Wet-

terdienstes (MeteoSchweiz, COSMO-7) mit 7 km Horizontalaufösung bezogen auf den damaligen Stand dieser Modelle. Es wird deutlich, dass die MM5-Simulationen mit anderen operationellen Systemen bezüglich der Vorhersagegüte mithalten können. Weitere Ergebnisse und Informationen sind in BAUER et al. (2011) zu finden.

Da das MM5-4DVAR-System nicht mehr gepflegt wird, wird am IPM inzwischen die 3DVAR des WRF-Modells verwendet. Aufgrund der Erfahrungen aus COPS wird das WRF-Modell routinemäßig mit einer konvektionserlaubenden Auflösung über ganz Europa betrieben, um die Ränder des Modells möglichst weit vom zentralen Untersuchungsgebiet zu entfernen. Das Modellgebiet umfasst 550 x 550 Gitterpunkte mit 50 Schichten mit einer Gitterauflösung von 3,3 km.

Mit dieser Konfiguration liegen nun Ergebnisse einer Fallstudie (COPS IOP9c, 20. Juli 2007) vor, bei der eine Gewitterlinie mit erheblichen Niederschlägen von Großbritannien bis Bayern mit starken Überschwemmungen auftrat. Es ist wichtig, die Modellqualität und den Effekt der DA gerade bei solchen Situationen zu untersuchen. In verschiedenen Experimenten wurden unterschiedliche Beobachtungssysteme assimiliert und der Einfluss auf die Vorhersagegüte untersucht. Das Kontrollexperiment wurde ohne Assimilation, nur angetrieben von der EZMW-Analyse durchgeführt. In einem Experiment (NZD) wurden die verschiedensten Beobacht-

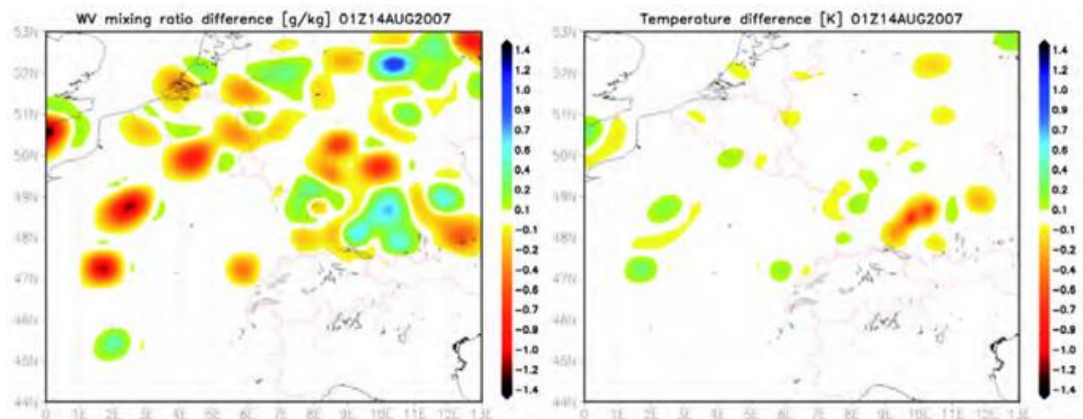


Abbildung 10-7: Impact der 4DVAR von GPS STD-Daten in Bezug auf das WV-Feld (linkes Bild) und das Temperaturfeld (rechtes Bild) im 850-hPa-Niveau am 14.08.2007 während COPS.

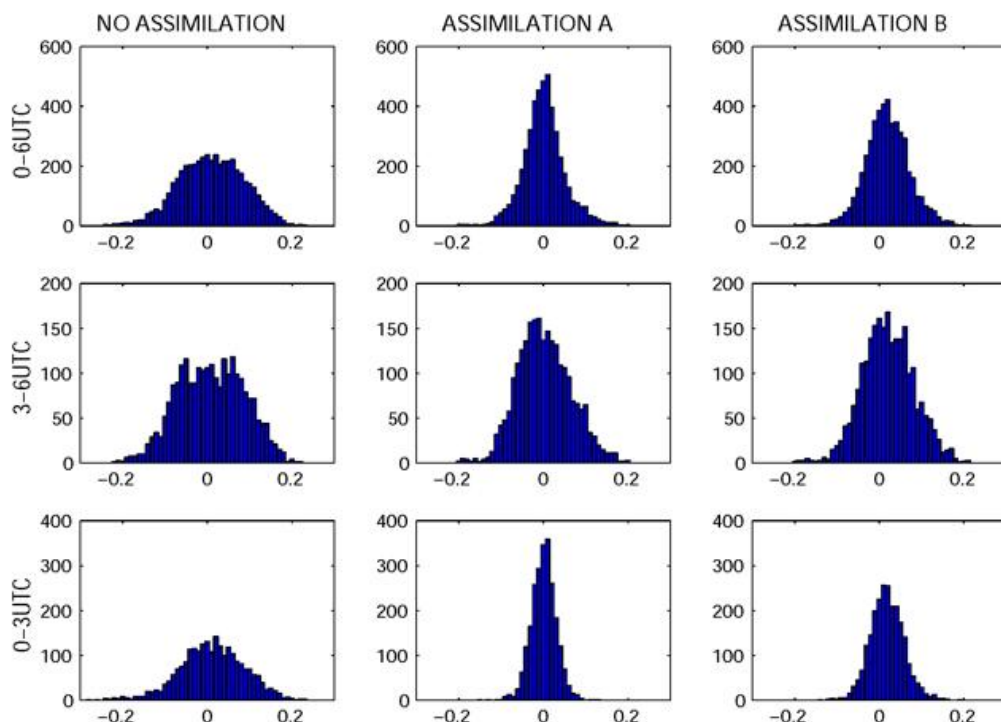


Abbildung 10-8: Häufigkeitsverteilung der Differenzen zwischen gemessenen und modellierten STDs in Modellgebiet in Abhängigkeit von der Länge und Position des Zeitfensters. Linke Spalte: Keine Assimilation, mittlere Spalte: Assimilationsexperiment A mit Grell-Konvektionsparametrisierung, rechte Spalte: Assimilationsexperiment B mit Kuo-Konvektionsparametrisierung.

ungssysteme assimiliert, die im Datenarchiv des EZMW verfügbar sind und von der WRF 3DVAR unterstützt werden. Dazu gehören Messungen der Bodenstationen (SYNOP), Flugplatzmessungen (METAR), Radiosonden (TEMP), Flugzeugmessungen (AMDAR), Schiffsbeobachtungen (SHIP) und Wind-Vektoren (atmospheric motion vections, AMV), letztere bestimmt aus Wolkenbewegungen mittels Satelliten-Daten. Bei einem weiteren Experiment (FZD) wurden zusätzlich noch 320 GPS-ZTD-Beobachtungen assimiliert, um den Einfluss von GPS ZTD auf die Vorhersagegüte bei der IOP näher zu untersuchen. Schließlich wurde noch ein Experiment durchgeführt, in dem nur Bodenbeobachtungen in der Assimilation berücksichtigt wurden (SURF). Als Verifikationsregion wurde Deutschland ausgewählt.

Alle Experimente waren grundsätzlich in der Lage, die synoptische Situation realistisch wiederzugeben. Dabei zeigten alle WRF-Simulationen eine bessere Güte als die während D-PHASE gelaufenen Modelle. Insbesondere was das WRF-Modell das einzige, das eine Reihe von Konvektionszellen auf der Lee-Seite der Schwarzwalds simulierte, die für die weitere Entwicklung der Gewitterlinie entscheidend wichtig waren. Wir vermuten, dass dieses Verhalten auf das große Modellgebiet und den Verzicht auf eine Konvektionsparametrisierung zurückzuführen ist. Die Domäne wurde so gewählt, dass die Entwicklung der synoptischen Situation vollständig im Modellgebiet abließ.

Es wurden aber auch deutliche Unterschiede zwischen den Simulationen und systematische Modellfehler sichtbar. So zeigte die Simulation, in der nur der Boden assimiliert wurde, zwar eine Verbesserung gegenüber dem Kontroll-

lauf. Wesentlich bessere Ergebnisse wurden jedoch erzielt, wenn Variablen am Boden und der Atmosphäre gleichzeitig assimiliert wurden. Das bestätigt, dass die Assimilation der vertikalen Struktur der Atmosphäre für eine realistische Initialisierung der Simulationen fundamental ist. Die Unterschiede zwischen den Experimenten mit und ohne ZTD Beobachtungen sind gering, aber vor allem nachmittags und am frühen Abend zeigt FZD die beste Vorhersagegüte.

Systematische Modellfehler sind eine deutliches Überschätzung des Niederschlags und als Folge davon eine systematische Unterschätzung des integrierten Wasserdampf-

gehaltes. Hier wird wieder der große Wert der GPS-Daten nicht nur zur Assimilation sondern auch für das Prozessverständnis deutlich. Diese Fehler werden zwar von den Simulationen mit Assimilation reduziert, bleiben aber sichtbar. Eine genauere Analyse der Ergebnisse für diese IOP findet man in SCHWITALLA et al. (2011).

5 Zusammenfassung und Ausblick

Dieser Artikel demonstrierte, dass die Assimilation von Wasserdampf-Daten auf der Mesoskala ein großes Zukunftspotenzial hat. Die Korrektur der Wasserdampffelder insbesondere durch 3DVAR und 4DVAR ist deutlich positiv und führt zu verbesserten Simulationen von Konvektion und Niederschlägen. In Bezug auf den Wasserdampf erstreckten sich die Impact-Zeiträume auf bis zu 12 Stunden in LAMS mit einer Dimension von einigen 100 km. Es wurde auch gezeigt, dass die Resultate für die Untersuchung der Modellphysik, in diesem Fall von Konvektionsparametrisierungen und der Horizontaldiffusion, und damit für die Optimierung des DA- beziehungsweise des Modell-Systems genutzt werden können.

Die Größe und der Zeitraum des Einflusses auf das Wasserdampf-feld ist einerseits durch die Ränder des Modells und die Advektion beschränkt. Andererseits spielen noch einige weitere, wichtige physikalische Effekte eine Rolle, die in Zukunft noch genauer beleuchtet werden müssen:

- Wird lediglich der Wasserdampf assimiliert, führt dieses zu einem limitierten Einfluss und zu inkompatiblen Fel-

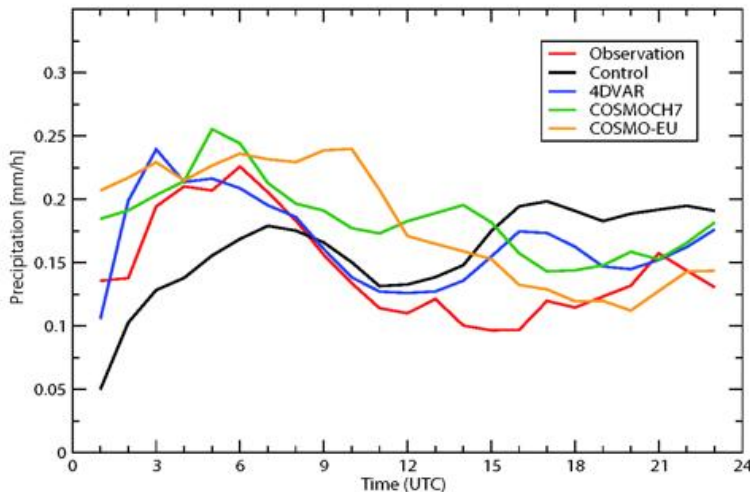


Abbildung 10-9: Gemittelter Tagesgang des Niederschlags für die COPS-Region für den August 2007 beruhend auf MM5-Simulationen mit (4DVAR) und ohne Assimilation von GPS-STD-Daten (Control), sowie im Vergleich die COSMO-Modelle des DWD (COSMO-EU) und von MeteoSchweiz (COSMOCH7) mit 7 km Horizontalauflösung.

dern, da zum Beispiel die Bodenfeuchte nicht konsistent assimiliert wird. Deswegen ist es ein sehr wichtiges Forschungsgebiet, konsistente Landoberflächen-Atmosphären-DA-Systeme zu entwickeln, in die nicht nur der atmosphärische Wasserdampf sondern auch die Bodenfeuchte und die Dynamik (Radar) hochauflösend assimiliert werden. Das könnte zum Beispiel durch die Erweiterung von DA-Ansätzen auf das Bodenmodell geschehen (siehe WARRACH-SAGI und WULFMEYER 2010).

- Eine erhebliche Rolle spielt die Verdichtung und die Nutzung geeigneter Beobachtungen, insbesondere das GPS-Netzwerk und die Nutzung von GPS STDs mit geringer Elevation. Es sollte weiterhin untersucht werden, welchen Impakt die kontinuierliche Assimilation von Raman-Lidar-Daten auf die Simulation des WV-Feldes hat. Dazu könnten die Daten des operationellen DWD-Raman-Lidar-Systems am Meteorologischen Observatorium Lindenberg genutzt werden. Ferner können Lidar-Daten aus Messkampagnen berücksichtigt werden. Hier wäre es wichtig, den Impakt von DIAL-Systemen auch im abtastenden Mode (BEHRENDT et al. 2009) mit GPS und dem MWR zu vergleichen. Diese Untersuchungen wären eine wichtige Basis für die Konfiguration und Weiterentwicklung von Beobachtungsnetzwerken.
- Die Änderung der Modellauflösung und -physik im LAM und damit auch die Änderung der Landnutzung und der Orographie führt zu signifikanten Spin-up-Prozessen, die sich nicht nur am Anfang des Modelllauf bemerkbar machen sondern durch die Relaxation in die Kontinuitätsgleichungen auch die Vorhersagequalität negativ beeinflussen. Dieses kann sicherlich durch eine bessere Überdeckung des Modellgebiets mit Netzwerken von Fernerkundungssystemen und eine bessere Nutzung von Satellitendaten weiter reduziert werden.
- Datenassimilationsmethoden: Weder VAR noch EnKF sind bisher auf der Mesoskala ausgereizt. Hybride Kombinationen von VAR und EnKF könnte Vorteile beider Verfahren nutzen und Vorhersagen weiter verbessern.

Basierend auf diesen Entwicklungen ist das übergreifende Ziel die Entwicklung einer Kombination variationeller und Ensemble-basierender Vorhersagesysteme auf der konvektiven Skala. Damit wird es möglich sein, ausführliche und genauere Untersuchungen der Vorhersagbarkeit des Niederschlags inklusive extremer Ereignisse durchzuführen.

Danksagung

Wir danken der DFG für die umfangreiche Unterstützung der hier vorgestellten Forschungsarbeiten im Rahmen des Schwerpunktprogramms 1167 „Quantitative Niederschlagsvorhersage“. Ein Großteil dieser Arbeiten wurden möglich durch die Ernennung von COPS zu einem Forschungs- und Entwicklungsprojekts des WWRP. Wir danken dem WWRP und den vielen Wissenschaftlern aus 10 Ländern für Realisierung und Durchführung von COPS. Das COPS Operations Center wurde durch das KIT hervorragend organisiert. Wir danken dem COPS International Science Steering Committee und dem D-PHASE Steering Committee für die exzellente Zusammenarbeit. Ferner danken wir dem DWD für die Zusammenarbeit bei der Launch-2005-Kampagne sowie dem DWD und MeteoSwiss für die Bereitstellung der COSMO-Daten aus dem D-PHASE-Projekt.

Literatur

- BAUER, H.-S., V. WULFMEYER, T. SCHWITALA, F. ZUS, M. GRZESCHIK, 2011: Operational assimilation of GPS slant path delay measurements into the MM5 4DVAR system. *Tellus A* **63**, 263-282, DOI:10.1111/j.1600-0870.2010.00489.x.
- BEHRENDT, A., V. WULFMEYER, P. DI GIROLAMO, C. KIEMLE, H.-S. BAUER, T. SCHABERL, D. SUMMA, D. N. WHITEMAN, B. B. DEMOZ, E. V. BROWELL, S. ISMAIL, R. FERRARE, S. KOOI, G. EHRET, J. WANG, 2007: Intercomparison of water vapor data measured with lidar during IHOP_2002, Part 1: Air-borne to ground-based lidar systems and comparisons with chilled-mirror hygrometer radiosondes. *J. Atmos. Oceanic Technol.* **24** (1), 3-21, DOI: 10.1175/JTECH1924.1.
- BEHRENDT, A., V. WULFMEYER, A. RIEDE, G. WAGNER, S. PAL, H. BAUER, M. RADLACH, AND F. SPÄTH, 2009: 3-Dimensional observations of atmospheric humidity with a scanning differential absorption lidar. In RICHARD H. PICARD, K. SCHÄFER, A. COMERON et al. (eds.): Remote Sensing of Clouds and the Atmosphere XIV, *SPIE Conference Proceeding* Vol. **7475**, ISBN: 9780819477804, 2009, Art. No. 74750L, DOI:10.1117/12.835143.
- BENDER, M., G. DICK, J. WICKERT, T. SCHMIDT, S. SONG, G. GENDT, M. GE, M. ROTHACHER, 2008: Validation of GPS slant delays using water vapour radiosondes and weather models. *Meteorol. Z.* **17**, 807-812.

- BHAWAR, R., P. DI GIROLAMO, D. SUMMA, C. FLAMANT, D. ALTHAUSEN, A. BEHRENDT, C. KIEMLE, P. BOSSER, M. CACCIANI, C. CHAMPOLLION, T. DI IORIO, R. ENGELMANN, C. HEROLD, S. PAL, A. RIEDE, M. WIRTH, V. WULFMEYER, 2011: The Water Vapour Intercomparison Effort in the Frame-work of the Convective and Orographically-Induced Precipitation Study: Air-borne-to-Ground-based and airborne-to-airborne Lidar Systems. COPS Special Issue of the *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **137** 3-30, 325-348, DOI:10.1002/qj.697.
- DICK, G., G. GENDT, C. REIGBER, 2001: First experience with near real-time water vapor estimation in a German GPS network. *J. Atmos. and Solar-Terrestrial Physics* **63**, 1295-1304.
- DIERER, S., M. ARPAGAU, A. SEIFERT, E. AVGOUSTOGLU, R. DUMITRACHE, F. GRAZZINI, P. MERCOGLIANO, M. MILELLI, K. STAROSTA, 2009: Deficiencies in quantitative precipitation forecasts: sensitivity studies using the COSMO model. *Meteorol. Z.* **18**, 631-645.
- DRUSCH, M., P. VITERBO, 2007: Assimilation of Screen-Level Variables in ECMWF's Integrated Forecast System: A Study on the Impact on the Forecast Quality and Analyzed Soil Moisture. *Mon. Weather Rev.* **135**, 300-314.
- GRZESCHIK, M., H.-S. BAUER, V. WULFMEYER, 2008: Four-dimensional analysis of water-vapor Raman lidar data and their impact on mesoscale forecasts. *J. Atmos. Oceanic Technol.* **25**, 1437-1453, DOI:10.1175/2007JTECHA974.1.
- PARRISH, D.F., J.C. DERBER, 1992: The National Meteorological Centre's spectral statistical-interpolation analysis system. *Mon. Weather Rev.* **120**, 1747-1763.
- SCHWITALLA, T., H.-S. BAUER, V. WULFMEYER, F. AOSHIMA, 2010: High-resolution simulation over central Europe: Assimilation experiments with WRF 3DVAR during COPS IOP9c. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **137**, 156-175, DOI:10.1002/qj.721.
- STAUFFER, D. R., SEAMAN, N. L. 1994. Multiscale four dimensional data assimilation. *J. Appl. Meteorol.* **33**, 416-434.
- WARRACH-SAGI, K., V. WULFMEYER, 2010: Stream-flow data assimilation for soil moisture analysis. *Geosci. Model Dev.* **3**, 1-12.
- WECKWERTH, T.M., D.B. PARSONS, 2006: A Review of Convection Initiation and Motivation for IHOP 2002. *Mon. Weather Rev.* **134**, 5-22.
- WULFMEYER, V., 1999: Investigation of turbulent processes in the lower troposphere with water-vapor DIAL and Radar-RASS. *J. Atmos. Sci.* **56**, 1055-1076.
- WULFMEYER, V., C. WALTHER, 2001a: Future performance of ground-based and airborne water vapor differential absorption lidar. I: Overview and theory. *Appl. Opt.* **40**, 5304-5320.
- WULFMEYER, V., C. WALTHER, 2001b: Future performance of ground-based and airborne water vapor differential absorption lidar. II: Simulations of the precision of a near-infrared, high-power system. *Appl. Opt.* **40**, 5321-5336.
- WULFMEYER, V., H.-S. BAUER, M. GRZESCHIK, A. BEHRENDT, F. VANDENBERGHE, E.V. BROWELL, S. ISMAIL, R. FERRARE, 2006: 4-dimensional variational assimilation of water-vapor differential absorption lidar data: The first case study within IHOP_2002. *Mon. Wea. Rev.* **134**, 209-230.
- WULFMEYER, V., D.D. TURNER, S. PAL, E. WAGNER, 2010: Can Water Vapour Raman Lidar Resolve Profiles of Turbulent Variables in the Convective Boundary Layer? *Boundary-layer Meteorol.* DOI:10.1007/s10546-010-9494-z.
- WULFMEYER, V., C. FLAMANT, A. BEHRENDT, A. BLYTH, A. BROWN, M. DORNINGER, A. ILLINGWORTH, P. MASCART, A. MONTANI, T. WECKWERTH, 2011: Advances in the understanding of convective processes and precipitation over low-mountain regions through the Convective and Orographically-induced Precipitation Study (COPS). COPS Special Issue of the *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **137**, 1-2, DOI:10.1002/qj.799.
- ZUS, F., M. GRZESCHIK, H.-S. BAUER, V. WULFMEYER, 2008: Design and optimization of the IPM GPS slant path 4DVAR system. *Meteorol. Z.* **17**, 867-885.
- ZUS, F., 2011: Application of Global Positioning System slant path delay data for mesoscale model verification and four-dimensional variational assimilation. PhD Dissertation, Institut für Physik und Meteorologie, Universität Hohenheim.

Fußnote

¹ (Siehe www.wmo.int/pages/prog/arep/wwrp/new/documents/final_WWRP_SP_6_Oct.pdf)

P. LANG

Neuartige Streifen in Doppler-Radarprodukten als Ausdruck räumlicher Böenmuster bei Sturmlagen

New wind streaks in Doppler radar products indicating spatial wind shear patterns during storm events

Zusammenfassung

Erstmals wurden in DWD-Radarbildern Streifenstrukturen entdeckt, die mit geordneten räumlichen Windscherungen in Bezug zu bringen sind. Anlässlich des „Xynthia“-Sturmes vom 28. Februar 2010 wurde an den DWD-Radarstandorten Hannover, Hamburg und Essen räumlich Scherungsmuster im untersten Doppler-Umlaufwinkel identifiziert. Radiale Windscherung an kleinräumigen Bändern drücken überwiegend eine Geschwindigkeits- und auch Richtungsscherung aus, wie auch einen Übergang zu einem vertikalen Strömungsanteil. Auffällig waren bis zu 17 90 km lange parallele Streifen, teils mit bis zu 8 ms^{-1} Windsprüngen bei 8 bis 10 Beaufort-Bedingungen. Sie begleiten vermutlich die Ausbildung paralleler Grenzschicht-Rollen. Vergleiche mit lokalen Mast-, Windprofiler- und AMDAR-Messungen zeigen einerseits Streifenlagen in Übereinstimmung mit Böenabschnitten der Registrierungen, andererseits aber wenig Indizien für die Böenstreifen in stichprobenartigen Windprofilen.

Abstract

For the first time DWD radar images showed line structures which were related to spatially arranged wind shear patterns. During the Xynthia storm event, 28 February 2010, these wind streaks have been identified in the base Doppler radar scan of the DWD radars at Hanover, Hamburg and Essen. Radial wind shear from narrow bands expresses mainly velocity but also directional shear, as well as a transition to a vertical motion. The most remarkable features are 17 parallel wind streaks with 90 km length and 8 ms^{-1} wind shear maxima during Bft 8-10 conditions. Presumably these streaks accompany the development of parallel boundary layer rolls. Comparisons with local mast, windprofiler and AMDAR measurements show the relationship of wind shear bands and time periods of local gusts, but only few indicators of radar wind streaks in wind profile samples.

1 Einleitung

Windregistrierungen an Masten zeigen unter anderem Zeitreihen der Windgeschwindigkeit. Dabei stellt sich immer wieder die Frage nach der Repräsentanz im Raum. Dazu gehört eine Vorstellung des herrschenden Windfeldes, seiner Scherungen und Böen beziehungsweise Böigkeit. Oft kann das Terrain den Bodenwind modifizieren, aber es scheint auch enge Muster in den Windströmungen zu geben, die in Radarprodukten erstmals studiert werden können.

2 Was nützt ein „Radar-Radialwind“?

Der Radialwind V_r einer driftenden Niederschlagswolke ist eine wenig genutzte Komponente des lokalen Windvek-

tors, die von der Windrichtung einerseits und der Radar-Sichtrichtung der Wolke andererseits abhängt. Sie variiert über 360° um das Radar mit Wertemaxima analog dem Realwind in Aufwindrichtung (= Windrichtung) und Abwindrichtung. Der Radialwind ist die Windkomponente des Realwindes ausschließlich in Radar-Strahlrichtung mit Nullwert bei tangentialem Wind. Mit der Velocity-Azimuth-Methode VAD kann die Sinuswelle aller nahen Umkreis-Radialwinde einen (homogenen) Stationswind mit Geschwindigkeit und Richtung ergeben. Dies gilt natürlich nur eine Höhenschicht, die zudem Radarstrahlbreite hat.

Nützlich sind Vorstellungen des Radialwindes, wenn er eng räumig starke Anomalien, Scherungszonen oder Muster aufweist (Stichwort „Mesozyklone“) oder wenn er Mindestabschätzungen zur Windstärke, zum Beispiel Beaufort 10, erlaubt. Nicht zuletzt müssen nutzerseitig Dopp-

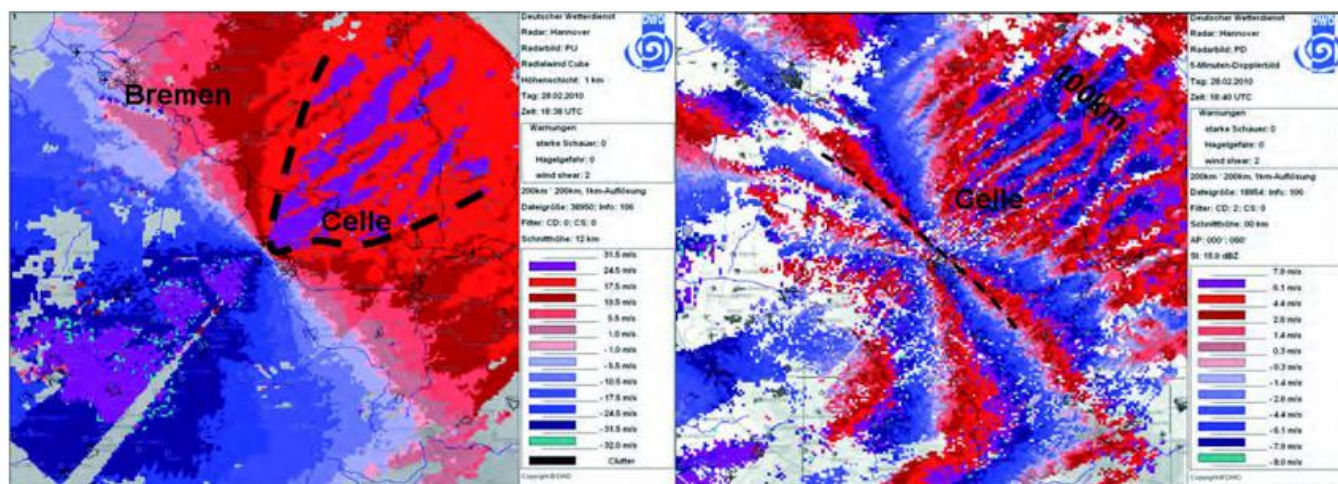


Abb. 1: Farbklassenprodukte des Doppler-Radialwindes zur „Xynthia-Sturmlage“ für das zentral positionierte Radar Hannover, 28.02.10, 18.40 UTC. Links: Grobe Farbklassen -32 ms^{-1} bis $+32 \text{ ms}^{-1}$, Südwestwind, Pfeil, (Radialwind: „Blau“: zum Radar hin, „rot“ vom Radar weg) mit violetten „Böenstreifen“ $>25 \text{ ms}^{-1}$ im gestrichelten Sektor der 1 km-Höhenschicht. Rechts: Entsprechend verfeinerte Klassen mit etwa 2 ms^{-1} Klassenbreite, dafür so genannte „Faltungen“, also Mehrfachdurchläufe und Hochzählen der Klassenwerte. Gerade Radialwind-Nulllinie gestrichelt. Deutlich abgesetzte, blaue Böenstreifen windabwärts im Sektorbereich Celle bis etwa 100 km Entfernung, unterste Radarabtastung. Die ungewöhnlichen roten Streifen dazwischen sind hier Abschwächungszonen mit Windscherungen möglicher „Grenzschichtrollen“.

lerprodukte operationell interpretiert werden können. Das DWD-Dopplerprodukt „PD“ löst horizontale Radialwindstrukturen in etwa 2 ms^{-1} -Klassen auf mit wiederholten „Klassenfaltungen“ alle 8 ms^{-1} (Produkt „PU“ mit je etwa 7 ms^{-1} -Klassen).

3 Wie sind Radial- und Bodenwindwerte miteinander vereinbar?

Das ist eine entscheidende Frage (Schalenkreuzdimension zu Radarstrahlvolumen). Mittelwind und Böenfaktor sind Kennzeichen für die Böigkeit, im Radarfall könnte man von erfassten Kurzzeit-Windgeschwindigkeiten ausgehen, da der Zehnminuten-Mittelwind horizontal vom Radar meist feiner aufgelöst wird. Problematischer ist die Mittelung über Schichtdicken, entsprechend den Tropfen im Radarstrahl (in 30 km: 500 m, in 57 km: 1 km, in 90 km: 1,6 km) und der übliche Einbezug höherer, meist stärkerer Windanteile aus dem Profil. Der Radialwind gilt immer als unterster Grenzwert für den realen Wind.

4 Die Radialwindstreifen beim „Xynthia“-Sturm, auffällig und interpretierbar ?

Eine Erklärung für markante Böen am Boden ist das Hebramischen schnellerer Windpakete aus der Grenzschicht zum Boden hin (WURMAN 1998). Nur geschieht dies systematisch verteilt oder gar in langgestreckten „Rollen“?

Während des „Xynthia“-Sturms am 28. Februar 2010 zeigten sich in mehreren Dopplerprodukten auffällige Streifen parallel zur Windrichtung (bis 17 identifizierbare Vrmin-Streifen, teils 90 km lang) die überdurchschnittliche Scherungen markierten (Abb. 1). Somit sind Streifen stärkeren und schwächeren Radialwindes

in unmittelbarer Nachbarschaft zu entdecken, teils mit 8 ms^{-1} Scherung. Eine wesentliche Richtungsabweichung als Ursache einer solchen Anordnung gilt als sekundär, somit wird eine überwiegende Geschwindigkeitsänderung des Realwindes als Streifen angenommen. Unmittelbar erinnert dies an höhere Böigkeit mit zyklischen Böenamplituden am Boden, wengleich ohne die räumliche Systematik und erkennbare Streifendrift.

Zeitweise sind zwar maßvolle Richtungsänderungen mit diesen Streifen zu erkennen (nahe der Radialwind-Nulllinie wird die Windrichtung sichtbar, Abb. 1), aber während der meisten Zeit der Streifenaktivität ist ihr Einfluss nur minimal. Zunächst überrascht, dass die auffälligen Streifen eher Abschwächungszonen im stärkeren Windfeld sind. Im Raum Hannover, Hamburg, Essen und so weiter sind keine Bodenhindernisse als primäre Störer für Streifen im Lee wahrscheinlich.

5 Reproduktion, Überlappung und Veränderung der horizontalen Windscherungen

Interessant ist, dass sich Streifen auch im Nachbarradar etwas anders nachweisen lassen, in Überlappungszonen sogar die identischen Scherungstreifen. Auch sind die Dopplerprodukte mit den Streifenmustern am Standort Essen durch ein zweites nahes „Ausfallsicherungsradar“ fast gleicher Spezifikationen zeitgleich und identisch reproduzierbar.

Das Einsetzen und der Rückgang der Streifen scheinen jeweils im Südwesten, also mit einer durchziehenden, großräumigen Windänderung gekoppelt, zu beginnen. Offenbar ist die über Stunden andauernde Streifenaktivität nicht nur an die Zeiten höchster Windspitzen am Boden allein gekoppelt.

Die zeitliche Veränderung eines Streifens kann eine Änderung der Ausprägung, aber auch ein „Driften“ um die Hauptwindrichtung sein, wobei an Bodenstationen dann besonders Geschwindigkeitsvariationen und Böen die Folge wären. Es ist aber nicht so, dass sich die Streifen außer in der Abbauphase in der Distanz im Radarstrahl schnell verwaschen, was doch für eine gewisse vertikale Erstreckung (um 1,5 km) und scharfe horizontale Abgrenzung spricht.

6 Die Windregistrierungen als Zeitreihe räumlich wiederkehrend?

Zieht man nun die Böen als Zeitreihen mehrerer Stationen in dem fraglichen Zeitraum hinzu, so scheinen die (Zehnminuten-) Amplituden der Maximalböen im Zeitraum des Streifenauftretens abwechselnd gross und klein aufzutreten (Abb. 2). Ein periodisches „Pumpen“ der Böenspitzen würde ins Bild wechselnder Scherungsstreifen passen.

Demnach müssten die wandernden Streifen mit zum Beispiel 5 km Breite als „Maximalböe“ und „Minimalböe“ auch mit den Zyklen der Bodenböen wechseln. Einzelne charakteristische Böenmaxima und -minima und deren Abfolge in der Zeitreihe können mit dem einen oder anderen nahen Radialwindstreifen zur Deckung gebracht werden. Andere Vergleiche gestalten sich schwieriger.

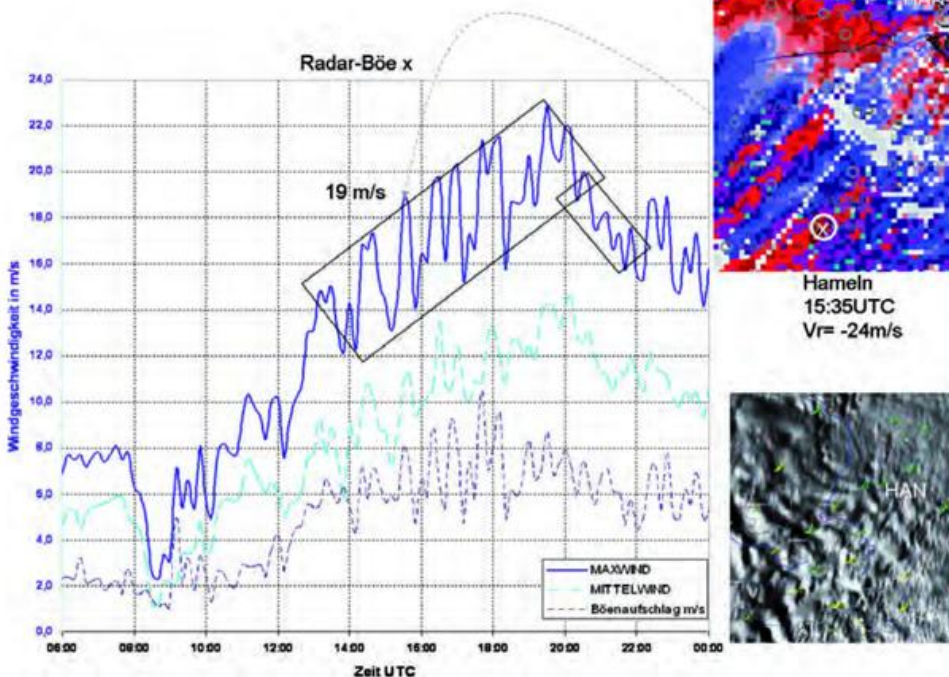


Abb. 2: Windregistrierung Hameln mit typischem Verlauf, Windverstärkung zwischen 13 und 19 Uhr zusammen mit Auf und Ab der Maximalböen (< 30 Minuten-Zyklus, bis $\pm 5 \text{ m s}^{-1}$) und Abklingen danach inklusive Rückgang der Böigkeit (grosse bzw. kleine Box). Rechts: Radialwindprodukt PD 15.35 Uhr von HANNOVER mit roten Maximastreifen (Grenzschichtrollen) links unten und „Hameln“-Position „o“. Hameln-Radialwindwert im Maximum bis 1 km Höhe mit 24 m s^{-1} höher als Mast-Maximum mit 19 m s^{-1} , Profileinfluss. Darunter: Nicht-windparallele Wolkenausrichtung in METEOSAT HRV, Umgebung HAN.

Es zeigt sich auch, dass die Böen wenig Richtungsänderung zum Mittelwind in der aktiven Phase aufweisen ($\ll 20^\circ$), also die Radialwindstreifen und Scherungen überwiegend Geschwindigkeitsanomalien sind.

7 Windscherungsmuster und Böenschwankungen, Grenzschicht-Windprofile

Ausgeprägte Streifenminima und -maxima lassen sich in vielen Fällen in den Böenregistrierungen der Bodenmasten wiederfinden, wenn auch mit höheren Radialwindwerten (Abb. 3, Radar-Vr-Sprung von 15 auf 24 m s^{-1} entsprechend 4 auf 19 m s^{-1} , Mastregistrierung innerhalb 40 Minuten, Fassberg etwa 18 UTC). In diesem Fall lagen die Streifen und Scherungswerte etwa 8 km auseinander. Das Terrain im Bereich Hannover, Hamburg und Essen ist weniger wahrscheinlich der Auslöser für die Streifenordnung. Vielmehr können Rollenflanken die Geschwindigkeitsunterschiede der Streifen verursachen, Minima im Aufwindstrom, Maxima im (konvergierenden) Abwindstrom.

Ansatzweise sind auch die bodennahen Windmaxima des allgemeinen Profils als Art „Low Level-Jet“ zu erkennen, die vorher Böenspitzen verursacht haben können. Im Überlappungsbereich zwischen Hamburg und Hannover sind dann Streifenlängen von fast 100 km zusammensetzbar und nachzuvollziehende Scherungen von 10 m s^{-1} bei etwa 5 bis 8 km.

Die Radialwindgradienten könnten Ränder von Vertikalströmungen oder schwache Kon- bzw. Divergenzen an den Flanken der Grenzschichtrollen Abb. 4 bedeuten, was die realen Geschwindigkeitsgradienten etwas schmälern könnte, der Scherungsbegriff bliebe aber erfüllt. Bei Stichproben waren die Windrichtungen zweier Stationen im gleichen Streifen weniger als 20° voneinander abweichend.

In den AMDAR-Profilen (Air-craft Meteorological Data Reporting) kann man Winddrehungen mit Ausnahme der oberen Grenzschicht nicht den Rollen selbst zuordnen. Das Radialwindprodukt PD zeigt dann parallele Streifen ohne markante Winddrehungen.

Hier drängt sich die Vermutung auf, dass die am Boden empfundene zeitliche Variation der Böen, die „Böigkeit“ also, offenbar systematische Strukturen im Raum aufweist, die bisher kaum

erkannt wurden! 10 ms^{-1} -Scherungen wären als Erkenntnis und in ihrer zeitlichen Änderung sehr wichtig für die Anflugzonen, wenngleich die AMDAR-Steigungsprofile hier keine ausgeprägten Scherungen $> 4 \text{ ms}^{-1}$ zeigten.

Windprofilerdaten von Nordholz und Ziegendorf sind am Rande der Radialwindscherungen beziehungsweise Streifen, Abb. 5. Ziegendorf passt mit einem niedrigem Windmaximum von 26 ms^{-1} und zeitlichem Rückgang besser ins Bild. Die airportnahen AMDAR-Profile Bremen und Hamburg (etwa 19 UTC) zeigen im Einklang mit VAD Hamburg ein Windmaximum zwischen 1 und 1,5 km Höhe mit 17 bis 21 ms^{-1} . Beiden gemein ist offenbar ein Absinken der Profilmaxima nach 18 UTC, aber kaum bestätigende Änderungen im Streifensinne. Auch die AMDAR-Meldungen von Hannover markieren ein relatives Windmaximum knapp unter 2 km Höhe. Das späte Windmaximum um 1000 m Höhe ist in AMDAR-Windprofilen im VAD Hamburg und in den Radar-PD-Produkten gut erkennbar. Ein Windmaximum in der oberen Grenzschicht mit paral-

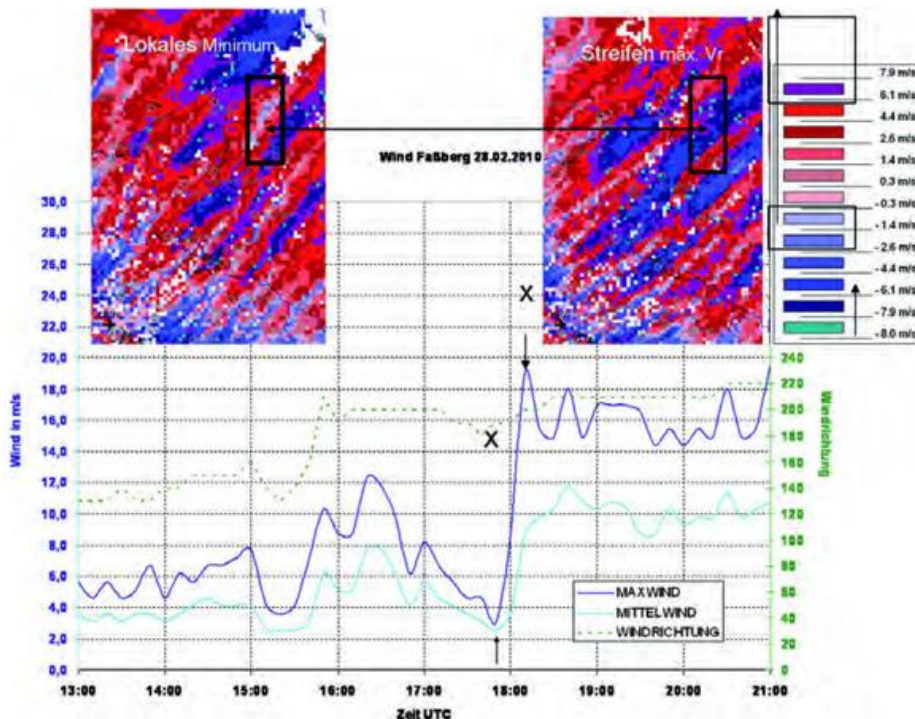


Abb. 3: Windregistrierung mit markantem Böenauftakt in Faßberg (18 UTC, Pfeile) im Einklang mit eindrucksvoller Radar-Radialwindstreifendrift, hellblau, links nach blau-violett, rechts (Farbbilder oben, Rahmen um Faßberg). Radialwindsprung V_r im Streifenverlauf schwach-stark (x, 15 auf 24 ms^{-1} , Farbskala rechts, „ungefaltete Werte“ aus PD-Radialwindprodukt. Maximum 5 ms^{-1} zu hoch gegenüber Mastwert, Diagramm. Faßberg 65 km von Radar Hannover entfernt mit Stahlhöhe in 1,2 km. Böenstreifen in unerwarteter Ordnung, oben, dunkelblau: Maximastreifen.

lelen Rollen, die mehrere hundert Höhenmeter umfassen können (bei 5 bis 10 km Breite) wäre so aus dem Radarbild zu erwarten. WURMAN und WINSLOW (1998) entdeckten solche kleinräumigen „wind streaks“, die sie mit späteren Schadensmustern verbanden. Auch gibt es Beobachtungen des lokalen Terminal Weather Radars am Hongkong Airport (SHUN und LAU 2000) über auffällige, streifige Doppler-Radialwindmuster, allerdings dort überwiegend auf das bergige Umgebungsterrain zurückgeführt. Diese Streifenmuster wurden vornehmlich im stärkeren Umfeld von Hurrikanen (Victor, Fran, Bonnie, Georges) beobachtet.

8 Weitere Auffälligkeiten

Offenbar sind die Radialwindstreifen bei Sturmlagen besonders ausgeprägt, sie sind in PD-Radarprodukten auch an Fronten ansatzweise zu sehen, oft präfrontal und bei anderen Sturmlagen wie „Kyrill“ 2007 und „Emma“ 2008 (Abb. 6). Dies könnte die Theorie der systematischen Grenzschichtrollen stützen, allerdings mit der Frage ver-

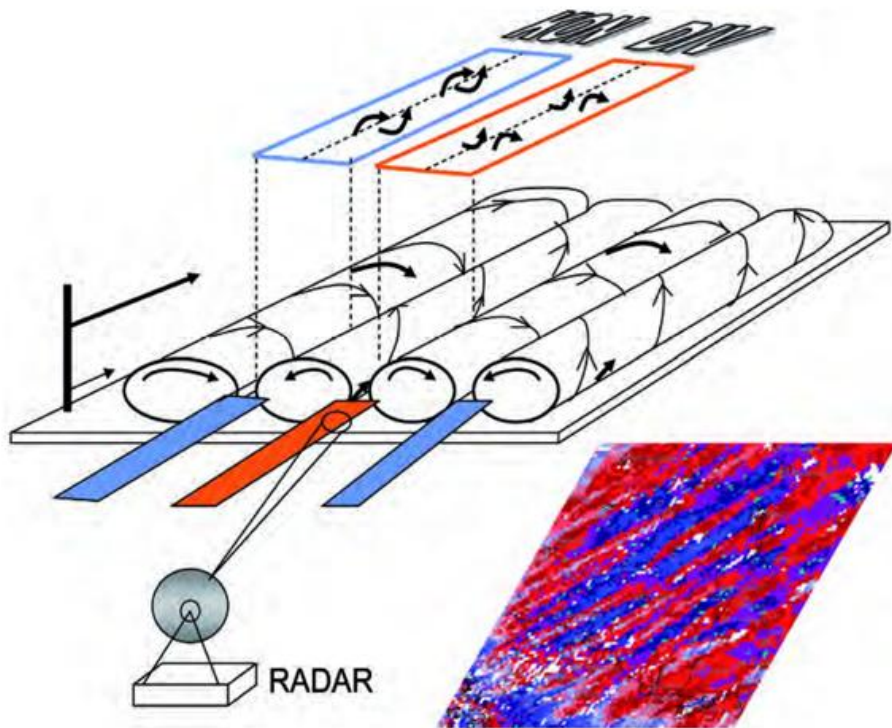


Abb. 4: Schemazeichnung möglicher Radialwindscherungen in blauen und roten Klassen unten an Grenzschichtrollen. Absteigende starke Winde konvergieren in Bahnen und heben sich von schwächeren, divergierenden Bodenwindstreifen daneben ab. Weitere Erläuterungen im Text.

bunden, ab wann sich eine Streifenformation zeigt. Als Ursache werden dynamische oder thermische Instabilitäten in der Grenzschicht genannt, wie von ALPERS und BRÜMMER (1994) mit einem ERST-SAR-Radar an der Nordsee untersucht.

Die Abschwächungsstreifen nur als reduzierte Horizontalwinde mit lokalem Vertikalanteil bis 2 km Höhe zu interpretieren, ist für „Xynthia“ kaum zu bestätigen. Wolkenstrassen ließen sich nicht erkennen (Abb. 2) wobei auch streifige Niederschlagsverstärkungen wie im Kyrill-Fall, nicht kennzeichnend genug auftraten. Hier reichte wohl auch die Hebung für veränderte Echostreifen nicht aus. Somit dominiert an den Böenstreifen und Scherungen die Geschwindigkeitsänderung gegenüber Richtungsänderung und Vertikalströmung.

Die nachweislichen Gebiete mit Scherungsstreifen müssen in den Windregistrierungen mit periodischen Zyklen stärkster und deutlich schwächerer Maximalböen einhergehen. Dies ist im Fall Hameln (Abb. 2) in etwa zu bestätigen. An Sektoren seitlich zur Hauptwindrichtung werden geringere Radialwinde ermittelt und somit auch geringere Scherungen über weniger Klassen beziehungsweise zuletzt innerhalb einer Klasse. Das heißt, diagonal nehmen die Streifengradienten des schräger gesehenen Radialwindes nach außen hin ab

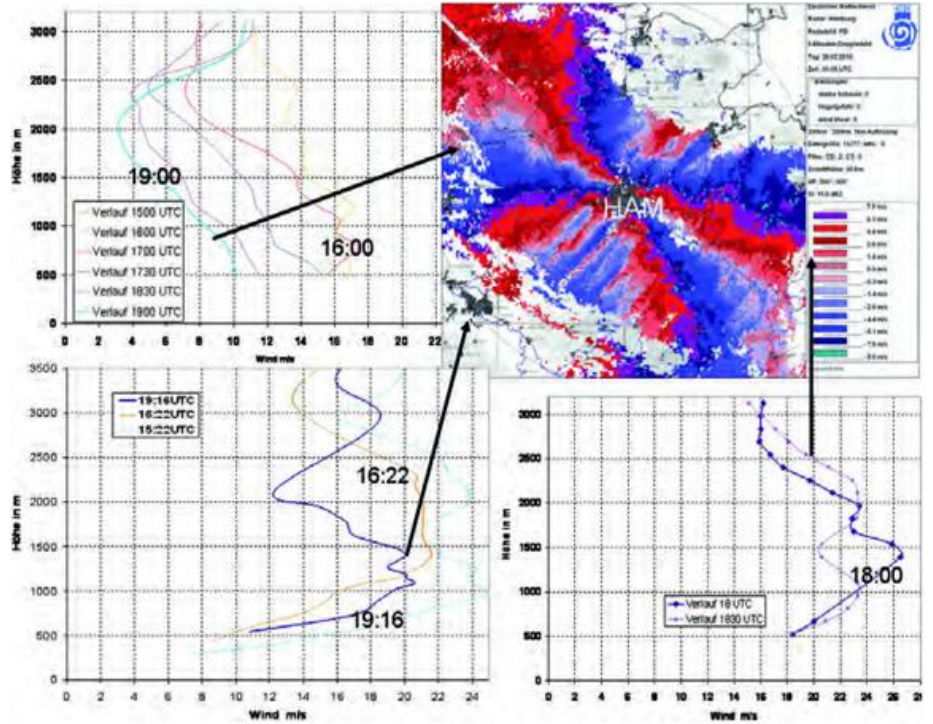


Abb. 5: Geordnete Streifen mit Radialwind-Scherungen südwest- und nordöstlich Hamburg-Radar 19:05 UTC (oben rechts) und mehrere zugehörige Windprofile mit Lagepfeil. Die Nordholz-Windprofilerdaten (15 bis 19 UTC, oben, links) zeigen schwächere küstennahe Windprofile. Die AMDAR-Flugzeugprofile von Bremen (unten, links) passen in etwa zu den Windprofilerdaten Ziegendorf (unten, rechts), welche ein Windmaximum über 20 ms⁻¹ bei 1 bis 1,5 km Höhe anzeigen mit Rückgang zum Boden hin. Steile Flugzeugaufstiege durchqueren mögliche Scherungsstreifen des Dopplerbildes aber nur engräumig.

(Abb. 1), aber auch dorthin können sich noch parallele Böenstreifen des wahren Windes fortsetzen. Ein entfernter, zum Beispiel 2 km breiter/hoher Radarstrahl wird die Streifenkanten beziehungsweise Gradienten horizontal gegebenenfalls verwaschener „sehen“. Die weitesten Böenstreifen von HAN in etwa 90 km würden auf noch erkennbare Streifengradienten bis 1,5 km Höhe schließen lassen.

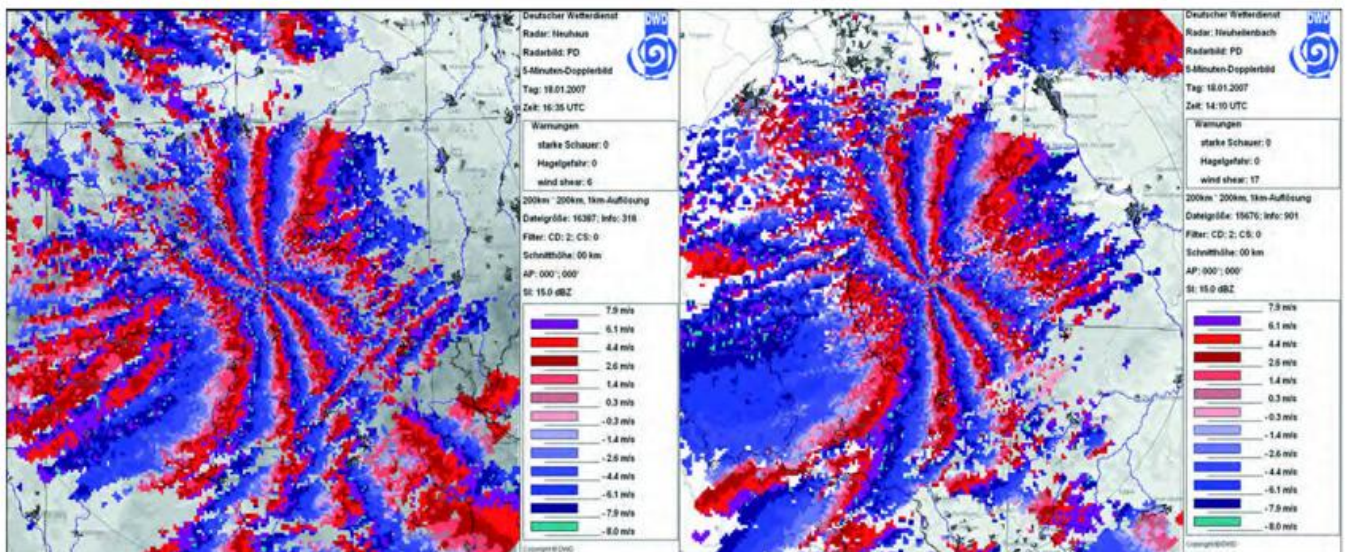


Abb. 6 : Streifenstrukturen im flachen Radialwindprodukt PD zum „Kyrill-Fall“ am 18.01.2007, Neuhaus- und Neuheilenbach-Radar im Zentrum. Auch hier überwiegend senkrechte Anordnung zu dem die Faltungen ausdrückenden Radialwindfächer der Grundströmung WSW, links aber auch etwas schräger dazu (hier dazu Echostreifen erkennbar, nicht gezeigt).

Das genaue Einsetzen und Aufhören der Streifenbildung ist hier schwierig deutbar, da die Niederschlagsfelder nicht geschlossen genug auftraten. Beim Hamburg-Radar wurde dieser Zusammenbruch um 20 UTC dokumentiert und ließ das niedrige Grenzschichtmaximum als Low-Level-Jet schließlich erkennen.

Leider konnte bei den AMDAR-Flugprofilen mit nur 4 ms^{-1} (Abb. 5, Bremen-Profil) keine stärkere Windscherung im Radialwind sinne in den unteren 1,5 km klar erfasst werden, die einem Durchfliegen eines Doppler-Streifen-segments mit dem Vr-Minimum und -Maximum klar zuzuordnen wäre.

9 Schlussfolgerungen und Nutzen für Anwender

Erstmals konnten in DWD-Radarprodukten Doppler-Böenstreifen erkannt und ihre räumlichen Muster ausgewertet werden. Die Zuordnung zu Grenzschichtrollen ist naheliegend, ihre horizontalen Radialwindscherungen bedeuten größtenteils Geschwindigkeitsunterschiede, teilweise auch systematische Richtungsabweichungen oder Vertikalanteile. Beim Vergleich mit Bodenregistrierungen und Gutachten ist die Vorstellung, welche Böen wann zwischen den Mastmessungen liegen können, vielleicht über solche räumliche Radialwindstrukturen besser zu beantworten. Trotz des vorrangigen Informationsgehaltes der VAD-Windprofile bieten die PD-Strukturen der Radialwinde eine Menge mehr Details lokal und im Raum, die oftmals informativ sind, also keine Ungenauigkeiten darstellen. Auch wenn die Faltungen alle 8 ms^{-1} irritierend aussehen, sind räumliche Windstrukturen in engen Klassen aufgelöst durchaus bedingt interpretierbar. Die Richtungsvarianzen sind hier in den Mastregistrierungen gering, die starke Streifenparallelität spricht ebenfalls für eine Richtungsstabilität. Es konnten so bis zu 17 parallele Streifen mit etwa 10 km mittleren Abstand ausgewertet werden.

Geordnete Scherungen von 8 bis 10 ms^{-1} auf 5-8 km Strecke sind bei „Xynthia“ im Dopplerprodukt aufgetreten. Die normale Radialwindänderung läge bei $0,5 \text{ ms}^{-1}$ in der Streifendimension. Somit wäre mit ausgeprägten Böenzyklen in den Zeitreihen von etwa 15 bis 30 Minuten zu rechnen. Die Streifen schmaler, ausgedehnter Radialwindabschwächungen sind keinem Terrain zuzuordnen, sondern schwache Hebungszonen, und ihre Parallelität zeigt eine überraschende Ordnung. Streifen stärkerer horizontaler Radialwinde unten deuten auf Linien absteigender Windprofilmaxima hin. Dazu würden die Bänder

der Radialwindminima zu den geringfügig divergierenden Aufwindflanken der Rollen und die Bänder der Radialwindmaxima zu den konvergierenden Abwindflanken gehören („Herabmischen der Maxima“), also die Rollen selbst zwischen den Minimum- und Maximumstreifen liegen. Damit ist der Streifenabstand etwa doppelter Rollenabstand.

Zudem scheinen die Streifen mehr Böenindikator an sich, als Ausdruck besonderer Windspitzen oder höchster Windniveaus zu sein. Dass driftende Radialwindstreifen als räumliche Muster weniger in Windprofilen, eher in kontinuierlichen Windregistrierungen aufscheinen, stärkt die Notwendigkeit einer Auswertung von Doppler-Radarprodukten. Wenn Hannover, Hamburg und Essen die ausgeprägten Streifen über mehrere Stunden zeigen und umliegende Radarprodukte undeutlicher, würde dies auch für Böenschwerpunkte und – wenn mit Windmaxima gekoppelt – für gefährdete Schadensgebiete sprechen.

Als Problematik bleibt bestehen, wie auch bei der Interpretation von Profilen, abzuschätzen ob und wann höhere Windspitzen aus den unteren 1500 m zum Boden durchgreifen können, und wie/wo/wann sich dann Abschwächungsstreifen im Dopplerprodukt ausbilden. Die zeitlich ausgeprägten Perioden und die Amplituden der Maximalböen repräsentativer Windregistrierungen (Abb. 2) stützen die Streifenbeobachtung im Dopplerprodukt wesentlich.

Nicht zuletzt kann man bei den festgestellten horizontalen Scherungen in der Grenzschicht einen Zusammenhang vermuten, der auch die Ausbildung von so genannten „gustnados“ begünstigen könnte, das heißt, dass an Frontabschnitten mit Scherungen dieser Art geschlossene Rotationen oder Wirbel ausgebildet werden könnten.

Literatur

SHUN, C.M., LAU, S.S.Y., 2000: Terminal Doppler Weather Radar (TDWR) observation of atmospheric flow over complex terrain during tropical cyclone passages. *Proc. SPIE* **4152**, 42.
 WURMAN, J., WINSLOW, J., 1998: Intense Sub-Kilometer Boundary Layer Rolls Observed in Hurricane Fran. *Science* **280**, 555-557.
 ALPERS, W., BRÜMMER B., 1994: Atmospheric boundary layer rolls observed by the synthetic aperture radar aboard the ERTS-1 satellite. *J Geophys. Res.* **99**, 12613-12621.

K. FRIEDRICH, P. BISSOLLI

Die Hitzewelle in Osteuropa 2010

The heat wave in eastern Europe in summer 2010

Zusammenfassung

Der europäische Teil Russlands und die angrenzenden Länder lagen im Sommer 2010 im Einfluss einer extremen Hitzewelle. Die vorherrschende meteorologische Situation wird in dieser Analyse beschrieben und mit der europäischen Hitzewelle 2003 verglichen. Zwei unterschiedliche Definitionen von Hitzewellen werden auf die historischen Zeitreihen der meteorologischen Stationen in Moskau, Charkow und Vasilevichi angewendet, um die Intensität und die Dauer der Hitzewellen zu beschreiben und die räumlichen Besonderheiten zu analysieren. Die Ergebnisse zeigen, wie außergewöhnlich die Hitzewelle im Sommer 2010 in Bezug auf die Intensität, die Dauer und die räumliche Ausdehnung war.

Summary

The European part of Russia and the surrounding countries suffered from a severe heat wave in summer 2010. This paper analyses spatial and temporal characteristics of the 2010 heat wave and sets them in context with atmospheric circulation from a climatological point of view. Beginning with a brief overview of the synoptic situation, the paper presents the analysis of temperature and precipitation data for three selected stations in Eastern Europe that were particularly affected by the heat wave. Different methods for estimating heat waves were used to analyse the recorded temperature data.

1 Einleitung

Im Sommer 2010 litten der europäische Teil Russlands und die umliegenden Länder unter einer lang anhaltenden Hitzeperiode. In Moskau wurden an über 40 Tagen Temperaturen von mehr als 30°C gemessen. An 15 Tagen stiegen die Temperaturen sogar über 35°C. Am 29. Juli 2010 wurde in Moskau die bisher höchste Temperatur seit Beginn der Messungen im Jahre 1881 beobachtet. Nicht nur die absolute Höhe der Temperaturwerte war außergewöhnlich, sondern auch die Andauer. Die Hitzeperiode stand in Verbindung mit geringen Niederschlagshöhen, geringen Windgeschwindigkeiten und erheblichen Wald- und Torfbränden. Daraus resultierten hohe Kohlenmonoxid- und Rauchgaskonzentrationen in der Luft. Mindestens 56 000 Menschen fielen der Hitzeperiode und der Luftverschmutzung zum Opfer. Damit ist dieses Ereignis die schlimmste Naturkatastrophe der russischen Geschichte (MUNICHRE 2011).

2 Globale, regionale und saisonale Zusammenhänge

Aus klimatologischer Sicht ist dieses meteorologische Ereignis aus mehreren Gründen von großer Bedeutung. Aus der Anfang

2010 veröffentlichten Erklärung der Weltmeteorologischen Organisation (WMO) geht hervor, dass nach Analysen des Mittelwertes dreier unabhängiger globaler Datensätze das Jahr 2010, gemeinsam mit den Jahren 2005 und 1998, das wärmste Jahr war seitdem derartige Aufzeichnungen existieren (WMO 2011). Hinsichtlich der räumlichen und zeitlichen Verteilung der Anomalien war 2010 durch eine große, weltweite Variabilität gekennzeichnet. Die größten jährlichen Anomalien traten über Grönland, Ostkanada,

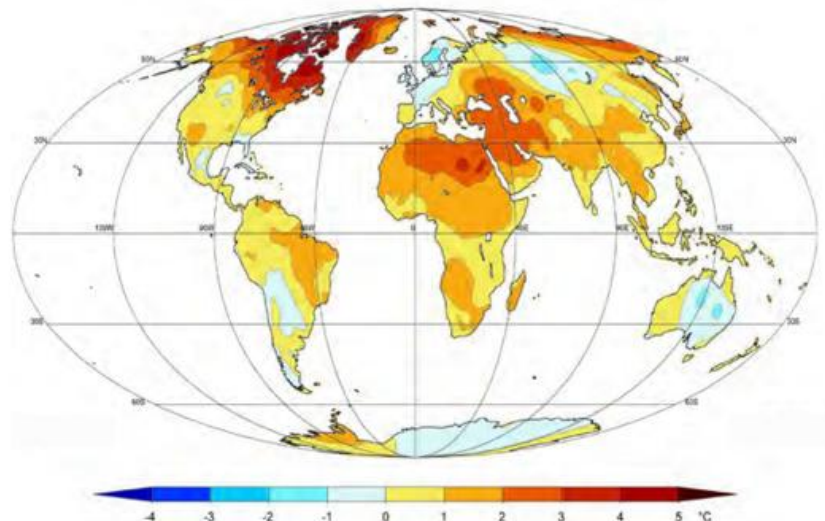


Abb. 1: Globale Verteilung der Anomalien der mittlere Lufttemperatur im Jahr 2010 in Bezug auf die Normalperiode (1961-1990), Interpolation der globalen CLIMAT-Daten. Quelle: Deutscher Wetterdienst.

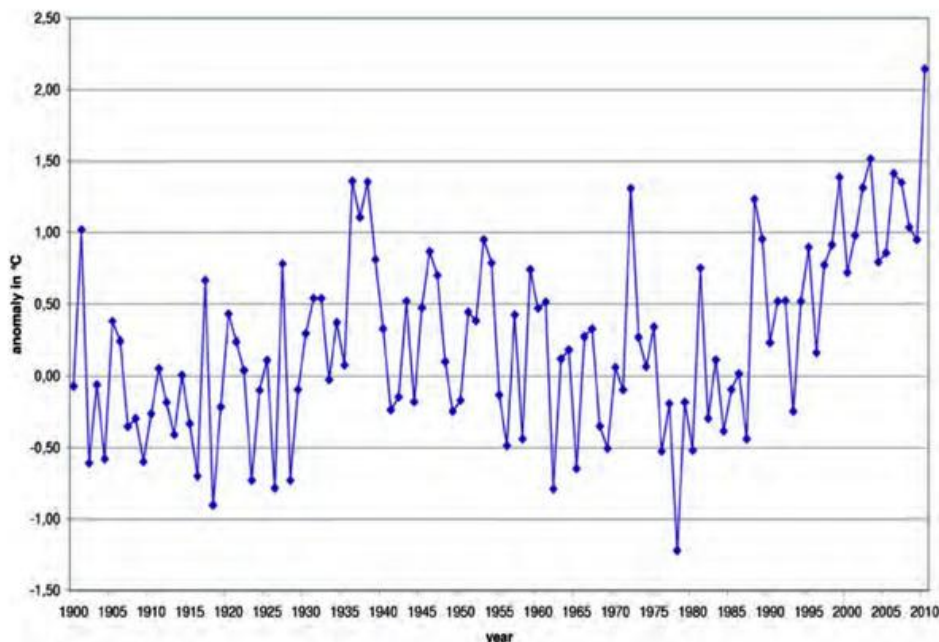


Abb. 2: Mittlere Anomalien der Lufttemperatur über Europa der Monate Juni – August der Jahre 1900–2010 (Referenzperiode 1961-1990), Grundlage sind Rasterdaten des UK Met Office Hadley Centre (BROHAN et al., 2006). Quelle: Australien Bureau of Meteorology

im Nahen Osten, im Nordosten von Afrika und in der russischen Arktis auf (Abb. 1).

Im Gegensatz zu den bisher weltweit wärmsten Jahren der jüngeren Geschichte 1998 und 2005, waren große Teile von West- und Mitteleuropa im Jahre 2010 kälter als normal, obwohl dieses Jahr ebenfalls zu den wärmsten gehört (HANSEN et al. 2010). Die höchsten mittleren monatlichen Anomalien der Erdoberfläche wurden im Juli und August 2010 über dem westlichen Russland registriert, was dazu führte, dass der gesamte Sommer in diesem Gebiet deutlich wärmer als normal ausfiel. Aufgrund dieser hohen und ausgedehnten Temperaturanomalien erlebte der gesamte europäische Kontinent im Jahr 2010 den wärmsten Sommer seit Beginn des 20. Jahrhunderts (Abb. 2). Obwohl schon sehr viele Sommerrekorde zwischen 1999 und 2009 auftraten, war der Sommer 2010 im europäischen Durchschnitt weitaus wärmer als die bisher beobachteten. Er war auch wärmer als der Hitzesommer des Jahres 2003, der statistisch als extrem eingestuft wurde (SCHÖNWIESE et al. 2004) und schon Gegenstand mehrerer Studien zur Wetterlagen- und Zirkulationscharakteristik (zum Beispiel FINK et al. 2004, OGI et al. 2003, LALAURETTE 2003) bzw. seiner Beziehung zur anthropogenen Erwärmung (zum Beispiel STOTT et al. 2004, SCHÄR und JENDRITZKY 2004) war. All diese Befunde zeigen, dass im Sommer 2010 in Osteuropa nicht nur die Hitzewelle selbst alle Rekorde gebrochen hat, sondern auch maßgeblich zur fortgesetzten globalen Erwärmung beitrug, die im Jahr 2010 beobachtet wurde.

3 Synoptische Situation

Die Hitzewelle war mit einem persistenten, troposphärischen Hochdruckkeil gekoppelt, der sich schon im Juni

2010 gebildet hatte, sich aber im Juli noch weiter verstärkte. Ursprünglich hatte er sich aus dem Azorenhoch entwickelt, dann aber durch massive Warmluftadvektion aus dem Mittleren Osten (WMO 2010) intensiviert und nach Osten ausgedehnt. Die Quasistationarität dieses Hochdruckkeils kann durch die Rossbywellentheorie erklärt werden. Denn eine so genannte „Viererwelle“ (also vier nordhemisphärische Wellenberge beziehungsweise -täler) ist besonders beständig. Rossbywellen verlaufen mäandrierend rings um den Globus und sind mit dem Strahlstrom („Jetstream“) verknüpft. Die Hitzewellen in den Jahren 2003 und 2010 wurden durch eine höchst ungewöhnliche starke Biegung im Jetstream verursacht (Masters 2010). Zwischen dem polaren Jet über Skandinavien und

dem subtropischen Jet, der sich von der Türkei über Nord-Pakistan bis in die Mongolei erstreckte, befand sich Russland in einem Gebiet mit schwacher Luftbewegung, in dem sich das thermische Hochdruckgebiet ständig regenerieren konnte. Der polare Jetstream fungierte auch als Grenze zwischen kalter arktischer und warmer subtropischer Luft.

Dieser persistente, kräftige Hochkeil führte zu einer blockierenden synoptischen Situation. Normalerweise bewegen sich die subpolaren Tiefdruckgebiete mit ihren Frontensystemen über West-, Nord- und Mitteleuropa hinweg ostwärts. Während der Hitzeperiode wurden sie aber vom blockierenden Hoch über Russland abgedrängt. Solche andauernde Blockierungssituationen und damit korrespondierende Strukturen der Rossbywellen werden in der Regel durch ungewöhnliche Muster der Meeresoberflächentemperatur verursacht (MASTERS 2010).

Abb. 3 zeigt die Anomalien der geopotentiellen Höhe im 500 hPa-Niveau für die Hitzewelle im August 2003 über Westeuropa und im Juli 2010 über dem europäischen Teil Russlands. In beiden Fällen übersteigt das Geopotential seinen Durchschnittswert in den betroffenen Regionen. Ein troposphärischer Hochkeil, der ausgeprägter als gewöhnlich war, verursachte die Hitzewellen. Die geringeren Werte des Geopotentials östlich und westlich des Keils bilden zusammen mit dem Hoch den griechischen Buchstaben „Omega“, nach dem eine solche Blockierungssituation auch benannt wird („Omegalage“).

Ein derartiges Geopotential-Muster, wie das im Sommer 2010, wurde auch im Juli 1972 über dem europäischen Teil Russlands diagnostiziert, wenn auch in etwas schwächerer Form. Auch hier hatte eine persistente Vierer-Rossbywelle einen quasistationären Hochkeil induziert (NIKETTA 1972).

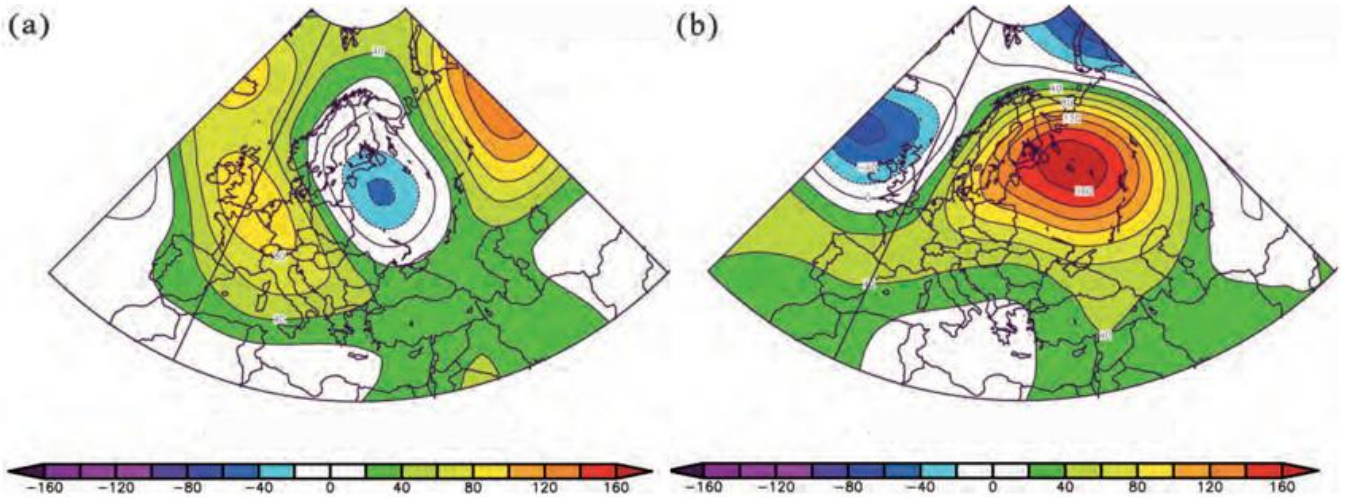


Abb. 3: Anomalien des Geopotentials (m) in 500 hPa der NCEP/NCAR-Reanalyse für August 2003 (a) und Juli 2010 (b) (Referenzperiode: 1961-1990). Quelle: NOAA/ESRL Physical Sciences Division.

Abb. 4 zeigt die Verteilung des Geopotentials für verschiedene Phasen der Hitzewelle. In der Anfangsphase, als die Tagesmaxima in Moskau in der zweiten Junihälfte innerhalb von neun Tagen von 15°C auf 33°C stiegen, war die Situation durch einen starken subtropischen Jetstream über dem Mittelmeerraum und einer südlichen Luftströmung über Osteuropa charakterisiert, die zur Bildung eines kräftigen Hochkeils beitrug (Abb. 4, erste Reihe). In der Reifephase Ende Juli, als in Moskau die absoluten Temperaturmaxima auftraten, wurde der quasistationäre Hochkeil durch eine erneute südliche Luftströmung an seiner Westflanke gestützt, Warmluftadvektion aus der subtropischen Region initiierte die fortwährende Regeneration des Hochs (Abb. 4, zweite Reihe). Während des Endes der Hitzewelle Mitte August strömte über Nordosteuropa hinweg kalte arktische Luft südwärts, während ein Tiefdrucktrog Mitteleuropa vom Nordatlantik her erreichte. So wurde der Hochkeil geschwächt und verschwand nach dem 17. August schließlich ganz. Westliche Luftströmung beherrschte nun das Wetterregime (Abb. 4, dritte Reihe). Die Temperaturen sanken auf das Niveau vor Beginn der Hitzewelle bzw. fielen in den darauf folgenden Tagen sogar noch etwas weiter (Abb. 8).

4 Datenverfügbarkeit

Temperatur- und Niederschlagsdaten der Stationen Moskau (Russland), Charkow (Ukraine) und Vasilevichi (Weißrussland) werden im Folgenden analysiert. Alle drei Stationen befanden sich in der Nähe des Schwerpunktes der Temperaturanomalie.

Tab. 1 gibt einen Überblick über die zur Verfügung stehenden und in diesem

Bericht genutzten Daten. Werte für Temperaturminima und -maxima stehen mit den täglichen Daten zur Verfügung. Für die Station Vasilevichi beginnt die Datenreihe der Temperaturmaxima im Jahr 1914. Die Daten wurden vom Eurasischen Klimazentrum und vom Referat „Maritime Klimaüberwachung“ des DWD bereit gestellt.

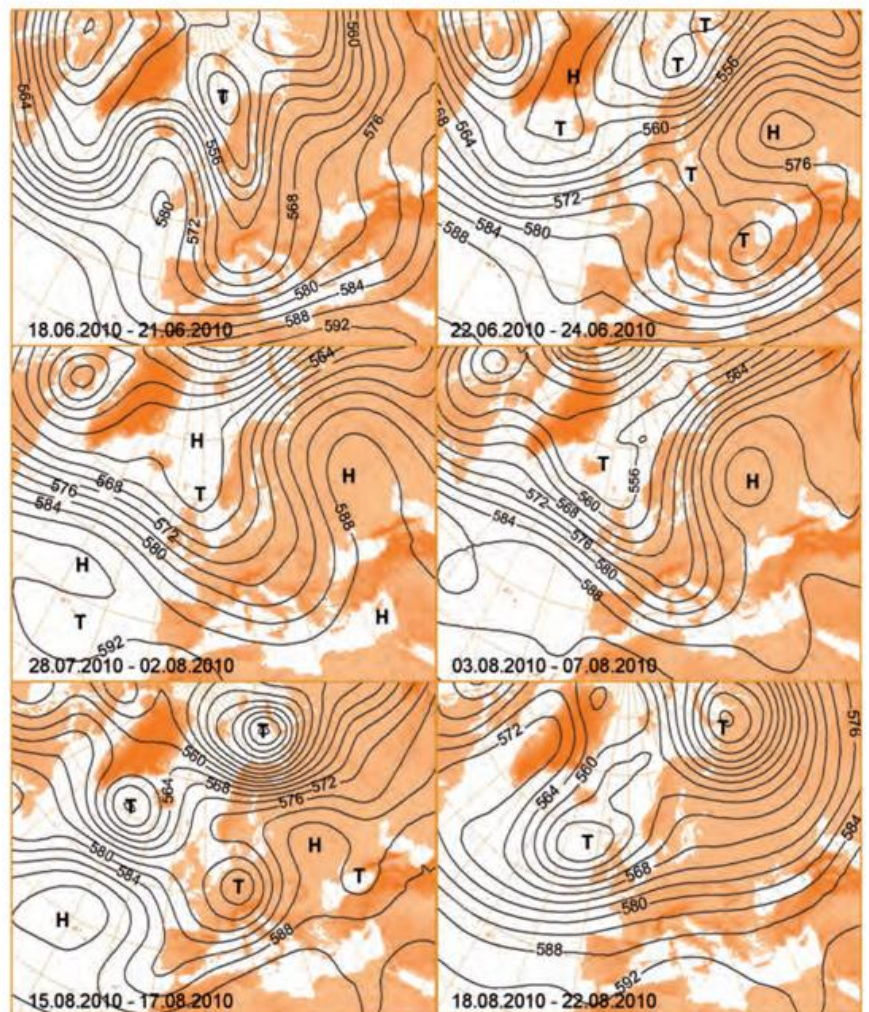


Abb. 4: Mittleres Geopotential (gpm) in 500 hPa für verschiedene Perioden während der Hitzewelle 2010 (Zeiträume sind in den Abbildungen angegeben). Quelle: Deutscher Wetterdienst.

	Temperatur		Niederschlag		Datenlücken
	monatlich	täglich	monatlich	täglich	
Moskau (Russland)	1881	1949	1820	1949	1825-1953 Niederschlag
Charkow (Ukraine)	1936	1936	1936	1936	1942-1951
Vasilevichi	1881	1881	1881	1881	1918-1922, 1931-1944

Tab. 1: Jahr des Beginns der Datenverfügbarkeit an den drei ausgewählten Stationen in Russland, der Ukraine und Weibrussland mit Datenlücken.

5 Maximum der Tagestemperaturen und Einordnung der monatlichen Werte für Temperatur und Niederschlag

Die im Sommer 2010 an den drei Stationen gemessenen Temperaturwerte waren außergewöhnlich. Die höchste Anomalie von +6°C wurde für den Sommer 2010 (Juni - August) an der Station Woronesh, etwa 500 km südlich von Moskau, gemessen. In Moskau betrug die Anomalie +5,3°C, in Charkow +5,4°C und in Vasilevichi +4,2°C. Die geringsten relativen Niederschläge wurden in einiger Entfernung zum Maximum der Temperaturanomalie in der Wolga-Region und östlich des Kaspischen Meeres beobachtet. örtlich fielen nur 25 % des Niederschlages der Referenzperiode (1951-2000). Aber auch an den drei betrachteten Stationen war es wesentlich trockener als normal. In Moskau und Charkow fielen weniger als 60 % und in Vasilevichi etwas mehr als 60 % der normalen Niederschlagsmenge.

Im Hinblick auf das Temperaturmaximum wurden viele neue Rekorde aufgestellt, vor allem die Höchsttemperatur seit Beginn der Beobachtungen in Moskau. Am 29. Juli 2010 wurden dort 38,2°C gemessen. In Charkow wurde am 8. und 10. August 2010 der bisherige Temperaturrekord von 39,8°C eingestellt, der vom 14. Juni 1998 stammt. Am 8. August 2010 stieg die Temperatur in Vasilevichi (Weibrussland) auf 37,6°C und damit sehr dicht an den Rekord von 38°C vom 20. August 1946. Die monatlichen Durchschnittstemperaturen für Juli und August erreichten an allen drei Stationen die bisher höchsten gemessenen Werte. An der Station Moskau wurde im Juli 2010 eine Durchschnittstemperatur von 26°C gemessen. Bisher wurde der wärmste Juli mit 23,5°C im Jahre 1938 beobachtet. Die mittlere Temperatur der Normalperiode von 1961-1990 für den Monat Juli beträgt 21,7°C. Der bisherige Rekord für den Monat August wurde ebenfalls im Jahr 1938 mit 21,7°C gemessen und nur knapp mit 21,8°C im Jahre 2010 überboten. Beim Vergleich der Tagestemperaturen zeigt sich, dass der Sommer 1972 ähnliche Extreme aufweist wie 2010. Der August 1972 rangiert mit 20,6°C auf Platz 3 der wärmsten mittleren Monatstemperaturen für den Monat August. Die mittlere Monatstemperatur

der Normalperiode (1961-1990) für den Monat August beträgt 16°C. Auf Grund der negativen Temperaturanomalie im Januar wurde der derzeitige Rekord für das wärmste Jahr an dieser Station nicht erreicht. Die Jahresmitteltemperatur 2010 erreichte den fünften Platz. Das wärmste Jahr ist 2008 mit einer mittleren Temperatur von 7,3°C. Die Temperaturanomalie für das Jahr 2010 beträgt +1,6°C im Vergleich zur Normalperiode. Acht der zwanzig wärmsten Jahre wurden in der ersten Dekade des 21. Jahrhunderts gemessen.

Die im Sommer 2010 an der Station Moskau beobachtete Niederschlagsmenge war, mit Ausnahme des Julis, nicht außergewöhnlich. Im Juli wurden 12 mm Niederschlag gemessen. Dies entspricht 13 % der Niederschlagsmenge der Normalperiode und dem zweittrockensten Juli. Der trockenste Juli wurde 1997 mit 6 mm beobachtet. Im Sommer 2010 fielen 60 % der mittleren Niederschlagsmenge der Normalperiode. Die Monate Juni und August 2010 befinden sich im mittleren Bereich der Rangfolge der monatlichen Niederschlagssumme. Betrachtet man die Niederschlagshöhe des gesamten Sommers, so ergibt sich der 19-trockenste Sommer der 165 Jahre umfassenden Zeitreihe.

An der Station Charkow war der Sommer 1972 mit 23,2°C der bisher wärmste Sommer seit Beginn der Messungen, gefolgt vom Sommer 1938 mit 22,9°C. Der Sommer 2010, mit einer mittleren Temperatur von 25°C, hat den bisherigen Rekord um +1,8°C überboten. Die mittleren Temperaturen der Monate Juli und August der Jahre 1938 und 1972 befinden sich unter den jeweils zehn wärmsten Monaten, in denen die Jahre der letzten beiden Dekaden überrepräsentiert sind. Mit einer Temperatur von 9,8°C wurde die bisher höchste jährliche Durchschnittstemperatur seit Beginn der Messungen im Jahre 1936 beobachtet. Dies liegt zum einen an dem überdurchschnittlich warmen Sommer, und zum anderen an dem sehr warmen Novemberbeginn. Mit einer Niederschlagshöhe von 19 mm im Juni und 16 mm im August fällt der Sommer 2010 unter die 10-trockensten Sommer seit Beginn der Aufzeichnungen. Erhebliche Regengemengen in den Monaten September und Oktober 2010 führten dazu, dass die Jahresniederschlagshohe über dem Mittel der Normalperiode lag.

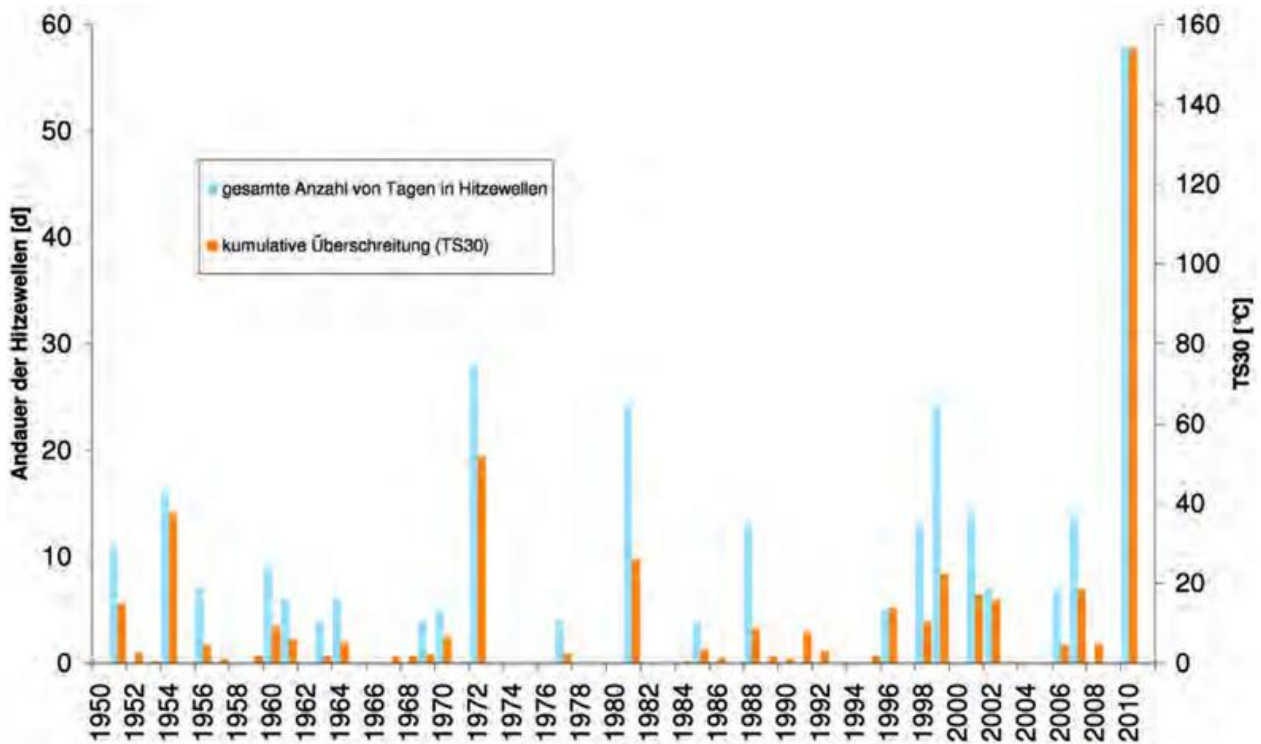


Abb. 5: Andauer der Hitzewellen und kumulative Temperatur TS30 für Moskau (Russland) 1950-2010.

Bisher wurde der heißeste Juli an der Station Vasilevichi im Jahre 2001 beobachtet und der heißeste August zu Beginn der Messungen im Jahre 1890. Die Monatsmitteltemperatur im Juli 2010 überstieg den bisherigen Rekord um $+1,2^{\circ}\text{C}$, und im August um $+1^{\circ}\text{C}$. Der bisher wärmste Sommer, mit einer mittleren Temperatur von $20,2^{\circ}\text{C}$, wurde 1901 beobachtet und im Jahr 2010 mit einer mittleren Temperatur von $21,7^{\circ}\text{C}$ überboten. Die Niederschlagshöhe lag den gesamten Sommer unter den Werten der Normalperiode. Der Sommer war aber nicht außergewöhnlich trocken. Das Niederschlagsdefizit verteilte sich gleichmäßig über die einzelnen Sommermonate.

6 Hitzewellen

Es gibt keine allgemeingültige Definition für Hitzewellen. Meteorologisch können Hitzewellen durch die Anzahl der Tage mit extremen Temperaturen charakterisiert werden. Dabei sollte die Definition extremer Temperaturen an die lokale Temperaturverteilung gekoppelt werden (ROBINSON 2001). In dieser Untersuchung werden Hitzewellen anhand von zwei Schwellentemperaturen bestimmt, wie es bei KYSELY (2010) und HUTH et al. (2000) erläutert ist. Hitzewellen sind als kontinuierliche Perioden beschrieben, in denen (a) die maximale Tagestemperatur (T_{\max}) T_1 an mindestens 3 Tagen überschreitet, (b) die mittlere T_{\max} der gesamten Hitzewelle höher als T_1 ist und (c) T_{\max} nicht unter T_2 fällt. T_1 und T_2 sind in Anlehnung an die klimatologische Praxis mit $T_1 = 30^{\circ}\text{C}$ für heiße Tage und $T_2 = 25^{\circ}\text{C}$ für Sommertage definiert. Auch wenn die Untersuchung von KYSELY (2010) und HUTH et al. (2000) für das Klima in der Tschechischen Republik, also im östlichen Teil von Mitteleuropa vorgenommen

wurde, ist die Definition mit den genannten Schwellentemperaturen auch für Osteuropa anwendbar. Der Mittelwert für T_{\max} beträgt im Jahr 2010 an der Station Moskau $22,5^{\circ}\text{C}$, mit einer Standardabweichung von $4,5^{\circ}\text{C}$. Damit übersteigt T_1 den Mittelwert mit mehr als einer Standardabweichung. Diese Definition von Hitzewellen erlaubt die Betrachtung von Perioden mit hohen Tagestemperaturen und nur geringer Abkühlung als ein langes Ereignis, wobei eine stärkere Abkühlung zu mehreren kurzen Ereignissen führt.

Eine weitere Möglichkeit, Hitzewellen zu beschreiben, ist die Aufsummierung aller Werte, bei denen das Maximum der Tagestemperatur 30°C überschreitet (TS30). In diesem Bericht werden beide Berechnungsmöglichkeiten für die Charakterisierung von Hitzewellen verwendet.

6.1 Jährlicher Verlauf

Zur Berechnung der Andauer von Hitzewellen und von TS30 sind tägliche Daten für T_{\max} notwendig. Wie im Abschnitt „Datenverfügbarkeit“ beschrieben, sind an den drei Stationen für mindestens 60 Jahre oder mehr Werte für das Maximum der Tagestemperatur vorhanden. Die Abb. 5 zeigt die Andauer der Hitzewellen, also die Anzahl der Tage in Hitzewellen, und die Werte für TS30 in Moskau für die jeweiligen Jahre der letzten 6 Dekaden.

Die kumulative Temperatur TS30 war im Sommer 2010 etwa viermal höher als in den vorangegangenen Jahren. Die Andauer der Hitzewellen im Sommer 2010 war mehr als doppelt so hoch als in den Jahren davor. Hitzewellen sind in den letzten zwei Jahrzehnten gegenüber den

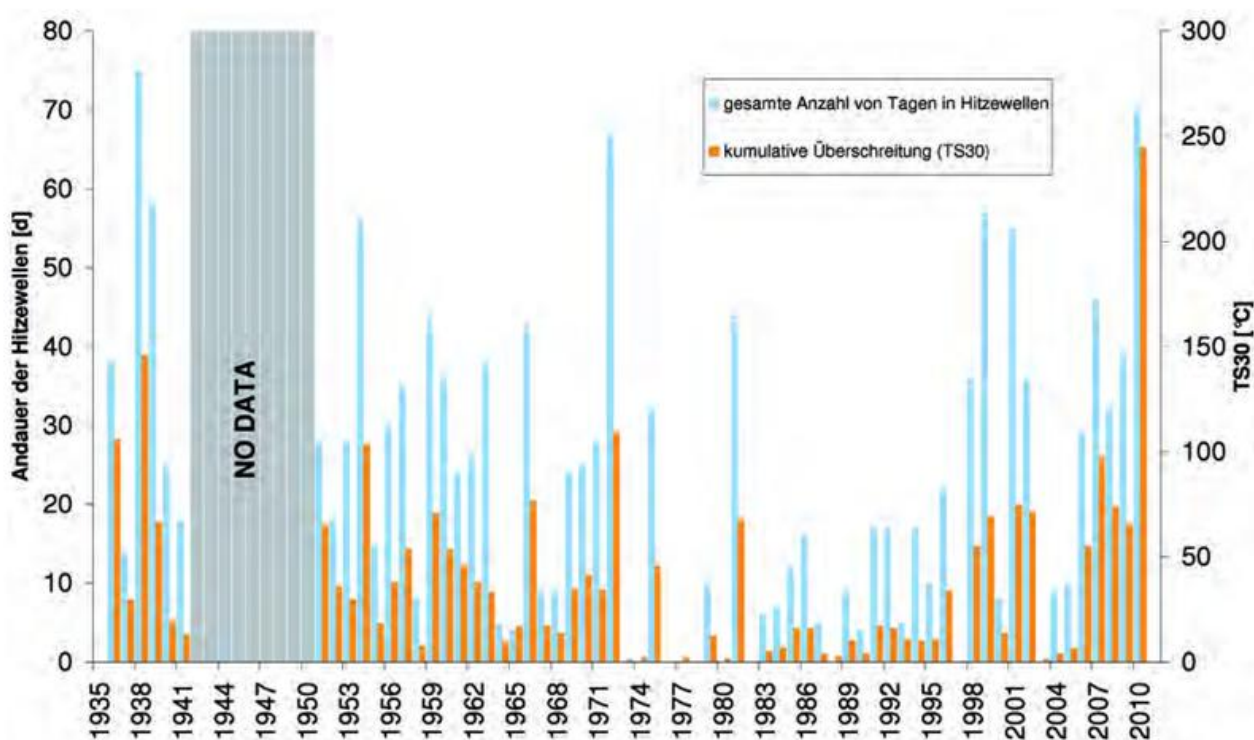


Abb. 6: Andauer der Hitzewellen und kumulative Temperatur TS30 für Charkow (Ukraine) 1935-2010.

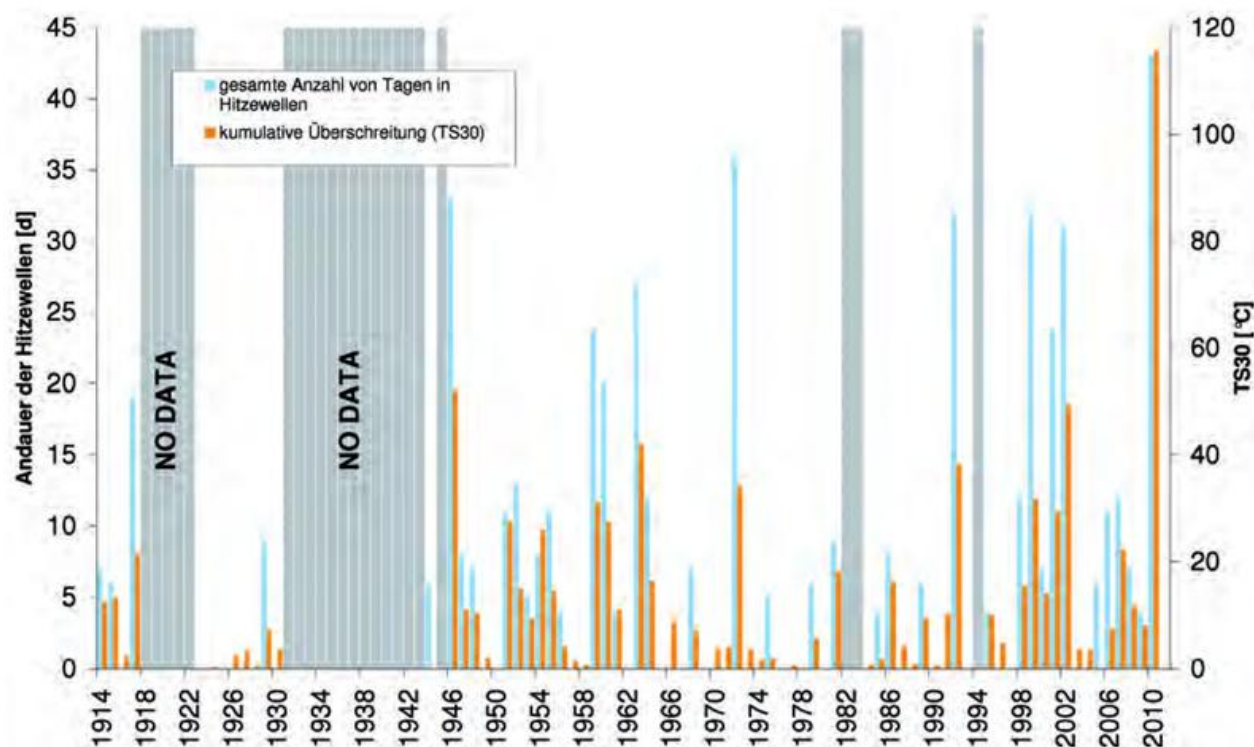


Abb. 7: Andauer der Hitzewellen und kumulative Temperatur TS30 für Vasilevichi (Weißrussland) 1935-2010.

Jahren davor vermehrt aufgetreten. Die Parameter zur Beschreibung der Hitzewellen bewegten sich bisher in etwa in der gleichen Größenordnung. Die Ausnahme bildet der Sommer 2010, in dem die Parameter selbst die hohen Werte des Sommers 1972 um ein Vielfaches übersteigen. Das Verhältnis der Andauer der Hitzewelle und dem Wert für TS30 hat sich im Jahr 2010 geändert. Ausschlaggebend für die Berechnung der Andauer der Hitze-

welle ist, ob die Schwellentemperatur überschritten wurde oder nicht. Der Anteil über der Schwellentemperatur geht in die Berechnung von TS30 ein.

Von den drei ausgewählten Stationen hat Charkow die höchste mittlere Sommertemperatur (Mittelwert der Normalperiode 19,6°C). Dort sind die Werte für die Andauer der Hitzewelle und TS30 wesentlich höher als an

den anderen ausgewählten Stationen. Die Abb. 6 zeigt die Andauer der Hitzewellen und TS30 für alle Jahre in denen Daten zur Verfügung stehen, auch die extremen Jahre 1938 und 1972. An dieser Station sind in fast jedem Jahr kürzere oder längere Hitzeperioden zu verzeichnen. In den 70er Jahren des 20. Jahrhunderts traten nur wenige Hitzeperioden auf. In den 80er und frühen 90er Jahren ergeben sich kleinere Werte als in den späten 90ern des 20. Jahrhunderts und den ersten Jahren des 21. Jahrhunderts. Im Jahre 1938 wurden 75 Tage in Hitzewellen beobachtet und damit etwas mehr als 1972 und 2010. Die kumulative Temperatur TS30, die wohl am besten geeignete Beschreibung für die Schwere einer Hitzeperiode (KYSELÝ 2010), ist 2010 am höchsten. Wie für die Station Moskau hat sich auch an der Station Charkow (Abb. 6) das Verhältnis zwischen Andauer der Hitzewelle und TS30 geändert.

Das Temperaturmaximum der Datenreihe für die Station Vasilevichi wurde im Jahr 1914 gemessen. Leider hat die Datenreihe gerade zu Beginn der Messungen einige Lücken, auch das extreme Jahr 1938 ist nicht vorhanden. An der Station Vasilevichi (Abb. 7) treten Hitzewellen häufiger auf als in Moskau, aber nicht so häufig wie in Charkow. Die mittlere Temperatur ist mit $17,5^{\circ}\text{C}$ nur geringfügig höher als in Moskau (17°C). Sowohl die 40er, 50er, 60er und 90er Jahre des letzten Jahrhunderts als auch die erste Dekade dieses Jahrhunderts waren von einer Reihe starker Hitzeperioden gekennzeichnet. In den 70er und 80er Jahren wurden, mit der Ausnahme des Jahres 1972, nur wenige Hitzewellen beobachtet. Die Hitzewelle im Jahr 2010 war die bisher stärkste in Bezug auf die Andauer und TS30. Das Temperaturmaximum wurde aber mit 38°C im Sommer 1946 gemessen. Wie an den anderen

Stationen hat sich auch an der Station Vasilevichi das Verhältnis zwischen Andauer und TS30 geändert.

Während im Sommer 2003 Westeuropa (Frankreich), Südeuropa (Italien und Spanien) sowie Mitteleuropa (Deutschland) unter hohen Temperaturen litten, wurde an keiner der drei hier betrachteten Stationen eine Hitzewelle beobachtet (FINK et al. 2004). Im August 2010 lagen die Temperaturen in Nordwesteuropa unter den Normalwerten, während die Hitzewelle über Osteuropa noch voll im Gange war.

6.2 Maximum der Tagestemperatur im Sommer 2010 in Moskau

Abb. 8 zeigt das Maximum der Tagestemperatur an der Station Moskau für die Monate Juni, Juli und August 2010. Die erste Hitzewelle wurde in der letzten Dekade des Monats Juni beobachtet. Eine kurze Abkühlung am Ende des Monats erfolgte, bevor die Temperatur bis zum Maximalwert von $38,2^{\circ}\text{C}$ am 29. Juli 2010 anstieg. Dann fiel die Temperatur, aber nicht unter die Schwellentemperatur T_1 . Die Hitzewelle endete abrupt nach der zweiten Dekade des Monats August. Vom 29. Juni bis zum 18. August wurde die längste Phase der insgesamt 50 Tage dauernden Hitzeperiode beobachtet.

7 Räumliche Charakteristik

Die hohen Temperaturen im Sommer 2010 führten zu großen Anomalien in Osteuropa (Abb. 9). Über fast ganz Europa wurde eine positive Temperaturanomalie im Ver-

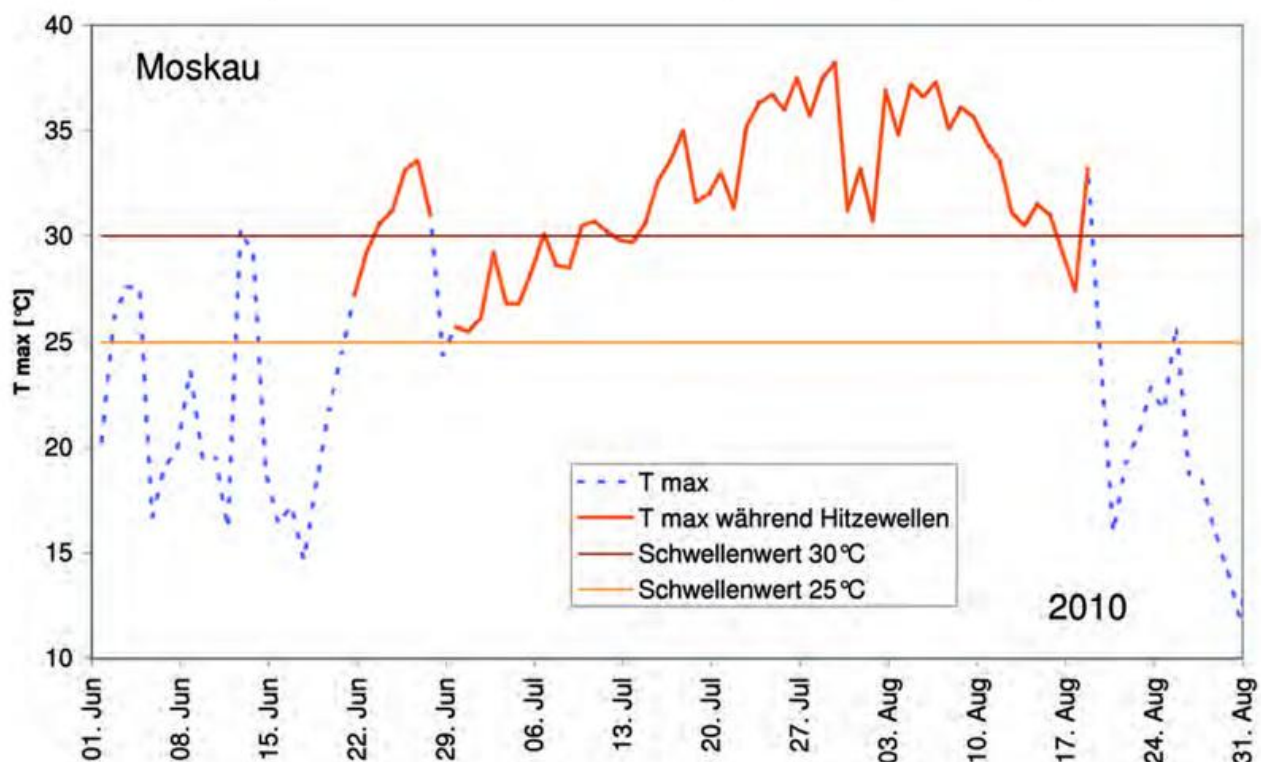


Abb. 8: Hitzewelle im Sommer 2010 in Moskau. Maximum der Tagestemperatur (gestrichelt), Maximum der Tagestemperatur innerhalb von Hitzewellen (fett gedruckt) und Schwellentemperaturen für warme ($\geq 25^{\circ}\text{C}$) und heiße ($\geq 30^{\circ}\text{C}$) Tage.

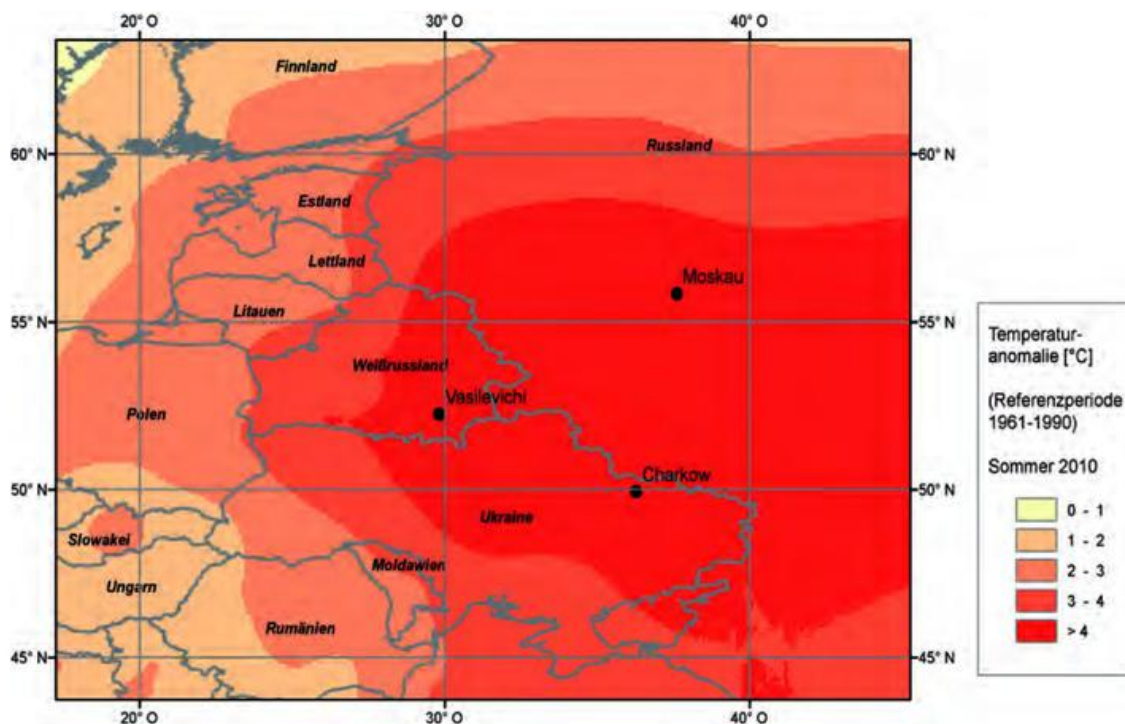


Abb. 9: Temperaturanomalie für Osteuropa im Sommer 2010 mit der Lage der untersuchten Stationen. Quelle: Deutscher Wetterdienst, RCC-CM.

gleich zur Normalperiode beobachtet. Das Zentrum der Jahreszeitenanomalie liegt mit mehr als +4°C in Osteuropa über Russland, der Ukraine und Weißrussland.

Das von der Hitzewelle betroffene Gebiet ist etwa sechsmal so groß (ungefähr 2,4 Millionen km²) wie das im Sommer 2003 über Westeuropa betroffene Gebiet. Die höchste gemessene Anomalie lag im Sommer 2003 bei +6,9°C am südwestlichen Rand des Zentralmassives (Station Gourdon). Die höchste Anomalie im Juli 2010 lag in Moskau bei +7,9°C. Das Gebiet mit einer Anomalie von +5°C ist im Juli 2010 etwa siebenmal größer als das entsprechende Gebiet im August 2003 (Abbildungen in WEHRY 2010).

8 Abschließende Bewertung

Die Hitzewelle im Sommer 2010 war in Bezug auf die Intensität, die Andauer und die räumliche Ausdehnung außergewöhnlich. In den drei Sommermonaten wurde eine Temperaturanomalie von mehr als +4°C über dem europäischen Teil Russlands beobachtet. Dieses Ereignis entspricht den Projektionen globaler und regionaler Klimamodelle, die eine Häufung, eine Intensivierung und eine Verlängerung solcher Ereignisse nahe legen.

Der Sommer 2010 in Moskau war nach den vorliegenden Daten der wärmste Sommer seit Beginn der Messungen. Die Mitteltemperatur des bisher heißesten Sommers (1938) lag bei 20,4°C und wurde nun im Sommer 2010 mit +1,8°C überboten. Lagen die Temperaturen der bisher beobachteten zehn wärmsten Sommer mit einer Schwankungsbreite von 1,4°C relativ dicht beieinander,

ergibt sich jetzt ein wesentlich größerer Temperaturunterschied zwischen dem bisher wärmsten Sommer 1938 und 2010.

Literatur

BROHAN, P., KENNEDY, J.J., HARRIS, I., TETT, S.F.B., JONES, P.D., 2006: Uncertainty estimates in regional and global observed temperature changes: a new dataset from 1850. *J. Geophys. Res.* **111**, D12106, doi:10.1029/2005JD006548.

FINK, A.H., BRÜCHER, T., KRÜGER, A., LECKE-BUSCH, G.C., PINTO, J.G., ULBRICH, U., 2004: The 2003 European summer heatwaves and drought “-“ synoptic diagnosis and impacts. *Weather* **59**, 8, 209-216.

HANSEN, J., RUEDY, R., SATO, M., LO, K., 2010: Global surface temperature change. *Rev. Geophys.* **48**, RG4004, doi:10.1029/2010RG000345.

HUTH, R., KYSLEÝ, J., POKORNÁ, L., 2000: A GCM simulation of heat waves, dry spells and their relationships to circulation. *Climatic Change* **46**, 29-60.

KYSLEÝ, J., 2010: Recent severe heat waves in central Europe: how to view them in long-term prospect? *International Journal of Climatology* **30**, 89-109.

LALAURETTE, F., 2003: The exceptional warm anomalies of summer 2003. *ECMWF Newsletter* No. **99**, 2-8.

MASTERS, J., 2010: Causes of the Russian heat wave and Pakistani floods. <http://www.wunderground.com/blog/JeffMasters/comment.html?entrynum=1576> (aufgerufen am 9. Februar 2011).

MUNICHRE, 2011: Overall picture of natural catastrophes in 2010 Very severe earthquakes and many severe weather events. Press Releases. <http://www.munichre.com/en/>

- media_relations/press_releases/2011/2011_01_03_press_release.aspx (aufgerufen am 9. Februar 2011).
- NIKETTA, D., 1972: Weltwetterlage im August 1972. *Beilage zur Berliner Wetterkarte* **125/72**.
- NORTH-EURASIAN CLIMATE CENTER, 2010: Overview of the status and trends of climate change Summer 2010. <http://seakc.meteoinfo.ru/climatemonitoring>.
- OGI, M., YAMAZAKI, K., TACHIBANA, Y., 2005: The summer northern annular mode and abnormal summer weather in 2003. *Geophys. Res. Lett.* **32**, L04706, doi: 10.1029/2004GL021528.
- ROBINSON, P., 2001: On the Definition of a Heat Wave. *Journal of Applied Meteorology* **40**, 762-775.
- SCHÄR, C., JENDRITZKY, G., 2004: Hot news from summer 2003. *Nature* **432**, 559-560.
- SCHÖNWIESE, C.-D., STAEGER, T., TRÖMEL, S., 2004: The hot summer 2003 in Germany. Some preliminary results of a statistical time series analysis. *Met. Zeitschr.* **13**, 4, 323-327.
- STOTT, P.A., STONE, D.A., ALLEN, M.R., 2004: Human contribution to the European heatwave of 2003. *Nature* **432**, 610-614.
- WEHRY, W. 2010: Der heiße Sommer 2010 in Russland Teil 2: Meteorologische Ursachen der Waldbrände. *Beitr. Berliner Wetterkarte* **52/10** (SO 24/10).
- WMO, 2010: Current extreme weather events. http://www.wmo.int/pages/mediacentre/news/extremeweathersequence_en.html (aufgerufen am 9. Februar 2011).
- WMO, 2011: 2010 equals record for world's warmest year. Press release No. 906, http://www.wmo.int/pages/mediacentre/press_releases/pr_906_en.html (aufgerufen am 9. Februar 2011).

B. TINZ, G. ROSENHAGEN

Das Archiv der überseeischen Stationen der Deutschen Seewarte

The archive of the overseas stations of the German Naval Observatory

Zusammenfassung

Das Archiv der überseeischen Stationen der Deutschen Seewarte enthält Wetterbeobachtungen von über 1500 Stationen weltweit. Die Klimatagebücher mit Daten von Niederschlag, Temperatur, Wetter und anderen Elementen umfassen v.a. die Zeiträume 1884-1919 und 1930-1943. Die handschriftlichen Aufzeichnungen werden am Seewetteramt Hamburg digitalisiert, in die Datenbanken des Deutschen Wetterdienst (DWD) integriert und auf elektronischen Datenträgern in die Heimatländer überführt. Bisher wurden 88 Stationen, das sind 5,7 % des Archivs bearbeitet (Stand 06.09.2011). Nach der Datenerfassung erfolgt eine Prüfung der Werte und es werden statistische Untersuchungen durchgeführt. So ist es z.B. möglich, die historischen Daten mit heutigen Messwerten zu vergleichen oder bestehende Messreihen zu verlängern und so Aussagen zum regionalen Klimawandel abzuleiten. Die Daten sind eine potenziell wichtige Grundlage für verschiedene internationale Forschungs- und Reanalyseprojekte.

Summary

The archive of the overseas stations of the German Naval Observatory includes weather observations of more than 1500 stations world-wide. The climate journals contain data of precipitation, temperature, weather and other elements especially for the periods 1884-1919 and 1930-1943. The hand-written records are digitized at "Seewetteramt Hamburg", integrated into databanks of Deutscher Wetterdienst and send on electronically mediums to the home countries. 88 stations are digitized so far (5.7 % of the archive; state 06th September 2011). A quality data check as well as statistical investigations follows. A comparison of the historical data with actual observations is possible and the regional climate change can be discussed. The data are a potentially an important input for different research and reanalysis projects.

1 Einleitung

Die Norddeutsche Seewarte wurde im Jahr 1868 mit maritim-meteorologischen Zielsetzungen gegründet. Aber von Anbeginn an war auch die Überseeklimatologie, die Kenntnis des Klimas auf den Meeren, an den Küsten sowie auf dem Land eine ihrer wichtigen Aufgaben (ROSENHAGEN 1993). Die Seewarte rüstete Schiffe mit Messgeräten aus und richtete in Übersee Landstationen ein. Die gesammelten weltweiten Daten ermöglichten erste globale Klimauntersuchungen, als herausragendes Ergebnis steht die **auch heute noch oft verwendete effektive Klimaklassifikation** von Wladimir Köppen da (KÖPPEN 1918).

Historischen Wetterdaten wird heute im Zusammenhang mit der Diskussion um den Klimawandel allgemein große Bedeutung beigemessen. Die Sicherung und Digitalisierung der alten Aufzeichnungen ist auch eine Forderung

der Weltorganisation für Meteorologie (WMO; DARE: **data rescue**). Die meist handschriftlichen Unterlagen sind teilweise über 100 Jahre alt und gehen langsam dem physikalischen Verfall entgegen. Außerdem lassen sich nur digitalisierte Daten in größerem Umfang auswerten. Mit den Daten können bestehende Zeitreihen verlängert werden und Aussagen zum lokalen Klimawandel getroffen können. Die Daten werden auch in Gitterpunktsdaten überführt werden und stellen so eine Referenz für Klimamodelle dar.

Beim Deutschen Wetterdienst erfolgt die Datenrettung in mehreren internen und externen Projekten. Im Projekt KLIDADIGI werden in Kooperation mit der Universität Bonn an verschiedenen Standorten des DWD Daten deutscher Wetter- und Klimastationen, insbesondere aus der Zeit vor dem Zweiten Weltkrieg, erfasst (MÄCHEL et al. 2008). Bereits seit Jahrzehnten ist das Projekt HISTOR am

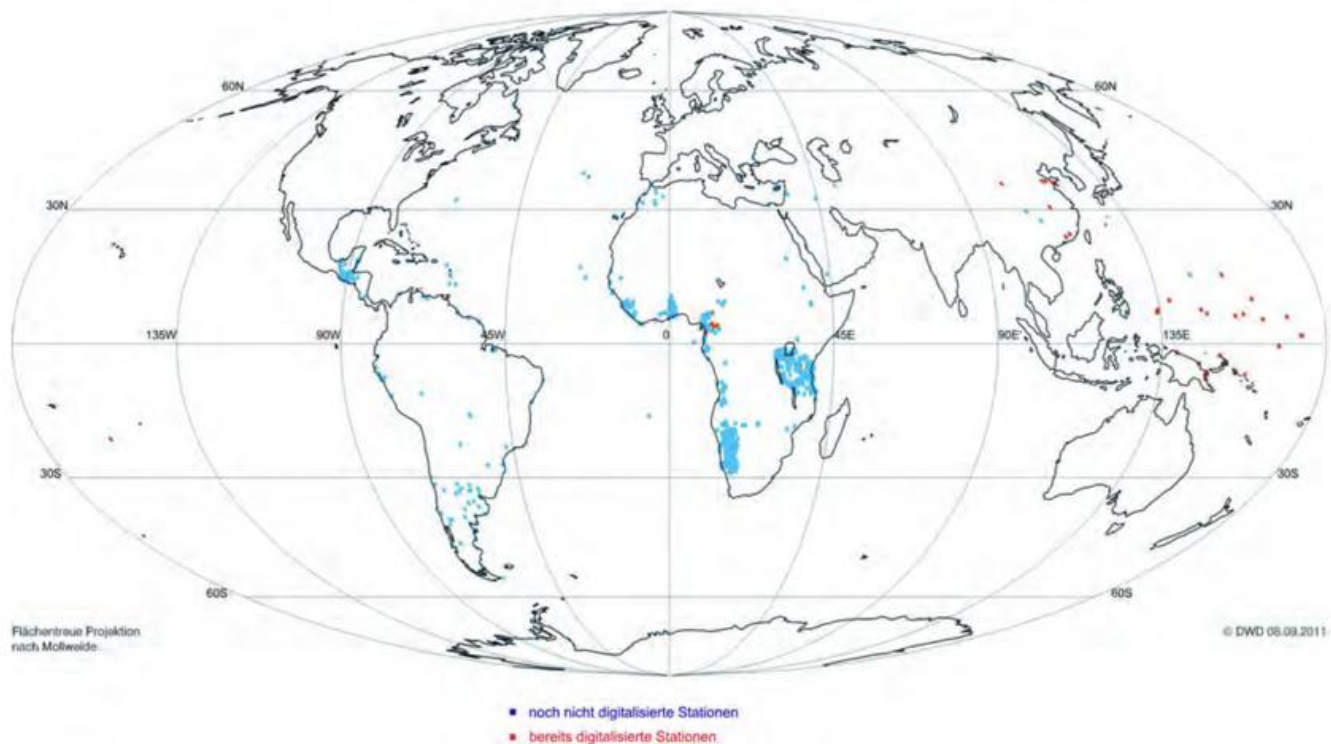


Abb. 1: Geographische Lage der etwa 1500 überseeischen Stationen der Deutschen Seewarte.

Seewetteramt in Hamburg etabliert, das die Digitalisierung historischer Schiffswettermeldungen ab etwa 1830 zum Inhalt hat (GLOEDEN et al. 2011). Im Jahr 2008 wurde dort auch mit der Digitalisierung der Daten der überseeischen Land-Stationen der Deutschen Seewarte begonnen. Das Archiv der überseeischen Stationen, der historische Hintergrund, die vorhandenen Meta-Informationen sowie das Vorgehen bei der Digitalisierung der Daten werden nachfolgend vorgestellt.

2 Daten

2.1 Überblick

Beim DWD in Hamburg befindet sich das Archiv mit den Originalen der Klimabeobachtungsbögen der überseeischen Stationen der Deutschen Seewarte. Die Daten der mehr als 1500 Stationen (Abb. 1) liegen zumeist in handschriftlicher Form vor. Überwiegend handelt es sich um Werte aus dem Zeitraum 1884 bis 1918 (auch Kolonialarchiv genannt), darüber hinaus gibt es von 1930-1943 einen zweiten Abschnitt intensiver Beobachtungen (Abb. 2).

Die Stationen verteilen sich über alle Kontinente (Abb. 1) mit Schwerpunkten in den ehemaligen deutschen Kolonien bzw. Schutzgebieten in Afrika, in China und im tropischen Pazifik / der Südsee. Im Archiv sind teils ausführliche Metadaten (Skizzen und Fotos der Stationen, Angaben über die Messgeräte, Korrekturfaktoren, Messhöhen usw.) enthalten. Zusätzliche wichtige Informationen liefern historische Fotos auf Glasplatten, Landkarten, Karteikarten

mit Stations- und Messgerätebeschreibungen, Original-Verwaltungsakten und der Schriftverkehr der Deutschen Seewarte.

Beobachtet bzw. gemessen wurde neben dem Niederschlag, vorwiegend Lufttemperatur und -feuchtigkeit, Windrichtung und -stärke, das aktuelle Wetters sowie Wolken und Bedeckungsgrad. Teilweise liegen sogar stündliche Werte vor, meistens gibt es jedoch tägliche Meldungen zu ein bis drei Klimaterminen, von vielen Stationen aber auch nur Tageswerte oder vereinzelt lediglich monatliche Zusammenstellungen.

Die Stationen wurden von der Deutschen Seewarte Hamburg mit geprüften und geeichten Messgeräten ausgestattet, die Beobachtungen nach den standardisierten Anleitungen aus Hamburg durchgeführt. Die Originalaufzeichnungen wurden per Schiff zur Seewarte zurückgesandt, wo dann eine gründliche Qualitätskontrolle der Daten, eine Verdichtung zu Monatsmitteln sowie erste statistische Auswertungen erfolgten. Die Ergebnisse wurden zum Teil in der Reihe „Deutsche Ueberseeische Meteorologische Beobachtungen“ publiziert (Deutsche Seewarte 1887-1922).

Die Beobachter waren hauptsächlich Missionare, Ärzte, Sanitäter, Soldaten, aber auch Einheimische. Die Wetterbeobachtungen fanden zum Teil unter schwierigen Verhältnissen statt. Erkrankungen durch Malaria oder Gelbfieber sowie kriegerische Auseinandersetzungen waren an der Tagesordnung und führten in Einzelfällen sogar zum Tod des Personals.

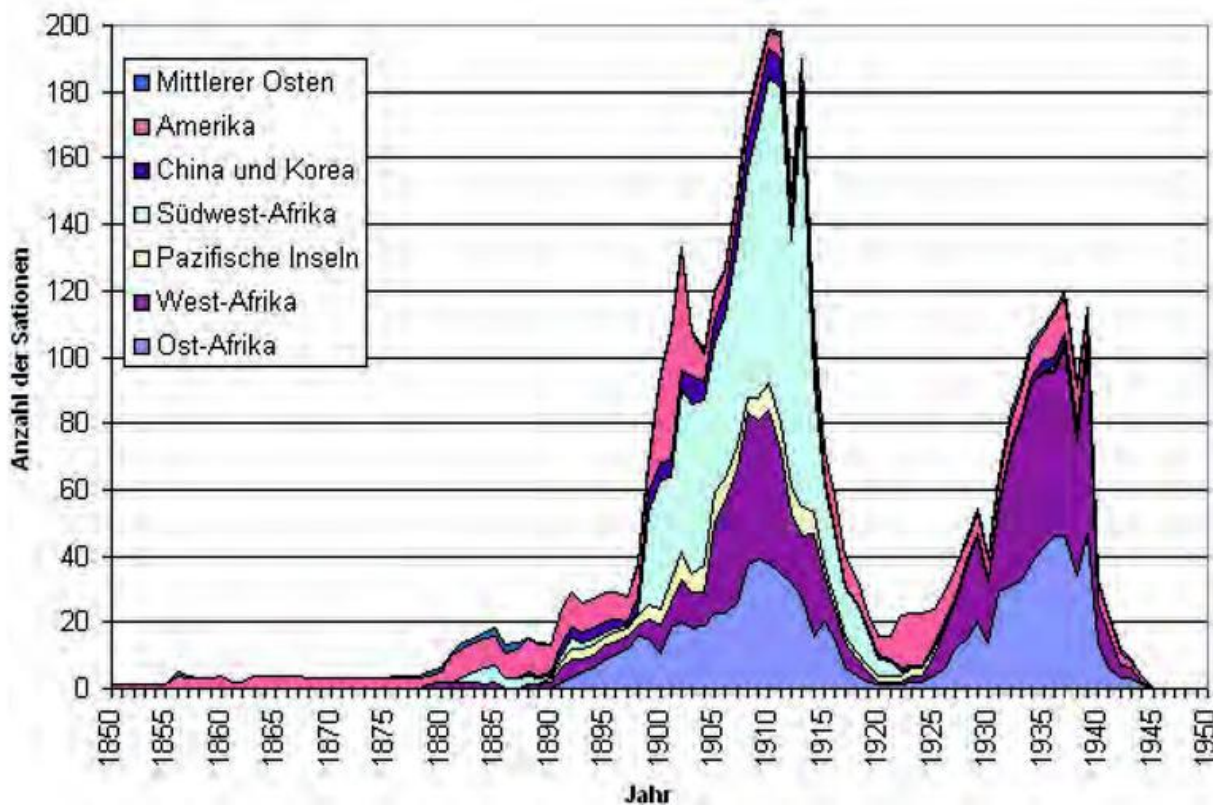


Abb. 2: Jährliche Anzahl der Stationen, von denen Daten vorliegen, aufgeschlüsselt in Regionen der Erde.

2.2 Zeitreihen meteorologischer Beobachtungen und Messungen

Die meisten Zeitreihen sind relativ kurz, von 300 Stationen liegen die Daten für maximal ein Jahr vor. Über zehn Jahre lang sind insgesamt etwa 200 Zeitreihen, die längste Zeitreihe stammt von der Station Ponta Delgada (Azoren), wo von 8/1865-6/1912 (46 Jahre) der Niederschlag gemessen wurde.

Im Archiv liegen Daten für den Gesamtzeitraum 1830-1943 vor. Die Zahl der aktiven Stationen schwankte im Laufe der Zeit (Abb. 2) stark. Die unterschiedliche zeitliche Belegung mit Messdaten lässt sich im historischen Kontext erklären. Insgesamt können vier verschiedene Phasen ausgemacht werden:

- 1830-1883 erste Messungen
- 1884-1919 intensive Beobachtungen in der deutschen Kolonialzeit
- 1920-1929 starker Rückgang in der nachkolonialen Zeit
- 1930-1943 zweiter Abschnitt intensiver Beobachtungen im Dritten Reich

2.2.1 Erster Abschnitt: Erste Messungen 1830-1883

In der ersten Hälfte des 19. Jahrhunderts begannen erste sporadische Wetteraufzeichnungen in den Tropen und Subtropen. Die älteste Station im Archiv - Kingston (St. Vincent) - meldete den Niederschlag von 1830-1841. Kurz darauf folgten Stationsgründungen in Süd- und Mittelamerika, wie zum Beispiel Porto do Recife (Brasilien; Niederschlagsmessungen

ab 1842), Georgetown (Guyana; Niederschlagsmessungen ab 1846) oder Barbados (Niederschlagsmessungen ab 1853). Die erste Station in Afrika lag im heutigen Sierra Leone (ab 1849).

Am 22. April 1879 wurde auf einer Sitzung des II. internationalen Meteorologen-Kongresses festgehalten, dass „die internationale systematische Polarforschung von hoher wissenschaftlicher Bedeutung“ ist (NEUMAYER 1886). Daraufhin fand 1882/1883 das erste Internationale Polarjahr zur Erforschung von Arktis und Antarktis statt (DEUTSCHE SEEWARTE 1887, NEUMAYER 1886). Nachdem Deutschland in die Expeditionspläne involviert worden war, tagte im Februar 1882 der Exekutiv-Ausschuss der Deutschen Polar-Kommission zur Planung der meteorologischen Beobachtungen an der Küste Labradors. „Die Besetzung dieser Küste mit meteorologischen Stationen erschien wichtig, weil hierdurch die Lücke in den cirkumpolaren Beobachtungsstationen zwischen den Canadianischen und West-Grönländischen Stationen ausgefüllt wird.“ (NEUMAYER 1886). Von den daraufhin gegründeten Stationen auf Labrador liegen Daten von 1882 bis teilweise 1939 (Nain) vor.

2.2.2 Zweiter Abschnitt: Intensive Beobachtungen in der deutschen Kolonialzeit 1884-1919

Zum Ende des 19. Jahrhunderts intensivierten sich die Beobachtungen im Zuge der Errichtung der deutschen Kolonien bzw. Schutzgebiete deutlich. Die deutsche Kolonialzeit begann 1884 und endete 1919 (HAFENEDER 2008). Nach England und Frankreich war Deutschland damals die drittgrößte Kolonialmacht der Welt. Deutsche Kolonien be-

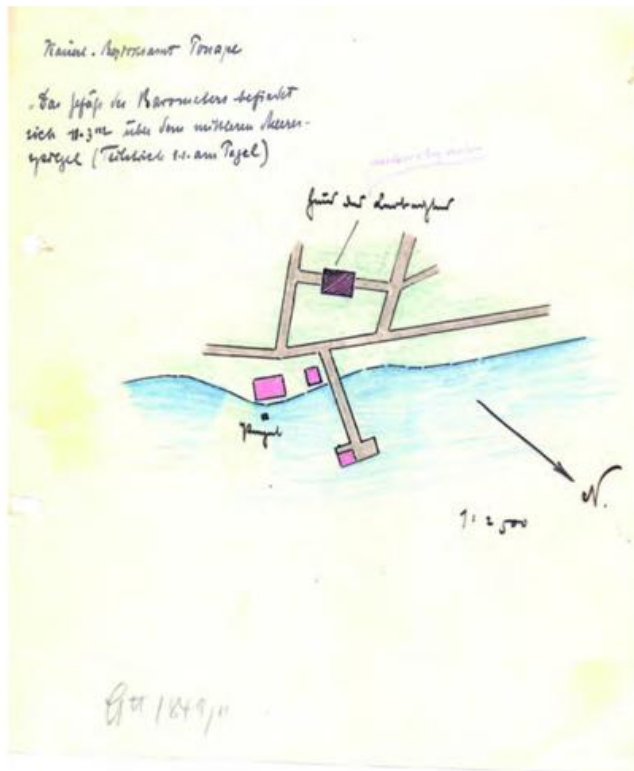


Abb. 4: Skizze der Station Ponape (Mikronesien, 06°51' N, 158°13' E) mit Lage des Beobachterhauses sowie des Pegels. Von der Station liegen Daten der Niederschlagsmessungen von 1900 bis 1913 vor. Der Text links oben lautet: „Kaiserl. Bezirksamt Ponape. Das Gefäß des Barometers befindet sich 11,3 m über dem mittleren Meeresspiegel (Teilstrich 1,1 am Pegel).“ Des Weiteren ist die Lage des Hauses des meteorologischen Beobachters und des Pegels vermerkt. Der Maßstab (1:2500) und die Nordrichtung sind ebenfalls angegeben.

wieder aufgenommen (THRAN 1968). Beobachtungsdaten aus diesem Zeitraum gibt es von vier Stationen aus China (darunter, mit einer der längsten Beobachtungsreihen, Litsun von 1898-1935, des Weiteren Hoyün (1936-1939), Kaying (1934-1939)), von vier Stationen aus dem Nahen Osten (zum Beispiel Beirut 1934-1943), von der Station Kali-Pitoe (Tobelo) aus der Südsee (1934-1938) und von 14 Stationen aus Amerika (hauptsächlich Mittelamerika). Die meisten Beobachtungen des Übersee-Archivs aus diesem Zeitabschnitt stammen jedoch aus Afrika. Aus Ostafrika sind Daten von 67 Stationen (Natiri Farm 1928-1941) und aus Westafrika und von 79 Stationen (Bata 1931-1943) mit temporären Aufzeichnungen dokumentiert.

3 Stationsinformationen

Neben den eigentlichen handschriftlichen Beobachtungstagebüchern befinden sich umfangreiche Metainformationen im Archiv der überseeischen Stationen der Deutschen Seewarte. Dazu gehören der Schriftverkehr und die Akten der Deutschen Seewarte, Stationskarteikarten, Veröffentlichungen in verschiedenen Zeitschriften, Fotos und Landkarten.

3.1 Original-Beobachtungstagebücher

Die handschriftlichen Originale der Aufzeichnungen von Wetterbeobachtungen und -messungen der überseeischen Stationen der Deutschen Seewarte befinden sich in etwa 50 Umzugskartons, die im Archiv des Seewetteramtes in Hamburg lagern. Bei einem Großteil der Stationen handelt es sich um reine Niederschlagsstationen, die täglich ein- oder zweimal die Niederschlagshöhen gemessen haben. Bei den Klimastationen fanden an einem bis drei Terminen pro Tag Messungen der Temperatur, des Luftdrucks, der Luftfeuchtigkeit sowie Beobachtungen des Wetters, der Windrichtung und -stärke, der Bewölkung und von Dunst und Nebel statt (Beispiel Chemulpo/Südkorea in Abb. 3). An einigen Stationen wurden auch stündliche Messungen des Luftdrucks, der Lufttemperatur, der Luftfeuchtigkeit und der Sonnenscheindauer vorgenommen. Vereinzelt gibt es noch Aufzeichnungen der Wassertemperatur oder des Pegelstandes (zum Beispiel Walfischbay/Namibia). Besondere meteorologische oder geologische Erscheinungen wie tropische Wirbelstürme, Tsunamis oder Erdbeben wurden ebenfalls dokumentiert.

Den Stationstagebüchern liegen Metainformationen, wie Briefe, Beschreibungen der Stationen, Fotos und Skizzen bei. In der Abb. 4 ist beispielhaft eine Skizze, aus der die Lage des Beobachterhauses sowie des Pegels der Station Ponape (Mikronesien) hervorgeht, dargestellt.

Station:	Djiddah		Land:	Arabien (Hedschas)	
Geogr. Koord.:	21° 29' N 39° 11' E		Lage-Beschreibung:	Tschich Islay Kassin el Majid	
Instrumente:	Regenmesser 100 cm Öffnungfläche Rücksilber-Barometer C.S 605 Psycho-Thermometer R.F. 83148 / 1 Wolkenallee ? Maximum - , , R.F. 21992 / Lf. 211 ? Minimum - , , R.F. 8076 / R.F. 34313 Anemometer R.F. 4006				
Eingegangene Tabellen und Registrierungen:			Bevölkerung: 1931/XI - 1933/XII		
Niederschlagslage: 1931/XI - 1933/XII			Wind: 1931/XI - 1933/XII		
Luftdruck: 1933/V - XI					
Lufttemperatur: 1932/IV - 1933/XII			E 22		

Abb. 5: Karteikarte mit detaillierten Informationen zu den Beobachtungen der Station Djiddah (Arabien).



Abb. 6: Wetterhütte in Kizunguzi (06°40' S, 37°11' E, Ostafrika, Klimabeobachtungen 1/1934 - 2/1939).

3.2 Schriftverkehr und Akten der Deutschen Seewarte

In mehreren Aktenordnern sind der Schriftverkehr der Deutschen Seewarte, Fotos, Zeitungsausschnitte und andere Metainformationen zusammengestellt. Ein Beispiel ist eine Akte über die „Meteorologische Stationen in Ostasien, Kiautschou und Tsingtau“ von 1905-1910. Diese enthält etwa 280 Briefe und Berichte über Messungen, Beobachtungen und Bestellungen von Instrumenten durch die Wetterstationen sowie organisatorischen Angelegenheiten (KAISERLICHE MARINE/ DEUTSCHE SEEWARTE 1910). Weitere Akten enthalten genaue Messvorschriften für Niederschlags- und Klimastationen sowie Anweisungen für die Aufstellung und Wartung der Geräte.

3.3 Stationskarteikarten

Auf 364 Karteikarten sind handschriftliche Informationen zu einzelnen Stationen vermerkt. Sie enthalten in der Kopfzeile eine Karteikartennummer, den Stationsnamen und das Land (Abb. 5). Darunter befinden sich geographische Angaben (Länge, Breite und überwiegend Höhe) und die Namen der Beobachter. Im Beispiel der Station Djiddah (Land Arabien) handelt es sich um H. Dietrich, Salieh Islam und Rassin el Majid. Die Karteikarte gibt Aufschluss über die verwendeten Messgeräte und den Hersteller sowie die dazugehörigen eindeutigen Messgerätenummern. Im unteren Bereich der Karte sind die beobachteten meteorologischen Größen und die jeweiligen Messzeiträume angegeben. Für Djiddah sind dies: Niederschlag 11/1931-12/1933, Luftdruck 05-12/1933, Bewölkung 11/1931-12/1933, Wind 11/1931-12/1933 und Extremtemperaturen 04/1932-12/1933.

Die Karteikarten enthalten überwiegend Angaben zu Stationen aus afrikanischen Ländern. Die meisten Karteikarten (112 von insgesamt 364) stammen aus Deutsch-Ostafrika. Viele Karten betreffen auch Standorte in Kamerun (99), Angola (45) und Liberia (20). Hervorzuheben sind Karteikarten aus namentlich nicht mehr existierenden Ländern wie Abessinien (auf dem Gebiet der heutigen Staaten Äthiopien und Eritrea), Kolonien wie die Goldküste (heutiges

Ghana) oder Niederländisch-Indien (heutiges Indonesien) und der Insel Fernando Póo (heute Bioko, zu Äquatorialguinea gehörend). Die wenigen nicht-afrikanischen Stationen, von denen Angaben auf den Karteikarten vermerkt sind, befinden sich in Chile mit fünf und Brasilien mit drei Karteikarten.

3.4 „Deutsche Ueberseeische Meteorologische Beobachtungen“ der Deutschen Seewarte

Von 1887 bis 1922 wurden von der Deutschen Seewarte insgesamt 23 Bände „Deutsche Ueberseeische Meteorologische Beobachtungen“ herausgebracht (DEUTSCHE SEEWARTE 1887-1922). Sie enthalten Stationsbeschreibungen, Informationen über die Messgeräte, den Namen und den Beruf des Beobachters, Korrekturen der Vorhefte und die Beobachtungsvorschriften. Den Hauptteil nehmen die Terminbeobachtungen ein. Darauf beruhen statistische Auswertungen, wie Mittelwerte und Extrema. Fehlerhafte Messwerte werden kommentiert und gingen nicht in die statistische Analysen ein. Im Band 1 von 1887 werden z.B. die Messungen und Beobachtungen der Stationen Hofenthal, Zoar, Nain, Okak, Hebron und Rama (alle Labrador) sowie Hatzfeldthafen (Neu Guinea) und Walfischbay (Namibia) zusammengestellt (DEUTSCHE SEEWARTE 1887).

Der letzte Band der „Deutsche überseeische meteorologische Beobachtungen“ erschien 1922 (DEUTSCHE SEEWARTE 1922). Er enthält meteorologische Beobachtungen und Messungen überwiegend für den Zeitraum 1912 bis 1914 von insgesamt 57 Stationen.

3.5 Einzelveröffentlichungen des Seewetteramtes des DWD

Einige Jahre nach dem Zweiten Weltkrieg wurde im Eigenverlag des Seewetteramtes des DWD die Reihe der Einzelveröffentlichungen ins Leben gerufen. Das Heft 1 erschien 1953, mit dem Heft 118 endet die Reihe im Jahr 2000 (SEEWETTERAMT 1953-2000). Es wurden überwiegend maritim-meteorologische Themen behandelt. Direkten Bezug zu den überseeischen Stationen der Deutschen Seewarte haben folgende Einzelveröffentlichungen:

- Nr. 11, Beiträge zur Klimakunde Südwest-Arabiens: Das Klima von Sana, Das Klima von Jemen (RATHJENS et al. 1956)
- Nr. 28, Beiträge zur Meteorologie Mittelamerikas (insbesondere El Salvadors) (PORTIG 1960)
- Nr. 59, Zum Küstenklima von Peru (DOBERITZ 1967)
- Nr. 69, Niederschläge der afrikanischen Konvergenz (DIETERICH 1969)
- Nr. 99, Bemerkungen zur Klimageographie von Kamerun (SCHRÖDER 1979).

3.6 Historische Dias (Glasplatten)

Weitere Metainformationen zu den Stationen liefern etwa 1700 Dias. Das Format ist unterschiedlich, neben

den heute üblichen Kleinbild-Dias (5 cm x 5 cm) gibt es großformatige Glasplatten im Format 8,5 x 10 cm, 9 x 12 cm sowie 13 x 18 cm. Dargestellt sind unter anderem Wetterhütten der Kolonialstationen. Die Abb. 6 zeigt beispielhaft ein Foto der Station Kizunguzi in Ostafrika. Von dieser Station liegen Klimabeobachtungen für 1934-39 vor.

3.7 Historische Landkarten

Weitere Informationen liefern 710 großformatige Landkarten. Die Karten wurden nach Land bzw. Region, Zeit, Inhalt, Maßstab und Projektion katalogisiert. Die Landkarten umfassen Afrika und den Nahen Osten, mit Schwerpunkt Algerien und Tunesien. Es handelt sich überwiegend um topographische Karten, zum Teil aber auch Spezialkarten mit Klimaübersichten oder Flusseinzugsgebieten. Die ältesten 18 Landkarten wurde 1904-1913 erstellt, der weitaus größte Teil stammt jedoch von 1922 bis 1943, allein 1941 wurden 201 Karten herausgegeben. Der Maßstab bewegt sich im Bereich von 1:10 000 bis 1:24 000 000.

Zu den Karten aus der deutschen Kolonialzeit existiert von HAFENEDER (2008) ein umfangreicher Überblick. Einige der erwähnten Karten befinden sich auch im Hamburger Archiv des DWD. In der Abb. 7 ist das Gebiet des Kilimandscharo (Deutsch-Ostafrika) dargestellt. Die Ortsangaben auf der Karte (zum Beispiel Moschu) sind eine wertvolle Hilfe bei der Suche nach fehlenden Koordinaten einiger Stationen.

4 Digitalisierung der Daten

Die Stationstagebücher enthalten handschriftliche Eintragungen in Tabellenform. Teilweise erfolgten die Messungen damals mit anderen Einheiten als den heute gültigen SI-Einheiten. Bei einigen älteren Zeitreihen wurde zum Beispiel die Lufttemperatur nicht in Grad Celsius, sondern in Grad Réaumur angegeben. Oft wurde der Luftdruck in mm Hg (Millimeter Quecksilbersäule) gemessen. Die Abb. 3 zeigt beispielhaft einen Auszug aus dem Beobachtungstagebuch der Station Chemulpo (heute in Incheon, Südkorea) von September 1905. Registriert wurden zu den Terminen 7 am, 2 pm und 7 pm der Luftdruck in mm Hg, die Lufttemperatur in °C, die Feuchtttemperatur in °C, die Dunstspannung in mm Hg (alte Einheit für den Dampfdruck), die relative Luftfeuchtigkeit in Prozent, die Windrichtung in 16-teiliger Windrose, die Windstärke in Beaufort, die Bewölkung im Zehntel, die 24-stündige Niederschlagshöhe in mm, das aktuelle Wetter sowie die Tagestiefst- und -höchsttemperaturen in °C.

Um die Eingabe der Daten zu erleichtern, wurde mit Microsoft-Excel eine Datenerfassungsmaske erstellt, die der Formatierung der Tagebücher entspricht. Die Daten werden genauso eingegeben, wie sie in den Beobachtungstagebüchern stehen. Sofern die Größen nicht in SI-Einheiten angegeben sind, erfolgen in einem zweiten Schritt Umrechnungen; fehlende Werte werden mit der Kennung -999.9 (relative Luftfeuchtigkeit abweichend -99.9) gekennzeichnet. Die umgerechneten Daten werden chronologisch sortiert.

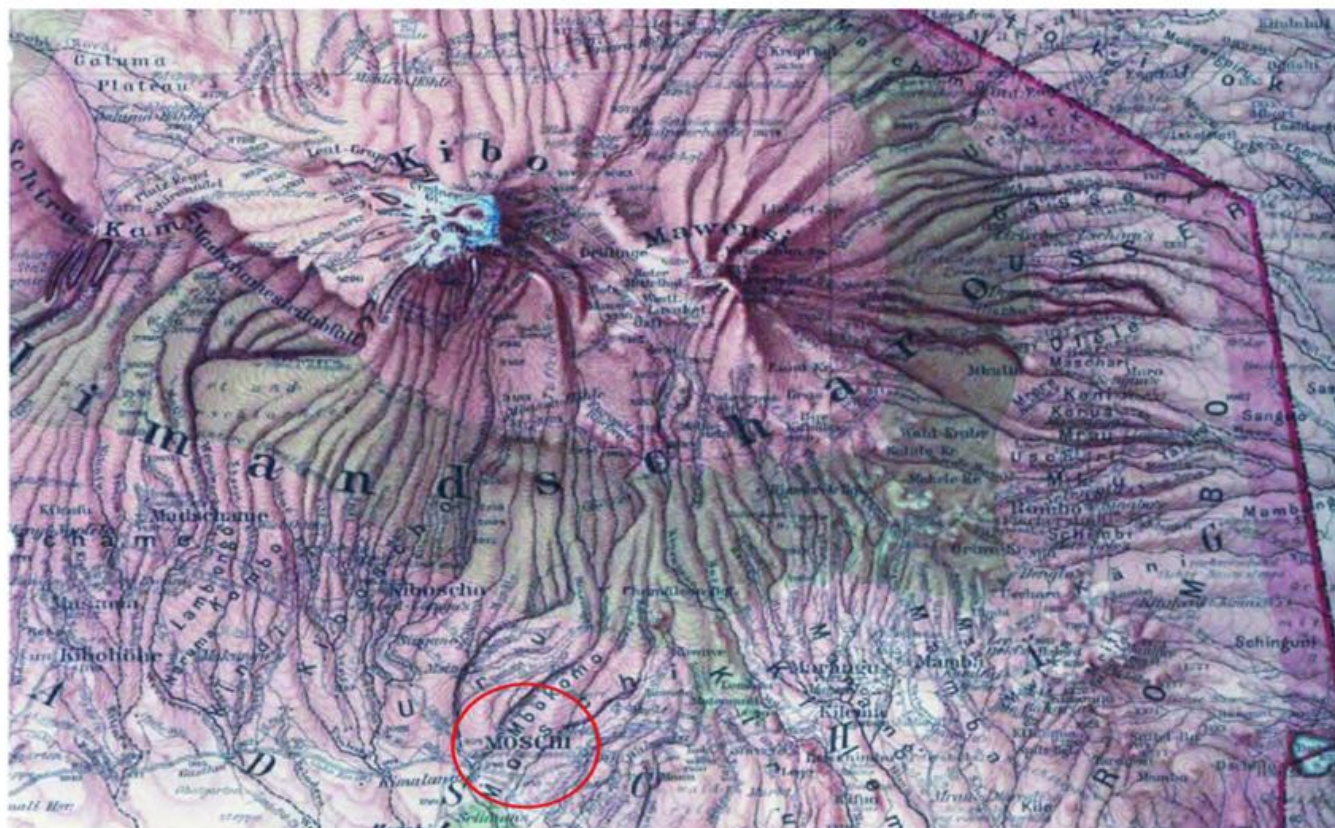


Abb. 7: Ausschnitt aus Blatt B5 (Kilimandscharo) der „Karte von Deutsch-Ostafrika, 1:300.000“ (Quelle: SBB-Kart C 16739, aus HAFENEDER 2008). Von der Station Moschi (3°19' S, 37°24' E) südlich des Kibo liegen Beobachtungswerte von 1894-1915 vor.

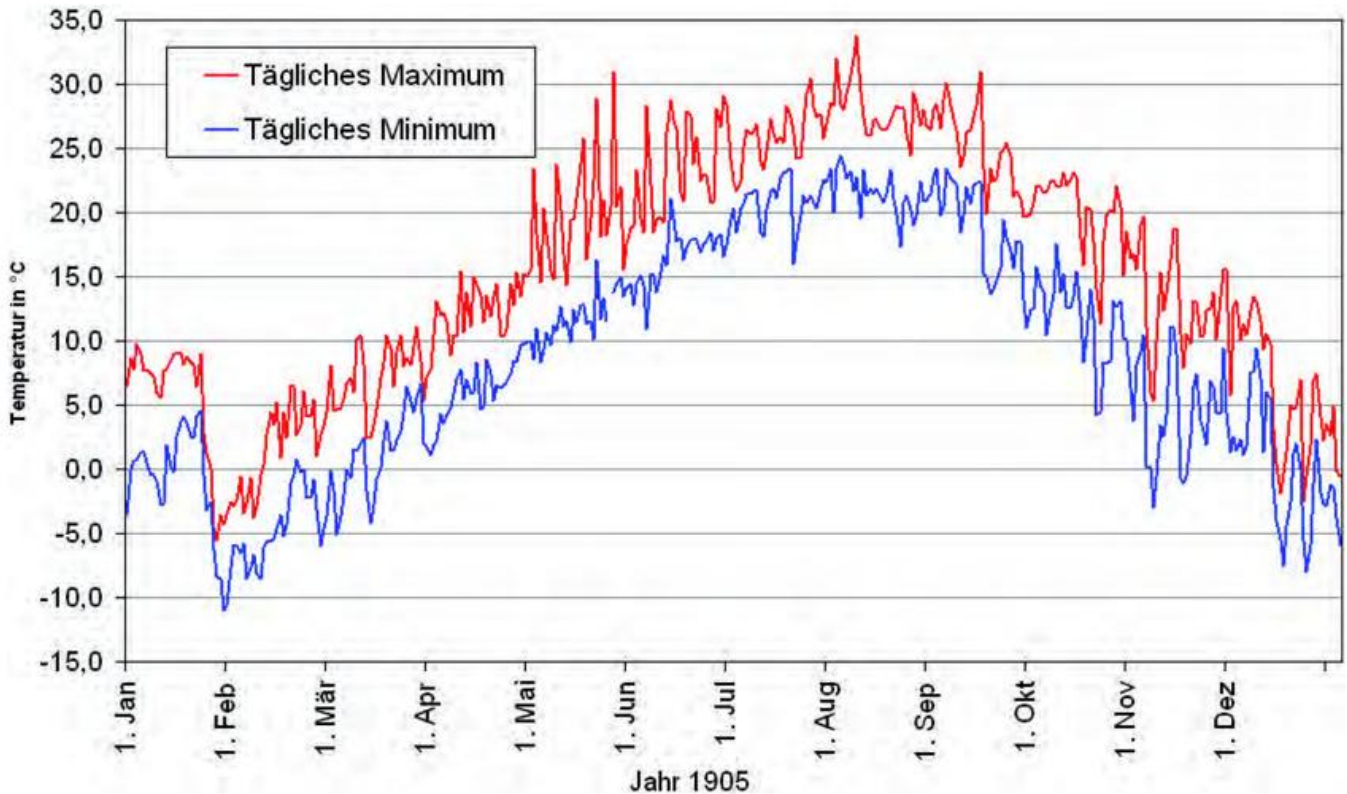


Abb. 8: Verlauf der Tagesmaxima und -minima der Lufttemperatur in 2 m Höhe über Grund im Jahr 1905 von Tsingtau. Die Station befindet sich in Ostchina am Gelben Meer. Das Klima ist geprägt durch einen starken jahreszeitlichen Kontrast mit kalten und trockenen Wintern (Nordwestwind) und heißen und feuchten Sommern (Monsunzeit), ausgeprägten Tagesgängen sowie häufigen markanten Temperaturschwankungen von Tag zu Tag.

Nach der Umformatierung erfolgt die Prüfung der Daten auf Vollständigkeit, formale Richtigkeit (keine ungültigen Zeichen), klimatologische Grenzen, innere Konsistenz sowie Plausibilität.

5 Stand der Datenerfassung und Ausblick

Im Jahr 2008 begann die Digitalisierung der Daten der überseeischen Stationen der Deutschen Seewarte im Rahmen von drei Werkverträgen, finanziert durch die Gesellschaft für Kernenergieverwertung in Schiffbau und Schifffahrt mbH Geesthacht (GKSS).

Seit 2009 erfolgen Dateneingabe, -prüfung und statistische Auswertungen im Rahmen eines internen DWD-Projektes. Bis zum 06.09.2011 wurden 88 Stationen, das sind 5,7 % des Archives digitalisiert. Dabei handelt es sich um Stationen in China, Südkorea, der Südsee und erste Stationen in Afrika. Für die Station Tsingtau (China) zeigt die Abb. 8 beispielhaft den Verlauf der Tageshöchst- und Tagestiefsttemperatur des Jahres 1905.

Nach Durchführung der Datenprüfung werden die bearbeiteten Datensätze an die jeweiligen Herkunftsländer übergeben. Dies ist bereits für Stationen aus China und Südkorea erfolgt.

Die Daten sollen zudem über internationale Datenbanken zur freien Nutzung für klimatologische Untersuchungen zur Verfügung gestellt werden. Bei gleich bleibendem Res-

sourceneinsatz wird es noch mindestens 20 Jahre dauern, bis alle Daten digitalisiert sind.

Danksagung

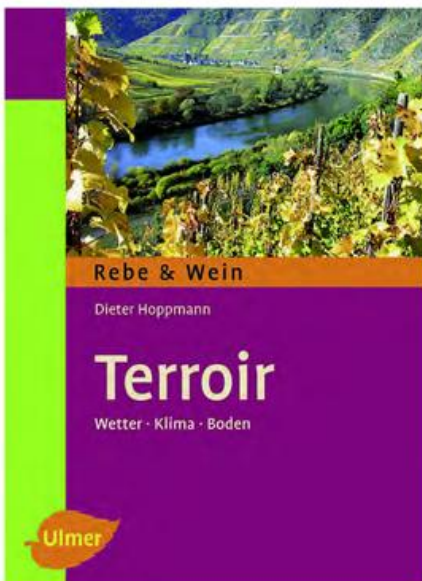
Wir bedanken uns bei allen Mitarbeiterinnen und Mitarbeitern, die an der Digitalisierung der Daten der überseeischen Stationen der deutschen Seewarte beteiligt waren und sind. Besonderer Dank gilt Frau Hanna Krüger, die die uns bei der Zusammenstellung von Meta-Informationen zu den überseeischen Stationen in hervorragender Art und Weise unterstützt hat. Herrn Dr. R. Hafeneder gilt unser Dank für die Genehmigung des Abdrucks der historischen Landkarte vom Gebiet des Kilimandscharo.

Literatur

- DEUTSCHE SEEWARTE, (Hrsg.), 1887-1922: Deutsche Ueberseeische Meteorologische Beobachtungen. Hefte I-XXIII.
- DEUTSCHE SEEWARTE, (Hrsg.), 1887: Deutsche Ueberseeische Meteorologische Beobachtungen. Heft I. 76 Seiten.
- DEUTSCHE SEEWARTE, (Hrsg.), 1922: Deutsche Ueberseeische Meteorologische Beobachtungen. Heft XXIII.
- DIETERICH, H. 1969: Niederschläge der afrikanischen Konvergenz. Einzelveröffentlichungen des *Seewetteramtes* 69, 102 Seiten

- DOBERITZ, R. 1967: Zum Küstenklima von Peru. Einzelveröffentlichungen des *Seewetteramtes* **59**, 115 Seiten.
- GLOEDEN, W., ROSENHAGEN, G., TINZ, B. 2011: Rescue of Historical Data from Land and Sea. Third International Workshop on Advances in the Use of Historical Marine Climate Data, 02.-06.05.2011, Frascati, Italy, Poster.
- HAFENEDER, R. 2008: Deutsche Kolonialkartographie (1884-1919). Schriftenreihe des *Geoinformationsdienstes der Bundeswehr*, Heft 1a und 1b, Euskirchen. (Online: <http://www.rudolf-hafeneder.de/40368.html> [Stand 04.04.2011]).
- KAISERLICHE MARINE / DEUTSCHE SEEWARTE 1910: Acta Meteorologische Stationen in Ostasien, Kiutschou und Tsingtau von 1905-1910. Bd. 1, DWD-Archiv Hamburg.
- KÖPPEN, W., 1918: Klassifikation der Klimate nach Temperatur, Niederschlag und Jahresablauf. *Petermanns Geogr. Mitt.* **64**, 193-203, 243-248.
- NEUMAYER, G. (Hrsg.) 1886: Die Internationale Polarforschung 1882-1883. Die Beobachtungs-Ergebnisse der Deutschen Stationen. Band I. Verlag von *A. Asher & Co. Berlin*, 736 Seiten.
- PORTIG, W.H. 1960: Beiträge zur Meteorologie Mittelamerikas (insbesondere El Salvadors). Einzelveröffentlichungen des *Seewetteramtes* **28**, 24 Seiten.
- RATHJENS sen., C., RATHJENS jun., C., SAMLENSKI, E., KERNER, G. 1956: Beiträge zur Klimakunde Südwest-Arabiens: das Klima von Sana. Das Klima von Jemen. Einzelveröffentlichungen des *Seewetteramtes* **11**, 40 Seiten.
- ROSENHAGEN, G. 1993: Überseeklimatologie. IN: EHLERS, P., DUENSING, G., HEISE, G. (Hrsg.), *Schiffahrt & Meer – 125 Jahre maritime Dienste in Deutschland*, Herford, Berlin, Bonn, 344 S.
- SEEWETTERAMT 1953-2000: Einzelveröffentlichungen. Eigenverlag des *Deutschen Wetterdienstes*, Hamburg, Bd. **1-118**.
- SCHRÖDER, R. 1979: Bemerkungen zur Klimageographie von Kamerun. Einzelveröffentlichungen des *Seewetteramtes* **99**, 62 Seiten.
- STRANZ, D. 1975: Über den Regen in Afrika und die Trockenheit der letzten Jahre im Sahel (1967 – 1974). Einzelveröffentlichungen des *Seewetteramtes* **88**, 23 Seiten.
- THRAN, P. 1968: Die Entwicklung der maritimen und allgemeinen Meteorologie im Bereich der 1868 gegründeten Norddeutschen und später Deutschen Seewarte. http://www.dwd.de/bvbw/appmanager/bvbw/dwdwwwDesktop?_nfpb=true&_windowLabel=T20406056401154579263594&_state=maximized&_pageLabel=_dwdwww_klima_umwelt_datenzentren_gzs [Stand 09.10.2011].
- STATISTISCHE ÄMTER DES BUNDES UND DER LÄNDER 2009: http://www.statistik-portal.de/Statistik-Portal/de_jb01_jahrtabl.asp [Stand 09.10.2011].

Buchbesprechungen



HOPPMANN, Dieter: *Terroir; Wetter - Klima - Boden*. Ulmer, 2010, 325 S., 29,90 €, ISBN 978-3-8001-5317-6.

Wer unter dem Titel „Terroir“ einen Krimi oder Berichte über die Schreckensherrschaft von Diktatoren vermutet, liegt völlig falsch. Für Klarheit sorgt da schon der Untertitel „Wetter, Klima und Boden im Weinbau“. Der Autor versteht unter dem im Weinbau gängigen Begriff „Terroir“, den er im zweiten Kapitel ausführlich diskutiert und erläutert, das Zusammenwirken von Klima (Makro- und Mikroklima), Boden (Ober- und Unterboden mit seinem Wasser- und Wärmehaushalt und den Nährstoffen) und der Topographie (Höhe, Neigung, Exposition). Auch die Aktivitäten des Winzers werden einbezogen. - Das Buch befasst sich fast ausschließlich mit den deutschen Weinbaugebieten.

Der Autor, Professor Dr. Dieter Hoppmann, ist Agrarmeteorologe. Zeit seines Berufslebens widmete er sich dem Weinbau: Von 1984 bis 2002 war er Leiter der Agrarmeteorologischen Forschungs- und Beratungsstelle des Deutschen Wetterdienstes in Geisenheim mit dem Schwerpunkt Weinbau. In enger Zusammenarbeit mit der Forschungsstelle Geisenheim leitete er zahlreiche wissenschaftliche Projekte, stand und steht in engem

persönlichem Kontakt mit Weinbaufachleuten und Weinbauern. Aber auch nach seiner Pensionierung setzte er sich nicht zur Ruhe, sondern hielt bis zum Jahre 2009 Vorlesungen im Fach „Agrarmeteorologie“ an den Fachhochschulen Geisenheim und Soest sowie an der Universität Bonn.

Die hierbei erworbenen beziehungsweise erweiterten didaktischen Fähigkeiten kommen seinem Buch „Terroir“ zugute: Es ist klar gegliedert und auch für den gebildeten Laien verständlich geschrieben. Konkrete Beispiele veranschaulichen die geschilderten Zusammenhänge.

Das Buch enthält 12 Kapitel, beginnend mit Klima, Witterung und Wettererscheinungen der deutschen Weinbaugebiete, wie Frost und Hagel sowie auch über witterungsbedingte Schaderreger, zum Beispiel den Falschen Mehltau und den Traubenwickler. Recht ausführlich diskutiert der Autor **die Einflüsse des Geländeklimas und des Bodens mit seinem Wärme- und Wasserhaushalt**: Durch optimale Böden, Hangneigung und -ausrichtung können in Deutschland Rebsorten – zum Beispiel Riesling – angebaut werden, die eigentlich erst in weiter südlich gelegenen Landstrichen gedeihen, und deren Weine schmecken, infolge des ausgewogenen Apfelsäure-Gehalts, auch noch besonders gut. – Dann geht es in den Weinberg hinein: Strahlung und Licht, Blatt- und Beerentemperaturen, Blattbenetzung, Transpiration usw. werden untersucht und die Messergebnisse in Graphiken, Tabellen und Text dargestellt.

Natürlich unterscheiden sich Qualität und Ertrag der einzelnen Weinjahrgänge Deutschlands wegen der unterschiedlichen Witterung sehr, wobei es optimale Temperaturen und Bodenwassergehalte für jede Entwicklungsphase der Trauben gibt. Es folgen Kapitel über die Bedeutung des Terroirs in den deutschen Weinbaugebieten (Hessen, Rheinhessen, Mosel, Saar, Ruwer, Franken, Württemberg und Baden), **Klassifizierung der Rebflächen im globalen Bereich sowie Terroir und Marketing**.

Besonders interessiert hat mich das letzte Kapitel über Klimaänderung und Weinbau. Bei einer angenommenen globalen Erwärmung würden sich die Weinbaugebiete nach Norden ausweiten und das Rebsortenspektrum in Deutschland verändern.

Ein 30-seitiger Anhang enthält Niederschlagstabellen nahezu aller Messstationen der deutschen Weinbaugebiete, farbige Karten, **Bodenprofile und Darstellungen zu allen behandelten Themen**, ein zehnsseitiges Glossar und ein Register.

Neben den gründlich erläuternden und von großer Fachkenntnis zeugenden Texten fallen vor allem die zahlreichen informativen (Schwarzweiß-) Graphiken, Abbildungen und Tabellen auf. Kernsätze der einzelnen Kapitel sind grau unterlegt.

Dies ist kein Buch, das man schnell wie einen Krimi durchlesen kann, aber es stellt nicht nur für Winzer und Studenten des Weinbaus, sondern für alle, die am Klima, Weinbau und den Qualitätskriterien des Weines interessiert sind, eine wahre Fundgrube an Informationen und ein Nachschlagewerk dar. Außerdem ist es ein gut verständliches Lehrbuch für Wetter und Klima Deutschlands.

Lothar Kaufeld



KAPPAS, Martin: *Klimatologie*, Spektrum Akademischer Verlag, 1. Aufl. 2009, 100 farbige Abb., 368 Seiten, 39,95 €.

Der renommierte Spektrum – Akademischer Verlag hat schon im Jahr 2009 ein neues *Klimatologie*-Lehrbuch herausgebracht, das den selbst erhobenen Anspruch hat, „Wissenschaft zugänglicher zu machen“ und „sich zu bemühen, komplexe Inhalte der Gesellschaft allgemein verständlich aufzubereiten“. Die Konzeption des Buches ist in der Tat neu und modern, gliedert es sich doch in für ein *Klimatologie*lehrbuch ungewöhnliche drei grundlegende Abschnitte: „*Klimatologie als Wissenschaft*“, „*Klimawandel und Global Change*“ und „*Wechselwirkungen: Klima-Mensch, Gesellschaft und Politik*“.

Besonders ambitioniert werden dabei internationale und nationale Forschungsprogramme vorgestellt, ebenso wie die künftige strategische Ausrichtung der Klimaforschung. Der Leser erhält somit einen komprimierten Überblick über die aktuelle Forschungslandschaft, etwas, was man in anderen Lehrbüchern nur selten oder **nur ansatzweise findet**. Während die meisten der bisher veröffentlichten, einschlägigen *Klimalehrbücher* die klassische *Klimatologie* darstellen und meist nur sehr kurz in Schlusskapiteln auch auf aktuelle Aspekte der Klimaforschungslandschaft eingehen, stellt dieses Werk den Klimawandel in den Mittelpunkt und dessen Wechselwir-

kungen mit Mensch, Gesellschaft und Politik. Es eignet sich daher nicht nur für den Meteorologiestudenten, sondern vor allem – und zuallererst – für den Studierenden verwandter Fachrichtungen und für alle Interessierten, deren Arbeitsbereiche vom Klimawandel mehr oder weniger stark beeinflusst werden. Es ist daher gleichermaßen geeignet für Studierende beziehungsweise Beschäftigte in der Geographie, in den Geowissenschaften, den Umwelt- und Sozialwissenschaften.

Das ist ohne Frage der besondere Anspruch dieses Buches, der gut erfüllt und deshalb hoch eingeschätzt werden muss. Der Band ist professionell gestaltet, bietet meist instruktive Abbildungen, Tabellen und Informationsboxen. Zahlreiche, teils mehrfarbige Abbildungen verdeutlichen nicht nur komplexe Klimaphänomene, sondern auch Forschungsnetzwerke und politische Strukturen. Ein ausführliches Glossar erleichtert schließlich den Zugang zur Fachterminologie.

Das 368 Seiten umfassende und für 39,95 Euro vergleichsweise günstige Buch wurde von Martin Kappas verfasst. Er ist Professor für Kartographie, GIS und Fernerkundung am Geographischen Institut der Göttinger Universität.

An einigen Stellen stellt sich dann aber leider heraus, dass das Manuskript vermutlich nicht konsequent von einem in der aktuellen Klimaforschung versierten Meteorologen durchgesehen wurde. Einige besonders auffälligen Schwächen dürfen an dieser Stelle nicht unerwähnt bleiben:

- Das wichtige Thema „*Klimamodellierung*“ ist in das Kapitel „*Klimaerfassung*“ eingeordnet worden und wird so seiner immensen Bedeutung nicht gerecht.

- Einzelne Kapitel sind durch viel zu ausführliche Fachtabelle überladen, zum Beispiel die detaillierte Auflistung von Satellitensystemen oder von ozonzerstörenden Substanzen.

- Ärgerlich ist, dass als aktueller CO₂-Wert 355 ppm angegeben wird, obwohl aktuell schon etwa 385 ppm gemessen werden. 20 Jahre alte Werte sind für ein modernes Klimawerk einfach indiskutabel. Der Verlauf der Kohlendioxidreihe ab 1988 bis 2008 fehlt, obwohl die Daten hierzu einfach akquirierbar gewesen wären.

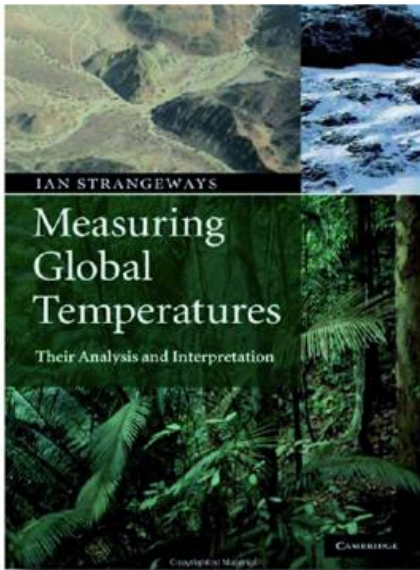
- Die Beschreibung der wichtigsten Klimatelemente ist für ein *Klimatologie*buch sehr kurz geraten und beginnt – untypisch – mit der Sonnenscheindauer. Taupunkttemperatur, **relative und spezifische Feuchte** gehören zum Klimatelement „*Luftfeuchtigkeit*“ und sind nicht nur „*Begriffe im Umfeld des Klimatelements Temperatur*“. Bei der Beschreibung von Niederschlag und Wasserkreislauf wird kein einziger Zahlenwert einer Niederschlagssumme genannt (für die Verdunstung sehr wohl). Die Darstellung des Niederschlags wird sehr vernachlässigt. Ein großer Schwachpunkt des Buches. Zudem ist die Niederschlagskarte auf Seite 103 fast 50 Jahre alt.

- Im Kapitel „*Schlüsselthemen des Klimawandels*“ fehlen einige grundlegende Zeitreihendarstellungen bzw. Tabellen, insbesondere zum Klimawandel in Vergangenheit und Zukunft (z.B. auch eine Reihe der NAO).

- Auf einige wichtige neuere Lehrbücher (Latif, Schönwiese, von Storch) wird leider kein Bezug genommen, was ich bedauere.

Wenn diese „*Schwachpunkte*“ korrigiert werden, wäre für mich die **2. Auflage der „*Klimatologie*“** von Martin Kappas, die ich mir sehr wünschen würde, ein Lehrbuch der ersten Wahl.

Jörg Rapp



STRANGEWAYS, IAN: *Measuring Global Temperatures: Their Analysis and Interpretation*. Cambridge University Press, 2009, 233 pp + xviii, ISBN 978-0-521-89848-5. 91,38 €.

Die global gemittelte Lufttemperatur ist als Indiz für den Klimawandel die meteorologische Kenngröße schlechthin. Spätestens seit der Diskussion um die Datenreihe der University of East Anglia in Zusammenhang mit der Kopenhagener Klimakonferenz 2009, wird sie wegen der Problematik, die mit ihrer Erhebung verbunden ist, besonders von sog. Klimaskeptikern als aussagekräftige Größe in Frage gestellt. Wie kommt man von den einzelnen Messungen der Lufttemperatur zur globalen Größe und wie genau ist diese? Der Autor gibt in 11 Kapiteln und einem sechsteiligen Anhang Antwort auf diese Fragen. Die Literaturhinweise schließen sich jeweils direkt an die Kapitel an. Insgesamt 54 Abbildungen (Diagramme und Fotos) sowie zwei Tabellen ergänzen den Text.

Das erste Kapitel beschäftigt sich mit der Strahlungs- und Energiebilanz der Erde. Ausgehend von der eingehenden kurzweiligen Sonnenstrahlung, **ihre Modifikation in der Atmosphäre** und der langweiligen Ausstrahlung der Erde wird der Treibhauseffekt erklärt. Von der Theorie geht es in die Praxis der Strahlungsmessung, es werden verschiedene Messgeräte, auch an Hand von Fotos, vorgestellt.

Die Messung der Lufttemperatur ist Gegenstand des zweiten Kapitels.

Hier werden die unterschiedlichen Methoden der Temperaturmessung (von den verschiedenartigen Thermometern an Wetterstationen bis hin zu Satelliten) und ihre Genauigkeit sowie die verschiedenen Temperaturskalen diskutiert. Interessant ist der historische Rückblick auf die Temperaturmessung, die bis zu Philon von Byzanz (3./2. Jahrhundert v. Chr.) zurückreicht.

Im dritten Kapitel wird auf das Problem des Strahlungsfehlers bei der Temperaturmessung eingegangen. Historische und aktuelle Methoden seiner Behebung wie Abschattung und Belüftung der Thermometer werden vorgestellt.

Die eigentliche Messung der Lufttemperatur über Land und die Probleme durch Schnee und Reif, die Kalibrierung der Instrumente und die Repräsentativität der Messstellen (Stadteffekt und Änderung der Landnutzung in der Stationsumgebung) sind Gegenstand des vierten Kapitels.

„Die gesamte Wärmekapazität der Atmosphäre der Erde entspricht der der obersten 3 m der Ozeane...“ mit diesem Satz beginnt das fünfte Kapitel, das sich mit der Messung der **Meeresoberflächen- und der Lufttemperatur** darüber befasst. Auf See beginnen erste Messungen im 17. Jahrhundert. Während an Land an ortsfesten Stationen gemessen wird, stellen auf See fahrende Schiffe die wichtigste Beobachtungsquelle dar. Driftende und ortsfeste Bojen ergänzen das heute bestehende Messnetz.

Als Gegenstück zu den bekannten Radiosonden (später im Kap. 10) fungieren im Ozean Argo-Bojen (Kap. 6). Dieses relativ neue globale Messsystem besteht aus driftenden Bojen, die in 1000 m Tiefe „parken“, dann auf 2000 m abtauchen und während eines 6-stündigen Aufstieges an die **Oberfläche vertikale Profile von Salzgehalt und Wassertemperatur** aufnehmen. Die gemessenen Daten werden an den polarumlaufenden Satelliten übertragen.

Um die Temperaturen weltweit nach einheitlichen Standards messen sowie zusammenführen zu können, bedarf es globaler Netzwerke (Kap. 7). Den speziellen Anforderungen der Klimaüberwachung und Klimaforschung entsprechend, wurde 1992 von der WMO und anderen Organisationen

das Global Climate Observing System (GCOS) eingerichtet, ein international koordiniertes Netzwerk von Beobachtungssystemen. Unter ihm wurde u.a. das GCOS Surface Network (GSN) geschaffen, das aus über 1000 Bodenstationen weltweit besteht. Historische Vorläufer gehen bis auf Wladimir Köppen (1881) zurück, der für den Zeitraum 1841-1875 Daten von Stationen aus tropischen und gemäßigten Breiten zusammenstellte.

Im Kapitel 8 wird beschrieben, wie man von den lokalen Einzelmessungen der Lufttemperatur über Gitterpunktfelder zum globalen Mittelwert kommt. Was sich einfach anhört, ist im Detail komplizierter als gedacht. Das fängt damit an, auf welche Art und Weise Tagesmittel gebildet werden. Der Autor listet zehn verschiedene Methoden auf. Ein weiteres Problem liegt in der Repräsentativität einer Station für ein Gitterelement. Schließlich müssen noch die Daten von Land und über dem Ozean zusammengebracht werden. Als Ergebnis werden die Datensätze der Climatic Research Unit des Hadley Centre (U.K.) vorgestellt, CRUTEM3 (Land), HadSST2 (See) und HadCRUT3 (Kombination der beiden Erstgenannten). **Über See findet aus verschiedenen Gründen die Meeresoberflächentemperatur anstelle der Lufttemperatur Verwendung.**

Im Kapitel 9 werden die in den Datensätzen auftretenden räumlichen und zeitlichen Änderungen von Luft- und **Meeresoberflächentemperaturen** dargelegt. Ursachen für die internen Variabilitäten im Ozean-Atmosphäre-System, wie die El-Niño/Southern Oscillation, **Pacific Decadal Oscillation** und **Vulkanausbrüche** werden angesprochen. Im globalen Mittel ergibt sich die bekannte Zeitreihe der Jahresmitteltemperatur mit niedrigen Werten von 1850-1920, dem ersten Maximum in den 1940er Jahren, der anschließenden vorübergehenden leichten Abnahme und dem starken Anstieg seit etwa 1980.

Den Verhältnisse in der freien der Atmosphäre ist das 10. Kapitel gewidmet. Deren vertikale Sondierung erfolgt klassisch durch Radiosonden und in jüngerer Zeit zunehmend durch Mikrowellenradiometer vom Satelliten aus. Auch in der Troposphäre ergibt sich ein Anstieg der Lufttemperatur seit den 1980er Jahren.

Die Zukunft der Ermittlung der globalen Mitteltemperatur sieht der Autor in einer Kombination von klassischen Instrumenten und der Fernerkundung durch Satelliten (Kapitel 11).

Im Anhang werden verschiedene grundlegende physikalische Gleichungen (Glasgleichung oder Gleichung für Ideale Gase), das elektromagnetische Spektrum der Strahlung, verschiedene Methoden der Temperaturmessung durch Satelliten vertiefend erläutert.

Das Buch stellt eine umfassende und sehr gelungene Zusammenschau der Methoden der Messung der Luft- und Wassertemperatur dar. Besonders lobenswert sind der historische Kontext, die zahlreichen Diagramme und Fotos

sowie die ausführliche Erörterung des Messfehlers der jeweiligen Methode. Der Autor hat sein Werk klar strukturiert. Es ist logisch von den Grundlagen der Temperaturmessung, über das globale Netzwerk, zur Verdichtung der Daten bis hin zur globalen Mitteltemperatur für ein Jahr aufgebaut.

Im Buch wird jedoch nur eine Zeitreihe der globalen Mitteltemperatur (CRU/Hadley-Centre, Kap. 8) vorgestellt. Andere Reihen, wie die von GISS/NASA oder NCDC/NOAA (beide USA) werden zwar kurz erwähnt, aber nicht in die Diskussion mit einbezogen. Dies ist der einzige Kritikpunkt an dem sonst uneingeschränkt zu empfehlenden Buch.

Internetreferenzen

CRU/Hadley-Centre (U.K.): <http://www.cru.uea.ac.uk/cru/data/temperature/hadcrut3gl.txt>

GISS/NASA (USA): <http://data.giss.nasa.gov/gistemp/taledata/GLB.Ts+dSST.txt>

NCDC/NOAA (USA): ftp://ftp.ncdc.noaa.gov/pub/data/anomalies/monthly.land_ocean.90S.90N.df_1901-2000mean.dat

Birger Tinz

Habilitationen, Promotionen und Diplomhaupt- sowie Master- und Bachelorprüfungen im Jahr 2009

Universität Bayreuth

Promotionen

- NGUYEN Quoc Dihn: Evaluation of MODIS products over four European ecological study sites.
- MAYER, Jens-Christopher: Transport processes of reactive trace gases in the atmospheric boundary layer.
- RUPPERT, Johannes: CO₂ and isotope flux measurements above a spruce forest.
- WICHURA, Bodo: Untersuchung zum Kohlendioxid-Austausch über einem Fichtenwaldbestand auf der Grundlage von Hyperbolic-Relaxed-Eddy-Accumulation Messungen für das stabile Kohlenstoffisotop ¹³C und von Wavelletanalysen.

Diplom-Hauptprüfungen

- BIERMANN, Tobias: Parameterization of integral turbulence characteristics above and within a spruce stand.
- GRASSE, Barbara: Variabilität bodennaher Spurengase im Fichtelgebirge unter näherer Betrachtung von Ozon hinsichtlich möglicher zukünftiger Klimaänderung.
- HUNNER, Martina: Investigation of advection and the wind field in a spruce forest.
- JOCHER, Georg: Bestimmung turbulenter Flüsse auf einer Waldlichtung mit der Modified-Bowen-Ratio-Methode.
- RIEDERER, Michael: Fluxes of reactive and non-reactive trace gases near the forest floor.
- SCHIER, Stephanie: Besonderheiten der vertikalen Windverteilung am Waldstein.

Masterarbeit

- BABEL, Wolfgang: Quality assessment tool for flux measurements under changing land use Conditions.

Freie Universität Berlin

Habilitation

- LECKEBUSCH, Gregor: Meteorologische Extremereignisse in Europa und ihre Auswirkungen.

Promotionen

- EBERT, Kerstin: Exceptional phytoplankton bloom recognition from visible spectral satellite radiometry data.
- LANGER, Ines: Objektive Darstellung von Niederschlagsfeldern basierend auf einer Synthese aus Synop- und Satellitendaten.
- LINDSTROT, Rasmus: Exploitation of the MERIS oxygen A band channel for the retrieval of cloud-top pressure and the correction of instrumental stray light.
- NIEHÖRSTER, Falk: Unsicherheiten in Rückkopplungsmechanismen in Klimaprojektionen.

Diplom-Hauptprüfungen

- ABALICHIN, Janna: Diagnose der winterlichen Stratosphärendynamik mit dem dynamischen Zustandsindex (DSI) in der Nordhemisphäre.
- HASER, Antonia: Abschätzung des Einflusses von Aerosolen über Sc-Wolken auf die Strahlungsbilanz.
- HAUSEN, Robert: Einfluss der Atlantischen Multidekadischen Oszillation auf atmosphärische Zirkulationsmuster und saisonale Parameter in Mitteleuropa.
- MARKMANN, Kathleen: Evaluierung des Regionalmodells REMO im Großraum Teheran.
- MUES, Andrea: Untersuchungen zur vertikalen Diskretisierung und Turbulenzparametrisierung in der planetaren Grenzschicht im Rahmen des chemischen Transportmodells REM/CALGRID.
- MÜLLER, Mandy: Intensität und Häufigkeit von extremen Niederschlägen in Folge von Red Sea trough Ereignissen.
- NITSCHKE, Claudia: Dürreperioden der letzten 1000 Jahre – ein Vergleich von Modellsimulation und Proxydaten.
- OBERLÄNDER, Sophie: Einfluss verschiedener Einstrahlungsdatensätze auf das solare Signal in der Stratosphäre.
- PAGENKOPF, Thorsten: Erste Auswertungen der phänologischen Beobachtungen des GPM-Programms.

- SCHIELICKE, Lisa: Zur Theorie der Häufigkeitsverteilungen von Tornados, Hurrikanen und Tiefdruckgebieten der mittleren Breiten.
- SCHOLZ, Robert: Vegetationsparametrisierung zur Verbesserung der Bestimmung der Mischungsschichthöhe für die Ausbreitungsrechnung.
- TEMIMI, Maroua: Untersuchung von Episoden erhöhter Konzentration von PM₁₀ und NO_x und deren Transport in Tunesien.

Bachelorarbeiten

- BIELIGK, Henner: Analyse von Seesalzmessungen an der Küste von Nord-West-Europa und Vergleich mit RCG-Modell-Ergebnissen für 2005.
- BIERSTEDT, Svenja: Relationen von Sturmfeldern und Position der zugehörigen Zyklonen über dem Nordatlantik, Europa und dem Mittelmeerraum.
- DIEDRICH, Hannes: Wasserdampfstrukturen über Deutschland.
- GELLHORN, Catrin: Verifikation der MOS Höchst- und Tiefsttemperaturprognosen von drei Wetterportalen (wetter.de, wetter.com, wetter-online) über 21 Monate.
- HANF, Franziska: Analyse der Verschiebung von Klimazonen nach Koepfen infolge der Erhöhung von Treibhausgaskonzentrationen.
- GLEIXNER, Stephanie: Güte der saisonalen Vorhersagen des ENSEMBLES-Projekts.
- KELSCH, Anne: Untersuchung des Zusammenhangs zwischen Großwetterlagen und der Sonnenscheindauer am Beispiel Potsdam.
- LANGE, Julia: Verifikation der Temperaturvorhersage des COSMO DE im Berliner Stadtgebiet.
- SCHEFFLER, Janice: Beschreibung der Stratosphärenwärmungen seit 1990.
- SOMMERFELD, Anja: Vergleich zwischen Schneeedaten in Reanalysen und Beobachtungsdaten.
- THÜRKOW, Markus: Untersuchung und Vergleich verschiedener Methoden der Sonnenstandsberechnung.

UHLIG, Marianne: Zusammenhang zwischen Großwetterlagen und Temperatur im Großraum Berlin.

Universität Bonn

Promotionen

MATHES, Armin: Development of a Conditional Probabilistic Model for Quality Control of Precipitation Data.

MILAN, Marco: Physical Initialisation of Precipitation in a Mesoscale Numerical Weather Forecast Model.

SIMONIS, Daniel: Reconstruction of possible realizations of the Late Glacial and Holocene near surface climate in Central Europe.

Diplom-Hauptprüfungen

BENTZIEN, Sabrina: Stochastische Modellierung am Beispiel eines eindimensionalen Wolkenmodells.

Düsterhus, André: Erstellung und statistische Kalibration eines 2D-Energiebilanzmodells.

KERKHOFF, Christian: Extremwertanalyse in einem großen Ensemble von Klimasimulationsläufen.

KLEIN, Katharina: Stochastische Analyse und Weiterentwicklung eine GFS/MOS-Systems hinsichtlich wetterlagenabhängiger Fehler.

KÜBBELER, Miriam: Untersuchungen zur relativen Feuchte in Flugzeug-Kondensationsstreifen.

LUTZ, Julia: Analysis of the solar climate variability in the ECHO-G model.

MOHR, Christina: Nebelvorhersage am Flughafen München: Klimatologie und Modellentwicklung.

RADERMACHER, Christine: Tracking of synoptic and mesoscale systems in the Siberian Arctic and their impact on the Laptev Sea polynya.

SCHNEIDER, Werner: Rapide Zyklonegenese.

THOMA, Benno: Die Höhe der konvektiven Grenzschicht: Bestimmung und Modellierung.

Universität Bremen

Promotionen

KAZEMINEJAD, Shahin: Untersuchungen zum Einfluss von solaren

Teilchen (Elektronen, Protonen) auf die mittlere Atmosphäre.

MACATANGAY, Ronald: Entwicklung und Erprobung neuartiger Meßmethoden zur Fernerkundung von CO₂.

PETERSEN, Anna Katinka: Atmospheric trace gas measurements in the tropics by ground-based FTIR-spectroscopy.

Universität Dresden

Promotion

FRANKE, Johannes: Risiken des Klimawandels für den Wasserhaushalt – Variabilität und Trend des zeitlichen Niederschlagspektrums.

Diplom-Hauptprüfungen

HORSTEN, Theresa: Bestimmung und Vergleich von Strahlungsflüssen aus verschiedenen Modell- und Beobachtungsdatensätzen für das Gebiet der Lindenberger Säule.

MOLL, Kevin: Untersuchung zur Abschätzung zukünftiger Erosivitätsfaktoren mittels simulierter Niederschlagsdaten.

VOWINCKEL, Bernhard: Entwicklung einer Turbulenzparametrisierung für das Grenzschichtmodell HIRVAC-2D auf Basis einer TKE-ε-Schließung.

Universität Frankfurt

Promotion

SIEG, Karsten: „Interaction of volatile and semivolatile organic compounds with snow and ice“.

Diplom-Hauptprüfung

KALINKA, Frank: Veränderung der Niederschlagsstatistik in Südasien-Beobachtungen und Modelle.

Universität Freiburg i.Br.

Diplom-Hauptprüfungen

GRÄBER, Julian: Growing Degree Days und Klimawandel in der Region Freiburg auf der Grundlage von Messungen und Klimasimulationen.

KREUZER, Nina-Andrea: Untersuchungen zur Anwendbarkeit des mechanistischen Sturmschadens-

modells HWIND auf Wälder in Baden-Württemberg.

Bachelorarbeiten

HELBIG, Manuel: Water resources of Pacific atolls - evaluating sensitivity to climatic change and Variability.

FRANK, Nikola: Bestimmung der Niederschlagsbedingungen am Urdock-Gletscher im zentralen Karakorum auf der Grundlage von Schneeschicht- und meteorologischen Reanalysedaten.

KETTERER, Christine: Klimatisches Tourismuspotenzial für das Engadin auf der Grundlage von Messungen und regionalen Klimasimulationen.

PEIN, Johannes Ulrich: Zeitreihenanalyse von windinduzierten Baum-schwingungen.

Universität Göttingen

Promotion

LEITNER, Daniela: Auswirkungen von ENSO-Trockenperioden und Landnutzungspraktiken auf die Dynamik von C, N, und P in einem tropischen Regenwald und in Agroforst-Systemen in Zentral-Sulawesi, Indonesien.

Diplom-Hauptprüfung

SCHÜTZENMEISTER, Klaus: Mesokosmenversuche zur Untersuchung der Auswirkungen von Temperatur- und Niederschlagserhöhung auf die C- und N-Freisetzung aus einer sauren Braunerde.

Masterarbeit

AKOMBO, Rose Adhiambo: Climate Change and Farmers Perceptions on Reforestation Programs in Eastern Kenya.

Universität und Max-Planck-Institut für Meteorologie Hamburg

Diplom-Hauptprüfungen

BATHIANY, Sebastian: Biogeophysikalische und biogeochemische Folge großskaliger Änderungen der Waldbedeckung.

DAMS, Eileen: Single and Double ITCZ and the Zonal Mean Tropical Circulation: Experiments with the Planet Simulator.

HERTWIG, Denise: Detection of Co-

herent Structures in Atmospheric Boundary Layer Flows: A Comparative Wind Tunnel Study using POD, LSE and Wavelets.

HOFFMANN, Peter: **Modifikation von Starkniederschlägen durch urbane Gebiete.**

KRÜGER, Oliver: A simple empirical model for decadal climate prediction.

LUDWIG, Anja: Evaluierung von Feuchte, Wolken und Niederschlag im CCLM und Klima-MM5 der GKSS.

SCHMIDT, Kerstin: Analyse von Firnbohrkernen aus dem Hinterland der Neumayerstation auf ihre ionische und Staubkonzentration.

SCHNEIDER, Nadine: Interaktion von Vegetation, Strahlung und Wolken – eine Analyse von Satellitendaten.

Bachelorarbeiten

ANSORGE, Cedrick: Spectral properties of an Experiment with free convection.

BLOCK, Karoline: Meridional Atmospheric Energy Transports in the Millenium Experiments.

BÜTTNER, Daniel: Untersuchungen zur Interpolation der 2m-Temperatur in Modellen mit Hilfe von Mastmessungen.

DÖRENKÄMPER, Martin: Katalogisierung der tropischen Zyklonen des Nordatlantiks im Zeitraum 1988-2005 mit HOAPS Satellitendaten und Analyse der turbulenten Wärmeflüsse beim Übergang zu Tiefdruckgebieten der mittleren Breiten.

GRÜNWALD, Stefanie: Influence of sounding derived parameters on the strength of tornadoes in Europe and the USA from reanalysis data.

JUNK, Constantin: Einfluss klimatischer Effekte auf die Vegetation der Osterinsel.

Kern, Katharina: Die Landbiosphäre bei erhöhtem CO₂: Isolierung des Beitrags verbesserter Wassernutzungseffizienz zur globalen Produktivität in einer Klima-Landbiosphären-Simulation.

NAUMANN, Ann Kristin: Analyse von maritimen Grenzschichtwolken in Satellitendaten mit Hilfe von Trajektorienanalysen.

SELENT, Katharina: Entwicklung eines Dokumentationssystems zur Quali-

tätskontrolle bei Ausbreitungsmessungen im Grenzschichtwindkanal.

SCHMITT, Richard: Trends in der Häufigkeit von Großwetterlagen mit hoher Gewitterwahrscheinlichkeit in Mitteleuropa (auf Basis des regionalen Klimamodells REMO).

SCHRÖN, Anne: Klimauntersuchungen in der Metropolregion Hamburg.

TETZLAFF, Amelie: The Influence of Teleconnections on Precipitation and Temperature in North America.

TIM, Nele: **Verifikation von modellierten Wolkenhöhen – Unterschied zwischen Küste und Inland?**

VIKTOR, Elisabeth: Zwei Ansätze zur Berücksichtigung von Gebäudeinflüssen in mikroskaligen diagnostischen Windfeldmodellen.

WIESE, Mareike: Analyse der Struktur und Vertikalzirkulation wähen Passage der markanten Kaltfront vom 7.8.2008 anhand von Turmmessungen.

Universität Hannover

Promotionen

GRYSCHKA, Micha: Untersuchungen zur Entwicklung von Rollenkonvektion in Kaltluftausbrüchen mittels Grobstruktursimulationen.

RÖHNER, Peer: Modelling of punctuality at Frankfurt Airport.

Diplom-Hauptprüfungen

ANUFRIEVA, Ludmila: Diffusorenentwicklung und Messung der nahinfraroten spektralen Bestrahlungsstärke der Sonne.

BERINGER, Steffen: Eine Studie zur Optimierung des Anstellwinkels einer Photovoltaikanlage.

BREITENBACH, Yvonne: Die Prüfung der Taylor-Hypothese in der städtischen Grenzschicht mittels Grobstruktursimulation.

HEINZE, Rieke: Large-Eddy Simulation von Kármánschen Wirbelstraßen in der atmosphärischen Grenzschicht.

HIMMELSBACH, Stephan: Erste Studien zur Modellierung des Wetters in einem Luftverkehrsmodell.

MANITTA, Marco: **Starkniederschlagsereignisse im Einflussbereich des Ätnas.**

Bachelorarbeiten

DRÜKE, Sonja: WMO document „Array Spektroradiometer“.

LOHSE, Insa: Räumliche und zeitliche Variabilität der Globalstrahlung.

SAUER, Manuela: Analyse regionaler Klimaszenarien für Niedersachsen.

Universität Karlsruhe

Promotionen

GROENEMEIJER, Pieter: Convective storm development in contrasting thermodynamic and kinematic environments.

PARDO, Samiro Khodayar: High-resolution analysis of the initiation of deep convection forced by boundary-layer processes.

Diplom-Hauptprüfungen

ENGELHARDT, Markus: Datenanalyse und idealisierte Modellierung des Einflusses von atmosphärischen Antriebsparametern auf den Permafrost im Hochgebirge.

KOHLHEPP, Regina: Berücksichtigung der anthropogenen Wärme-freisetzung in COSMO-CLM.

PUSKEILER, Marc: Analyse der Hagelgefährdung durch Kombination von Radardaten und Schadendaten für Südwestdeutschland.

ZINK, Katrin: Modellierung der Ausbreitung von Ambrosiapollen mit COSMO-ART.

Universität Kiel

Promotionen

SCHADE, Nils: Atmosphärenbedingte Erhöhungen der solaren Einstrahlung.

SCHEPANSKI, Kerstin: Characterising Saharan Dust Sources and Export using Remote Sensing and Regional Modelling.

WAHL, Sebastian: The Tropical Atlantic SST bias in the Kiel Climate Model.

Diplom-Hauptprüfungen

FLÖTER, Janine: A simple model for the global surface warming pattern.

HAND, Ralf: Ozean-Atmosphären-Wechselwirkungen in der Golfstromregion.

HANSCHMANN, Timo: Wolken-

Strahlungs-Effekte beobachtet mit SEVIRI auf Meteosat Second Generation.

MOHR, Viktoria: Solare Strahlung und deren Parametrisierung in polaren Regionen.

SCHLUNDT, Michael: Machbarkeitsstudie zur Bestimmung turbulenter Flüsse auf FS Polarstern im Rahmen von OCEANET.

STREHZ, Alexander: Twentieth century temperature variability: externally forced and internally generated.

WITTKER, Franziska: Ozean/Atmosphären-Wechselwirkung und N₂O-Emissionen in der Küstenauftriebsregion vor Mauretanien.

Universität Köln

Promotionen

ERMERT, Volker: Risk assessment with regard to the occurrence of malaria in Africa under the influence of observed and projected climate change:

PIECHA, Kristina: Statistisch-dynamische Regionalisierung von Niederschlag und Evapotranspiration für den Hohen Atlas in Marokko.

POSPICHAL, Bernhard: Diurnal to annual variability of the Atmospheric Boundary Layer over West Africa: A comprehensive view by remote sensing observations.

SCHROEDTER-HOMSCHEIDT, Marion: Beobachtungsoperator zur Assimilation satellitenbasierter Messungen verschiedener Aerosoltypen in ein Chemie-Transportmodell.

Diplom-Hauptprüfungen

HAAS, Rabea: Spatial Extrapolation of Climatic Data by Regression and Probabilistic Downscaling in the High Atlas Mountains, Morocco.

ULBRICH, Sven: Synoptic conditions of extreme autumn rainfall events in Northwest Italy.

Bachelorarbeiten

BERNDT, Jonas: Wellenturbulenz in den Magnetosphären von Uranus und Neptun.

BILSTEIN, Meike: Vertikalprofil und Jahresgang der verfügbaren Windenergie in der Deutschen Bucht.

GUTMANN, Heiko: Turbulenz des

Sonnenwindes im äußeren Sonnensystem.

Universität Leipzig

Habilitationen

TEGEN, Ina: Soil Dust Aerosol and Climate.

BARTH, Manuela: Akustische Tomographie zur zeitgleichen Erfassung von Temperatur- und Strömungsfeldern.

TILGNER, Andreas: Modelling of the physico-chemical multiphase processing of tropospheric aerosols.

GRÜTZUN, Verena: Influence of Aerosol Particles on Deep Convective Clouds: Investigations with the New Model LM-SPECS.

Diplom-Hauptprüfungen

BEYER, Marcus: Aeolian Sand Ripples: Theory and Experiments.

BRÄUER, Peter: Mechanismentwicklung zur troposphärischen Halogenchemie.

BRAUN, Nico: Optimierung des Downscaling in der Mikroskala auf der Basis eines 3D-Mesoskalenmodells.

DITAS, Florian: Aerosolnumber-size distributions inside and outside clouds: Characterisation of a new measurement system and first results.

EICHLER, Karolin: Untersuchung von atmosphärischen Einflüssen auf simulierte GPS-Laufzeitverzögerungen.

FREITAG, Steffen: Challenging HYSPLIT Trajectories over the equatorial Pacific with measured aerosol physiochemistry and trace gases.

FRAUNTKE, Julia: Charakterisierung der Grenzschicht anhand von Vertikalwindmessungen mit einem Doppler-Lidar.

HARTMANN, Susan: First Experimental and theoretical Studies concerning Heterogeneous Ice Nucleation at the Leipzig Aerosol Cloud Interaction Simulator.

HEROLD, Christian: Wasserdampf- und Temperaturmessung mittels Lidar während COPS und SAMUM.

JENDRZI, Doreen: Zusammenhang zwischen der persönlichen Belastung durch Partikel und Lärm.

KATZWINKEL, Jeannine: Investigation of the thermodynamics of deliquescence/efflorescence induced hysteresis in hygroscopic growth of soluble particles.

KÖNIG, Marcel: Infrarotmesstechnik und ihre Anwendung in der Meteorologie.

KUNZE, Thomas: Einfluss der Rand- und Anfangsbedingungen sowie der Eisknucleation auf die Starkregenvorhersage des COSMO-DE am Beispiel des Elbehochwassers 2002.

PFEIFER, Sascha: Bestimmung der Schwellengeschwindigkeit und Parameter der Transportgleichung des äolischen Sedimenttransports unter Berücksichtigung der Statistik des Windfeldes und der Saltation.

PLAGEMANN, Sabrina: Bestimmung der Sedimenttransportschwellen, der Saltationslängen und -höhen mittels Messungen am Zingster Strand.

SCHMIDT, Christian: Anwendung und Validierung der Differentiellen Texturanalyse von Satellitenbildern zur Bestimmung der Aerosolbelastung in Leipzig.

SCHRÖDNER, Roland: Modellierung von wolkenchemischen Prozessen mit dem Chemie-Transportmodell MUSCAT.

STANISLAWSKY, Juliane: Parameterizing temperature and ozone changes in 2-D atmospheric chemistry models.

Universität Mainz

Promotionen

EHRlich, André: The impact of ice crystals on radiative forcing and remote sensing of arctic boundary layer mixed-phase clouds.

PFAHL, Stephan: Exploring physical processes related to past climate proxies: lake sediments and stable water isotopes.

RAUPACH, Sebastian: Digitale Einstrahl-Holographie atmosphärischer Eiskristalle.

REUTTER, Philipp: Numerical simulations of microphysical processes in pyro-convective clouds.

Diplom-Hauptprüfungen

ERLER, André: The Static Stability of the Tropopause Region in Baroclinic

Life-cycle Experiments.

- GLÄSER, Gregor: Dynamik eines großskaligen Staubsturmes in der Sahara.
- HENRICH, Frank: Helicopter-based measurement of boundary layer cloud properties and solar Radiation.
- KERN, Bastian: Hochaufgelöste Modellsimulationen mit dem COSMO Modell zur Konvektionsauslösung im Schwarzwald im Rahmen des COPS Feldexperimentes - Eine Fallstudie -.
- MIHM, Stephanie: Statistische Auswertungen des Niederschlags in Deutschland.
- NÖLSCHER, Anke Christine: Windkanalexperimente zur Bestimmung des Ammoniak- Retentionskoeffizienten beim Bereifen von Graupel.
- SCHMITHÜSEN, Holger: Experiments on Contact and Immersion Mode Activation of Ice Nuclei Acting on Acoustically Levitating Water Drops.
- WINSCHALL, Andreas: Die Herkunft des Wassers bei Starkniederschlagsereignissen – Untersuchungen mit einem Water Vapor Tagging Modell.

Universität München

Promotionen

- AQUILA, Valentina: Global model studies on the distribution and composition of potential atmospheric ice nuclei.
- HASSLER, Birgit: Global patterns in halogen-induced changes in vertically resolved stratospheric ozone.
- SÖLCH, Ingo: Ein Euler-Lagrange'sches Zirruswolkenmodell mit expliziter Aerosol- und Eismikrophysik. Studien zur Aggregation von Eispartikeln.
- VAZQUEZ NAVARRO, Margarita Rosario: Life cycle of contrails from a time series of geostationary satellite images.
- VOGL, Stefanie: Tropical cyclone boundary-layer models.
- WISSMEIER, Ulrike: The physics of tropical convection.

Diplom-Hauptprüfungen

- EIFRIED, Markus: Potential von Ceilometermessungen für die Bestimmung der Grenzschichthöhe.
- FREREBEAU, Pascal: Ein nichtline-

ares Modell zur Beschreibung von Steigungsregen.

- GARHAMMER, Markus: Sonnenphotometermessungen zur Bestimmung der optischen Dicke von Aerosol in städtischem und ländlichem Umfeld.
- GATTERMANN, Yvonne: Flugzeuggetragene Aerosolmessungen in Verschmutzungsschichten in der freien Troposphäre über Grönland im Sommer 2008.
- GREBE, Leslie: Klimatologie von Gewittern im Gebiet der COPS Messkampagne.
- KRAMER, Ricarda: Anpassen parametrischer Windprofile an den symmetrischen und asymmetrischen Anteil zweidimensionaler Windfelder bei tropischen Zyklonen.
- MEUL, Stefanie: Identifikation von Luftverkehreffekten in Ozonzeitreihen – Analyse möglicher Zusammenhänge mit Großwetterlagen.
- PFÄFFENBERGER, Lisa: Partikelemissionen des Schiffsverkehrs und deren Einfluss auf das Aerosol der maritimen Grenzschicht – Ergebnisse der QUANTIFY SHIPS Studie 2007.

- REINHARDT, Bernhard: Einfluss der El Nino-Southern Oscillation auf die Eintrittswahrscheinlichkeit von Starkniederschlägen an der Pazifikküste Nordamerikas.
- RUNDE, Theresa: Impact of changing sea surface temperatures on convective activity in the tropics.
- SCHMIDT, Lukas: Charakterisierung und Erprobung des optischen Aerosolspektrometers UHSAS-A für den Betrieb auf dem Forschungsflugzeug HALO 8.
- STICH, Dennis: Trapping of pollution by quasi-stationary anticyclones with focus on aircraft emissions from the North Atlantic flight corridor.

Technische Universität München

Promotion

- SCHLEIP, Christoph: Climate change detection in natural systems by Bayesian methods.

Masterarbeiten

- ZIMMER, Hannes Simeon: Water Footprint of Energy Crops used for Biofuel Production grown in Germany.

POYZOU, Kleopatra: Forest fires in Bavaria: Test of forest fire danger forecast indices.

- PFÄFFINGER, Marianne: Development of a Social Feasibility Assessment Package for Fog Collection Projects: Leadership, Ownership and Capacity Development Needs.
- KLEEMANN, Holger Maximilian: Powering cars with the sun – A life cycle assessment of biofuels vs. photovoltaics.

Universität Potsdam

Promotionen

keine

Diplom-Hauptprüfungen

keine

Universität Trier

Diplomhauptprüfungen

- EBNER, Lars: Simulation der Effekte der Laptev-See Polynia auf die atmosphärische Grenzschicht mit dem COSMO-Modell.
- ERNSDORF, Thomas: Simulation der Dynamik der Laptev-See Polynja mit dem Meereis-Ozeanmodell FESOM unter Verwendung von In-situ-Daten und globalen Analysen.
- KOHN, Tobias: Modellierung der Strömungsverhältnisse in Trier und Umgebung.
- RADERMACHER, Christine: Tracking of synoptic and mesoscale systems in the Siberian Arctic and their impact on the Laptev Sea polynya.

Universität Graz

Masterarbeiten

- KOECHLE, Bernadette: Thermal conductivity of snow.
- PREIN, Andreas: Uncertainties in the driving data for regional climate models in the alpine region.

Bachelorarbeiten

- UNTERKOEFLER, Rene: Aerosolferntransport und Auswirkung auf lokale Aerosolkonzentration.

SCHWARZ, Julian: Feinstaubbelastung in Alltagssituationen. Eine Bestandsaufnahme im Grazer Stadtgebiet.

Universität Innsbruck

Promotion

OLEFS, Marc: Intentionally modified mass balance of snow and ice.

Diplom-Hauptprüfungen

BILGERI, Florian: Analysen der Luftbelastungen im Inntal im meteorologischen Kontext.

FINK, Siegfried: Starkniederschläge in Südtirol zwischen 1982 und 2002.

GÄRTNER, Thomas: Wetterlagenabhängige Niederschlagsverteilung bei Starkniederschlägen in Tirol.

GROSSHAUSER, Martin: Estimating the Massflux from Airborne Doppler Lidar Measurements.

GURGISER, Wolfgang: Windsysteme im Winter 07/08 im Raum Schwaz.

HELFRICHT, Kay: Veränderungen des Massenhaushaltes am Hallstätter Gletscher seit 1856.

HUBER, Dorothea: Zeitreihenanalyse – Fallbeispiele aus der Meteorologie.

KARNER, Florian: Untersuchung des Einflusses von Schnee auf die Energiebilanz eines Bodens (Messung und Simulation).

KRISMER, Thomas: Local and Spatial Mass Balance Modelling on an Arctic Glacier.

MESSNER, Jakob: Probabilistic forecasts using analogs in the idealized Lorenz96 setting.

PFURTSCHELLER, Florian: Feinskalige Analyse zweier Stürme in Österreich: Die Ereignisse Paula und Emma.

SACHERER, Philip: Probabilistic Precipitation Forecasts for the Alpine region using the ECMWF Ensemble Prediction System.

SEIWALD, Nora: Clustern von numerischen Wettervorhersagen.

STEINKOGLER, Walter: Systematic Assessment of New Snow Settlement in SNOWPACK.

STROBL, Anton: Eine Südföhn-Statistik für das Oberinntal und ein Vergleich mit dem Wipptal.

TARTAROTTI, Philipp: Probabilistische Temperaturvorhersage mit Ensemble-Dressing.

TEUTSCH, Clemens: Neuschneedichtenanalyse in den Ostalpen.

TREBO, Georg: Modellierung des Abusses für das Gardertal unter Verwendung des OEZ-Modells.

TUSCHY, Helge: Examination of severe thunderstorm outbreaks in Central Europe.

WEBER, Sebastian: Ein Windatlas für das Bundesland Salzburg.

WIESER, Eleonore: Bestimmung des Wasserhaushaltes der Einzugsgebiete der Passer, des Pfelderbaches, des Mareiterbaches und der Pflerscherbaches mit dem OEZ Modell 2.1.

Bachelorarbeiten

JANCOSO, Leonhardt: Extreme events in total ozone over the northern mid-latitudes – A case study based on long-term datasets from 5 ground based stations.

MITTERER, Christian: Vergleich der Volumens- und Längenänderungen für die Gletscher des Zemmgrundes im Zillertal.

MOSER, Hermann-Jörg: Tiroler Winter 1901-2003.

PELZER, Oliver: Herausforderungen bei der Vorhersage von Winterniederschlag.

PINTER, Anna: Der Niederschlag im Passeier- und Ötztal.

RADLHERR, Alexander: Untersuchung der zeitlichen und räumlichen Variabilität des Niederschlags im mittleren Tirol.

REIF, Matthias: Radarsignaturen der Eiskappe Austfonna.

Universität Wien

Diplom-Hauptprüfungen

ALTEN, Karoline: Statische Korrekturen in der Seismik bei komplexen Topographien. Fallbeispiel: Oichtental.

BINDER, Daniel: Bestimmung der Eismachtigkeitsverteilung dreier Gletscher der Hohen Tauern auf Basis von Ground Penetration Radar (GPR) Daten.

BLASCHEK, Michael: Vergleich von globalen Radiosondentemperaturen mit GPS Okkultationsmessungen.

DOBEK, Astrid: Auswertung von Nebel und Hochnebel, sowie Prognose mittels logistischer Regression für den Flughafen Wien-Schwechat.

KRIEGLER, Marlies: Der Küstenfingerprint.

ROHREGGER, Josef: Methoden zur Bestimmung der Schneefallgrenze.

STAUFER, Johannes: Korrektur von Temperaturpunktprognosen mit einem Kalmanfilter.

STUHL, Barbara: Qualitätskontrolle meteorologischer Mesonetzdaten.

TRAPPER, Tina: Untersuchung der Schallausbreitung am Flughafen Wien Schwechat.

Universität Basel

Diplom- und Masterarbeiten

BABST, Flurin: Forest Disturbance in Northern Ecosystems - Defoliation caused by the Autumnal Moth. (Master).

BURRI, Susanne: Eddy covariance measurement of CO₂-fluxes in Cairo/Egypt. (Master).

WEBER, Patrick: Monitoring der Verstärkung Istanbuls mit den Methoden der Fernerkundung.

Universität Zürich

Promotionen

AMSLER, Peter: Digital in-line Holographic Microscope for Ice Crystals.

BROCKHAUS, Peter: Role and representation of moist convection in a regional climate model.

CIOBANU, Viorela-Gabriela: Liquid-liquid phase separation and efflorescence in mixed organic / inorganic aerosol particles.

HERICH, Hanna: The Relationship between Aerosol Chemical Composition and Hygroscopic Growth.

JÄGER, Eric: Land-atmosphere interactions: Impact on European summer climate variability and trends.

JOOS, Hanna: Modeling of orographic cirrus clouds.

KENZELMANN, Patricia: Global warming by increased methane release and global cooling by stratospheric sulphur injections: Consequences for the stratosphere.

LÜÖND, Felix: Experimental Study on Immersion Freezing of Size Selected Mineral Dust Particles.

MAHECHA, Miguel: Ecosystem-atmosphere exchanges on multiple time scale.

MAKOWSKI, Knut: The daily temperature amplitude and surface solar radiation.

WALKER, Daniel: Cloud effects on erythemal UV radiation in a complex topography

Nachtrag für das Jahr 2008:

Universität Hamburg

Promotion 2008

BANSE, Dorothe: The influence of aerosols on North Atlantic cyclones.

Neue Publikationen des DWD

(ohne Beiträge von Mitarbeitern in Journalen etc.)
01.01.2010-30.06.2011

ALLGEMEIN

Berichte des DWD

RIECKE, W., ROSENHAGEN, G., 2010: Das Klima in Hamburg - Entwicklung in Hamburg und der Metropolregion. *Berichte des DWD* **234**, Offenbach, 82 Seiten.

MAIER, U., MÜLLER-WESTERMEIER, G., 2010: Verifikation klimatologischer Rasterfelder. *Berichte des DWD* **235**, Offenbach, 91 Seiten.

AUGTER, G., ROOS, M., 2011: Berechnung von Sturmintensitäten für Deutschland. *Berichte des DWD* **236**, Offenbach, 130 Seiten, <http://nbn-resolving.de/urn:nbn:de:101:1-201106095233>.

FRÜHAUF, B., KOSSMANN, M., ROOS, M., 2011: Frankfurt am Main im Klimawandel - Eine Untersuchung zur städtischen Wärmebelastung. *Berichte des DWD* **237**, Offenbach, 68 Seiten, <http://nbn-resolving.de/urn:nbn:de:101:1-201106095249>.

Promet

DWD, 2009: Moderne Verfahren und Instrumente der Wettervorhersage im Deutschen Wetterdienst. *Promet* 1-3, **35**, DWD, Offenbach, 124 Seiten, <http://www.dwd.de/promet> > Archiv.

DWD, 2010: Anwendungen von E-Learning in der Meteorologie. *Promet* 1/2, **36**, DWD, Offenbach, 104 Seiten, <http://www.dwd.de/promet> > Archiv.

DWD, 2010: Fernmessung von Wasserdampf und Wolken I. *Promet* 3/4, **36**, DWD, Offenbach, 76 Seiten.

DWD, 2011: Fernmessung von Wasserdampf und Wolken II. *Promet* 1/2, **37**, DWD, Offenbach, 80 Seiten.

Jahresberichte

DWD, 2010: Jahresbericht – Annual Report 2009. *DWD*, Offenbach, 98 Seiten, <http://www.dwd.de> > *Wir über uns* > *Jahresberichte*.

DWD, 2011: Jahresbericht – Annual Report 2010. *DWD*, Offenbach, 110 Seiten, <http://www.dwd.de> > *Wir über uns* > *Jahresberichte*.

GESCHÄFTSBEREICH KLIMA UND UMWELT

Deutsches Meteorologisches Jahrbuch

DWD, 2011: Deutsches Meteorologisches Jahrbuch 2007. DWD, Offenbach.

Klimastatusberichte

DWD, 2010: Klimastatusbericht 2009. DWD, Offenbach, 103 Seiten, <http://www.dwd.de> > *Klima und Umwelt* > *Klimastatusbericht* > *KSB 2009*.

DWD, 2011: Klimastatusbericht 2010. DWD, Offenbach, 87 Seiten, <http://www.dwd.de> > *Klima und Umwelt* > *Klimastatusbericht* > *KSB 2010*.

Berichte des RCC-CM (Auswahl)

DWD (ed.), 2010: Annual Bulletin on the Climate in WMO Region VI - Europe and Middle East – 2009. ECSN/WMO/DWD, Offenbach, 114 Seiten, <http://www.dwd.de/rcc-cm> > *Produkte* > *Annual Bulletin*.

GESCHÄFTSBEREICH FORSCHUNG UND ENTWICKLUNG

Majewski, D., Frank, H., Liermann, D., Ritter, B., 2010: Kurze Beschreibung des Globalmodells GME (30 km / L60) und seiner Datenbanken auf dem Datenserver des DWD. *DWD*, Offenbach, 81 Seiten.

Majewski, D., Frank, H., Liermann, D., 2010: GME User's Guide Version 2.23, corresponding to model version gmtri 2.23 and higher. *DWD*, Offenbach, 72 Seiten.

Schulz, J.P., Schättler, U., 2011: Kurze Beschreibung des Lokal-Modells COSMO-EU und seiner Datenbanken auf dem Datenserver des DWD. *DWD*, Offenbach, 76 Seiten.

Baldauf, M., Förstner, J., Klink, S., Reinhardt, T., Schraff, C., Seifert, A., Stephan, K., 2011: Kurze Beschreibung des Lokal-Modells Kurzzeitfrst COSMO-DE (LMK) und seiner Datenbanken auf dem Datenserver des DWD. *DWD*, Offenbach, 81 Seiten.

Röpnack, A., Hanisch, T., 2011: Datenbankbeschreibung von COSMO-EU und COSMO-DE für das DFG-Projekt SPP 1167. *DWD*, Offenbach, 6 Seiten.

<http://www.dwd.de> > *Spezielle Nutzer* > *Forschung, Universitäten* > *Analyse und Modellierung* > *Veröffentlichungen*

GAW-Briefe

2011

Nr. 54 - Fernerkundung reaktiver Spurengase aus dem All: Wie funktioniert das?

Nr. 53 - Fernerkundung der Eyjafjallajökull-Aschewolke mit dem DWD Ceilometer Netz

2010

Nr. 52 - Nordhemisphärischer Hintergrund und Ferntransport von Fein- und Ultrafeinstaub an der GAW Station Zugspitze

Nr. 51 - Stark erhöhte SO₂-Konzentrationen an der Zugspitze infolge des Eyjafjallajökull-Ausbruchs

Nr. 50 - Molekularer Wasserstoff in der Atmosphäre

(<http://www.dwd.de/gaw> > GAW Briefe)

Ozonbulletin

2011

Nr. 128 - Die Ozonschicht – Immer für eine Überraschung gut!

2010

Nr. 127 - Die höchsten Ozonsäulen seit 25 Jahren

Nr. 126 - Aerosolwolke des Eyjafjallajökull-Vulkans über Bayern aus der Sicht von Ozonmessungen

Nr. 125 - Ozonsondierungs-Match im Polarwirbel über Deutschland

(<http://www.dwd.de/ozonbulletin>)

GESCHÄFTSBEREICH WETTERVORHERSAGE

DWD & Science-TV GmbH, 2011: Aviationschool. Box 1: Meteorologie ATPL/PPL. 5 DVDs. *DWD*, Offenbach.

DWD, 2011: Ausbildung von Luftfahrtpersonal für den Wetterbeobachtungs- und Wettermeldedienst. 1 DVD. *DWD*, Offenbach.

SONSTIGE PERIODIKA (Auswahl)

- Witterung in Übersee (monatlich)
- Der Wetterlotse (zweimonatlich)
- KLIMA-Report (jährlich)
- Agrarmeteorologische Wochen- und Monatsberichte
- WitterungsReport Express (monatlich)
- Europäischer Wetterbericht (täglich)
- RAVI-Bulletin (monatlich, jährlich, engl.)
- Welt-Klima-Rückblick (monatlich)

SONSTIGES

WAGENER, M., 2011: Die Kartografie der Vögel. Kunst im Deutschen Wetterdienst, 24 Seiten.

Lieferbare deutschsprachige Bücher zur Einführung in die Meteorologie und Klimatologie

Stand: 01.08.2011

Zusammenstellung: Jörg Rapp

Autoren	Titel	Verlag	Seitenzahl	Auflage/Jahr	Preis (Euro)
BAMMEL K., FALLERT-MÜLLER A., KILIAN U., KLONK S.	Der Brockhaus Wetter und Klima	Brockhaus	382	1., 2009	24,95
BOCK K.-H., BRAUNER R., DENTLER F.-U., ERDMANN H., GÜNTHER J., KRESLING A., SEIFERT W.	Seewetter	DSV-Verlag	392	2., 2009	39,90
HUPFER P., KUTTLER W.	Witterung und Klima	Vieweg und Teubner	553	12., 2006	54,95
DWD	Allgemeine Meteorologie. Leitfäden für die Ausbildung	DWD	181	3., 1987	32,85
ETLING, D.	Theoretische Meteorologie. Eine Einführung	Springer	376	3., 2010	39,95
FOKEN, T.	Angewandte Meteorologie. Mikrometeorologische Methoden	Springer	326	2., 2006	44,95
HÄCKEL, H.	Meteorologie	UTB Ulmer	447	6., 2008	29,90
HANTEL M., MAYER, D.	Skriptum Theoretische Meteorologie I und II	facultas.wuv Universitätsv.	174, 191	1., 2006	I: 17,50 II: 18,50
KAPPAS, M.	Klimatologie: Klimaforschung im 21. Jahrhundert	Springer	356	1., 2009	39,95
KLOSE, B.	Meteorologie	Springer	396	1., 2007	59,95
KRAUS, H.	Die Atmosphäre der Erde. Eine Einführung in die Meteorologie	Springer	422	4., 2009	44,95
KRAUS, H.	Grundlagen der Grenzschicht-Meteorologie. Einführung in die Physik der Atmosphärischen Grenzschicht und in die Mikrometeorologie	Springer	214	1., 2008	39,95
KUTTLER, W.	Klimatologie: Grundriss Allgemeine Geographie	UTB Ulmer	260	1., 2008	19,90
LAUER, W., BENDIX, J.	Klimatologie	Westermann	202	2., 2006	21,50
LATIF, M.	Klimawandel und Klimadynamik	UTB Ulmer	219	1., 2009	24,90
LILJEQUIST G.H., CEHAK K.	Allgemeine Meteorologie	Springer	412	3., 2006	134,95
MALBERG, H.	Meteorologie und Klimatologie	Springer	364	4., 2006	44,95

Autoren	Titel	Verlag	Seitenzahl	Auflage/Jahr	Preis (Euro)
ROEDEL, W., WAGNER T.	Physik unserer Umwelt: Die Atmosphäre	Springer	600	4., 2010	44,95
SCHÖNWIESE, C.-D.	Klimatologie	UTB Ulmer	472	3., 2008	29,90
WARNECKE, G.	Meteorologie und Umwelt	Springer	354	2., 1997	44,95
WEISCHET, W., ENDLICHER W.	Einführung ind die allgemeine Klimatologie	Borntraeger	342	7., 2008	29,00
ZMARSLY, E., KUTTLER, W., PETHE, H.	Meteorologisch-klimatologisches Grundwissen: Eine Einführung mit Übungen, Aufgaben und Lösungen	UTB Ulmer	182	5., 2007	19,90

Autoren der Hefte Fernmessung I und Fernmessung II

DR. HANS-STEFAN BAUER
 Universität Hohenheim
 Institut für Physik und Meteorologie (IPM)
 Garbenstr. 30
 70599 Stuttgart
 Hans.Stefan.Bauer@uni-hohenheim.de

DR. PETER BAUER
 European Centre for Medium-Range Weather Forecasts
 (ECMWF)
 Shinfield Park
 Reading, RG2 9AX
 UK
 peter.bauer@ecmwf.int

ROBERT BEGBIE
 Deutscher Wetterdienst
 Meteorologisches Observatorium Lindenberg/Richard-
 Aßmann-Observatorium
 Am Observatorium 12
 15848 Tauche OT Lindenberg
 robert.begbie@dwd.de

DR. ANDREAS BEHRENDT
 Universität Hohenheim
 Institut für Physik und Meteorologie (IPM)
 Garbenstr. 30
 70599 Stuttgart
 Andreas.Behrendt@uni-hohenheim.de

PD DR. FRANZ H. BERGER
 Deutscher Wetterdienst
 Meteorologisches Observatorium Lindenberg/Richard-
 Aßmann-Observatorium
 Am Observatorium 12
 15848 Tauche OT Lindenberg
 Franz.Berger@dwd.de

DR. PETER BISSOLLI
 Deutscher Wetterdienst
 Abt. Klimaüberwachung
 Frankfurter Str. 135
 63067 Offenbach a. M.
 Peter.Bissoli@dwd.de

PROF. DR. SUSANNE CREWELL
 Universität zu Köln
 Institut für Geophysik und Meteorologie (IGMK)
 Zülpicher Str. 49a
 50674 Köln
 crewell@meteo.uni-koeln.de

DR. GALINA DICK
 GeoForschungszentrum Potsdam
 Telegrafenberg A17
 14473 Potsdam
 dick@gfz-potsdam.de

DR. ANDRÉ EHRLICH
 Universität Leipzig
 Leipziger Institut für Meteorologie (LIM)
 Stephanstr. 3
 04103 Leipzig
 a.ehrlich@uni-leipzig.de

DR. DIRK ENGELBART
 Bundesministerium für Verkehr, Bau und Stadtentwick-
 lung
 Robert-Schuman-Platz 1
 53175 Bonn
 dirk.engelbart@bmvbs.bund.de

DIPL.- HYDROL. KARSTEN FRIEDRICH
 Deutscher Wetterdienst
 Abt. Klimaüberwachung
 Frankfurter Str. 135
 63067 Offenbach a. M.
 Karsten.Friedrich@dwd.de

DR. ULRICH GÖRSDORF
 Deutscher Wetterdienst
 Meteorologisches Observatorium Lindenberg/Richard-
 Aßmann-Observatorium
 Am Observatorium 12
 15848 Tauche OT Lindenberg
 Ulrich.Goersdorf@dwd.de

DR. MATTHIAS GRZESCHIK
 Water & Earth System Science (WESS) Forschungszentrum
 Institut für Geowissenschaften
 Universität Tübingen
 Hölderlinstraße 12
 72074 Tübingen
 matthias.grzeschik@uni-tuebingen.de

DIPL.- PHYS. BERNHARD HILBER
 Loritus GmbH
 Bruderstr. 3
 80538 München
 hilber@loritus.de

DR. ANJA HÜNERBEIN
 Leibniz-Institut für Troposphärenforschung
 Permoserstraße 15
 04318 Leipzig
 anjah@tropos.de

DR. VOLKER KLEIN
 Kayser-Threde GmbH
 Wolfratshausenerstr. 48
 81379 München
 volker.klein@kayser-threde.com

DIPL.-MET. PETER LANG
Deutscher Wetterdienst
Meteorologisches Observatorium Hohenpeißenberg
Albin-Schwaiger-Weg 10
82383 Hohenpeißenberg
Peter.Lang@dwd.de

DR. ULRICH LÖHNERT
Universität zu Köln
Institut für Geophysik und Meteorologie (IGMK)
Zülpicher Str. 49a
50674 Köln
loehnert@meteo.uni-koeln.de

PROF. DR. BERNHARD MAYER
Meteorologisches Institut München
Ludwig-Maximilians-Universität
Theresienstrasse 37
80333 München
bernhard.mayer@lmu.de

DR. INA MATTIS
Leibniz-Institut für Troposphärenforschung
Permoserstr. 15
04318 Leipzig
ina@tropos.de

DR. MARIO MECH
Universität zu Köln
Institut für Geophysik und Meteorologie (IGMK)
Zülpicher Str. 49a
50674 Köln
mech@meteo.uni-koeln.de

DR. GERHARD PETERS
Meteorologische Messtechnik GmbH
Fritz-Straßmann-Str. 4
25337 Elmshorn
peters@metek.de

DR. JENS REICHARDT
Deutscher Wetterdienst
Meteorologisches Observatorium Lindenberg/Richard-
Abmann-Observatorium
Am Observatorium 12
15848 Tauche OT Lindenberg
Jens.Reichardt@dwd.de

DIPL.-MET. GUDRUN ROSENHAGEN
Deutscher Wetterdienst
Seewetteramt
Bernhard-Nocht-Str. 76
20359 Hamburg
Gudrun.Rosenhagen@dwd.de

DR. LOTHAR SCHÜLLER
EUMETSAT
Eumetsat-Allee 1
64295 Darmstadt
lothar.schueller@eumetsat.int

DR. JÖRG SCHULZ
EUMETSAT
Eumetsat-Allee 1
64295 Darmstadt
joerg.schulz@eumetsat.int

DIPL.-PHYS. THOMAS SCHWITALLA
Universität Hohenheim
Institut für Physik und Meteorologie (IPM)
Garbenstr. 30
70599 Stuttgart
Thomas.Schwitalla@uni-hohenheim.de

PROF. DR. CLEMENS SIMMER
Universität Bonn
Meteorologisches Institut (MIUB)
Auf dem Hügel 20
53121 Bonn
csimmer@uni-bonn.de

DR. BIRGER TINZ
Deutscher Wetterdienst
Seewetteramt
Bernhard-Nocht-Str. 76
20359 Hamburg
Birger.Tinz@dwd.de

DR. ULLA WANDINGER
Leibniz-Institut für Troposphärenforschung
Permoserstr. 15
04318 Leipzig
ulla@tropos.de

DR. KIRSTEN WARRACH-SAGI
Universität Hohenheim
Institut für Physik und Meteorologie (IPM)
Garbenstr. 30
70599 Stuttgart
Kirsten.Warrach-Sagi@uni-hohenheim.de

PROF. DR. MANFRED WENDISCH
Universität Leipzig
Leipziger Institut für Meteorologie (LIM)
Stephanstr. 3
04103 Leipzig
m.wendisch@uni-leipzig.de

PROF. DR. VOLKER WULFMAYER
Universität Hohenheim
Institut für Physik und Meteorologie (IPM)
Garbenstr. 30
70599 Stuttgart
wulfmeyer@uni-hohenheim.de

DIPL.-PHYS. FLORIAN ZUS
GeoForschungszentrum Potsdam
Telegrafenberg A17
14473 Potsdam

Redaktionelle Hinweise für Autoren

(Kurzfassung)

1 Allgemeines

Promet dient vornehmlich der Fortbildung von Meteorologen und Wetterberatern, aber auch von Studenten. Die Beiträge zum Thema des Heftes sollen den neuesten Stand des zu behandelnden Spezialgebietes auf wissenschaftlicher Basis in einer verständlichen und didaktisch anschaulichen Weise darstellen.

- **Fachredaktion**

Er gewinnt die Autoren für die einzelnen Kapitel, legt die Gliederung an Hand der einzelnen Manuskriptzusagen fest und stimmt die ihm eingereichten Manuskripte fachlich aufeinander ab. Die Struktur des Heftes stimmt der Fachredakteur in einem möglichst frühen Stadium des Heftes mit dem Gutachter ab, um für die einzelnen Autoren Doppelarbeit zu vermeiden. Die einzelnen Manuskripte einschl. Abbildungen werden vom Fachredakteur gesammelt und zunächst ausschließlich an den Schriftleiter geschickt, der sie nach Prüfung anschließend dem Gutachter weiterleitet.

- **Fachliche Durchsicht (Gutachter)**

Eine Persönlichkeit, die nicht Autor oder Fachredakteur des betreffenden Heftes ist, führt einen Review-Prozess durch, er begutachtet die Einzelbeiträge. Dabei sollte sowohl auf wissenschaftliche Aktualität wie auch auf Verständlichkeit geachtet werden. Der Reviewer sollte bereits in einem sehr frühen Planungsstadium des Heftes durch den Fachredakteur um seinen fachlichen Rat gebeten werden.

- **Schriftleitung**

- (a) Er pflegt den Kontakt zwischen dem Fachredakteur, dem Gutachter sowie den einzelnen Autoren, um in vorgegebener Zeit die Druckvorlage eines Heftes an die Druckerei übergeben zu können.
- (b) Er spricht selber oder auf Hinweis mögliche Autoren mit der Bitte um einen Sonderbeitrag an. Das sind Beiträge, die mit dem Hauptthema des Heftes in keinem Zusammenhang stehen.

2 Text

Als Textsoftware bitte MS-WORD verwenden mit einer Schriftgröße von Punkt 12, einem Zeilenabstand von 1,5 und einem Seitenrand von jeweils 2,5 cm.

Der Umfang einer gedruckten Promet-Seite, die nur Text enthält, lässt sich wie folgt ermitteln: etwa 2,5 DIN A4-Seiten Text wie oben festgelegt entsprechen 1 Druckseite. Werden Abbildungen gebracht, so ist der dafür benötigte Platz derart abzuschätzen, dass die Abbildungen im

Druck in der Regel eine Breite von 85 mm (einspaltig) bzw. 170 mm (zweispaltig) haben werden.

Text bitte in Deutsch nach den neuen Rechtschreibregeln.

Gliederung des Textes: Die Nummerierung der Kapitel eines Beitrages erfolgt stringent nach dem Dezimalsystem (1, 1.1, 1.2, 1.2.1, ..., 2, 2.1, 2.2, usw.).

Dem Beitrag sind voranzustellen:

- die Namen der Autoren,
- die deutschsprachige Überschrift,
- die englischsprachige Überschrift,
- die deutschsprachige Zusammenfassung (etwa 5 - 8 Zeilen),
- die englischsprachige Zusammenfassung (etwa 5 - 8 Zeilen).

Dabei ist darauf zu achten, dass die deutschen und englischen Texte möglichst inhaltsgleich sind.

Am Ende des Beitrages sind zu nennen:

- Vor- und Zuname des/der Autors/Autoren,
- akademischer Grad,
- Anschrift der Dienststelle/Institut, unter der der/die Autor(en) zu erreichen ist/sind,
- E-Mail-Adresse(n),
- Die Angabe einer Telefonnummer ist vom Schriftleiter für kurzfristige Rückfragen erwünscht. Sie wird in Promet nicht veröffentlicht.

3 Literaturhinweise

Die Anzahl der Literaturhinweise ist deutlich zu begrenzen. Die Literatur ist so auszuwählen, dass mit ihrer Hilfe eine Vertiefung der Thematik leicht möglich ist. Es ist wünschenswert, wenn neben einigen Fachbüchern, die die Thematik des Kapitels grundlegend behandeln, nur wenige (nicht mehr als 10) Zeitschriftenartikel genannt werden. Auf keinen Fall sollte die Literaturliste einen Umfang von mehr als einer Druckseite umfassen.

Die Literatur ist wie folgt zu zitieren:

- *im Text: MÜLLER (1966) oder (MÜLLER 1966).*
- *Im Literaturverzeichnis: Autoren in alphabetischer Reihenfolge. Herausgeber durch den Zusatz „Hrsg.“ kennzeichnen.*

Beispiele:

Zeitschriftenaufsatz: KURZ, M., 1982: Zum Einfluß diabetischer Prozesse auf die Frontogenese in Bodennähe. *Meteorol. Rdsch.* **35**, 21-30.

Buch: SCHÖNWIESE, C.-D., 1980: Klimaschwankungen, Berlin: Springer-Verlag, 181 Seiten.

4 Nummerierung der Tabellen und Abbildungen im Text

Tab. [Beitrags-Nr.] – [laufende Nr.], zum Beispiel: Tab. 2-3,
Abb. [Beitrags-Nr.] – [laufende Nr.], zum Beispiel: Abb. 1-4.

5 Abbildungen

Abbildungen bitte nicht in den Text einbinden, sondern als getrennte Dateien an den Schriftleiter. Die Abbildungslegenden bitte am Ende des Textes zusammen auflisten.

Die Abbildungen sowie Fotografien werden als EDV-Datei erbeten. Bevorzugte Dateiformate: *.tiff oder *.eps. Bei einer Breite von 85 mm bzw. 170 mm sollte die Abbildung eine Auflösung von mindestens 300 dpi haben (mindestens 980 Pixel Kantenlänge).

Abbildungen und Fotos mit einer zu geringen Druckauflösung können in der Regel nicht akzeptiert werden! Bitte nehmen Sie ggf. Kontakt mit der Schriftleitung auf.

Bei der Beschriftung der Achsen bezüglich der Dimension wie folgt verfahren:

Beispiele: „Höhe in km“, „Geschwindigkeit in m/s“, „spektrale Bestrahlungsstärke in $\text{mW cm}^{-2} \mu\text{m}^{-1}$ “. Bitte die Dimension nicht in runden oder eckigen Klammern setzen.

Alle Beschriftungen (Achsen wie Liniensätze) sollten so groß gewählt werden, dass sie bei einer Verkleinerung auf eine Breite von 85 bzw. 170 mm noch gut lesbar sind.

Falls eine Abbildung nur in englischsprachiger Fassung vorliegt, bitte eine tabellarische Übersicht englisch ↔ deutsch beifügen, mit deren Hilfe die deutschen Bezeichnungen an den Achsen und innerhalb der Abbildung zweifelsfrei eingefügt werden können.

6 Korrekturen

Autoren, die das Thema eines Kapitels behandeln, senden ihre Beiträge an den Fachredakteur, der die einzelnen Kapitel fachlich aufeinander abstimmt. Nach Begutachtung der Beiträge und Einarbeitung der Korrekturen und Hinweise durch den Autor erhält der Schriftleiter die abschließende Version von den Autoren, veranlasst daraufhin die Umbruchkorrekturen. Vom Schriftleiter erhält jeder erstgenannte Autor eines Beitrages Fahnenabzüge zur Korrektur. Nach Einarbeitung dieser Korrekturen, die nur noch offensichtliche Fehler, aber keine inhaltliche Änderungen betreffen, wird das Heft endgültig vom Schriftleiter zum Druck freigegeben.

7 Belegexemplare

Autoren erhalten in der Regel 3 bis 5 Belegexemplare des betreffenden Heftes. Zusätzliche Exemplare können gegen Erstattung der Fortdruckkosten bei der Rücksendung der Korrekturfahnen beim Schriftleiter bestellt werden

Auch die Abgabe eines Beitrages an den betreffenden Autor als pdf-Datei ist möglich. Bei der Veröffentlichung dieser Datei, beispielsweise auf der Homepage des Autors oder des Instituts, ist stets die Literaturquelle zu vermerken: „aus *promet* – Fortbildungszeitschrift des DWD, Jahrg. XX, (20YY), Heft ZZ, Seiten aa bis bb.“ Eine Veröffentlichung kommt allerdings erst nach einem halben Jahr in Absprache mit der Schriftleitung in Frage

promet

Vorschau auf die nächsten Hefte

- Meteorologische Aspekte regenerativer Energien (Fachredaktion: Dr. D. Heinemann)
- Probabilistische Wettervorhersagen (Fachredaktion: Dr. R. Hagedorn)
- Regionale Klimamodellierung (Fachredaktion: Prof. Dr. D. Jacob, Dipl.-Met. J. Namyslo)