

LEIBNIZ-INSTITUT FÜR ATMOSPHÄRENPHYSIK e. V.

an der Universität Rostock

Institutsbericht 2010/2011

Herausgeber:

Prof. Dr. F.-J. Lübken

Prof. Dr. E. Becker

Prof. Dr. M. Rapp

Redaktion:

Frau Dr. A. Gaßmann

Herr J. Hildebrand

Frau A. Kirsch

Frau M. Rosenthal

Herr P. Schubert

Frau C. Schütt

Herr Dr. M. Zecha

Anschrift:

Leibniz-Institut für Atmosphärenphysik e. V.
an der Universität Rostock
Schlossstr. 6
D-18225 Kühlungsborn

Tel.: 038293/68-0
Fax: 038293/68-50
URL: <http://www.iap-kborn.de/>

Erschienen: März 2012

Inhaltsverzeichnis

Liste der verwendeten Abkürzungen	4
Vorwort	6
Einleitung	8
Bilder aus dem Institutsleben	15
Organisation des IAP	19
Wissenschaftliche Arbeitsschwerpunkte in den Jahren 2010/2011	20
1 Temperaturtrends in der Mesosphäre	25
2 Anwendung von Radaren zur Untersuchung dynamischer Prozesse in der mittleren Atmosphäre	29
3 Modulationen des Schwerewellenantriebs im Bereich der Sommermesopause	33
4 Stationen der optischen Sondierung mit Lidar-Systemen	37
5 Neue technische Entwicklungen bei den Lidarsystemen des IAP	39
6 Erste Ergebnisse vom Fe-Lidar auf Davis	43
7 Physik des Fe-Lidars	45
8 NLC-Messungen über Kühlungsborn bei Tag und Nacht	47
9 Lidarmessungen der Temperaturgezeiten über Kühlungsborn	49
10 Temperatur- und NLC-Trends mit LIMA/Eis	51
11 Zeitliche und räumliche Entwicklung von NLC mit LIMA/Eis	54
12 Eigenschaften von Eisteilchen in leuchtenden Nachtwolken	56
13 NLC über ALOMAR: Gezeiten	58
14 Messungen von Schwerewellen in NLC	60
15 Lidar-Windmessungen über ALOMAR	62
16 Ballongetragene Turbulenzmessungen in der Stratosphäre mit LITOS	64
17 Die Radar-Systeme des IAP	66
18 MAARSY: Abschluss der Aufbauphase und Überblick über erste Ergebnisse	69
19 MAARSY: Räumliche Verteilung kosmischer Radiostrahlung	71
20 MAARSY: Erste 3D-Beobachtungen von PMWE	73

21 MAARSY: Einblick in die horizontalen Eigenschaften des mesosphärischen Windfeldes	75
22 Beobachtungen mesosphärischer Eisteilchen mit ALWIN und SOFIE	77
23 VHF-Radarechos aus der E-Schicht	79
24 Trends mesosphärischer Schwerewellen im Sommer mittlerer Breiten	81
25 Trends und Variabilität des mesosphärischen Windfeldes mit der solaren Variabilität	83
26 Komposit-Analyse der zeitlichen Variationen mesosphärischer Wellen während stratosphärischer Erwärmungen	85
27 Schwerewellenbeobachtungen mit Radar und Lidar: Test der linearen Theorie von Schwerewellen	87
28 Bestimmung von Meteorflüssen mit MAARSY und Meteorradaren während der ECOMA-Geminiden-Kampagne 2010	89
29 In-situ-Messungen von Meteorstaub während der ECOMA-Geminiden-Kampagne 2010	91
30 Kleinskalige Strukturen in Meteorstaub, Elektronen und Ionen während der ECOMA-Geminiden-Kampagne 2010	93
31 In-situ-Turbulenzmessungen in einer mesosphärischen Inversionsschicht während der ECOMA-Geminiden-Kampagne 2010	95
32 EISCAT-Beobachtungen von Meteorstaub und PMSE	97
33 Neue Entwicklungen zu Phasenhöhenmessungen am IAP	99
34 Ableitung langzeitiger Trends in der ionosphärischen F2-Schicht mit zwei unterschiedlichen Analysemethoden	101
35 Struktur der Mesosphäre während plötzlicher Stratosphärenerwärmungen im KMCM	103
36 Nord-Süd-Asymmetrie und Intrahemisphärische Kopplung im Sommer	105
37 Einfluss des 11-jährigen Sonnenzyklus auf die planetaren Wellenstrukturen in der Stratosphäre und Mesosphäre	107
38 Mischungseffekte durch Schwerewellen für Spurenstoffe	109
39 Konzept der effektiven Diffusivität für Schwerewellen	111
40 Trägheitsschwerewellen in mesoskaligen WRF-Simulationen eines zyklonischen baroklinen Lebenszyklus	113
41 Ein dynamisches Turbulenzmodell für globale Modellierung	115
42 Geschichtete Turbulenz in der oberen Troposphäre	117

43	Tracer-Transport und Mischungsentropie im Spektralmodell	119
44	Adaptierung einer parallelen Programmierung im KMCM	121
45	Perspektiven mit dem nichthydrostatischen Modell ICON-IAP	123
46	Zonal asymmetrische Komponenten im mittleren Transport von Ozon und Wasserdampf	125
47	Zonalsymmetrische Schwingungen in der Stratopausenregion	127
48	Zur verstärkten Anregung und Ausbreitung von Gebirgswellen über Skandinavien im Winter 2010	128
49	Einfluss von La Niña auf die großräumige Zirkulation über Nordosteuropa	130
50	Saisonaler Zyklus von brechenden Rossby-Wellen und der Anregung von Trägheitsschwerewellen	131
51	Zur Abschätzung der Persistenz in geophysikalischen Zeitreihen	133
52	Parametrisierung orographischer Schwerewellen	134
A	Liste der Drittmittelprojekte	135
B	Liste der kooperierenden Institutionen und Wissenschaftler	139
C	Liste der Veröffentlichungen	145
D	Mitarbeiter des Instituts	156
E	Mitglieder der Gremien	157
F	Vereinssatzung des Leibniz-Instituts für Atmosphärenphysik e.V. an der Universität Rostock	158

Liste der verwendeten Abkürzungen

AGU	American Geophysical Union
AIM	Aeronomy of Ice in the Mesosphere
AIMOS	Atmosphere Ionization Module OSnabrueck
AIRIS	ALOMAR Imaging Riometer for Ionospheric Studies
ALOMAR	Arctic Lidar Observatory for Middle Atmosphere Research
ALWIN	ALOMAR-Wind-Radar
ARR	Andøya Rocket Range
BADC	British Atmospheric Data Centre
BMBF	Bundesministerium für Bildung und Forschung
BSC	volume BackScatter coefficient
CARMA	Community Aerosol and Radiation Model for Atmospheres
CAWSES	Climate And Weather of the Sun-Earth System
CCM	Chemistry Climate Model
CCMVAL	Chemistry-Climate Model Validation Activity
CMAM	Climate Middle Atmosphere Model
COMMA	COlogne Model of the Middle Atmosphere
COSPAR	Committee on Space Research
CPEA	Coupling Processes in the Equatorial Atmosphere
CRI	kohärentes Radarimaging
DAE	Differential Absorption Experiment
DBS	Doppler Beam Swinging
DFG	Deutsche Forschungsgemeinschaft
DFN	Deutsches Forschungsnetz
DLR	Deutsches Zentrum für Luft- und Raumfahrt
DNS	Direkte Numerische Simulation
DPE	Differential Phase Experiment
DoRIS	Doppler Rayleigh Iodine System
ECHAM	ECMWF Model-Hamburg Version
ECHAMCHEM	gekoppeltes Klima-Chemie-Modell ECHAM/CHEM
ECMWF	European Center for Medium range Weather Forecast
ECOMA	Existence and Charge state Of meteoric dust particles in the Middle Atmosphere
EGU	European Geosciences Union
EPF	Eliassen-Palm-Fluss
ERA40	40 year ECMWF Reanalysis project
ESA	European Space Agency
ESRAD	ESrange MST RADar
EISCAT	European Incoherent SCATter scientific association
ENVISAT	Environmental Satellite
EZMW	Europäisches Zentrum für Mittelfristige Wettervorhersage
E39C	gekoppeltes Klima-Chemie-Modell ECHAM4.L39(DLR)/CHEM
FCA	Full Correlation Analysis
FFI	Forsvarets Forskningsinstitutt (Norwegian Defence Research Establishment), Oslo
GCM	General Circulation Model
GEOSCCM	Goddard Earth Observing System Chemistry-Climate Model (auch GEOS-CCM)
GOES	Geostationary Operational Environmental Satellite
GOME	Global Ozone Monitoring Experiment
GSWM-09	Global Scale Wave Model 2009
GW	Internal Gravity Waves
GW-turb	Atmospheric coupling by gravity waves ... (CAWSES-Projekt)
HAMMONIA	HAMburg MOdel of the Neutral and Ionized Atmosphere
HGF	Helmholtz-Gemeinschaft Deutscher Forschungszentren
ICON-IAP	ICOsahedral Non-hydrostatic model at IAP
IAGA	International Association of Geomagnetism and Aeronomy
IAP	Leibniz-Institut für Atmosphärenphysik
IGW	Inertia-Gravity Wave
ILWAO	International Leibniz Graduate School for Gravity Waves and Turbulence in the Atmosphere and Ocean
ISR	Incoherent Scatter Radar
ISSI	International Space Science Institute, Bern
KMCM	Kühlungsborn Mechanistic general Circulation Model
LEWIZ	LEtzter WInter im Zwanzigsten Jahrhundert
LIDAR	LIght Detection And Ranging
LIMA	Leibniz-Institute Middle Atmosphere Model
LITOS	Leibniz-Institute Turbulence Observations in the Stratosphere
LF	Low Frequency
LPMR	Layered Phenomena in the Mesopause Region
LT	Local Time
MAARSY	Middle Atmosphere ALOMAR Radar SYstem
MaCWAVE	Mountain and Convective Waves Ascending Vertically
MAECHAM	Middle-Atmosphere ECHAM
MBWK	Ministerium für Bildung, Wissenschaft und Kultur
MECTM	MEsokaliges Chemie Transport Modell

MF	Medium Frequency
MIDAS	Middle atmosphere Investigation of Dynamics And Structure
MISI	MIcrowave Spectrometer at IAP
MISU	Department of Meteorology Stockholm University
MLT	Mesosphere-Lower Thermosphere
MM5	Pennsylvania State University/NCAR Fifth-generation Mesoscale Model
MPI-Met	Max-Planck-Institut für Meteorologie
MRI	Meteorological Research Institute, Tsukuba (Japan)
MSE	Mesospheric Summer Echoes
MST	Mesosphäre, Stratosphäre, Troposphäre
MSP	Meteorstaubpartikel
NASA	National Aeronautics and Space Administration
NCAR	National Center of Atmospheric Research
NCEP	National Centers for Environmental Prediction
NLC	NoctiLucent Clouds
NM	Normalmoden
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration
OHP	Observatoire de Haute-Provence
OSWIN	OSTsee-WINd-Radar
PANDOWAE	Predictability ANd Dynamics Of Weather systems in the Atlantic-European sector
PDE	Photochemischer Doppler-Effekt
PMC	Polar Mesospheric Clouds
PMSE	Polar Mesospheric Summer Echoes
PMWE	Polar Mesospheric Winter Echoes
PSC	Polar Stratospheric Clouds
QBO	Quasi-Biannual Oscillation
RIM	Range Imaging
RMR	Rayleigh/Mie/Raman
SA	Spaced Antenna
SABER	Sounding of the Atmosphere using Broadband Emission Radiometry
SAGE	Stratospheric Aerosol and Gas Experiment
SAO	Semi-Annual Oscillation
SBUV	Solar Backscatter Ultraviolet Version
SCOSTEP	Scientific Committee on Solar-Terrestrial Physics
SKIYMET	All-SKY Interferometer METeor radar
SME	Solar Mesosphere Explorer
SNOE	Student Nitric Oxide Explorer
SNR	Signal to Noise Ratio
SOFIE	Solar Occultation For Ice Experiment
SOLEIL	Solar variability and trend effects in layers and trace gases in the upper atmosphere
SORACAL	Influence of solar radiation perturbations on the coupling of atmospheric layers
SOUSY	SOUnding SYstem for atmospheric structure and dynamics
SPARC	Stratospheric Processes And their Role in Climate
SSW	Sudden Stratospheric Warming
SV	Singuläre Vektoren
TIDI	TIMED Doppler Interferometer
TIMED	Thermosphere Ionosphere Mesosphere Energetics and Dynamics
TOMS	Total Ozone Mapping Spectrometer
TSW	TrägheitsSchwereWelle
UARS	Upper Atmosphere Research Satellite
UHF	Ultra High Frequency
UKMO	UK Meteorological Office
UMSLIMCAT	Unified Model/SLIMCAT (Single Layer Isentropic Model of Chemistry And Transport)
UT	Universal Time
UTC	Universal Time coordinated
UV	Ultra-Violett
VARNAER	VAriability and extremes of poleward breaking Rossby waves over the North Atlantic-European Region
VHF	Very High Frequency
WACCM	Whole Atmosphere Community Climate Model
WGL	Wissenschaftsgemeinschaft Gottfried Wilhelm Leibniz
WMO	World Meteorological Organisation
WRF	Weather Research and Forecasting
ZAO	Zentrales Aerologisches Observatorium, Moskau

Vorwort

Dies ist der zehnte Institutsbericht des IAP, der die Jahre 2010 und 2011 umfasst, in denen es für das Institut wiederum einige besondere Ereignisse gab. Das IAP hat im Berichtszeitraum seine positive Entwicklung der vorangegangenen Jahre fortgeführt. Man darf feststellen, dass das Institut auf dem Gebiet der Erforschung der mittleren Atmosphäre zu den führenden Einrichtungen weltweit gehört. Am IAP wird eine Kombination von einzigartigen experimentellen und theoretischen Methoden entwickelt und eingesetzt, die so an keinem anderen Institut zu finden ist. Dies eröffnet den Mitarbeitern einzigartige Möglichkeiten zur Erforschung der Atmosphäre in internationaler Spitzenstellung. Im Berichtszeitraum wurden die Expertisen des Instituts weiter auf die wissenschaftlichen Schwerpunkte fokussiert. Die mittelfristig am IAP erforschten Arbeitsgebiete sind im wissenschaftlichen Rahmenprogramm festgelegt, das seit dem Sommer 2007 in Kraft ist und dessen Aktualisierung 2012 begonnen wird.

Detaillierte Erläuterungen der im Folgenden summarisch dargestellten Aspekte zur Entwicklung und Bewertung des Instituts befinden sich in der Einleitung (Seite 8). Von besonderer Bedeutung für das IAP sind Publikationen in wissenschaftlichen Fachzeitschriften. Hier hat sich die erfreuliche Entwicklung der letzten Jahre fortgesetzt. Man kann feststellen, dass die am Institut erzielten Forschungsergebnisse hervorragend publiziert werden, und zwar in den weltweit besten Fachzeitschriften. Die Drittmittelinwerbung des IAP hat sich im Berichtszeitraum ebenfalls sehr positiv entwickelt. Die Förderung von Projekten mit Höhenforschungsraketen erweist sich erfreulicherweise sehr stabil. Andere Förderprogramme laufen aus (z. B. CAWSES), oder sind, zum Teil auf Initiative des IAP, neu eingerichtet worden (z. B. ROMIC, der neue Förderschwerpunkt des BMBF). Dieses bietet den Wissenschaftlern des IAP gute Möglichkeiten zur weiteren erfolgreichen Einwerbung von Drittmitteln.

Die experimentelle und rechentechnische Infrastruktur des IAP wurde im Berichtszeitraum weiter ausgebaut und qualitativ verbessert. Zu den Höhepunkten gehören sicherlich die Fertigstellung des neuen VHF-Radars MAARSY, die Expedition des Eisen-Lidars in die Antarktis, der Ausbau der Rechentechnik sowie die Renovierung der Villa. Daneben nimmt die Erneuerung und technische Aktualisierung der vorhandenen Instrumente einen zusehends größeren Raum bei den Investitionen des Instituts ein. Dies betrifft z. B. das ALOMAR-Observatorium, welches zu den weltweit besten Einrichtungen zur Erforschung der mittleren Atmosphäre zählt und für das IAP auch weiterhin eine wichtige Rolle spielt.

Die theoretischen Arbeiten haben neue wichtige Ergebnisse zum Prozessverständnis der Kopplung atmosphärischer Höhengebiete erzielt. Die unterschiedlichen Modelle sind in vielversprechender Weise mit IAP-Daten und mit externen Ergebnissen verknüpft worden. Im Berichtszeitraum wurden ein neuer Hochleistungsrechner und neue Speichermedien angeschafft. Damit stehen den Modellrechnungen am IAP hervorragende Arbeitsmittel zur Verfügung.

Die Renovierung der Villa ist inzwischen fast abgeschlossen. Neben der Erneuerung der Infrastruktur und Schaffung von Gästewohnungen ist die Wiederherstellung der historischen Fassade hervorzuheben. Die Außenanlagen werden im Frühjahr 2012 neu gestaltet. Damit bleibt dieses schöne Gebäude langfristig dem IAP erhalten. Mein besonderer Dank gilt an dieser Stelle Frau Strate, die zusammen mit dem Architekten, Herrn Bahr, die Renovierungsarbeiten leitet, sowie den Damen und Herren der Rechentechnik (Herrn Schubert, Herrn Zinau, Frau Schacht) unter der Leitung von Herrn Linow, die trotz massiver Störungen durch die Baumaßnahmen den Rechenbetrieb praktisch ohne Beeinträchtigung sichergestellt haben.

Als erfreuliche Folge der letzten Evaluierung wurden im Berichtszeitraum sechs neue Stellen am IAP eingerichtet. Damit konnten einige personelle Engpässe behoben werden. Das Verfahren zur Besetzung der Nachfolge von Frau Strate, die 2012 in den Ruhestand gehen wird, wurde eingeleitet. Frau Anne Theuerkauf, Doktorandin am IAP, hat den Preis „Rostocks Eleven“ der Universität Rostock gewonnen, indem sie ihre Forschungsarbeiten überzeugend vor Wissenschaftsjournalisten vertreten hat. Am 11. Oktober 2011 erhielt Herr Prof. Rapp einen Ruf an die Ludwig-Maximilians-Universität München, verbunden mit der Leitung des Instituts für Atmosphärenphysik des DLR

in Oberpfaffenhofen. Dies ist zuallererst eine Auszeichnung für Herrn Rapp und eröffnet dem IAP in Zukunft die Möglichkeit, die Kooperation mit dem DLR zu erweitern.

Der wissenschaftliche und technische Austausch mit Kollegen aus nationalen und internationalen Forschungseinrichtungen ist für die erfolgreiche Entwicklung des IAP von großer Bedeutung und wird daher besonders gepflegt. Im Berichtszeitraum haben Wissenschaftler und Studenten aus 13 Ländern für einen längeren Zeitraum am IAP gearbeitet. Wissenschaftler des IAP haben auswärtige Einrichtungen besucht, um gemeinsam an Forschungsprojekten zu arbeiten und Vorschläge für zukunftsweisende Kooperationen zu erarbeiten.

Die erfolgreiche Zusammenarbeit mit der Universität Rostock ist besonders wichtig für das IAP. Sie wird sich aufgrund des im November 2009 gegründeten „Leibniz-Wissenschaftscampus“ weiterhin positiv entwickeln. Die Anzahl der Physikstudenten an der Universität Rostock hat sich in den letzten zehn Jahren verdreifacht! Dies wirkt sich auch auf das IAP aus: Es gibt wesentlich mehr Studenten in den Vorlesungen und mehr Abschlussarbeiten, die am IAP ausgeführt werden. Diese Entwicklung ist zu begrüßen, führt aber auch zu einer Mehrbelastung der Professoren und Lehrkräfte am IAP.

Mein besonderer Dank gilt allen Mitarbeitern/innen des Instituts für ihren erfolgreichen und unermüdlichen Einsatz. Sie sind das wichtigste Kapital für die erfolgreiche Entwicklung des IAP. Dabei sind es oft die kleinen und unscheinbaren Beiträge, die den technischen und wissenschaftlichen Fortschritt erst ermöglichen. Ich möchte mich auch ausdrücklich bei denjenigen bedanken, die in den wissenschaftlichen Veröffentlichungen und in den nachfolgenden Beiträgen nicht namentlich genannt sind und die dennoch am Erfolg des IAP wesentlich mitbeteiligt sind. Dies gilt u. a. für meine Sekretärin (Frau Rosenthal), für die Bibliothekarin (Frau von Rein), den Mechaniker (Herrn Wedrich) sowie unseren Hausmeister und Fahrer, Herrn Meesen, der gleichzeitig mit Herrn Barth unser „Mann für Alles“ ist. Der Einsatz dieser Damen und Herren für das IAP, der oft genug über das Selbstverständliche hinausgeht, sei hiermit ausdrücklich gewürdigt. Die externen Wirtschaftsprüfer haben im Berichtszeitraum, wie schon in den vergangenen Jahren, der Verwaltung sehr gute Arbeit ohne Beanstandungen bescheinigt. Mein besonderer Dank für diese beeindruckende Leistung gilt den Damen der Institutsverwaltung (Angelika Kurreck, Angelika Ruß, Jessica Linde, Wencke Baseda und Silvia Losch) unter der Leitung von Frau Marion Strate.

Neben den Drittmitteln wird das IAP im Wesentlichen durch das Land Mecklenburg-Vorpommern und das BMBF finanziell unterstützt. Wir bedanken uns bei diesen Einrichtungen für die Bereitstellung der Mittel und bei den dort für uns zuständigen Referatsleitern, Herrn Dr. M. Dube und Frau Dr. G. Helbig, für die gute Zusammenarbeit. Die Gremien des IAP (Kuratorium, Wissenschaftlicher Beirat und Verein) haben im Berichtszeitraum mehrmals getagt. Den Mitgliedern sei für ihre tatkräftige Unterstützung bei der Führung des Instituts ebenfalls herzlichst gedankt.

Dieser Bericht richtet sich in erster Linie an die Zuwendungs- und Drittmittelgeber des IAP, an interessierte Kollegen und Laien im In- und Ausland sowie an Schulen mit naturwissenschaftlich orientierten Leistungskursen. In den nachfolgenden Einzelbeiträgen werden die wesentlichen wissenschaftlichen Arbeiten des Instituts vorgestellt. Sie konnten schon allein aus Platzgründen nicht wie ein wissenschaftlicher Übersichtsartikel verfasst werden. Dies erklärt auch das auf ein Mindestmaß reduzierte Zitieren von externen Arbeiten und die Tatsache, dass wir auf externe Koautoren verzichtet haben, obwohl selbstverständlich ein großer Teil der Ergebnisse in Kooperation mit anderen Einrichtungen entstanden ist.

Zusammenfassend kann man feststellen, dass sich das IAP auf gutem Wege befindet. Das Institut hat seine sehr gute Stellung im nationalen und internationalen Umfeld der Erforschung der Atmosphäre gefestigt und weiter ausgebaut. Im Jahre 2012 besteht das IAP 20 Jahre. Dieses Ereignis wird sowohl in Schwerin als auch in Kühlungsborn angemessen gefeiert werden.

Kühlungsborn, im Februar 2012

Prof. Dr. Franz-Josef Lübken

— Direktor —

Einleitung

Gründungsgeschichte

Auf Empfehlung des Wissenschaftsrates wurde am 1. Januar 1992 das „Institut für Atmosphärenphysik e. V. an der Universität Rostock“ gegründet. Seit dem Jahre 1992 gehört das Institut für Atmosphärenphysik (IAP) zu den Forschungseinrichtungen der Blauen Liste. Die Einrichtungen der Blauen Liste sind selbstständige Forschungseinrichtungen für die Forschung von überregionaler Bedeutung und gesamtstaatlichem wissenschaftspolitischem Interesse, die auf der Grundlage der Rahmenvereinbarung zwischen Bund und Ländern über die gemeinsame Förderung der Forschung nach Artikel 91b des Grundgesetzes vom 28. 11. 1975 (Rahmenvereinbarung Forschungsförderung) gefördert werden. Die meisten der „Blaue-Liste-Institute“ wurden 1995 Mitglied der neu gegründeten Wissenschaftsgemeinschaft Blaue Liste (WBL), die sich Ende 1997 in „Wissenschaftsgemeinschaft Gottfried Wilhelm Leibniz“ (WGL) umbenannt hat. Daher trägt unser Institut seit dem 18. Oktober 1999 offiziell den neuen Namen „Leibniz-Institut für Atmosphärenphysik e. V. an der Universität Rostock“.

Anfang 1992 wurde Herr Prof. Dr. Hans Hinzpeter zum Gründungsbeauftragten für das IAP ernannt und am 1. April 1993 wurde Herr Prof. Dr. Ulf von Zahn zum ersten Direktor des Instituts bestellt. Nachdem Herr Prof. von Zahn die Altersgrenze erreicht hatte, wurde am 1. September 1999 Herr Prof. Dr. Franz-Josef Lübken, vormals am Physikalischen Institut der Universität Bonn tätig, zum neuen Direktor des Instituts ernannt.

Rechtsform des IAP

Das Institut für Atmosphärenphysik wird als eingetragener Verein (e. V.) geführt. Die Vereinsatzung ist ab Seite 158 am Ende des Berichtes beigefügt. Die Organe des Vereins sind: die Mitgliederversammlung, das Kuratorium, der Direktor des Instituts und der Wissenschaftliche Beirat. Die Namen der Mitglieder dieser Gremien sind auf Seite 157 am Ende dieses Berichtes aufgeführt.



Geographische Lage der Gelände des IAP in Kühlungsborn und Juliusruh.

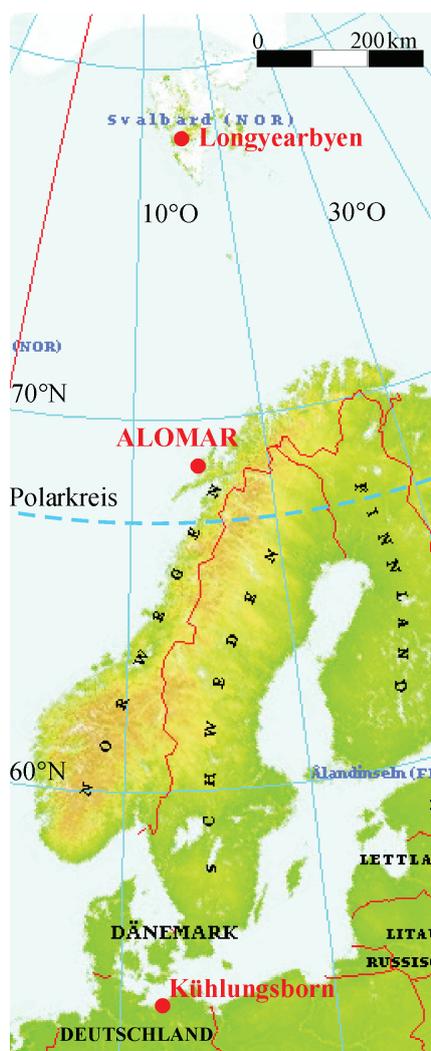
Die Mitgliederversammlung und das Kuratorium tagten im Berichtszeitraum einmal pro Jahr. Die wissenschaftlichen Arbeiten und Ergebnisse des Instituts wurden dem Wissenschaftlichen Beirat am 20./21. Oktober 2010 und am 8./9. Juni 2011 vorgestellt. Bei dieser Gelegenheit wurde auch über zukünftige Zielstellungen beraten.

Lage und bauliche Ausstattung

Das IAP liegt ca. vier Kilometer südöstlich des Ostseebades Kühlungsborn an der Straße nach Kröpelin und damit Luftlinie 24 km westlich der Hafenstadt Rostock. Seine geographischen Koordinaten sind $54^{\circ}07'N$, $11^{\circ}46'O$. Der Institutskomplex besteht aus drei Gebäuden: (1) dem Instituts-Neubau als dem Hauptgebäude, (2) einer Villa, die vor 1933 als Wohnsitz für einen Ziegelei-Unternehmer gebaut wurde, und (3) einem separat liegenden Lager-Gebäude. Diese Gebäude bieten Raum für Büros aller Art, für moderne Labors, für die Bibliothek, für einen großen Versammlungs- und Vortragsraum so-

wie für benötigte Werkstatt- und Lagerräume. Für die Unterbringung von Gastwissenschaftlern und zur vorübergehenden Unterstützung neu eingestellter IAP-Mitarbeiter besitzt das Institut ferner 2 Gästeapartements im Ort Kühlungsborn.

Zum IAP gehört eine eigene Außenstation am nördlichen Rande des kleinen Ortes Juliusruh an der Ostküste der Insel Rügen. Ihre geographischen Koordinaten sind $54^{\circ}38'N$, $13^{\circ}24'O$. Auf dieser Außenstation befinden sich ein kombiniertes Wohn-, Büro- und Laborgebäude, ein 3-MHz-Radar, eine Ionosonde und ein Meteorradar. Weitere, kleinere geophysikalische Messgeräte sind auf dem Gebäude, dem Gelände und dem Ionosondenmast montiert.



Geographische Lage des ALOMAR-Observatoriums auf der Insel Andøya in Nordnorwegen und des Ortes Longyearbyen auf Spitzbergen.

im Berichtszeitraum 38 Planstellen, Annex-Mittel und eingeworbene Drittmittel zur Verfügung. Von den Planstellen sind 17 von Wissenschaftlern besetzt.

Zur Erfüllung seiner Forschungsaufgaben beteiligt sich das IAP ferner intensiv am Betrieb eines geophysikalischen Observatoriums - genannt ALOMAR - am Rande der Arktis, genauer gesagt auf der Insel Andøya in Nordnorwegen (geographische Koordinaten: $69^{\circ}17'N$, $16^{\circ}01'O$, d. h. 2 Grad nördlich des Polarkreises). Im Jahre 1993/94 wurde dort von norwegischen Forschungsinstitutionen ein modernes Observatoriumsgebäude für das Studium vielfältiger atmosphärenphysikalischer Prozesse errichtet. Der Vorteil dieses Standortes liegt u. a. darin, dass er in unmittelbarer Nähe zum Startplatz für Höhenforschungsraketen, der „Andøya Rocket Range“, liegt, wodurch der koordinierte Einsatz von bodengebundenen und raketentragenen Messmethoden ermöglicht wird. Die im Observatorium und seiner unmittelbaren Umgebung installierten Instrumente werden durch verschiedene internationale Forschungseinrichtungen beigestellt, wobei das IAP an einigen wichtigen Instrumenten als Betreiber und wissenschaftlicher Nutzer maßgeblich beteiligt ist. Im Einzelnen handelt es sich hierbei um ein Rayleigh/Mie/Raman-Lidar, ein VHF-Radar, ein MF-Radar und ein Meteorradar. Hierdurch bietet sich den Wissenschaftlern des IAP die Möglichkeit zum Studium der arktischen Atmosphäre mit modernen experimentellen Methoden. Im vorliegenden Institutsbericht werden auch Ergebnisse des mobilen Eisen-Lidars verwendet, welches im Dezember 2010 zur australischen Station Davis ($69^{\circ}S$) in die Antarktis transportiert wurde und dort seitdem wichtige Messungen zur Temperaturstruktur der Mesopausenregion durchführt.

Zahl der Mitarbeiter

Ende Dezember 2011 waren am IAP insgesamt 77 Mitarbeiter tätig, davon 26 Wissenschaftler, 16 wissenschaftlich-technische Angestellte, 8 für Verwaltung, Bibliothek und Sekretariat, 24 mit der Abfassung von Diplom- und Doktorarbeiten sowie als Praktikanten beschäftigte Studenten und 3 Arbeiter. Zur Vergütung dieser Mitarbeiter standen dem IAP

Veröffentlichungen

Von besonderer Bedeutung für das IAP sind Publikationen in wissenschaftlichen Fachzeitschriften. Hier hat sich die erfreuliche Entwicklung der letzten Jahre fortgesetzt. In den Jahren 2010/2011 sind insgesamt 86 Aufsätze mit Ergebnissen des IAP erschienen, davon 76 in Zeitschriften mit internationaler Begutachtung (s. Seite 145). Die Anzahl der begutachteten Publikationen pro Wissenschaftler und Jahr betrug im Durchschnitt 1,80. Dies ist deutlich mehr, als allgemein erwartet wird. Im Januar 2011 erschien ein Sonderteil im *Journal of Geophysical Research* mit Ergebnissen des CAWSES-Schwerpunkts der DFG. IAP-Mitarbeiter sind an 7 von 22 Artikeln beteiligt. Man kann feststellen, dass die am Institut erzielten Forschungsergebnisse hervorragend publiziert werden, und zwar in den weltweit besten Fachzeitschriften. Darüber hinaus wurden zahlreiche Vorträge und Poster auf internationalen Fachkonferenzen präsentiert.

Drittmittelinwerbung, Projekte

Laut seiner Vereinssatzung ist es dem IAP gestattet, einen Teil seiner Forschungsarbeiten durch das Einwerben von Drittmitteln zu finanzieren. Wie die folgenden Kapitel und die Liste der Drittmittelprojekte ab Seite 135 zeigen, war das IAP hierbei sehr erfolgreich. Drittmittel wurden im Berichtszeitraum von verschiedenen Einrichtungen eingeworben, so z. B. von der Deutschen Forschungsgemeinschaft, dem Bundesministerium für Bildung und Forschung, dem Ministerium für Bildung, Wissenschaft und Kultur Mecklenburg-Vorpommern, dem Bundesministerium der Verteidigung, dem Deutschen Zentrum für Luft- und Raumfahrt und der Europäischen Union.

Die Drittmittelinwerbung des IAP hat sich im Berichtszeitraum sehr positiv entwickelt. Dies betrifft z. B. Anträge im Rahmen des DFG-Schwerpunktprogramms CAWSES, wo das IAP mit insgesamt fünf Einzelprojekten sehr erfolgreich war (das Programm endete im Jahre 2011). Darüber hinaus hat das IAP im Rahmen des so genannten „Pakt-Verfahrens“ der WGL erfolgreich Projekte eingeworben. Neben den aktuell laufenden Projekten LOCHMES und „mesosphärische Eisphase“ wurde eine Verlängerung des Graduiertenkollegs ILWAO für die Jahre 2012 bis 2016 bewilligt. Damit kann die erfolgreiche Zusammenarbeit zwischen dem IAP, dem IOW und dem Labor für Strömungsmechanik der Universität Rostock fortgesetzt werden. Alle bisher im Rahmen des „Paktes“ beantragten Projekte des IAP wurden bewilligt (der Durchschnitt in der WGL insgesamt liegt bei nur ca. 30%). Damit hat das IAP wesentlich mehr Mittel im Wettbewerbsverfahren des Paktes eingeworben, als erwartet wurde. Im Jahre 2010 endete das Höhenforschungsraketen(Hfr)-Projekt ECOMA, welches hervorragende Ergebnisse über Aerosole in der mittleren Atmosphäre gebracht hat. Erfreulicherweise wurden zwei neue Hfr-Projekte (WADIS, TURB3D) eingeworben. Darüber hinaus wurde zum ersten Mal in Kooperation mit einem Wirtschaftsunternehmen (ARGUS) ein Drittmittelprojekt zur Entwicklung und Vermarktung von Hfr-Sensoren eingeworben. Auf Initiative des IAP wurde beim BMBF, zusammen mit anderen Einrichtungen, ein neuer Forschungsschwerpunkt mit der Bezeichnung ROMIC (Role of Middle Atmosphere in Climate) beantragt. Erfreulicherweise erfolgte die Ausschreibung im Februar 2012. Damit wird den Wissenschaftlern des IAP die Möglichkeit zur weiteren erfolgreichen Einwerbung von Drittmitteln geboten.

Generelle Arbeitsmittel

Als generelle Arbeitsmittel standen den Mitarbeitern des IAP im Berichtszeitraum zur Verfügung: eine effiziente Ausstattung an eigenen Rechnern und Zugang zu auswärtigen Großrechnern für die numerische Modellierung atmosphärischer Prozesse, 2 Rayleigh/Mie/Raman-Lidars, 1 transportables Kalium/Eisen-Lidar, 2 stationäre Metallatom-Lidars, 2 VHF-Radars, 2 MF-Radars, 2 Meteorwind-Radars, 1 Vakuumpumpstand für Tests und Kalibrierung von Instrumenten auf Höhenforschungsraketen, 1 Bodenstation für den Aufstieg von Radiosonden, Ozonsonden und sonstigen instrumentierten Ballons, 1 Ionosonde und 2 Messstrecken für Phasenhöhenmessungen. Seit Ende 2009 werden außerdem zum ersten Mal Wasserdampfprofile mit einem neuen Mikrowellenspektrometer in Kühlungsborn durchgeführt. Art und Umfang der mit unseren eigenen Instrumen-

ten gewonnenen Beobachtungen werden durch vielfältige Kooperationen mit deutschen und internationalen Forschungseinrichtungen noch deutlich erweitert. Für theoretische Arbeiten standen verschiedene Modelle zur Verfügung (KMCM, COMMA/IAP, LIMA, CARMA, ECHAM, MM5, HAMMONIA, ICON-IAP), teilweise durch Kooperation mit externen Einrichtungen.

Investitionen, infrastrukturelle Maßnahmen

Die experimentelle und rechentechnische Infrastruktur des IAP wurden im Berichtszeitraum weiter ausgebaut und qualitativ verbessert. Die Schwerpunkte der Investitionstätigkeiten lagen beim neuen VHF-Radar MAARSY, bei den Vorbereitungen des Eisen-Lidars für die Antarktiskampagne und bei der Anschaffung neuer Rechentechnik. MAARSY wurde in den letzten zwei Jahren (fast) bis zur endgültigen Ausbaustufe fertig gestellt und liefert seit Anfang 2010 beeindruckende Daten. Das neue Radar gehört zu den leistungsstärksten Anlagen weltweit. Unser Dank gilt dem BMBF, das diese Investition maßgeblich finanziell unterstützt hat. Im Jahre 2010 wurde das mobile Fe-Lidar für den Einsatz in der Antarktis (Davis, 69°S) vorbereitet und anschließend nach Davis transportiert. Die Messungen erfolgen seit Ende 2010 und verlaufen bisher quantitativ (2400 Stunden!) und qualitativ sehr erfolgreich.

Die Erneuerung und technische Aktualisierung der Instrumente nimmt einen zusehends größeren Raum bei den Investitionen des Instituts ein. Das ALOMAR-Observatorium gehört zu den weltweit besten Einrichtungen zur Erforschung der mittleren Atmosphäre und spielt für das IAP auch weiterhin eine wichtige Rolle. Einige bodengebundene Messungen erstrecken sich inzwischen über einen Zeitraum von mehreren Jahren, so dass langzeitige Entwicklungen studiert werden können.

Zu den infrastrukturellen Maßnahmen am IAP gehört die Renovierung der Villa, die im Jahre 2009 begonnen wurde. Wesentliche Arbeiten sind inzwischen abgeschlossen, wie z. B. der Umzug der Rechner in den Keller, die Schaffung neuer Gästewohnungen, die komplette Erneuerung der Elektroinstallation sowie die Wiederherstellung der historischen Fassade. Damit werden langfristig dieses schöne Gebäude für das IAP erhalten, einige Missstände abgestellt und neue Möglichkeiten geschaffen.

Am IAP gibt es die so genannte „Matrixstruktur“, d. h. neben den Abteilungen gibt es drei abteilungsübergreifende Arbeitsgruppen, die sich mit einer bestimmten wissenschaftlichen Thematik beschäftigen. Im Berichtszeitraum wurde die Matrixstruktur neu organisiert und folgende Themen definiert:

- Turbulenz (Leitung: Dr. B. Strelnikov und Dr. U. Schaefer-Rolffs)
- NLC und PMSE (Leitung: Dr. G. Baumgarten)
- Wellenprozesse und globale Zirkulation (Leitung: Dr. Ch. Zülicke)

Diese Arbeitsgruppen werden überwiegend von jungen Nachwuchswissenschaftlern aus dem IAP geleitet, denen damit die Möglichkeit zur selbstständigen Leitung eines eigenen Teilbereiches gegeben wird. Die Matrixstruktur hat sich in der Vergangenheit bewährt, da durch die Bündelung der Expertisen aus verschiedenen Abteilungen signifikante Fortschritte bei den behandelten Themen erbracht wurden.

Rechentechnik

(Th. Linow, J. Schacht, P. Schubert, T. Zinau)

Die Entwicklung der Rechnerinfrastruktur wurde im Berichtszeitraum fortgeführt. Zu Beginn des Berichtszeitraumes stand der Umzug der Rechentechnik innerhalb der Villa im Vordergrund. Die besondere Herausforderung bestand darin, trotz erheblicher Störungen durch Baumaßnahmen und Umzug den Rechenbetrieb praktisch störungsfrei zu gewährleisten. Im April 2010 war der neue

Rechnerraum fertig gestellt. Innerhalb von nur 3 Tagen gelang es, den Umzug soweit abzuschließen, dass grundlegende rechentechnische Dienste wieder bereitgestellt werden konnten.

Im gleichen Jahr wurde die geplante Ersatzbeschaffung des Fileservers umgesetzt. Im Juni 2010 wurde das System soweit umgerüstet und erweitert, dass eine Gesamtkapazität von maximal 1,3 PetaByte zur Verfügung steht. Diese Erweiterung war dringend erforderlich geworden, da die Kapazität des alten Systems aufgrund neuer Experimente (z. B. MAARSY) und umfangreicher Modellrechnungen erschöpft war. Im Frühjahr 2011 wurde ein neues Computersystem der Firma SGI installiert, welches über 816 Rechenkerne („Cores“) verfügt und damit die Möglichkeiten des alten Systems erheblich erweitert. Es wurde ein hybrides System ausgewählt, das sich zusammensetzt aus Clusterrechnern, d. h. aus einzelnen leistungsfähigen Rechnern, und aus einem Parallelrechner mit gemeinsamem Speicherbereich für alle Rechenkerne („shared memory“). Dies hat den Vorteil, dass bei unterschiedlich strukturierten Anwendungsprogrammen ein besserer Durchsatz erreicht wird. Das Computersystem erreicht eine theoretische Spitzenleistung von 8 TFlop/s, d. h. 8 Billionen Rechenoperationen in der Sekunde!

Im Jahre 2011 wurde die lokale Netzwerkinfrastruktur erneuert. Die vorhandene Hardware war überlastet, da eine Reihe von zusätzlichen Rechnern angeschlossen wurde und sich die Leistungsfähigkeit der vorhandenen Computer wesentlich erhöht hat. Dies erforderte eine Verbesserung des Datenaustausches zwischen den Rechnern. Das neue Netzwerk bietet mit 1 GBit/s im Vergleich zum alten System eine 10-fach schnellere Verbindung. Einige besonders wichtige Server erreichen sogar eine Kapazität von 10 GBit/s. Der Internetanschluss des IAP wurde im Berichtszeitraum redundant ausgelegt. Es bestehen jetzt zwei Verbindungen, je eine über Kiel und Rostock, mit einer Kapazität von jeweils 150 MBit/s. Damit ist eine höhere Ausfallsicherheit und eine Verdopplung der Kapazität erreicht worden.

Zusammenfassend darf man feststellen, dass sich die rechentechnische Infrastruktur des IAP und die Verbindung ins überregionale Datennetz in sehr gutem Zustand befindet und höchsten Anforderungen genügt.

Zusammenarbeit mit der Universität Rostock

Die Zusammenarbeit mit der Universität Rostock ist für das IAP von besonderer Bedeutung und verläuft auf mehreren Ebenen: Die drei Abteilungsleiter des IAP sind gleichzeitig Professoren an der Universität Rostock, halten dort Vorlesungen im Studiengang Physik, führen Seminare durch und betreuen Studenten für Abschlussarbeiten. Im Hauptgebäude des IAP wurde auch die Möglichkeit geschaffen, Versuche des physikalischen Praktikums der Universität Rostock durchzuführen. Außerdem haben mehrere Studenten die Möglichkeit wahrgenommen, am IAP an einem „Summer student program“ teilzunehmen. Die Doktoranden des IAP nehmen an einem Graduiertenseminar des Physikalischen Instituts teil und halten dort Vorträge über ihre wissenschaftlichen Arbeiten. Fachliche Anknüpfungspunkte ergeben sich insbesondere in der Experimentalphysik auf dem Gebiet von Laser-Anwendungen, der Clusterphysik, in der Strömungsmechanik bei der Messung von Turbulenz und in den Ingenieurwissenschaften bei der Entwicklung und Nutzung von Radargeräten.

Am Fachbereich Physik der Universität Rostock ist ein Master-Studiengang mit speziellen Orientierungen eingeführt worden. Es gibt in diesem Studiengang insgesamt vier Schwerpunkte, einer davon ist erfreulicherweise „Atmosphärenphysik/Ozeanographie“.

Die Anzahl der Physikstudenten hat sich in den letzten zehn Jahren verdreifacht! Dies wirkt sich auch auf das IAP aus: Es gibt wesentlich mehr Studenten in den Vorlesungen und mehr Abschlussarbeiten, die am IAP ausgeführt werden. Diese Entwicklung ist zu begrüßen, führt aber auch zu einer Mehrbelastung der Professoren und Lehrkräfte am IAP, die z. B. zusätzliche Vorlesungen und Übungen im Rahmen des Masterstudienganges anbieten müssen. Das IAP beteiligt sich damit erheblich an der Ausbildung von Studenten in Rostock und kümmert sich verstärkt um den wissenschaftlichen Nachwuchs. Im Berichtszeitraum waren 41 Studenten am IAP tätig, davon haben 12 ihre Abschlussarbeiten (Bachelor, Master, Diplom, Promotion) fertig gestellt. Hinzu

kommen 66 Praktikanten und Sommerstudenten. Im Sommer 2011 wurde zum ersten Mal eine Sommerschule, die von dem DLR und der NASA organisiert wurde, durchgeführt. Eine Reihe von amerikanischen und deutschen Studenten war für einige Tage am IAP in Kühlungsborn und in Juliusruh zu Besuch.

Als administrativer Rahmen für diese vielschichtige Kooperation zwischen dem IAP und der Universität Rostock dient eine „Vereinbarung über die Zusammenarbeit zwischen der Universität Rostock und dem Institut für Atmosphärenphysik“. Diese Vereinbarung wurde am 22. Oktober 2004 aktualisiert und hat sich bei der Berufung der beiden seitdem berufenen Abteilungsleiter des IAP zu Professoren an der Universität Rostock bestens bewährt.

Gäste, wissenschaftlicher Austausch

Der wissenschaftliche und technische Austausch mit Kollegen aus nationalen und internationalen Forschungseinrichtungen ist für die Mitarbeiter des IAP von großer Bedeutung und wird daher besonders gepflegt. Im Berichtszeitraum haben 36 Wissenschaftler und Studenten aus 13 Ländern für einen längeren Zeitraum (>3 Tage) am IAP gearbeitet. Mitarbeiter des IAP haben Forschungszentren auf der ganzen Welt besucht.

Nationale und internationale Kooperationen

Enge Kooperationsbeziehungen bestehen auf nationaler Ebene mit insgesamt 44 Einrichtungen, davon 19 Universitäts-Instituten, 6 Instituten der HGF, 4 WGL-Instituten, 3 Max-Planck-Instituten und 5 sonstigen Einrichtungen. Auf internationaler Ebene bestehen Kooperationen mit 72 ausländischen Forschungseinrichtungen. Einzelheiten zu diesen Kooperationspartnern sind am Ende des Berichtes ab Seite 139 zu finden.

Für vertiefte Analysen und Interpretationen der am IAP gewonnenen Daten werden folgende aus Kooperationen stammende Datensätze hinzugenommen: PMSE-Messungen auf Spitzbergen mit dem SOUSY-Radar der Universität Tromsø, Wasserdampfprofile auf ALOMAR von einem Mikrowelleninstrument des Max-Planck-Instituts in Katlenburg-Lindau, Temperaturprofile der Mesopausenregion der Colorado State University, LF-Drift- und Meteormessungen des Observatoriums Collm, Radar-Meteor-Daten aus niedrigen Breiten im Rahmen des CAWSES-Projektes CPEA, Daten der EISCAT- und Arecibo-Radars, Raketensondierungsdaten des Norwegian Defence Research Establishment in Kjeller, Satellitendaten von SME, UARS, TIMED, ODIN, ENVISAT, SNOE, AIM, AURA sowie Ergebnisse des globalen MLT-Radarnetzes. Die theoretischen Arbeiten stützen sich u. a. auf Datensätze vom ECMWF, NCEP und UKMO sowie auf weitere satellitengestützte Messungen (TOMS, SAGE, GOME, SSU, SBUV, MLS). Wir bedanken uns bei den zuständigen Einrichtungen für die Bereitstellung dieser Informationen.

Die Mehrheit der in diesem Bericht vorgestellten Arbeiten ist in nationale und internationale Forschungsprogramme eingebunden. Zu den wichtigsten zählen CAWSES (sowohl ein internationales Programm von SCOSTEP als auch ein DFG-Schwerpunktprogramm), EG-Environment Program, ALOMAR, den o. g. Satelliten-Missionen sowie die Projekte „Mesosphere Lower Thermosphere Coupling Study“ (MLTCS) und „Remote Sensing of the Middle Atmosphere from the Ground and Space“ des Solar-Terrestrial Energy Programs. Das DFG-Schwerpunktprogramm CAWSES ist hierbei von besonderer Bedeutung, da das IAP sowohl den Sprecher stellt als auch durch eine Reihe von Forschungsprojekten maßgeblich beteiligt ist.

Konferenzen

Es wurden Tagungen am IAP durchgeführt und Fachsitzungen auf internationalen Konferenzen organisiert, was ebenfalls zur positiven Darstellung des Instituts beiträgt. In den Jahren 2010/2011 haben am IAP insgesamt 7 nationale und internationale Konferenzen stattgefunden. Außerdem haben Mitarbeiter des IAP insgesamt 10 Fachsitzungen auf internationalen Tagungen organisiert, darunter in Wien (EGU), Bremen (COSPAR), Blacksburg (LPMR), San Francisco (AGU) und

in Hyères (ESA/PAC). Hervorzuheben ist die SCOSTEP-Tagung, die im Sommer 2010 in Berlin stattfand. Das IAP hat maßgeblich bei der Organisation dieser wichtigen internationalen Tagung mitgewirkt. Vom wissenschaftlichen Austausch abgesehen dienen diese Fachtagungen auch dazu, die Rolle des IAP auf dem Gebiet der Atmosphärenphysik im internationalen Umfeld zu festigen.

Öffentlichkeitsarbeit

Die Öffentlichkeitsarbeit spielte auch in diesem Berichtszeitraum eine wichtige Rolle für das Institut. In regionalen und überregionalen Zeitungen sowie in Fernseh- und Radiosendungen wurde über Ereignisse am IAP berichtet. Dies betrifft herausragende wissenschaftliche Ergebnisse, aber auch besondere Vorkommnisse, wie z. B. die Überreichung eines Förderbescheides durch den Wirtschaftsminister Jürgen Seidel sowie Erlebnisberichte aus der Antarktis. Das Institut wurde von einigen Gruppen besucht, wie z. B. von der „Wissenskarawane“, einer Gruppe von Schülern aus der näheren Umgebung. Das IAP beteiligt sich auch an der Broschüre „Leibniz Nordost“, in der über aktuelle Forschungsthemen aus den WGL-Instituten des Landes MV berichtet wird. Verschiedene Minister und Abgeordnete des Landtages und des Bundestages haben im Berichtszeitraum das IAP besucht und sich über aktuelle wissenschaftliche Arbeiten informiert. Der Präsident der WGL, Herr Prof. Karl Ulrich Mayer, besuchte am 9. Mai 2011 das IAP und präsentierte seine Vorstellungen von der zukünftigen Entwicklung der WGL.

Bilder aus dem Institutsleben

Legende zu den Bildern aus dem Institutsleben auf den nächsten drei Seiten:

- Bild 1: Gruppenfoto der IAP-Mitarbeiter zum Abschluss der SCOSTEP-Tagung STP12 in Berlin, 12.–16. Juli 2010, mit dem SCOSTEP-Präsidenten Prof. Robert Vincent und der Vizepräsidentin Prof. Brigitte Schmieder (links).
- Bild 2: Vortrag von Dr. Shin Suzuki am 21. April 2011 in Kühlungsborn
- Bild 3: Promotion von Frau Rahel Knöpfel an der Universität Rostock am 11. November 2011
- Bild 4: Institutsausflug in das Freilichtmuseum Groß Raden am 23. September 2011
- Bild 5: Ballonstart mit der LITOS-Nutzlast am 1. Juli 2010
- Bild 6: Ankunft des Fe-Lidar-Containers des IAP an Bord des Eisbrechers *Aurora Australis* der Australian Antarctic Division in der Antarktis
- Bild 7: Fe-Lidar-Container auf der australischen Antarktisstation Davis (69°S)
- Bild 8: Das ALOMAR-Observatorium mit drei Laserstrahlen am 24. Januar 2012
- Bild 9: Raketenstart während der ECOMA-Geminiden-Kampagne auf der Andøya Rocket Range am 12. Dezember 2010
- Bild 10: Aufbau eines Prototyps einer neuen Empfangsantenne des Meteorradars auf Andøya im September 2010
- Bild 11: Gruppenfoto mit Höhenforschungsrakete (u. a. mit CONE-Sensor des IAP) während der Phocus-Kampagne in Kiruna am 21. Juli 2011
- Bild 12: Montage empfindlicher Sensoren an die BEXUS-12-Nutzlast, kurz vor dem Start am 27. September 2011 in Kiruna
- Bild 13: Gruppenfoto der Teilnehmer der NASA/DLR-Summer School vor dem Hauptgebäude des IAP mit anschließendem Ballonstart am 21. Juli 2011
- Bild 14: Panoramaaufnahme des neuen VHF-Radars MAARSY auf Andøya am 16. März 2010

(Fotos: Dr. G. Baumgarten, Dr. J. Höffner, B. Kaifler, Dr. R. Latteck und M. Priester)

Weitere Abbildungen zu den am IAP und seinen Außenstationen verwendeten Einrichtungen und Instrumenten befinden sich in den nachfolgenden Einzelberichten.



Bild 1



Bild 2



Bild 3



Bild 4



Bild 5



Bild 6



Bild 7



Bild 8



Bild 9

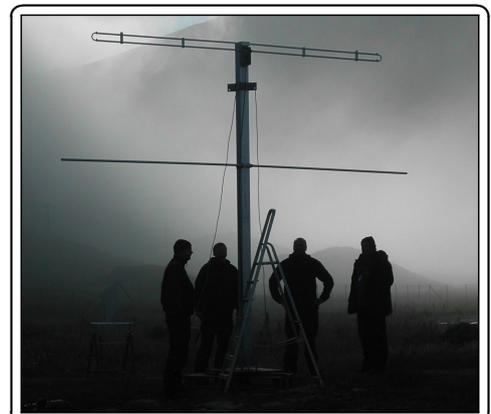


Bild 10



Bild 11



Bild 12



Bild 13

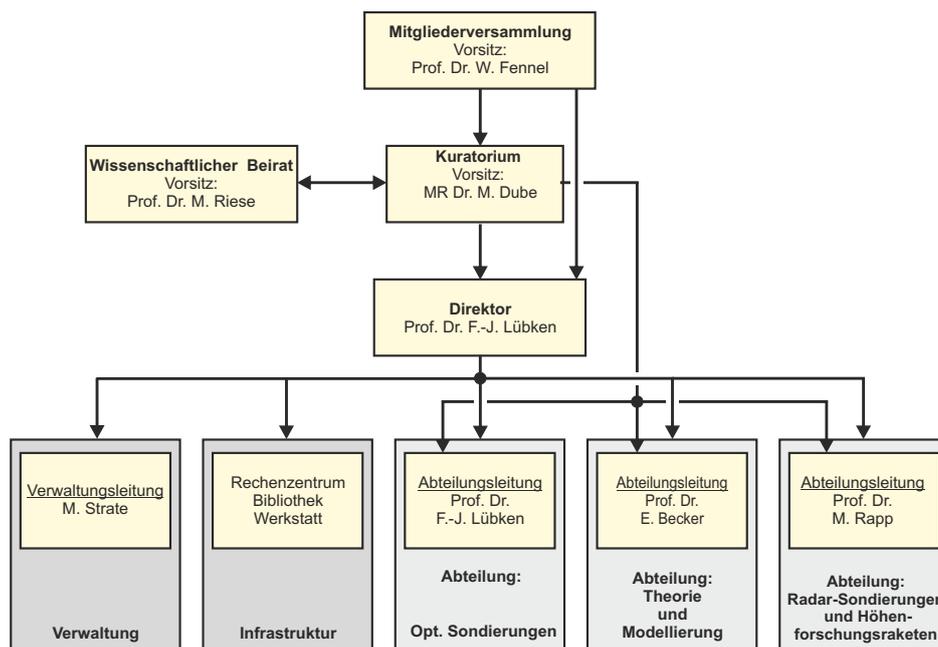


Bild 14

Organisation des IAP

Das IAP verfügt über eine Abteilungsstruktur mit abteilungsübergreifenden Forschungsschwerpunkten. Die Abteilungen heißen „Optische Sondierungen“, „Radar-Sondierungen und Höhenforschungsraketen“ sowie „Theorie und Modellierung“. Darüber hinaus gibt es abteilungsübergreifende Arbeitsgruppen („Matrix-Struktur“), in denen spezielle Themen aus den Forschungsschwerpunkten des IAP bearbeitet werden. Diese Arbeitsgruppen werden für einen Zeitraum von einigen Jahren gebildet und von Nachwuchswissenschaftlern des IAP geleitet.

**Organigramm des Leibniz-Institutes für Atmosphärenphysik e.V.
(Stand: 01.01.2011)**



Wissenschaftliche Arbeitsschwerpunkte in den Jahren 2010/2011

Das IAP arbeitet auf dem Gebiet der Atmosphärenphysik, wobei der Schwerpunkt auf der Erforschung der Atmosphäre zwischen 10 und 110 km liegt. Hierbei werden die Mesosphäre und die dynamischen Wechselwirkungen zwischen den verschiedenen Schichten der Atmosphäre besonders berücksichtigt. Ferner wird untersucht, ob es in der oberen Atmosphäre zu langfristigen Veränderungen kommt und ob diese u. U. zur frühzeitigen Warnung vor Klimaänderungen genutzt werden können. Am IAP werden drei Schwerpunkte bearbeitet:

- Erforschung der Mesosphäre
- Kopplung der atmosphärischen Schichten
- Langfristige Veränderungen in der mittleren Atmosphäre

Hinzu kommen zusätzliche wichtige Arbeitsfelder, die ab Seite 23 beschrieben werden.

Erforschung der Mesosphäre

Die Höhengschicht von etwa 50 bis 110 km wird in verschiedenen geographischen Breiten experimentell mit Hilfe von Lidars, Radars und Höhenforschungsraketen untersucht, wobei der Schwerpunkt auf der thermischen und dynamischen Struktur der Mesopausenregion liegt. Darüber hinaus werden Modellrechnungen unterschiedlicher Komplexität durchgeführt. Ziel dieser Arbeiten ist es, das lückenhafte Verständnis über die grundlegenden physikalischen Prozesse zu verbessern und die Bedeutung dieser Höhengschicht für das Gesamtsystem „Erdatmosphäre“ zu klären. Dazu werden folgende Themen bearbeitet:

Thermische und dynamische Struktur der Mesosphäre

Das thermische und dynamische Verhalten der Mesosphäre wird in mittleren und polaren Breiten auf unterschiedlichen räumlichen und zeitlichen Skalen studiert. Die experimentellen Untersuchungen konzentrieren sich auf Temperatur- und Windmessungen mit Lidars, Radars und Raketen. Bodengebundene Messungen mit Lidars und Radars werden an den Standorten Kühlungsborn, Juliusruh und Andenes (Nordnorwegen) sowie mit dem mobilen Fe-Lidar in Davis (69°S, Antarktis) durchgeführt. Außerdem werden Daten aus vorangegangenen Messungen in Spitzbergen verwendet. Hervorzuheben sind die Temperaturmessungen unter Tageslichtbedingungen in der Mesopausenregion mit Resonanz- und Rayleigh-Lidars sowie die Windmessungen mit dem RMR-Lidar in der oberen Stratosphäre und Mesosphäre. Messungen mesosphärischer Winde im Höhenbereich von 65 bis 95 km werden ferner kontinuierlich mit Mittelfrequenz- und Meteorradars durchgeführt. Dabei wurden im zurückliegenden Berichtszeitraum erstmalig Messungen der horizontalen Verteilung des mesosphärischen Windfeldes mit dem neuen MAARSY-VHF-Radar durchgeführt. Turbulente Strukturen in der polaren Mesosphäre und unteren Thermosphäre werden mit Hilfe von In-situ-Messungen auf Raketen und mit Radars erforscht. Der Einfluss von Wellen und Turbulenz auf die globale Zirkulation der Mesosphäre und deren Variabilität wird mit Hilfe globaler Zirkulationsmodelle unterschiedlicher Komplexität untersucht. Diese Ergebnisse des IAP fließen auch in andere numerische Modelle der Dynamik und Chemie der Mesopausenregion ein.

NLC, PMSE und PMWE

Das IAP widmet sich besonders geschichteten Phänomenen in der oberen Mesosphäre, wie NLC, PMSE und PMWE. Hierbei geht es insbesondere um die Charakterisierung der Morphologie dieser Schichten sowie um ein Verständnis der Zusammensetzung und Bildung der Eisteilchen, einschließlich der geophysikalischen Randbedingungen, die für die Erzeugung von NLC und PMSE von

Bedeutung sind (Temperatur, Wasserdampf, Turbulenz, etc.). Das Interesse an NLC und PMSE liegt darin begründet, dass diese Phänomene die besonderen thermischen und dynamischen Eigenschaften der sommerlichen Mesopause in mittleren und polaren Breiten widerspiegeln. Neben experimentellen Untersuchungen mit Lidars, Radars und raketengebundenen Instrumenten werden Modellrechnungen unterschiedlicher Komplexität zum tieferen Verständnis dieser Phänomene durchgeführt, z. B. mit den Modellen LIMA und CARMA. Mit LIMA ist es z. B. gelungen, die interhemisphärischen Unterschiede von Eisschichten zu simulieren und die langfristigen Variationen der von Satelliten gemessenen Häufigkeit und Helligkeit von NLC zu erklären.

Ein bisher nicht beantworteter Aspekt bei der Erzeugung der o. g. Schichten betrifft den Nukleationsprozess, von dem allgemein angenommen wird, dass er heterogen an so genannten Meteorstaubteilchen stattfindet. Zur Untersuchung der Eigenschaften dieser Staubteilchen wurden im Berichtszeitraum im Rahmen des ECOMA-Projektes insgesamt drei Höhenforschungsraketen bei gleichzeitiger Anwesenheit mesosphärischer Eiswolken gestartet. Alle diese Höhenforschungsraketen waren mit einem am IAP entwickelten Partikeldetektor ausgestattet und lieferten Hinweise auf die Zusammensetzung dieser Partikel, die in Zukunft durch Laboruntersuchungen in Zusammenarbeit mit dem Physikalischen Institut der Universität Rostock weiter studiert werden sollen. Ferner gelang es im Berichtszeitraum erstmalig, die dreidimensionale Struktur eines PMWE-Ereignisses zu vermessen. Die Ergebnisse zeigen einen engen Zusammenhang mit der Dynamik von Schwerewellen und legen eine enge Beziehung zwischen dem Brechen dieser Wellen und dem Auftreten von PMWE nahe.

Abschließend sei erwähnt, dass sich das IAP auch um die Quantifizierung des Meteoreintrages in die Mesopausenregion, also um die Quelle von Meteorstaubpartikeln, bemüht. Dazu werden sowohl Messungen mit Standard-Meteorradars als auch neuartige Messungen mit MAARSY analysiert.

Kopplung der atmosphärischen Schichten

Ein physikalisches Verständnis einer bestimmten Höhenregion der Atmosphäre erfordert die Einbeziehung der anderen Höhenregionen. Das IAP widmet sich daher mit Vorrang dem Verständnis der Kopplung der Schichten bis zur unteren Thermosphäre. Die wichtigsten Fragen betreffen die Erzeugung, Ausbreitung und das Brechen von Wellen sowie den Transport von Spurengasen.

Wellen und Turbulenz

Atmosphärische Wellen findet man auf sehr unterschiedlichen räumlichen und zeitlichen Skalen. Die wichtigsten Wellentypen außerhalb der Tropen sind Rossby-Wellen, interne Schwerewellen und thermische Gezeiten. Diese Wellen werden in der unteren Atmosphäre angeregt, breiten sich vertikal aus, dissipieren in unterschiedlichen Höhen und treiben so die residuelle Zirkulation an. Wellen sind damit das zentrale Element der dynamischen Kopplung der Schichten. Jedoch ist unser Verständnis der relevanten Prozesse, insbesondere was die Verknüpfung der Mesosphäre mit der Tropo- und Stratosphäre sowie mit der Thermosphäre betrifft, noch unzulänglich. Diese Thematik wird durch Kombination von Beobachtungen und Modellen bearbeitet und ist auch im Rahmen der „Leibniz Graduate School for Gravity Waves and Turbulence“ (ILWAO) sowie des Leibniz-Projektes „Long-term Changes in the Mesosphere“ (LOCHMES) von besonderer Bedeutung.

Mit Hilfe von Metallresonanz/Rayleigh-Lidars und Radars vermessen Mitarbeiter des IAP die thermische und dynamische Struktur von der Troposphäre bis zur unteren Thermosphäre und leiten daraus Gezeiten- und Schwerewellenparameter ab. Der vorhandene Datensatz ist inzwischen so angewachsen, dass auch jahreszeitliche Variationen der Schwerewellenaktivität untersucht werden können. Aus den Messungen mit dem Fe-Lidar auf ALOMAR und in der Antarktis wurden zum ersten Mal überhaupt thermische Gezeiten in der polaren MLT-Region abgeleitet. Diese sind um ein Vielfaches größer als aufgrund von idealisierten Modellrechnungen zu erwarten ist. Dies betrifft auch die thermischen Gezeiten in Kühlungsborn, wo aufgrund der Tageslichtfähigkeit der Lidars

im Berichtszeitraum zum ersten Mal ganztägige Temperaturmessungen möglich wurden. Durch Ergänzung des hochaufgelösten KMCM mit thermischer Gezeitenanregung wird die nichtlineare Wechselwirkung von Gezeiten und Schwerewellen beschrieben. Dabei zeigt sich, dass die großen Gezeitenamplituden im polaren Sommer einen wesentlichen Einfluss auf die Impulsdeposition durch Schwerewellenbrechen und somit indirekt auf die residuelle Zirkulation ausüben.

Die dynamische Kopplung von unterer und mittlerer Atmosphäre hängt auf der saisonalen und längerfristigen Zeitskala vor allem von den planetaren Rossby-Wellen ab. Die Struktur der stationären Rossby-Wellen sowie ihre Abhängigkeit vom solaren Zyklus wird auf Basis des Klima-Chemie Modells HAMMONIA in Kombination mit Satellitendaten und Reanalysen untersucht. Die durch planetare Rossby-Wellen ausgelöste interhemisphärische Kopplung sowie die genaue Analyse von winterlichen stratosphärischen Erwärmungen und der sommerlichen intrahemisphärischen Kopplung sind ebenfalls wichtige Forschungsthemen am IAP. Für weitere Untersuchungen dieser Prozesse wurde eine neue Parametrisierung orographischer Schwerewellen erarbeitet.

Turbulenz spielt für unser Verständnis der gesamten Atmosphäre eine entscheidende Rolle. Sie ist eng mit dem Brechen von Wellen und der Deposition von Wellenimpuls verknüpft, liefert direkte Beiträge zur großskaligen Wärmebilanz und mischt Spurenstoffe. Am IAP werden die Morphologie sowie die räumliche und zeitliche Verteilung von Schwerewellen und Turbulenz in der MLT anhand von Raketen-, Radar- und Lidarmessungen sowie anhand von KMCM-Rechnungen untersucht. Mit Hinblick auf die Makroturbulenz in der oberen Troposphäre und unteren Stratosphäre konnte das Skalenverhalten geschichteter Turbulenz für das mesoskalige $-5/3$ -Gesetz erstmals in einem globalen Modell nachgewiesen werden. In diesem Zusammenhang wurde ebenfalls die Rolle von Wasserdampf für die Schwerewellenabstrahlung aus baroklinen Wellen mit Hilfe des WRF-Modells abgeschätzt. Darüber hinaus wurde die Smagorinsky-Horizontaldiffusion im KMCM neu formuliert, so dass neben den Erhaltungssätzen auch die Skaleninvarianz im mesoskaligen Trägheitsbereich sichergestellt ist. Das neue Schema erlaubt insbesondere die Simulation des $-5/3$ -Gesetzes in der oberen Troposphäre ohne Zuhilfenahme einer künstlichen Hyperdiffusion.

Für den Höhenbereich der oberen Troposphäre und unteren Stratosphäre wurden außerdem neue Sensoren für hochaufgelöste Wind- und Temperaturmessungen auf Ballons entwickelt und mehrfach eingesetzt. Mit diesen Sensoren wurde zum ersten Mal überhaupt das turbulente Spektrum der Fluktuationen bis zum so genannten „viskosen Unterbereich“ der Turbulenz vermessen und somit die zuverlässige Ableitung turbulenter Parameter ermöglicht. Ziel der aktuellen Arbeiten ist es, die Messtechnik weiter zu optimieren, um möglichst einen operationellen Betrieb mit regelmäßigen Flügen auf Wetterballons zu ermöglichen.

Spurengasverteilungen – Dynamische und chemische Komponente

Spurengase koppeln die unterschiedlichen Höhenschichten sowohl über den Strahlungstransport als auch über chemische Reaktionen. Die Spurengasverteilungen werden wesentlich durch die residuelle Zirkulation bestimmt. Diese Zirkulation wird letztlich durch das Brechen der Wellen hervorgerufen und reicht in der Stratosphäre von den Tropen bis in hohe winterliche Breiten und in der oberen Mesosphäre vom Sommerpol bis zum Winterpol. Oberhalb der Mesopause kehrt sich die residuelle Zirkulation um. Turbulenz spielt ebenfalls eine entscheidende Rolle für die Umverteilung von Spurenstoffen. Im Rahmen von ILWAO wurde – in Analogie zu dem aus der Ozeanographie bekannten vertikalen Mischen von Salz und Sauerstoff durch interne Wellen – das entsprechende vertikale Mischen durch Schwerewellen in der MLT aufgezeigt. Dazu wurde das Chemie-Transportmodell MECTM mit den hochaufgelösten dynamischen Feldern des KMCM bei unterschiedlicher spektraler Filterung angetrieben. Das Mischen durch Schwerewellen wird bislang in Klima-Chemie Modellen ignoriert, hat jedoch weitreichende Konsequenzen für unser Verständnis der Photochemie der Mesosphäre. Dies betrifft z. B. den Transport von Methan, Wasserdampf und Eisteilchen oder den für die Photochemie wichtigen Eintrag von atomarem Sauerstoff aus der Thermosphäre in die Mesosphäre sowie das Vertikalprofil der Kohlendioxidkonzentration. Einige Spurengase, insbesondere Wasserdampf, spielen bei der Interpretation von NLC und PMSE eine

wichtige Rolle. Die dafür relevanten chemischen Prozesse werden mit Hilfe von LIMA beschrieben. Bei den Untersuchungen geht es um langfristige Variationen, z. B. im Zusammenhang mit dem solaren Zyklus.

Langfristige Veränderungen in der mittleren Atmosphäre

Die Untersuchung langfristiger Änderungen der Atmosphäre erfolgt sowohl aus grundlagenwissenschaftlichem als auch aus umweltpolitischem Interesse. Dabei ist am IAP vor allem die mittlere Atmosphäre von Interesse, da die hier beobachteten langfristigen Temperaturänderungen zum Teil erheblich größer sind und sich von der natürlichen Variabilität deutlicher abheben als in Bodennähe. Im Gegensatz hierzu haben raketengetragene Messungen in polaren Breiten überraschenderweise keinen Temperaturtrend gezeigt. Es werden die am IAP durchgeführten, langzeitigen Beobachtungsreihen (Reflexionshöhenmessungen im Langwellenbereich, Radar-Windbeobachtungen und Ionosondenmessungen) sowie Temperaturmessungen in der polaren Mesosphäre im Hinblick auf Trends analysiert. In diesem Zusammenhang werden auch die physikalischen Prozesse, die zu der beobachteten langfristigen Variation von Eisschichten (NLC und PMSE) führen, untersucht. Inzwischen liegen diese Messungen seit 14 Jahren vor, so dass z. B. Veränderungen mit dem solaren Zyklus untersucht werden können. Die Messungen zeigen diesbezüglich Variationen, die mit unserem bisherigen Verständnis der involvierten Prozesse nicht erklärt werden können. Diese Studien sind u. a. für die im DFG-Schwerpunkt CAWSES behandelten Themen von Bedeutung.

Die Messungen werden begleitet von Untersuchungen mit den Modellen COMMA/IAP und LIMA. Dabei wurden im Berichtszeitraum zum ersten Mal die Ursachen für die große Diskrepanz zwischen dem beobachteten und dem modellierten Temperaturtrend in der Mesosphäre aufgespürt. Es stellt sich heraus, dass neben dem Einfluss von Kohlendioxid auch Prozesse in der Stratosphäre für Trends in der Mesosphäre wichtig sind. Dies hat zur Folge, dass der Temperaturtrend in den letzten Jahrzehnten nicht gleichförmig ist, sondern z. B. durch die langzeitliche Entwicklung von Ozon moduliert wird.

Die langfristige Klimaänderung der Mesosphäre kommt im Wesentlichen durch einen veränderten Strahlungshaushalt aufgrund erhöhter Kohlendioxidkonzentration und durch dynamische Veränderungen, die von der Troposphäre ausgehen, zustande. So führt nach Modellsimulationen des IAP die bodennahe globale Erwärmung zu einer Intensivierung des Lorenz-Zyklus und damit zu verstärkten Schwerewellenquellen, wodurch sich die Sommermesosphäre rein dynamisch abkühlt. Ein detailliertes Prozessverständnis der Wechselwirkung dynamischer Effekte mit einem veränderten Strahlungstransfer wird auf Basis von KMCM im Rahmen des Leibniz-Projektes LOCHMES erarbeitet.

Weitere wichtige Arbeitsfelder und Methodenentwicklung am IAP

Neben den oben aufgeführten Forschungsschwerpunkten werden weitere wichtige Forschungsgebiete am IAP bearbeitet und experimentelle und theoretische Methoden weiterentwickelt. Einige Aspekte dieser Aktivitäten werden im Folgenden kurz beschrieben.

Zur Ableitung verlässlicher atmosphärischer Messgrößen aus Radar- und Lidarverfahren werden die Mess- und Auswertemethoden ständig weiterentwickelt. Zur weiteren qualitativen Verbesserung der mittels Metallresonanz- und Rayleigh-Lidars gewonnenen Temperaturprofile wird die Einsatzfähigkeit bei Tageslicht weiterentwickelt. Hierzu gehören u. a. besonders schmalbandige spektrale Filter im Nachweisweig sowie Teleskope mit kleinem Sichtfeld, deren Überlapp mit dem Laserstrahl durch geeignete Regelungstechnik gewährleistet sein muss. In diesem Zusammenhang steht auch die inzwischen abgeschlossene Umwandlung des Kaliumlidars zu einem Eisenlidar, mit dem zurzeit sehr erfolgreich Messungen in der Antarktis (Davis, 69°S) durchgeführt werden. Die Verbesserung der Tageslichtfähigkeit des RMR-Lidars in Kühlungsborn wurde im Berichtszeitraum abgeschlossen. Die vor wenigen Jahren begonnene Neuentwicklung von Windmessungen in

der Stratosphäre und Mesosphäre mit dem RMR-Lidar in ALOMAR zeigt deutliche Fortschritte, sodass bald mit Routinemessungen zu rechnen ist.

Seit 2010 ist ein neuartiges Mikrowellenspektrometer für die Messung von Wasserdampfprofilen über Kühlungsborn in Betrieb. Die hiermit gewonnenen Daten sind u. a. für die Interpretation von Eisschichten von großer Bedeutung. Zurzeit werden die Systemparameter und die Datenauswertung optimiert und die Daten ausgewertet.

Um erstmalig horizontal aufgelöste Messungen von Winden und Turbulenz zu ermöglichen, wurde das seit 10 Jahren im Betrieb befindliche ALWIN-VHF-Radar durch das neue „Middle Atmosphere ALOMAR Radar System“ (MAARSY) ersetzt. Dabei handelt es sich um einen aus 433 Yagi-Antennen bestehenden so genannten „Phased Array“, wobei jede einzelne Antenne über ein eigenes Sende- und Empfangsmodul verfügt. Durch geeignete Phasensteuerung jeder einzelnen Antenne ist damit gewährleistet, dass der Radarstrahl von Puls zu Puls in eine andere Richtung geschwenkt werden kann. Entsprechende Messungen mit MAARSY werden seit dem Sommer 2010 regelmäßig durchgeführt. Zur Auswertung wird an der Entwicklung neuer Algorithmen gearbeitet. Ferner werden erste Versuche zur Einbeziehung interferometrischer Methoden gemacht.

Im Berichtszeitraum wurde am IAP ein Detektor für den Nachweis von kleinen Aerosolteilchen in der Mesosphäre weiterentwickelt. Das in bisher 6 Raketenflügen erfolgreich getestete Verfahren beruht auf der aktiven Photoionisation der Aerosolpartikel durch UV-Photonen einer Xe-Blitzlampe und dem anschließenden Nachweis der dabei erzeugten Photoelektronen. Dieses Gerät wurde um zwei weitere Blitzlampen erweitert und in drei Flügen im Winter 2010 erfolgreich eingesetzt. Damit wurde in den abschließenden ECOMA-Flügen zusätzlich die Energieabhängigkeit der Photoelektronenströme bestimmt, woraus Informationen über die Zusammensetzung der Partikel abgeleitet werden sollen.

Die Nutzung verfügbarer globaler und regionaler Zirkulationsmodelle und deren Verwendung für IAP-spezifische Fragestellungen ist permanenter Bestandteil der Forschungsarbeiten. Fortlaufende Aufgabe ist zudem die Weiterentwicklung von eigenen Modellen und Auswertalgorithmen. Die Theorieabteilung arbeitet z. B. an der Anpassung von KMCM an die parallele Architektur des neuen Rechners. Auch wurde ein neues Verfahren zur Simulation des Tracertransports in spektralen Zirkulationsmodellen entwickelt und damit die direkte Kopplung von MECTM und KMCM vorbereitet. Weiterhin wurde für numerische Untersuchungen mit sehr hoher räumlicher Auflösung das neue Modell ICON-IAP implementiert. Damit sollen zukünftig nichthydrostatische Schwerewellen über den gesamten Höhenbereich von den troposphärischen Quellen bis in die MLT simuliert und ihre Relevanz für die globale Zirkulation abgeschätzt werden. Erste Arbeiten auf diesem Gebiet betreffen die Entwicklung der numerischen Algorithmen sowie die konsistente Übertragung des anisotropen Smagorinsky'schen Turbulenzmodells auf den nichthydrostatischen Fall.

Metallatomschichten in 80 bis 110 km Höhe

Mit Hilfe der Kalium/Eisenlidars wird die Morphologie von Metallatomschichten in verschiedenen geographischen Breiten untersucht. Diese Schichten entstehen durch das Verdampfen von Meteoroiden beim Eintritt in die Erdatmosphäre. Daher sind in diesem Zusammenhang auch die Messungen mit den Meteorradars des IAP von Bedeutung. Außerdem gibt es seit wenigen Jahren experimentelle Hinweise von Lidars und Radars, dass die Konzentration von Metallatomen durch Wechselwirkung mit Eisteilchen (NLC, PMSE) reduziert wird. Die physikalische Erklärung dieser Beobachtungen und eine quantitative Beschreibung werden am IAP weiterhin untersucht.

1 Temperaturtrends in der Mesosphäre

(F.-J. Lübken, U. Berger, D. Keuer, E. Becker)

1.1 Einleitung

Es ist unter Wissenschaftlern praktisch unbestritten, dass der Anstieg von anthropogenen Treibhausgasen in den letzten Jahrzehnten zu einem Temperaturanstieg in der Troposphäre geführt hat. In der mittleren Atmosphäre rechnet man dagegen allgemein mit einer Abkühlung, da ein Anstieg der Konzentrationen von infrarot-aktiven Gasen hier zu einer verstärkten Emission von Strahlung in den Weltraum führt. Dies kühlt die mittlere Atmosphäre. Auf die Frage, welche Auswirkungen mögliche Trends von dynamischen Größen haben könnten, gehen wir in Abschnitt 1.3 näher ein. Wir konzentrieren uns in diesem Kapitel auf Temperaturtrends in der Stratosphäre und Mesosphäre in der Sommersaison, da hier die natürliche Variabilität aufgrund von Wellen wesentlich kleiner ist als im Winter. Dies erleichtert den experimentellen Nachweis von Trends.

Typischerweise sagen Modellrechnungen eine Abkühlung der Stratosphäre und Mesosphäre von etwa 0,5–1 Grad pro Dekade voraus. In der unteren Stratosphäre liegen inzwischen lange Messreihen vor, die einen Temperaturtrend in der oben angegebenen Größenordnung bestätigen. Dagegen sind Temperaturmessungen in der oberen Stratosphäre und in der Mesosphäre schwieriger und daher seltener. Lange Messreihen liegen nicht vor. Hinzu kommt, dass mit zunehmender Höhe die Variation der solaren Strahlung mit dem solaren 11-Jahreszyklus an Bedeutung gewinnt. Dies erschwert die Analyse von Trends.

In Kühlungsborn wird seit Ende der 1950er Jahre die Reflexion von Radiowellen in der Ionosphäre vermessen. Die Reflexion erfolgt bei einer bestimmten Elektronendichte, die man bei einem Druck von etwa 0,006 hPa (bei einem festen Sonnenstandswinkel von $78,4^\circ$) in einer Höhe von ca. 82 km findet. Es zeigt sich, dass diese Reflexionshöhen in den letzten Jahrzehnten um ca. 1,5 km abgenommen haben (Abb. 1.1). Dies bedeutet, dass sich die Atmosphäre unterhalb dieser Höhe irgendwo abgekühlt haben muss. Mit anderen Worten: die Atmosphäre schrumpft. Man erkennt aus Abb. 1.1, dass die Abkühlung nicht stetig erfolgt, sondern z. B. in den letzten 20 Jahren deutlich kleiner ausfällt als zuvor. Wenn man nur den Zeitraum von 1961 bis 1996 berücksichtigt, und vorher den Einfluss der geomagnetischen Aktivität und des solaren Zyklus herausrechnet, ergibt sich aus den Messdaten eine Abnahme der Reflexionshöhe von -388 m/Dekade.

Aus den Phasenhöhenmessungen allein kann man nicht feststellen, wo unterhalb von ~ 82 km

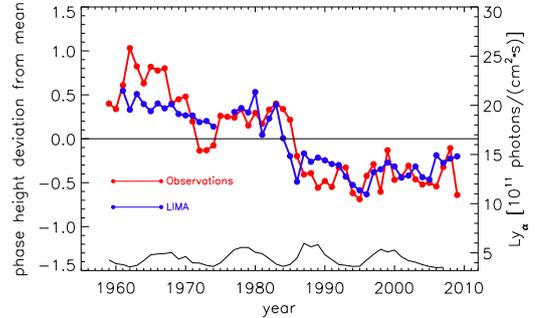


Abb. 1.1: Abweichung der Reflexionshöhen von Radiowellen (Mittelwerte im Sommer) vom langjährigen Mittel (rot). Kleinere Modulationen durch den solaren Zyklus und die geomagnetische Aktivität wurden entfernt. Modellergebnisse von LIMA (blau), wobei eine kleine Variation durch den solaren Zyklus ebenfalls entfernt wurde.

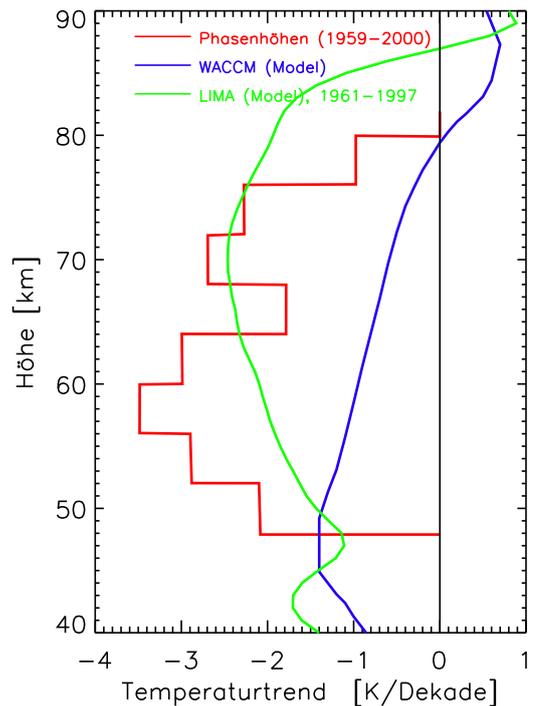


Abb. 1.2: Aus Phasenhöhenmessungen im Zeitraum 1959–2000 abgeleitete Temperaturtrends. Zum Vergleich sind Modellrechnungen des amerikanischen Modells WACCM nach Garcia et al. (*J. Geophys. Res.*, 2007) gezeigt.

die Abkühlung stattfindet. Man hat sich daher zunächst an französischen Lidarmessungen orientiert, die zwar einen kleineren Zeitraum abdecken, dafür aber ein Höhenprofil des Temperaturtrends ermitteln. Danach ergibt sich für den Zeitraum von 1979 bis 1997 die größte Abkühlung in der unteren Mesosphäre. Wenn man diese Höhenabhängigkeit für die Phasenhöhenmessungen verwendet, erhält man Temperaturtrends von bis zu $-3,5$ K/Dekade in ca. 60 km Höhe (Abb. 1.2). Dies entspricht im Messzeitraum von 1959 bis 2000 einer Abkühlung von insgesamt ca. 14 Grad(!). Diese Abkühlung ist viel stärker als man durch den Anstieg von Treibhausgasen erklären kann und konnte bisher von keinem Modell reproduziert werden.

1.2 Temperaturtrends mit LIMA

Das am IAP entwickelte Modell LIMA (Leibniz Institute Middle Atmosphere model) stützt sich vom Erdboden bis in ca. 35 km auf eine Klimatologie des ECMWF, welche ihrerseits auf Messungen beruht und bis 1961 zurückreicht. Oberhalb dieser Höhe geht das Modell sukzessive in den allgemeinen Modellzustand über, der u. a. durch Strahlung, Dynamik und Chemie bestimmt ist. LIMA wurde in den vergangenen Jahren intensiv benutzt, um Trends in mesosphärischen Eisschichten („leuchtende Nachtwolken“) zu untersuchen. Es stellt sich heraus, dass Temperaturtrends in der Höhe dieser Wolken komplex sind und z. B. je nach Höhenbereich sowohl negativ als auch positiv sein können. Außerdem wissen wir sehr wenig über Trends von Wasserdampf, der für die Bildung von Eisteilchen benötigt wird. Es hat sich jedenfalls herausgestellt, dass die Stratosphäre eine wichtige Rolle bei den Trends von Eisschichten spielt. Im nächsten Schritt haben wir die von LIMA berechneten Temperaturtrends mit verschiedenen, direkt gemessenen, Temperaturtrends verglichen. In Abb. 1.3 sind Temperaturmessungen der SSU-Satelliten (SSU = Stratospheric Sounding Units) in mittleren Breiten dargestellt. Gezeigt sind die Temperaturabweichungen vom langjährigen Mittel im höchst möglichen Höhenkanal (ca. 50 km). Man erkennt zunächst, dass LIMA sehr gut mit den Messungen übereinstimmt und den allgemeinen Verlauf der Temperaturtrends korrekt wiedergibt. Es fällt auf, dass auch hier die Trends nicht durchgängig gleich sind: Bis Mitte der 1990er Jahre nehmen die Temperaturen ab, danach sind sie praktisch konstant oder steigen sogar leicht an. Aus einem Fit an die SSU-Daten im Zeitraum 1980 bis 1997, der sowohl einen linearen Trend als auch eine Modulation mit dem solaren Zyklus beinhaltet, ergibt sich in diesem Zeitraum eine Temperaturänderung von $-2,4$ K/Dekade. Dies ist eine starke Abkühlung und ist vom Betrag her mehr als eine Größenordnung größer als die Aufwärmung in der Troposphäre (ca. $+0,13$ K/Dekade). Zum Vergleich mit den Phasenhöhen haben wir aus den LIMA-Daten die Höhe des Druckniveaus 0,006 hPa bestimmt. Wie man aus Abb. 1.1 sehen kann, beschreibt LIMA die zeitliche Entwicklung der Änderung der Phasenhöhen sehr gut.

Worauf sind nun die Temperaturtrends in der Mesosphäre zurückzuführen, und wie können wir die Tatsache erklären, dass der Trend nicht monoton verläuft, sondern sich im Laufe der Zeit ändert? Ein erster Hinweis auf mögliche Ursachen ergibt sich, wenn man die Zeitreihe mit der Entwicklung der Kohlendioxid- und Ozonkonzentration vergleicht. In Abb. 1.4 sind die Temperaturabweichungen aus LIMA in 70 km über Kühlungsborn dargestellt, zusammen mit der Ozonkonzentration an der Stratopause. Ein Fit, der sowohl diesen Verlauf von Ozon, als auch einen linearen Trend (entsprechend einer stetigen Abnahme von CO_2) und einen Ly_α -Effekt beinhaltet, beschreibt die LIMA-

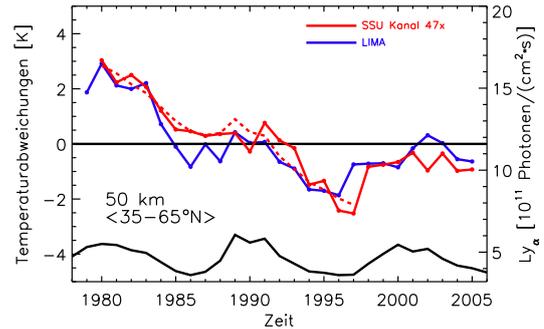


Abb. 1.3: Temperaturabweichungen vom langjährigen Mittel, gemessen mit den SSU-Satelliten (rot) und Modelldaten aus LIMA (blau). Gezeigt sind die Messwerte im höchsten Kanal („47X“; ca. 50 km) gemittelt über die Sommermonate (Juni–August) und den Breitenbereich um Kühlungsborn (genauer 35–65°N). Die gestrichelte Linie beschreibt einen Fit an die SSU-Daten (Details im Text). Zum Vergleich ist die Ly_α -Strahlung der Sonne als Maß für die solare Aktivität dargestellt (schwarze Kurve, rechte Achse).

Kurve sehr gut. Der Abfall der Temperaturen in der Mitte der 1980er Jahre deckt sich mit einem ähnlichen Abfall der Ozonkonzentration. Man erkennt außerdem, dass die sprunghaften Abkühlungen mit Vulkaneruptionen zusammenfallen, wobei nur Vulkane mit merklichen Auswirkungen in der Stratosphäre markiert sind (El Chichon am 28. 3. 1982, Mt. Pinatubo am 2. 4. 1991 und, mit weniger Auswirkungen, Mt. Agung am 18. 2. 1963). Es liegt die Vermutung nahe, dass ein Teil der temporären Ozon- und Temperaturabnahme in der Stratosphäre auf diese Vulkanausbrüche zurückzuführen ist. Hinzu kommt die langzeitliche Entwicklung der Ozonkonzentration. Es bleibt zu erwähnen, dass die Ozonkurve in Abb. 1.4 repräsentativ für die zeitliche Entwicklung der Säulendichte von Ozon ist (diese zeigt ein ähnliches zeitliches Verhalten). Wir wollen die möglichen Ursachen für den zeitlichen Verlauf der Ozonkonzentration in der Stratosphäre an dieser Stelle nicht näher untersuchen. Fest steht, dass dabei eine Reihe von Faktoren eine Rolle spielt, wie z. B. die FCKW-Konzentrationen, Vulkanausbrüche sowie die allgemeine Entwicklung der meteorologischen Hintergrundbedingungen in der Stratosphäre. Die Abkühlung der Stratosphäre und das damit einhergehende Schrumpfen der Atmosphäre führen dann zu einer Abkühlung in der Mesosphäre.

Um die einzelnen Beiträge zu den Temperaturtrends zu isolieren, wurden Modellläufe von LIMA mit verschiedenen Szenarien des Anstiegs von Spurengasen durchgeführt. Die Zeitabhängigkeit der Spurengaskonzentrationen orientiert sich so gut wie möglich an Messreihen. Dies betrifft zunächst den globalen Anstieg von CO_2 , der aus einer Datenbank von NOAA entnommen wurde. Bezüglich Ozons gibt es leider keine Messreihen über einen genügend großen Höhen- und Zeitbereich. Wir verwenden daher die SBUV-Messungen ab dem Jahre 1979 sowie, für die Zeit davor, die Klimatologie aus dem jüngsten WMO-Bericht. Beim Vergleich von verschiedenen LIMA-Läufen sei daran erinnert, dass jedwede Trends unterhalb von ca. 35 km durch die Adaption von ECMWF automatisch mitberücksichtigt sind. Wir wollen diese Trends im Folgenden als „ECMWF-Trends“ bezeichnen. Trends in CO_2 und O_3 wirken sich also in erster Linie in der Mesosphäre und im Übergangsbereich (ca. 35–45 km) aus. Es wurden folgende Läufe durchgeführt: a) nur ECMWF-Trends, b) ECMWF-Trends plus CO_2 -Trends, c) ECMWF-Trends plus O_3 -Trends, d) ECMWF-Trends plus CO_2 - plus O_3 -Trends. In Abb. 1.5 sind zunächst die Temperaturabweichungen für Lauf d) dargestellt, also Trends in ECMWF plus CO_2 plus O_3 (diese Kurve ist identisch mit derjenigen in Abb. 1.4). Außerdem sind die Differenzen zwischen folgenden Läufen dargestellt: Lauf b) minus a) (enthält also nur den CO_2 -Effekt), Lauf c) minus a) (enthält also nur den O_3 -Effekt) sowie Lauf d) minus a) (enthält also den Effekt von CO_2 plus O_3). Man erkennt aus Abb. 1.5, dass der CO_2 -Anstieg in der Mesosphäre eine Abkühlungsrate von ca. $-0,91$ K/Dekade bewirkt, die sich über den gesamten Zeitraum nicht ändert. Der reine Ozoneffekt liegt etwa in der gleichen Größenordnung, weist jedoch eine komplexere zeitliche Struktur auf. Die gesamte Temperaturänderung ist eine Überlagerung dieser komplexen Verläufe. Zum Vergleich mit den Phasenhöhenmessungen haben wir die gesamte Temperaturänderung aus LIMA (Abb. 1.2) im Zeitraum 1961–1997 über die

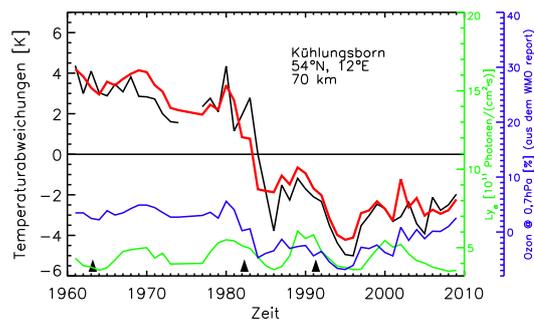


Abb. 1.4: Temperaturabweichungen in 70 km Höhe über Kühlungsborn nach LIMA (schwarz). Der Fit (rot) beinhaltet einen linearen Trend, die solare Aktivität (Ly_α , grün) und die Variation von Ozon (blau, siehe Text). Die Dreiecke markieren Vulkanausbrüche.

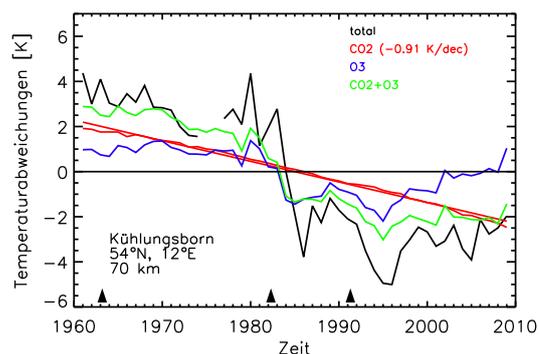


Abb. 1.5: Temperaturabweichungen in 70 km Höhe über Kühlungsborn nach LIMA (schwarz). Beiträge von Spurengasänderungen in der oberen Stratosphäre und Mesosphäre: Kohlendioxid (rot), Ozon (blau) und Kombination von beiden (grün). Die Dreiecke markieren Vulkanausbrüche.

Höhe integriert und erhalten eine Absenkung der Phasenhöhen um etwa 300 m, was den größten Teil der beobachteten Absenkung wiedergibt.

1.3 Temperaturtrends durch Schwerewellen?

Es wird allgemein erwartet, dass die anthropogenen Klimaänderungen in der Troposphäre zu einer veränderten Aktivität barokliner Wellen führen, was nach allgemeinem Verständnis mit einer veränderten Erzeugung nichtorographischer Schwerewellen verbunden sein sollte. Da Schwerewellen andererseits für die extrem niedrigen Temperaturen an der Sommermesopause verantwortlich sind, stellt sich die Frage, ob und in welchem Umfang ein solcher Trend zu Temperaturänderungen führen kann. Am IAP wird diese Fragestellung mit dem Modell KMCM im Rahmen des Projektes LOCHMES untersucht.

Es zeigt sich, dass vermehrte Schwerewellen in der Tat zu einer signifikanten Abkühlung der Mesosphäre um einige Grad führen, insbesondere an der Mesopause (Abb. 1.6). Andererseits wissen wir aus dem Vergleich von historischen NLC-Beobachtungen mit modernen Lidarmessungen, dass die Höhe der NLC seit mehr als 110 Jahren praktisch konstant geblieben ist. Da nach unseren Modellrechnungen ein annähernd linearer Zusammenhang zwischen NLC-Höhen und der Temperatur in 83 km Höhe besteht, kann man Höhenänderungen in Temperaturänderungen umrechnen. Aus dem Vergleich der NLC-Höhen (historisch mit aktuell) ergibt sich, dass sich die Temperatur in dieser Höhe um nur wenige Grad geändert haben kann. Dies schränkt Spekulationen über mögliche Temperaturtrends in der Mesopausenregion deutlich ein. Konkret bedeutet dies, dass die durch Schwerewellentrends verursachte Abkühlung (falls vorhanden) zumindest einen Teil der an der Mesopause erwarteten Erwärmung (siehe oben) kompensieren könnte.

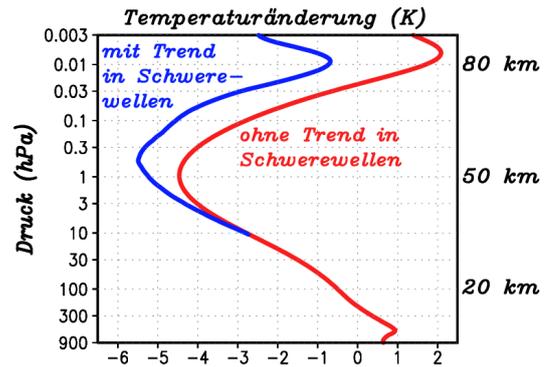


Abb. 1.6: Strahlung versus Dynamik. Die rote Kurve zeigt die Temperaturänderung seit 1960 im Sommer in mittleren Breiten gemäß dem WACCM-Modell. Diese ist hier mithilfe eines Strahlungsmodells auf KMCM abgebildet. Die blaue Kurve beschreibt die zusätzliche Abkühlung aufgrund verstärkter Schwerewellenaktivität nach KMCM. Insgesamt ergibt sich ein Absinken der 0,006 hPa-Druckschicht um 900 m.

1.4 Schlussfolgerung

Zusammenfassend lässt sich feststellen, dass die mittlere Atmosphäre sich generell abkühlt, wobei der Betrag des Temperaturtrends teilweise um mehr als eine Größenordnung größer ist als in der Troposphäre. Wir sind bei der Interpretation der Phasenhöhenänderungen und deren Ursachen (Temperaturtrends) einen wichtigen Schritt weiter gekommen. Die zeitliche Änderung der Temperatur erfolgt nicht monoton, sondern ist geprägt durch Phasen starker und schwacher Abkühlung. Dieses Verhalten wird durch verschiedene Faktoren verursacht, wie z. B. durch den Anstieg von Kohlendioxid oder die Langzeitvariationen von Ozon. Man sollte also bei der Nennung von Temperaturtrends immer den Zeitraum nennen, in dem die Trends bestimmt worden sind. Die Bestimmung von Trends in einer zu kleinen Periode birgt die Gefahr in sich, dass Trends über- oder unterschätzt werden. Trends in der mittleren Atmosphäre sind auch in anderen Größen zu beobachten. Windmessungen aus der Radarabteilung zeigen teilweise große Trends in der oberen Mesosphäre. Noch ist unklar, welche Rolle Schwerewellen bei den Temperatur- und Windtrends haben. Wir werden weitere Modellrechnungen durchführen und mit Messungen vergleichen, um das komplexe Geflecht von Temperatur- und Windtrends aufzulösen. Dabei kommt uns zugute, dass das BMBF Anfang 2012 ein neues Forschungsprogramm mit der Abkürzung ROMIC (Role of Middle Atmosphere in Climate) aufgelegt hat, im Rahmen dessen einige der hier genannten Fragestellungen untersucht werden sollen.

2 Anwendung von Radaren zur Untersuchung dynamischer Prozesse in der mittleren Atmosphäre

(P. Hoffmann, M. Rapp, E. Becker, R. Latteck, V. Matthias, M. Placke, W. Singer, G. Stober, M. Zecha, D. Keuer)

Zu den Kernaufgaben der Radarfernerkundung der mittleren Atmosphäre gehört die Quantifizierung grundlegender dynamischer Eigenschaften, insbesondere der Winde sowie ihrer Variabilität auf allen erfassbaren räumlichen und zeitlichen Skalen (planetare Wellen, Gezeiten, Schwerewellen). Dies ist entscheidend für ein Gesamtverständnis der mittleren Atmosphäre, da die Zirkulation in diesem Höhenbereich, der als der empfindlichste Teil der gesamten Atmosphäre für Klimaänderungen angesehen werden kann, wesentlich durch atmosphärische Wellen unterschiedlicher Perioden beeinflusst wird. Infolge der abnehmenden Luftdichte zeigen aufwärts propagierende Wellen in diesen Höhen exponentiell anwachsende Amplituden, bis sie dann brechen und zur Änderung des Grundstroms und sowohl direkt als auch indirekt zu deutlichen Änderungen der Temperaturen führen. Beispiele dafür sind Temperaturen von ca. 130 K in der polaren Mesopausenregion mit Abweichungen von mehr als 80 K von der Strahlungsgleichgewichtstemperatur sowie Trends in der mesosphärischen Sommertemperatur, die mehr als eine Größenordnung größer sind als die entsprechenden Änderungen in der Troposphäre. Andererseits beeinflusst der mittlere Wind selbst auch wieder die vertikalen Ausbreitungsbedingungen der Wellen durch Filterung an kritischen Schichten, bei denen die Phasengeschwindigkeit der Wellen dem Hintergrundwind entspricht. Ein Ziel der Anwendung von Radarverfahren zur Untersuchung dynamischer Prozesse liegt im Verständnis der Prozesse bei der Anregung, Ausbreitung und Dissipation von Wellen verschiedener Skalen. In diesem Beitrag werden dazu exemplarisch einige Ergebnisse gezeigt. Eine Übersicht über die auf unterschiedlichen Frequenzen arbeitenden Radar-Systeme des IAP wird im Kap. 17 gegeben. Wichtige Vorteile dieser Geräte sind zum einen der wetterunabhängige Messbetrieb und zum anderen die hohe zeitliche und vertikale Auflösung im Vergleich zu gegenwärtig verfügbaren Satellitenmessungen. Da einige dieser Radar-Systeme bereits seit mehr als 10 Jahren betrieben werden, sind die entsprechenden Daten auch zur Untersuchung langfristiger Veränderungen in der mittleren Atmosphäre, einem weiteren wissenschaftlichen Schwerpunkt des IAP, geeignet.

2.1 Winde und langperiodische Wellen in hohen und mittleren Breiten

Die kontinuierliche Bestimmung mittlerer Winde und der aus ihren Fluktuationen abgeleiteten Wellen basiert auf der Anwendung von zwei unterschiedlichen Radarverfahren. Bei den MF-Radaren werden Radiowellen auf Frequenzen zwischen 2 und 3 MHz ganzjährig in Höhen zwischen ~ 60 km und 95 km partiell an Störungen des Brechungsindex reflektiert. In diesen Höhen ist der Brechungsindex durch den ionisierten Teil der Luft (freie Elektronen) bestimmt, wobei die Ionisation im Wesentlichen durch solare Wellen- und Teilchenstrahlung erfolgt. Die mit dem Wind mitgeführten Brechungsindexvariationen bewirken eine Dopplerverschiebung des Radarsignals, die seit langem zur Bestimmung des Windes vom Boden aus genutzt wird. Messungen mit diesem Verfahren liegen in Juliusruh seit 1990 und in Andenes seit 1999 vor. Radiowellen im unteren VHF-Bereich (30–50 MHz) werden weiterhin an Meteorspuren reflektiert. Die Mehrzahl der in die Erdatmosphäre einfallenden Meteoroiden verglüht in Höhen zwischen etwa 75 km und 120 km und erzeugt dabei eine Ionisationsspur. Radarbeobachtungen der vom Wind transportierten Ionisationsspur

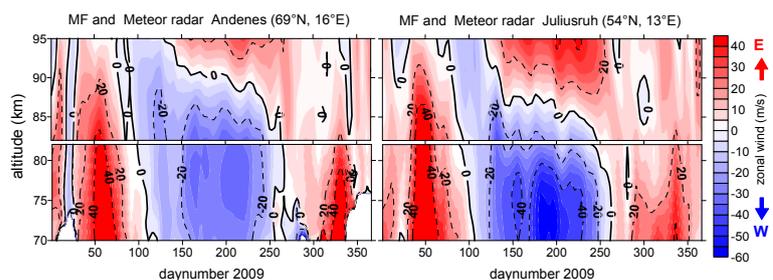


Abb. 2.1: Zonalwind im Jahr 2009 aus Messungen mit dem MF-Radar (70–82 km) und Meteorradar (82–95 km); links für Andenes, rechts für Juliusruh.

liegen in Juliusruh seit 1990 und in Andenes seit 1999 vor. Radiowellen im unteren VHF-Bereich (30–50 MHz) werden weiterhin an Meteorspuren reflektiert. Die Mehrzahl der in die Erdatmosphäre einfallenden Meteoroiden verglüht in Höhen zwischen etwa 75 km und 120 km und erzeugt dabei eine Ionisationsspur. Radarbeobachtungen der vom Wind transportierten Ionisationsspur

ermöglichen die Bestimmung des Windes im Höhenbereich zwischen 80 und 100 km aus der gemessenen Dopplerverschiebung. Messungen mit diesem Verfahren werden in Juliusruh seit 2007 und in Andenes seit 2002 durchgeführt. Um das Windfeld über einen möglichst großen Höhenbereich zu erfassen, kombinieren wir seit einigen Jahren die MF-Radar-Winde von 70–82 km mit den Ergebnissen vom Meteoradar von 82–97 km (Abb. 2.1). Die gute Übereinstimmung in Höhen von 82–84 km zeigt deutlich, dass sich beide Verfahren sehr gut ergänzen.

Die mittlere jahreszeitliche Variation des Zonalwindes (Abb. 2.1) ist durch einen typischen westwärts gerichteten Sommerjet unterhalb von 85 km bestimmt. Im Vergleich dazu zeigt das Windfeld in den Wintermonaten eine stärkere Variabilität durch eine erhöhte Wellenaktivität, die häufig auch zu den im Kap. 26 näher untersuchten Stratosphärenenerwärmungen führt. Die in Andenes und in Juliusruh gemessenen Windfelder unterscheiden sich besonders im Sommer. In mittleren Breiten wird ein stärkerer westwärts gerichteter Strahlstrom (Ostwind) sowie eine um ca. 3 km geringere Höhe der Umstellung der Zonalwinde (bei ca. 85–86 km) im Vergleich zu den Ergebnissen in hohen Breiten beobachtet.

Die Umstellung der Zirkulation führt im Sommer auch zu einer Reduktion der Aktivität planetarer Wellen, da sich diese nur in einem ostwärts gerichteten Wind ausbreiten können. Das zeigt sich auch im Jahresgang der aus Messungen in Juliusruh abgeleiteten langperiodischen Wellen in 85 km (Abb. 2.2). Oszillationen mit Perioden größer als 4 Tage werden vor allem im Winter beobachtet. Im Sommer werden in mittleren Breiten große Amplituden der Zwei-Tage-Welle beobachtet, und zwar zu den Zeiten, in denen auch die stärksten Windscherungen in der unteren Mesosphäre auftreten, die als verantwortlich für eine In-situ-Anregung der Zwei-Tage-Welle angesehen werden.

Abb. 2.2 zeigt ferner, dass im ganzen Jahr die halbtägige Gezeitenwelle gegenüber der ganztägigen Gezeitenwelle dominiert. Die Amplituden der halbtägigen Gezeit erreichen teilweise Werte um ± 40 m/s. Selbst in dem aus 10 Jahren bestimmten mittleren Jahresgang (Abb. 2.3) werden im Herbst Werte von mehr als 20 m/s erreicht.

Die in zeitlich hochaufgelösten Radarmessungen des Windes gefundenen Oszillationen liefern einen Hinweis auf die Existenz von Wellen, geben aber keine Hinweise auf deren spezifische Eigenschaften, wie z. B. Wellenzahl und Ausbreitungsrichtung. Zur Interpretation der punktuellen Radarbeobachtungen werden daher vermehrt auch globale Satellitenbeobachtungen, die allerdings eine deutlich geringere zeitliche und vertikale Auflösung haben, genutzt (siehe z. B. Kap. 26).

2.2 Schwerewellen

Aus den Fluktuationen der gemessenen Winde lassen sich auch Schwerewellen bestimmen. In Abb. 2.4 ist das mittlere Spektrum der Meridionalwinde des MF-Radars in Andenes für eine Höhe von 82 km dargestellt. Neben den durch thermische Gezeiten erzeugten Maxima für Perioden von 24 h und 12 h folgt das Spektrum einem für Schwerewellen charakteristischem Verlauf von $f^{-5/3}$. Die Bestimmung der Aktivität der Schwerewellen erfolgt hier aus der Summe der spektralen Leistungsdichte für definierte Periodenbereiche nach vorherigem Abzug der mittleren Grundwinde und Gezeitenwellen. In Abb. 2.5 ist der Jahresgang von Schwerewellen mit Perioden zwischen 3 und 9 Stunden aus Messungen in Andenes dargestellt. Der saisonale Verlauf ist durch eine halbjährliche Variation mit Minima zu den Äquinoktien und Maxima in den Wintermonaten bestimmt. Im Sommer wird ein sekundäres Maximum im Höhenbereich von 80 bis 90 km beobachtet.

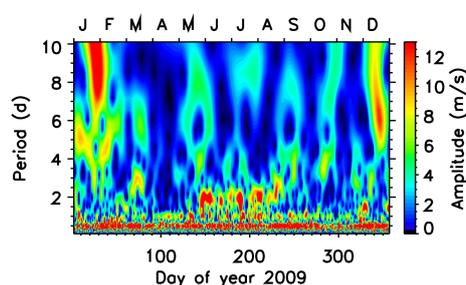


Abb. 2.2: Jahresgang der langperiodischen Wellen in 85 km (Juliusruh).

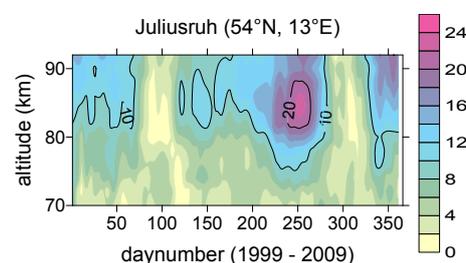


Abb. 2.3: Mittlerer Jahresgang der Amplitude der 12h-Gezeit (Juliusruh).

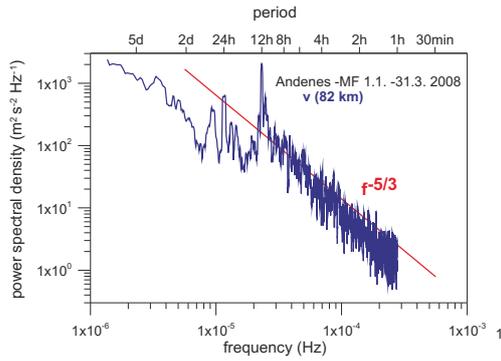


Abb. 2.4: Frequenzspektrum der Meridionalwinde in 82 km aus MF-Radarwindmessungen in Andenes.

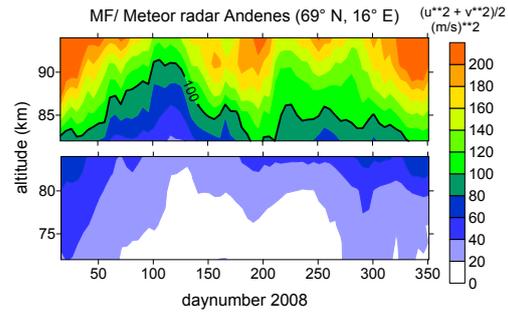


Abb. 2.5: Jahresgang der Schwerwellenaktivität für Perioden von 3–9 h aus Windmessungen mit den MF- und Meteorradaren in Andenes im Jahr 2008.

Die in der Mesosphäre beobachtete Schwerwellenaktivität ist sowohl von ihren Quellen in der Tropo- und Stratosphäre (z. B. Orographie, Konvektion, Starkwindgebiete) abhängig, enthält aber auch Informationen zu den durch den Hintergrundwind bestimmten vertikalen Ausbreitungsbedingungen. Diesem Ansatz folgend wird im Kap. 24 auf der Basis der nunmehr seit mehr als 22 Jahren vorliegenden Windmessungen in Juliusruh untersucht, inwieweit Trends in den mittleren Winden für langfristige Veränderungen der Schwerwellen verantwortlich sind. Die statistisch gefundene Relation zwischen zunehmender Schwerwellenaktivität bei zunehmendem Ostwind unterhalb von 80 km im Sommer wird auch durch eine Antikorrelation in den Jahr-zu-Jahr-Variationen der Schwerwellen in 80 km und des Windjets in ca. 75 km bestätigt. Dies motiviert daher die weitere gemeinsame Untersuchung von Wind- und Schwerwellentrends zu anderen Jahreszeiten und Breiten.

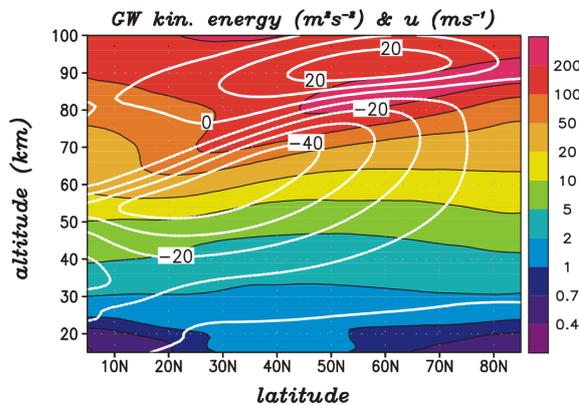


Abb. 2.6: Breitenabhängigkeit der Schwerwellenenergie (Farbe) und des Zonalwindes (weiß) im Sommer aus Simulationen mit dem KMCM.

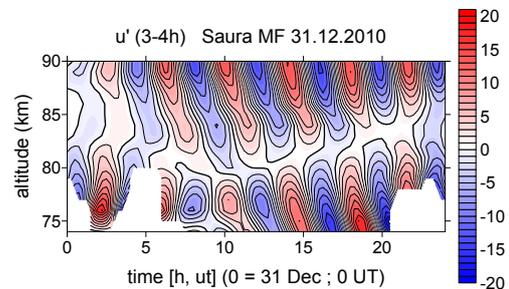


Abb. 2.7: Signaturen von Schwerwellen mit Perioden zwischen 3 und 4 h aus Messungen mit dem Saura-MF-Radar während einer PMWE im Dezember 2010.

Die unterschiedliche Höhe der Umkehr der sommerlichen Zonalwinde, die in Juliusruh bei ca. 85 km Höhe und in Andenes bei ca. 88 km beobachtet wird (Abb. 2.1), geht einher mit einer größeren Höhe der Impulsdeposition durch Schwerwellen. Diese Interpretation wird durch Modellergebnisse mit dem KMCM zur Breitenabhängigkeit der Schwerwellenenergie im Sommer gestützt, die in Abb. 2.6 mit den zum Pol abnehmenden zonal gemittelten Zonalwinden dargestellt sind. Dieses Ergebnis wird durch eigene Messungen in Andenes und Juliusruh bestätigt.

Neben den bisher gezeigten mittleren Schwerwellenaktivitäten werden aber auch Schwerwellen in konkreten Fallstudien untersucht. Ein Beispiel dafür ist in Abb. 2.7 gezeigt. Diese Fallstudie steht im Zusammenhang mit den im Kap. 20 vorgestellten ersten 3D-Beobachtungen von PMWE mit dem neuen MAARSY-VHF-Radar, in dem die beobachtete dreidimensionale PMWE-Struktur durch die Morphologie einer westwärts gegen den Grundstrom propagierenden Schwerwelle erklärt wird. Zusätzlich zu den dort gezeigten Ergebnissen werden in Abb. 2.7 Signaturen der Schwere-

wellen mit den abgeschätzten Perioden zwischen 3 und 4 h dargestellt. Die abgeleiteten Wellenstrukturen zeigen ein deutliches Maximum der Wellenaktivität in der Höhe der PMWE zwischen 19 und 20 Uhr bei ca. 75 km und abnehmende Amplituden in den Höhen darüber.

Eine weitere Fallstudie ist im Kap. 27, welches gleichzeitige Wellenbeobachtungen mit Radar und Lidar behandelt, gezeigt. Hier liegt das Ziel der Untersuchungen in der Überprüfung der Polarisationsrelationen zwischen Wind und Temperatur in den zeitgleich gefundenen Schwerewellen.

2.3 Vertikale Kopplungsprozesse während stratosphärischer Erwärmungen

Vertikale Kopplungen durch Wellen fast aller Periodenbereiche sind besonders ausgeprägt während stratosphärischer Erwärmungen (SSW). Dazu ist im Kap. 26 das mittlere Verhalten mesosphärischer planetarer Wellen relativ zum zeitlichen Verlauf von starken SSW mit Hilfe einer Kombination aus hochaufgelösten Radardaten und globalen Satellitendaten beschrieben.

Ein Beispiel zur Wellendynamik über einen ausgedehnten Höhenbereich ist in Abb. 2.8 für den Winter 2005/2006 gezeigt. Die plötzliche Zunahme der stratosphärischen Temperatur (d) ist zum Ende einer Phase erhöhter Aktivität der planetaren Welle 1 in 60° N (e) verbunden mit kurzfristigen Umstellungen der mesosphärischen Zonalwinde (a, b). Nahezu zeitgleich mit der SSW wird in der Mesosphäre eine reduzierte Schwerewellenaktivität (c) beobachtet, die zu einer Abkühlung in diesen Höhen führt. Die Periode nach der SSW ist mit einer deutlichen Abschwächung der planetaren Wellen (e) und einer Phase starker ostwärts gerichteter Winde (a, b) in der Mesosphäre verbunden. Diese typischen Winterbedingungen im Februar 2006 ermöglichen eine Ausbreitung von Schwerewellen (c) bis zur Mesopausenregion.

Offene Fragen bestehen in der Längen- und Breitenabhängigkeit dieser Effekte, die mit Hilfe von Satellitendaten und Modellen noch weiter zu bearbeiten sind. Ferner stellt sich die Frage, unter welchen Bedingungen eine Nutzung der häufig früher einsetzenden Veränderungen der mesosphärischen Winde und Wellen zur Vorhersage von Änderungen in der Strato- und Troposphäre möglich ist.

Die am IAP vorhandenen experimentellen Voraussetzungen zur Radarfernerkundung stellen eine sehr gute Basis für die Untersuchung dynamischer Prozesse in der mittleren Atmosphäre dar. Mit der Inbetriebnahme des neuen MAARSY-Radars (siehe Kap. 18) ergeben sich völlig neue Möglichkeiten zur Erkennung horizontaler Wellenstrukturen in der Mesosphäre, aber auch in der Tropo- und unteren Stratosphäre. Beispielsweise ermöglichen die nun neu geschaffenen technischen Möglichkeiten zur zeitgleichen Erfassung der radialen Windgeschwindigkeiten eine Anwendung komplexer Analysemethoden zur Bestimmung des horizontalen und vertikalen Windfeldes und der Wellenstrukturen (siehe Kap. 21). Weitere wichtige Aspekte der zukünftigen Interpretation der Radarbeobachtungen liegen in der verstärkten Nutzung globaler Satellitendaten, in der engen Kooperation mit den am IAP verfügbaren Experimenten zur optischen Sondierung der Atmosphäre sowie in der Zusammenarbeit mit der Theorieabteilung zur atmosphärischen Zirkulation und der sie bestimmenden Wellendynamik.

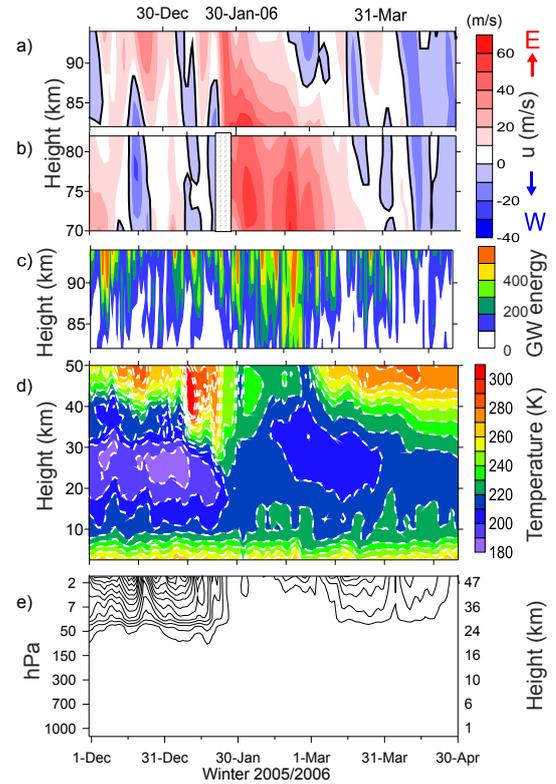


Abb. 2.8: Zonalwind, Andenes (a: Meteorradar, b: MF-Radar); (c) Schwerewellenaktivität; (d) Temperaturen (ECMWF, Andenes); (e) Amplitude Welle 1 (ECMWF, 60° N).

3 Modulationen des Schwerewellenantriebs im Bereich der Sommermesopause

(E. Becker, R. Knöpfel)

Um langfristige Veränderungen in der Atmosphäre einordnen zu können, muss man externe Ursachen und die interne Variabilität im Zusammenhang betrachten. Letztere hängt in der Regel mit nichtlinearen dynamischen Vorgängen zusammen. Diese Verknüpfung von Trends und interner Variabilität ist für die Troposphäre evident. So ist etwa die Klimaänderung auf der Nordhemisphäre mit einem Trend in sogenannten Variabilitätsmustern verknüpft. Das bekannteste dieser Muster ist die Arktische Oszillation. Sie wird durch die Aktivität planetarer Rossby-Wellen verursacht.

Wesentlich stärker als in der Troposphäre werden langfristige Veränderungen in der winterlichen Strato- und Mesosphäre von dynamisch bedingten Variationen überlagert. Beispiele hierfür sind in der nördlichen Hemisphäre die stratosphärischen Erwärmungen, aber auch Verschiebungen der quasi-stationären Wellen. Bei zonal gemittelter Betrachtung kann man davon ausgehen, dass sich im Winter die Arktische Oszillation mindestens bis zur Mesopause fortsetzt und dabei durch entgegengesetzte Temperaturvariationen in Strato- und Mesosphäre charakterisiert ist. Dabei hängt die Gegenläufigkeit der Mesosphäre mit veränderten Ausbreitungsbedingungen der Schwerewellen in den darunter liegenden Schichten zusammen.

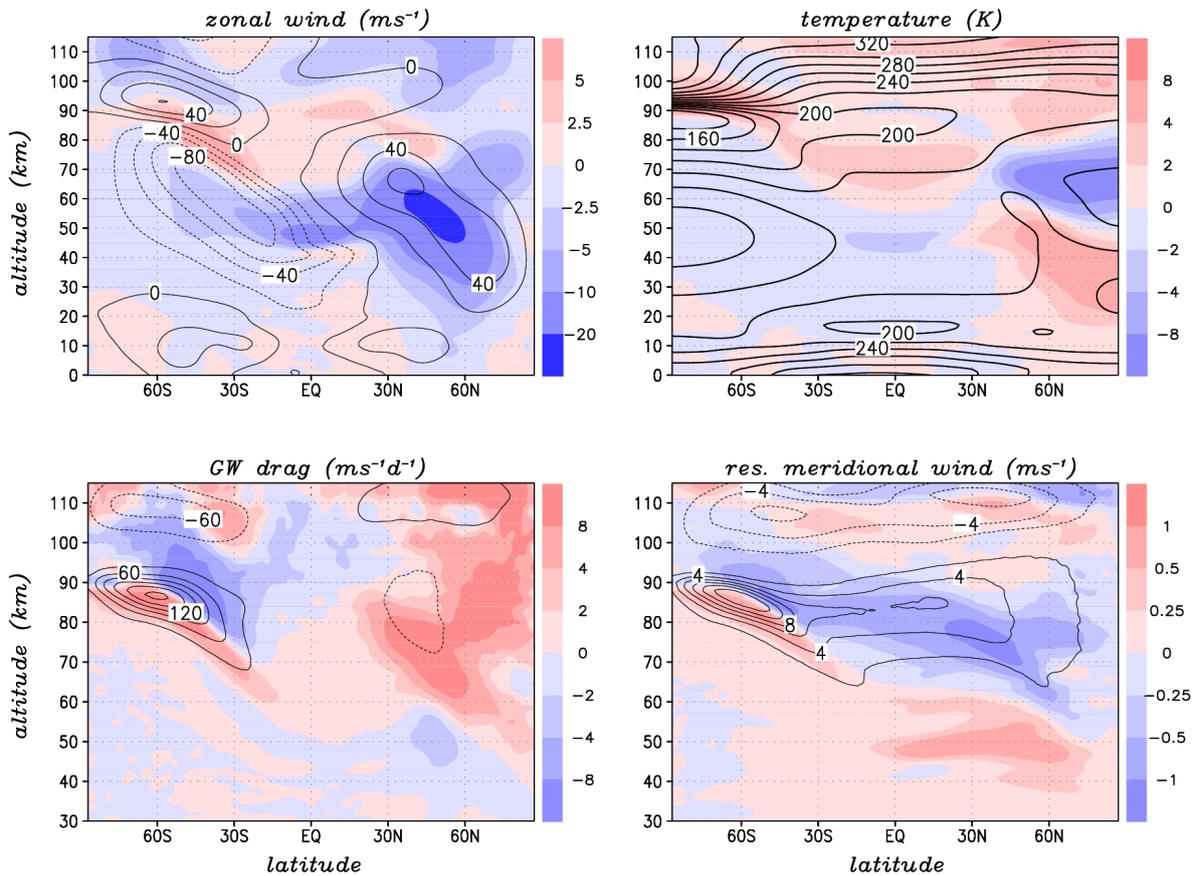


Abb. 3.1: Variabilitätsmuster der Interhemisphärischen Kopplung im Winter der Nordhemisphäre: Unterschiede (Farben) zwischen Monaten mit stratosphärischen Erwärmungen und der Kontrollklimatologie (schwarze Isolinien) aus einer Langzeitsimulation mit KMCM. Die einzelnen Teilbilder zeigen die Ergebnisse für Zonalwind (m/s), Temperatur (K), Schwerewellenantrieb (m/s/d) und residuellen Meridionalwind (m/s).

Mit der Entdeckung der Interhemisphärischen Kopplung wurde klar, dass sich die Arktische Oszillation, bzw. die entsprechende Antarktische Oszillation im Winter der Südhemisphäre, glo-

bal bis zur polaren Sommermesopausenregion fortsetzt. Diesen Zusammenhang haben zahlreiche Beobachtungsstudien der jüngsten Zeit belegt. Auch zeigt sich das Muster der Interhemisphärischen Kopplung robust in globalen Zirkulationsmodellen. Abb. 3.1 illustriert das Muster anhand der Differenz zwischen einer Stichtaganalyse stratosphärischer Erwärmungen und der entsprechenden Kontrollklimatologie auf Basis einer KMCM-Simulation (siehe Kap. 35). Ausgehend von einer Erwärmung der nördlichen polaren Stratosphäre zusammen mit einer leichten Abkühlung in den Tropen erkennt man in der Mesosphäre einen umgekehrten meridionalen Temperaturdipol. Im oberen Teil der südlichen Sommerhemisphäre schließt sich daran eine Erwärmung an, die erst über dem Sommerpol in etwa 90–95 km ihr Maximum erreicht.

Der Mechanismus der Interhemisphärischen Kopplung ist inzwischen hinreichend verstanden und ergibt sich allein aus der Wechselwirkung zwischen extratropischen Schwerewellen und der residuellen Zirkulation, wie anhand von idealisierten KMCM-Simulationen nachgewiesen wurde. Im Folgenden sollen einige weitere mögliche Ursachen für Modulationen des Schwerewellenantriebs in der Sommermesosphäre erörtert werden: solare Protonenereignisse, thermische Gezeiten, Klimatrends und Intrahemisphärische Kopplung.

Solare Protonenereignisse beeinflussen die polare Sommermesosphäre direkt, indem durch Ionisation und katalytische Reaktionen das Ozon abgebaut wird. Dadurch nimmt die Aufheizung durch Absorption von UV-Licht in der unteren polaren Mesosphäre (um 50–65 km) über einige Tage ab. Wie mithilfe eines KMCM-Sensitivitätsexperimentes herausgefunden wurde, entsteht allein durch diese Abkühlung der unteren Mesosphäre eine Erwärmung im Mesopausenbereich um mehr als 10 Grad, die zudem nach Abklingen der Ozonanomalie noch mehr als 10 Tage anhält. Diese Erwärmung ist rein dynamisch bedingt. Sie resultiert letztlich aus der positiven Zonalwindanomalie, die sich aufgrund der Abkühlung der unteren Mesosphäre aus der thermischen Windgleichung ergibt. Wegen der Windanomalie werden die ostwärts laufenden Schwerewellen zu kürzeren vertikalen Wellenlängen hin refraktiert und brechen deshalb in etwas niedrigeren Höhen. Dadurch reichen der aufsteigende Ast der residuellen Zirkulation und die damit verbundene adiabatische Abkühlung nicht mehr ganz so hoch, was schließlich zu höheren Temperaturen um ca. 80–95 km führt.

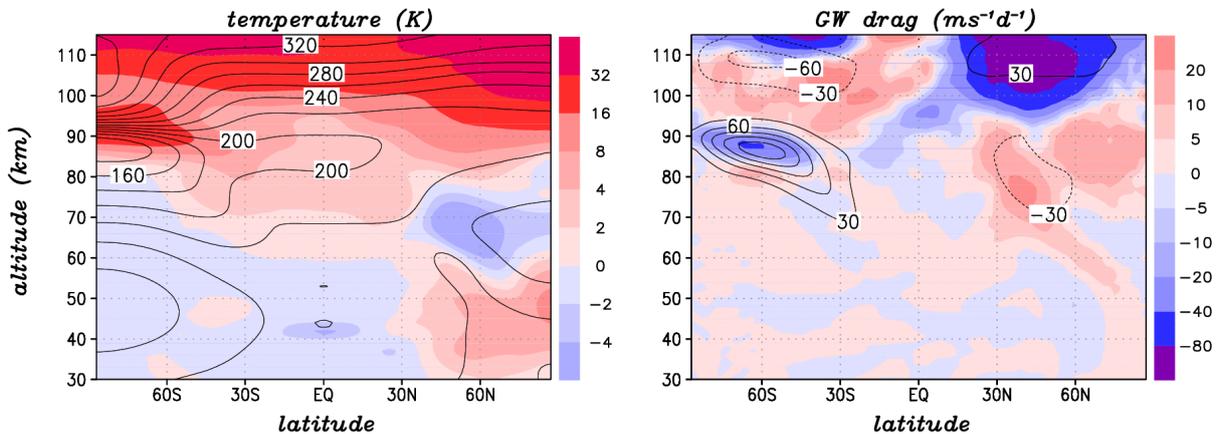


Abb. 3.2: Klimatologische Änderungen (Farben) am Beispiel von Temperatur (K) und Schwerewellenantrieb (m/s/d), die sich im Modell mit voller Berücksichtigung der nichtlinearen Gezeiten-Schwerewellenwechselwirkung relativ zu einer Kontrollsimulation (schwarze Isolinien) ohne Gezeitenanregung im Winter der Nordhemisphäre ergeben.

Thermische Gezeiten sind planetare Schwerewellen, die durch den Tagesgang der solaren Einstrahlung angeregt werden. Sie sind die einzigen atmosphärischen Wellen, die sich nahezu ungehindert von der Grenzschicht bis weit in die Thermosphäre ausbreiten. Auch wenn thermische Gezeiten selbst keinen nennenswerten Beitrag zum Antrieb der residuellen Zirkulation leisten, haben Untersuchungen ihrer genauen Ausbreitung und Anregung sowie ihrer nichtlinearen Wechselwirkung mit anderen Wellen immer wieder Aufschluss über dynamische Kopplungsprozesse in der Atmosphäre gegeben. Von globalen Zirkulationsmodellen und Messungen ist generell bekannt, dass die Gezei-

tenamplituden in mittleren und hohen Breiten wesentlich größer sind, als dies nach der linearen Theorie zu erwarten wäre. Von daher ist die Frage nach einer Modulation des Schwerewellenantriebs durch Gezeiten berechtigt. Mithilfe eines Sensitivitätsexperimentes auf Basis der bisherigen Version des KMCM mit aufgelösten Schwerewellen und Temperaturrelaxation als Strahlungsparametrisierung wurde der indirekte Einfluss thermischer Gezeiten auf die residuelle Zirkulation abgeschätzt. Dazu wurde das KMCM mit den Gezeitenanregungen durch Wasserdampfabsorption und Konvektion in den Tropen sowie durch Ozonheizung in der mittleren Atmosphäre so ergänzt, dass sich in hohen Breiten Gezeitenamplituden vergleichbar mit IAP-Messungen ergaben (siehe Kap. 6 und Kap. 9). Der Vergleich mit der Kontrollsimulation ohne Gezeiten liefert dann die Effekte der Gezeiten auf die globale Zirkulation der mittleren Atmosphäre. Diese Unterschiede sind in Abb. 3.2 anhand von Temperatur und Schwerewellenantrieb dargestellt. Die Effekte sind nur in der Sommer-MLT robust, weil hier die interne Langzeitvariabilität im Vergleich zum Winter eine untergeordnete Rolle spielt. Offenbar führen Gezeitenvariationen im Mittel zu einer Absenkung der Brechungsniveaus der Schwerewellen und damit des äquatorwärtigen Astes der residuellen Zirkulation, was sich wiederum in einer wärmeren Sommermesopause zeigt. Eine genaue Analyse zeigt, dass in der positiven Phase der Gezeit des Zonalwindes die im Sommer ostwärts laufenden Schwerewellen in niedrigeren Höhen brechen, während der umgekehrte Effekt der negativen Phase dies nicht aufwiegt. Der so veränderte mittlere zonale Wind führt wiederum dazu, dass schnelle westwärtige Schwerewellen in der sommerlichen Thermosphäre weiter oben dynamisch instabil werden. Die starke Erwärmung der thermosphärischen Schichten im KMCM kommt durch die Energiedeposition der Gezeiten in Form von Reibungswärme zustande. Alle anderen bekannten Zirkulationsmodelle der mittleren Atmosphäre ignorieren diese Energiedeposition durch Gezeiten.

Auch der Klimatrend bringt Modulationen des Schwerewellenantriebs hervor. Hier kommen zwei unterschiedliche Prozesse zum Tragen, die sich in der Sommermesosphäre verstärken, aber an der Mesopause kompensieren. Über den ersten Prozess haben wir schon früher berichtet. Er besagt, dass die globale Erwärmung durch CO_2 -Verdopplung in der Troposphäre zu verstärkten Schwerewellenquellen führt. Gemäß eines entsprechenden Sensitivitätsexperimentes mit KMCM folgt daraus ein verstärkter vertikaler Schwerewellenfluss von ostwärtigem Impuls in die Sommermesosphäre. Im Einklang mit dem „downward control“-Prinzip führt dies zu einer dynamisch bedingten Abkühlung von einigen Grad, wobei der maximale Effekt direkt an der Mesopause auftritt, wo die residuelle Zirkulation äquatorwärts abknickt (siehe Kap. 1). Abb. 3.3a zeigt die berechnete Änderung für die Temperatur und die Stromlinien der residuellen Zirkulation. Im Gegensatz zu dieser dynamisch induzierten Klimaänderung führen die Strahlungsänderungen durch CO_2 -Zunahme in der mittleren Atmosphäre generell zu einer Abkühlung. Ausnahme ist die kalte Sommermesopause, wo die Absorption von Wärmestrahlung aus der Troposphäre die Emission überwiegt. Wir haben das entsprechende Muster in einem Sensitivitätsexperiment mit der neuen Version des KMCM, in der u. a. eine neuartige Berechnung des Strahlungstransfers implementiert wurde, nachgestellt (siehe Abb. 3.3c). Um hier tatsächlich dieselben atmosphärischen Schichten mit denen des Kontrollexperimentes zu vergleichen, müssen Druckkoordinaten gewählt werden. Denn die große Strahlungsabkühlung im Bereich der Stratopause bei CO_2 -Verdopplung führt bekanntlich zu einem starken Absinken der darüber liegenden Luftmassen.

Bemerkenswert ist bei beiden Modellantworten, dass sich die Veränderung des Zonalwindes (Abb. 3.3b und d) so einstellt, dass die daraus resultierenden Verschiebungen der Brechungsniveaus der Schwerewellen der Temperaturänderung entgegenwirken. Im ersten Fall führt die positive Zonalwindanomalie dazu, dass die Schwerewellen in niedrigeren Höhen brechen, was einer dynamischen Erwärmung direkt oberhalb der Mesopause entspricht. Im zweiten Fall kommt es aufgrund der Strahlungserwärmung im Mesopausenbereich zu einer negativen Zonalwindanomalie direkt darüber. Dadurch verschieben sich die Brechungsniveaus zusammen mit der dynamischen Abkühlung weiter nach oben. Zudem konzentriert sich die residuelle Zirkulation bei CO_2 -Verdopplung unterhalb der Mesopause mehr in den mittleren Breiten. Zukünftig sollen im Rahmen des Leibniz-Projektes LOCHMES die beiden in Abb. 3.3 dargestellten Prozesse erstmalig mithilfe der neuen Version des KMCM mit aufgelösten Schwerewellen zusammenhängend untersucht werden.

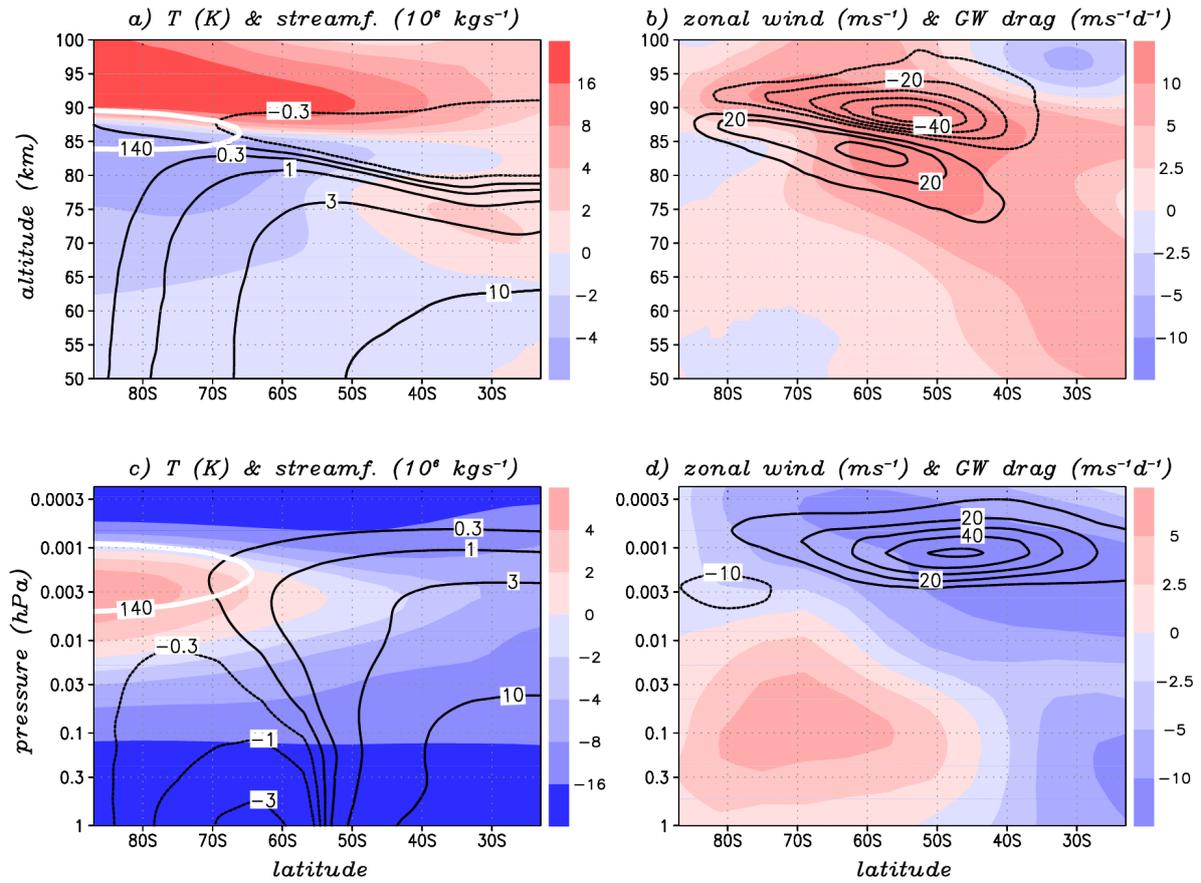


Abb. 3.3: Simulierte Klimaänderungen in der südlichen Sommer-MLT. Oben: aufgrund verstärkter troposphärischer Schwerewellenquellen, ohne Strahlungsänderung. Unten: aufgrund der Strahlungsänderung durch CO_2 -Verdoppelung, ohne weitere Rückkopplungsänderungen und bei Annahme fester troposphärischer Schwerewellenquellen. In den Teilbildern a und c zeigen die Farben die Temperaturänderung und die Konturlinie für 140 K ist weiß eingezeichnet. Die Teilbilder b und d zeigen jeweils mit Farben die Änderung im Zonalwind und mit schwarzen Isolinien die Veränderung des Schwerewellenantriebs (Konturen für $\pm 10, 20, \dots$ m/s/d). Das Druckintervall in c, d beschreibt für die Kontrollsimulation dasselbe Höhegebiet wie in a, b.

Die in jüngster Zeit entdeckte Intrahemisphärische Kopplung wird in Kap. 36 im Zusammenhang mit der Nord-Süd-Asymmetrie behandelt. Wie die dort vorgestellte Langzeitsimulation mit KMCM zeigt, ist diese Kopplung vermutlich ein genereller dynamischer Aspekt, der allein durch planetare Rossby-Wellen bedingten hemisphärischen Unterschiede. Allerdings wird die Intrahemisphärische Kopplung durch den Einfluss des Ozonlochs über der Antarktis im Frühsommer (ebd.) erheblich verstärkt.

Insgesamt zeigen die aufgeführten Beispiele, dass man die langfristigen Veränderungen in der Sommer-MLT nur mit Kenntnis der begleitenden dynamischen Prozesse belastbar interpretieren kann. In der Vergangenheit ging man eher davon aus, dass letztere mehr oder weniger wie ein gegebener Zusatz (Offset) zu berücksichtigen seien. Allerdings waren die hier aufgezeigten Modulationen nicht bekannt und auch gegenwärtig sind unsere Abschätzungen über Schwerewellen noch mit großen quantitativen Unsicherheiten behaftet. Diese Situation zu verbessern und die oben diskutierten Mechanismen besser zu quantifizieren, ist weiterhin eine der Hauptaufgaben des IAP.

4 Stationen der optischen Sondierung mit Lidar-Systemen

(M. Priester, G. Baumgarten, G. von Cossart, J. Fiedler, M. Gerding, J. Hildebrand, J. Höffner, B. Kaifler, N. Kaifler, M. Kopp, T. Köpnick, J. Lautenbach, F.-J. Lübken, R. Ostermann, T. Viehl)

Zu den wissenschaftlichen Schwerpunkten des IAP gehören die Erforschung der mittleren Atmosphäre und die Untersuchung der vertikalen und meridionalen Kopplung. Dazu werden unter anderem Lidarmessungen über einen weiten Höhenbereich von teilweise 1 bis über 100 km Höhe durchgeführt. Breitenabhängige Prozesse werden durch Lidarmessungen an verschiedenen Standorten erfasst, die sowohl mittlere Breiten (Kühlungsborn, 54°N) als auch hohe Breiten (Andenes, 69°N) abdecken. Die Lidarinstrumente werden vor allem zur Beobachtung thermodynamischer Parameter wie Temperatur und Wind sowie geschichteter Strukturen in der Meso- und unteren Thermosphäre, wie leuchtender Nachtwolken (NLC) oder Metallschichten, eingesetzt.



Abb. 4.2: Teleskophalle des IAP-Hauptgebäudes in Kühlungsborn mit den Laserstrahlen der RMR-Lidars (grün sowie infrarot und ultraviolett)

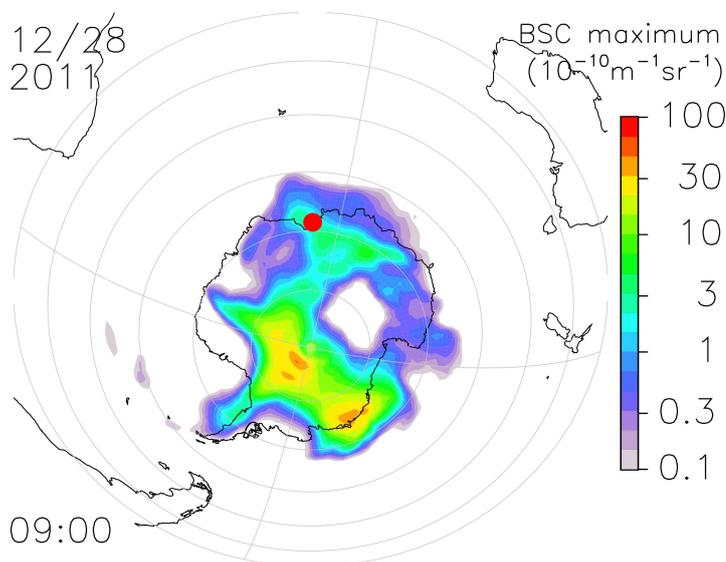


Abb. 4.1: Standort des mobilen Eisen-Temperatur-Lidars des IAP (siehe Markierung 69°S). Die Hintergrundgrafik zeigt farbige die Ausdehnung einer leuchtenden Nachtwolke nach Berechnungen des LIMA/Eis-Modells (siehe Kap. 10).

Ein gemeinsamer Aspekt der Messungen aller Standorte ist die Untersuchung von leuchtenden Nachtwolken (NLC), die vor allem in polaren Breiten (siehe Kap. 6, 10 und 13) und gelegentlich auch in mittleren Breiten (siehe Kap. 8) beobachtet werden. Im Gegensatz zum Standort Andenes sind in Kühlungsborn auch im Sommer Messungen bei Dunkelheit und damit bei deutlich besserem Signal-Rausch-Verhältnis möglich. Dies ermöglicht neben der Detektion auch schwacher NLC vor allem einzigartige Lidar-Messungen der Temperatur in NLC-Höhe (ca. 83 km), woraus dann Aussagen über die Entstehungs- und Transportmechanismen der Eispartikel abgeleitet werden können. Seit 2009 sind erstmals auch NLC-Messungen bei Tageslicht in mittleren Breiten und damit gleichzeitige Messungen mit sog. Mesosphärischen Sommer-Echos (MSE) möglich, die vom OSWIN-Radar praktisch nur bei Tag empfangen und ebenfalls auf Eispartikel zurückgeführt werden. Durch die Kombination der Kühlungsborner Lidar-Systeme können NLC bei zurzeit vier Wellenlängen untersucht und so Rückschlüsse auf Partikeleigenschaften gezogen werden. Temperaturmessungen werden in Kühlungsborn nicht nur in der Mesopausenregion, sondern von der Troposphäre bis in die untere Thermosphäre durchgeführt (ca. 1 bis 105 km).

Das ALOMAR RMR-Lidar in Andenes (69°N) erlaubt die Beobachtung von Temperaturen und ihrer Variation in der Stratosphäre und Mesosphäre bei Tag und Nacht. Messungen werden seit 1994 durchgeführt. Der daraus entstandene Datensatz von 10700 Stunden Lidarmessungen ermöglicht umfangreiche statistische Auswertungen (siehe Kap. 13). Die hohe zeitliche Auflösung ermöglicht über einen extrem weiten Höhenbereich Untersuchungen der zeitlichen Variation der Temperatur aufgrund von Schwerewellen und Gezeiten. Zudem sind hier Untersuchungen des Horizontalwinds mit dem Lidar möglich (siehe Kap. 15), die die am gleichen Standort durchgeführten Radar-Windmessungen auf einen für die Wellenausbreitung sehr wichtigen Höhenbereich ausdehnen. Die Messungen des RMR-Lidars am ALOMAR-Observatorium werden durch eine Reihe weiterer aktiver und passiver Fernerkundungsinstrumente ergänzt, die von internationalen Instituten betrieben werden, sowie durch In-situ-Messungen mit Höhenforschungsraketen, die an der nur wenige Kilometer entfernten Andøya Rocket Range (ARR) gestartet werden.

Neben den stationären Lidar-Systemen in Kühlungsborn und Andenes betreibt das IAP ein mobiles Doppler-Resonanzlidar, das in den letzten Jahren für nahezu untergrundfreie Messungen am Tage auf Eis umgestellt wurde (Abb. 4.4).



Abb. 4.4: Das mobile Eisen-Temperatur-Lidar während der Messkampagne in Davis (69°S)

on der störenden Vibrationen im System erreicht werden. Durch Neubau des Teleskops und Umbau des gesamten Teleskopraumes konnte sowohl eine wesentlich höhere Stabilität des Teleskops erzielt als auch das Transportproblem des empfindlichen Spiegels endgültig gelöst werden. Der zeitraubende Neuaufbau und Justage des Teleskops vor Ort entfällt dadurch zukünftig. Im Vorfeld wurde zusätzlich der Laser gekapselt. Alle Geräte unterliegen jetzt vollständig der Computerkontrolle, womit zukünftig leichter Messungen mittels Fernkontrolle durchgeführt werden können. Durch viele weitere Maßnahmen können nun die bereits auf Andøya durchgeführten Messungen von Temperatur/Wind, Eisendichte und Aerosolen von der Stratosphäre bis zur Mesosphäre mit deutlich weniger Aufwand mittels Fernüberwachung routinemäßig durchgeführt werden. Durch Austausch der 20 Jahre alten Elektronik und Pumpkammern des Ringlasers und der Kapselung des Lasers wurden in Davis 2500 Betriebsstunden mit nur einem Blitzlampensatz erreicht. Einmal mehr zeigte sich dabei, dass die Alexandrit-Ringlaser-Technik des Containers überraschend robust ist und Messungen über lange Zeiträume ohne besondere technischen Schwierigkeiten erlaubt.

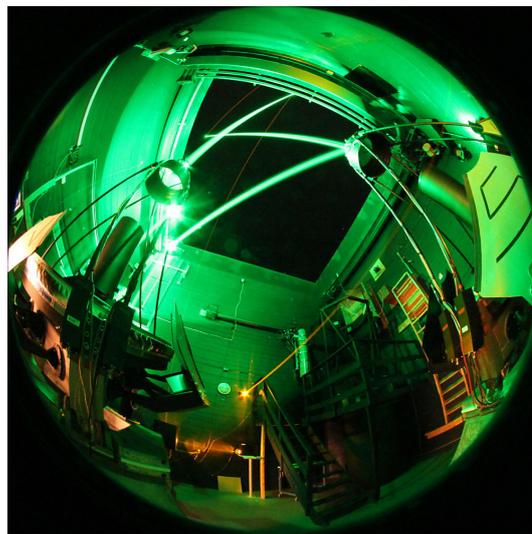


Abb. 4.3: ALOMAR RMR-Lidars in Nordnorwegen mit Nd:YAG-Laserstrahlen (grün) und Na-Weber-Lidar (orange). Die Teleskope sind für Windmessungen 20° aus dem Zenit geneigt.

Seit Dezember 2010 werden mit dem Fe-Lidar Messungen an der Antarktis-Station Davis (69°S) durchgeführt. Für die Messungen unter den dort herrschenden Bedingungen wurden am mobilen Fe-Lidar umfangreiche Änderungen und Modernisierungen durchgeführt. Die Messungen unter arktischen/antarktischen Bedingungen in der Vergangenheit hatten gezeigt, dass insbesondere die Kühlung des Instrumentes unter solchen extremen klimatischen Bedingungen unzureichend ist und immer wieder zu längeren Ausfällen des Systems führt. Wiederholt wurde dabei auch der Ringlaser beschädigt. Durch die Verlagerung der Kompressoren für Klimaanlage und Ringlaser in eine externe, mitgeführte Holzkiste konnte sowohl eine größere Kühlleistung als auch eine Redukti-

5 Neue technische Entwicklungen bei den Lidarsystemen des IAP

(M. Gerding, G. Baumgarten, G. von Cossart, J. Fiedler, J. Hildebrand, J. Höffner, B. Kaifler, N. Kaifler, T. Köpnick, M. Kopp, J. Lautenbach, F.-J. Lübken, M. Priester, T. Viehl)

Die IAP-Lidars in Kühlungsborn und ALOMAR wurden in den vergangenen Jahren kontinuierlich für Atmosphärenmessungen eingesetzt (siehe Kap. 8–15) und gleichzeitig weiterentwickelt. Darüber hinaus wurde in Kühlungsborn ein weiteres RMR-Lidar in Betrieb genommen. Das mobile Fe-Lidar des IAP wurde nach einer Generalüberholung in die Antarktis verschifft (siehe Kap. 6). In diesem Kapitel fassen wir die wichtigsten technischen Neuerungen der Lidars zusammen.

Inbetriebnahme des neuen Kühlungsborner RMR-Lidars

Im Sommer 2009 gelangen mit einem neuen Detektorsystem des RMR-Lidars die ersten Messungen von NLC bei Tag in Kühlungsborn und gleichzeitig die ersten Tag-Messungen von NLC in mittleren Breiten überhaupt. Aufgrund geometrischer Beschränkungen im Überlapp von Teleskop und dem damals genutzten Laserstrahl des alten RMR-Lidars konnten die Messungen jedoch nicht für die Bestimmung der Temperatur in der Mesosphäre verwendet werden. Die notwendigen Änderungen in der Strahlführung wurden dann nicht mehr am bereits ca. 14 Jahre alten Nd:YAG-Laser vorgenommen, sondern mit einem neuen Sendesystem (Laser, Aufweitungsteleskop und Strahlführungsspiegel). Das alte RMR-Lidar steht als unabhängige Referenz weiterhin für Nachtmessungen zur Verfügung.

Messungen bei Tag erfordern einen schmalbandigen, die Himmelsstrahlung weitgehend unterdrückenden Detektor und damit einen besonders wellenlängenstabilen Laser, dessen Wellenlänge immer genau der Detektorwellenlänge entspricht. Beim neuen Nd:YAG-Laser wird deswegen die Wellenlänge von einem externen, stabilisierten *Seedlaser* vorgegeben. Mit einem Strahlaufweitungsteleskop wird die Divergenz des Laserstrahls auf ca. $50 \mu\text{rad}$ reduziert, d. h. auf einen Strahldurchmesser von 5 m in 100 km Entfernung. Dies ermöglicht ein Teleskopsichtfeld von nur ca. $60 \mu\text{rad}$, was wiederum Voraussetzung für die Messung am Tag ist. Mit mehreren Spiegeln wird der Laserstrahl aus dem Labor in einer gemeinsamen optischen Achse mit dem Empfangsteleskop in die Atmosphäre gelenkt. Einer dieser Spiegel ist mit schnellen, hochpräzisen Piezo-Aktuatoren für die Strahlstabilisierung gekoppelt (siehe unten).

Für die gemeinsame optische Achse von Laser und Teleskop haben wir eine kompakte und stabile mechanische Konstruktion entwickelt, die u. a. den letzten Umlenkspiegel für den Laserstrahl und die Glasfaser für das empfangene Licht aufnimmt (siehe Abb. 5.1). Der Umlenkspiegel ist zur Grobjustage der Strahlrichtung zusätzlich motorisiert. Die übrige Konstruktion gehört mit dem Teleskop zusammen zum Empfangssystem. Das vom Teleskop reflektierte Licht erreicht einen Strahlteiler, der 90% des Lichts in eine seitlich angebrachte, nur $200 \mu\text{m}$ dicke Glasfaser fokussiert. Die übrigen 10% des Lichts werden über ein Objektiv auf die Strahlstabilisierungskamera abgebildet. Änderungen der Laserachse werden so direkt beobachtet und können innerhalb weniger Millisekunden über eine im Hause entwickelte Software und die Piezospiegel kompensiert werden. Das System hält die optische Achse des Laserstrahls in der Atmosphäre typischerweise bis auf ca. $3 \mu\text{rad}$ (30 cm in 100 km Entfernung) konstant. Dies stellt eine

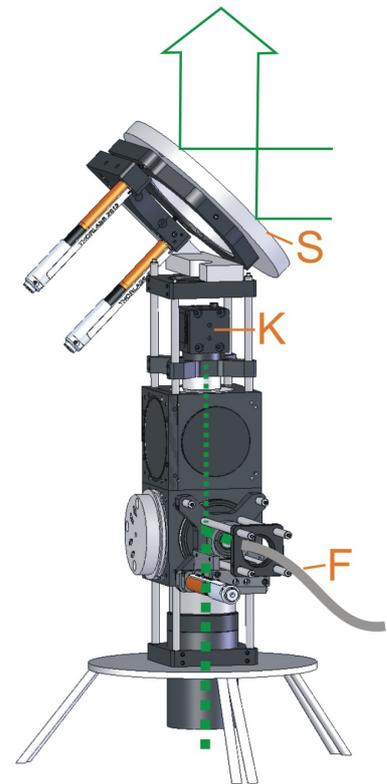


Abb. 5.1: Optomechanischer Aufbau im Fokus des Empfangsteleskops. Der Sendestrahle wird mit einem motorisierten Spiegel (S) auf die optische Achse des Teleskops gelenkt. Das empfangene Licht wird zwischen Detektorfaser (F) und Strahlstabilisierungskamera (K) aufgeteilt.

weitere Voraussetzung für die Messung mit kleinem Teleskopsichtfeld dar. Diese Art der Strahlstabilisierung ist seit mehreren Jahren in den K/Fe-Lidars und auch dem alten RMR-Lidar in Kühlungsborn in Betrieb.

Zum Betrieb der Lidars werden auch Studenten eingesetzt, die somit einen direkten Einblick in die Wissenschaft und speziell in die Arbeit des IAP bekommen. Auf der anderen Seite erfordert der Einsatz von Studenten beim Betrieb komplexer Lidars einen hohen Grad an Automatisierung. Für das neue RMR-Lidar wurde dazu u. a. eine Überwachung der wichtigsten optischen und thermischen Parameter (z. B. Seeding-Qualität, Laserleistung, Kühlwassertemperatur) realisiert. Das Lidar kann zu einem großen Teil ferngesteuert werden, so dass z. B. die Räume für Laser und Detektor praktisch nicht mehr betreten werden müssen. Dies reduziert Störungen, die aufgrund von Temperaturschwankungen oder Trittschall auftreten können.

Nach Beginn des Routinebetriebs im Juni 2010 wurden gleich im ersten Sommer mehr als 300 Messstunden erreicht. Anschließend musste der Betrieb allerdings für mehrere Wochen unterbrochen werden, da eine Linse des Aufweitungsteleskops aufgrund der hohen Laserleistung zerstört wurde. Nachdem diese durch eine haltbarere Quarzlinzen-Kombination ersetzt wurde, läuft das System praktisch unterbrechungsfrei, wann immer das Wetter dies zulässt. So wurden z. B. im Sommer 2011 allein mit dem neuen RMR-Lidar in Kühlungsborn erneut über 270 h Messungen in der Atmosphäre durchgeführt. Abb. 5.2 zeigt ein bei Tageslicht in Kombination von K-Lidar und neuem RMR-Lidar gemessenes Temperaturprofil. Man erkennt trotz der großen Wellenaktivität eine gute Übereinstimmung im Übergangsbereich bei 85 km. Die wissenschaftliche Auswertung dieser Daten ist in Kap. 9 beschrieben.

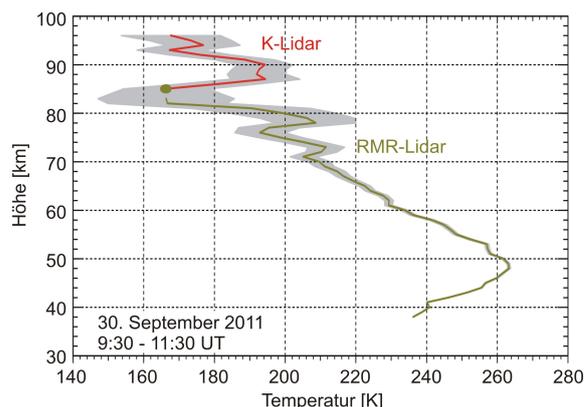


Abb. 5.2: Temperaturprofil aus Messung mit dem neuen IAP RMR-Lidar und dem IAP K-Lidar am 30. September 2011 bei Tageslicht (Sonnenhöhe 33°). Grau: Statistischer Fehler der Messung.

Vorbereitung des Fe-Lidars auf die Antarktis

Nach ersten erfolgreich verlaufenden Messungen des Fe-Lidars auf Andøya 2008 stand fest, dass mit dieser Technik Tageslichtmessungen selbst bei höchstem Sonnenstand und relativ ungünstigen Wetterbedingungen an jedem Ort der Erde realisierbar sind. Daraufhin wurde geplant, das Fe-Lidar in die Antarktis nach Davis (69°S) zu bringen. Erste Ergebnisse sind in Kap. 6 beschrieben. Von Anfang an war klar, dass der Betrieb des Fe-Lidars in der Antarktis eine besondere Herausforderung werden würde, da Ersatzteile maximal zweimal und nur im Sommer mit monatelangem Vorlauf nach Davis gebracht werden können. Jeder Ausfall eines der Geräte würde daher das Ende der Messungen bedeuten. Bereits bei den ersten Messungen auf Andøya (2008) hatte sich gezeigt, dass die zwanzig Jahre alte Elektronik des gepulsten Lasers nicht mehr zuverlässig arbeitet und ersetzt werden muss. Noch während der Verhandlungen mit dem Hersteller kam das endgültige Ende und damit ein vorzeitiger Abbruch der Messungen auf Andøya im Juni 2009. Erst zwei Wochen vor dem Transport via Australien in die Antarktis konnte Anfang August 2010 der Laser wieder in Betrieb genommen werden.

Der lange Ausfall erlaubte bekannte Schwachstellen des Systems zu beheben. So wurde der gepulste Laser umgebaut (siehe Abb. 5.3 links) und z. B. gegen Staub gekapselt. Das Teleskopgestell (Abb. 5.3 rechts) wurde komplett aus Kohlefaser neu gebaut, um eine ausreichende Stabilität bei extremen Bedingungen zu gewährleisten. Gleichzeitig wurde die Dachluke erneuert und eine neue Klimaanlage eingebaut. Durch die Verlagerung der beiden Kompressoren für Klimaanlage und Laserkühlung in eine separate Holzkiste außerhalb des Containers (siehe Abb. 5.4) konnten störende Vibrationen und Turbulenzen im System stark reduziert werden. Für den Transport durch eines

der schwierigsten Seegebiete der Erde waren zudem viele Detailänderungen notwendig, damit das System den dreimonatigen Seetransport unbeschadet überstehen konnte. Bereits 2009 auf Andøya kam erstmals eine computerisierte und hochintegrierte Version der Sättigungsspektroskopie zum Einsatz, die speziell für das Fe-Lidar entwickelt wurde. Dadurch wurde die Handhabung wesentlich erleichtert und eine höhere Stabilität gegenüber Störungen erreicht. Zwischen zwei Messungen kann das komplette System nun bis auf wenige Temperaturregler abgeschaltet werden, was die Lebensdauer stark erhöht.

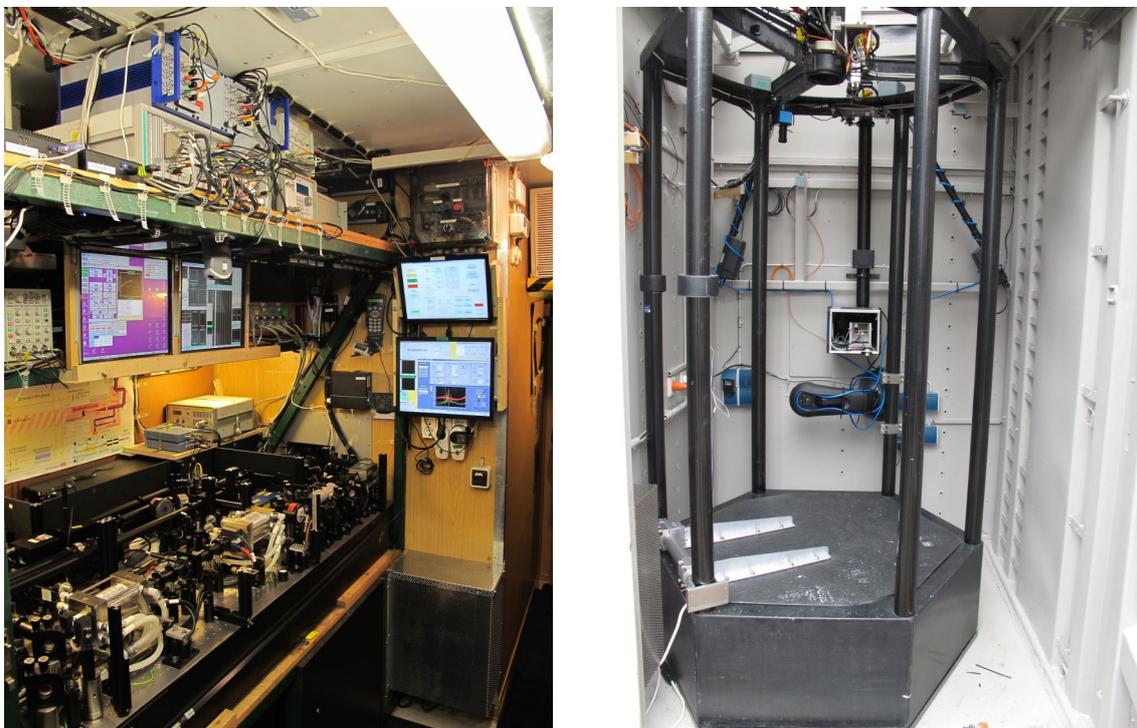


Abb. 5.3: Links: Alexandrit-Laser (ungekapselt), rechts: Teleskopgestell aus Kohlefaser

Da Ersatzteile praktisch nicht oder nur mit erheblicher Verzögerung und großem Aufwand nach Davis geschickt werden können, wurden Teile des im Bau befindlichen stationären Fe-Lidars in Kühlungsborn als Sekundärsystem in den Container integriert. Die vormals funkgebundene Steuerung wurde weitgehend auf Kabel umgestellt, was einen umfangreichen Umbau der Elektrik des Containers zur Folge hatte. Bereits auf Andøya wurde das Fe-Lidar nahezu vollständig per Internet gesteuert, wodurch zukünftig kein Wissenschaftler mehr vor Ort notwendig ist. Aufgrund der limitierten Übertragungsbandbreite ist ein Fernbetrieb in der Antarktis allerdings nicht möglich. Auf Davis erfolgt der Betrieb des Systems von einem in der Nähe gelegenen Gebäude aus. Um die strengen Laserschutzauflagen für Davis zu erfüllen, wurde eine kameragestützte Luftraumüberwachung entwickelt, welche den Laserstrahl blockiert, falls ein Objekt in die Nähe des Laserstrahls gelangt. Die bisherigen Messungen auf Davis zeigen, dass im Vergleich zu Andøya das System wesentlich robuster und die Handhabung des Systems wesentlich leichter geworden ist.



Abb. 5.4: Fe-Lidar in Davis nach dem Aufstellen im Sommer

6 Erste Ergebnisse vom Fe-Lidar auf Davis

(J. Höffner, B. Kaifler, T. Viehl, F.-J. Lübken)

Nach ca. 1,5 Jahren Vorbereitung und 3-monatigem Transport erreichte das Fe-Lidar am 16. November 2010 Davis (Antarktis, 69°S, 78°O). Vier Wochen später, kurz nach Beginn der PMSE-Saison, konnte mit Routine-messungen begonnen werden, die bis Oktober 2012 fortgesetzt werden sollen. Innerhalb der ersten 14 Monate wurden an 210 Tagen insgesamt 2400 Stunden Messungen durchgeführt. Damit steht weltweit ein einmaliger Datensatz der Temperatur, Vertikalwind, Eisenschicht und stratosphärische/mesosphärische Aerosole in der Südhalbkugel (SH, Davis) zur Verfügung. Ergänzt durch mehrjährige PMSE/NLC-Beobachtungen des australischen MST-Radars und RMR-Lidars sind damit vergleichbare Messungen zur Nordhalbkugel (NH, Andøya) bei derselben geographischen Breite verfügbar.

Abb. 6.1 zeigt den noch vorläufigen Jahresgang der Temperaturen mit der Höhe der Mesopause (rote Kurve). Deutlich ist die Zwei-Niveau-Mesopause mit der kalten Sommermesopause zu erkennen. Die weiße Konturlinie zeigt an, wo im Mittel die Temperatur unterhalb des Frostpunktes liegt. Anders als auf der NH zeigen sowohl die Messungen von 2010/11 als auch 2011/12 eine Mesopause, deren Höhe im Laufe der Sommermonate stark variiert. Unterhalb von 90 km ist es in den Sommermonaten im Vergleich zu 69°N geringfügig wärmer. Oberhalb von 90 km Höhe ergeben sich dagegen stärkere Unterschiede. Abb. 6.1 zeigt den Jahresgang der Temperatur in 93 km Höhe im Vergleich zu Messungen des Fe-Lidars auf Andøya (2008/09) und Spitzbergen (2001–2003). Im Vergleich zu Andøya ist es in Davis im Frühjahr deutlich kälter. Im November und Anfang Dezember wurden Temperaturen gemessen, wie sie für Spitzbergen typisch sind, wohingegen es im Januar deutlich wärmer ist. Der Übergang zum Winter findet deutlich früher statt als auf der NH. Insgesamt ist der Verlauf nicht so kontinuierlich wie auf der NH und die Unterschiede zwischen der NH und SH sind stark höhen- und zeitabhängig.

Wie schon seit längerem bekannt, ist die Chemie der Fe-Dichte stark abhängig von der Temperatur. Bedingt durch den Jahresgang der Temperatur sowie chemische Prozesse nimmt die Breite der Metallschicht im Sommer stark ab (siehe Abb. 6.1). Die maximale Dichte ändert sich dabei nur wenig. Im Dezember allerdings verschwindet die Fe-Schicht für kurze Zeit nahezu vollständig. Dieser Einbruch in der Dichte fällt zusammen mit den ungewöhnlich kalten Temperaturen im

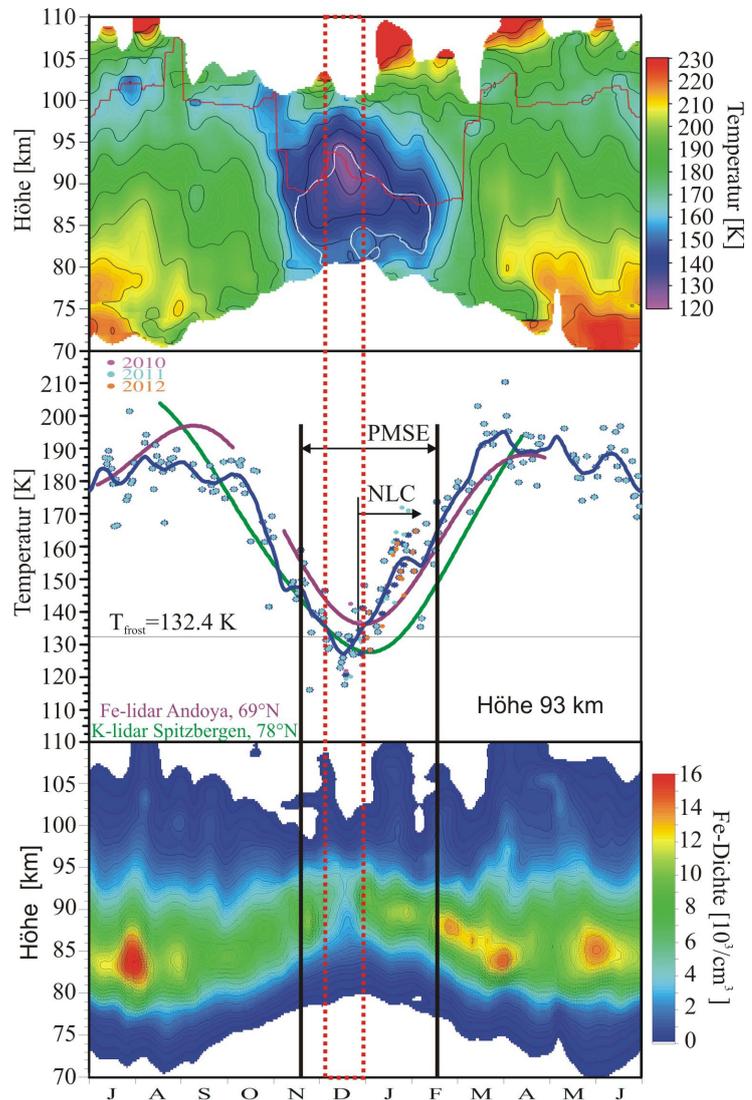


Abb. 6.1: Oben: Jahresgang der Temperatur mit Höhe der Mesopause (rote Linie), Mitte: Temperaturen in 93 km im Vergleich zu 69°N und 78°N, Unten: Fe-Dichte

Dezember, wie der Vergleich zeigt. Damit unterscheiden sich unsere Ergebnisse von publizierten Messungen des Boltzmann-Lidars für den Südpol und Rothera (68°S). Weder konnte der Halbjahresgang der Fe-Schicht von Rothera bestätigt werden noch lässt sich der Einbruch der Dichte Mitte Dezember mit einem Einfluss der Eisteilchen erklären. Abb. 6.1 zeigt deutlich, dass weder die PMSE-Saison noch die zeitgleich vom Fe-Lidar gemessenen NLC mit dem Einbruch in der Fe-Dichte korreliert sind.

Vollkommen unerwartet ergaben die Messungen in Davis starke Gezeitensignaturen in allen gemessenen Parametern. Dies wird besonders deutlich anhand der Fe-Schicht. Die Auswertung zeigt, dass die Gezeiten zwar sowohl in Phase als auch Amplitude variieren, aber selbst bei Mittelung über alle Daten eines Jahres noch deutlich hervortreten.

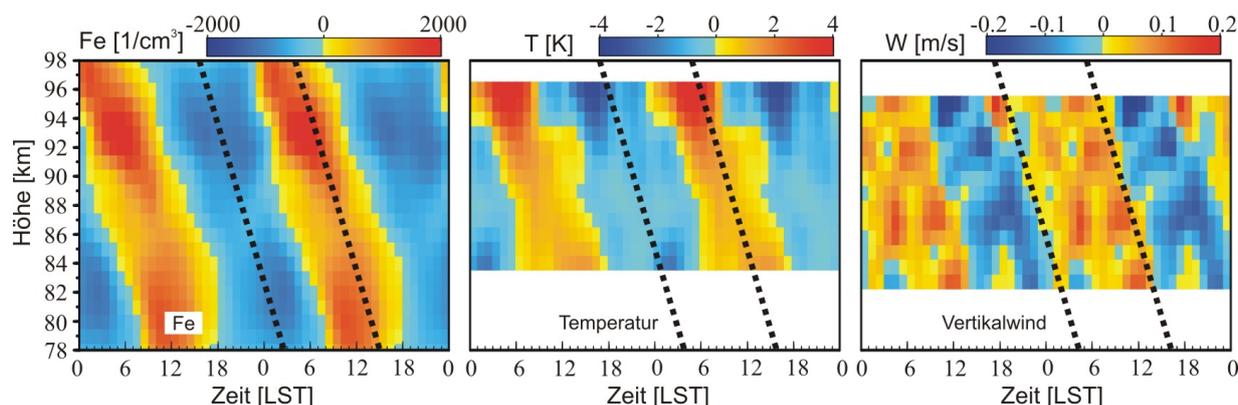


Abb. 6.2: Jahresmittel der Gezeitensignaturen in Fe-Dichte, Temperatur und Vertikalwind

Abb. 6.2 zeigt die Gezeit in der Eisendichte, der Temperatur und dem Vertikalwind im Jahresmittel. In der Eisendichte ist der Einfluss der Gezeit weit bis in die Thermosphäre hinein bis in Höhen von über 140 km nachweisbar. Nach unten hin ist die Gezeit bis deutlich unter 80 km sichtbar. Eine genauere Analyse ergibt aber, dass die Eisendichte dort aufgrund des Einflusses der Sonne auf die Chemie der Eisenschicht einen Tagesgang aufweist, der sich von der Gezeit unterscheidet. Die Phase wird dadurch im unteren Teil leicht verschoben. Der Vergleich mit der Temperatur zeigt außerdem, dass die Variation der Eisendichte im Tagesgang weitgehend in Phase mit der Temperatur ist. Hohe Dichten treten demnach bei warmen Temperaturen auf. Der Vertikalwind dagegen weist eine größere Phasenverschiebung von ca. 90° auf. Während die Eisendichte sich im Tagesverlauf je nach Höhe um ein Vielfaches ändert, beträgt die Amplitude der Temperaturen im Jahresmittel etwa 2 K und die des Vertikalwindes etwa 10 cm/s. Wesentlich größere Amplituden werden auf kürzeren Zeitskalen beobachtet und sind damit deutlich größer als von Modellen vorhergesagt. Messtechnisch gesehen ist dabei die Beobachtung der Gezeit im Vertikalwind am schwierigsten. Diese Messungen sind die ersten dieser Art weltweit. Weitere Analysen und Experimente müssen jedoch noch zeigen, ob die beobachtete Dopplerverschiebung nicht von einer der Horizontalkomponenten des Windes verursacht wird.

Parallel zu den Dopplermessungen bei 386 nm finden Aerosolmessungen bei 772 nm statt. Erste Ergebnisse zu NLC, PSC und stratosphärischen Aerosolen liegen bereits vor. NLC wurden erst Ende Dezember bzw. Anfang Januar beobachtet, als die Temperatur in allen Höhen bereits wieder anstieg (siehe Abb. 6.1). Warum dies so ist, bleibt zu klären. PMSE wurden 2010 erst ungewöhnlich spät, Anfang Dezember, beobachtet. Die mittlere Höhe der PMSE steigt dabei vorübergehend um ca. 2 km an, was auf der NH nie beobachtet wurde. Der Vergleich von 6 Jahren PMSE-Beobachtungen mit NCEP-Winden in 30 hPa für 70°S deutet darauf hin, dass der Beginn der PMSE-Saison mit dem Polarvortex zusammenhängt. In Jahren, wo der Vortex erst sehr spät zusammen bricht, wie 2010/11, erscheinen PMSE ebenfalls erst sehr spät. Inwieweit die Änderung der Höhe und das Auftreten von PMSE auf den Vortex oder auf ein ungewöhnlichen Jahresgang der Temperatur zurückzuführen ist und wieso PMSE oberhalb von 92 km überhaupt auftreten können, müssen erst noch weitere Analysen und Modellrechnungen zeigen.

7 Physik des Fe-Lidars

(J. Höffner, B. Kaifler, J. Lautenbach, F.-J. Lübken, T. Viehl)

Dopplermessungen anhand von Resonanz-, Rayleigh- oder Miestreuung erfordern spektrale Messungen höchster Genauigkeit. Das gemessene Spektrum ergibt sich aus der Faltung des Streuprozesses mit dem Linienprofil des gepulsten Lasers. Da die zu messenden Dopplereffekte sehr klein im Vergleich zur Linienbreite sind, müssen die Eigenschaften des gepulsten Lasers sehr genau bekannt sein. Gleichzeitig muss sowohl die Wellenlänge des Lasers als auch die rückgestreute Intensität extrem präzise gemessen werden.

Abbildung 7.1 zeigt die Änderungen der Fe-Resonanzlinie (386 nm) aufgrund einer Temperaturänderung von 10 K und einer Windänderung von 10 m/s, die daraus folgenden Veränderungen der Signalstärke sind ebenfalls dargestellt. Die in Kap. 6 gezeigten Gezeiten im Vertikalwind erfordern den Nachweis einer 1000-fach kleineren Dopplerverschiebung. Eine Dopplerverschiebung von wenigen cm/s entspricht einer Verschiebung des Linienschwerpunktes um ca. 1/10000 der Linienbreite oder ca. 10^{-10} der Wellenlänge der Fe-Linie (386 nm). Die Signalstärke ändert sich dabei um bis zu 0,04 %. Ähnliche Bedingungen gelten für Temperaturmessungen. Die spektralen Eigenschaften des gepulsten Lasers sind hierbei ausschlaggebend, denn Voraussetzung für präzise Temperaturmessungen ist eine genaue Kenntnis des Linienprofils des Lasers.

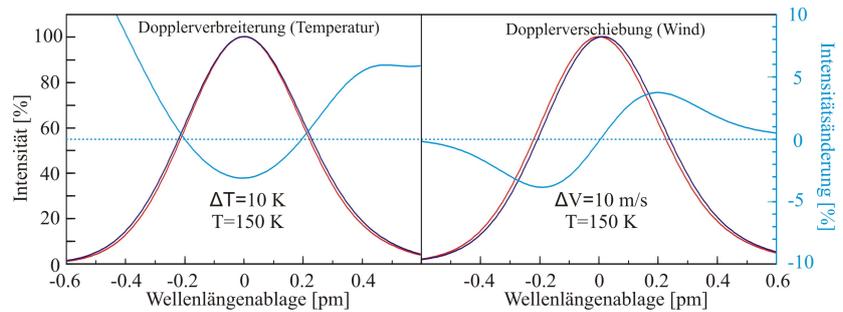


Abb. 7.1: Einfluss von Temperatur und Wind auf die Fe-Resonanzlinie bei 386 nm. Hellblau: relative Änderung der Signalstärke in %.

Da sich das Laserlinienprofil und insbesondere die Wellenlänge gepulster Laser von Puls zu Puls nicht genau kontrollieren lässt, wurde für das Kalium-Temperaturlidar bereits vor fast 20 Jahren eine Technik entwickelt, bei der für jeden einzelnen Laserpuls synchron die Wellenlänge, rückgestreute Intensität und spektrale Reinheit gemessen werden. Mit einem mathematischen Verfahren wird daraus das zu messende atmosphärische Spektrum genau berechnet. Die mittleren Lasereigenschaften können dabei aus der Messung selbst berechnet werden. Beim K-Lidar beruht die Frequenzmessung auf der Stabilität des dafür entwickelten Spektrumanalysators. Langsame Veränderungen führen innerhalb von 24 Stunden zu einer Drift in der Größenordnung von ca. 10 fm, was, je nach Streuprozess, einigen m/s Messfehler entspricht.

Zur Erhöhung der Messgenauigkeit wurde das Fe-Lidar in vielen Aspekten weiter entwickelt. So erfolgt die Bestimmung der Wellenlänge des gepulsten Lasers nun im Vergleich zu einer langfristig stabilen Referenzwellenlänge. Als Normal kommt hierbei ein Diodenlaser zum Einsatz, dessen Wellenlänge mittels Dopplerfreier Spektroskopie in einer Rubidium-Dampfzelle auf die atomare Linie von Rubidium stabilisiert wird. Diese hochgenaue

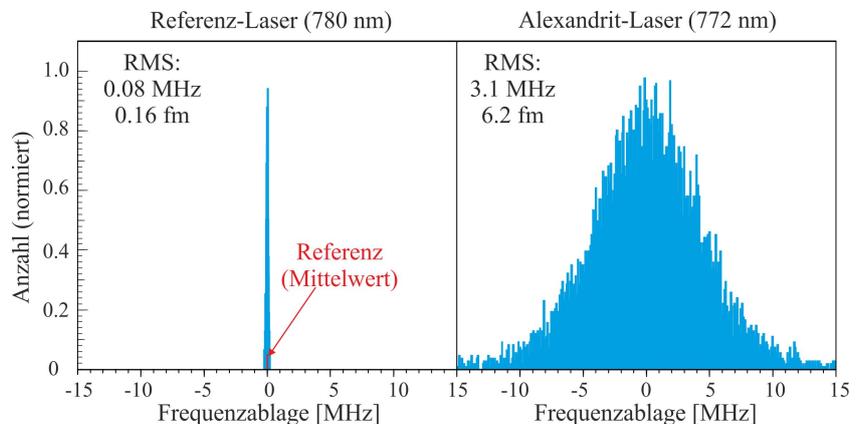


Abb. 7.2: Frequenzmessungen mit dem Spektrumanalysator. Links: Referenzlaser (Diodenlaser) bei 780 nm. Rechts: gepulster Alexandritlaser beim Betrieb auf einer Wellenlänge (772 nm).

Referenz wird zwischen den Pulsen des Lasers in den Spektrumanalysator eingekoppelt. Auf diese Weise wird ein direkter Vergleich der Wellenlänge von atomarer Referenz und gepulstem Laser ermöglicht, wodurch der Einfluss von Änderungen im Gerät auf die atmosphärischen Messungen eliminiert wird. Abbildung 7.2 zeigt ein Histogramm der Frequenzmessungen des Referenzlasers und des gepulsten Lasers. Der gepulste Alexandritlaser zeigt einen Frequenzjitter von ca. 6,2 fm (3,1 MHz), was nur von wenigen gepulsten Lasern überhaupt erreicht wird. Die Referenzwellenlänge variiert dagegen nur um ca. 0,16 fm (0,08 MHz). Aufgrund der langsamen Drift des Spektrumanalysators genügt als Wellenlängenreferenz der Mittelwert aus vielen Einzelmessungen (Zentrum der Verteilung), wodurch die Genauigkeit deutlich ansteigt. Entscheidend hierbei ist, dass sich diese Genauigkeit auch in einem mobilen System erreichen lässt, in dem starke Temperaturänderungen und Vibrationen die Messung beeinflussen. Das dazu notwendige Stabilisierungsverfahren wurde extra für das mobile Fe-Lidar entwickelt.

Durch den Einsatz schmalbandiger Filter für Tageslichtmessungen wird das beobachtete Spektrum durch den Filter modifiziert. Genaue Messungen sind nur möglich, wenn die Filterwirkung mit ähnlich hoher Präzision wie die zu messenden Intensitäten bekannt ist. Die Filterwirkung der eingesetzten Etalons ist jedoch wesentlich durch die Parameter des einfallenden Lichtstrahls (z. B. die Strahldivergenz) bestimmt und kann daher aus Labormessungen prinzipiell nicht mit ausreichend hoher Präzision bestimmt werden. Die Messung der Filterkurve erfolgt beim Fe-Lidar daher mit einem neuen Verfahren aus der Messung selbst. Das rückgestreute und Dopplerverbreiterte Rayleigh-/Aerosolsignal aus der Stratosphäre dient dabei als spektral genau bekannte Lichtquelle, anhand derer die Filterwirkung in einem mehrstufigen Verfahren berechnet wird.

Abbildung 7.3 zeigt die Fe-Linie nach dem Filter (UV-Etalon, 2,1 pm). Eine Vernachlässigung der Filterwirkung würde einen Fehler von 10 K bzw. 9 m/s zur Folge haben und muss deshalb unbedingt berücksichtigt werden. Während der Messung wird nur ein sehr kleiner Ausschnitt der Faltung aus Filter und Rayleigh-/Miesignal erfasst (blau). Aus dieser Faltung muss die Filterwirkung berechnet werden (rot), was eine sehr hohe Messgenauigkeit voraussetzt. Trotzdem gelingt es, die Position des Filters auf ca. 1/1000 der Filterbreite (wenige fm) zu bestimmen. Die Filterkurve alleine reicht jedoch nicht aus, um die Wirkung des Filters auf die Resonanzstreuung zu berechnen. Anders als bei Rayleigh-/Miestreuung erfolgt die Rückstreuung bei Resonanzstreuung aufgrund atomphysikalischer Effekte auf anderen Wellenlängen als die eingestrahlte Laserwellenlänge. Diese Wellenlängen können nur berechnet werden, wenn vorab die Lage der Fe-Linie, die es aber zu ermitteln gilt, bekannt ist. Die Bestimmung der Fe-Linie ohne Filtereinwirkung und die Wirkung des Filters auf die Resonanzstreuung (grün) muss daher iterativ zur selben Zeit erfolgen. Auf diese Weise gelingt es die Fe-Linie so genau aus der Messung zu berechnen, dass selbst Dopplerverschiebungen von nur wenigen cm/s am Tag bestimmt werden können. Dies galt bisher selbst ohne Einsatz eines Tageslichtfilters als technisch nicht realisierbar. Das Fe-Lidar ist in der Lage, Dopplermessungen für alle Streuprozesse mit ähnlicher hoher Genauigkeit durchzuführen, wodurch viele weitere Anwendungen denkbar sind. Zurzeit werden parallel spektrale Messungen von Aerosolen in der Stratosphäre und Mesosphäre durchgeführt. Bei den laufenden Messungen in Davis (Antarktis) wurden so bereits PSC in der Stratosphäre und NLC in der Mesosphäre beobachtet.

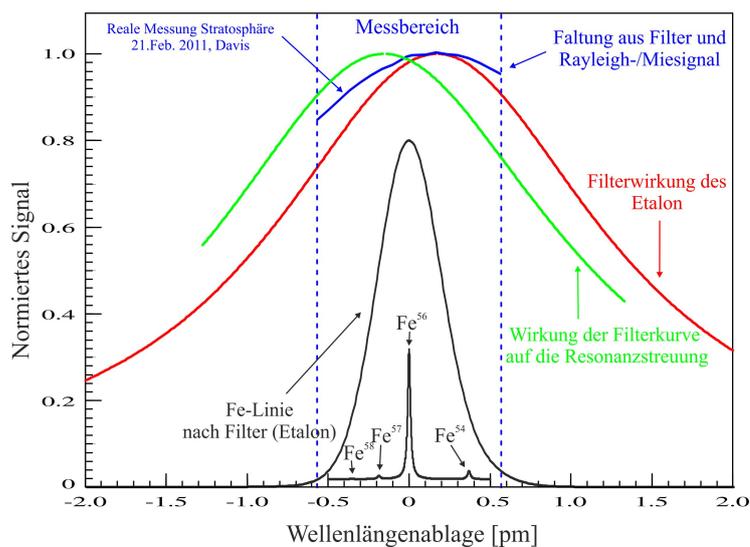


Abb. 7.3: Wirkung des zweiten Filters (UV-Etalon) des Fe-Lidars auf Resonanz- und Rayleighstreuung

8 NLC-Messungen über Kühlungsborn bei Tag und Nacht

(M. Gerding, J. Höffner, M. Kopp, F.-J. Lübken, M. Priester, M. Zecha)

Seit 15 Jahren werden über Kühlungsborn im Sommer systematische Lidarmessungen von NLC vorgenommen. Da die Sondierungen zumindest für einige Stunden bei Nachtbedingungen durchgeführt werden, ergibt sich eine sehr hohe Empfindlichkeit der Lidars. So lassen sich auch schwache NLC detektieren und der Nachteil einer in mittleren Breiten geringen NLC-Häufigkeit zumindest teilweise ausgleichen. Im Folgenden werden wir die Variation der NLC-Häufigkeit seit Beginn der Messungen sowie die Abhängigkeit von Umgebungsparametern beschreiben. Im Jahr 2009 gelangen darüber hinaus erste NLC-Messungen in mittleren Breiten bei Tag, die in den Folgejahren weitergeführt wurden. Tag-Messungen von NLC erlauben Vergleiche mit sog. Mesosphärischen Sommerechos (MSE). MSE sind starke Radarechos aus der Mesopausenregion, die in mittleren Breiten auf die Tagstunden beschränkt sind, da sie neben Eisteilchen eine ausreichende Elektronendichte voraussetzen. Diese wird in der Regel nur durch Sonneneinstrahlung erreicht. Unterschiede und Gemeinsamkeiten in NLC- und MSE-Daten werden im zweiten Teil dieses Kapitels beleuchtet.

Seit 1997 wurden über Kühlungsborn während insgesamt 63h NLC mit den Lidars beobachtet, insbesondere mit dem Rayleigh-Mie-Raman-Lidar (RMR-Lidar) und dem Kalium-Lidar (K-Lidar). Dieser Datensatz – obwohl im Vergleich zu polaren Breiten deutlich begrenzt – bildet die umfangreichste Messreihe von NLC in mittleren Breiten überhaupt. Da erst seit 2009 NLC-Messungen auch bei Tag möglich sind, gehen in den langjährigen Datensatz ausschließlich Nachtmessungen ein, die bis ca. 4 h lang sind. Die Häufigkeit von NLC schwankt stark von Jahr zu Jahr (Abb. 8.1). So wurden z. B. in den Jahren 2000 und 2002 überhaupt keine, 2009 jedoch über fast 20% der Messzeit NLC detektiert. Die Sommermittelwerte werden jeweils von nur wenigen NLC-Ereignissen gebildet, die zwischen mehreren Minuten und mehreren Stunden lang sind. Da gleichzeitig wetterbedingt nur ein Teil der Sommernächte erfasst wird, ergibt sich eine gewisse Unsicherheit in der NLC-Häufigkeit. Dieser Unsicherheit wird durch eine Glättung der Daten über mehrere Jahre Rechnung getragen. Die durchgezogene Linie in Abb. 8.1 zeigt den entsprechenden Verlauf der NLC-Häufigkeit. Zum Vergleich ist die Variation der kurzwelligen solaren Strahlung (Ly- α) dargestellt. Im Allgemeinen erwartet man eine Antikorrelation der NLC-Häufigkeit mit der Ly- α -Strahlung, da der für die Bildung von Eisteilchen notwendige Wasserdampf durch die Ly- α -Strahlung fotodissoziiert wird. Die 15-jährige Messreihe von NLC über Kühlungsborn bestätigt dies gut.

Seit 2003 werden Lidar-Messungen der Temperatur bis in die untere Thermosphäre durchgeführt. Sie ermöglichen Untersuchungen zur Abhängigkeit der NLC von Umgebungsbedingungen. In Abb. 8.1 ist die mittlere Temperatur in NLC-Höhe für die verschiedenen Sommer gezeigt. Man erkennt eine Antikorrelation von NLC-Häufigkeit und Temperatur. Generell begünstigen niedrige Temperaturen über Kühlungsborn also das Auftreten von NLC. Es muss allerdings betont werden, dass diese Antikorrelation nur im saisonalen Mittel und nicht in Einzelfällen gilt. So werden vielfach lokal hinreichend niedrige Temperaturen gemessen, ohne dass gleichzeitig NLC auftreten.

In den (ungeglätteten) NLC-Daten fällt eine 2-Jahres-Oszillation zwischen 2004 und 2010 auf. Diese Oszillation findet sich auch in den Temperaturdaten zwischen 2006 und 2010 und ist vermutlich eine der Ursachen der NLC-Schwankung. Die sog. Quasi-Zweijährige-Oszillation (engl. abgekürzt QBO) ist seit langem in der Stratosphäre bekannt. Bisher gibt es jedoch nur wenige

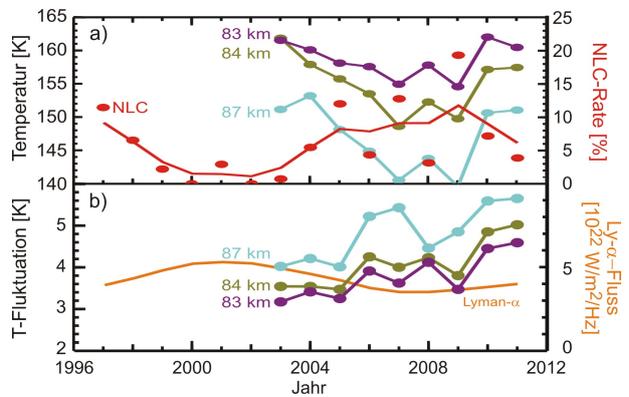


Abb. 8.1: Häufigkeit von NLC über Kühlungsborn im Verlauf der Jahre 1997–2011 (rote Punkte: Einzelwerte, Linie: geglättet). Zum Vergleich sind die mittlere Sommertemperatur und die Wellenaktivität (jeweils aus Lidarmessungen) sowie die solare Aktivität (Ly- α -Fluss) dargestellt.

Datensätze, die diesen Effekt auch in der Mesosphäre beschreiben. Die genaue Kopplung von stratosphärischer und mesosphärischer QBO ist noch Gegenstand aktueller Forschung. Der untere Teil von Abb. 8.1 zeigt die mittlere Schwerewellenaktivität in den Sommern seit 2003. In den Jahren 2004 bis 2010 zeigt sich dabei wiederum eine zweijährige Oszillation aus zunehmender und abnehmender Aktivität. Aufgrund der kurzen nächtlichen Messungen werden hier vor allem kurzperiodische Schwerewellen erfasst. Diese sind in 83 und 84 km Höhe antikorreliert mit der (ungeglätteten) NLC-Häufigkeit. Dies ist im Einklang mit der vorherrschenden Theorie, dass kurzperiodische Wellen NLC überwiegend zerstören, während langperiodische Wellen das Teilchenwachstum fördern.

Lidar-Messungen bei Nacht ermöglichen die Detektion sehr schwacher NLC. Gleichzeitig wird damit aber nur ein kleiner Teil des 24-h-Tages abgedeckt. In den letzten Jahren wurde deswegen ein neues RMR-Lidar aufgebaut, das durchgehend Tag und Nacht Temperaturen und NLC messen kann (siehe Kap. 5). Damit sind erstmalig in mittleren Breiten auch gemeinsame Untersuchungen von NLC und MSE möglich, z. B. in Hinblick auf das Erscheinen/Verschwinden von MSE in Abhängigkeit von der Elektronendichte. Die Eisteilchen werden gleichzeitig vom Lidar nachgewiesen. Abbildung 8.2 zeigt eine NLC-Beobachtung am 17. Juni 2010. Zu Beginn der NLC-Sichtung ist die Sonne noch unter dem Horizont. Bei einer Sonnenhöhe von ca. -6° wird die mittlere Atmosphäre bereits von der Sonne beleuchtet, auch wenn die Sonne für den Beobachter am Boden noch nicht aufgegangen ist. Etwa zu diesem Zeitpunkt setzt auch die MSE im OSWIN-Radar ein, dessen Sichtfeld den Lidarstrahl mit einschließt. In der Folge ändern sich NLC und MSE in Höhe und Stärke nahezu simultan.

In Abb. 8.3 sind die NLC-Helligkeit, die MSE-Stärke und die Elektronendichte gegenübergestellt. Die NLC-Helligkeit nimmt zunächst langsam zu. Gegen 4:30 UT steigt die Helligkeit dann sprunghaft auf das Doppelte an. Nach einem Minimum gegen 6 UT verdoppelt sie sich dann nochmals bis ca. 7 UT. Gegen 7:15 UT verschwindet die NLC aus dem Lidarsichtfeld. Die (einem Modell entnommene) Elektronendichte in der Mesopausenregion steigt am Morgen mit aufgehender Sonne kontinuierlich an. Bei einer Elektronendichte von knapp 450 cm^{-3} beginnt gegen 3:30 UT die MSE. In der Folge erkennt man keine Abhängigkeit der MSE-Stärke von der Elektronendichte. Das MSE-Signal zeigt allerdings die gleiche Variation wie die NLC-Helligkeit, wenn man das größere Sichtfeld des OSWIN-Radars beachtet. Die NLC-Helligkeit ist vor allem von der Partikelgröße und -anzahl bestimmt. Auch die MSE-Stärke ist von der Partikelanzahl mitbestimmt, so dass hier eine gewisse Korrelation zu erwarten ist. In dieser Fallstudie konnte direkt nachgewiesen werden, dass für die fehlende MSE vor 3:30 UT kein Mangel an Eisteilchen entscheidend war. Gleichzeitig erkennt man in diesem Fall, dass oberhalb einer Mindestkonzentration von Elektronen die MSE-Stärke nur noch von den Eigenschaften der Eiswolke bestimmt ist. Dies spricht u. a. dafür, dass zu diesem Zeitpunkt die Eisteilchenkonzentration deutlich geringer ist als die Elektronendichte. Die gleichzeitigen Messungen von NLC und MSE bei Dämmerung sollen fortgesetzt werden, da sie einzigartige Studien des Zusammenhangs von Eisteilchen, Radarechos und Elektronendichten erlauben.

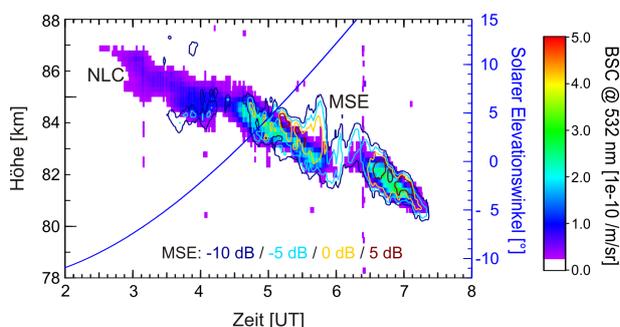


Abb. 8.2: Stärke einer NLC (flächig) und MSE (Konturlinien) in Abhängigkeit von Höhe und Zeit am Morgen des 17.06.2010. Die Sonnenhöhe ist als blaue Linie eingezeichnet.

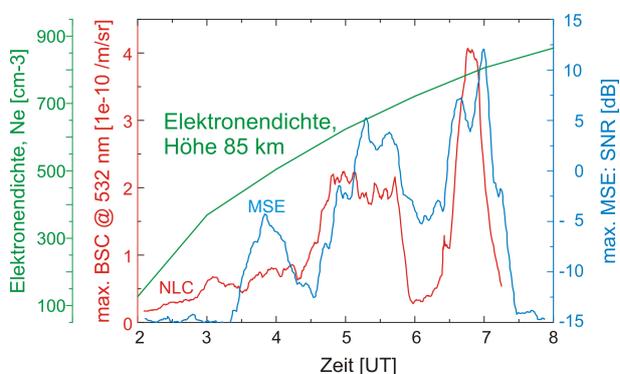


Abb. 8.3: Maximale NLC- und MSE-Stärke sowie Elektronendichte in 85 km Höhe in Abhängigkeit von der Zeit am 17.06.2012

Das MSE-Signal zeigt allerdings die gleiche Variation wie die NLC-Helligkeit, wenn man das größere Sichtfeld des OSWIN-Radars beachtet. Die NLC-Helligkeit ist vor allem von der Partikelgröße und -anzahl bestimmt. Auch die MSE-Stärke ist von der Partikelanzahl mitbestimmt, so dass hier eine gewisse Korrelation zu erwarten ist. In dieser Fallstudie konnte direkt nachgewiesen werden, dass für die fehlende MSE vor 3:30 UT kein Mangel an Eisteilchen entscheidend war. Gleichzeitig erkennt man in diesem Fall, dass oberhalb einer Mindestkonzentration von Elektronen die MSE-Stärke nur noch von den Eigenschaften der Eiswolke bestimmt ist. Dies spricht u. a. dafür, dass zu diesem Zeitpunkt die Eisteilchenkonzentration deutlich geringer ist als die Elektronendichte. Die gleichzeitigen Messungen von NLC und MSE bei Dämmerung sollen fortgesetzt werden, da sie einzigartige Studien des Zusammenhangs von Eisteilchen, Radarechos und Elektronendichten erlauben.

9 Lidarmessungen der Temperaturgezeiten über Kühlungsborn

(M. Kopp, M. Gerding, J. Höffner, F.-J. Lübken)

Gezeiten in der Atmosphäre sind global auftretende Wellenstrukturen mit ganztägigen, halbtägigen oder auch kürzeren Perioden. Sie werden u. a. durch eine periodische Absorption solarer Strahlung angeregt. Neben anderen Wellen, wie Schwerewellen, sind sie für den Transport von Energie und Impuls aus der Tropo- und Stratosphäre in die Meso- und Thermosphäre verantwortlich. Damit sind sie bedeutend für das Verständnis der Dynamik der mittleren Atmosphäre insgesamt. Seit einigen Jahren ist die Analyse von Gezeitenkomponenten aus Radar-Windmessungen oder auch aus Temperatur- und Windmessungen von Satelliten etabliert. Es gibt derzeit weltweit nur sehr wenige quasi-kontinuierliche, tageslichtunabhängige Lidar-Temperaturmessungen, die wesentliche Teile der mittleren Atmosphäre umfassen. Jedoch bis vor kurzem keine in mittleren Breiten.

In Kühlungsborn werden seit Sommer 2010 zum ersten Mal Temperaturmessungen mit einem neuen RMR-Lidar unabhängig von der Tageszeit durchgeführt. Das tageslichtfähige RMR-Lidar wurde zusätzlich zu dem bereits existierenden, ausschließlich bei Dunkelheit messenden, RMR-Lidar in Betrieb genommen. Am Tag werden aus RMR-Messungen Temperaturen bis in 75 km Höhe und in der Nacht bis 90 km berechnet. Durch die Kombination mit einem Kaliumresonanzlidar werden zusätzlich Temperaturen zwischen 80 und 105 km bestimmt. Messungen rund um die Uhr ermöglichen die Analyse von Wellenkomponenten ohne tageslichtbedingte Messlücken.

In Abb. 9.1 wird eine mehrtägige Messung (vom 29. September bis 3. Oktober 2011) in einem Höhenbereich von 43 bis 105 km gezeigt. Unterhalb von ca. 80 km werden Temperaturen vom RMR-Tagssystem und oberhalb von 80 km vom K-Lidar verwendet. Dargestellt sind Temperaturabweichungen vom Tagesmittel, um vorhandene Wellenstrukturen besser zu verdeutlichen. In den ersten drei Tagen sind deutliche Wellensignaturen mit abwärts gerichteter Phasenausbreitung über den kompletten Höhenbereich zu sehen. Am letzten Tag sind die Wellenstrukturen weniger klar. Die grau hinterlegten Bereiche markieren die Messzeit, die mit dem bisher vorhandenen Nachtsystem und damit ohne Tageslichtfähigkeit möglich ist. Offensichtlich kann nur durch Messungen bei Tag und Nacht eine vollständige Interpretation des Wellenspektrums erfolgen.

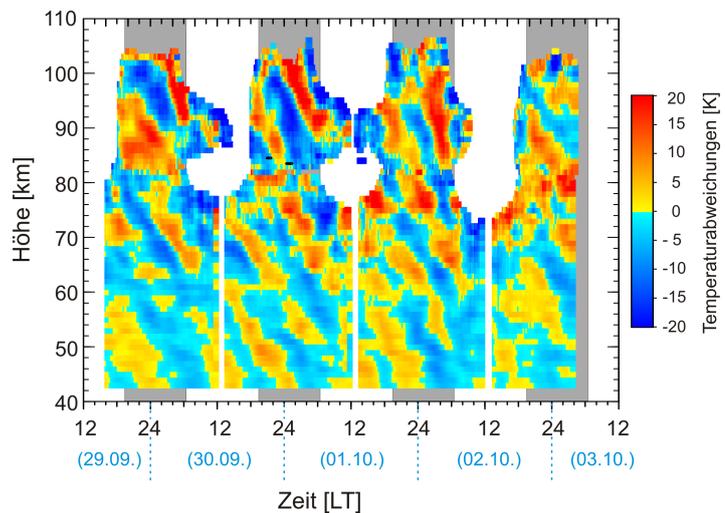


Abb. 9.1: Temperaturabweichungen vom Tagesmittel aus durchgehenden RMR- und K-Lidarmessungen (29. September bis 3. Oktober 2011). Die Lücken um 12 LT sind auswertebedingt. Grau hinterlegte Bereiche markieren die Messzeit des vorhandenen Nachtsystems. Bei den Temperaturberechnungen wurde ein maximaler Fehler von 10 K zugelassen.

Die Analyse von Gezeitenstrukturen wird im Allgemeinen im Höhenbereich von 43 bis 95 km durchgeführt, abgesehen von einer Lücke um 80 km, wo das Signal-zu-Rauschverhältnis zu schlecht ist. Oberhalb von 80 km, und damit aus K-Lidar-Temperaturen, werden Gezeitenstrukturen aufgrund der Tageslichtfähigkeit dieses Lidars bereits seit einigen Jahren analysiert. Typischerweise werden circa 100 Messstunden für eine Analyse benötigt, um Wellen mit Perioden ähnlich den Gezeiten sicher von diesen zu trennen. Wetterbedingt eignen sich z. B. im Oktober 2011 insgesamt 137 Messstunden (d. h. sieben Messungen, die länger als sechs Stunden sind) für eine Analyse. Für die Gezeitenanalyse werden diese sieben mehrstündigen Messungen überlagert und zunächst saisonale Variationen durch den Abzug eines mittleren Temperaturjahresgangs eliminiert.

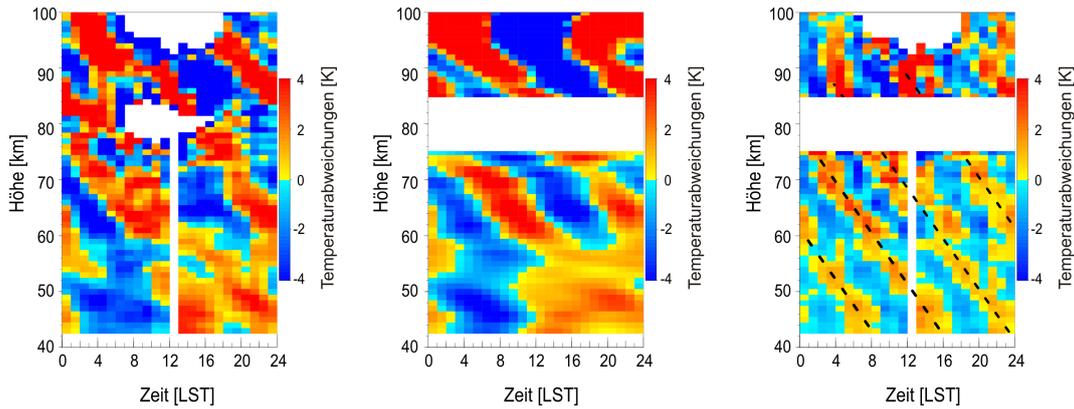


Abb. 9.2: Temperaturabweichungen (links) und reproduzierte Gezeit (Mitte) mit 12 h und 24 h Periode. Residuen (rechts) nach Abzug der reproduzierten Gezeit von den Temperaturabweichungen. Überlagerung von sieben Messungen mit insgesamt 137 Stunden aus dem Oktober 2011.

Amplituden und Phasen der Gezeit werden mittels harmonischer Analyse unter der Annahme von 12 h und 24 h Periode für jede Höhe bestimmt. Abbildung 9.2 zeigt die ungeglätteten, gemessenen Temperaturabweichungen im Vergleich zu den errechneten Temperaturabweichungen für die 12 h und 24 h Gezeitenkomponenten. Offensichtlich reproduziert die Überlagerung von halb- und ganztägigen Wellen die gemessenen Temperaturvariationen gut. Sowohl in den gemessenen Temperaturabweichungen als auch in den errechneten Temperaturabweichungen sind Wellensignaturen mit abwärts gerichteter Phasenausbreitung (über den kompletten Höhenbereich) zu sehen. Man erkennt eine dominierende ganztägige Gezeit unterhalb von ca. 56 km und eine dominierende halbtägige Gezeit im Höhenbereich von ca. 60 bis 75 km sowie oberhalb von 85 km. Die Residuen im rechten Teil der Abbildung zeigen jedoch deutlich, dass es neben den 12 h und 24 h Gezeitenkomponenten in dem ausgewählten Zeitraum noch weitere, höhere Komponenten (wie 8 h) gibt. Zur ersten Abschätzung der vertikalen Wellenlänge aus den Temperaturabweichungen wird der vertikale Abstand zwischen zwei Maxima bzw. Minima zu einem festen Zeitpunkt betrachtet. Daraus ergeben sich teilweise sehr große vertikale Wellenlängen (größer 25 km).

In Abb. 9.3 sind die gemessenen Amplituden und Phasen der 12 h und 24 h Gezeit dargestellt. Zum Vergleich sind Amplituden und Phasen aus dem GSWM-09-Modell eingezeichnet. In Höhen von 43 bis 75 km variieren die gemessenen Amplituden der ganztägigen und halbtägigen Gezeit zwischen ca. 0,2 und 4,5 K, während die Amplituden oberhalb von 90 km auf Werte größer 10 K anwachsen. Über den kompletten Höhenbereich sind die Gezeitenamplituden aus dem GSWM-09-Modell deutlich geringer als die gemessenen Amplituden. Wie aus Abb. 9.2 zu erwarten ist, erfolgt die Phasenausbreitung nach unten, entsprechend einer Ausbreitung der Energie nach oben. In Höhen mit sehr kleinen Wellenamplituden, wie z. B. in 52 km, kann die Phase der 12 h Gezeitenkomponente nicht bestimmt werden.

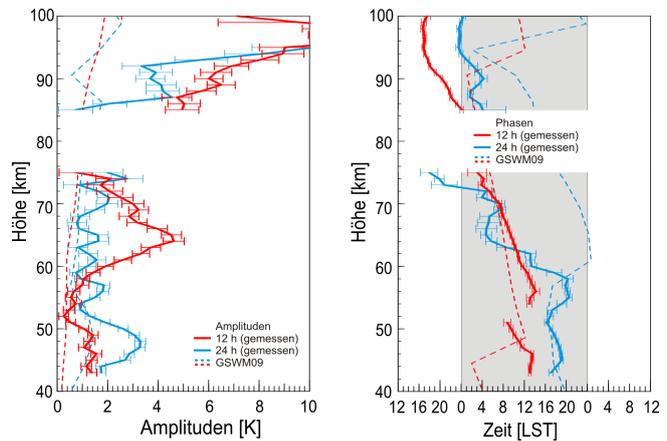


Abb. 9.3: Gemessene Amplituden (links) und Phasen (rechts) der ganz- und halbtägigen Gezeit für Oktober 2011. Zum Vergleich sind GSWM-09-Modelldaten als gestrichelte Linien eingezeichnet.

Die bisherige Datenbasis seit 2010 ermöglicht eine Analyse von Gezeitenkomponenten u. a. für den Sommer 2010 sowie für die Monate April bis Oktober 2011. Durch eine kontinuierliche Fortführung der Messungen soll die Gezeitenanalyse auf weitere Monate ausgedehnt und die Variabilität der Gezeiten untersucht werden.

10 Temperatur- und NLC-Trends mit LIMA/Eis

(U. Berger, F.-J. Lübken, G. Baumgarten, J. Fiedler)

Die polare Mesopausenregion im Sommer ist ein Bereich der oberen Atmosphäre, in dem die sog. leuchtenden Nachtwolken (noctilucent clouds, NLC) existieren können. Sie treten typischerweise in Höhen von 83 ± 2 km auf. NLC verdanken ihre Existenz der Tatsache, dass die Luft im Mesopausenbereich extrem kalt wird, so dass die Anwesenheit selbst sehr geringer Mengen von Wasserdampf dazu ausreicht, kleinste Eispartikel zu bilden. Typischerweise steigt die Häufigkeit des Auftretens der Wolken von einigen Nächten pro Sommer bei Kühlungsborn (54°N) auf etwa $1/3$ aller Nächte bei ALOMAR (69°N) an.

Welche Informationen über die Atmosphäre im Mesopausenbereich können wir aus Beobachtungen dieser Wolken gewinnen? Es ist insbesondere die Höhe einer NLC, die sich mit guter Genauigkeit messen lässt. Ferner gibt es Höhenmessungen von NLC über einen Zeitraum von über 100 Jahren. Diese stellen vermutlich die längste Reihe quantitativer Messungen für einen Parameter der oberen Atmosphäre dar. Die erste Serie solcher Höhenmessungen mittels fotografischer Triangulation wurde in den Sommern der Jahre 1889–1891 von O. Jesse durchgeführt. In Abb. 10.1 werden die mit modernen Lidars gemessenen NLC-Höhen mit den frühen Triangulations-Ergebnissen verglichen. Der Mittelwert der Messungen von Jesse hat eine Höhe von 82,4 km. Die modernen Lidar-Messungen aus den Jahren 1997–2007 verlaufen von hohen zu mittleren Breiten über Longyearbyen (78°N), ALOMAR (69°N), Søndre Strømfjord (67°N) und Kühlungsborn (54°N). Abbildung 10.1 zeigt zunächst, dass für alle Beobachtungsorte die mittleren gemessenen NLC-Höhen in einem engen Höhenband von 82,1 km bis 83,5 km dicht beieinander liegen und zwar bei Temperaturen zwischen 146 und 150 K. Zudem erkennt man in Abb. 10.1 eine gute Übereinstimmung der aus LIMA/Eis berechneten NLC-Höhen mit den beobachteten Werten. Vergleicht man die historischen Höhenmessungen von Jesse mit den nächstgelegenen Lidar-Stationen Kühlungsborn (82,8 km) bzw. ALOMAR (83,2 km), so finden wir fast identische NLC-Höhen. Damit liegt der früheste Triangulationswert (nunmehr 110 Jahre älter als der erste Lidarwert) so nahe an den modernen Lidar- und LIMA/Eis-Ergebnissen, dass keine signifikante Abweichung des alten von den modernen Höhenwerten vorliegt: Die Höhe der NLC hat sich im vergangenen Jahrhundert nicht messbar verändert.

Wir wissen aus Modellrechnungen, dass die Höhe der NLC hochsignifikant in einem linearen Zusammenhang mit der Umgebungstemperatur in NLC-Höhen steht (siehe Abb. 10.2). Wir können also umgekehrt schlussfolgern: Hätte sich die Atmosphäre in NLC-Höhen in den letzten 100 Jahren merklich abgekühlt, so hätte man ein signifikantes Absinken der NLC-Höhen beobachten müssen,

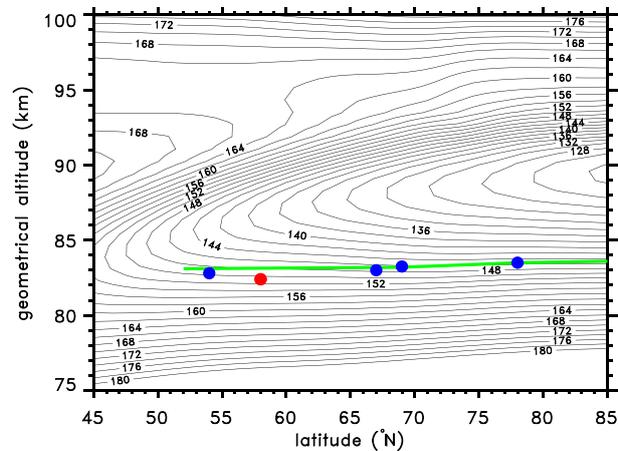


Abb. 10.1: Mit Lidars gemessene NLC-Höhen (blaue Punkte) und historische Messungen von ca. 1890 (roter Punkt). LIMA-Resultate für NLC-Höhen (grüne Linie) und Sommer-Temperaturen (schwarze Linien) für 1997–2007.

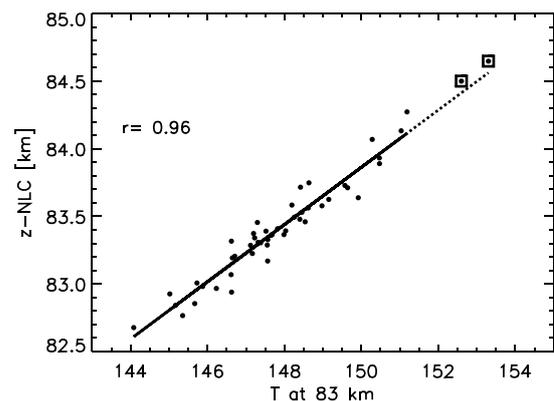


Abb. 10.2: Korrelation der mittleren NLC-Höhen gegen mittlere Temperaturen bei 83 km, berechnet mit LIMA/Eis.

z. B. bei 10 Kelvin Abkühlung ein Absinken um ca. 2 km. Aus der Konstanz der Höhe schließen wir somit auch auf eine Konstanz der Umgebungstemperatur.

Gegenwärtig gibt es nur wenige Langzeitmessungen der Temperatur im Bereich der Mesosphäre. Diese Daten decken außerdem nicht hohe und polare Breiten ab. Verfügbar ist ein Satellitendatensatz (SSU) ab 1979, der aber nur Höhen bis 50 km erreicht. Weiterhin gibt es Langzeitmessungen der Temperatur von einer Lidar-Station in Frankreich (Höhenbereich 30–80 km; ab 1979) und seit 1959 Phasenhöhenmessungen von Radiowellen am IAP in Kühlungsborn (siehe Kap. 11). Analysiert man diese Datensätze auf Temperaturtrends, so ergeben sich relativ große Trendwerte im Bereich von 2–4 K/Dekade im Höhenbereich 50–75 km. Extrapoliert man diese Trends auf polare Breiten in die NLC-Region und auf die zurückliegenden 100 Jahre, so sollte man eine erhebliche Änderung in den NLC-Höhen feststellen. Insofern ist unser Resultat der Konstanz der NLC-Höhe sicherlich unerwartet.

Wie sehen nun die mit LIMA berechneten Temperaturtrends in NLC-Höhen aus? In Abb. 10.3 zeigen wir den Verlauf der mit LIMA berechneten Temperaturabweichung vom langjährigen Sommermittel (Mai–August) bei 82 km Höhe für ALOMAR über die letzten 60 Jahre. Wir können drei Zeitperioden mit unterschiedlichen Trends identifizieren: den Zeitraum 1961–1979 mit annähernd unveränderten Temperaturen, den Zeitraum 1979–1997 mit einer Abkühlung von ca. –6 K und den Zeitraum 1997–2009 mit einer Erwärmung von ca. +4 K. Die Änderungen der Temperaturen bedeuten für die mittleren NLC-Höhen, dass diese von 1979 bis 1997 um 1,25 km gesunken und anschließend von 1997 bis 2009 um 0,8 km gestiegen sind. Als Netto-Höhenänderung ergibt sich ein Absinken von ca. 0,5 km. Wir können spekulativ die Konstanz der Temperatur im Zeitraum 1961–1979 weiter in die Vergangenheit bis ca. 1890 fortsetzen. Unter dieser Annahme ergibt sich dann auch eine sehr ähnliche NLC-Höhe, wie sie vor mehr als 100 Jahren von Jesse gemessen wurde.

Was ist die Ursache für die Unterschiede in den Temperaturtrends? Auffällig ist, dass die zeitliche Entwicklung des stratosphärischen Ozons gut mit dem Temperaturverlauf der LIMA-Simulation mit ECMWF/CO₂/O₃-Trends korreliert ist. Sowohl der starke Abfall der Temperaturen im Zeitraum 1979–1997 als auch der folgende Anstieg wird also durch den stratosphärischen Ozontrend bestimmt. Wir erweitern nun die Trendanalyse auf den gesamten Höhen- und Breitenbereich der Sommermesopausenregion für die Zeiträume 1979–1997 und 1997–2008, siehe Abb. 10.4. Der Vergleich der beiden Zeiträume zeigt, dass die Umkehr des Temperaturtrends um das Jahr 1997 nicht nur auf die Lidar-Station ALOMAR beschränkt ist, sondern von 40°N bis 90°N auftritt. Damit sollten alle Messungen von NLC-Höhen aus unterschiedlichen Breitenpositionen einheitlich in ihrem Trendverhalten zu interpretieren sein.

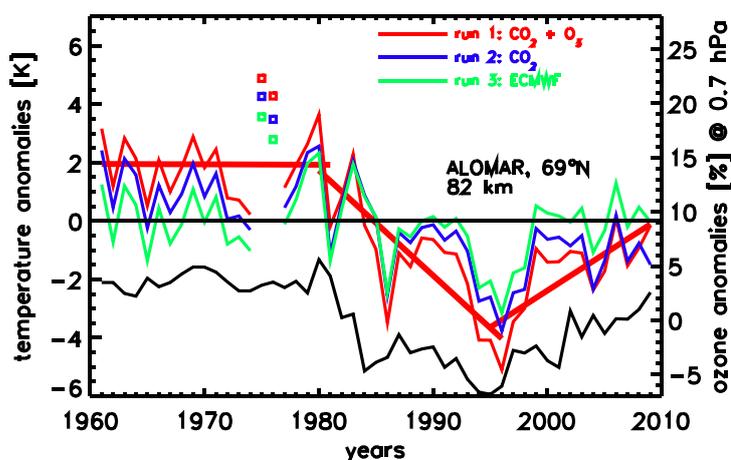


Abb. 10.3: Temperaturabweichungen vom langjährigen Sommermittel (Mai–August) in 82 km Höhe über ALOMAR mit LIMA; nur ECMWF-Trend (grün), ECMWF-Trend plus CO₂-Trend (blau), ECMWF-Trend plus CO₂-Trend plus O₃-Trend (rot). Die Daten der Jahre 1975/76 werden ignoriert wegen Fehlern in den ECMWF-Daten. Die Balken (rot) zeigen den linearen Trend für 1961–1979, 1979–1997 und 1997–2009. Die Variation von O₃ (schwarz) ist nach WMO (2011).

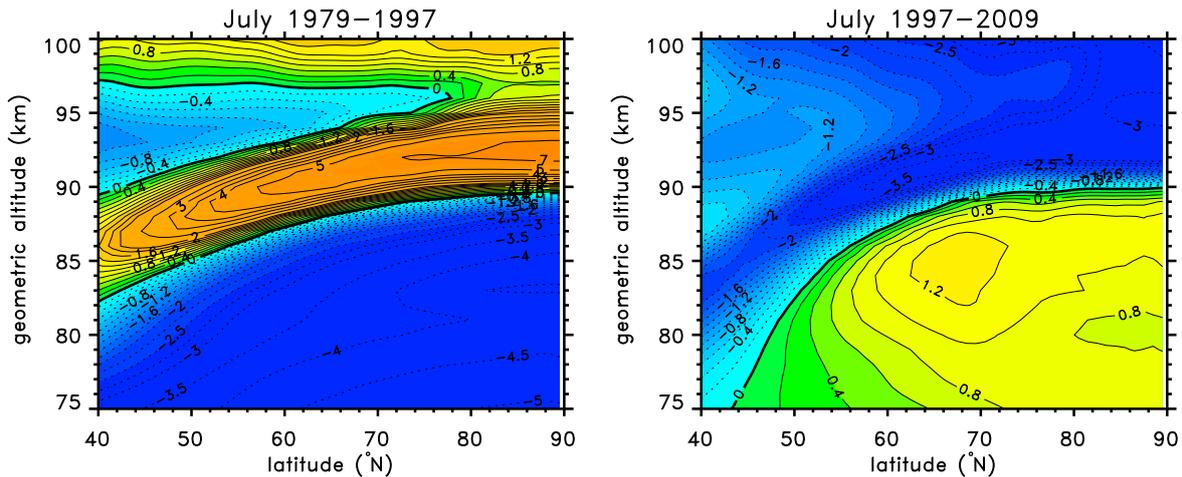


Abb. 10.4: Temperaturtrends (in K/Dekade) in der nördlichen Mesopausenregion für Juli, berechnet mit LIMA. Die Trends gelten für die Zeiträume 1979–1997 und 1997–2009. Diese LIMA-Simulation berücksichtigt ECMWF-Trends plus CO_2 - und O_3 -Trends (siehe auch Kap. 1).

Neben der Höhe der NLC haben wir auch das Trendverhalten von Häufigkeit und Helligkeit dieser Wolken untersucht. Hierfür existieren allerdings Messreihen erst seit Beginn des Satellitenzeitalters Ende der 70er Jahre. Jede NLC besitzt eine orts- und zeitabhängige Helligkeit, die als Rückstreusignal oder Albedo quantifiziert wird. Führt man eine Mindesthelligkeit ein, so ergibt die saisonale Mittelung der Albedo über alle modellierten NLC jeweils einen Wert für die Jahre 1961–2009. Diese lassen sich mit Satellitendaten (SBUV, Solar Backscatter in the Ultraviolet) aus den Jahren 1979–2006 vergleichen, siehe Abb. 10.5. Wir sehen einen deutlichen Trend, der sowohl in den Satelliten- als auch Modelldaten zu finden ist. Die beobachtete Breitenabhängigkeit des Trends wird von LIMA/Eis gut wiedergegeben. Während des letzten Jahrzehnts (1997–2008) scheint der Helligkeitstrend abzubrechen. Grundsätzlich zeigt sich in den Helligkeitsänderungen ein mit zunehmender Breite immer stärker werdendes Solarzyklus-Signal, was die Bestimmung der Jahre einer Trendumkehr (ca. 1979 und 1997) erschwert. Trotz allem beobachten wir auch bei der NLC-Helligkeit einen nichtmonotonen Trend. Ursache hierfür sind die in Abb. 10.3 markierten Perioden von Abkühlung und Erwärmung, die wiederum maßgeblich von der zeitlichen Entwicklung des stratosphärischen Ozons beeinflusst werden.

Wir fassen zusammen: Leuchtende Nachtwolken sind ein gut messbarer Indikator für Klimatrends in der oberen Atmosphäre, weil sie sehr empfindlich auf Temperaturänderungen reagieren. Der Prozess dieser Wechselwirkung ist allerdings bis heute nicht vollständig verstanden. Insbesondere die Aussage, dass die Höhe der NLC seit mehr als 100 Jahren als konstant gilt, ist noch nicht zufriedenstellend erklärt.

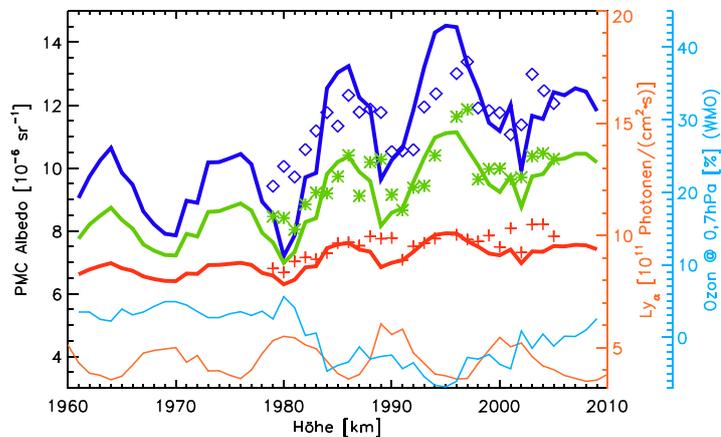


Abb. 10.5: Vergleich der saisonal gemittelten Albedo bzw. Helligkeit der NLC aus LIMA/Eis (Linie) und Satellitenbeobachtungen mit SBUV (Symbole) aus DeLand (2007). Die Daten entstammen aus folgenden Breitenbändern: 56–64°N (rot), 64–74°N (grün) und 74–82°N (blau). Die LIMA/Eis-Daten sind als ein Fit dargestellt, der eine multiple lineare Regression mit einem linearen Trend, die solare Aktivität Lyman- α (untere rote Kurve) und die Variation von Ozon (untere blaue Kurve) verwendet.

11 Zeitliche und räumliche Entwicklung von NLC mit LIMA/Eis

(J. Kiliani, F.-J. Lübken, G. Baumgarten, U. Berger)

Leuchtende Nachtwolken (NLC) werden in einer Höhe um 83 km beobachtet. Mit dem 3D Lagrange-Modell LIMA/Eis wird die Entstehungsgeschichte von NLC untersucht (siehe auch Kap. 1 und Kap. 10). Dafür werden 50 starke NLC-Ereignisse im Juli 2009 bei ALOMAR (69°N) über deren Rückstreuquerschnitt (β_{\max}) selektiert. Es werden die Trajektorien der großen Eisteilchen von deren Entstehung bis zur Sublimation verfolgt. Damit werden die Bedingungen untersucht, unter denen Eis in der Mesosphäre entsteht und zu sichtbaren NLC-Teilchen heranwachsen kann. In Abb. 11.1 ist der Transport einer NLC gezeigt. Dieser ist vor allem westwärts gerichtet, mit einer leichten Komponente südwärts. Die meisten Eisteilchen werden nicht älter als 60 Stunden, nur wenige erreichen ein Alter von bis zu 4 Tagen. Die zurückverfolgte Eiswolke ist zudem sehr kohärent, da nur vertikale Windscherung Dispersion verursacht.

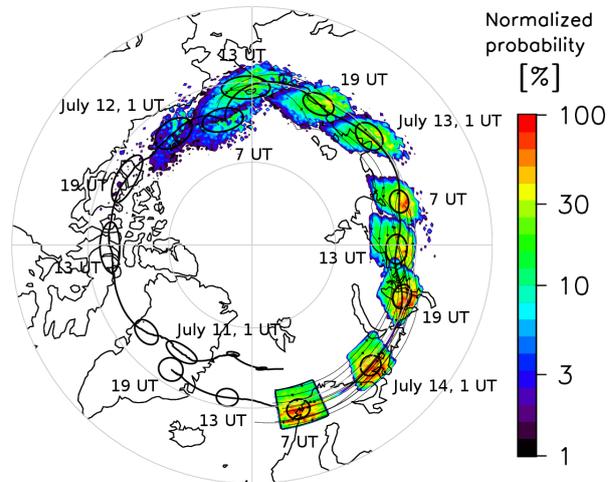


Abb. 11.1: Transport der Teilchen einer NLC, die am 14.7.2009 bei ALOMAR selektiert wurde: β -gewichtete Säulenzahldichte relativ zur deren Maximum im 6h-Intervall (farbige Felder), 6h-Schwerpunkt und Verteilungsbreite (Ellipsen) sowie einige Trajektorien.

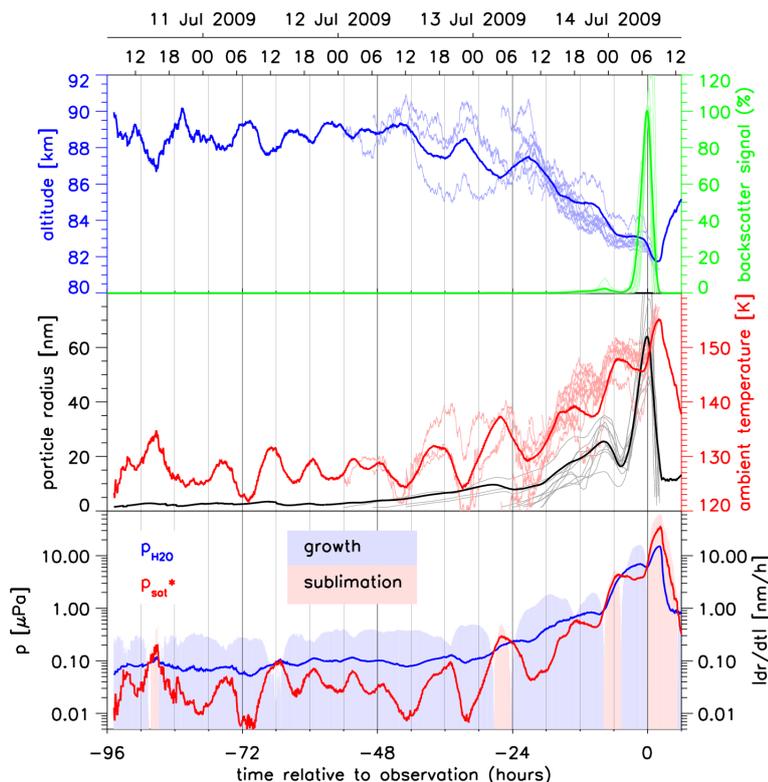


Abb. 11.2: Entwicklung der NLC aus Abb. 11.1. Oben: Vertikaltransport und Rückstreusignal, Mitte: Radius und Umgebungstemperatur. Dicke Linien zeigen mittlere Entwicklung, dünne Linien sind jeweils 10 Einzeltrajektorien. Unten: Wasserdampf-Partialdruck und Gleichgewichtsdampfdruck (linke Skala, Linien) sowie Wachstums- bzw. Sublimationsgeschwindigkeit (rechte Skala, Schraffierung).

In Abb. 11.2 ist die Entwicklung der Eisteilchen in dieser NLC gezeigt. Die meisten entstehen knapp unter der Mesopause, um 88 km. Das Teilchenwachstum ist anfänglich langsam ($\approx 0,3$ nm/h) und stetig. Etwa 30 Stunden vor der Beobachtung wird das Wachstum schneller und weniger gleichmäßig. Ab dann wechseln sich Phasen schnellen Wachstums mit Sublimation ab. Nach diesem Zeitpunkt wird auch der Abwärtstransport durch Sedimentation merkbar, der mit zunehmendem Radius immer schneller wird. Während der gesamten Historie ist die NLC atmosphärischen Wellen mit einer Periode von ca. 10 Stunden ausgesetzt. Diese bewirken Temperaturschwankungen von bis zu 10 K und verursachen Schwankungen des Gleichgewichtsdampfdrucks p_{sat}^* um bis zu einem Faktor 20, dieser ist im Unterschied zum Sättigungsdampfdruck p_{sat} vom Radius abhängig. Beim frühen Teilchenwachstum in der Mesopausenregion ist die Übersät-

tigung hoch genug, dass auch in den Temperaturmaxima meist kein Abschmelzen stattfindet, beim späten Wachstum verursachen die gleichen Temperaturschwankungen jedoch Sublimationsphasen. Die hohe Wachstumsgeschwindigkeit $\frac{dr}{dt}$ kurz vor Beobachtung (≈ 15 nm/h bei -2 h) und die Sublimationsgeschwindigkeit danach kommen zustande, weil $\frac{dr}{dt}$ proportional zu $(p_{\text{H}_2\text{O}} - p_{\text{sat}}^*)$ ist und der H_2O -Partialdruck $p_{\text{H}_2\text{O}}$ in 83 km ca. 50-mal größer ist als in 88 km. Die Hauptwachstumsphase von 20 – 60 nm findet innerhalb von nur 4 Stunden statt und bewirkt ein Ansteigen der Helligkeit um rund 2 Größenordnungen. Das Temperaturminimum in der Hauptwachstumsphase wird durch aufwärts gerichteten Vertikalwind verursacht. Dieser wirkt zusätzlich der Sedimentation entgegen und hält die Eisteilchen in der sehr wasserdampfreichen Schicht um 83 km.

Abb. 11.3 zeigt die Entstehung der Teilchen. Diese findet nicht gleichmäßig statt, sondern schubweise. Vor allem die späten Nukleationsschübe sind scharf voneinander abgegrenzt. Eisteilchen entstehen vor allem, während die mittlere Übersättigung $S = \frac{p_{\text{H}_2\text{O}}}{p_{\text{sat}}}$ der Umgebung ansteigt. Ausnahmen lassen sich durch Inhomogenität im NLC-Volumen erklären: S kann lokal steigen und Eisbildung ermöglichen, während es im Mittel über ein größeres Volumen fällt. Starke Nukleation tritt vor allem dann auf, wenn zuvor in einer Phase sehr niedriger Übersättigung viele Eisteilchen in der Umgebung sublimiert sind und deshalb deren Kondensationskeime für erneute Eisbildung zur Verfügung stehen.

Allgemeine Aussagen über die Vorgeschichte von NLC sind von Belang, da NLC ein Trendindikator für die Mesosphäre sind und als aktive Tracer von mehreren Einflussgrößen wie Temperatur und Wasserdampf abhängen, einschließlich deren Variabilität durch Wellen. Das Verständnis der Bildung von NLC erlaubt daher, aus NLC-Beobachtung auf die Bedingungen bei ihrer Bildung zu schließen, ohne diese direkt zu messen. Wir führen die Trajektorienuntersuchung für je 50 NLC-Ereignisse an drei Standorten (69°N , 78°N und südlich von 60°N) aus. Die Trajektorien werden dabei mit überlagerten Epochen (Beobachtung ist $t = 0$) analysiert und mit ihrem jeweiligen Rückstreuoeffizienten bei $t = 0$ (in etwa $\beta \propto r^5$) gewichtet. Damit werden Charakteristika wie u. a. Teilchenalter und Sichtbarkeitsdauer quantifiziert (Tab. 11.1). Als Sichtbarkeitsdauer definieren wir die Zeitspanne um die Beobachtung herum, in welcher das Teilchen mehr als 10 % seiner eigenen beobachteten Helligkeit aufweist. Während das Teilchenalter stark abhängig von der Breite der Beobachtung ist, ist die Sichtbarkeitsdauer nahezu breitenunabhängig. Sichtbare NLC-Teilchen werden innerhalb weniger Stunden einige hundert km vom Beobachtungsort entfernt gebildet.

Tab. 11.1: Charakteristika der Entwicklung von NLC-Teilchen mit Verteilungsbreite, gewichtet mit $\beta(t=0)$

Breite der Beobachtung	$< 60^\circ\text{N}$	69°N	78°N
Radius bei Beobachtung	$37,4 \pm 8,6$ nm	$59,5 \pm 15,1$ nm	$61,3 \pm 16,1$ nm
Teilchenalter	$19,3 \pm 8,3$ h	$36,4 \pm 16,3$ h	$63,0 \pm 15,0$ h
Nukleationshöhe	$87,0 \pm 1,1$ km	$87,8 \pm 1,6$ km	$89,4 \pm 1,1$ km
Nukleationstemperatur	$132,5 \pm 3,0$ K	$130,0 \pm 4,4$ K	$124,1 \pm 3,6$ K
Sichtbarkeitsdauer	$4,8 \pm 1,5$ h	$4,5 \pm 1,7$ h	$4,6 \pm 2,0$ h

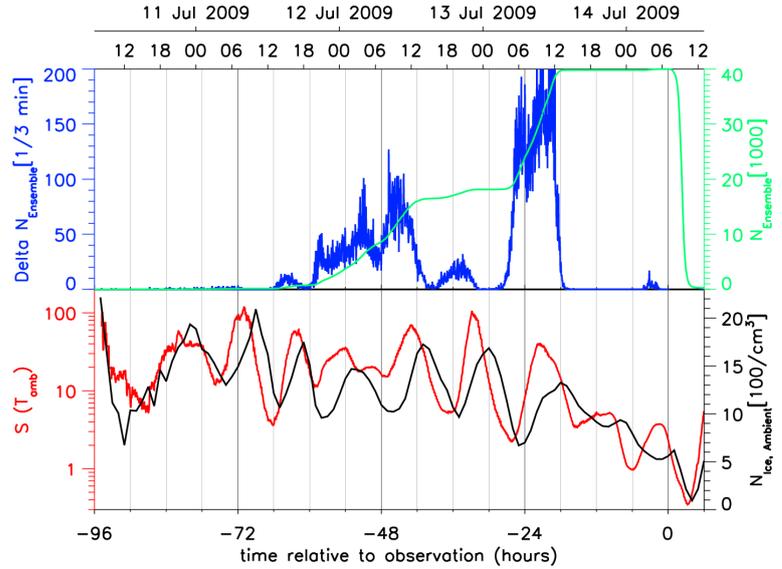


Abb. 11.3: Alter der NLC aus Abb. 11.1. Oben: Teilchenanzahl des Ensembles und Nukleationsrate, unten: Übersättigung und Anzahldichte von Eisteilchen in Umgebung des Ensembles.

12 Eigenschaften von Eisteilchen in leuchtenden Nachtwolken

(G. Baumgarten, J. Fiedler, P. Hoffmann, N. Kaifler, F.-J. Lübken, G. von Cossart)

Die Kenntnis der Eigenschaften von Eisteilchen in NLC ist aus verschiedenen Gründen wichtig. So bestimmt die Größe und die Anzahl der Teilchen die mit der Wolke transportierte Wassermenge. Andererseits bestimmt die Teilchengröße auch die Fallgeschwindigkeit der Eisteilchen, und damit die Zeit in der die Eisteilchen wachsen können. Neben diesen für die Wolkenphysik entscheidenden Effekten bestimmt die Teilchengröße aber auch die optischen Eigenschaften der Wolken. Dies machen sich Lidar- und Satelliteninstrumente zunutze und vermessen so, durch Beobachtung der Wolken mit verschiedenen Farben bzw. unter verschiedenen Streuwinkeln, die Teilchengröße. Da die Instrumente nicht nur ein einziges Teilchen bzw. wenige zehn Teilchen, sondern mindestens 10^{14} Partikel gleichzeitig beobachten, müssen noch Eigenschaften des Ensembles von Teilchen berücksichtigt werden. Hierzu gehört z.B. die Breite der Größenverteilung innerhalb des Streuvolumens oder die mittlere Form und Orientierung der Teilchen. Aufgrund der großen Anzahl von Partikeln im Streuvolumen bleibt neben einem Einfluss der Teilchenform hauptsächlich ein Einfluss der Breite der Größenverteilung übrig. Das ALOMAR RMR-Lidar ist weltweit das einzige Instrument, welches die Breite der Größenverteilung routinemäßig bestimmt. Daher werden unsere Beobachtungen für die Analyse verschiedener Instrumente verwendet, um die Bestimmung der Teilchengröße durch diese zu verbessern. Erst wenn die Eigenschaften der Eisteilchen richtig berücksichtigt sind, ist es möglich, die Beobachtungen unterschiedlicher Satelliteninstrumente zu kombinieren. Neu an dieser Kombination von Lidar- und Satellitenmessungen ist, dass sich die unterschiedlichen Messmethoden ergänzen und somit Informationen über die räumliche Struktur und zeitliche Entwicklung abgeleitet werden können. Bislang wurden Messreihen der einzelnen Instrumente kombiniert, um die Konsistenz der Beobachtungen zu prüfen bzw. die Algorithmen und Analysemethoden zu verbessern. Nachdem der Algorithmus zur Bestimmung der Teilchengröße des CIPS (Cloud Imaging and Particle Size) Instruments an Bord des NASA AIM (Aeronomy of Ice in the Mesosphere) Satelliten durch Informationen aus den Lidarbeobachtungen verbessert wurde, konnten die unterschiedlichen Beobachtungen konsistent kombiniert werden. In Abb. 12.1 ist eine Satellitenmessung über der Forschungsstation ALOMAR gezeigt. Hierbei interessiert uns besonders die Frage, ob die Wellensignaturen durch die Advektion horizontaler Strukturen oder durch schnelle Änderungen der Teilcheneigenschaften entstehen. Das CIPS Instrument wurde zum Vergleich mit dem Lidar gewählt, da CIPS eine hohe räumliche Auflösung bei gleichzeitig großem Sichtfeld hat. Ein Fall von gemeinsamen Lidar- und Satellitenmessungen einer starken NLC wurde im Detail untersucht, um die Ausbreitung der Strukturen genauer zu verstehen (Abb. 12.2).

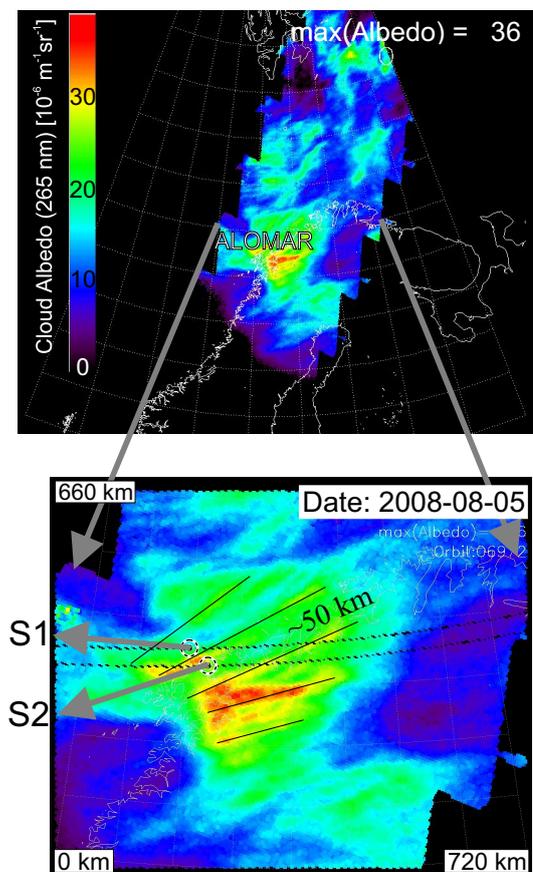


Abb. 12.1: NLC-Beobachtung über der Forschungsstation ALOMAR durch das CIPS-Kamerasystem auf einem amerikanischen Forschungsatelliten. Während des Überflugs konnte ein horizontal strukturiertes NLC-Feld beobachtet werden. Die Wolkenbänder haben einen Abstand von ca. 50 km. Anhand der Radarbeobachtungen des Windes (grauer Pfeil) wird eine Trajektorie der Wolkenpartikel bestimmt (gestrichelte Kurve).

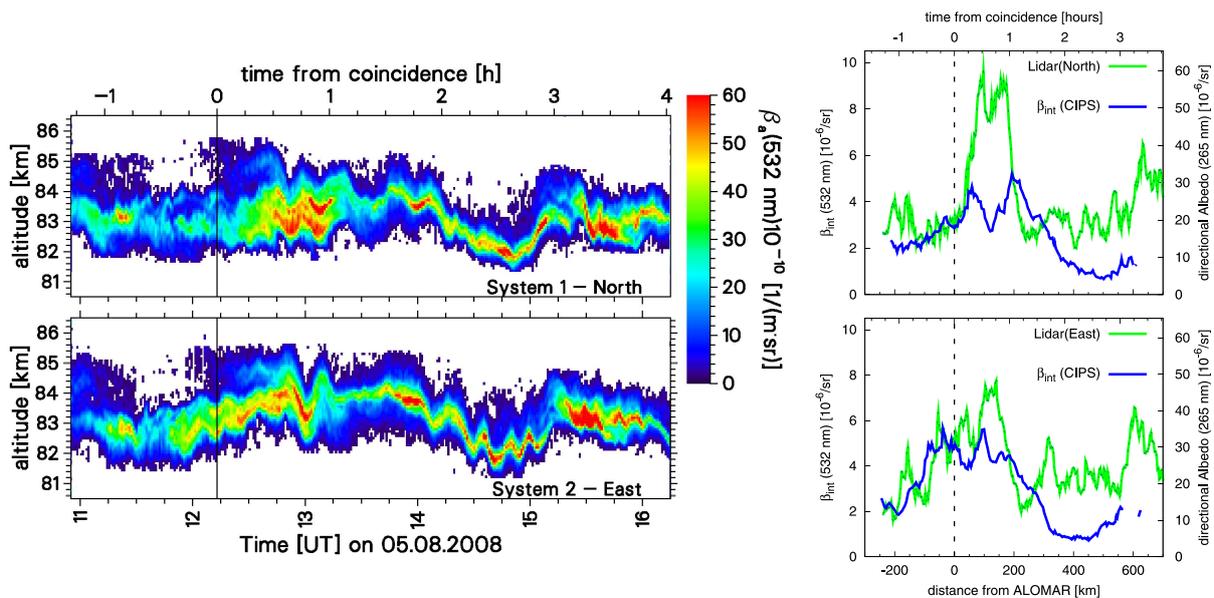


Abb. 12.2: Links: Lidarbeobachtung der NLC vor und nach dem Überflug des Satelliten (markiert durch vertikale Linie). Die Messungen wurden in zwei Bereichen der NLC durchgeführt, die ca. 40 km voneinander entfernt sind (kreisförmige Markierungen in Abb. 12.1). Das Lidar beobachtet Vertikalbewegungen der Wolkenschicht mit einer Periode von ca. 20 Minuten sowie eine Doppelschicht. Rechts: Zum Vergleich mit den Satellitendaten wird das Lidarsignal vertikal integriert und anhand der Advektion durch den Wind in die räumliche Dimension umgerechnet. Hierzu werden Radar-Windmessungen genutzt. Die CIPS-Messungen entlang der Trajektorie der Luftpakete werden mittels optischer Modellrechnungen unter Berücksichtigung der Teilcheneigenschaften in vergleichbare Signale umgerechnet (grüne und blaue Kurve).

Zum Zeitpunkt des Überflugs stimmen die Beobachtungen sehr gut überein, aber bereits nach wenigen 10 Minuten stimmen die Signale, trotz Berücksichtigung der Advektion, nicht mehr überein. In Abb. 12.3 sind die von beiden Instrumenten bestimmten Teilcheneigenschaften gezeigt. Hierbei ist zu erkennen, dass die vertikal gemittelten Teilcheneigenschaften (grüne und blaue Linie in Abb. 12.3) auch über längere Zeit übereinstimmen, insbesondere selbst bis eine Stunde nach dem Überflug, während sich die Signale (grüne und blaue Linie in Abb. 12.2) bereits deutlich unterscheiden. Dies deutet an, dass sich die Anzahldichte in der Advektionszeit geändert hat,

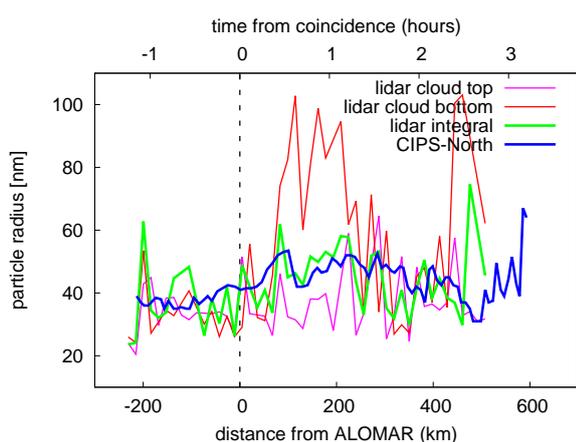


Abb. 12.3: Vergleich der Lidarbeobachtungen von Teilchengrößen mit den Satellitenmessungen im nördlich gelegenen Volumen. Im Verlauf der Teilchengrößen ist zu erkennen, dass die helle Wolke südöstlich von ALOMAR nicht durch generell größere Teilchen verursacht wird, sondern durch große Eiskristalle an der Wolkenunterkante.

während die vertikal gemittelte Teilchengröße ein langsamerer Tracer ist und seine Eigenschaften über längere Zeit erhalten bleiben. Wodurch können nun diese Änderungen der Teilchenzahl entstehen? Durch horizontale Divergenzen und Konvergenzen aufgrund von Schwerwellen können die Partikel lokal verdichtet werden. Wenn die zur Kompensation der Horizontalbewegung notwendige Vertikalbewegung nach oben gerichtet ist, kann diese dazu führen, dass Teilchen in der Wolke sogar noch stärker anwachsen können. Ein Indiz hierfür ist das Anwachsen der Teilchen an der Wolkenunterkante zwischen 30 und 60 Minuten nach dem Überflug des Satelliten. Dieses Anwachsen ist aber anscheinend auf die Wolkenunterkante begrenzt und wird nur bei höhenaufgelöster Betrachtung der Wolken und auf horizontalen Skalen von 100 km sichtbar. Mit der notwendigen hohen Auflösung können derzeit nur Lidarinstrumente die Teilcheneigenschaften vermessen.

13 NLC über ALOMAR: Gezeiten

(J. Fiedler, G. Baumgarten, U. Berger, G. von Cossart, P. Hoffmann, N. Kaifler, F.-J. Lübken)

Das ALOMAR RMR-Lidar wird seit 15 Jahren regelmäßig für die Beobachtung von NLC eingesetzt. Die NLC-Saison bei 69°N reicht von Anfang Juni bis Mitte August. In diesem Zeitraum wurde von 1997–2011 mit dem Lidar ca. 4740 Stunden gemessen, davon zeigten ca. 2090 Stunden NLC. Dies ist weltweit der umfangreichste mit einem Lidar bestimmte NLC-Datensatz. Die Messungen zeigen die Variabilität des Auftretens und der Eigenschaften der Eisteilchen auf unterschiedlichen Zeitskalen. Wir finden sehr intensive und persistente Variationen mit Perioden von 24 und 12 Stunden, deren Ursache den thermischen Gezeiten zugeordnet werden kann.

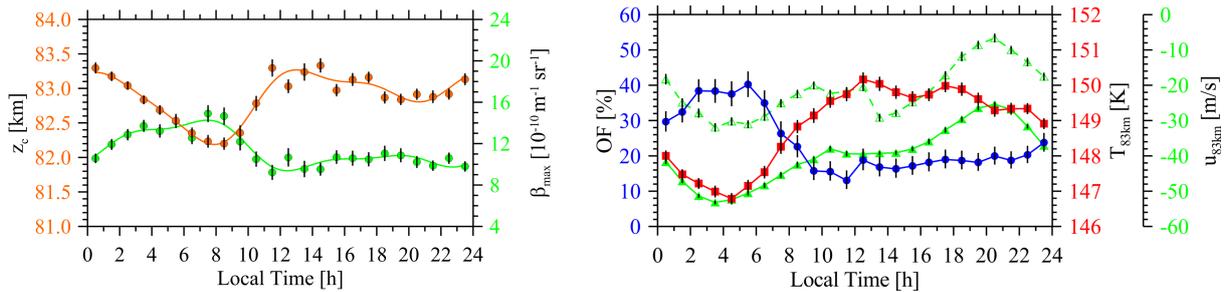


Abb. 13.1: Tageszeitliche Variationen der NLC-Höhe (z_c), -Helligkeit (β_{\max}) und -Häufigkeit (OF) aus RMR-Lidar-Messungen sowie der Temperatur (LIMA) und der Zonalwinde (LIMA, MF-Radar = gestrichelt) in 83 km über ALOMAR für den integrierten Datensatz von 1997 bis 2010.

Abb. 13.1 zeigt das mittlere tägliche Verhalten grundlegender NLC-Parameter sowie der Temperatur (LIMA-Modell) und des Zonalwindes (LIMA-Modell, ALOMAR MF-Radar) bei 83 km über ALOMAR im Sommer. Über den Tag variiert die NLC-Höhe um ca. 1 km, die Helligkeit um den Faktor 1,7 und die Häufigkeit um den Faktor 2,8. Höhe und Helligkeit sind statistisch signifikant anti-korreliert, was mit dem Entwicklungsprozess der Eisteilchen erklärbar ist: Während des Größenwachstums nehmen sie an Masse zu und sinken nach unten. Dadurch sind größere (hellere) Teilchen im Mittel in geringeren Höhen zu finden. Die identische Phasenlage des Zonalwindes in Messung und Modell zeigt die gute Reproduktion des Gezeiteneinflusses in LIMA. In NLC-Höhe berechnet das Modell eine Temperaturgezeit von 3,4 K im Mittel über mehrere Jahre. Der Zeitraum des häufigsten NLC-Auftretens in den frühen Morgenstunden fällt mit den niedrigsten Temperaturen und stärksten Ostwinden zusammen. Dies weist auf die starke Modulation leuchtender Nachtwolken durch atmosphärische Gezeiten hin.

Die Persistenz des tageszeitlichen NLC-Verhaltens weist auf einen relativ stabilen Gezeiteneinfluss hin, jedoch sind die Gezeitenkomponenten nicht konstant über die Jahre. Für deren Bestimmung nutzen wir harmonische Fits mit Perioden von 24 und 12 Stunden an die Messwerte. Zur Erhöhung der statistischen Sicherheit werden die Stundenmittel der NLC-Parameter zuvor jeweils über 3 Jahre gleitend gemittelt. In Abb. 13.2 sind die Zeitreihen der Amplituden und Phasen der ganz- und halbtägigen Variationen von NLC-Häufigkeit und -Helligkeit dargestellt. Beide Phasen der Häufigkeit liegen stabil bei ca. 4 Uhr Lokalzeit, was die Ursache für das regelmäßig erhöhte NLC-Auftreten in den Morgenstunden ist. Die ganztägige Phase der Helligkeit steigt über den gesamten Zeitraum monoton um 7 Stunden an. Die halbtägige Amplitude der Helligkeit hat um das Jahr 2001 herum ein tiefes Minimum, das mit dem Maximum der solaren Aktivität zusammenfällt. Einige Gezeitenparameter sind also recht konstant, andere hingegen zeigen beträchtliche zeitliche Variationen, deren Ursachen bis jetzt nicht klar sind.

Diese Variabilität könnte die Interpretation von Messungen beeinflussen, die nur einen Teil der Tageszeit abdecken. Satelliteninstrumente (z. B. SBUV auf NOAA-Satelliten) fliegen meist in sonnensynchronen Umlaufbahnen und beobachten NLC nur zu zwei festen Lokalzeiten, die sich über die Jahre verändern können.

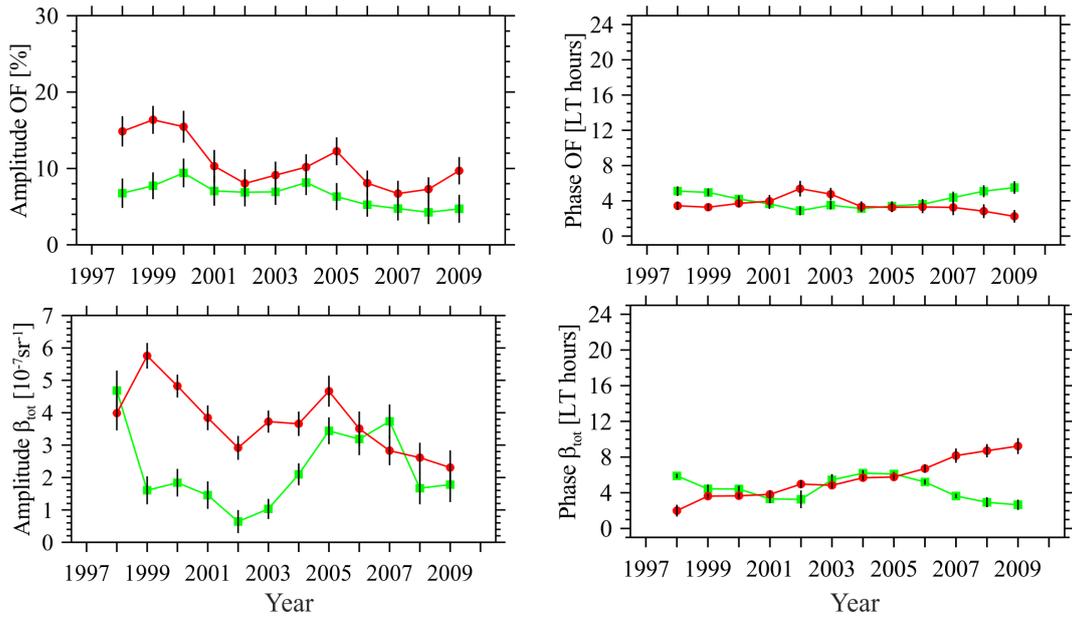


Abb. 13.2: Amplituden (links) und Phasen (rechts) der ganztägigen (rot) und halbtägigen (grün) Perioden der NLC-Häufigkeit (oben) und -Helligkeit (unten). Der Volumenrückstreukoeffizient β_{tot} ist ein Maß der Helligkeit der NLC.

Zur Abschätzung des Lokalzeiteinflusses auf langjährige Zeitreihen haben wir aus den Gezeitenkomponenten in Abb. 13.2 die tageszeitliche Variation für jedes Jahr neu berechnet. Das Resultat ist im linken Teil von Abb. 13.3 für die NLC-Helligkeit gezeigt. Zusätzlich sind dort drei einzelne Lokalzeiten (farbig) sowie die Überflugzeiten der NOAA-Satelliten über ALOMAR (schwarze Kreise) von 1998 bis 2009 gekennzeichnet. Der rechte Teil der Abbildung zeigt die daraus konstruierten Jahr-zu-Jahr-Variationen. Für die RMR-Lidarkurve wurden alle 24 Lokalzeiten pro Tag benutzt. Diese Zeitreihe ist nicht identisch mit der sich aus den saisonalen Mittelwerten ergebenden, sondern dient hier als Referenz, um den Lokalzeiteinfluss darzustellen. Für die "SBUV"-Kurve wurden nur die entsprechenden Überflugzeiten benutzt. Alle Zeitreihen basieren also auf RMR-Lidardaten, die jedoch durch unterschiedliche Lokalzeiten gefiltert sind. Das allein bewirkt, dass die Anstiege (lineare Regressionen) von "SBUV"- und RMR-Kurve um 45% voneinander abweichen. Messungen ausschließlich zu NOAA-Lokalzeiten überschätzen das tatsächliche Verhalten um einen Betrag, der größer ist als der aus der SBUV-Zeitreihe publizierte Trend der NLC-Helligkeit von +6,3%/Dekade. Hiermit zeigt sich, dass Zeitreihen mit kleinen Trends möglicherweise durch die Variabilität der Gezeitenparameter beeinflusst sein könnten.

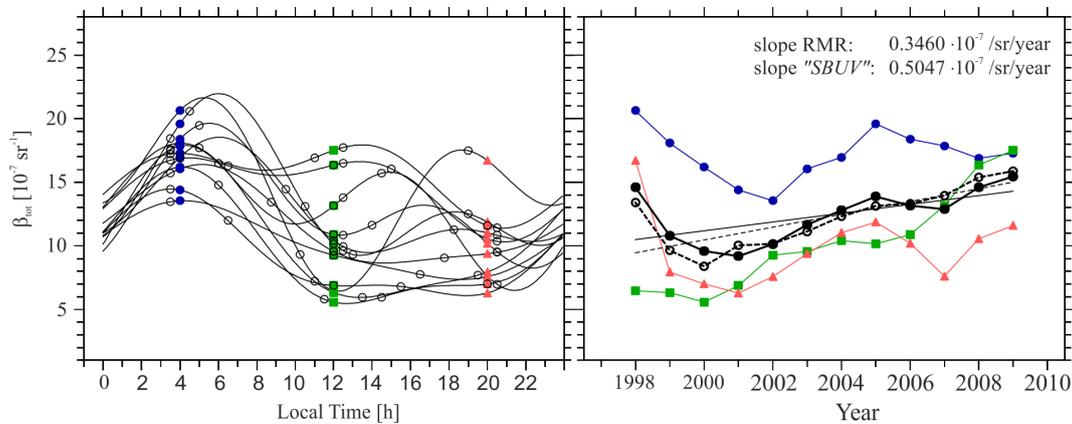


Abb. 13.3: Aus den Gezeitenparametern in Abb. 13.2 für jedes Jahr berechnete tageszeitliche Variationen der NLC-Helligkeit (links). Einzelne Lokalzeiten sind markiert, siehe Text. Rechts sind die daraus konstruierten Jahresmittelwerte gezeigt: RMR (schwarz durchgezogen) aus jeweils 24 Lokalzeiten, "SBUV" (schwarz gestrichelt) aus NOAA-Überflugzeiten über ALOMAR, farbige Kurven aus jeweils einer Lokalzeit.

14 Messungen von Schwerewellen in NLC

(N. Kaifler, G. Baumgarten, J. Fiedler, F.-J. Lübken)

Atmosphärische Schwerewellen können in der Troposphäre angeregt werden, beispielsweise durch die Überströmung von Hindernissen oder durch Wettersysteme, und breiten sich nach oben aus, wobei Energie und Impuls transportiert werden. Die Amplitude der Wellen wächst aufgrund der abnehmenden Dichte an, bis die Wellen schließlich brechen. Schwerewellen spielen eine wichtige Rolle bezüglich des Energie- und Impulseintrags in dieser Region, der von Bedeutung für die residuelle Zirkulation ist. Typische Zeitskalen dieser Wellen liegen zwischen wenigen Stunden und Minuten und horizontalen Skalen zwischen wenigen 10 m bis zu einigen 100 km. Schwerewellen können durch Fluktuationen der Dichte, der Temperatur und des Windes gemessen werden. In der kalten polaren Sommermesopausenregion führen Schwankungen der Hintergrundbedingungen, wie z. B. der Temperatur, zu einem Anwachsen oder Abschmelzen von Eisteilchen, die als NLC sichtbar werden. Störungen der Temperatur verändern so z. B. die Helligkeit der NLC. Aufgrund der starken Rückstreuung der etwa 50 nm großen Eisteilchen können diese Änderungen mit Lidars genau vermessen werden. Die Beobachtung von Strukturen in NLC bietet somit die Möglichkeit, mikrophysikalische Prozesse der Wolkenbildung und die Eigenschaften der Hintergrundfelder zu untersuchen.

Wir nutzen das in Nordnorwegen aufgebaute ALOMAR RMR-Lidar für die Beobachtung von kurzperiodischen Schwankungen in NLC. Die bisher eingesetzte Analyse (z. B. für Gezeiten) beruht auf Daten, die 14 Minuten gemittelt sind. In den letzten Jahren konnte die zeitliche Auflösung auf 30 s erhöht werden, was erstmals die Beobachtung von Wellen auf einer Skala von wenigen Minuten ermöglicht. Eine NLC-Messung aus dem Juli 2010 ist in Abb. 14.1 in 10 Minuten Auflösung gezeigt, und im Vergleich dazu ein anderthalbstündiger Ausschnitt in 30 Sekunden Auflösung in Abb. 14.2. Deutlich erkennt man Wellenbewegungen und eine vertikale Struktur. Um 21:05 Uhr sowie um 21:43 Uhr sind Doppelschichten sichtbar. Gegen 21:25 Uhr scheint sich ein Wirbel auszubilden, ein Hinweis auf eine Kelvin-Helmholtz-Instabilität. Später, nach 21:55 Uhr, finden sich weitere sehr feine Strukturen.

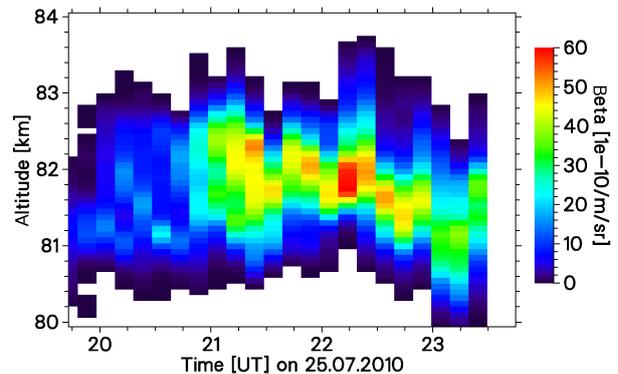


Abb. 14.1: NLC-Messung im Juli 2010 in 10 Minuten Auflösung mit 3,7 h Dauer

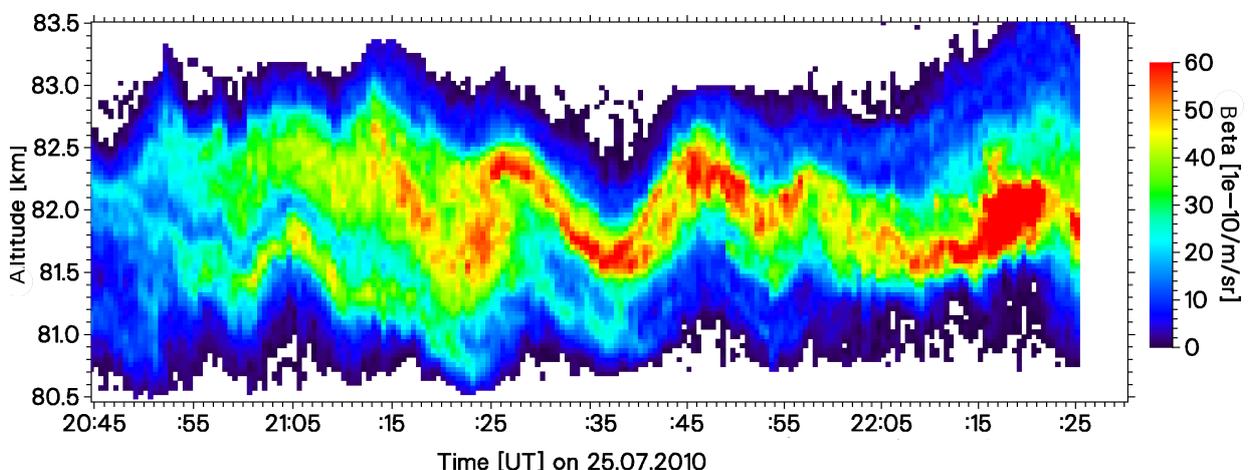


Abb. 14.2: Ausschnitt der NLC in Abb. 14.1 in 30 s Auflösung

In vielen NLC-Beobachtungen variiert die Höhe der NLC periodisch mit der Zeit. Wie die NLC-Messung im Juli letzten Jahres (Abb. 14.3) zeigt, können die Amplituden dabei mehr als einen Kilometer betragen, während die vertikale Ausdehnung der Schicht sehr gering sein kann, teilweise nur etwa 200 m. Zeitliche Perioden liegen im Minutenbereich. Die Frage ist nun, ob bestimmte Perioden bevorzugt auftreten oder ob alle Perioden mit einer bestimmten Verteilung angeregt werden. Für die Untersuchung dieser Fragen eignen sich Wavelet-Analysen. Dabei wird die zu untersuchende Zeitserie transformiert und das Ergebnis gemittelt, um ein Spektrum ähnlich einem Fourier-Spektrum zu erhalten. In Abb. 14.4 sind die Spektren von 50 NLC-Messungen mit einer Minstdauer von 3 h gezeigt. Man erkennt einen Abfall hin zu kurzen Perioden, es scheint jedoch keine Periode ausgezeichnet zu sein. Die Steigung der Höenschwankungen beträgt $-1,54 \pm 0,3$, jene der Helligkeitsschwankungen ist mit $-1,25 \pm 0,3$ noch etwas flacher. Dies kann ein Hinweis darauf sein, dass die Helligkeit, die durch die Teilchengröße und Anzahldichte gegeben ist, langsamer auf Änderungen der Hintergrundbedingungen reagiert als die Höhe der NLC. Zur genauen Klärung der Bedeutung dieser Ergebnisse für das Spektrum der Schwerewellen sollen theoretische Überlegungen und Modellrechnungen angestellt werden.

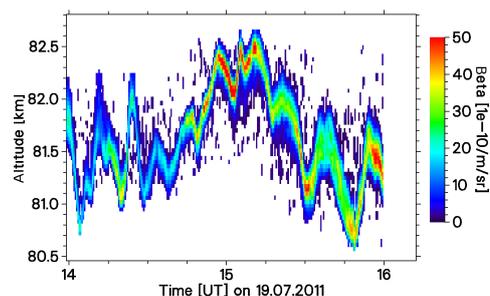


Abb. 14.3: NLC mit Wellenstruktur

Man erkennt einen Abfall hin zu kurzen Perioden, es scheint jedoch keine Periode ausgezeichnet zu sein. Die Steigung der Höenschwankungen beträgt $-1,54 \pm 0,3$, jene der Helligkeitsschwankungen ist mit $-1,25 \pm 0,3$ noch etwas flacher. Dies kann ein Hinweis darauf sein, dass die Helligkeit, die durch die Teilchengröße und Anzahldichte gegeben ist, langsamer auf Änderungen der Hintergrundbedingungen reagiert als die Höhe der NLC. Zur genauen Klärung der Bedeutung dieser Ergebnisse für das Spektrum der Schwerewellen sollen theoretische Überlegungen und Modellrechnungen angestellt werden.

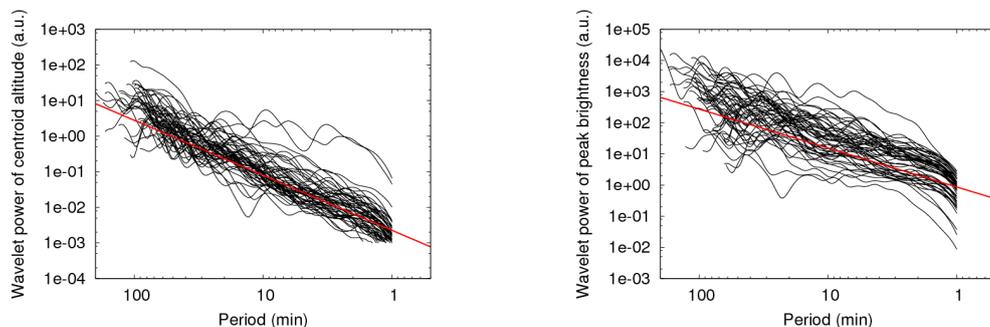


Abb. 14.4: Wavelet-Analyse der Höhen- (links) und Helligkeitsvariationen (rechts) von NLC

Was ist die kürzeste Periode, die auftritt bzw. die beobachtet werden kann? Im Jahr 2011 wurde ein neues System zur Detektion von Einzelschüssen in das RMR-Lidar integriert (LISA, Lidar Single Shot Acquisition System). Damit kann das Signal, das von jedem einzelnen Laserpuls erzeugt wird, detektiert werden. Tatsächlich ist die NLC-Schicht in den Rohdaten mit 33 ms Auflösung deutlich erkennbar (Abb. 14.5). Für eine spektrale Analyse wird das Signal in NLC-Höhe gemittelt und die Signalstärke transformiert. Bis hin zu etwa 10 Sekunden liefert die Analyse signifikante Signale. Die Auswertung und Interpretation der großen Menge an LISA-Daten steht erst am Anfang.

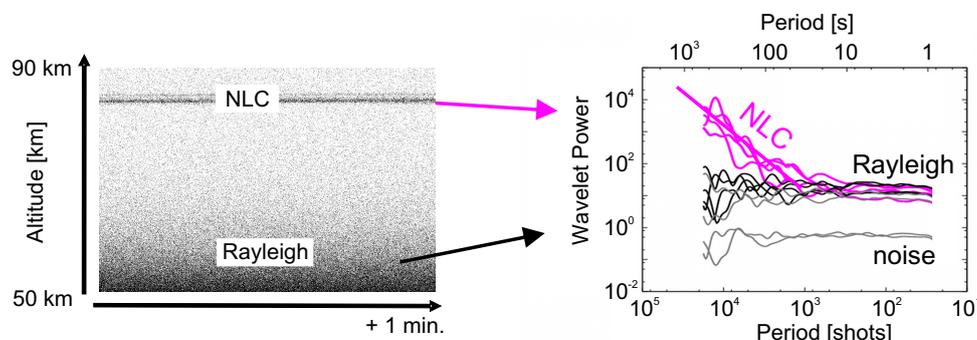


Abb. 14.5: Einzelpulsmessung und Analyse des Signals in der NLC-Schicht. Gezeigt ist links eine Minuten-Rohdatei, bei der jeder eingezeichnete schwarze Punkt mindestens einem detektierten Photon entspricht.

15 Lidar-Windmessungen über ALOMAR

(J. Hildebrand, G. Baumgarten, J. Fiedler, B. Kaifler, F.-J. Lübken, G. von Cossart)

Wind- und Temperaturmessungen sind für das Verständnis dynamischer und thermischer Prozesse in der mittleren Atmosphäre besonders wichtig. Ein weiter Teil dieses Höhenbereiches ist jedoch messtechnisch nur schwer zugänglich. Das Fehlen elektrischer Ladungen zwischen etwa 30 und 70 km Höhe verhindert Radarmessungen, die ansonsten kontinuierliche Beobachtungen zulassen. Satelliten können diesen Höhenbereich nicht komplett erfassen. Ballons steigen nur bis etwa 40 km Höhe und erlauben, genauso wie Raketen, nur sporadische Messungen. Das ALOMAR RMR-Lidar ermöglicht Temperatur-, Aerosol- und Windmessungen in Höhen zwischen etwa 15 und 90 km und schließt damit diese Lücke.

Das Prinzip der Windmessungen beruht auf der Dopplerverschiebung, die das an Luftteilchen rückgestreute Licht erfährt, wenn sich diese aufgrund des Hintergrundwindes bewegen. Das Lidar nutzt zwei schwenkbare Teleskope, um zwei Windkomponenten gleichzeitig messen zu können.

Für eine Messung am 25. Januar 2009 wurden beide Teleskope in entgegengesetzte Himmelsrichtungen ausgerichtet, um mit beiden Systemen unabhängig voneinander den Zonalwind zu bestimmen. Abb. 15.1 zeigt die dabei bestimmten Vertikalprofile des Zonalwindes und zum Vergleich ein Profil aus ECMWF-Daten. Das Süd-Ost-Teleskop (SET) wurde unter Nutzung einer unmittelbar vorher stattgefundenen Messung der Vertikalwindgeschwindigkeit kalibriert (für ausreichend lange Integrationszeiten ist der Vertikalwind nahezu null), für das Nord-West-Teleskop (NWT) wurde die Kalibration mit einer Labormessung vorgenommen. Der Vergleich der beiden Lidarprofile ist sehr gut: Zwischen 35 und 50 km Höhe und oberhalb von 60 km sind die Windgeschwindigkeiten innerhalb der Fehlerbalken gleich. Für den Höhenbereich 50–60 km kann ausgeschlossen werden, dass der Unterschied instrumentell bedingt ist. In dieser Höhe sind die Messvolumina der beiden Teleskope etwa 40 km voneinander entfernt. Denkbar ist also eine Inhomogenität des Windfeldes, etwa aufgrund einer atmosphärischen Welle mit einer horizontalen Wellenlänge im Bereich einiger 10 km. Dass die von beiden Systemen voneinander unabhängig gemessenen Windprofile so gut übereinstimmen, belegt die Fähigkeit des ALOMAR RMR-Lidars, über einen weiten Höhenbereich der mittleren Atmosphäre absolute Windgeschwindigkeiten messen zu können.

Unter Nutzung weiterer Instrumente, die auf der ALOMAR-Forschungsstation betrieben werden, kann der Höhenbereich für Windmessungen nach oben erweitert werden. Das IAP betreibt in unmittelbarer Nähe des ALOMAR-Observatoriums mehrere Radarinstrumente (s. Kap. 17), u. a. ein Meteorradar, das zwischen etwa 75 und 95 km Höhe Windgeschwindigkeiten messen kann. Da das Sichtfeld des Radars sehr viel größer ist als das des Lidars, ist es für vergleichende Messungen aber nicht die erste Wahl. Mit einem Natriumresonanzlidar messen US-amerikanische und norwegische Kollegen im Bereich der Natriumschicht in einer Höhe von 80 bis 110 km die Natriumdichte, Temperatur und Windgeschwindigkeit. Das Na-Lidar nutzt die gleichen Empfangsteleskope wie das RMR-Lidar. Obwohl das Sichtfeld des Na-Lidars etwas größer ist als das des RMR-Lidars und leicht gegen dieses verkippt ist, können beide Messvolumina als etwa gleich betrachtet werden.

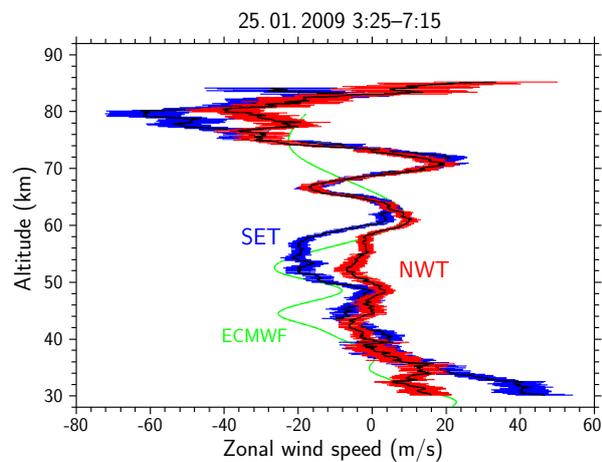


Abb. 15.1: Vertikalprofile der Zonalwindgeschwindigkeit für den Morgen des 25. Januar 2009, gemessen mit dem Nord-West-Teleskop (NWT, rote Fehlerbalken) und dem Süd-Ost-Teleskop (SET, blaue Fehlerbalken). Die grüne Kurve zeigt ein Windprofil aus ECMWF-Daten.

In Abb. 15.2 sind die Messvolumina beider Lidarsysteme und des Meteorradars schematisch dargestellt. Während die Lidars sehr enge Sichtfelder haben, die Durchmesser betragen in 85 km Höhe nur 15 bzw. 33 m, misst das Radar in einem sehr viel größeren Volumen, der Durchmesser des Sichtfeldes beträgt in der gleichen Höhe 170 km. Im Verlauf einer Kampagne im Januar 2009 wurden während mehr als 40 Stunden gemeinsame Lidar-Windmessungen durchgeführt. In Abb. 15.3 sind für die Messung in der Nacht vom 26. auf den 27. Januar die Vertikalprofile des Zonalwindes gezeigt, wie sie von beiden Lidarinstrumenten unabhängig voneinander, unter Nutzung verschiedener physikalischer Prinzipien, bestimmt wurden. Der Vergleich der beiden Windprofile ist sehr gut: Im Überlappungsbereich zwischen 79 und 83 km sind die beiden Windprofile im Rahmen der Fehlerbalken gleich. Dieser exzellente Vergleich zeigt, wie gut beide Lidarinstrumente absolute Windgeschwindigkeiten messen können. Die Kombination beider Instrumente erlaubt, die Windumkehr bei etwa 82 km Höhe zu erfassen. Während der längsten Messung in der Nacht vom 22. auf den 23. Januar wurde mit dem NWT der Meridionalwind gemessen. Im Verlauf dieser Messung wurden ausgeprägte Wellenstrukturen im Meridionalwind beobachtet. Abb. 15.4 zeigt die Abweichung des Meridionalwindes vom mittleren Windprofil des betrachteten Zeitraums. Deutlich sind Wellenstrukturen zu erkennen, deren Amplituden mit der Höhe zunehmen. Ihre vertikalen Wellenlängen und Phasenlagen variieren im Verlauf der Messung. Die Abnahme der vertikalen Wellenlänge im Höhenbereich 60–85 km kann durch die beobachtete Änderung des Hintergrundwindes (nicht gezeigt) erklärt werden. Diese beiden Beispiele zeigen, dass durch die Kombination zweier Lidars, deren Messmethoden auf verschiedenen Streumechanismen beruhen, ein sehr großer durchgängiger Höhenbereich der mittleren Atmosphäre mit hoher räumlicher und zeitlicher Auflösung abgedeckt werden kann. Zukünftig sollen weitere gemeinsame Messungen durchgeführt und auch Radar-Windmessungen mit höherer horizontaler Auflösung für Vergleiche hinzugezogen werden.

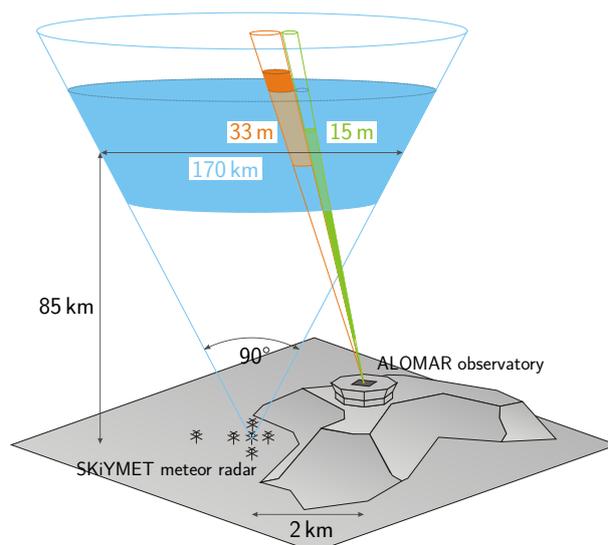


Abb. 15.2: Schematische Darstellung der Messvolumina der Windlidars auf ALOMAR (grün – RMR-, orange – Na-Lidar) und des Meteorradars (blau)

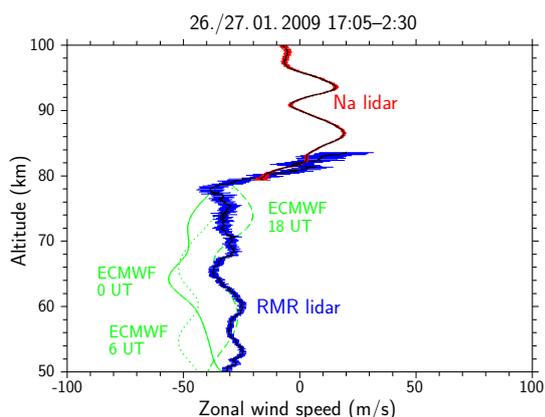


Abb. 15.3: Vertikales Profil des mittleren Zonalwindes zwischen 50 und 100 km Höhe in der Nacht 26./27. Januar 2009 zwischen 17:00 und 2:30 Uhr, gemessen mit dem NWT. Die Messungen von RMR-Lidar (blaue Fehlerbalken) und Na-Lidar (rote Fehlerbalken) passen sehr gut zusammen.

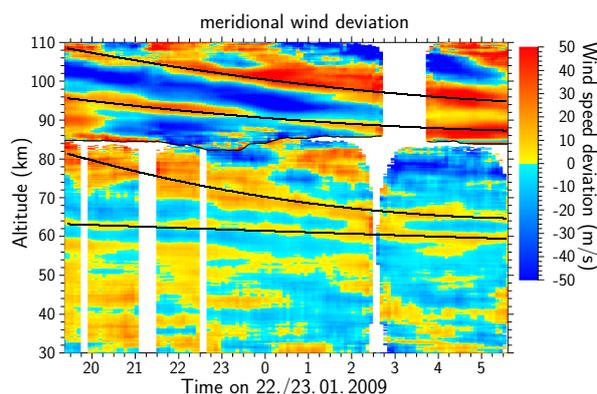


Abb. 15.4: Zeit-Höhen-Schnitt der Abweichung des Meridionalwindes für die Messung in der Nacht 22./23. Januar 2009, gemessen mit dem NWT. In beiden Datensätzen sind Wellenstrukturen sehr gut erkennbar, ihre Maxima sind mit schwarzen Linien hervorgehoben.

16 Ballongetragene Turbulenzmessungen in der Stratosphäre mit LITOS

(M. Gerding, A. Theuerkauf, A. Schneider, F.-J. Lübken)

Turbulenz erwartet man in der Atmosphäre zunächst vor allem in der Troposphäre und in der Mesosphäre, da hier die mit der Höhe abnehmende Temperatur das Brechen von Schwerewellen begünstigt. Aber auch in der meist stabil geschichteten Stratosphäre wird Wellenenergie dissipiert, wie u. a. aus Lidarmessungen von Schwerewellen bekannt ist. Diese Energie kann dann nicht bis in die Mesosphäre transportiert werden. Neben der Beeinflussung der mesosphärischen Energiebilanz spielt die Wellenbrechung auch beim Spurengastransport eine wichtige Rolle. Beim Brechen von Wellen entstehen immer kleinere Strukturen im Windfeld, bis die Wellenenergie auf kleinsten räumlichen Skalen aufgrund der Viskosität der Luft in Wärme umgewandelt wird. Die kleinsten räumlichen Strukturen der Turbulenz in der Stratosphäre sind meist nur wenige Zentimeter groß. Zurzeit können nur In-situ-Messungen solche Skalen auflösen. Am IAP wurde dazu in den vergangenen Jahren die Nutzlast LITOS (Leibniz-Institute Turbulence Observations in the Stratosphere) entwickelt, die mit Ballons bis in die Stratosphäre aufsteigen kann und erstmals das gesamte Turbulenzspektrum in Wind- aber auch in Temperaturdaten erfasst. Die kleinskaligen Strukturen in der Temperatur sind eine Folge der kleinräumigen Luftbewegung. Die Untersuchung von Turbulenz in beiden Größen dient dem besseren Verständnis der Turbulenz und ihrer Quelle insgesamt, da z. B. einzelne Modelle zur Brechung von Schwerewellen auch Unterschiede in den turbulenten Strukturen im Wind- und Temperaturfeld vorhersagen. Neben Messungen in Kühlungsborn fanden in den letzten Jahren drei Sondierungen in Kiruna/Schweden im Rahmen des sog. BEXUS-Projekts statt. Die größeren BEXUS-Nutzlasten ermöglichen die gleichzeitige Messung der Turbulenz im Wind- und im Temperaturfeld mit verschiedenen LITOS-Konfigurationen, während über Kühlungsborn aus Gewichtsgründen immer nur ein Experiment geflogen werden kann.

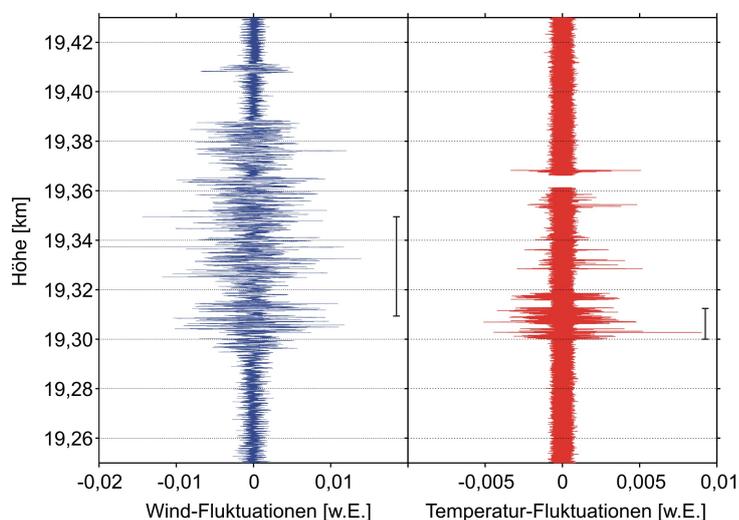


Abb. 16.1: Rohdaten von Wind- und Temperatursensor nach Abzug des Mittelwertes in 19,25–19,43 km Höhe (BEXUS 8, 10. Oktober 2009). Man erkennt einen turbulenten Bereich zwischen ca. 19,3 und 19,4 km Höhe. Die schwarzen Markierungen kennzeichnen die in Abb. 16.2 verwendeten Abschnitte.

Flug am 10. Oktober 2009 dargestellt. Man erkennt bis 19,3 km Höhe ein weitgehend konstantes Messsignal, das nur aufgrund des Eigenrauschens des Messsystems variiert. Darüber steigen die Spannungsfluktuationen stark an. Im oberen Bereich des dargestellten Intervalls ist dann wieder nur das Eigenrauschen zu erkennen. Außerdem fällt auf, dass der Bereich großer Fluktuationen im Temperaturfeld stärker strukturiert und insgesamt schmäler als im Windfeld ist.

Die geringere vertikale Ausdehnung ist zunächst unerwartet, aber eine generelle Eigenschaft der

Das LITOS-Messprinzip für Temperatur und Wind basiert jeweils auf einem nur wenige Mikrometer dünnen und von der Atmosphäre umströmten Wolframdraht, dessen elektrischer Widerstand gemessen (Temperatur) bzw. konstant gehalten wird (Wind). Der sehr dünne und damit praktisch trägheitsfreie Draht ermöglicht Abtastraten von mehreren Kilohertz und damit, bei ca. 5 m/s Aufstiegs geschwindigkeit, eine Höhenauflösung von etwa einem Millimeter. LITOS ist damit das einzige Instrument weltweit, das auch die feinsten turbulenten Strukturen in der Stratosphäre vollständig auflösen kann. In Abb. 16.1 sind die gemessenen Spannungswerte über ein Höhenintervall von 180 m (19,25–19,43 km Höhe) aus dem BEXUS-8-

turbulenten Schichten im Temperaturfeld. Eine Analyse der Schichtdicken im stratosphärischen Windfeld des BEXUS-8-Fluges ergibt eine mittlere Dicke von unter 40 m und eine maximale Dicke von mehr als 200 m. Dagegen sind die turbulenten Schichten im Temperaturfeld im Mittel nur gut 20 m und maximal weniger als 150 m dick.

Die Energiedissipationsrate ϵ beschreibt die Stärke der Turbulenz und kann aus den räumlichen Skalen der Fluktuationen berechnet werden. Je stärker die Turbulenz, desto kleiner werden die gebildeten Strukturen. In Abb. 16.2 ist das Spektrum für einen Abschnitt der BEXUS-8-Windfluktuationen gezeigt (blau). Ein Teilbereich der Turbulenz wird auch als Trägheitsunterbereich bezeichnet und zeigt eine charakteristische Leistungsdichte-Abnahme mit einer Potenz von $-5/3$. Zu kleineren Skalen schließt sich der viskose Unterbereich an (Abnahme mit Potenz von -7), bevor das Spektrum in diesem Fall bei räumlichen Skalen von weniger als ca. 2 cm Größe in Rauschen übergeht. Der Übergang zwischen Trägheitsunterbereich und viskosem Unterbereich wird als innere Skala l_0 der Turbulenz bezeichnet und ist ein direktes Maß für die Energiedissipationsrate. In Abb. 16.2 wurde eine Funktion an die Messdaten angepasst, die beide Unterbereiche gleichermaßen beschreibt (hellblau). Aus der Funktion ergibt sich eine innere Skala $l_0 = 3,4$ cm und daraus eine Energiedissipationsrate $\epsilon = 3$ mW. Dieser Wert ist zunächst unerwartet hoch, jedoch zumindest für diesen Flug nicht ungewöhnlich. Weitere Flüge werden zeigen, wie repräsentativ die einzelnen Profile sind. In der gleichen Abbildung ist auch das Spektrum der Temperaturfluktuationen gezeigt (rot). Hier ergibt sich eine innere Skala $l_0 = 1,9$ cm.

Im September 2011 wurde LITOS erneut als Teil einer BEXUS-Nutzlast gestartet. Auf Grundlage der Ergebnisse von BEXUS 8 wurden wiederum Wind- und Temperatursensoren kombiniert. Darüber hinaus wurden mehrere Sensoren auf die Ecken der Nutzlast verteilt (siehe Abb. 16.3), um zum einen räumliche Unterschiede in der Turbulenz und zum anderen den möglichen Einfluss der Gondelbefestigung untersuchen zu können. Ein spezieller 3d-Wolframdraht soll die Annahme isotroper Turbulenz verifizieren. Insgesamt wurden acht verschiedene Turbulenzsensoren sowie diverse Hilfsinstrumente (u. a. zur Überwachung der Gondelbewegung und der Anströmungsrichtung) in die Nutzlast integriert. Alle Sensoren haben die kritische Startphase überstanden und während des gesamten Fluges Daten gesammelt. Zurzeit läuft die Analyse dieses umfangreichen Datensatzes. In Zukunft sollen u. a. die kleinen Nutzlasten optimiert werden, um z. B. regelmäßige Sondierungen von Kühlungsborn aus zu ermöglichen.

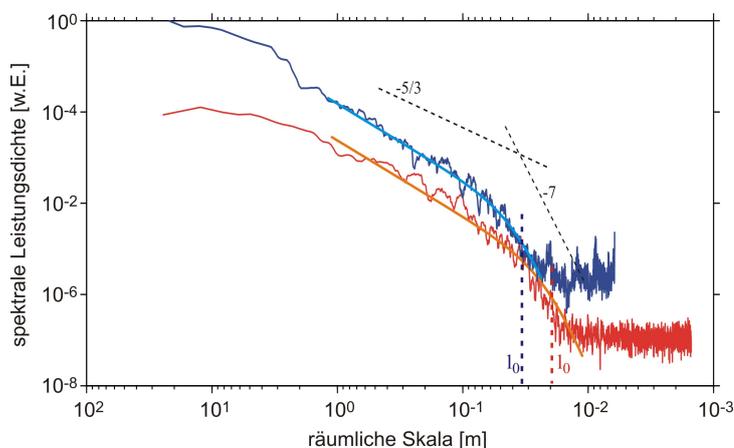


Abb. 16.2: Spektrale Leistungsdichte der Wind- und Temperaturfluktuationen (blau bzw. rot) für die Höhenbereiche aus Abb. 16.1. An die Daten wurde jeweils eine Funktion angepasst, die sowohl den $-5/3$ - als auch den -7 -Gradienten beschreibt. Der Übergangsbereich l_0 ist mit senkrechten Linien markiert. Die Leistungsdichten der Windfluktuationen sind mit 100 multipliziert.



Abb. 16.3: Nutzlast von BEXUS 12 am 27. September 2011 in Kiruna mit den Auslegern für die Turbulenzsensoren für Wind und Temperatur. Die Windfahne dient zur Bestimmung der Ausrichtung der Gondel relativ zur Luftströmung.

17 Die Radar-Systeme des IAP

(M. Zecha, R. Latteck, W. Singer, M. Rapp, G. Stober, P. Hoffmann, D. Keuer, J. Mielich, T. Renkwitz, M. Placke, N. Engler, J. Trautner, T. Barth, J. Wedrich)

Mit Radargeräten ist es möglich, wetterunabhängige kontinuierliche Beobachtungen der Troposphäre und unteren Stratosphäre (etwa 2–20 km) sowie der Mesosphäre und unteren Thermosphäre (etwa 60–110 km) mit einer hohen zeitlichen Auflösung durchzuführen. Radarexperimente stellen daher einen wesentlichen Bestandteil der bodengebundenen atmosphärischen Fernerkundung dar. Das IAP betreibt mehrere Radargeräte auf unterschiedlichen Frequenzen. Dabei sind alle Radar-Systeme für einen unbeaufsichtigten permanenten Betrieb ausgelegt. Die Lage der Standorte (Abb. 17.1) in Deutschland (Kühlungsborn und Juliusruh) und in Norwegen (auf der Insel Andøya) ermöglicht es, Untersuchungen atmosphärischer Phänomene sowohl in mittleren als auch arktischen Breiten durchzuführen. Die räumliche Nähe zu anderen Messinstrumenten erlaubt koordinierte Messungen von Radaren, Lidars, ballongestützten Instrumenten und Höhenforschungsraketen in nationalen und internationalen Kampagnen und die Kombination der Messergebnisse.

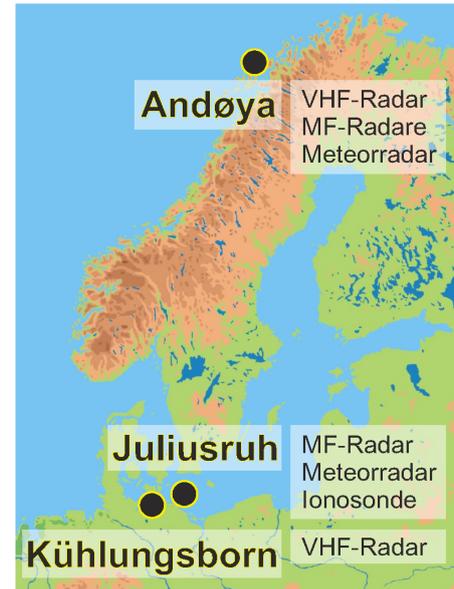


Abb. 17.1: IAP-Radar-Standorte

Die VHF-Radare (OSWIN und MAARSY)

Mit Radargeräten im VHF-Bereich sind Beobachtungen der Struktur und Dynamik in der Tropo- und unteren Stratosphäre sowie in der Mesosphäre möglich. Die vom IAP betriebenen VHF-Radare arbeiten auf 53,5 MHz in einem Mehrempfängerbetrieb mit der Möglichkeit, den Radarstrahl in mehrere Richtungen zu schwenken. Somit können 3-D Windfelder durch Kombination der Empfangssignale von mehreren Empfangsfeldern (Spaced-Antenna) oder mehreren Schwenkrichtungen (Doppler-Beam-Swinging) bestimmt werden und Radarreflektivität sowie Turbulenz abgeleitet werden. Insbesondere in den Sommermonaten liegt das Augenmerk auf der Erfassung von Radarsignaturen in der Mesosphärenregion, den sogenannten (polaren) mesosphärischen Sommerechos.



Abb. 17.2: Das VHF-Radar OSWIN in Kühlungsborn



Abb. 17.3: Das VHF-Radar MAARSY auf Andøya

Das OSWIN-Radar in Kühlungsborn (Abb. 17.2) besitzt ein Antennenfeld aus 12 x 12 Yagi-Antennen in einer quadratischen Gitterstruktur, wobei jeweils 24 Antennen einem der 6 Empfänger zugeordnet werden. Ein phasengesteuertes Einspeisen des Sendeimpulses in die verschiedenen Antennengruppen ermöglicht es, den 6° schmalen Antennenstrahl in bis zu 9 feste Positionen mit einer Zenitablage von 0°, 7° und 14° zu schwenken. Die maximale Pulsspitzenleistung beträgt 90 kW.

Beim moderneren MAARSY-Radar auf Andøya (Abb. 17.3) ist jede der insgesamt 433 in einer gleichseitigen Dreiecksgitterstruktur angeordneten Antennen mit einem eigenen Sende-Empfangsmodul verbunden, dessen Ausgangsleistung bis maximal 2 kW sowie dessen Sendefrequenz und Phasenoffset individuell eingestellt werden kann. Dadurch wird ein symmetrischer Radarstrahl mit einer Strahlbreite von $3,6^\circ$ erzeugt, der bis zu 40° aus dem Zenit heraus frei in jede beliebige Himmelsrichtung geschwenkt werden kann, ohne seine Richtwirkung zu beeinträchtigen. Verschieden geformte Radarpulse mit einer Länge von $0,33 \mu\text{s}$ bis zu $200 \mu\text{s}$ können um die zentrale Radarfrequenz von 53,5 MHz innerhalb der zur Verfügung stehenden Bandbreite von 4 MHz gesendet werden, wobei die Sendefrequenz wie auch die Strahlposition nach jedem Sendepuls geändert werden kann. Die zusammengefassten Empfangssignale von jeweils 7 benachbarten und symmetrisch angeordneten Antennen lassen sich vielfältig kombinieren und stehen für eine 16-Kanal-Datenerfassung zur Auswahl. Alternativ können auch Empfangssignale von separat vom Hauptfeld angeordneten Antennen, die für die Meteorbeobachtung oder den bistatischen Radarbetrieb im Grenzschichtbereich genutzt werden, von der Datenerfassung verarbeitet werden. Diese Flexibilität eröffnet vielseitige Möglichkeiten für interferometrische und Mehrempfängeranwendungen in der MST-Region.

Die MF-Radare

Der Frequenzbereich zwischen 2 und 3 MHz ist bestens geeignet, ganzjährig kontinuierliche Messungen im Höhenbereich zwischen 50 und 95 km durchzuführen. Die MF-Radare des IAP werden zur Untersuchung der Dynamik der mittleren Atmosphäre eingesetzt und können dabei skalenergreifende Datensätze von Impulsflüssen, internen Schwerewellen, Gezeiten und planetaren Wellen liefern. Die umfangreichen Messungen ermöglichen die Erforschung der Wechselwirkungen der verschiedenen Wellen untereinander und auf die Hintergrundzirkulation.

Das Andenes-MF-Radar auf Andøya (links in Abb. 17.5) verfügt über eine Sendeleistung von 50 kW und sendet auf 1,98 MHz mit einer Impulslänge von $27 \mu\text{s}$. Die emittierten elektromagnetischen Wellen werden nach Streuung an Irregularitäten im Bereich der ionosphärischen D-Schicht mit drei räumlich getrennten Empfangsantennen aufgenommen. Das Windfeld wird aus den Beobachtungsdaten durch eine Korrelationsanalyse (Full Correlation Analysis) bestimmt.

Das Saura-MF-Radar auf Andøya (Abb. 17.4) mit einer Spitzenleistung von 116 kW arbeitet auf einer Frequenz von 3,17 MHz. Das Antennenfeld besteht aus 29 Kreuzdipolen, die als Mills-Cross angeordnet sind, wobei jedem Dipol ein in Leistung und Phase frei steuerbares Sende-Empfangsmodul zugeordnet ist. Diese modulare Struktur ermöglicht es, den bis zu $6,4^\circ$ schmalen Radarstrahl in jede Himmelsrichtung mit bis zu 15° Zenitablage zu schwenken, und kontinuierliche Experimente zur Untersuchung der dynamischen Eigenschaften der Mesosphäre im Spaced-Antenna- und im Doppler-Beam-Swinging-Verfahren durchzuführen. Die Aussendung von Signalen mit wechselnder Polarisation von Datenpunkt zu Datenpunkt erlaubt zudem die Bestimmung der Elektronendichte aus differentiellen Absorptions- und Phasenmessungen im Höhenbereich von ca. 60 bis 90 km.



Abb. 17.4: Das Saura-MF-Radar auf Andøya

Das Juliusruh-MF-Radar ist eine kleinere Variante des Saura-MF-Radars. Es arbeitet auf 3,18 MHz und erreicht eine maximale Sendeleistung von 128 kW. Die Antenne besteht aus 13 gekreuzten Dipolen, die ebenfalls als Mills-Cross-Antenne angeordnet sind und eine Strahlbreite von 18° erzeugen.

Die Meteorradare (SKiYMET)

Die am IAP eingesetzten All-Sky-Meteorradare (SKiYMET) auf Andøya (rechts in Abb. 17.5) und in Juliusruh zeichnen sich durch ihre hohe Zuverlässigkeit in der Bestimmung des Windfeldes im Höhenbereich zwischen 75 und 100 km aus. Damit ergänzen sie hervorragend die Windmessungen der MF-Radare, die den Höhenbereich darunter abdecken. Die Kombination beider Messungen ermöglicht es, das Windfeld über den gesamten Bereich der Mesosphäre bis hin zur unteren Thermosphäre zu erfassen.



Abb. 17.5: MF-Radar (links) und Meteorradar (rechts) auf Andøya

Aus den gemessenen Radialwindgeschwindigkeiten wird das Windfeld über den gesamten Beobachtungsbereich bestimmt. Die Diffusion der Plasmaschweife kann dazu genutzt werden, die Temperatur in der Höhe des maximalen Flusses abzuschätzen. Aus dem berechneten Windfeld können auch Rückschlüsse auf die Schwerewellenaktivität und die Impulsflüsse gezogen werden. Ein anderer Aspekt dieser Radare ist die Untersuchung der astrophysikalischen Eigenschaften der Meteore. So kann aus den Daten die Meteorgeschwindigkeit, die Radiantposition und die Elektronenliniendichte im Reflektionspunkt bestimmt werden. Ferner kann unter Zuhilfenahme eines Ablationsmodells der Massenfluss in die mittlere Atmosphäre bestimmt werden. Die SKiYMET-Experimente werden durch die Möglichkeit ergänzt, die VHF-Radare als Meteorradare zu nutzen. Dadurch können an beiden Standorten Meteorbeobachtungen auf den Frequenzen 32,5 MHz und 53,5 MHz kontinuierlich aufgezeichnet werden.

Grundlage der Messungen mit den SKiYMET-Radaren ist die Reflexion der auf 32,5 MHz und 53,5 MHz ausgestrahlten $13 \mu\text{s}$ langen elektromagnetischen Impulse an den Ionisationsspuren von Meteoren. Die reflektierten Signale werden in einem aus 5 gekreuzten Yagi-Antennen bestehenden Empfangsfeld gemessen. Diese Konfiguration erlaubt die interferometrische Auswertung der Radarechos und somit die Positionsbestimmung der Meteore sowie die Entfernungsmessung mit bis zu 2 km Auflösung. Die erreichte Winkelgenauigkeit des Interferometers beträgt 2° .

Die SKiYMET-Meteorradare beobachten zwischen 3000 und 16000 Meteore am Tag mit einem maximalen Fluss in 90 km Höhe. Aus den gemessenen

Die Ionosonde

Zur Kurzfristvorhersage der Funkwellenausbreitung in der Ionosphäre und zur Analyse langzeitiger Variabilitäten wird die Ionosonde des IAP in Juliusruh (Abb. 17.6) eingesetzt. Ihre Sendefrequenz wird dabei in 50-kHz-Schritten von 1 bis etwa 15 MHz variiert. Kurze elektromagnetische Impulse mit einer Spitzenleistung von 250 W werden über eine gekreuzte Rhombusantenne senkrecht in die Atmosphäre abgestrahlt. In Höhen, in denen die Plasmafrequenz gleich der Sendefrequenz ist, werden sie total reflektiert und am Boden mittels vier gekreuzter Rahmenantennen wieder empfangen. Aus den Echos werden Amplitude, Laufzeit, Dopplerverschiebung, Polarisation und Einfallswinkel bestimmt und für alle Frequenzen in einem Ionogramm dargestellt, um Standardparameter, wie zum Beispiel die Grenzfrequenzen und Höhen der ionosphärischen E-, Es-, F1- und F2-Schicht, zu bestimmen. Des Weiteren werden Profile der Elektronendichte im Höhenbereich zwischen 100 und 300 km abgeleitet.



Abb. 17.6: Die Ionosonde in Juliusruh

18 MAARSY: Abschluss der Aufbauphase und Überblick über erste Ergebnisse

(R. Latteck, W. Singer, M. Rapp, G. Stober, T. Renkwitz, M. Zecha, J. Trautner, T. Barth, J. Wedrich)

Im Frühjahr 2011 wurde auf der nordnorwegischen Insel Andøya ($69,3^{\circ}\text{N}$, $16,0^{\circ}\text{O}$) nach zweijähriger Bauzeit das **M**iddle **A**tmosphere **A**lomar **R**adar **S**ystem (**MAARSY**, Abb. 18.1) fertiggestellt. MAARSY ersetzt das bisherige ALWIN-MST-Radar, welches kontinuierlich mehr als 10 Jahre lang auf Andøya betrieben wurde. Das neue Radar wurde mit der Zielstellung entworfen, horizontale Strukturen polarer mesosphärischer Sommerechos (PMSE), verursacht durch mesosphärische Eiswolken, mit hoher zeitlicher und räumlicher Auflösung zu erfassen und dreidimensionale Strukturen des Windfeldes und turbulenter Parameter zu untersuchen.



Abb. 18.1: Der Blick auf das MAARSY-Gelände im Juli 2011 zeigt das Antennenfeld mit den sechs Sende-Containern sowie das Hauptgebäude, in dem Radarsteuerung und Datenerfassung untergebracht sind.

Nachdem der Aufbau der Antenne und der Infrastruktur im Herbst 2009 abgeschlossen waren, wurde mit der sukzessiven Installation der Radarhardware begonnen. Im Frühjahr 2010 waren die Radarsteuerung und die Datenerfassung sowie 196 der 433 Sende-Empfangsmodule einsatzfähig und es konnte der unbeaufsichtigte Messbetrieb zur Beobachtung von PMSE weitergeführt werden. Nach den Sommermessungen wurde MAARSY bis zum Dezember 2010 auf 343 Sende-Empfangsmodule aufgerüstet. Damit war rechtzeitig zur ECOMA-Kampagne (siehe Kap. 29) ungefähr 80% der Leistungsfähigkeit des neuen Radars erreicht, was es auch ermöglichte, Experimente zur Untersuchung sogenannter Meteorokopfechos durchzuführen (siehe Kap. 28).

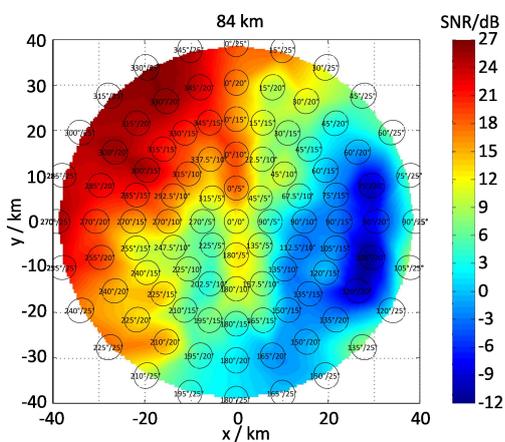


Abb. 18.2: Horizontaler Schnitt durch eine PMSE überlagert mit den Querschnitten der 97 Radarstrahlen in 84 km Höhe.

Die vollständige Ausbaustufe wurde im Frühjahr 2011 erreicht. Das Hauptziel für den Bau des neuen Radars, die Untersuchung horizontaler Strukturen polarer mesosphärischer Echos, konnte allerdings schon mit den Teilausbaustufen des Systems erfolgreich getestet und schließlich mit der vollen Ausbaustufe während verschiedener Messkampagnen weiter verfolgt werden. Im Sommer 2011 wurden dazu Experimente konfiguriert, die den Radarstrahl mit der Pulswiederholfrequenz in bis zu 25 verschiedene Richtungen steuern. Die Aneinanderreihung vier solcher Experimente ergab somit 97 verschiedene Strahlrichtungen, mit denen ein Gebiet von ungefähr 80 km Durchmesser im Höhenbereich von 50 bis 100 km erfasst werden konnte. Abb. 18.2 zeigt die Querschnitte der 97 Radarstrahlen in 84 km Höhe über einem horizontalen Schnitt durch eine PMSE in dieser Höhe, dargestellt durch das Signal-Rausch-Verhältnis (SNR) der Messungen.

In Abb. 18.3 ist ein Stapel solcher Schnitte im Bereich von 80 bis 90 km Höhe gezeigt. Die starke Variation des SNR von bis zu 40 dB zeigt, dass PMSE bzw. die diesen Echos zugrunde liegenden Prozesse einer erwarteten räumlichen Variabilität unterliegen. Erste Einblicke in die horizontalen Eigenschaften des dreidimensionalen Windfeldes basierend auf diesen Messungen und der VAD-Analyse sind in Kap. 21 zu finden.

Die Beschränkung der Hardwareinstallation auf das Frühjahr und den Herbst gewährleistete die Weiterführung der langjährigen Beobachtungsreihen mesosphärischer Echos im Sommer und Winter. Die erfolgreiche Verifikation des MAARSY-Beampatterns (siehe Kap. 19) ermöglichte eine erste Abschätzung der Kalibrierungswerte des neuen Radars und damit den Vergleich mit den ALWIN-Datensätzen. Der linke Teil der Abb. 18.4 stellt die Verteilungen der mit ALWIN und MAARSY gemessenen Volumenreflektivitäten gegenüber. Die aufgrund der höheren Sendeleistung und größeren Antennenfläche deutlich verbesserte Empfindlichkeit von MAARSY gegenüber dem ALWIN-Radar führt zu einer Erweiterung der Reflektivitätsverteilung um ungefähr zwei Größenordnungen zu kleineren Werten hin. Für den Vergleich der PMSE-Häufigkeiten (Abb. 18.4, rechts) wurde eine gemeinsame untere Schranke von $\eta \geq 10^{-15} \text{ m}^{-1}$ gewählt, die den Einfluss der erhöhten Empfindlichkeit berücksichtigt. Die aus den MAARSY-Messungen bestimmten täglichen Häufigkeitsraten liegen innerhalb der Variabilität der aus ALWIN-Messungen der vergangenen Jahre vorliegenden PMSE-Häufigkeiten und erlauben die Weiterführung der Bestimmung von PMSE-Trends.

MAARSY ermöglicht zudem eine verbesserte Beobachtung mesosphärischer Echos im Winter. Diese sehr viel schwächeren Echos konnten in der Vergangenheit mit dem ALWIN-Radar nur sporadisch und meistens nur im Zusammenhang mit besonderen geomagnetischen und solaren Ereignissen gemessen werden. Aufgrund der erhöhten Empfindlichkeit des neuen Radars konnten im vergangenen Winter fast tägliche Echos im Bereich von 50 bis 85 km beobachtet werden. Die Ergebnisse einer ersten horizontal aufgelösten Messung dieser Echos sind in Kap. 20 beschrieben.

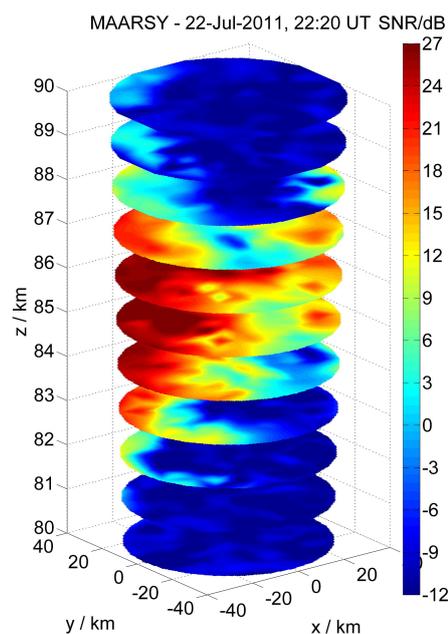


Abb. 18.3: 3D-Struktur einer PMSE.

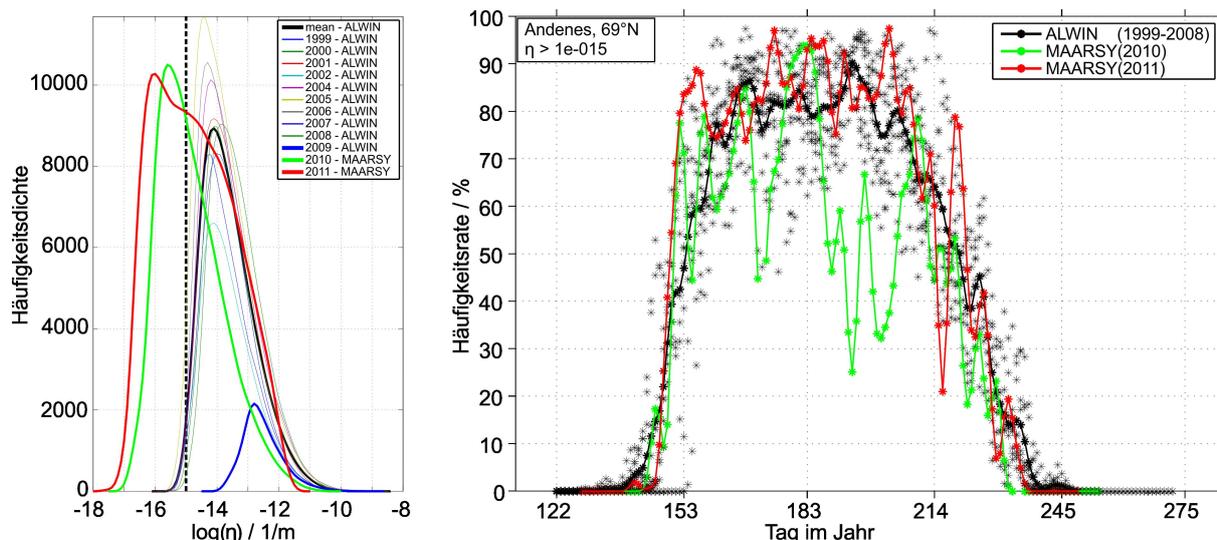


Abb. 18.4: Vergleich der Verteilungen der mit ALWIN und MAARSY gemessenen Volumenreflektivitäten (links) sowie der daraus abgeleiteten PMSE-Häufigkeitsraten (rechts).

19 MAARSY: Räumliche Verteilung kosmischer Radiostrahlung

(T. Renkwitz, W. Singer, R. Latteck, G. Stober, M. Rapp)

Für das Antennenfeld des neuen VHF-Radars MAARSY wurden zahlreiche Simulationen zur Quantifizierung des Strahlungsdiagramms durchgeführt, die es ermöglichten, die Charakteristik für verschiedene Antennenkonfigurationen der Ausbaustufen zu bestimmen. Diese Simulationen berücksichtigen sowohl die Eigenschaften der Einzelantennen als auch die Gruppencharakteristik und damit die Kopplung der Antennen untereinander sowie den Einfluss des Bodens innerhalb vorgegebener Parameter. Allerdings war es bisher nicht möglich, das Strahlungsdiagramm dieses Radars und die Positionierung des Radarstrahls experimentell nachzuweisen. Die Kenntnis des Strahlungsdiagramms, insbesondere die Breite und die Intensität in Hauptstrahlrichtung als auch die Unterdrückung der Nebenzipfel, sind für die Analyse aller Radarexperimente bedeutend. Aus diesem Grund wurden nach der vollständigen Inbetriebnahme passive Experimente durchgeführt, in denen mit dem Radar kosmische Radioquellen beobachtet wurden.

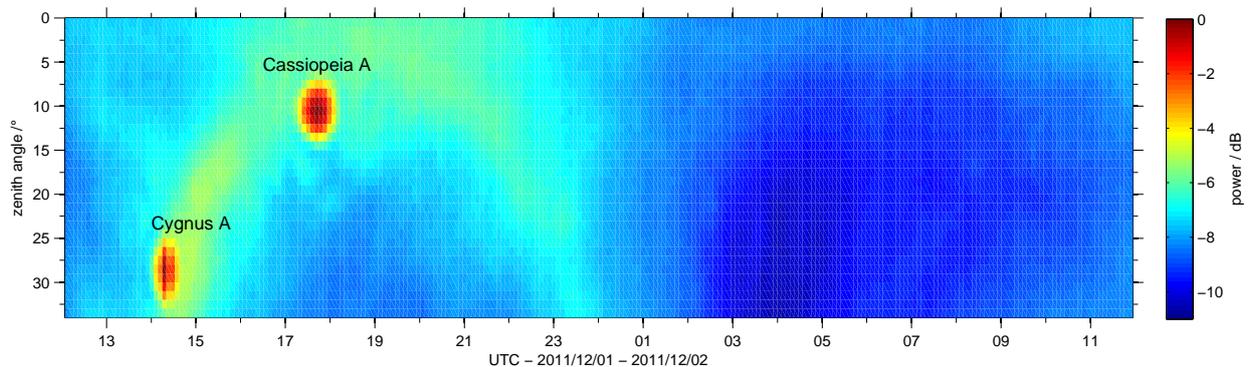


Abb. 19.1: Empfangene Intensität kosmischer Radiostrahlung mit dem MAARSY-Radar vom 1. – 2. Dez. 2011; Die größte Intensität geht von Cygnus A (14:15 UTC) und Cassiopeia A (17:38 UTC) aus.

Die freie Steuerbarkeit des MAARSY-Radarstrahls ermöglicht es, Scans mit sehr guter zeitlicher und räumlicher Auflösung für die Beobachtungsfrequenz von 53,5 MHz durchzuführen. Für dieses Experiment wurden 343 von 433 Antennen genutzt, da diese in sieben unabhängigen Antennengruppen gleicher Eigenschaften aufgeteilt und digital verfügbar sind. Somit ist es möglich, einen kombinierten Radarstrahl in Software zu generieren, der keine weiteren Kombinierverluste enthält.

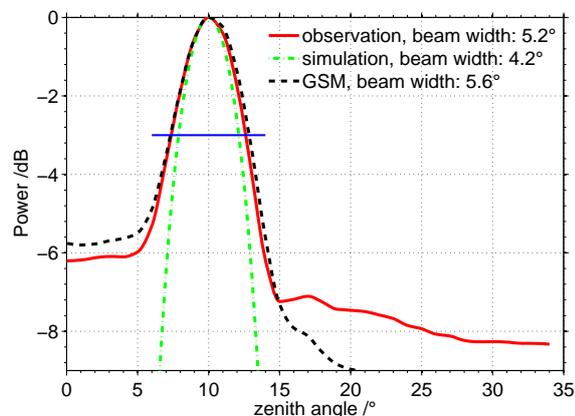


Abb. 19.2: Intensität der kosmischen Radiostrahlung für den Supernova-Überrest Cassiopeia A in Abhängigkeit des Zenitwinkels θ für Beobachtung (rot) und Modell (schwarz) sowie das simulierte Strahlungsdiagramm in grün.

In Abb. 19.1 sind die zeitlichen und richtungsabhängigen Variationen der Empfangsleistung eines Experiments vom 1. bis zum 2. Dezember 2011 dargestellt. In diesem Experiment wurde der Radarstrahl vom Zenit mit 1° Auflösung bis 34° Zenitwinkel (θ) nach Süden ($\phi = 180^\circ$) geschwenkt. Deutlich zu erkennen sind die Radiogalaxie Cygnus A (um 14:15 UTC) und der Supernova-Überrest Cassiopeia A (um 17:38 UTC) und die grüne Kontur der Milchstraße. Für den beobachteten Zeit- und Winkelbereich konnte eine Dynamik von 10,5 dB beobachtet werden, die eine weitere Analyse der zuvor genannten Hauptausstrahlungsquellen gestattet. Zur Verifikation der Radarstrahlposition wurden der Schwenkwinkel und die Zeit bestimmt, zu der sich das Signal der Rauschquelle maximiert. Aus der Zeit des Signalmaximums kann auf den Positionierungsfehler

des Radarstrahls in azimuthaler Richtung geschlossen werden, während der Fehler im Zenitwinkel aus den unterschiedlichen Schwenkwinkeln innerhalb des Scans bestimmt werden kann. Für die Radioquelle Cassiopeia A konnte somit der Positionierungsfehler des Radarstrahls zu maximal $0,5^\circ$ für den Azimut- und Zenitwinkel bestimmt werden. Im nächsten Schritt wurde die Halbwertsbreite des Radarstrahls verifiziert. Die simulierte Strahlbreite für das Antennenarray in diesem Experiment beträgt $4,2^\circ$. Mit einer einfachen Ableitung aus der empfangenen Leistung für die einzelnen Schwenkwinkel gelangt man zu einer Strahlbreite von $5,2^\circ$. Grund für diese Abweichung ist die fehlende Berücksichtigung der exakten Form des Strahlungsdiagramms.

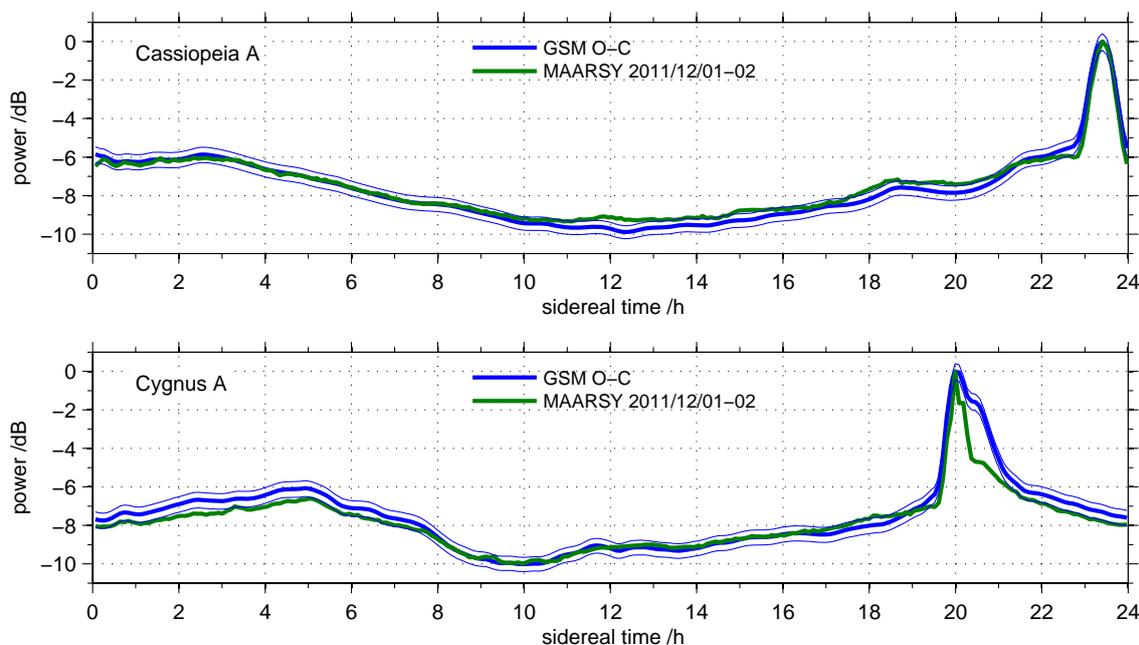


Abb. 19.3: Empfangene Rauschleistung für Beobachtungen mit festen Zenitwinkeln für Cassiopeia A und Cygnus A (grün) und der GSM-Modelldaten (blau).

Daher wurde ein Global Sky Model (GSM, *de Oliveira-Costa et al. 2008*) verwendet, dass auf den Datensätzen von sieben verschiedenen Beobachtungsreihen unterschiedlicher Himmelsabdeckung beruht. Die für die Beobachtungsfrequenz generierten Daten des GSM wurden mit dem simulierten Strahlungsdiagramm gefaltet. Die resultierende Kurve ist in Abb. 19.2 dargestellt und stimmt gut mit der Beobachtung überein und bestätigt die Charakteristik des Strahlungsdiagramms.

Des Weiteren wurde mit dem GSM und dem simulierten Strahlungsdiagramm für die festen Zenitschwenkwinkel der Position der Radioquellen Cassiopeia A und Cygnus A jeweils eine Referenzkurve (QDC) erzeugt und mit den Beobachtungen verglichen (Abb. 19.3). Dabei konnte eine gute Übereinstimmung gefunden werden, die sich durch einen Korrelationskoeffizienten von 0,98 zeigt (siehe Abb. 19.4). Die Übereinstimmung der gemessenen und modellierten Rauschleistungen bestätigt die Charakteristik des simulierten Strahlungsdiagramms hinsichtlich der Form und Position des Hauptstrahls und der Nebenzipfel.

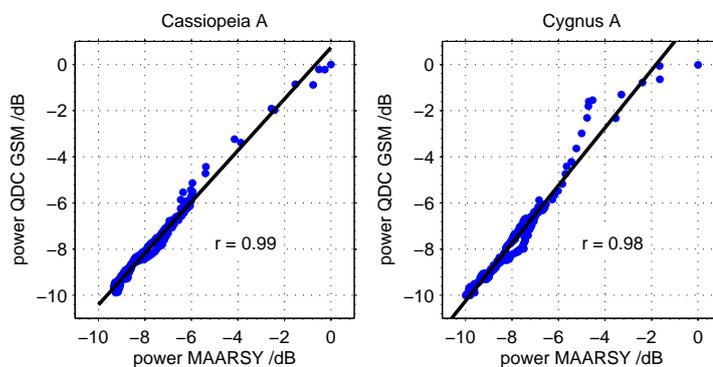


Abb. 19.4: Korrelogramme der empfangenen und modellierten Rauschleistungen.

20 MAARSY: Erste 3D-Beobachtungen von PMWE

(M. Rapp, R. Latteck, G. Stober, P. Hoffmann, W. Singer, M. Zecha)

Polare mesosphärische Winterechos, oder kurz PMWE, sind Radarechos, die vornehmlich bei Frequenzen von 50 MHz in mesosphärischen Höhen von $\sim 60\text{--}85$ km detektiert werden. Anders als bei entsprechenden Echos im Sommer, den sogenannten polaren mesosphärischen Sommerechos (PMSE), deren Vorkommen mittlerweile zweifelsfrei mit dem Auftreten von Eiswolken im Höhenbereich von 80–90 km in Verbindung gebracht wird, ist der physikalische Erzeugungsprozess der PMWE nach wie vor umstritten. Auf der experimentellen Seite sind daher neuartige Beobachtungen erforderlich, die die Charakterisierung bisher unbekannter Eigenschaften dieser Echos

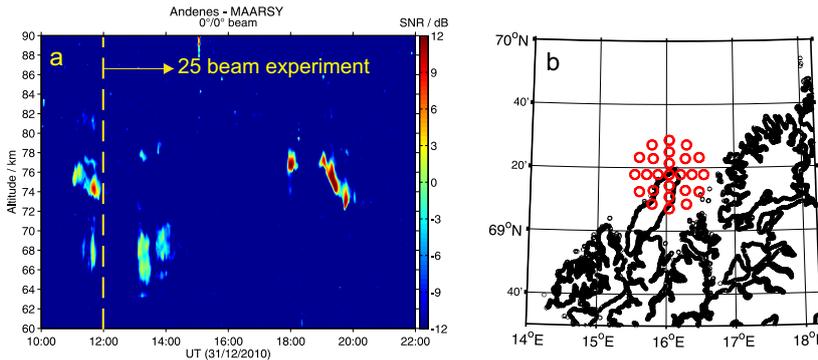


Abb. 20.1: a) Zeit-Höhen-Schnitt der PMWE-Signalstärke in vertikaler Strahlrichtung am 31.12.2010. b) Projektion der Radarstrahlen in 75 km Höhe während des 25-Strahl-Experimentes, welches ab 12 UT durchgeführt wurde.

erlauben. Insbesondere war bisher zur dreidimensionalen Struktur dieser Echos nichts bekannt. Entsprechende Beobachtungen wurden mit dem MAARSY-VHF-Radar des IAP erstmals am 31.12.2010 durchgeführt. Abb. 20.1a zeigt einen Zeit-Höhen-Schnitt der an diesem Tag detektierten starken Echos, die unmittelbar nach dem Auftreten erhöhter mesosphärischer Elektronendichten aufgrund von moderater geomagnetischer Aktivität auftraten. Abb. 20.1b zeigt ferner, dass MAARSY ab 12 UT in einem Modus betrieben wurde, der es erlaubte, mit Hilfe von 25 fast gleichzeitigen Radarstrahlen ein etwa 40×40 km ausgedehntes Volumen in 75 km Höhe zu vermessen.

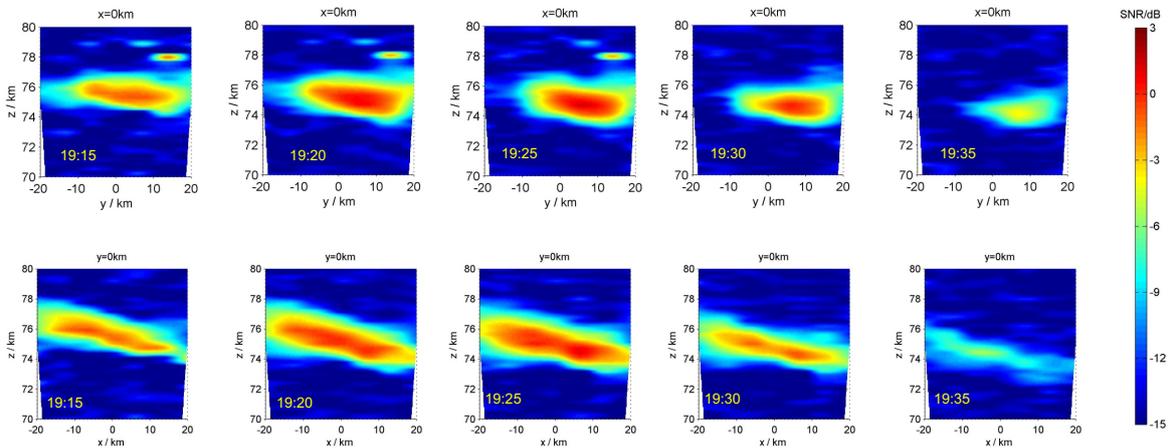


Abb. 20.2: PMWE-Signalstärke als Funktion der Nord-Süd- (obere Abbildungen) bzw. Ost-West-Ausdehnung (untere Abbildungen) und der Höhe für verschiedene Zeitpunkte.

Abb. 20.2 zeigt als Ergebnis zweidimensionale Orts-Höhen-Schnitte der beobachteten Signalstärke in Nord-Süd- (obere Reihe von Abbildungen) und Ost-West-Richtung (untere Reihe von Abbildungen). Hierbei fällt auf, dass die Echostrukturen in Nord-Süd-Richtung nahezu keine Neigung aufweisen, während die Schichten in Ost-West-Richtung stark (um bis zu 2 km über eine horizontale Entfernung von 40 km) geneigt sind. Diese Morphologie erinnert den Betrachter an die Morphologie einer westwärts propagierenden ebenen Schwerewelle. Im Folgenden wurden daher

diese Beobachtungen unter der Annahme interpretiert, dass beobachtete Echomaxima den Linien konstanter Phase einer solchen ebenen Schwerewelle folgen.

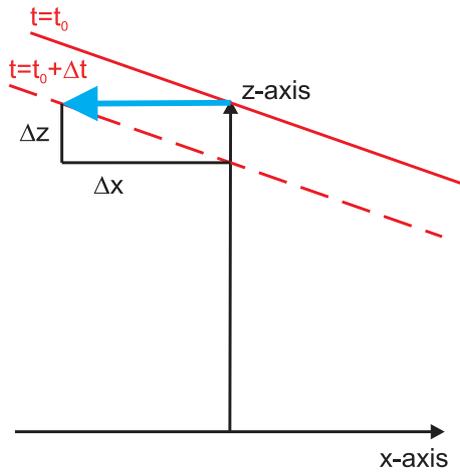


Abb. 20.3: Schema zur Illustration der Schwerewellenausbreitung

Unter der weiteren Zuhilfenahme der linearen Schwerewellentheorie (Dispersionsrelation) lassen sich dann alle relevanten Wellenparameter, wie die beobachtete und intrinsische Periode (3,8 h/105 min) sowie die horizontale und vertikale Wellenlänge (460 km/23 km), ableiten.

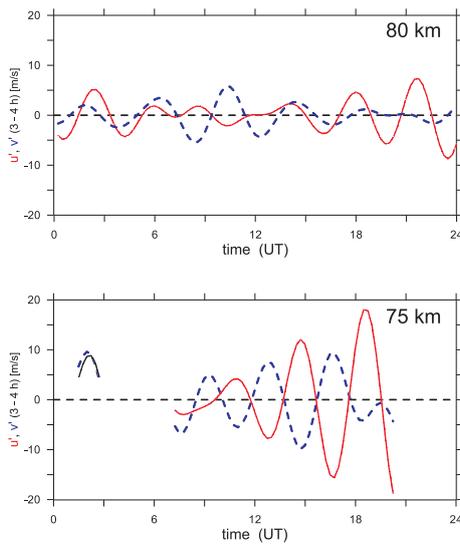


Abb. 20.4: Zeitreihen der Zonal- (rote Linie) und Meridionalwindfluktuationen (blaue Linie) nach Bandpassfilterung über ein Periodenintervall von 3–4 Stunden.

trotzdem mit den aus MF- und Meteorradarmessungen abgeleiteten Winden übereinstimmt. Dies deutet darauf hin, dass der Erzeugungsprozess der beobachteten Echos eng mit dem Brechungsprozess der identifizierten Schwerewelle verknüpft ist. Das heißt, dass die Erzeugung der Brechungsindexfluktuationen mit der Phasenausbreitung der Welle wandert, nicht aber die Brechungsindexfluktuationen selbst. Dies legt eine wichtige Rolle der Schwerewelldynamik für das Auftreten der PMWE nahe, so dass dieser spezielle Punkt in Zukunft bei der Interpretation von PMWE-Beobachtungen näher untersucht werden wird.

Die betrachtete Geometrie ist in Abb. 20.3 nochmals schematisch dargestellt. Aus der reinen zeitlichen Veränderung des Beobachtungsmusters lassen sich unter der oben genannten Annahme horizontale und vertikale Phasengeschwindigkeiten ableiten. Diese betragen für den gezeigten Zeitraum 33 m/s in westliche Richtung und eine abwärts gerichtete Phasenausbreitung von 1,7 m/s in der Vertikalen. Interessanterweise ergibt sich daraus bereits eine für Schwerewellen erwartete Eigenschaft, nämlich, dass die Wellen in der Regel gegen den Grundstrom propagieren, da die mit dem Grundstrom propagierenden Wellen mit großer Wahrscheinlichkeit auf ein kritisches Niveau treffen, wo sie absorbiert werden. In der Tat weht in diesem Fall der mittlere Hintergrundwind mit etwa 40 m/s nach Osten, so dass die hier abgeleitete beobachtete horizontale Phasengeschwindigkeit von -33 m/s einer intrinsischen Phasengeschwindigkeit von -73 m/s entspricht.

Was bleibt, ist aber die Frage, ob die oben gemachte Annahme, dass die Echomaxima Linien konstanter Phasen einer Schwerewelle folgen, in der Tat zu halten ist. Um dies zu überprüfen, wurden gleichzeitige Windmessungen mit dem Saura-MF-Radar herangezogen und auf ihren spektralen Gehalt hin untersucht. In der Tat findet sich in diesen Winddaten eine deutliche Wellenaktivität im oben abgeschätzten Periodenbereich von 3–4 h. Dies ist in Abb. 20.4 verdeutlicht, welche Zeitreihen der Zonal- und Meridionalwindfluktuationen (u' und v') aus den MF-Radarmessungen nach Bandpassfilterung für den oben genannten Periodenbereich zeigt. Zum Zeitpunkt der beobachteten PMWE (19–19:30 h) wird in der Tat auch in diesen Daten eine in Ost-West-Richtung propagierende (erkennbar am großen Verhältnis von u' und v') Schwerewelle identifiziert, was die oben gemachte Annahme verifiziert.

Die beobachtete dreidimensionale PMWE-Morphologie lässt sich also in der Tat durch die Morphologie einer westwärts gegen den Grundstrom propagierenden Schwerewelle erklären. Dabei ist bemerkenswert, dass der aus den MAARSY-Dopplermessungen abgeleitete Hintergrundwind

21 MAARSY: Einblick in die horizontalen Eigenschaften des mesosphärischen Windfeldes

(G. Stober, R. Latteck, M. Rapp, W. Singer, M. Zecha)

Während der letzten beiden Jahre wurde MAARSY sukzessive fertiggestellt und ist seit Sommer 2011 mit seiner vollen Leistungsstärke einsatzbereit. Nachdem bereits im Sommer 2010 erste Versuche mit umfangreichen systematischen Scanexperimenten mit bis zu 97 Strahlrichtungen erprobt wurden, konnte im Sommer 2011 über einen Zeitraum von ca. 3 Wochen eine noch umfangreichere Kampagne durchgeführt werden.

Diese Experimente waren gut geeignet, um komplexere Analysemethoden zur Bestimmung des horizontalen und vertikalen Windfeldes anzuwenden. Bereits im Sommer 2010 wurde mit den Arbeiten für ein Softwaremodul zur Bestimmung des horizontal aufgelösten Windes mit Hilfe eines "Velocity Azimuth Displays" (VAD) begonnen. Der Vorteil dieser neuen Analysemethode liegt in der Möglichkeit, weitere dynamische Parameter der Atmosphäre zu bestimmen, die mit herkömmlichen Methoden nicht messbar sind. Diese zusätzlichen Parameter führen zu einer besseren Beschreibung der kinematischen Eigenschaften des horizontalen Windfeldes. So liefert eine VAD-Auswertung zusätzlich zum mittleren Wind noch Informationen über die horizontale Divergenz gemischt mit der vertikalen Geschwindigkeit sowie die Streckungs- und Scherungsdeformation im erfassten Messbereich. Das grundlegende Prinzip einer VAD-Analyse besteht in der Messung der radialen Windgeschwindigkeit für mehrere unterschiedliche Azimutwinkel bei festem Zenitwinkel.

In Abb. 21.1 ist schematisch dargestellt wie sich ein horizontal divergentes Windfeld von einem nicht divergenten Windfeld unterscheidet. Die rote Linie markiert dabei die theoretisch messbare radiale Windgeschwindigkeit eines störungsfreien Windfeldes für einen beliebigen Azimutwinkel. Die schwarze Linie symbolisiert die theoretisch beobachtbare radiale Geschwindigkeit unter der Annahme eines horizontal divergenten Windfeldes.

Die Verschiebung zwischen der schwarzen und roten Linie resultiert zum einen aus der horizontalen Divergenz, kann jedoch auch einen Beitrag aus dem vertikalen Wind beinhalten. Diese Mehrdeutigkeit lässt sich auflösen, indem mehrere VAD-Experimente zu einem "Extended Velocity Azimuth Display" (EVAD) kombiniert werden. Die Streckungs- und Scherungsdeformation ist ebenfalls in Abb. 21.1 (unteres Bild) zu erkennen. Diese Störungen des Windfeldes führen zu Abweichungen von einer idealen Sinusschwingung (rote Linie). Die schwarze Linie resultiert aus einer Anpassung der Modellfunktion an die gemessenen radialen Geschwindigkeiten (blaue Dreiecke) mit Hilfe der Methode der kleinsten Quadrate.

In Abb. 21.2 sind die einzelnen Strahlpositionen der verschiedenen VAD-Scans für einen jeweils festen Schwenkwinkel auf eine Landkarte von Nordnorwegen projiziert. Die Position und die Größe der roten Kreise markieren den Durchmesser eines 3,6° schmalen Radarstrahls in einer Höhe von 84 km. Die Experimentsequenz bestand aus 4 verschiedenen Einzelexperimenten. Jedes Experiment beinhaltet 25 unterschiedliche Strahlrichtungen, die mit Ausnahme des vertikalen und 5°-Schwenkwinkels eine Auswertung mit der VAD-Analyse zulassen.

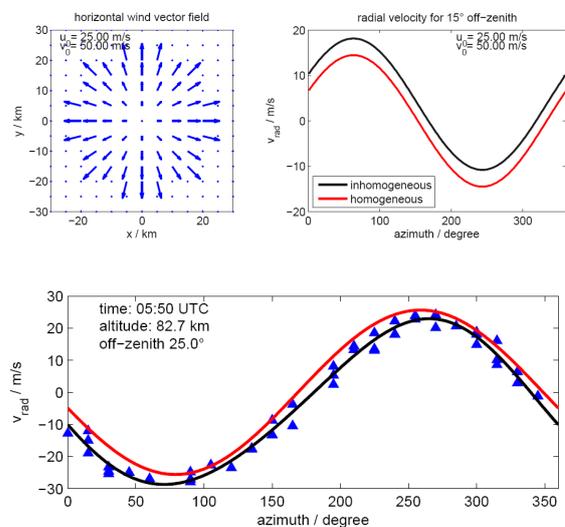


Abb. 21.1: oben links: Schematische Darstellung eines horizontal divergenten Windfeldes; oben rechts: Vergleich der radialen Windgeschwindigkeiten eines ungestörten (rot) und eines horizontal divergenten (schwarz) Windfeldes für beliebige Azimutwinkel; unten: Gemessene radiale Winde (blaue Dreiecke) und gefitteter radialer Wind (schwarze Linie).

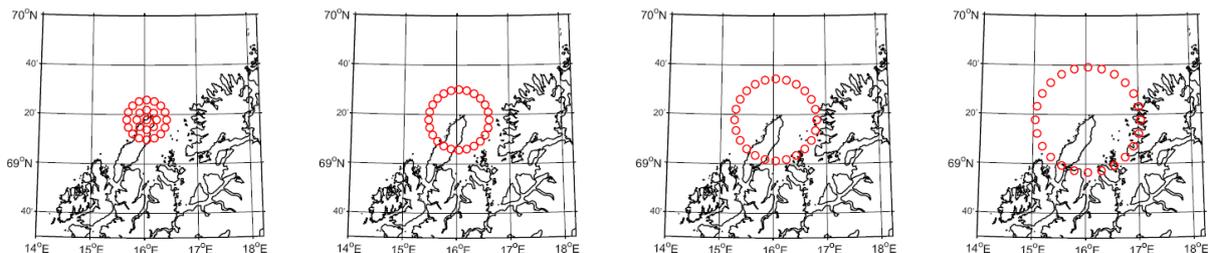


Abb. 21.2: Projektion der Schwenkrichtungen des 97-Strahl-Experiments über der Insel Andøya. Jedes Experiment beinhaltet 25 Positionen, die auf Puls-zu-Puls-Basis angesteuert werden.

So liefert eine VAD-Analyse für jeden Schwenkwinkel mit einer ausreichenden Zahl an Stützstellen für den VAD-Fit einen mittleren zonalen und meridionalen Wind sowie eine Abschätzung der horizontalen Divergenz mit vertikaler Windgeschwindigkeit und die Streckungs- und Scherungsdeformation.

In Abb. 21.3 ist der mittlere Wind für den 20.07.2011 gezeigt. Dabei fällt vor allem eine dominante Gezeitenstruktur ins Auge. Auffallend ist auch das Verschwinden der PMSE in den Nachmittagsstunden, das scheinbar mit der Überlagerung aus ganz- und halbtägiger Gezeit zusammenfällt.

Für eine EVAD-Analyse des Multi-Strahl-Experiments werden alle nutzbaren VAD-Schwenkwinkel von 10° bis 25° genutzt. Dies ermöglicht eine viel robustere Abschätzung der horizontalen Divergenz und des mittleren Vertikalwindes. Dazu trägt man die mittlere radiale Abweichung bestehend aus horizontaler Divergenz und vertikalem Wind über die Zenitwinkel auf und bestimmt beide Parameter mit Hilfe einer linearen Regression.

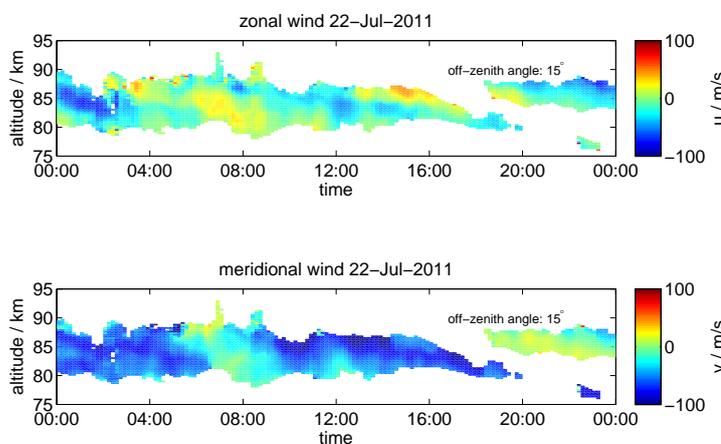


Abb. 21.3: Zonale und meridionale Windgeschwindigkeit für 15° Zenitschwenkwinkel.

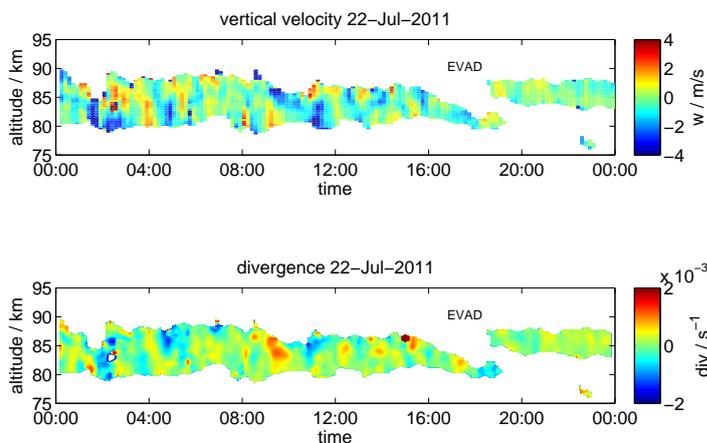


Abb. 21.4: Darstellung des vertikalen Windes (oben) und der horizontalen Divergenz (unten) aus einer EVAD-Analyse.

geeignet, um die Wellenaktivität abzuschätzen, und erlauben es, diese Werte direkt mit Modellen zu vergleichen.

In Abb. 21.4 wird die aus einer EVAD-Analyse ermittelte vertikale Windgeschwindigkeit und die horizontale Divergenz dargestellt. Beide Parameter zeigen deutliche Variationen im Bereich von ca. 30 min, die auf Schwerewellen zurückzuführen sind.

Eine EVAD-Auswertung liefert also eine wesentlich robustere mittlere vertikale Bewegung der Atmosphäre als die Messung der radialen Windgeschwindigkeit aus dem vertikalen Strahl sowie die horizontale Divergenz im gesamten Messvolumen. Beide Parameter sind ideal

22 Beobachtungen mesosphärischer Eisteilchen mit ALWIN und SOFIE

(R. Latteck, M. Rapp)

Die thermische Struktur der polaren Sommermesopausenregion bringt die seit langem bekannten Phänomene der polaren mesosphärischen Sommerechos (PMSE) und der nachtleuchtenden Wolken (NLC) hervor. Beide Phänomene, die mit verschiedenen Fernerkundungsmethoden beobachtet werden, basieren auf Eisteilchen, die auf Grund der dort vorherrschenden sehr niedrigen Temperaturen entstehen. Erreichen die Eisteilchen eine bestimmte Größe, streuen oder absorbieren sie Licht, das vom Boden (NLC) oder Satelliten (PMC) aus direkt gemessen werden kann. Um mit VHF-Radaren beobachtet werden zu können (PMSE), müssen diese Teilchen freie Ladungsträger binden und zudem noch Strukturen bilden, die der Größe der halben Radarwellenlänge entsprechen.

Aus einer langen Reihe von Beobachtungen ist bekannt, dass PMSE im Vergleich zu PMC oder NLC über einen weitaus größeren Höhenbereich existieren, wobei die optischen Beobachtungen eher am unteren Rand der Radarbeobachtungen angesiedelt sind. Diese Eigenschaft wird mit dem Anwachsen und Absinken der Eisteilchen erklärt, die somit während der gesamten Zeit ihrer Existenz Strukturen bilden, die vom Radar erfasst werden, das Licht des Lidars aber erst ab dem Erreichen einer bestimmten Größe zurückstreuen.

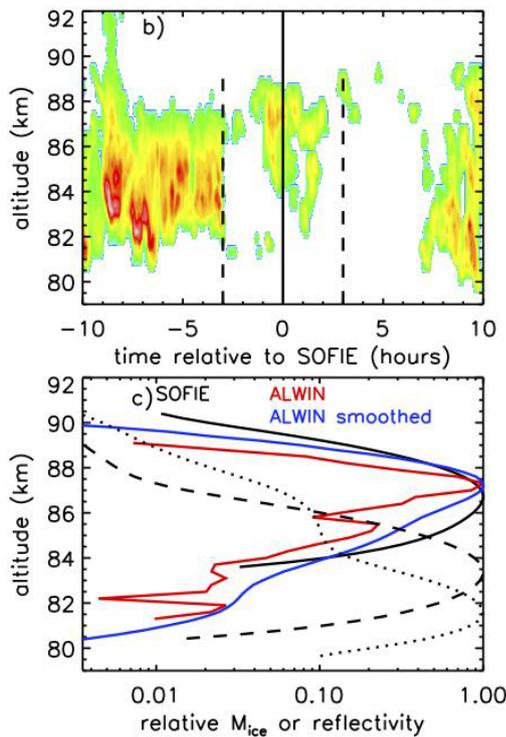


Abb. 22.1: ALWIN- und SOFIE-Beobachtungen am 24. Juli 2008.

Wegen der großen tageszeitlichen Variabilität der PMSE, die im oberen Teil der Abbildung dargestellt ist, und des ebenfalls großen SOFIE-Messvolumens (1,6 km vertikal x 290 km entlang der Blickrichtung), wurden die Radarmessungen im Bereich um ± 3 Stunden relativ zur SOFIE-Überflugszeit gemittelt. Der im unteren Teil von Abb. 22.1 gezeigte Vergleich der Volumenreflektivität und der relativen Eismasse zeigt eine gute Übereinstimmung zwischen dem ALWIN- und den drei dichtesten SOFIE-Profilen. Die Form des geglätteten Radarprofils passt dabei am besten zum am dichtesten bestimmten SOFIE-Eismassen-Profil (durchgezogene schwarze Linie) und weist auf die vorhandene vertikale Variabilität hin, die durch das

Eine direkte Überprüfung der Existenz von Eis oberhalb des bekannten PMC-Höhenbereiches von $\sim 82 - 85$ km konnte erstmalig mit dem Solar Occultation For Ice Experiment (SOFIE) auf dem US-amerikanischen AIM-Satelliten durchgeführt werden. Für eine Überprüfung dieser Ergebnisse wurden Messungen des VHF-Radars ALWIN herangezogen, mit dem auf der Insel Andøya in den Sommermonaten kontinuierliche PMSE-Beobachtungen durchgeführt wurden. Für den Vergleich wurden die mit 300 m Auflösung gemessenen Profile der Volumenreflektivität des ALWIN-Radars an das 1,5 km große Sichtfeld des SOFIE-Instruments, welches um 70 m geschoben wird, angepasst und die obere und untere Höhe sowie die Höhe des Reflektivitätsmaximums der PMSE bestimmt. Entsprechende Höhen wurden aus den Messungen der Eismassendichte des SOFIE-Instruments abgeleitet.

Der Vergleich wurde mit Daten der Jahre 2007 und 2008 durchgeführt. Da die ALWIN-Profile mit einer zeitlichen Auflösung von ~ 5 Minuten vorliegen, war die Abweichung zu den SOFIE-Messungen während der Überflüge gering und es konnten insgesamt 60 gleichzeitige Messungen in einem nahezu identischen Volumen verglichen werden. In Abb. 22.1 ist ein Beispiel für eine solche Messung gezeigt.

große SOFIE-Messvolumen unterdrückt wird. Die mit größerem Abstand zu ALWIN bestimmten SOFIE-Profile (schwarz gestrichelt) zeigen ihr Maximum in niedrigeren Höhen, was mit der zeitlichen Variabilität der PMSE-Messungen (oberer Teil der Abb. 22.1) übereinstimmt.

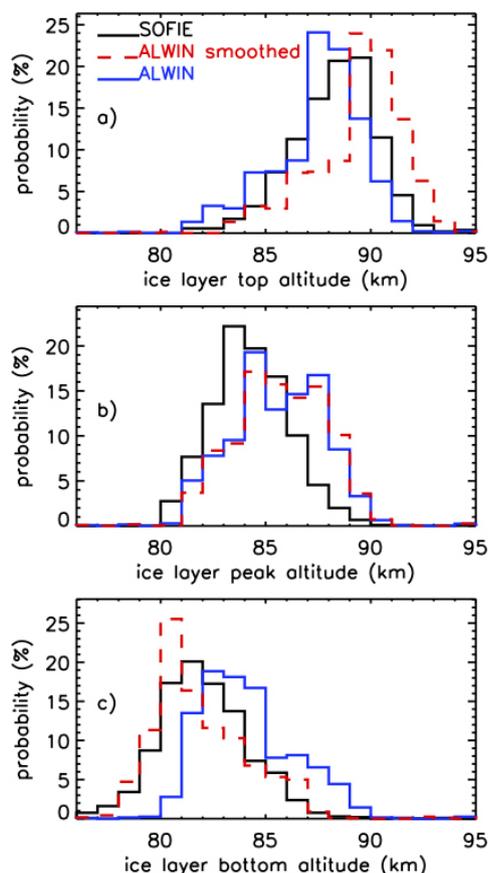


Abb. 22.2: Wahrscheinlichkeitsverteilungen der (a) Ober- und (c) Unterkante sowie der (b) Höhe des Maximums der Eisschicht.

10 Tage länger beobachtet. Dieser Unterschied ist höchstwahrscheinlich mit der polwärtigen Verschiebung der SOFIE-Bahndaten nach der Sommersonnenwende (69° Mitte Juli bis 77° Mitte August) und der Tatsache, dass die Eismassendichte in Richtung Pol zunimmt, zu erklären.

Relative Häufigkeitsverteilungen der aus ALWIN- und SOFIE-Messungen im Zeitraum vom 22. Mai bis 30. August 2008 bestimmten Ober- und Unterkanten der Eisschichten sowie der Höhen der Maxima sind in Abb. 22.2 gezeigt. Die Verteilungen der SOFIE-Höhen beinhalten die Messungen aller geographischen Längen, während die Verteilungen der ALWIN-Höhen auf Radarmessungen im Bereich von 20–02 Uhr Lokalzeit beschränkt sind. Die Verteilungen der Oberkante der Eisschicht sind ähnlich für SOFIE und ALWIN bei 300 m Höhenauflösung. Die aus den gemittelten ALWIN-Profilen bestimmten Werte sind allerdings größer, was auf eine Verschiebung der SOFIE-Werte hinweist, die auf den Mittelungseffekt des großen Messvolumens zurückzuführen ist. Dies zeigt auch, dass ALWIN Eispartikel in etwas größeren Höhen als SOFIE entdeckt. Die Höhe des Maximums der Eisschicht wird von SOFIE im Vergleich zu ALWIN um ~ 2 km tiefer bestimmt. Die PMSE-Unterkante liegt höher als die von SOFIE bestimmte Unterkante der Eisschicht, allerdings sind beide Höhen vergleichbar zueinander, wenn die gemittelten Werte der ALWIN-Profile zugrunde liegen.

Höhen-Zeit-Schnitte der durch SOFIE bestimmten Eismassendichte und der durch ALWIN gemessenen PMSE-Volumenreflektivitäten sind in Abb. 22.3 dargestellt. Die SOFIE-Ergebnisse wie auch die gemittelten ALWIN-Messungen zeigen eine Eisschicht, die sich von unter 80 km bis über 90 km ausdehnt. Das Eis taucht in beiden Messreihen etwa zur selben Zeit um den 20. Mai das erste Mal auf, wird allerdings von SOFIE ungefähr

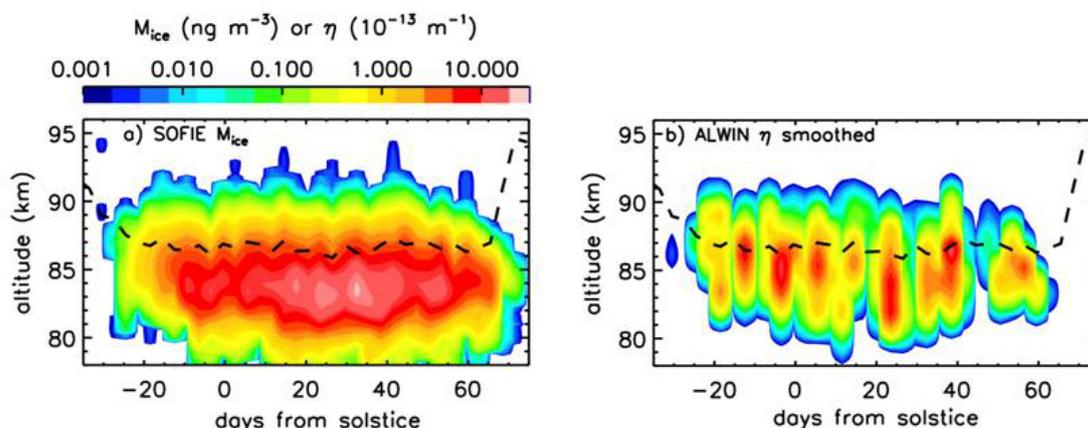


Abb. 22.3: Höhen-Zeit-Schnitte der durch SOFIE bestimmten Eismassendichte (links) und der durch ALWIN gemessenen PMSE-Volumenreflektivitäten (rechts).

23 VHF-Radarechos aus der E-Schicht

(M. Rapp, L. Leitert, R. Latteck, M. Zecha, P. Hoffmann, J. Höffner,)

In den Jahren 2004–2008 wurden mit dem ALWIN-VHF-Radar in Nordnorwegen die routinemäßigen Beobachtungen von polaren mesosphärischen Sommer- und Winterechos auf Höhen von 95–115 km ausgedehnt. Die Motivation für dieses Messprogramm waren frühere Beobachtungen mit dem ALOMAR-SOUSY-Radar des Max-Planck-Instituts für Aeronomie. Diese zeigten eine neue Art von Radarechos, die möglicherweise mit Plasmainstabilitäten in diesem Höhenbereich in Verbindung gebracht werden können. Während diese Art von Echos in den hier betrachteten Jahren nicht beobachtet werden konnte, so wurde allerdings eine andere Klasse von bisher unbekanntem Echos entdeckt. Diese sollen im Folgenden mit E-Schicht-Echos bezeichnet werden.

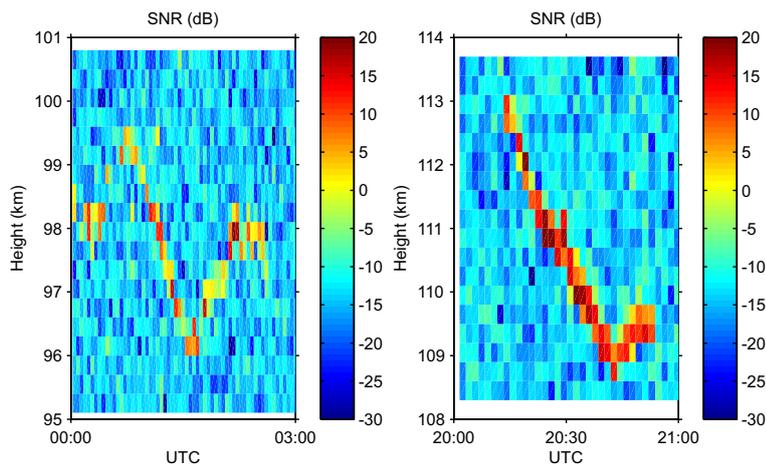


Abb. 23.1: Zwei Beispiele für unerwartet beobachtete VHF-Radarechos aus Höhen oberhalb von 90 km, hier aus dem Juni (links) und Juli 2008 (rechts).

zeigt sich, dass die beobachteten spektralen Breiten sehr gering sind und dass die Aspektempfindlichkeit sehr hoch ist, also spiegelartige Reflexion vorliegt. Dies äußert sich vor allem darin, dass die Echos fast ausschließlich in der Vertikalen beobachtet werden, während sie mit geschwenktem Radarstrahl nicht detektiert werden.

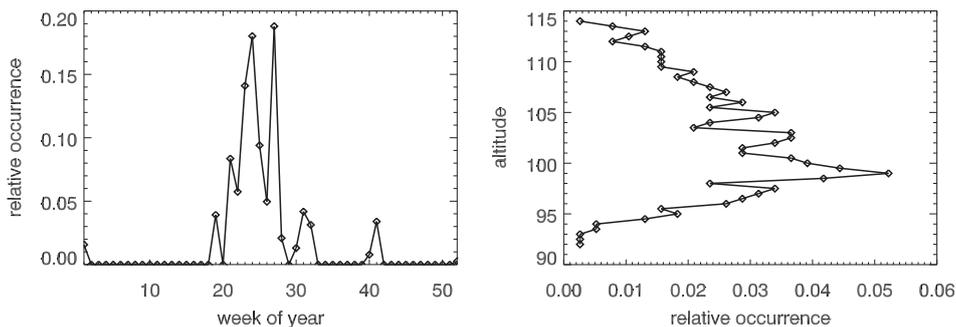


Abb. 23.2: Saisonale Variation und Höhenverteilung des Auftretens der hier untersuchten VHF-Radarechos.

Abb. 23.2 zeigt die saisonale Variation und Höhenverteilung der relativen Häufigkeit, mit der die Echos beobachtet werden. Die Echos treten vermehrt in den Sommermonaten auf, auch wenn vereinzelte Ereignisse im September und sogar im Januar registriert werden. Als Funktion der Höhe zeigt die relative Häufigkeit ein klares Maximum in etwa 100 km, wobei Echos im gesamten Bereich von 93–115 km beobachtet werden.

Besonders markant und richtungsweisend für die Interpretation der Echos ist jedoch die mittlere tägliche Variation der Auftrittswahrscheinlichkeit der Echos. So zeigt Abb. 23.3 die in den Jahren 2004–2008 beobachtete Anzahl von Echos als Höhen-Tageszeitmuster.

Abb. 23.1 zeigt zwei Beispiele solcher Echos, wie sie im Juni und Juli 2008 beobachtet wurden. Die Echos sind besonders schmal, d. h. oft nur 1–2 Range-gates dick (300–600 m), und zeigen eine charakteristische Auf- und Abwärtsbewegung mit Absink- bzw. Aufstiegs-geschwindigkeiten, wie sie auch von Schwerewellen erwartet werden. Diese Absink- und Aufstiegs-geschwindigkeiten sind mit den Dopplergeschwindigkeiten der Echos konsistent, was darauf hindeutet, dass die streuenden Strukturen mit dem Vertikalwind auf- und abtransportiert werden. Ferner

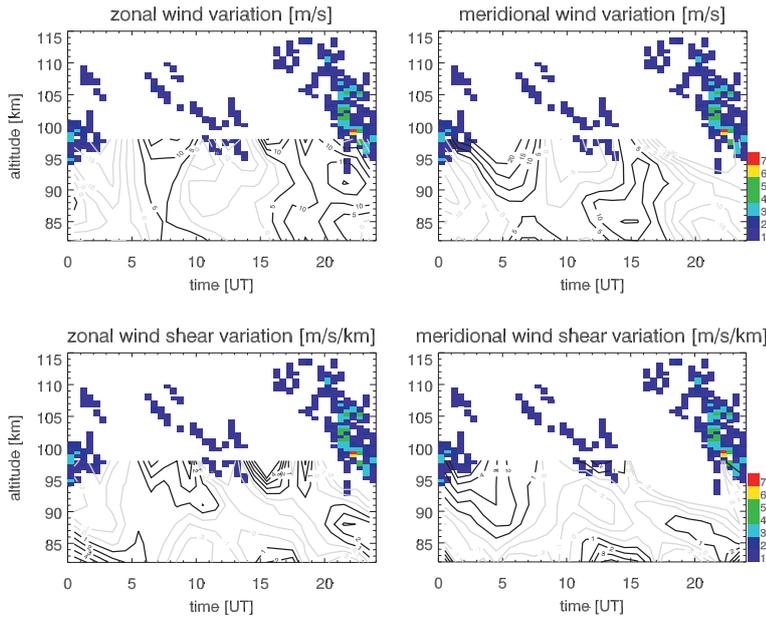


Abb. 23.3: Tageszeitliche und Höhenvariation des Auftretens der hier untersuchten VHF-Radarechos.

Das hier gezeigte tageszeitliche Muster der E-Schicht-Echos legt also die Vermutung nahe, dass diese Echos in einer Beziehung zu sporadischen E-Schichten stehen. In der Tat lässt sich dies für unsere Beobachtungen durch Vergleich zu nahegelegenen Ionosondenmessungen sowie durch gleichzeitige Messungen einer sporadischen Eisenschicht (siehe den linken Teil von Abb. 23.4) nachweisen.

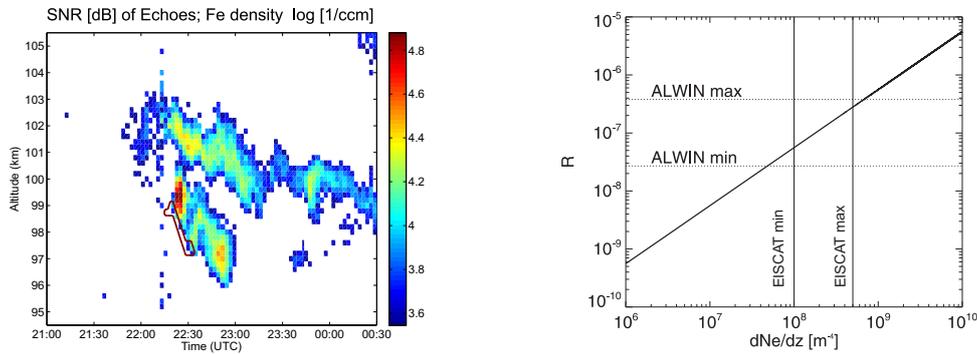


Abb. 23.4: links: Höhen-Zeitschnitt der gleichzeitigen Lidarmessung einer sporadischen Fe-Schicht (farbige Pixel) und der Radarmessung eines E-Schicht-Echos (rote Kontur); rechts: Abhängigkeit des Reflexionskoeffizienten vom Gradienten der Elektronendichte (dicke schwarze Linie); Gepunktete horizontale Linien zeigen den von ALWIN gemessenen Bereich von Reflexionskoeffizienten. Vertikale Linien zeigen den von EISCAT gemessenen Bereich von Elektronendichtegradierten.

Da auszuschließen ist, dass die Echos bei der gegebenen Frequenz von 50 MHz durch Totalreflexion erzeugt werden (da die dafür benötigte Elektronendichte unrealistisch hoch ist), und da auch turbulente Streuung aufgrund der sehr geringen spektralen Breiten und der hohen Aspektempfindlichkeit ausgeschlossen werden kann, wurde abschließend untersucht, ob partielle Reflexionen an den großen Elektronendichtegradierten in sporadischen Schichten für das Auftreten der Echos verantwortlich sein können. In diese Untersuchung flossen direkt mit EISCAT gemessene Elektronendichtegradierten ein, womit die beobachteten Reflexionskoeffizienten in der Tat reproduziert werden konnten (siehe den rechten Teil der Abb. 23.4). Damit stehen dem IAP in Zukunft Messungen in der unteren Thermosphäre zur Verfügung, die es möglicherweise erlauben, bisher durchgeführte Gezeitenstudien in einen größeren Höhenbereich auszudehnen. Ferner wird derzeit untersucht, ob und wie häufig die Echos auch in mittleren Breiten mit dem OSWIN-Radar beobachtet werden.

Deutlich ist hierin ein halbtägiges Muster zu erkennen, welches in niedrigeren Höhen mit einem entsprechenden Muster der halbtägigen Gezeit in unabhängig beobachteten Winden übereinstimmt. Seit vielen Jahren ist bekannt, dass die von den Gezeiten hervorgerufenen Windscherungen in der E-Schicht für das Auftreten sogenannter sporadischer E-Schichten verantwortlich sind. Durch Kombination einer vertikalen Scherung des horizontalen Windes bei einer gleichzeitigen nichtverschwindenden Horizontalkomponente des Erdmagnetfeldes kommt es durch die Lorentzkraft zu einer Konvergenz freier Elektronen, die sich in Form stark erhöhter Elektronendichteschichten manifestiert.

24 Trends mesosphärischer Schwerewellen im Sommer mittlerer Breiten

(P. Hoffmann, M. Rapp, W. Singer, D. Keuer)

Seit 1990 werden in Juliusruh (54,6°N, 13,4°O) kontinuierliche Messungen im Mesosphärenbereich zur Bestimmung mittlerer Winde und der daraus abgeleiteten Wellen genutzt. Die mittlere jahreszeitliche Variation des Zonalwindes (Abb. 24.1a) ist durch einen typischen westwärts gerichteten Sommerjet im Höhenbereich unterhalb von 85 km bestimmt. Im Vergleich dazu sind die ostwärts gerichteten Winde im Winter und während der Äquinoktien sehr variabel. Wesentliche beobachtete Eigenschaften der Mesosphäre, wie z. B. die Umkehr der Zonalwinde in ca. 85 km Höhe, aber auch die thermische Struktur der Mesosphäre, lassen sich nicht ohne Berücksichtigung atmosphärischer Schwerewellen erklären. Ihre Bestimmung erfolgt aus den Fluktuationen der gemessenen Winde. Dazu wird hier die Summe der spektralen Leistungsdichte für definierte Periodenbereiche nach vorherigem Abzug der mittleren Grundwinde und Gezeitenwellen genutzt. In Abb. 24.1b ist der mittlere Jahresgang von Schwerewellen mit Perioden zwischen 3 und 6 Stunden, abgeleitet aus den Windmessungen seit 1990, dargestellt. Der mittlere saisonale Verlauf ist durch eine halbjährliche Variation mit Minima zu den Äquinoktien und Maxima in den Wintermonaten bestimmt. Im Sommer wird ein sekundäres Maximum im Höhenbereich von 80 bis 90 km beobachtet. Die in der Mesosphäre beobachtete Schwerewellenaktivität ist von ihren Quellen in der Tropo- und Stratosphäre (z. B. Orographie, Konvektion, Starkwindgebiete) abhängig, enthält aber auch Informationen zu den durch den Hintergrundwind bestimmten vertikalen Ausbreitungsbedingungen.

Die nun seit mehr als 22 Jahren vorliegenden Ergebnisse gestatten ferner eine Untersuchung der langfristigen Veränderungen der Winde und Wellen. Da aber bisher kaum Erkenntnisse über Trends in der Schwerewellenaktivität vorliegen, soll hier untersucht werden, inwieweit vorhandene Trends in den mittleren Winden für langfristige Veränderungen der Schwerewellen verantwortlich sind. Hierzu wurden zunächst monatliche Trends der Winde bestimmt und in Abb. 24.1c als Jahresgang der Regressionskoeffizienten der Zonalwinde in Abhängigkeit von Monat und Höhe gezeigt. In den Sommermonaten sind die abgeleiteten Trends signifikant und unterhalb ca. 83 km negativ (d. h. Zunahme des Ostwindes), darüber positiv. In den Wintermonaten sind die Trends positiv, aber nicht signifikant. Ein Grund dafür besteht in der erhöhten Variabilität planetarer Wellen, die häufig zu den im Kap. 26 beschriebenen stratosphärischen Erwärmungen führen. Die stärksten Trends im Zonalwind treten im Sommer unterhalb von 75 km auf. Das ist auch in der Darstellung der Jahr-zu-Jahr-Variationen der Abweichungen der Zonalwinde vom langjährigen Mittel für den Monat Juli ersichtlich (Abb. 24.2). Die abgeleiteten Trends sind mit Korrelationskoeffizienten zwischen 0,58 und 0,74 statistisch signifikant (> 95%), außer für die Höhe von 80 km, in der größere Variationen im Vergleich zu anderen Höhen beobachtet werden. Im Juli wird in mittleren Breiten ein Maximum des Ostwindes in ca. 74–75 km in der relativ stabilen Sommerzirkulation beobachtet. Wir betrachten diesen Jet als Maß für die Änderung des Windfeldes von der Stratosphäre bis

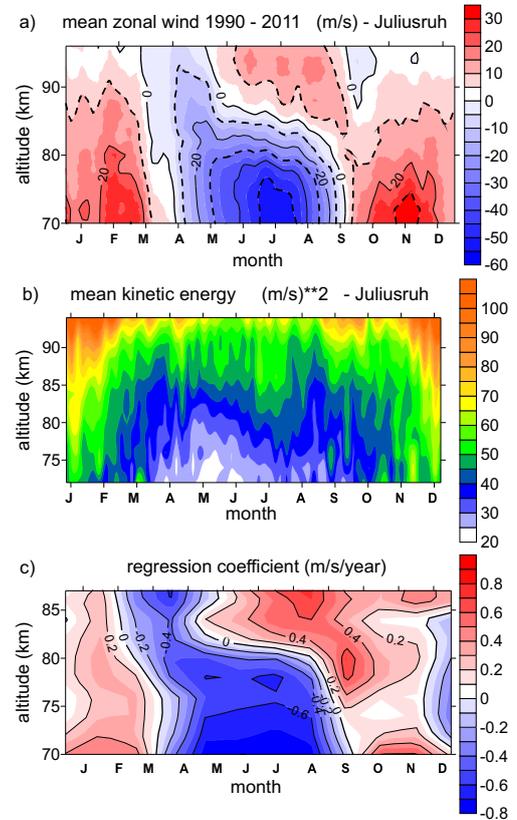


Abb. 24.1: a) Mittlerer Jahresgang des Zonalwindes aus MF-Radar-Beobachtungen in Juliusruh; b) Mittlerer Jahresgang der Schwerewellenaktivität; c) Höhen-Zeit-Schnitt des Trends der Zonalwinde in Juliusruh von 1990–2011.

zur Mesosphäre, d. h. in dem Bereich, der für die Filterung der Schwerewellen verantwortlich ist.

Die Zunahme der Ostwinde (negative Trends) unterhalb von 76 km im Juli motiviert uns, die Schwerewellenaktivität in den Höhen oberhalb des Maximums des Sommerjets auf mögliche Trends zu untersuchen. In Abb. 24.3 ist die langzeitige Variation von Schwerewellen mit Perioden von 3–6 h für die Höhen 80, 84 und 88 km dargestellt. Die Regressionsgeraden sind signifikant mit > 99% für 88 km und für 84 km mit dem höchstem Korrelationskoeffizienten bzw. mit > 95% für 80 km. In allen hier gezeigten Höhen sind die Trends positiv, d. h. , sie weisen auf eine zunehmende Schwerewellenaktivität hin.

Eine mögliche Erklärung der positiven Schwerewellentrends zwischen 80 und 88 km bei zunehmenden Ostwinden unterhalb von 76 km besteht in der selektiven Filterung der Schwerewellen durch den Hintergrundwind, d. h. , die Zunahme der Ostwinde ist mit einer Zunahme der sich ostwärts gegen den Grundstrom ausbreitenden Schwerewellen verbunden, die im Sommer dominieren. Wenn wir die Stärke des sommerlichen Windjets, der in allen hier ausgewerteten Jahren Mitte Juli bei ca. 74–75 km auftrat, als Hinweis für die Änderung des Windfeldes von der Stratosphäre bis zur Mesosphäre als Erklärung der Schwerewellenvariationen ansehen, dann erwarten wir auch einen Zusammenhang in den Jahr-zu-Jahr-Variationen beider Parameter.

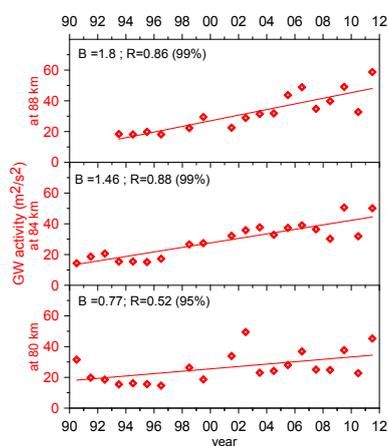


Abb. 24.3: Schwerewellentrends in 80, 84 und 88 km.

In Abb. 24.4 wird die Variation der Schwerewellenaktivität in 80 km (rote Linie) zusammen mit dem Maximum des Zonalwindes im Sommer bei ca. 74–75 km (blaue Linie) für die Jahre von 1998 bis 2011 gezeigt. Beide Variationen sind in Antiphasse und zeigen eine klare Korrelation zwischen dem Sommerjet und der Schwerewellenaktivität. Sie bestätigen die statistisch gefundene Relation zwischen zunehmender Schwerewellenaktivität bei zunehmendem Ostwind unterhalb von 80 km. Dies motiviert daher die weitere gemeinsame Untersuchung von Wind- und Schwerewellentrends. Zukünftige Arbeiten sind vor allem auf die Untersuchung von Schwerewellenvariationen zu anderen Jahreszeiten und in polaren Breiten auf Basis der Windmessungen in Andenes gerichtet. Mögliche Erklärungen der hier gezeigten Schwerewellentrends, z. B. durch Zunahme der extratropischen Schwerewellen in der Tropo- und Stratosphäre bzw. durch die Wirkung der globalen Erwärmung auf die Zirkulation, sind Gegenstand der Zusammenarbeit mit Modellierungsarbeiten zur atmosphärischen Zirkulation.

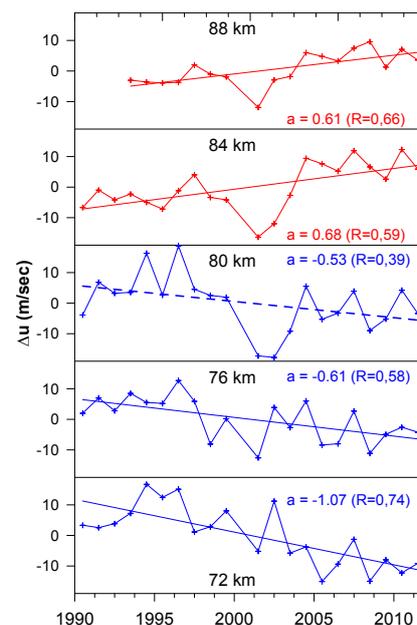


Abb. 24.2: Zeitreihen und lineare Regressionskoeffizienten des Zonalwinds nach Abzug der mittleren in Juliusruh gemessenen Winde für den Monat Juli.

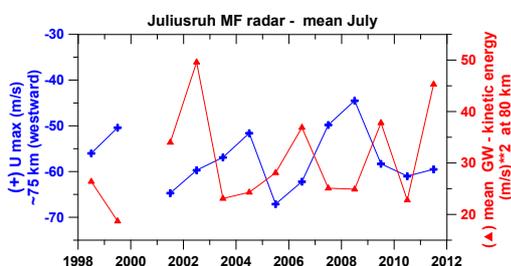


Abb. 24.4: Variation der Schwerewellen in 80 km (rot) und des Windjets in ca. 75 km (blau) im Juli (1998–2011).

25 Trends und Variabilität des mesosphärischen Windfeldes mit der solaren Variabilität

(W. Singer, P. Hoffmann, G. Kishore Kumar)

Windmessungen mittels MF- und Meteorradaren in arktischen (Andenes/Kiruna, 69°N) und mittleren Breiten (Juliusruh, 55°N) in den Jahren 1999 bis 2010, die einen vollen solaren Aktivitätszyklus umfassen, sind eine zuverlässige Datenbasis zur Untersuchung von Trends und einer durch die solare Aktivität bedingten möglichen Variabilität des Windfeldes in Höhen zwischen 70 km und 95 km (siehe auch Kap. 17). Die jahreszeitliche Variation des mittleren Zonalwindes im Zeitraum 1999–2010 ist im Sommer durch einen starken westwärts gerichteten Strahlstrom unterhalb von etwa 85 km und einen ostwärts gerichteten Strahlstrom darüber charakterisiert. Das Windfeld unterliegt im Winter einer starken Variabilität, hervorgerufen durch planetare Wellen und damit verbundenen stratosphärischen Erwärmungen. In Höhen oberhalb von 88 km ist im Sommer 2000 bzw. 2003 eine durch die solare Aktivität bedingte Windvariation mit größeren Windgeschwindigkeiten bei erhöhter Sonnenaktivität verbunden (Abb. 25.1a und 25.1b).

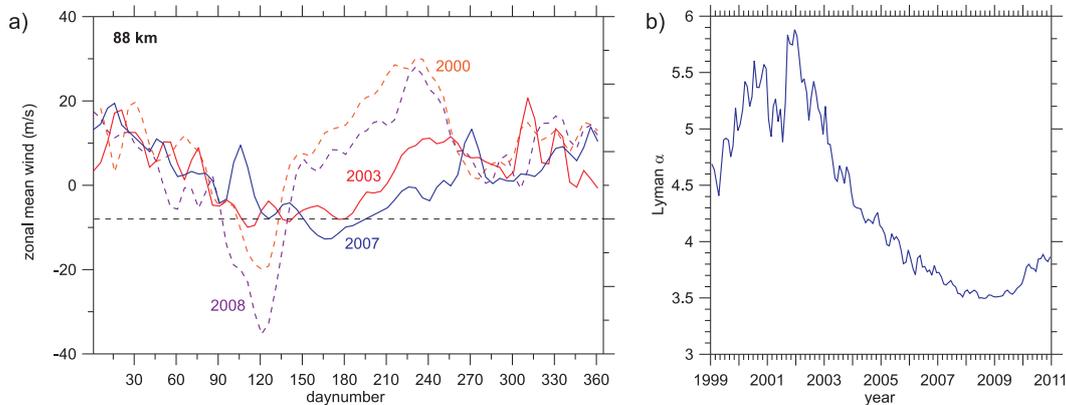


Abb. 25.1: a) Jahreszeitliche Variation des Zonalwindes in 88 km in Andenes (69°N, durchgezogene Kurven) für typische Jahre erhöhter und niedriger solarer Aktivität und in Juliusruh (55°N, gestrichelte Kurven) für 2000 (solares Aktivitätsmaximum) und 2008 (solares Aktivitätsminimum). Dargestellt ist der mittlere Zonalwind auf der Grundlage 10-tägiger harmonischer Analysen. b) Variation der solaren Lyman- α -Strahlung (Ly_{α}) zwischen 1999 und 2010 (Monatsmittelwerte, Einheiten: $\text{ph} \cdot \text{cm}^{-2}\text{s}^{-1}$).

Der Einfluss der solaren Aktivität auf das Windfeld und Trends im Windfeld wurden mit Hilfe der robusten Regressionsanalyse nach der zweifachen Regressionsgleichung $u = a + b \cdot Ly_{\alpha} + c \cdot \text{Jahr}$ getrennt für die zonalen und meridionalen mittleren Winde und die Gezeitenkomponenten durchgeführt. Die signifikantesten partiellen Regressionskoeffizienten wurden für den mittleren Zonalwind im Sommer erhalten. Signifikante, mit der Sonnenaktivität zunehmende, ostwärts gerichtete Winde wurden zwischen 88 km und 94 km mit Windzunahmen von 4–5 m/s pro Ly_{α} -Flusseinheit gefunden (linkes Bild in Abb. 25.2). Die Windänderungen in Abhängigkeit vom Ly_{α} -Fluss zeigt das rechte Bild in Abb. 25.2. Dieser erste Hinweis auf eine durch die solare Aktivität bedingte Variation des mesosphärischen Windfeldes erfordert jedoch längere Zeitreihen zur Bestätigung. Ein signifikanter, gering negativer Trend wurde nur in 82 km mit Werten um -1 m/s pro Jahr gefunden, ein Wert, der mit Analysen von MF-Radarbeobachtungen in Juliusruh übereinstimmt.

Neben der moderaten Variation der solaren Wellen- und Teilchenstrahlung im Verlaufe eines solaren Aktivitätszyklus fallen während solarer Protonenevents (SPEs) extrem starke Flüsse energetischer Protonen in die Mesosphäre und Stratosphäre ein. Sie bewirken die bekannten extremen Erhöhungen der Ionisation bis in Höhen von 50 km und darunter. Messungen hierdurch bedingter Änderungen des dynamischen Zustandes der Atmosphäre sind dagegen sehr selten. Die Wechselwirkung der Protonen mit Luftmolekülen und Spurengasen bewirkt die Produktion von HO_x - und NO_x -Teilchen, die eine katalytische Zerstörung von Ozon bewirken und eine Abkühlung der Mesosphäre unterhalb von etwa 80 km infolge verringerter Ozon-Heizung hervorrufen.

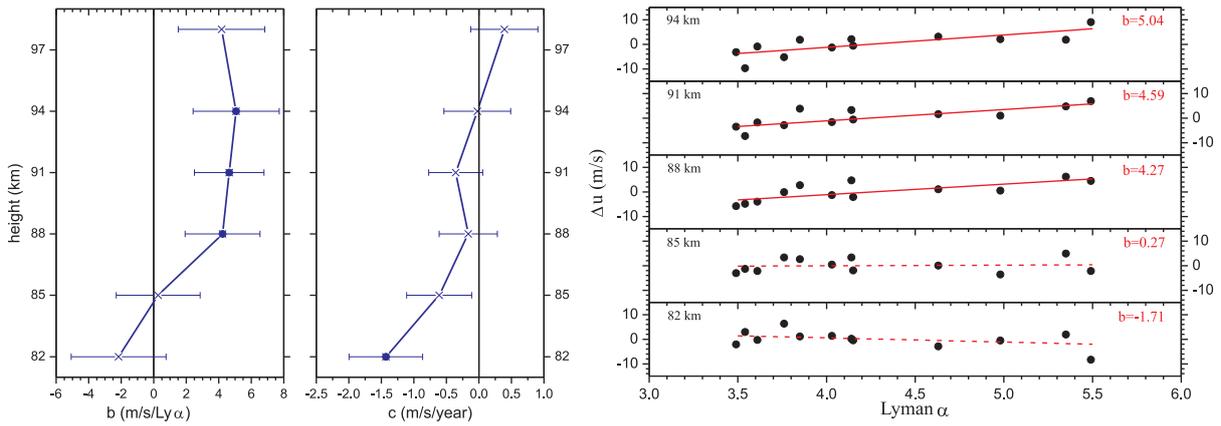


Abb. 25.2: linkes Bild: Höhenvariation der partiellen Regressionskoeffizienten b und c zwischen Zonalwind in Andenes und solarer Aktivität (linkes Bild) und Trend des Zonalwindes in Andenes (rechtes Bild) für Sommer (Juli und August); Volle Punkte repräsentieren eine Signifikanzschwelle $\geq 95\%$, Kreuze zeigen nicht signifikante Koeffizienten. rechtes Bild: Abhängigkeit der trend-bereinigten Zonalwinde von der solaren Aktivität in Höhen zwischen 82 km und 94 km. Rote durchgezogene Linien repräsentieren eine Signifikanzschwelle $\geq 95\%$, gestrichelte Kurven zeigen nicht signifikante Daten. Weiterhin sind die Regressionskoeffizienten b eingetragen.

Die in Andenes und Juliusruh beobachteten MF- und Meteorradarwinde ermöglichten die Untersuchung des Einflusses der stärksten vier SPEs der letzten 12 Jahre auf die Dynamik der Mesosphäre. Diese SPEs ereigneten sich im Juli 2000 (24000 pfu), Oktober 2003 (29500 pfu), Januar 2005 (5040 pfu) und Dezember 2006 (1980 pfu). Die Werte in Klammern charakterisieren die Stärke der Ereignisse mit dem Protonenfluss für Energien größer als 10 MeV: 1 pfu = 1 proton/cm²s⁻¹sr. Für alle SPE-Ereignisse wird ein Anstieg des ostwärts gerichteten Zonalwindes oberhalb von 85 km gefunden (Abb. 25.3). Unterhalb von 85 km wurden, außer im Winter, keine signifikanten Änderungen zwischen gestörten und ungestörten Bedingungen gefunden. Die Reaktion der Mesosphäre auf ein SPE im Sommer wurde mit dem mechanistischen allgemeinen Zirkulationsmodell KMCM untersucht. Die zeitweilige Ozonreduktion während eines solaren Protonenevents bewirkt einen Anstieg des Zonalwindes zwischen 70 km und etwa 95 km in der Größe von 2–8 m/s, die sich in guter Übereinstimmung mit den Beobachtungen im Juli 2000 befindet. Die Antwort der oberen Mesosphäre auf starke solare Protonenevents in allen Jahreszeiten lässt erwarten, dass auch stark erhöhte UV-Strahlung eine mögliche Ursache für die beobachteten Änderungen des Windfeldes oberhalb von 85 km in den Jahren 1999 bis 2000 sein kann.

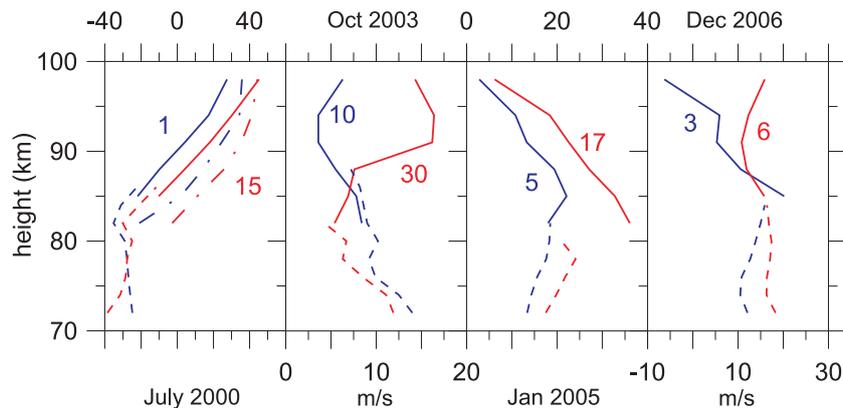


Abb. 25.3: Mittlere Zonalwinde (m/s) vor solaren Protonenevents (blaue Kurven) und im Maximum der Ereignisse (rote Kurven) vom Juli 2000, Oktober 2003, Januar 2005 und Dezember 2006; Dargestellt sind Beobachtungen mittels Meteorradar in Andenes/Kiruna (durchgezogene Kurven) und Juliusruh (strichpunktiierte Kurven) sowie mittels MF-Radar (gestrichelte Kurven). Die Zahlen geben die entsprechenden Tage an.

26 Komposit-Analyse der zeitlichen Variationen mesosphärischer Wellen während stratosphärischer Erwärmungen

(V. Matthias, P. Hoffmann, M. Rapp, G. Baumgarten)

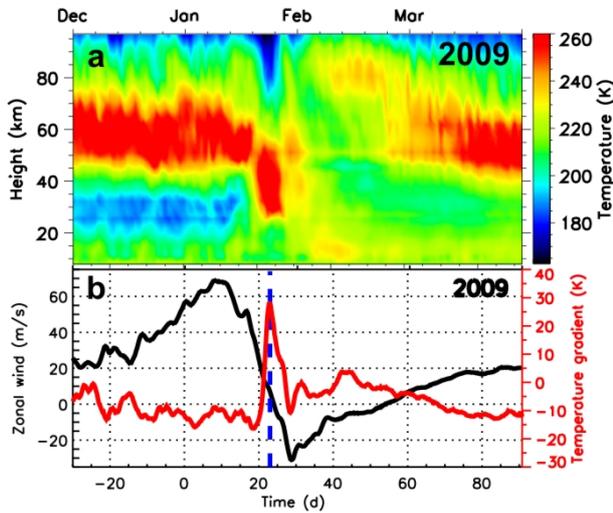


Abb. 26.1: (a) Temperaturverlauf im Winter 2009 um Andenes aus MLS-Daten; (b) Zonal gemittelter Zonalwind (schwarz) bei 60°N und Temperaturgradient (rot) zwischen 60°N und 90°N bei 10 hPa für 2009 aus ECMWF-Daten; Die gestrichelte Linie markiert den Referenztag für die Stichtaganalyse.

Events durchführen zu können, benötigt man einen Referenztag. Dieser ist im Falle eines Major Warmings der Tag der Windumkehr bei 10 hPa (~ 32 km) und des gleichzeitigen Maximums des Temperaturgradienten zwischen 60°N und 90°N . Abb. 26.1b zeigt als Beispiel den Referenztag (gestrichelte Linie) für 2009. Andere Major Warmings, die ebenfalls in die Analysen mit einfließen, stammen aus den Jahren 1998/99, 2004, 2006 und 2010, wobei MLS-Temperaturdaten erst ab August 2004 zur Verfügung stehen.

Betrachtet man das Waveletspektrum der Winde einer solchen starken SSW, welches in Abb. 26.2a am Beispiel für 2009 dargestellt ist, so erkennt man neben weniger auffälligen 2–5-Tage-Wellen auch eine starke 10-Tage- und 16-Tage-Welle. Diese treten auch in den anderen hier betrachteten Jahren auf und werden daher im Folgenden näher betrachtet.

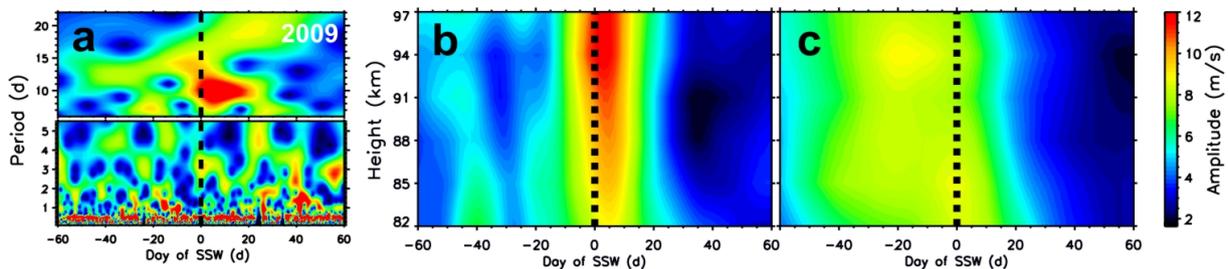


Abb. 26.2: (a) Aktivität der PW relativ zur SSW im Jahr 2009 aus Meridionalwinden über Andenes in einer Höhe von 85 km; Komposit der Amplitude der 10-Tage- (b) und 16-Tage-Welle (c) relativ zur SSW aus Meridionalwinden aus Andenes für die Winter 2004, 2006, 2009 und 2010.

Abb. 26.2b und Abb. 26.2c zeigen das Komposit der Amplitude der 10-Tage- und 16-Tage-Welle relativ zur SSW. Während die starke 10-Tage-Welle zeitgleich mit der Erwärmung auftritt, hat die schwächere 16-Tage-Welle ihr Maximum davor. Die Wellenzahlen dieser beiden Wellen wurden durch das Anwenden einer zweidimensionalen Least-Squares-Methode auf die globalen Tempera-

Die stratosphärische Erwärmung (Sudden Stratospheric Warming – SSW) ist eine der spektakulärsten Kopplungsprozesse der mittleren Atmosphäre. Neben dem charakteristischen Temperaturanstieg um bis zu 80 K in der Stratosphäre und dem gleichzeitigen Abkühlen der Mesosphäre (siehe dazu Abb. 26.1a) ist auch die Windumkehr von ostwärts auf westwärts gerichteten Wind ein eindeutiges Merkmal. Die wissenschaftlich anerkannte Ursache für dieses Phänomen ist das Wechselwirken von planetaren Wellen (PW) mit dem Grundstrom. Das Ziel dieses Beitrages ist es, das mittlere Verhalten von mesosphärischen Wellen relativ zum zeitlichen Verlauf einer starken SSW (Major Warming) mit Hilfe einer Kombination aus hochaufgelösten MF- und Meteorradardaten aus Andenes (69°N , 16°O) und globalen Satellitendaten (Microwave Limb Sounder – MLS) zu untersuchen.

Um eine Stichtaganalyse aus mehreren

turdaten von MLS bestimmt. In beiden Fällen ergab sich für jede hier betrachtete Erwärmung eine leicht westwärts propagierende Wellensignatur.

Neben diesen beiden planetaren Wellen sind auch die stationären Wellen mit Wellenzahl 1 und 2 interessant, da sie Aussagen über die Struktur des polaren Vortex zulassen. Die Amplitude dieser Wellen ist in Abb. 26.3 relativ zur Erwärmung dargestellt. Die Welle 1 zeigt sowohl in der Stratosphäre als auch in der Mesosphäre ein starkes Maximum, welches aber mit Beginn der Erwärmung schlagartig endet. Im Gegenzug ist die Welle 2 deutlich schwächer und tritt nur zeitgleich mit der Erwärmung auf, wobei das hier gezeigte Resultat durch die Aufspaltung des polaren Vortex im Jahr 2009 dominiert ist.

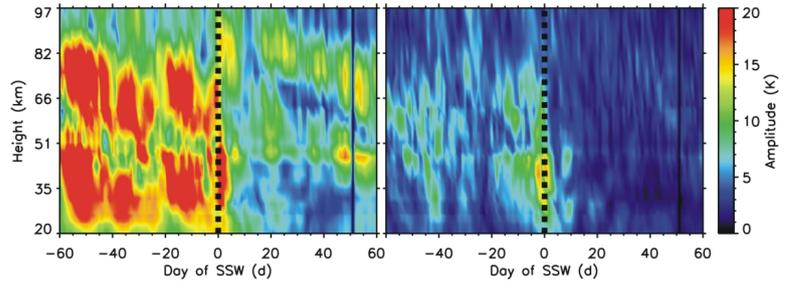


Abb. 26.3: Komposit der Amplitude der stationären Welle 1 (links) und Welle 2 (rechts) bei 69°N in einem 5°-Breitenband aus MLS-Temperaturen relativ zur SSW; Gemittelt wurde hier über die Winter 2006, 2009 und 2010.

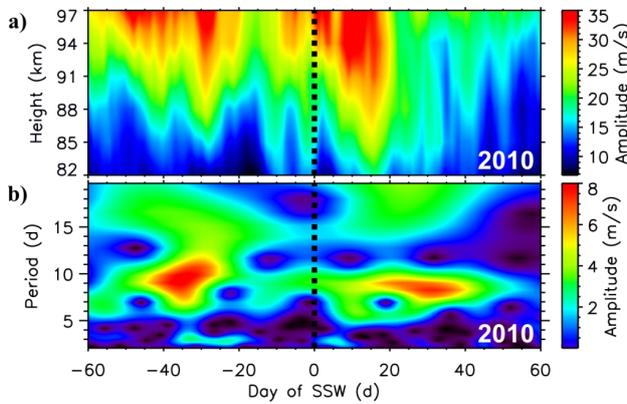


Abb. 26.4: Amplitude der halbtägigen Gezeit (oben) und Modulation der halbtägigen Gezeit durch PW (unten) relativ zur SSW aus den Meridionalwinden über Andenes 2009/10 in 88 km Höhe.

variiert. In Wintern mit starken Erwärmungen dominiert aber die Modulation durch eine 10-Tage- und/oder 16-Tage-Oszillation.

Die kleinsten hier betrachteten Wellen sind die Schwerewellen. Das Komposit der Schwerewellenaktivität (Abb. 26.5) zeigt ein Maximum in einem Höhenbereich von 74–85 km nach der Erwärmung. Dieses Maximum entsteht durch die verminderte planetare Wellenaktivität und die Umstellung auf Westwinde, was eine reduzierte Filterung der Schwerewellen zur Folge hat.

In diesem Beitrag wurden die wichtigsten Welleneigenschaften während starker stratosphärischer Erwärmungen identifiziert und deren mittleres Verhalten analysiert. Weitere Arbeiten sind sowohl zur Längen- und Breitenabhängigkeit der SSW geplant, aber auch zur möglichen Nutzung der früher einsetzenden Veränderungen der mesosphärischen Winde und Wellen zur Vorhersage von Änderungen in der Strato- und Troposphäre.

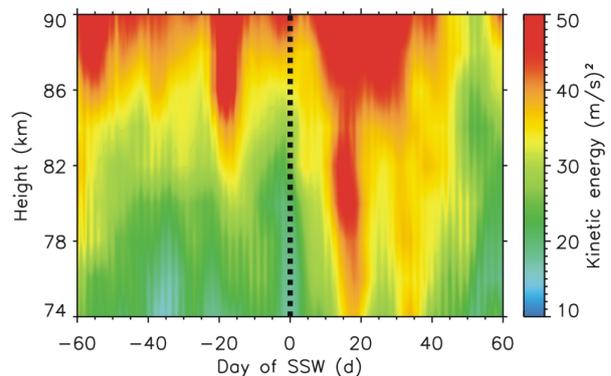


Abb. 26.5: Komposit der Schwerewellenaktivität (Perioden: 3–6 h) relativ zur SSW aus Zonal- und Meridionalwinden über Andenes; Gemittelt wurde über die Winter 1998/99, 2004, 2006, 2009 und 2010.

27 Schwerwellenbeobachtungen mit Radar und Lidar: Test der linearen Theorie von Schwerwellen

(M. Placke, P. Hoffmann, M. Gerding, E. Becker, M. Rapp)

Radar- und Lidarmessungen ermöglichen Beobachtungen von Wind und Temperatur, so dass die lineare Theorie von Schwerwellen, nämlich die Polarisationsbeziehungen zwischen Wind und Temperatur, untersucht werden kann. Um experimentelle Ergebnisse quantitativ richtig einordnen zu können, werden vorerst Modellrechnungen mit dem hochaufgelösten, mechanistischen Zirkulationsmodell KMCM, welches Schwerwellen explizit beschreibt, herangezogen. Ein Ausschnitt der für diese Untersuchungen zugrunde liegenden 10-tägigen Wind- und Temperaturdaten ist in Abb. 27.1 für die geographische Position von Kühlungsborn (54°N , 12°O) gezeigt. Die hier dargestellten Daten sind zeitliche Mittelwerte über 2 h, geschoben um jeweils 30 min, mit einer Höhenauflösung von 1 km. Die stärksten Wellenstrukturen treten im Höhenbereich von 85–100 km auf. Die Gradienten der Wellenphasenlinien (schwarz gestrichelt) werden mit zunehmender Höhe steiler aufgrund von Änderungen des mittleren Windes in der MLT-Region, die wiederum Änderungen der intrinsischen horizontalen Phasengeschwindigkeiten verursachen, so dass mit zunehmender Höhe ein bestimmtes Wellenspektrum herausgefiltert wird.

Die Untersuchung der Wind- und Temperaturzeitreihen in 92 km Höhe, wo die stärksten Schwerwellen auftreten, zeigt in Wavelet-Leistungsdichtespektren dominante Wellenperioden zwischen 7–12 h für Tag 7–8. Die für diesen Periodenbereich gefilterten Zeitreihen sind in Abb. 27.2 dargestellt und weisen für Tag 7–8 eine Phasenverschiebung von 90° zwischen Zonal- und Meridionalwindfluktuation (u' und v') auf und 180° zwischen Meridionalwind- und Temperaturfluktuation (v' und T').

Für eine statistische Auswertung der Polarisationsrelationen T'/u' und T'/v' werden einerseits die 12-stündigen Spitzenamplituden der gefilterten Zeitreihen mit 30-min-Auflösung zur direkten Bestimmung herangezogen und andererseits Wellenparameter (u. a. die Wellenzahlen) aus einer Stokesparameteranalyse der Wind- und Temperaturfluktuationen zur Berechnung verwendet.

Abb. 27.3 zeigt die Histogramme der Ergebnisse für Berechnungen aus den Wellenzahlen der Stokesparameteranalyse (schwarz) und jene aus den Amplituden (rot) für den gesamten Zeitraum von zehn Modelltagen. Generell sind die Werte sehr ähnlich verteilt, wobei eine genauere Übereinstimmung für die Histogramme der Polarisationsrelation zwischen Temperatur und Zonalwind vorliegt. Sowohl für T'/u' als auch für T'/v' wurde ein Wert von etwa $0,4 - 0,45 \text{ K(m/s)}^{-1}$ bestimmt. Diese Modellergebnisse

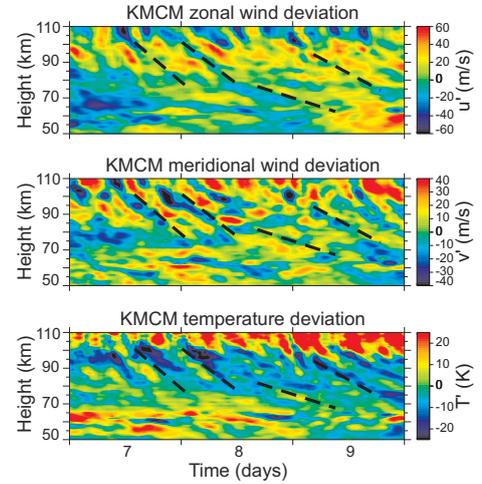


Abb. 27.1: Höhen-Zeit-Schnitte der Zonalwind-, Meridionalwind- und Temperaturfluktuationen aus KMCM.

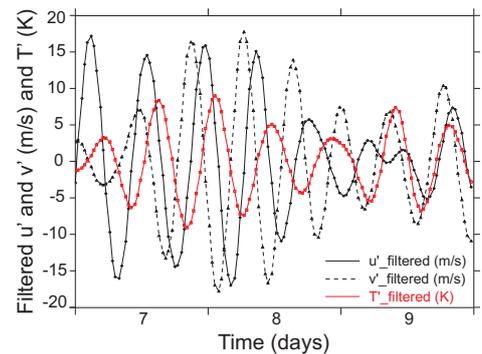


Abb. 27.2: Gefilterte KMCM-Zeitreihen (u' , v' , T') für 7–12 h in 92 km Höhe.

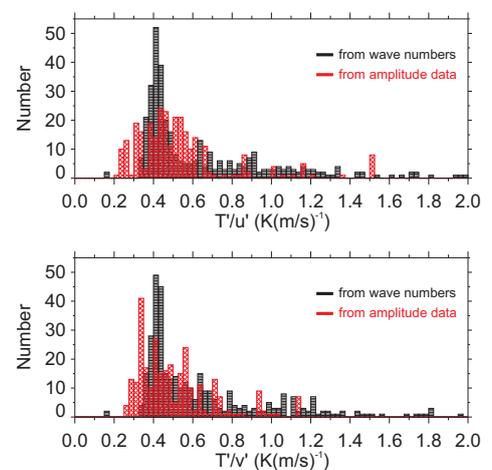


Abb. 27.3: Histogramme für die Polarisationsrelationen für 10 Modelltage.

werden im Folgenden mit einer Fallstudie realer Radar- und Lidarmessungen verglichen.

Hierfür werden simultane Horizontalwindmessungen mit dem MF-Radar in Juliusruh (55° N, 13° O) und Temperaturmessungen mit kombinierten Kalium- und RMR-Lidarmessungen in Kühlungsborn (54° N, 12° O) zur Analyse mesosphärischer Schwerwellen verwendet. In Abb. 27.4 sind die Höhen-Zeit-Schnitte der Wind- und Temperaturfluktuationen vom 11.–13. Oktober 2005 dargestellt. Gezeigt sind wieder 2-h-Mittelwerte, die um 30 min geschoben sind mit einer Höhenauflösung von 2 km (Wind) bzw. 1 km (Temperatur). Für diese Fallstudie sind ebenfalls Wellenstrukturen mit steiler werdenden Gradienten mit zunehmender Höhe zu beobachten, wobei die gemessenen Schwerwellen etwas schwächer als im Modell ausgeprägt sind.

Im Bereich des stärksten Wellenauftritts (92 km Höhe) leiten sich aus Wavelet-Leistungsdichtespektren dominante Wellenperioden zwischen 6–11 h für den 12.–13. Oktober ab. Die Filterung der Zeitreihen in 92 km für diesen Periodenbereich ergibt die in Abb. 27.5 gezeigten Zeitreihen. In diesem Fallbeispiel haben die gefilterten Zonal- und Meridionalwindfluktuationen nur eine kleine Phasenverschiebung, wobei die Zonalkomponente der Meridionalkomponente hinterherläuft. Die gefilterten Meridionalwind- und Temperaturfluktuationen sind wie im Modell 180° gegeneinander phasenverschoben.

Zur Verifizierung der Polarisationsrelationen zwischen Wind und Temperatur mit Radar- und Lidarbeobachtungen wird eine Hodographenanalyse betrachtet, mit welcher Schwerwellencharakteristiken aus den Windprofilen abgeleitet werden können. Der Hodograph aus den gefilterten Zonal- und Meridionalwindfluktuationen zwischen 76–94 km zu einem festen Zeitpunkt (12. Oktober, 09:30 UT) ist in Abb. 27.6 als gestrichelte Linie gezeigt. Die angefittete ideale Ellipse unter der theoretischen Annahme, dass es sich nur um eine einzelne monochromatische Welle handelt, ist als durchgezogene Linie dargestellt und zeigt, dass es sich in diesem Fall um eine Schwerwelle handelt. Der Drehsinn der Ellipse im Uhrzeigersinn deutet auf eine nach oben propagierende Welle (auf der Nordhalbkugel) und die Hauptachse der Ellipse zeigt die horizontale Ausbreitungsrichtung (hier in West-Ost-Richtung) an. Aus der Polarisations-, Doppler- und Dispersionsgleichung können die Wellenzahlen abgeschätzt werden, aus denen wiederum wie beim Modellfall die Polarisationsrelationen T'/u' und T'/v' berechnet werden. Diese betragen $0,339 \text{ K(m/s)}^{-1}$ bzw. $0,847 \text{ K(m/s)}^{-1}$. Werden die Polarisationsrelationen direkt aus den 12-stündigen Spitzenamplituden der gefilterten Zeitreihen mit 30-min-Auflösung berechnet, so erhält man für den 12. Oktober, 09:30 UT, $T'/u' = 0,402 \text{ K(m/s)}^{-1}$ bzw. $T'/v' = 0,503 \text{ K(m/s)}^{-1}$. Somit kann sowohl in Modell- als auch in Beobachtungsdaten die Gültigkeit der linearen Theorie nachgewiesen werden, wobei die Abweichungen in den experimentellen Ergebnissen größer sind.

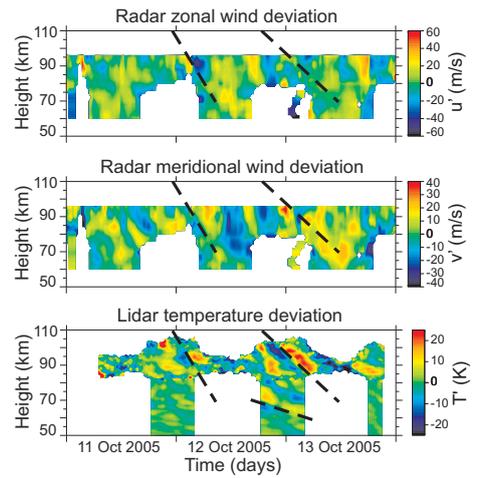


Abb. 27.4: Höhen-Zeit-Schnitte der Zonalwind-, Meridionalwind- und Temperaturfluktuationen aus Radar- und Lidarmessungen.

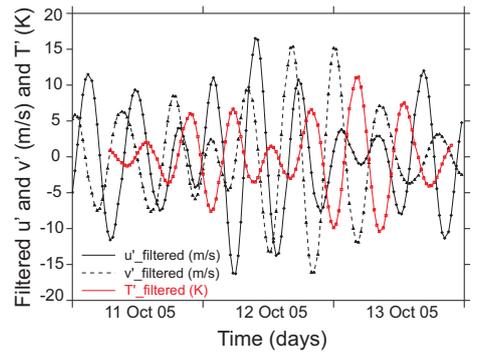


Abb. 27.5: Gefilterte Zeitreihen aus Radar- und Lidarmessungen (u' , v' , T') für 6–11 h in 92 km Höhe.

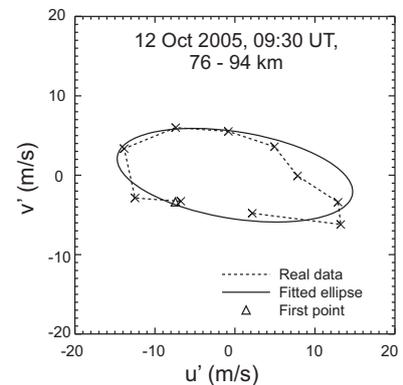


Abb. 27.6: Hodographanalyse für MF-Radar-Messungen.

28 Bestimmung von Meteorflüssen mit MAARSY und Meteorradaren während der ECOMA-Geminiden-Kampagne 2010

(C. Baumann, C. Schult, G. Stober)

Die Geminiden sind ein Meteorschauer, der jährlich im Dezember auftritt und am 13./14. Dezember sein Maximum erreicht. Primäres Ziel der ECOMA-Geminiden-Kampagne 2010 war es, eine mögliche Variation der Meteorstaubpartikelkonzentration während des Meteorschauers zu untersuchen (siehe Kap. 29). Parallel dazu wurden erstmals mit MAARSY Meteorbeobachtungen durchgeführt. Außerdem konnte auf Daten des lokalen Standardmeteorradars zurückgegriffen werden. Während Standardmeteorradare nur den Schweif eines Meteors detektieren, ist es mit MAARSY möglich, Meteorkopfechos zu empfangen (siehe Abb. 28.1). Ein Meteorkopfecho tritt auf, wenn elektromagnetische Strahlung am Plasma des Meteorkopfes gestreut wird. Dieses Plasma entsteht beim Eintritt des Meteors in die Erdatmosphäre. Im Höhenbereich von 70–130 km liegen die Bedingungen vor, bei denen sich Plasma bilden kann. Die Reibung ist dabei so groß, dass der Meteor verdampft.

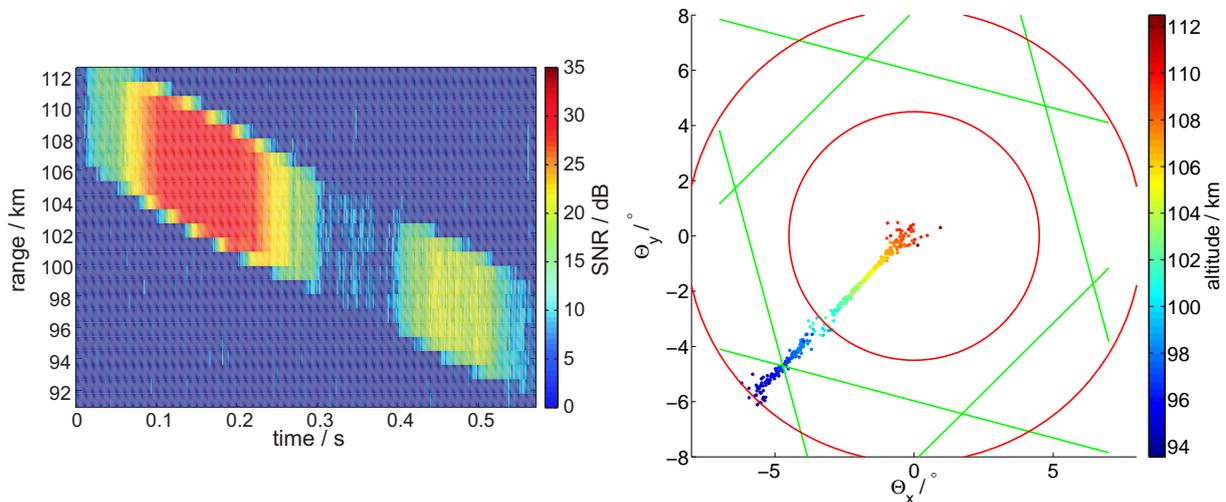


Abb. 28.1: (links) SNR eines typischen Meteorkopfechos, (rechts) Trajektorie eines Meteors, Θ ist die Zenitdistanz, die x-Achse zeigt in Richtung Osten, die y-Achse zeigt in Richtung Norden, das grüne Sechseck ist die Mehrdeutigkeitsgrenze.

Während eines Meteorkopfechos wird die Signalamplitude und Phase für verschiedene Empfänger mit MAARSY aufgezeichnet. Mittels Interferometrie lässt sich daraus eine Trajektorie des Meteors im Strahlvolumen berechnen. Dazu werden die Phasendifferenzen zwischen Empfängerpaaren kombiniert, um den Ort des Messpunkts im Strahlvolumen zu bestimmen. In Abb. 28.1 sind links das Signal-zu-Rausch-Verhältnis (SNR) eines Meteorkopfechos und rechts die Trajektorie desselben Echos dargestellt. Die Verdampfung des Meteors beginnt in der Hauptkeule des Radarstrahls und hält so lange an, dass der Meteor ebenfalls in einer Nebenkeule detektiert wird. Die roten Kreise auf der Abb. 28.1 (rechts) sind Bereiche mit sehr geringem Antennengewinn. Neben dem verschwindenden SNR (Abb. 28.1 links) verifizieren auch die wenigen Messpunkte im Bereich der roten Kreise die Minima des modellierten Strahlprofils von MAARSY.

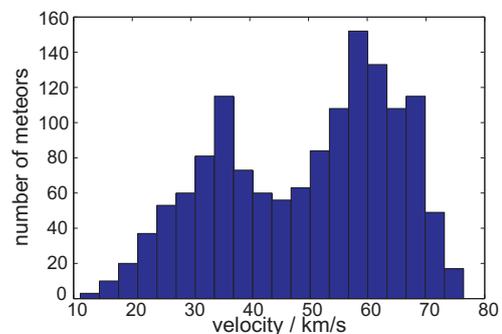


Abb. 28.2: Histogramm der Meteor Geschwindigkeiten der Meteorkopfechos.

Ist die Trajektorie des Meteors bekannt, kann seine absolute Geschwindigkeit berechnet werden. Das Experiment zur Meteorbeobachtung lief im Zeitraum vom 07. 12. bis 20. 12. 2010 als ein

Teil einer Experimentsequenz. Die gesamte Messdauer betrug dabei 28 Stunden. Während dieser Zeit konnten 1397 Meteorkopfechos detektiert werden. Stellt man die Geschwindigkeit der Meteore in einem Histogramm (Abb. 28.2) dar, so ist die Klasse, in der die charakteristische Geminidengeschwindigkeit ($33,5 \text{ km s}^{-1}$) liegt, besonders auffällig. Mit MAARSY kann man auch Aussagen über den sporadischen Meteorhintergrund treffen. Die Meteore mit hoher Geschwindigkeit haben ihren Ursprung vorwiegend in der Apex-Quelle. Die Meteore der Apex-Quelle bewegen sich auf einem Orbit entgegen der Erdbewegung. Dadurch erreichen diese Meteore diese hohen Geschwindigkeiten.

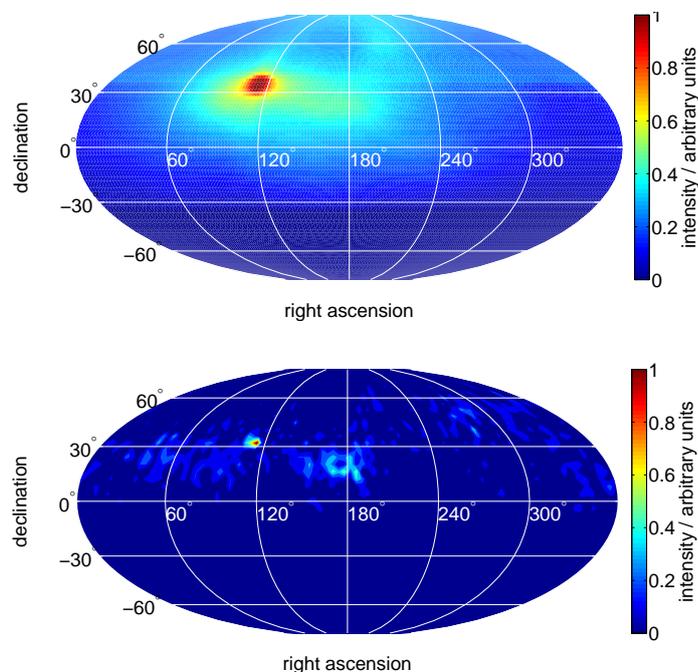


Abb. 28.3: Aktivitätskarte vom Standardmeteorradar (oben) und MAARSY (unten).

mit Meteoraktivität zeigt, können auf der Aktivitätskarte des MAARSY-Radars viele einzelne Punkte ausgemacht werden. Das liegt an zwei Dingen: Erstens ist die messbare Meteorrate von MAARSY aufgrund des kleineren Strahlvolumens geringer. Zweitens erzeugt die statistische Methode zur Erstellung von Meteorradiantenkarten von Standardmeteorradardaten ein diffuses Rauschen für alle anderen Meteorradianten nahe des Ursprungs der Geminiden. Zum Vergleich mit bereits publizierten Meteorströmen, die im Bereich von 1–100 Tonnen pro Tag liegen, wurde der Meteorströmfluss der Geminiden untersucht. Dazu wurde eine effektive Sammelfläche für das Standardmeteorradar in Andenes bestimmt. In Abb. 28.4 ist der Meteorströmfluss für den Zeitraum dargestellt, in dem das Standardmeteorradar signifikante Meteoraktivität aus dem Geminidenradiant feststellt. Zur Zeit des Geminidenmaximums detektiert das Standardmeteorradar einen Meteorströmfluss von 5 Meteoriten pro Quadratkilometer und Tag ($0,2 \text{ Meteorite/km}^2/\text{h}$). In einer früheren Arbeit wurde für ein ähnliches Meteorradar in Collm die mittlere Masse der detektierten Geminiden bestimmt. Verwendet man nun diese mittlere Masse, so erreichen die Geminiden einen Meteorströmeintrag in die Erdatmosphäre von 640 kg pro Tag.

Will man die Ergebnisse von MAARSY und dem Standardmeteorradar vergleichen, stellt man die Meteor-Aktivitätskarten gegenüber. Das Standardmeteorradar detektiert die Schweife der Meteore, Meteortrajektorien sind nicht zugänglich. Mit einer statistischen Methode kann man die möglichen Meteortrajektorien eines Meteorströmflusses ausrechnen und Aussagen über den Ursprung der Meteore treffen. Für MAARSY kann jedem einzelnen Meteor eine Trajektorie zugeordnet werden, ein statistisches Verfahren ist hier nicht notwendig. In Abb. 28.3 sind die Aktivitätskarten des Standardmeteorradars und von MAARSY für den Zeitraum 07.12.–20.12.2010 dargestellt. Auf beiden Karten ist der Geminiden-Radiant (Rektaszension 112° , Deklination 33°) eindeutig sichtbar. Während das Standardmeteorradar weiträumige Bereiche

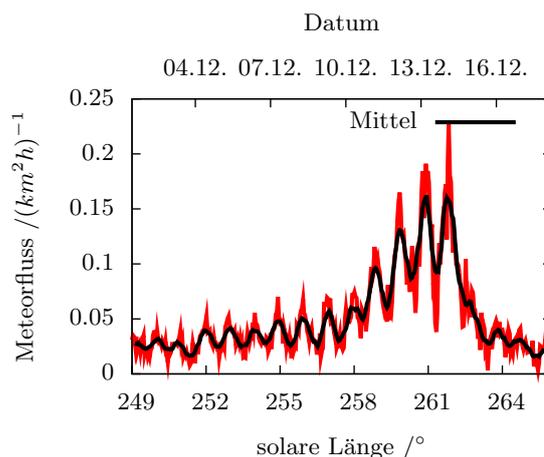


Abb. 28.4: Meteorströmfluss der Geminiden des Jahres 2010 in Andenes.

29 In-situ-Messungen von Meteorstaub während der ECOMA-Geminiden-Kampagne 2010

(M. Rapp, B. Strelnikov, A. Szewczyk, H.-J. Heckl, S. Ernst, H. Asmus)

Im Dezember 2010 wurden im Rahmen der ECOMA (Existence and Charge state Of Meteoric dust particles in the middle Atmosphere) Geminiden-Kampagne insgesamt drei Höhenforschungsraketen gestartet, um die Eigenschaften von Meteorstaubpartikeln (MSP) vor, während und nach einem starken Meteorschauer (hier die Geminiden) zu vermessen.

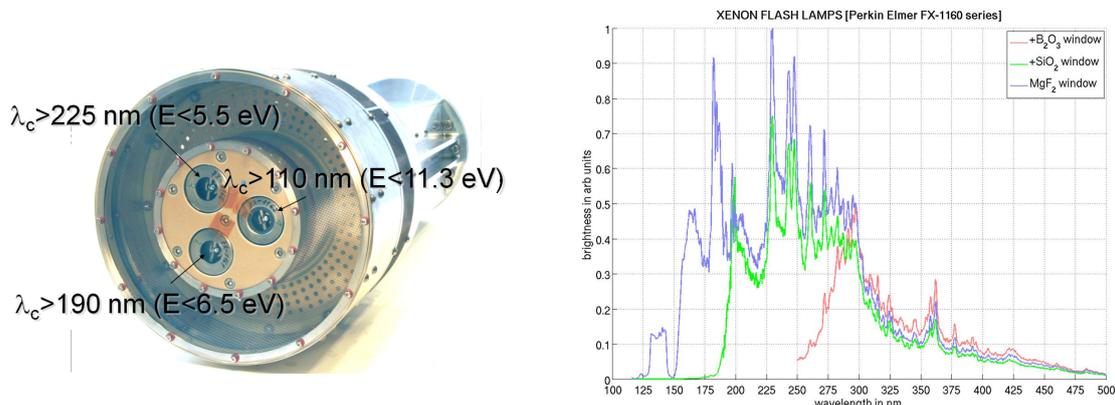


Abb. 29.1: links: Foto des neuen ECOMA-Partikeldetektors mit drei Blitzlampen, die jeweils Photonen unterschiedlicher maximaler Energie emittieren; rechts: Mit einem VUV-Spektrometer am Physikalischen Institut der Universität Rostock im Labor der Arbeitsgruppe „Cluster und Nanostrukturen“ (Prof. Meiwes-Broer) gemessene Spektren der drei eingesetzten Blitzlampen.

Wesentlicher Bestandteil aller drei geflogenen Raketennutzlasten war der ECOMA-Partikeldetektor, dessen Ergebnisse hier vorgestellt werden. Das Messprinzip dieses Detektors beruht auf der Photoionisation der MSP durch die Photonen einer Blitzlampe und dem anschließenden Nachweis der so erzeugten Photoelektronen. Abb. 29.1 (links) zeigt ein Foto des Detektors, welcher in dieser Kampagne erstmalig mit drei statt bisher nur einer Blitzlampe ausgestattet war. Alle drei Blitzlampen beruhen auf demselben kommerziell erhältlichen Blitzlampenmodell der Firma Perkin Elmer (FX1160er Serie), setzen aber verschiedene Fenstermaterialien ein, wodurch das emittierte Spektrum bei verschiedenen Grenzwellenlängen zu kurzen Wellenlängen hin abgeschnitten wird. Der rechte Teil von Abb. 29.1 zeigt drei entsprechende im Labor gemessene Spektren.

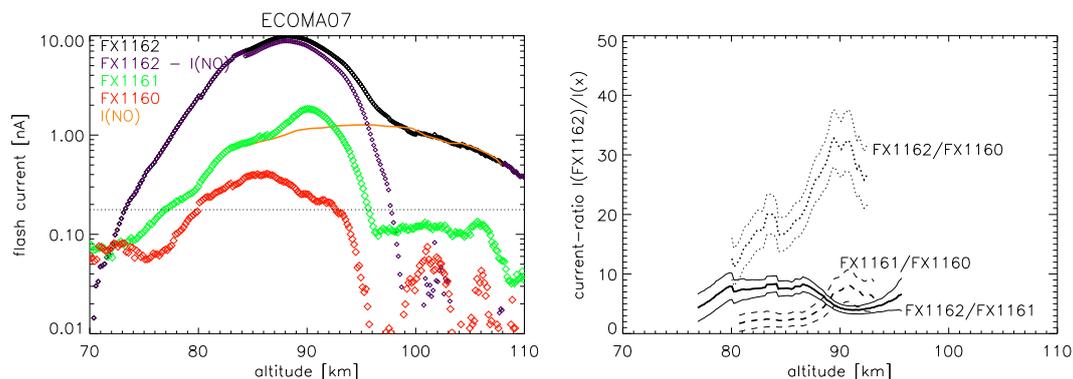


Abb. 29.2: links: Gemessene Photoelektronenströme als Funktion der Höhe für die drei unterschiedlichen Blitzlampen; Die orangene Kurve zeigt den Beitrag von NO zum Photoelektronenstrom der FX1162-Blitzlampe an. rechts: Verhältnisse von Photoelektronenströmen als Funktion der Höhe.

Abb. 29.2 zeigt als nächstes die Ergebnisse des Fluges ECOMA07, welcher am 04.12.2010 um 4:21 UT von der nordnorwegischen Andøya Rocket Range aus gestartet wurde. Im linken Teil der Abbildung sind die gemessenen Ströme, im rechten Teil Verhältnisse von Strömen der

verschiedenen Blitzlampen gezeigt. Bei den gemessenen Strömen fällt sofort ins Auge, dass die Blitzlampe mit der größten Photonenenergie (und dem größten Photonenfluss, siehe Abb. 29.1) die größten Photoelektronenströme zeigt und dabei den größten Höhenbereich überdeckt. Ferner ist zu erkennen, dass für diese Blitzlampe die Photoionisation von NO oberhalb von 95 km Höhe einen wesentlichen Beitrag zum Photoelektronenstrom liefert. Dies konnte in diesem Flug erstmalig quantitativ nachgewiesen werden, da eine unabhängige Messung von NO mit Photometern der Universität Stockholm eine direkte Quantifizierung dieses Stromes erlaubt. Außerdem deutet die Tatsache, dass mit allen drei Blitzlampen MSP detektiert werden konnten, darauf hin, dass die Austrittsarbeit der Partikel bei etwa 5 eV liegt. Bei den Verhältnissen der Photoelektronenströme fällt ferner auf, dass diese eine deutliche Höhenvariation zeigen, die auf eine Höhenvariation der Eigenschaften der MSP hindeutet.

Auf der Grundlage der verfügbaren mikrophysikalischen Modelle von Meteorstaub erwartet man vor allem eine mit der Höhe abnehmende Größe der Partikel. Dies kommt von der Annahme, dass kleinste Partikelmonomere in der Höhe der Meteorablation (also ca. 90 km) gebildet werden, welche dann sedimentieren und dabei durch Koagulationsprozesse anwachsen. Eine solche höhenabhängige Größenvariation kann allerdings nur dann einen Effekt auf die gemessenen Verhältnisse von Photoelektronenströmen haben, wenn sich mit der Größenvariation auch die mikrophysikalischen Eigenschaften dieser Nanopartikel ändern. Eine solche Änderung, die sich sogar direkt aus der klassischen Betrachtung solcher Partikel ergibt, ist die Variation der Austrittsarbeit der Partikel mit dem Partikelradius. Diese Größenabhängigkeit ist eine direkte Folge der Tatsache, dass bei der Photoemission eines Elektrons Arbeit sowohl gegen die Bindungsenergie des Elektrons als auch gegen das vom wegfliegenden Elektron induzierte Spiegelladungspotential geleistet werden muss. Dieses ist für kugelförmige Partikel umso größer, je kleiner der Partikelradius ist.

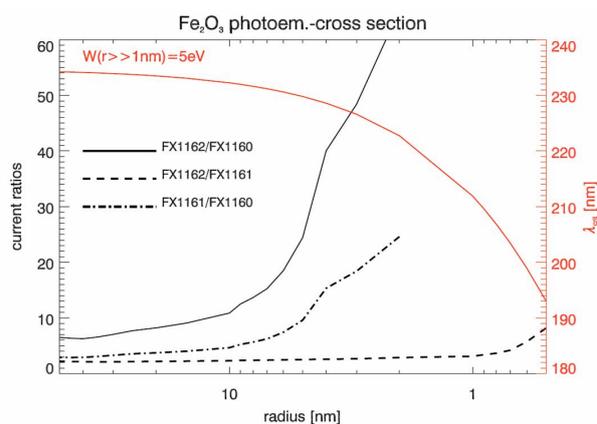


Abb. 29.3: Theoretisch berechnete Verhältnisse von Photoelektronenströmen unter der Annahme einer partikelgrößenabhängigen Austrittsarbeit.

ten auch ansatzweise erkennbar, aber weniger klar. Nichtsdestotrotz deutet der zumindest qualitativ zufriedenstellende Vergleich von Beobachtung und Modell darauf hin, dass die Messungen in der Tat einen Hinweis auf eine Höhenvariation der Austrittsarbeit der MSP liefern, was wiederum auf eine Höhenvariation der Partikelgrößen hinweist.

In weiterführenden Arbeiten wird derzeit untersucht, ob sich die aus der klassischen Betrachtung ergebende Größenvariation der Austrittsarbeit der Partikel auch durch quantenchemische Berechnungen der Eigenschaften in Frage kommender Clustermoleküle reproduzieren lässt. Erste Rechnungen, die von Herrn Prof. John Plane für uns an der Universität Leeds durchgeführt wurden, weisen in der Tat darauf hin, dass dies der Fall ist. Diese Rechnungen sollen in Zukunft auf weitere in Frage kommende Clustermoleküle ausgedehnt werden. Außerdem haben wir gemeinsam mit Kollegen vom Physikalischen Institut der Universität Rostock einen Forschungsantrag an die DFG gestellt, um die photoelektrischen Eigenschaften von MSP auch direkt im Labor zu vermessen.

Benutzt man die oben erwähnte klassisch erwartete Größenabhängigkeit der Austrittsarbeit von MSP, um entsprechende Verhältnisse von Photoelektronenströmen zu berechnen, so ergibt sich das in Abb. 29.3 gezeigte Ergebnis. Dies zeigt, dass die erwarteten Photoelektronenstromverhältnisse mit abnehmender Partikelgröße (äquivalent zu einer zunehmenden Höhe in der Atmosphäre) zunehmen. Genau dies wird für das gemessene Verhältnis der FX1162er-Lampe zur FX1160er-Lampe (also der mit den energiereichsten Photonen zu der mit den am wenigsten energiereichen Photonen) beobachtet. Im Fall der anderen aus Messungen abgeleiteten Verhältnisse ist dieses Verhalten

30 Kleinskalige Strukturen in Meteorstaub, Elektronen und Ionen während der ECOMA-Geminiden-Kampagne 2010

(B. Strel'nikov, A. Szewczyk, H. Asmus, H.-J. Heckl, M. Rapp)

Das in Kap. 29 beschriebene ECOMA-Projekt beschäftigt sich vorrangig mit der Vermessung von Eigenschaften sogenannter Meteorstaubpartikel (MSP). Während der dafür durchgeführten Höhenforschungsraketenflüge wurden neben Messungen von geladenen MSP auch hochaufgelöste Messungen von Neutralgasparametern und positiven Ionen vorgenommen. Diese Kombination von Messungen ermöglicht die Ableitung der Schimidtzahl, welche das Verhältnis der kinematischen Viskosität zum Diffusionskoeffizienten von geladenen MSP und positiven Ionen ist, und damit auch die Kopplung eines Tracers an die Neutralgasdynamik beschreibt.

Zur Messung von Neutralgasparametern setzt das IAP ein Ionisationsmanometer, den CONE-Sensor (CONE = „Combined measurement of Neutrals and Electrons“), ein, mit dem die Neutralgasdichte mit sehr hoher räumlicher Auflösung bestimmt wird. Die hochaufgelösten Messungen von positiven Ionen sind gemeinsam mit Kollegen vom FFI in Oslo (Norwegen) und der Technischen Universität Graz (Österreich) durch Anwendung einer elektrostatischen Sonde aufgenommen worden.

In einem ersten Schritt lässt sich aus der Spektralanalyse kleinskaliger Dichtefluktuationen die turbulente Energiedissipationsrate ableiten. Die Ergebnisse von Turbulenzmessungen, die während des letzten ECOMA-Fluges am 19. Dezember 2010 gemacht wurden, sind in Kap. 31 dargestellt. Mit den vorliegenden gemessenen Werten der turbulenten Energiedissipationsrate ist es möglich, aus der Spektralanalyse kleinskaliger Dichtefluktuationen geladener Teilchen die Schimidtzahl, also das Verhältnis der kinematischen Viskosität zum Elektronendiffusionskoeffizienten, zu bestimmen.

Abb. 30.1 zeigt die während des Raketenfluges am 19. Dezember 2010 gemessenen relativen Dichtefluktuationen („residuals“) als Funktion der Flugzeit (bzw. Höhe) sowie das dazugehörige Leistungsdichtespektrum von Neutralgas, positiven Ionen und geladenen MSP. Die Abbildung zeigt, dass während dieses Fluges auffällige Fluktuationen in allen Spezies beobachtet wurden. Dabei ist zu beachten, dass die Neutralgasdichtemessungen auf dem absteigenden Ast der Raketenflugbahn vorgenommen, wohingegen die Messungen der geladenen Spezies, also der MSP und positiven Ionen, während des Aufstiegs aufgenommen wurden.

Deutlich treten in diesen Spektren die Fluktuationen mit großen Amplituden bei hohen

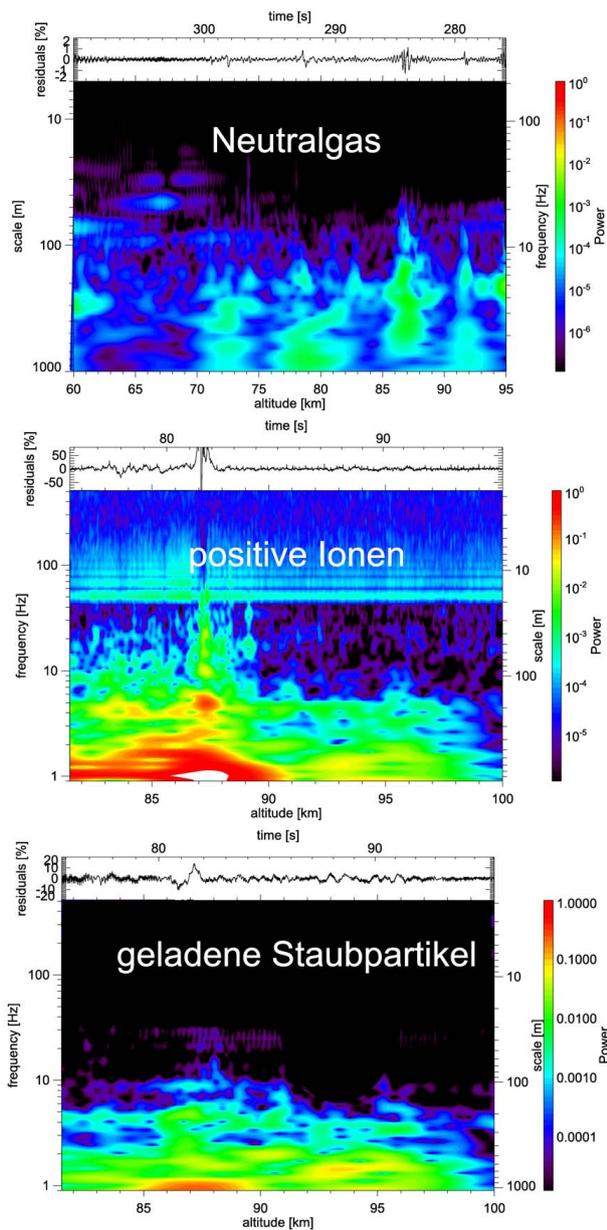


Abb. 30.1: Relative Dichtefluktuationen und dazugehörige Leistungsdichtespektren für Neutralgas (oben), positive Ionen (Mitte) und MSP (unten), die während der ECOMA-Kampagne im Jahr 2010 gemessen wurden.

Frequenzen durch erhöhte Werte der spektralen Leistungsdichte hervor. Die starken Neutralgasdichtefluktuationen wurden im Höhenbereich zwischen $\sim 67\text{--}93$ km gemessen, während die kleinskaligeren Strukturen in den geladenen Spezies von $82\text{--}99$ km Höhe beobachtet wurden, obwohl nur im Höhenbereich zwischen $\sim 86\text{--}89$ km sehr starke Fluktuationen bei noch kleineren räumlichen Skalen gemessen wurden.

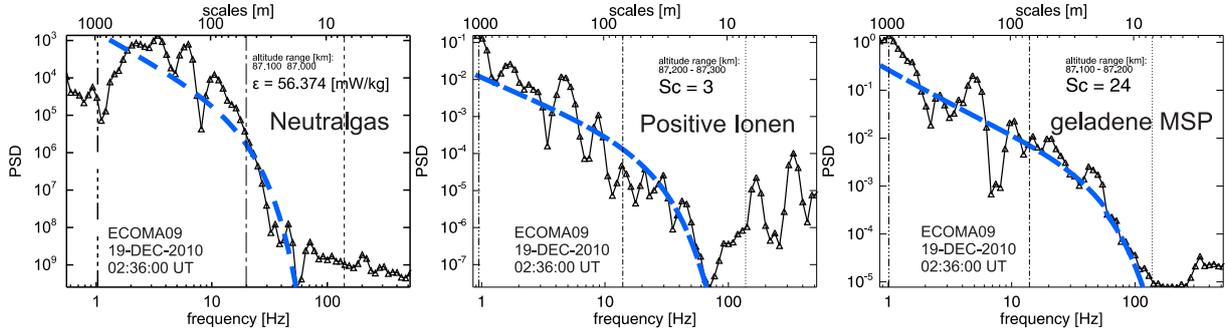


Abb. 30.2: Zweidimensionale Spektren, die sogenannten Global-Wavelet-Spektren, die aus den höhenaufgelösten Spektren von Abb. 30.1 bei ca. 87 km Höhe herausgenommen wurden.

Zur quantitativen Analyse wurden in einem ersten Schritt die Spektren von Neutralgasdichtefluktuationen mit theoretischen Spektren aus der Turbulenztheorie verglichen, woraus schlussendlich turbulente Energiedissipationsraten abgeleitet wurden.

Abb. 30.2 zeigt zweidimensionale Leistungsdichtespektren, die aus den zuvor gezeigten in Höhe (oder Flugzeit) bzw. Frequenz (oder räumliche Skala) aufgelösten Spektren herausgenommen wurden. Das linke Spektrum zeigt die spektrale Leistungsdichte von Neutralgasdichtefluktuationen (in schwarz) sowie das dazugehörige theoretische Modell (in blau). Die spektrale Leistungsdichte der gemessenen kleinskaligen Strukturen ändert sich in diesem Fall von großen zu kleinen Skalen um 6 Größenordnungen und ist von 1 km bis zu 20 m (50 Hz in Raketendomäne) zu sehen. Der Vergleich von Beobachtung und Theorie ergibt hier eine turbulente Dissipationsrate von 56 mW/kg.

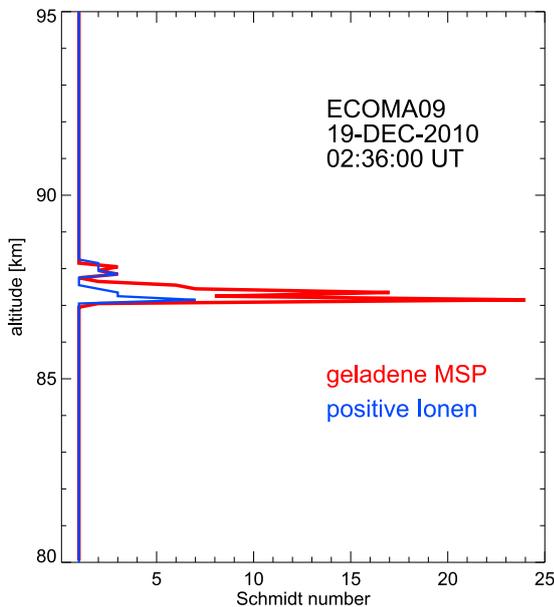


Abb. 30.3: Ergebnisse von Schmidtzahlmessungen während der ECOMA-Kampagne im Jahr 2010.

In diesem Wertebereich werden durch MSP mit Radien im Bereich von 1 bis 2 nm erzeugt, was hervorragend zu Erwartungen an die Partikelgrößen passt, die auf unserem derzeitigen mikrophysikalischen Verständnis beruhen.

In einem zweiten Schritt wurden die Spektren von Dichtefluktuationen geladener Spezies mit theoretischen Spektren, bei denen die Schmidtzahl der einzige verbleibende freie Parameter ist, verglichen. Daraus wird schlussendlich die Schmidtzahl abgeleitet. Die zwei rechten Spektren in Abb. 30.2 zeigen den Vergleich von Leistungsdichtespektren mit dem entsprechenden Modell. Auch hier ändert sich die spektrale Leistungsdichte um 6 Größenordnungen für die positiven Ionen bzw. die MSP, aber der dazugehörige Bereich der räumlichen Skala erstreckt sich nur bis zu 11 m bzw. 9 m. Dieses Analyseverfahren liefert Schmidtzahlen $Sc = 3$ für positiv geladene Ionen und $Sc = 24$ für geladene Meteorstaubteilchen.

Als Endergebnis zeigt die Abb. 30.3 die zwei Profile der abgeleiteten Schmidtzahl für jeweils positive Ionen und Meteorstaubteilchen. Man erkennt, dass die Schmidtzahl nur in dem Höhenbereich größer als Eins ist, in dem die stärksten Dichtefluktuationen in den Plasmaspezies auftreten. Schmidtzahlen in diesem Wertebereich werden durch MSP mit Radien im Bereich von 1 bis 2 nm erzeugt, was hervorragend zu Erwartungen an die Partikelgrößen passt, die auf unserem derzeitigen mikrophysikalischen Verständnis beruhen.

31 In-situ-Turbulenzmessungen in einer mesosphärischen Inversionsschicht während der ECOMA-Geminiden-Kampagne 2010

(A. Szewczyk, B. Strelnikov, H.-J. Heckl, M. Rapp, G. Baumgarten, N. Kaifler, V. Matthias)

Wie bereits in Kap. 29 dargestellt, wurde im Dezember 2010 unter Leitung des IAP und des norwegischen Forschungsinstitutes FFI die letzte ECOMA-Kampagne (ECOMA = ‘Existence and charge state Of Meteoric smoke particles in the middle Atmosphere’) durchgeführt. Das ECOMA-Projekt beschäftigt sich vorrangig mit der Vermessung von Eigenschaften sogenannter Meteorstaubpartikel (siehe auch Kap. 29).

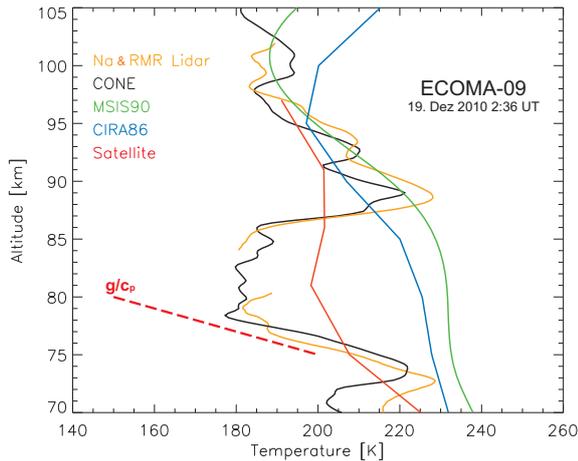


Abb. 31.1: Temperaturprofile aus Messungen mit dem CONE-Ionisationsmanometer, dem ALOMAR-RMR- und dem Weber-Na-Lidar sowie dem MLS-Satelliten-Instrument während der ECOMA-Kampagne im Jahr 2010.

Schicht befindet sich zwischen 71 und 73 km Höhe, die obere zwischen 86 und 89 km. Die obere Schicht, die sogenannte obere mesosphärische Inversionsschicht, ist sowohl in Raketenmessungen als auch in Lidarmessungen und in Satellitenprofilen zu sehen, wohingegen die untere Schicht für Satelliteninstrumente unsichtbar ist. Wahrscheinlich lässt sich dies mit der vertikalen Auflösung des satellitenbasierten Instrumentes, die in 80 km Höhe ca. 5 km beträgt, erklären.

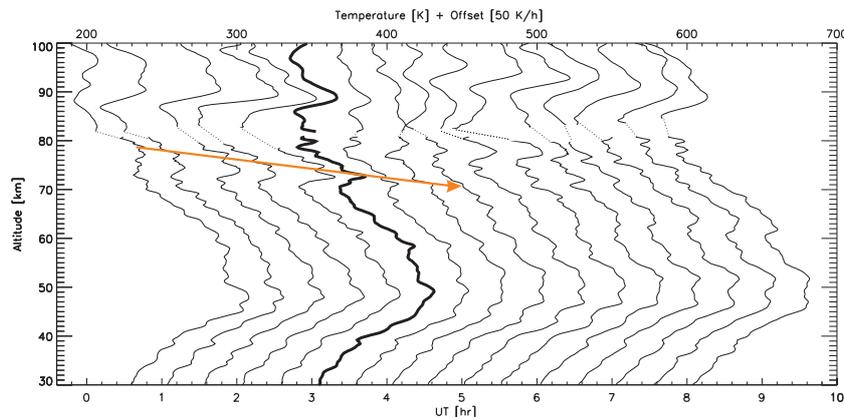


Abb. 31.2: Kombination von bodengebundenen Temperaturmessungen mit dem ALOMAR-RMR-Lidar und dem Weber-Na-Lidar während des ECOMA-09-Raketenfluges am 19. Dezember 2010.

Als Nächstes wurden die oben dargestellten Lidarmessungen in einem größeren Zeitbereich betrachtet, um zu prüfen, ob es sich bei den zuvor genannten Temperaturänderungen tatsächlich um Inversionsschichten handelt oder ob es nicht einfach Signaturen von starken Schwerewel-

len sind. Abb. 31.2 zeigt die Ergebnisse von Lidartemperaturmessungen, die während des Tages des ECOMA-09-Raketenflugs gemacht wurden. Der entscheidende Vorteil der Lidarmessungen ist, dass sie kontinuierlich durchgeführt werden können, während hochgenaue In-situ-Messungen nur punktuell möglich sind. Die Einzelprofile wurden über jeweils 30 Minuten gemittelt. Die gesamte Messreihe erstreckt sich über die Zeit von 0 bis 8 Uhr.

Die untere Inversionsschicht (zwischen 71 und 73 km Höhe) wurde von 3 Stunden vor bis 1 Stunde nach dem Raketenstart beobachtet. Ferner deutet sich eine abwärts gerichtete Phasenbewegung an. Auf Grund eines solchen Verhaltens wurde die untere Schicht nicht als Inversionsschicht, sondern als Schwerewelle identifiziert.

Anders verhält es sich für die obere Inversionsschicht (zwischen 86 und 89 km Höhe). Sie ist die ganze Beobachtungszeit, d. h. mindestens 8 Stunden lang, in den Na-Lidar-Messungen zu sehen. Dies entspricht den typischen Eigenschaften von Inversionsschichten.

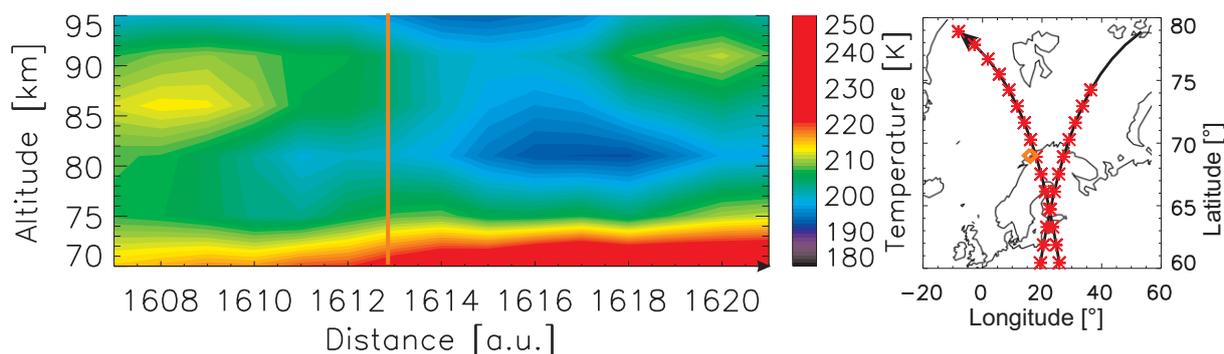


Abb. 31.3: links: Temperaturfeld aus Messungen mit dem MLS-Instrument auf dem Aura-Satellit; rechts: Flugbahn des Aura-Satelliten während des ECOMA-09-Raketenflugs. Die roten Sterne markieren die Stellen, wo Inversionsschichten beobachtet wurden. Die orangene Linie und das Quadrat (jeweils links und rechts) zeigen die Stelle der ECOMA-09-Raketensondierung.

Zusätzlich haben wir mit Hilfe des Satelliteninstruments MLS (Microwave Limb Sounder) an Bord des Aura-Satelliten die räumliche Ausdehnung der Inversionsschicht untersucht. Die Ergebnisse sind in Abb. 31.3 dargestellt. Der linke Teil der Abbildung zeigt das gemessene Temperaturfeld im Höhenbereich von 70 bis 95 km während des ECOMA-09-Raketenstarts, der mit der vertikalen orangenen Linie markiert ist. Der rechte Teil der Abb. zeigt die Flugbahnen von zwei aufeinander folgenden Überflügen des Aura-Satelliten (schwarze Pfeile). Die roten Sterne zeigen Positionen, bei denen MLS eine Inversionsschicht registriert hat. Das orangene Quadrat markiert die Stelle der ECOMA-09-Raketensondierung.

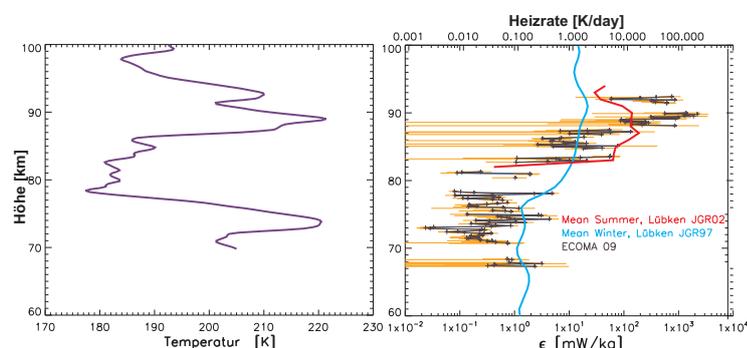


Abb. 31.4: links: in situ gemessenes Temperaturprofil (siehe Abb. 31.1); rechts: Turbulenzmessungen während des ECOMA-09-Raketenflugs als schwarze Kreuze mit orangenem Fehlerbalken. Die blauen und roten Profile zeigen Mittelwerte für polare Breiten für jeweils Winter und Sommer.

Abschließend wurden die gleichzeitigen In-situ-Turbulenzmessungen mit dem Temperaturprofil (Abb. 31.4) verglichen. Es ist zu sehen, dass die stärksten Turbulenzaktivitäten oberhalb der oberen Inversionsschicht auftreten. Die Energiedissipationsrate von ca. 2 W/kg entspricht einer Heizrate von ca. 10 K/h, die laut unabhängiger Modellierung alleine ausreichen sollte, um solche Temperaturerhöhungen (d. h. Inversionsschicht) durch lokale turbulente Heizung zu erklären.

32 EISCAT-Beobachtungen von Meteorstaub und PMSE

(G. Teiser, Q. Li, I. Strelnikova, M. Rapp)

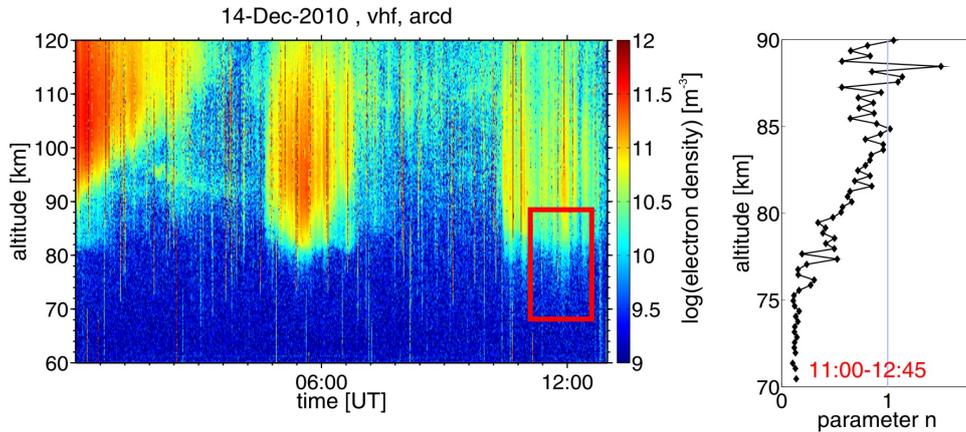


Abb. 32.1: linkes Bild: Elektronendichte vom 14. Dezember 2010 gemessen mit dem EISCAT VHF-Radar; rechtes Bild: Höhenprofil des spektralen Parameters n für die im linken Bild rot markierte Zeit und Höhe.

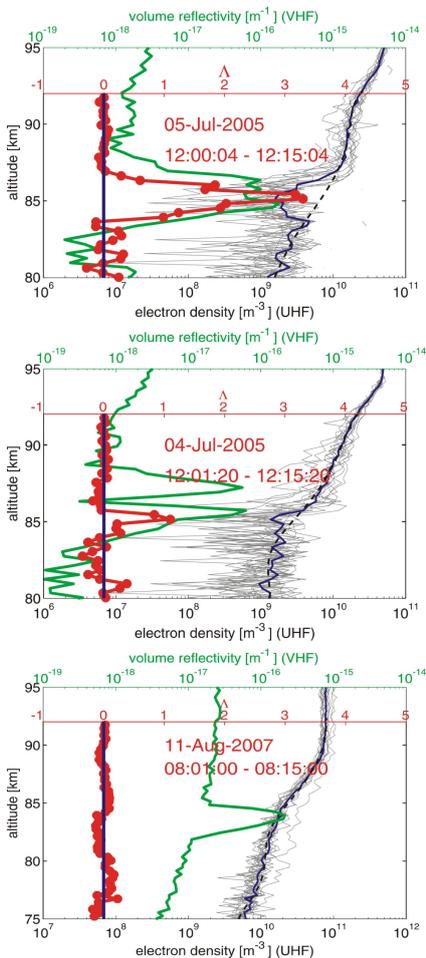


Abb. 32.2: Drei Fälle für Elektronenkonzentrationen bei Auftreten von PMSE: das obere Bild zeigt starke, das mittlere schwache und das untere keine Einbrüche der Konzentration.

Radarwellen werden an Irregularitäten der mesosphärischen Elektronendichte, die im Größenbereich der halben Radarwellenlänge (Bragg-Wellenlänge) liegen, rückgestreut. Durch Anwesenheit von geladenen Aerosolen ändert sich in diesen Höhen die Ladungsbilanz und es kommt zur Ausbildung von zwei Diffusionsmoden des Plasmas. Das wiederum hat einen Effekt sowohl auf die kohärente als auch auf die inkohärente Streuung der Radarwellen. Dies passiert einerseits, da die Elektronendiffusivität reduziert wird, wodurch z. B. durch Turbulenz erzeugte Strukturen im Elektronengas über einen längeren Zeitraum erhalten bleiben und zu einem starken Radarsignal führen (kohärent). Andererseits ändert sich im inkohärenten Bereich die Form des rückgestreuten Spektrums.

Eines dieser Aerosole sind Meteorstaubpartikel (MSP), Rekondensationsprodukte der beim Eintritt in die Erdatmosphäre abgetragenen Moleküle und Atome von Meteoroiden. Es wird angenommen, dass ein Großteil der eingetragenen $\sim 10 - 100$ t/Tag rekondensiert und die resultierenden Partikel bis auf $\sim 1 - 10$ nm im Radius anwachsen. Die so entstandenen MSP, die sich in einem Höhenbereich von 70–100 km bilden und über Transportprozesse in der ganzen Atmosphäre verteilt werden, stehen schon seit längerem unter Verdacht, Nukleationskeime für mesosphärische Eispartikel zu sein. Werden diese negativ geladen, z. B. durch Elektroneneinfang, sagt die Theorie für inkohärente Streuung von Radarwellen voraus, dass die Form der ISR-Spektren verändert wird. Mathematisch kann die Form dieser Spektren über einen Parameter n beschrieben werden. Ist dieser kleiner als 1, weist dies auf die Anwesenheit von geladenen Aerosolen hin. Messungen, die im Zuge der ECOMA-Kampagne im Jahre 2010 während des Gemini-Denschauers mit dem EISCAT-VHF-Radar gemacht wurden, sind daraufhin ausgewertet worden. In Abb. 32.1 zeigt das Höhenprofil, dass n unterhalb von 85 km kleiner als 1 wird, was

eindeutig für geladene MSP spricht. In-situ-Raketenmessungen, die während der Kampagne durchgeführt wurden, stützen dieses Resultat (siehe auch Kap. 29).

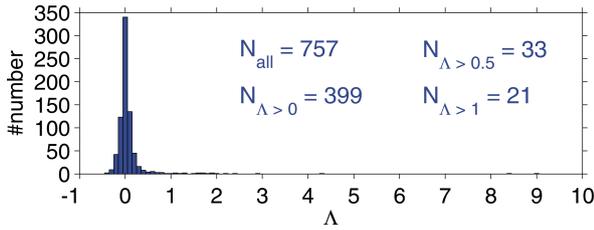


Abb. 32.3: Die statistische Verteilung von Λ aus 26 h Messungen mit dem UHF-Radar, mit PMSE-Signal im VHF. Das Auftreten unphysikalischer negativer Werte deutet auf die Fehlerbreite der Λ -Bestimmung hin, die bei etwa $\pm 0,3$ liegt.

Eisteilchen notwendig sind. Allerdings sind die PMSE schwächer je höher die Radarfrequenz ist, d. h. , dass diese Frequenzbereiche sensitiver auf Änderungen der vorher genannten Parameter sind. Als typisch für PMSE-Umgebungen gelten Einbrüche in der Elektronenkonzentration, sogenannte „Bite-outs“. Diese entstehen durch die Anlagerung von Elektronen an Eisteilchen in der Mesosphäre. In der theoretischen Beschreibung von PMSE spielt das Verhältnis (Λ) zwischen der Ladungsdichte der Eisteilchen und der freien Elektronendichte eine bedeutende Rolle und muss daher quantifiziert werden. In den wenigen verfügbaren Raketenmessungen zeigt sich, dass Λ in der Regel viel kleiner als 1 ist. Um dies zu verifizieren, kann Λ über Messungen mit dem EISCAT-UHF-Radar bestimmt werden. Dafür wurden UHF-Daten, die zur gleichen Zeit PMSE in dem VHF-Signal zeigten, ausgewertet. In Abb. 32.2 sind drei Fälle von EISCAT-Messungen mit diesen Rückstreuungen gezeigt. Die Volumenreflektivität (grün) zeigt das Auftreten von PMSE im VHF und das blaue Höhenprofil die Elektronendichte, die aus der Auswertung des UHF-Signals abgeleitet wird. Im oberen Fall ist ein Einbruch der Elektronenkonzentration zu erkennen, im mittleren eine schwache und im unteren gar keine Veränderung.

Aus insgesamt 26 Stunden Messungen mit UHF bei gleichzeitigem PMSE-Signal im VHF wurde die Größe Λ statistisch ausgewertet. Im Ergebnis (Abb. 32.3) ist Λ in mehr als 95 % der Fälle kleiner als 0,5. Dieses Ergebnis und der Vergleich mit den Raketenmessungen deuten darauf hin, dass die Ladungsdichte der Eisteilchen wesentlich kleiner ist, als die Elektronenkonzentration während der Detektierung von PMSE.

Ein Vergleich von VHF- und UHF-Daten kann auch genutzt werden, um etwas über die zugrunde liegenden physikalischen Prozesse bei der Rückstreuung der PMSE zu lernen. Da vermutet wird, dass die spektrale Breite des PMSE-Signals von durch Neutralgasturbulenz erzeugten Geschwindigkeitsfluktuationen im Elektronengas bestimmt wird, sollte sie unabhängig von der Wellenlänge des Radars sein. Ohne PMSE wiederum ist die spektrale Breite proportional zur Bragg-Wellenzahl und abhängig von 1.) der Temperatur des Neutralgases, 2.) der Stoßfrequenz zwischen Ionen und neutralen Teilchen sowie 3.) der Ionenmasse. Deswegen ist es möglich, aus dem Vergleich der spektralen Breiten, die bei unterschiedlichen Radarfrequenzen gemessen wurden, mehr über die Eigenschaften der PMSE zu lernen.

Dafür wurden 380 min Messungen mit PMSE, die gleichzeitig vom EISCAT-VHF- und EISCAT-UHF-Radar im Juli 2004 und 2005 gemacht wurden, ausgewertet. Da in den unterschiedlichen Messfrequenzen gleiche Breiten bestimmt werden konnten, zeigt sich eindeutig, dass die Rückstreuung bei beiden Wellenlängen vom selben physikalischen Prozess, also wahrscheinlich Neutralgasturbulenz, verursacht wird (siehe Abb. 32.4).

Ein weiteres Aerosol in diesen Höhen sind Eisteilchen, deren Bildung durch die extrem kalten Temperaturen in der sommerlichen Mesopausenregion möglich ist. Diese gelten als Ursache für starke Radarechos, den polaren mesosphärischen Sommerechos (PMSE). Sie treten in polaren Breiten in Höhen von 80–92 km von Mitte Mai bis Ende August auf und können in einem Frequenzbereich von ~ 2 MHz bis ~ 1 GHz beobachtet werden. Die Theorie besagt, dass zur Detektierung von PMSE ausreichend hohe Elektronendichten, erhöhte Turbulenzstärke und größere

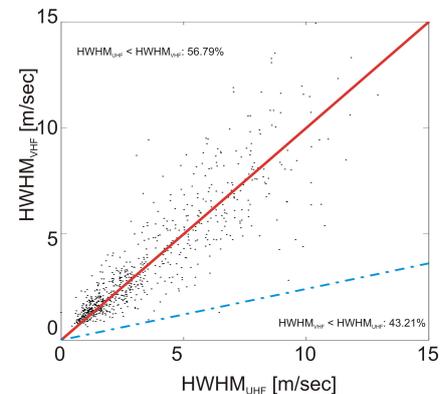


Abb. 32.4: Spektrale Halbwertsbreite aus gleichzeitigen Messungen mit VHF- und UHF-Radar.

33 Neue Entwicklungen zu Phasenhöhenmessungen am IAP

(D. Keuer, J. Trautner)

Phasenhöhenmessungen werden am Standort des IAP in Kühlungsborn seit 1959 durchgeführt (Abb. 33.1). Eine so lange Messreihe ist ein wertvolles Instrument, um Langzeittrends in der Ionosphäre zu dokumentieren. Die Messungen bestehen durch die Einfachheit ihrer Durchführung und ihrer Robustheit gegenüber technischen Änderungen, die im Verlauf einer derartig langen Messperiode kaum zu vermeiden sind. Es ist lediglich die Feldstärke eines entfernten Rundfunksenders aufzuzeichnen.

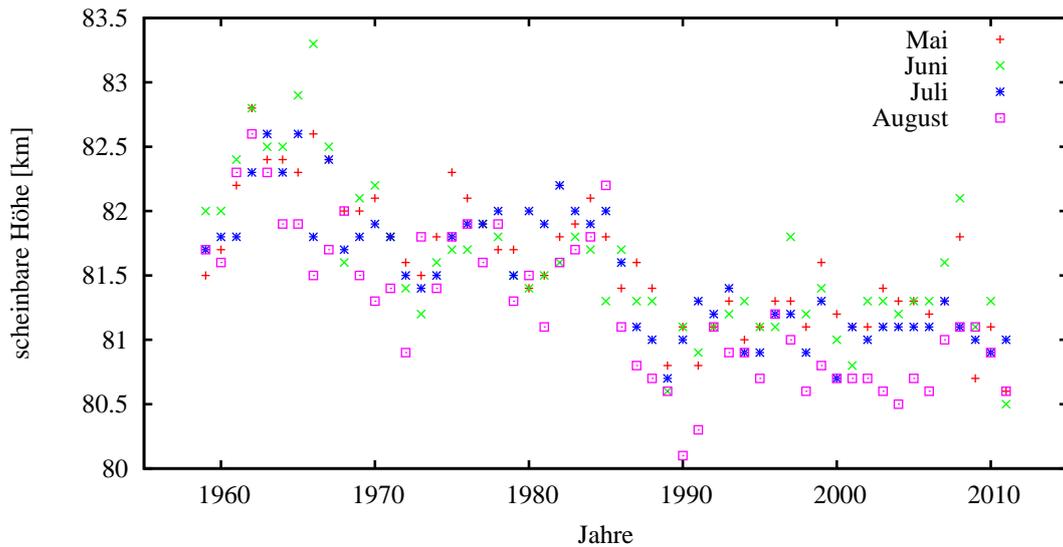


Abb. 33.1: Scheinbare Höhe für einen konstanten Sonnenwinkel seit 1959.

In Abb. 33.2 ist eine solche Registrierung mit ihren typischen Schwankungen im Verlaufe eines Vormittags dargestellt. Für die Auswertung ist die absolute Feldstärke nicht die entscheidende Größe, sondern es kommt auf das zeitliche Auftreten der Maxima und Minima an. Diese Feldstärkeänderungen sind einfach als Interferenz zweier Wellen zu beschreiben. Das Registriergerät erreichen also zwei Empfangssignale, deren Phase sich gegeneinander verschiebt. Es müssen somit zwei Wege vorhanden sein, auf denen die Signale den Empfänger erreichen. Abb. 33.3 zeigt eine naheliegende Erklärung. Die sich am Erdboden ausbreitende Bodenwelle und die an der Ionosphäre reflektierte Raumwelle erreichen den Empfänger. Um Informationen über die Ionosphäre zu gewinnen, kann zunächst die Bodenwelle als unveränderlich betrachtet werden. Es werden alle Veränderungen der Phasenlage dem Raumwellenanteil zugeordnet. Aus diesen Phasenänderungen lässt sich dann die scheinbare Höhe der reflektierenden Schicht bestimmen. In Abb. 33.1 ist diese Höhe über die vergangenen Jahre für einen konstanten Sonnenerhebungswinkel aufgetragen.

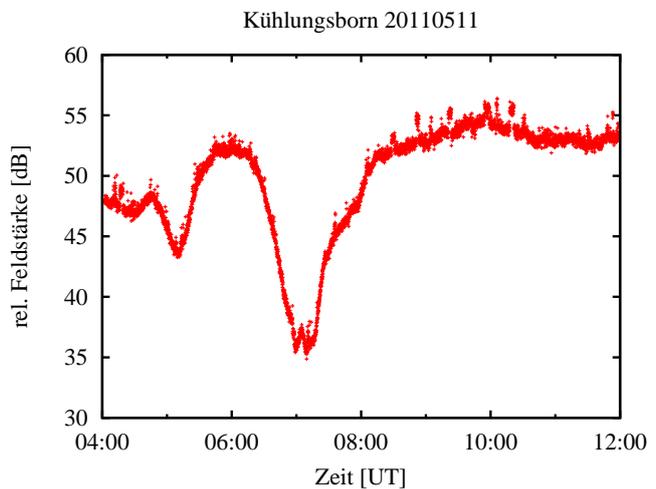


Abb. 33.2: Charakteristischer Feldstärkeverlauf für einen beispielhaften Vormittag.

Es ist offensichtlich, dass bei dieser Betrachtungsweise die Konstanz der Bodenwelle eine wesentliche Voraussetzung ist. Ob das wirklich so ist, lässt sich aus der Messung selbst nicht herleiten. Man ist auf Annahmen oder theoretische Überlegungen angewiesen. Daher erfolgte am IAP eine Erweiterung der Messungen, um auch in dieser Frage aussagekräftig zu werden.

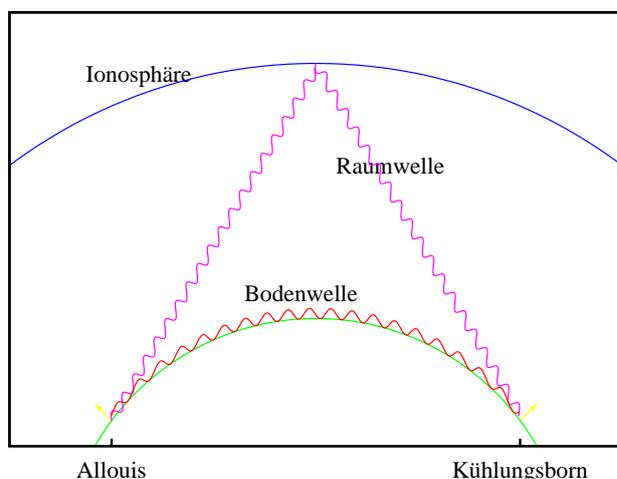


Abb. 33.3: Aus der Überlagerung von Raum- und Bodenwelle kann die Höhe der Reflexion bestimmt werden.

gestellt, welches über die GPS-Satelliten einen festen Bezug zur Atomzeit erhält.

So ist es seit März 2011 möglich, den in Phase liegenden und den Quadraturanteil aufzuzeichnen. Nach einer Glättung der Messwerte wird der in Abb. 33.4 gezeigte Verlauf sichtbar, der nur unter Benutzung der festen Phasenankopplung möglich ist. Es ist die Entwicklung der Feldstärke im Phasenraum im Laufe eines Vormittags unter Verwendung der selben Messwerte, die der Abb. 33.2 zugrunde liegen, zu sehen. Diese Kurve kann leicht als Summe zweier Anteile interpretiert werden. Da ist die konstante Bodenwelle, die vom Koordinatenursprung auf das Zentrum der Spirale weist und die sich um dieses Zentrum drehende Phase der Raumwelle mit ihrerseits ansteigender Amplitude zu sehen. Es gelingt so, die Bodenwelle und die Raumwelle voneinander zu trennen.

Wenn es gelingt, eine gemeinsame externe Phasenreferenz sowohl für den Sender als auch für den Empfänger zu finden, kann die reine Amplitudenregistrierung um den Phasenanteil erweitert werden. Damit sollte eine Trennung der beiden Wellenanteile möglich sein. Die Sendefrequenz des langjährig für diese Messungen verwendeten Rundfunksenders in Allouis (Frankreich) wird durch ein Cäsiumnormal gespeist und ist somit hoch konstant. Seine Phasenlage wird durch das Pariser Observatorium SYRTE überwacht und die Änderungen gegenüber der internationalen Atomzeit wird in einer Übersicht veröffentlicht. Am Empfangsort wird die Phasenreferenz durch ein Rubidiumnormal bereit-

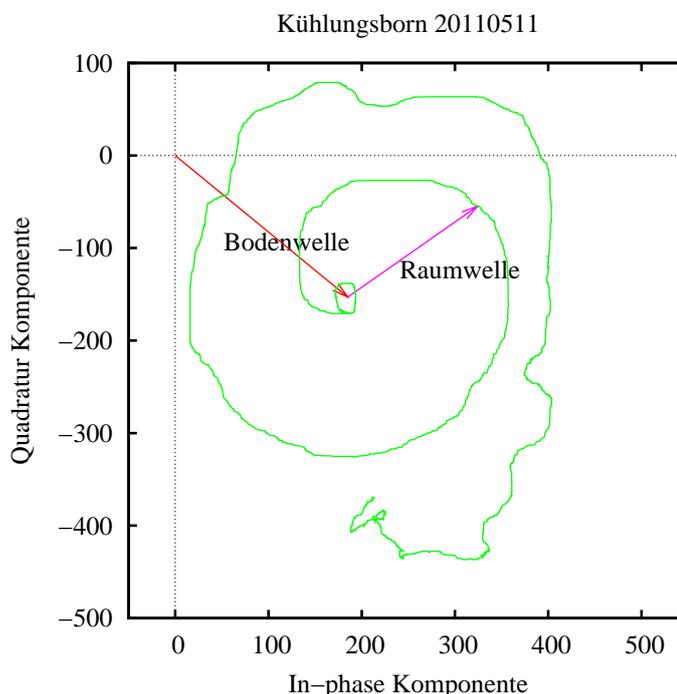


Abb. 33.4: Phasenverlauf des Messsignals unter Verwendung der selben Messwerte, die in Abb. 33.2 verwendet wurden.

34 Ableitung langzeitiger Trends in der ionosphärischen F2-Schicht mit zwei unterschiedlichen Analysemethoden

(J. Mielich, J. Bremer)

Zur Untersuchung langzeitiger Trends in der Thermosphäre bieten sich Ionosondennmessungen an, die seit mehr als 60 Jahren an einer Vielzahl unterschiedlicher Stationen weltweit mehr oder weniger regelmäßig durchgeführt werden. Für die Monatsmedianwerte zweier charakteristischer Parameter der ionosphärischen F2-Schicht (Grenzfrequenz foF2 und Höhe der maximalen Elektronendichte hmF2) steht seit kurzem eine umfangreiche Datenbank zur Verfügung (Damboldt und Süßmann, private Mitteilung), die die Analyse langzeitiger Variationen dieser Parameter wesentlich erleichtert. Auf der Grundlage der Messergebnisse von insgesamt 37 Stationen aus dieser Datenbank mit Beobachtungen von mindestens 22 Jahren (entspricht zwei solaren Zyklen) wurden Trendanalysen nach zwei unterschiedlichen Methoden durchgeführt. Da die ionosphärischen Parameter stark von der solaren (und zu einem geringeren Anteil von der geomagnetischen) Aktivität abhängen, muss dieser Anteil bestmöglich eliminiert werden. Dabei werden die Differenzen $\Delta X = X_{\text{exp}} - X_{\text{th}}$ berechnet, wobei X_{exp} die experimentellen Werte und X_{th} die Modellwerte sind, die den solar (und geomagnetisch) bedingten Anteil beschreiben. Solche ΔX -Datenreihen werden für jede Stunde und jeden Monat separat bestimmt und können zu Datenreihen mit jährlichen ΔX -Mittelwerten zusammengefasst werden. Aus diesen jährlich gemittelten ΔX -Reihen wurden für die ausgewählten 37 Stationen lineare Trends für beide Parameter $X = \text{foF2}$ und $X = \text{hmF2}$ abgeleitet. Dabei werden die X_{th} -Werte bei der ersten verwendeten Methode aus einer zweifachen Regressionsanalyse auf der Grundlage des solaren Aktivitätsparameters R (Sonnenfleckenrelativzahl) und des globalen geomagnetischen Aktivitätsindex A_p berechnet (REG-Methode). Bei der zweiten Methode wird ein ionosphärisches Prognosemodell der ITU (International Telecommunication Union) benutzt, das nur den solaren Einfluss (R) berücksichtigt (ITU-Methode).

In Abb. 34.1 sind die einzelnen linearen Trends von foF2 und hmF2 für die 37 ausgewählten Ionosondenstationen für beide Methoden gegeneinander aufgetragen. Dabei zeigt sich, dass die Trends beider Methoden hoch signifikant korrelieren und die Abweichungen von den idealen 45°-Geraden relativ gering sind. Damit wird bestätigt, dass beide Methoden für ionosphärische Trendanalysen geeignet sind.

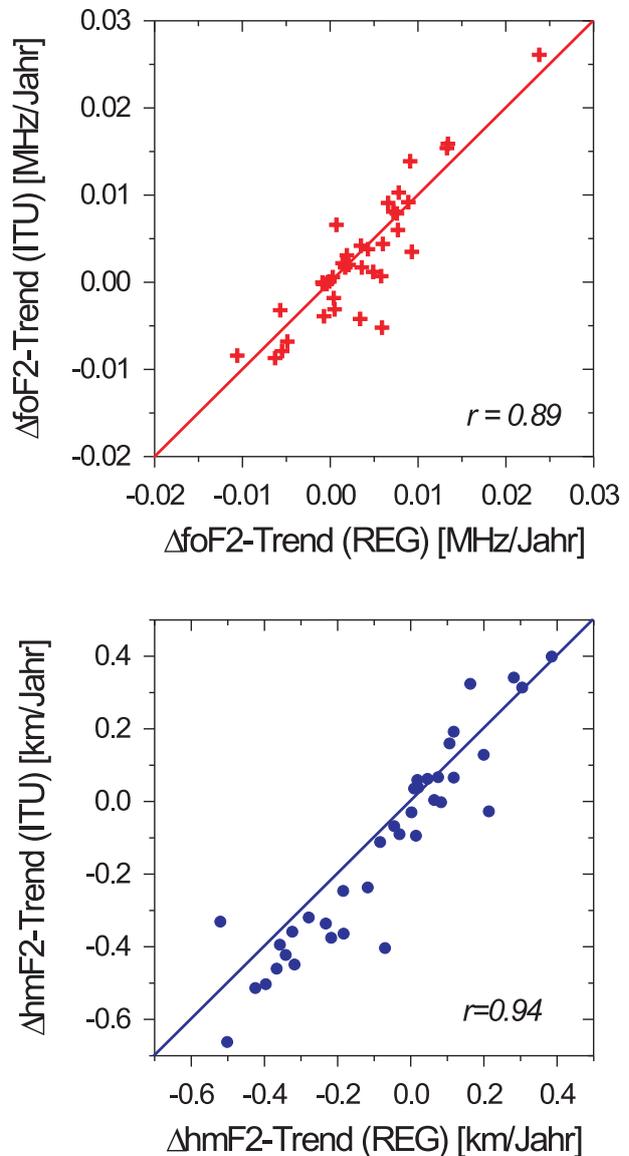


Abb. 34.1: Vergleich der ΔfoF2 - (oberer Teil, rot) und ΔhmF2 -Trends (unterer Teil, blau) von 37 Stationen bestimmt nach der REG- und ITU-Methode. Die Korrelationskoeffizienten r zwischen beiden Datensätzen sind in den entsprechenden Bildteilen enthalten.

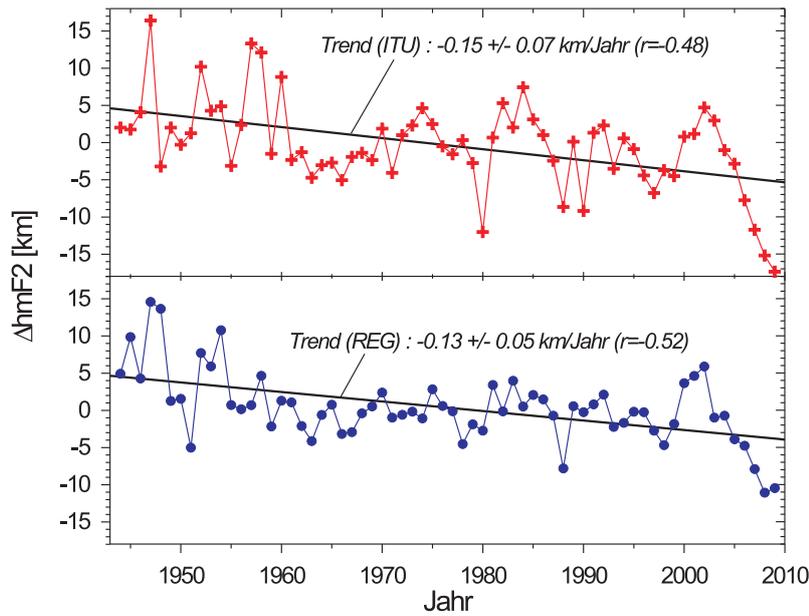


Abb. 34.2: Jährlich gemittelte globale ΔhmF2 -Werte, abgeleitet aus Messungen an 37 Stationen nach der REG- (blau) und ITU-Methode (rot), in Abhängigkeit von der Zeit. Die schwarzen Geraden beschreiben die linearen globalen Trends.

Sehr auffällig ist in Abb. 34.2 die markante Höhenabnahme gegen Ende des solaren Zyklus 23 in den Jahren 2007–2009. Dieses Phänomen ist im unteren Teil von Abb. 34.3 im Detail dargestellt. Dabei ist die Variation der Höhen ΔhmF2 in den Jahren 2004 bis 2009 (blaue Kurve) mit den entsprechenden mittleren Höhenänderungen $\Delta\text{hmF2}_{\text{ref}}$ (rote Kurve) aus den Zeiten vorangegangener solarer Minima aufgetragen ($\Delta\text{Jahr}=0$ entspricht dem Jahr des solaren Minimums). Danach ist die maximale Höhenabsenkung im Minimum des 23. solaren Zyklus bei Benutzung der REG-Methode $-13,5$ km (hier gezeigt), für die ITU-Methode $-17,4$ km (hier nicht gezeigt). Die ungewöhnliche Höhenabsenkung, die in ähnlicher Weise auch in einer Abnahme der thermosphärischen Neutralgasdichte in Satellitenmessungen beobachtet wurde, kann durch die extrem niedrige solare und geomagnetische Aktivität bedingt sein. Dieser Sachverhalt wird durch den oberen Teil der Abb. 34.3 unterstützt, wo sowohl die Sonnenfleckenzahl R als auch der geomagnetische A_p -Index während des Endes des solaren Zyklus 23 deutlich unterhalb der aus den vorangehenden fünf solaren Zyklen abgeleiteten Referenzkurven liegen.

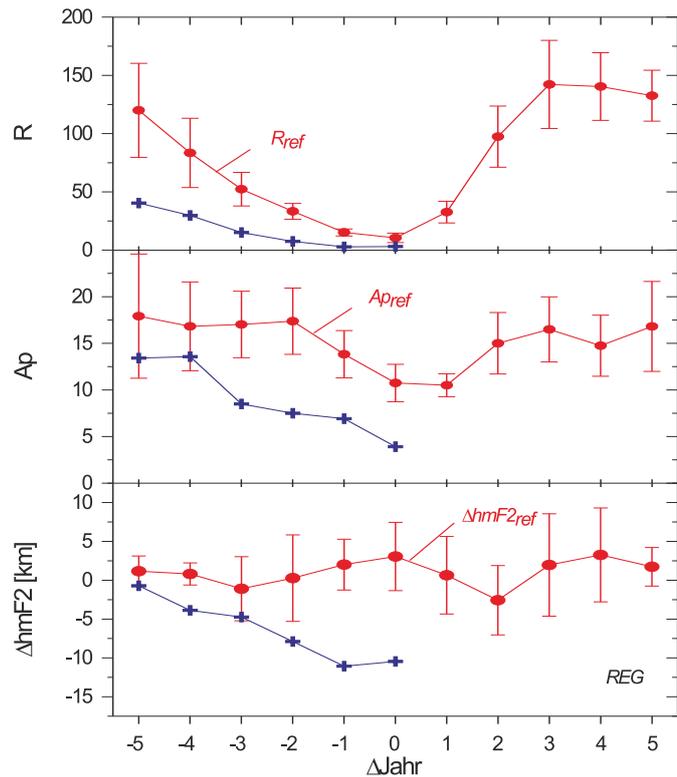


Abb. 34.3: Vergleiche der Variationen der Sonnenfleckenzahl R (oben), des geomagnetischen A_p -Indexes (Mitte) und der ΔhmF2 -Werte nach der REG-Methode (unten) für die Jahre von 2004 bis 2009 (blau) mit den entsprechenden Referenzkurven aus den 5 vorhergehenden solaren Zyklen (rot). Das Jahr 0 kennzeichnet dabei das Jahr minimaler Sonnenaktivität.

Zu einem ähnlichen Ergebnis kommt man, wenn die jeweils 37 individuellen ΔX -Datenreihen zu globalen Reihen gemittelt werden. In Abb. 34.2 sind die mittleren ΔhmF2 -Reihen zusammen mit den entsprechenden linearen Trends für beide Methoden dargestellt. Dabei sind die Trends für beide Methoden hoch signifikant; die geringen Unterschiede beider Trends sind jedoch nicht signifikant, wie aus den angegebenen Fehlergrenzen leicht zu erkennen ist. Ein ähnliches Ergebnis ergab sich auch für die ΔfoF2 -Trends, die nahe Null sind und gleichfalls nicht signifikant unterschiedlich für beide benutzte Methoden sind (hier nicht im Bild gezeigt).

35 Struktur der Mesosphäre während plötzlicher Stratosphären-erwärmungen im KMCM

(Ch. Zülicke, E. Becker)

In den Wintermonaten kommt es in der Nordhemisphäre gelegentlich zu einer plötzlichen Erwärmung der Stratosphäre (*sudden stratospheric warmings*, kurz: SSWs). Die damit verbundenen Wind- und Temperaturanomalien erfassen nicht nur die mittlere und untere Atmosphäre, sondern lassen sich auch in der oberen Atmosphäre nachweisen. Somit empfehlen sich die SSWs zum Studium der vertikalen Kopplung der Atmosphäre – der Schwerpunkt dieses Beitrags ist die raumzeitliche Struktur der Mesosphäre. Insbesondere soll der Frage nachgegangen werden, ob sich in der Mesosphäre Vorboten für SSWs finden lassen. Dazu wurden Simulationen mit dem *Kühlungsborn Mechanistic Circulation Model* (kurz: KMCM) genutzt. Der untersuchte Datensatz erstreckt sich über 570 Tage unter permanenten Januar-Bedingungen mit einer Auflösung von T120L190, was einem Gitterpunktsabstand von horizontal 120 km und vertikal 0,6 km entspricht. Somit sind nicht nur die für die stratosphärische Dynamik wesentlichen planetaren Rossby-Wellen erfasst, sondern auch die in der Mesosphäre wichtigen Trägheitsschwerewellen.

Als Ergebnis der komplexen Dynamik miteinander wechselwirkender Wellen brachte das KMCM spontan SSWs hervor. Im gesamten Datensatz konnten zwei starke SSW-Ereignisse (Umkehr des zonalgemittelten Zonalwindes auf 10 hPa) gefunden werden, was 0,11 Ereignissen pro Monat entspricht. Das ist etwas weniger als der aus der Literatur bekannte Mittelwert von 0,17 bis 0,21 (*Charlton and Polvani, 2007: J. Clim. 20: 470 - 488*). Mit einem etwas schwächeren Kriterium (Abschwächung des zonalgemittelten Zonalwindes auf 1,0 hPa unter 10 m/s) wurden fünf SSWs gefunden, die im Folgenden eingehender untersucht werden. Um das dynamische Verhalten des Modells quantitativ zu erfassen, wurde ein Diagramm entwickelt, das die Temperatur- und Windanomalien in der Strato- und Mesosphäre während SSWs darstellt (Abb. 35.1). Die stratosphärischen Daten zeigen eine robuste Beziehung zwischen der Erwärmung und der Abbremsung des Westwindes – den Daten aus der Mesosphäre ist lediglich die Abkühlung gemeinsam. Was den

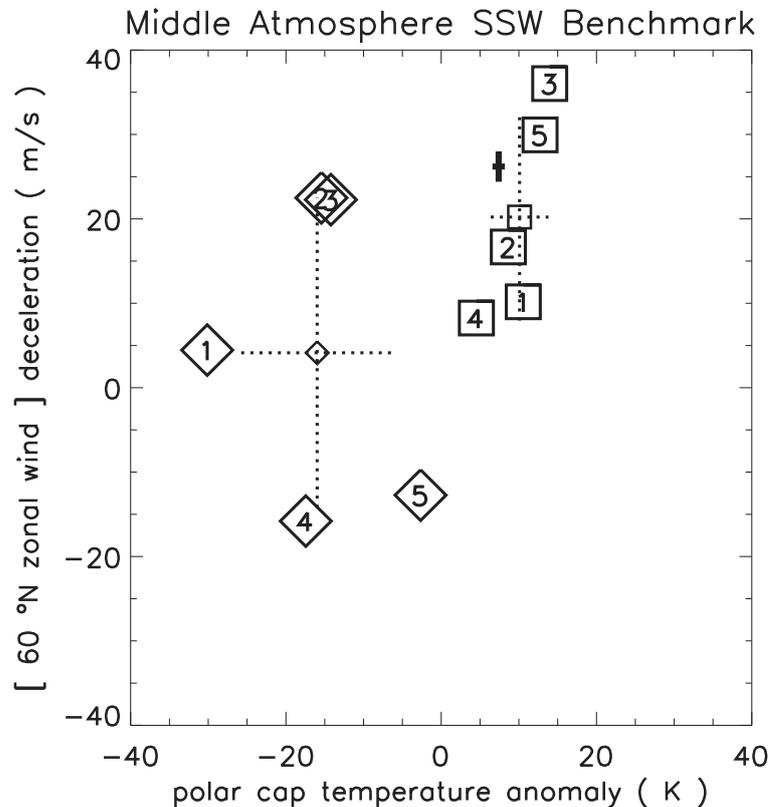


Abb. 35.1: Diagramm mit SSW-Kenngrößen in der mittleren Atmosphäre (x-Achse: Abweichung der Polarkappen-Temperatur (zwischen 60° N und 90° N) vom klimatologischen Mittelwert, y-Achse: Abbremsung des zonalgemittelten Westwindes (bei 60° N) von 5 Tagen vor bis 10 Tagen nach dem SSW-Ereignis); Untersuchte Ereignisse: □ aus der Stratosphäre (etwa 1,0 hPa) und ◇ aus der Mesosphäre (etwa 0,01 hPa), das dick gezeichnete Kreuz kennzeichnet die stratosphärischen Beobachtungen.

Wind betrifft, zeigen 3/5 der Ereignisse eine Abbremsung und 2/5 eine Beschleunigung. Wie eine genauere statistische Untersuchung der gesamten Zeitreihe aus Tageswerten ergab, sind 89% der Temperaturanomalien in 1,0 und 0,01 hPa gegensinnig (stratosphärische Erwärmung – mesosphäri-

sche Abkühlung). Dagegen verhalten sich 54% der Windanomalien in beiden Schichten gleichsinnig (stratosphärischer Ostwind – mesosphärischer Ostwind).

Die raum-zeitlichen Strukturen während der SSWs wurden mit einer Stichtaganalyse herausgearbeitet. Die resultierenden Wind- und Temperaturmuster sind in Abb. 35.2 dargestellt. Die im Wintermittel um 0,1 hPa befindliche Stratopause beginnt etwa 5 Tage vor dem Stichtag abzusteigen, während sich die Luftmassen darüber abkühlen. Etwa 10 Tage nach dem Stichtag beginnt eine neu formierte Stratopause von etwa 0,0003 hPa abzusinken und vereint sich weitere 10 Tage später mit einer schwächeren aufsteigenden Warmlufterschicht, womit die mittleren Winterverhältnisse wiederhergestellt sind. Die thermische Windbilanz erzwingt entsprechende Muster im Zonalwind, wobei eine polseitige Erwärmung eine Abnahme des Windes mit der Höhe bewirkt. Um den Zentraltag stellt sich zwischen 1,0 und 0,01 hPa Ostwind ein, wobei sich in den Schichten darüber Westwind und Ostwind abwechseln.

Zur dynamischen Deutung dieser Muster sei an dieser Stelle nur so viel gesagt, dass sich die Änderungen in der Stratosphäre planetaren Rossby-Wellen zuordnen lassen, während die mesosphärischen Effekte gemäß dem Holton-Bild mit gefilterten Trägheitsschwerewellen zusammenhängen.

Der Frage nach mesosphärischen Vorboten wurde anhand von Zeitreihen aus Tageswerten auf Druckschichten von 1,0 und 0,01 hPa nachgegangen. Dazu wurde der Zeitverlauf mit objektiven Methoden charakterisiert: So haben wir den Beginn eines Ereignisses anhand einer Vorzeichenumkehr der Tendenz detektiert und dessen Mitte anhand der maximalen Abweichung. Zusammenfassend kann man sagen, dass sich die SSW-Ereignisse in der Stratosphäre mit etwa 1 Tag Streuung kohärent in Wind und Temperatur zeigten. Die mesosphärischen Abkühlungen begannen etwa einen halben Tag früher als die stratosphärischen Erwärmungen, während der Höhepunkt etwa 4 Tage später eintrat. In Anbetracht der methodischen Unsicherheiten kann man sagen, dass die Ereignisse in den beiden Druckschichten praktisch gleichzeitig stattfinden.

Zusammenfassend kann festgestellt werden, dass das KMCM spontan SSWs hervorbringt und damit diesen dynamischen Testfall besteht. Die auftretenden Anomalien in Temperatur und Wind sind stabil und finden sich praktisch gleichzeitig in der gesamten mittleren Atmosphäre. Sowohl das vorgeschlagene Kenngrößen-Diagramm als auch die objektiven Zeitverlaufs-Charakteristika lassen sich, nachdem sie in der vorliegenden Untersuchung für Modelldaten verwendet worden sind, auf die Untersuchung von Beobachtungen anwenden.

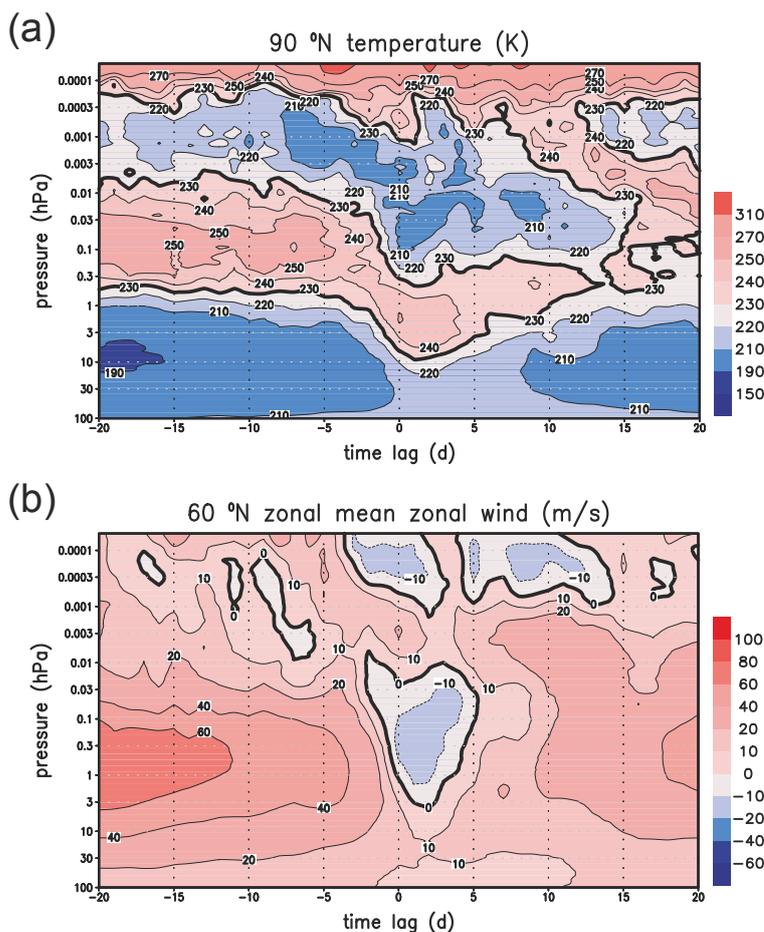


Abb. 35.2: Stichtaganalyse von (a) Poltemperatur und (b) zonalgemitteltem 60° N-Zonalwind, basierend auf fünf untersuchten SSWs.

36 Nord-Süd-Asymmetrie und Intrahemisphärische Kopplung im Sommer

(R. Knöpfel, E. Becker, F.-J. Lübken)

Die quasi-stationären planetaren Rossby-Wellen werden in mittleren Breiten durch großskalige Umströmung der Orographie und thermische Land-Meer-Unterschiede angeregt. Beide Anregungen sind auf der nördlichen Hemisphäre wesentlich stärker ausgeprägt als auf der südlichen. Über die fundamentale Rolle dieser Wellen in der Troposphäre und der Winterstratopshäre ergeben sich im Wesentlichen die dynamisch bedingten hemisphärischen Unterschiede. Im Folgenden stellen wir zwei neue Aspekte dieser Nord-Süd-Asymmetrie vor.

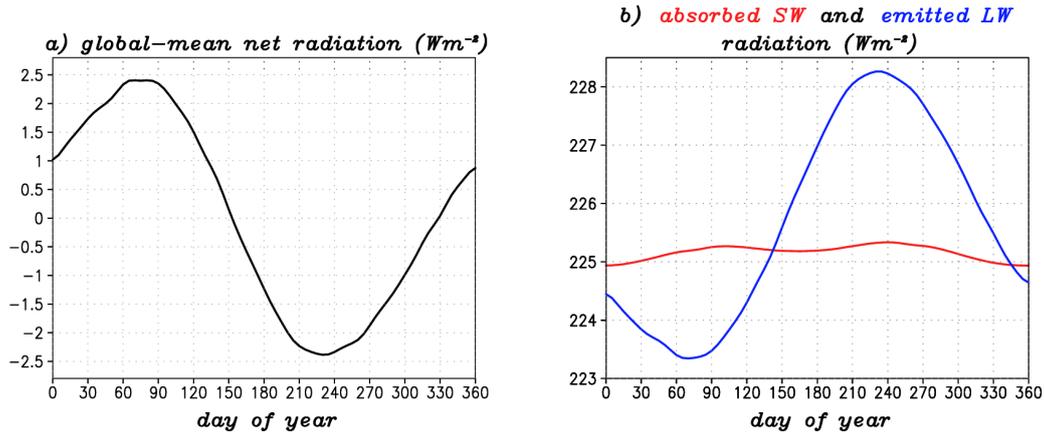


Abb. 36.1: Mittlerer Jahresgang der global gemittelten Strahlungsbilanz am oberen Rand der Atmosphäre in einer Langzeitsimulation mit KMCM; links: Nettostrahlung; rechts: Absorbierte kurzwellige Einstrahlung (rot) und langwellige Abstrahlung (blau).

Die neue Version des KMCM mit Strahlung und vollständiger Berücksichtigung der Oberflächenbilanz erlaubt erstmals für ein GCM der mittleren Atmosphäre eine konsistente Auswertung der Strahlungsbilanz an der Atmosphärenobergrenze. Bei einer solchen Bilanz wird die insgesamt absorbierte kurzwellige Strahlung positiv und die ausgehende langwellige Abstrahlung negativ gerechnet. Da alle im KMCM berücksichtigten Prozesse energetisch konsistent formuliert sind, beträgt der Fehler in der klimatologisch gemittelten globalen Strahlungsbilanz nur etwa $0,2 Wm^{-2}$. Betrachtet man dagegen den Jahresgang, ergeben sich Maxima und Minima von einigen Wm^{-2} (Abb. 36.1a). Dabei treten das Maximum im Spätwinter der Nordhemisphäre und das Minimum etwa um ein halbes Jahr versetzt auf. Die kurzwellige absorbierte Sonnenstrahlung (rote Kurve in Abb. 36.1b) weist eine schwache halbjährige Oszillation mit Maxima jeweils während der Tag-und-Nacht-Gleichen auf – also während maximaler Einstrahlung am Äquator, wo die Albedo am kleinsten ist. Damit lässt sich der Jahresgang der Strahlungsbilanz nicht erklären. Vielmehr ist die langwellige Abstrahlung genau antikorreliert zur globalen Strahlungsbilanz (blaue Kurve in Abb. 36.1b). Dieser Jahresgang kann durch die Nord-Süd-Unterschiede in der Stärke der planetaren Rossby-Wellen erklärt werden. Letztere bestimmen vor allem den meridionalen Wärmeausgleich zwischen tiefen und hohen Breiten in der Troposphäre. Da im Nordwinter jedoch die planetaren Wellenamplituden am größten sind, herrschen dann tiefere äquatoriale und höhere polare Temperaturen als im entsprechenden Südwinter. Von daher ist im Nordwinter die langwellige Abstrahlung am Äquator am geringsten und in hohen Breiten verstärkt. Da die Abstrahlung aber proportional zur vierten Potenz der Temperatur ist, ist im Nordwinter die langwellige Abstrahlung insgesamt am geringsten. Entsprechend weist die globale Strahlungsbilanz zu dieser Zeit ein Maximum auf. Umgekehrt stellt sich im späten Südwinter ein Minimum ein, so dass im Langzeitmittel die Bilanz ausgeglichen ist. Vergleicht man die Umstellung der Zirkulation in polaren Breiten der mittleren Atmosphäre von Westwind im Winter auf Ostwind im Sommer sowie die Bildung der kalten Som-

mermesopause, ist ebenfalls eine Asymmetrie zwischen beiden Hemisphären zu beobachten. Die Sommermesopause entsteht im Süden weiter oben, ist in Modellen etwa 5 bis 10 Grad wärmer und wandert im Laufe des Sommers nach unten. Der winterliche Polarwirbel ist in der Südhemisphäre allgemein stärker und stabiler und reicht bis in die untere Mesosphäre. Auch findet die Umstellung auf Sommerbedingungen sehr viel später als auf der Nordhemisphäre statt. Dieser Umstand des späten Zusammenbruchs des Polarwirbels wird allgemein mit dem Ozonloch über der Antarktis in Verbindung gebracht, weil durch die fehlende bzw. reduzierte Absorption von UV-Strahlung im Südfrühling der Polarwirbel länger stabil bleibt. Dies führt dann, so die bisherige Meinung, zu den oben erwähnten hemisphärischen Unterschieden im Jahresgang der sommerlichen Mesopausenregion. Allerdings zeigt das kanadische Klimamodell der mittleren Atmosphäre auch ohne Berücksichtigung des Ozonlochs einen entsprechenden hemisphärischen Unterschied.

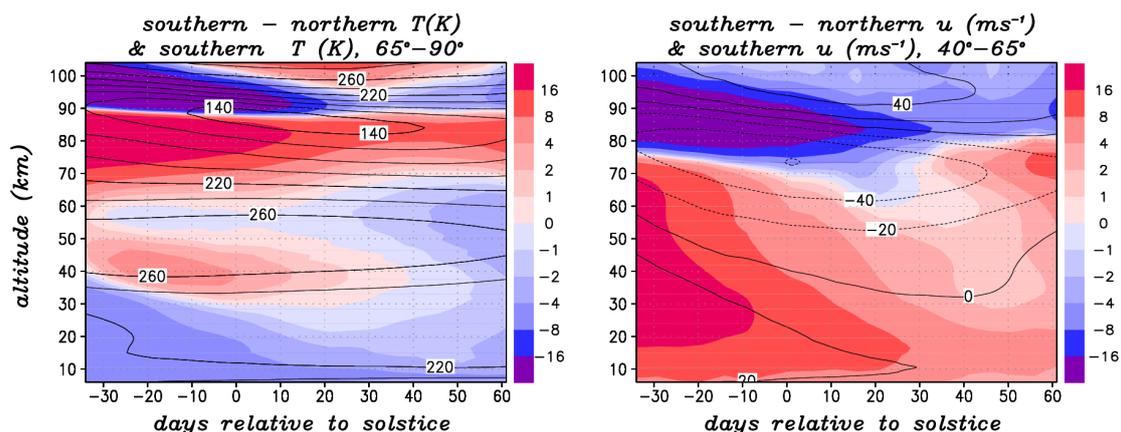


Abb. 36.2: Hemisphärische Unterschiede (farbig dargestellt) in der Entwicklung der sommerlichen Atmosphäre: Südsommer minus Nordsommer am Beispiel der Temperatur (von 65° Breite bis zum Pol gemittelt) und des Zonalwindes (von 40° bis 60° Breite gemittelt). Die entsprechenden klimatologischen Variablen sind für den Südsommer mit schwarzen Isolinien unterlegt. Die Ergebnisse basieren auf einer Simulation mit KMCM unter Annahme einer vorgegebenen, äquatorsymmetrischen Ozonverteilung.

In der Langzeitsimulation mit dem KMCM haben wir eine äquatorsymmetrische Ozonverteilung vorgeschrieben und auf dieser Basis die Nord-Süd-Asymmetrie unter idealisierten Bedingungen analysiert. Danach stellen sich in der sommerlichen mittleren Atmosphäre zumindest qualitativ dieselben Unterschiede zwischen südlicher und nördlicher Hemisphäre ein wie in den Beobachtungen (siehe Abb. 36.2). In der Tropo- und Stratosphäre entspricht dies, aufgrund der hemisphärischen Unterschiede in den Rossby-Wellen, den Erwartungen. Der unterschiedliche Jahresgang im Bereich der Sommermesopause lässt sich hinsichtlich des Mechanismus der Intrahemisphärischen Kopplung wie folgt verstehen: Der stärkere Zonalwind in der südlichen Stratosphäre sorgt dafür, dass ostwärtige Schwerewellen dort geschwächt werden. Damit ist ihr vertikaler Fluss von ostwärtigem Impuls in die Mesosphäre im Süden geringer, wodurch sich nach dem „downward control“-Prinzip insgesamt eine wärmere Mesosphäre ergibt. Mit Hilfe der thermischen Windgleichung erzeugt dies in der oberen Mesosphäre und unteren Thermosphäre wiederum eine anomale westwärtige Windkomponente, welche bewirkt, dass verbleibende ostwärtige Schwerewellen in größeren Höhen brechen. Deshalb reicht der aufsteigende Ast der residuellen Zirkulation im Süden höher, was die tieferen Temperaturen oberhalb von ca. 90 km erklärt. Nach diesem Mechanismus bestehen also beachtliche, rein dynamisch induzierte hemisphärische Unterschiede im Jahresgang der sommerlichen Mesopause. Diese Unterschiede weichen einerseits grundlegend von dem Muster, das man aufgrund der Interhemisphärischen Kopplung erwarten würde, ab und andererseits werden sie durch das Ozonloch über der Antarktis zum Teil erheblich verstärkt. Ungeklärt ist in diesem Zusammenhang die Rolle möglicher hemisphärischer Unterschiede in den Schwerewellenquellen.

37 Einfluss des 11-jährigen Sonnenzyklus auf die planetaren Wellenstrukturen in der Stratosphäre und Mesosphäre

(A. Gabriel, D.H.W. Peters)

Die stationären Wellenstrukturen in der räumlichen Verteilung des stratosphärischen Ozons (hier gekennzeichnet durch die zonal asymmetrische Ozonkomponente $O_3^* = O_3 - [O_3]$, []: zonales Mittel) haben einen signifikanten Einfluss auf die lokale Strahlungserwärmung und damit auf die planetare Wellenausbreitung, die Temperatur und die Zirkulation in der Troposphäre, Stratosphäre und Mesosphäre. Daraus ergibt sich die Frage, ob extern verursachte Variationen in der Strahlung, wie z. B. der 11-jährige Zyklus in der Sonnenaktivität, die Wirkungen von O_3^* modifizieren. Hierzu wurden die stationären Wellenstrukturen in Langzeitsimulationen mit dem Zirkulations- und Chemie-Modell HAMMONIA (Kooperation: H. Schmidt, MPI-Met Hamburg) und in den ECMWF Reanalysen 1958–2002 (ERA-40) für Jahre mit hoher und niedriger Sonnenaktivität analysiert.

Das HAMMONIA-Modell ist eine vertikal erweiterte, gekoppelte Version des Zirkulationsmodells ECHAM des MPI-Met (Hamburg) und des Chemiemodells MOZART des NCAR (Boulder). Wir verwenden Simulationen mit vorgeschriebener klimatologischer SST (sea surface temperature) über jeweils 30 Jahre mit maximaler und minimaler Sonnenaktivität (Schmidt et al., JGR, 2010). Die beiden Ensembles der ERA-40-Daten, die jeweils 16 Jahre mit hoher (1968–71, 1979–82, 1989–92, 1999–2002) und niedriger (1963–66, 1974–77, 1984–87, 1994–97) Sonnenaktivität enthalten, bergen aufgrund der geringen Anzahl von Dekaden sowie der begrenzten Verfügbarkeit von Beobachtungen gewiss einige Unsicherheiten, geben jedoch Einblicke in die Variationen der Wellenstrukturen die zurzeit sonst nicht möglich sind. Andererseits ermöglichen die Modellsimulationen aufgrund der vereinfachten SST eine genauere Zuordnung der beteiligten physikalischen Prozesse, über die die Variationen in der Sonnenaktivität Einfluss auf die Zirkulation nehmen.

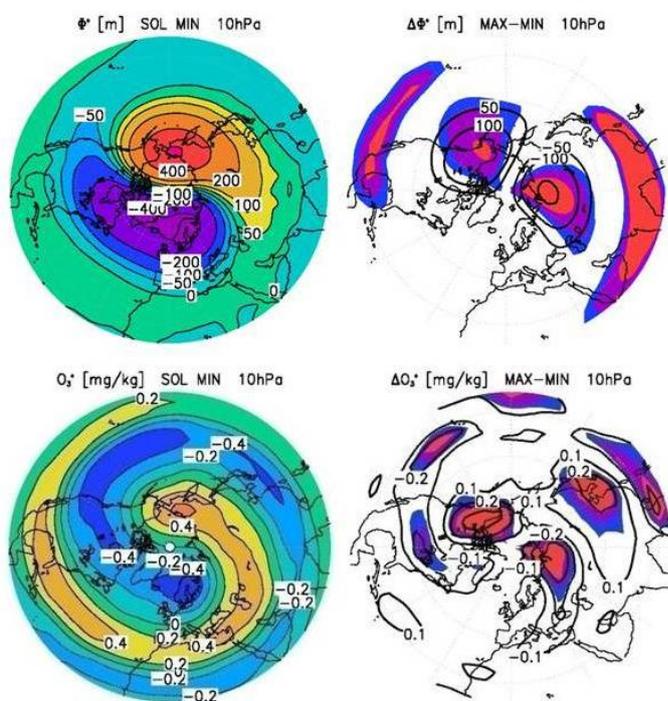


Abb. 37.1: Abweichung vom zonalen Mittel in geopotentieller Höhe $\Phi^* = \Phi - [\Phi]$ und Ozon $O_3^* = O_3 - [O_3]$ für das Minimum der Sonnenaktivität (links), und Differenzen $\Delta\Phi^*$ und ΔO_3^* zwischen Maximum und Minimum (rechts, mit 90%-, 95%-, 99%-Signifikanz), Januar, 10 hPa (≈ 30 km), HAMMONIA.

Üblicherweise bildet sich während des Nordwinters in der Stratosphäre eine stationäre Wellenstruktur mit zonaler Wellenzahl 1 (positive Anomalie im Geopotential über den Aleuten, negative Anomalie über Nordeuropa/Westsibirien). Abb. 37.1 zeigt die vom Modell berechneten Anomalien in geopotentieller Höhe (Φ^*) und Ozon (O_3^*) bei 10 hPa für das Minimum der Sonnenaktivität (links) sowie die Differenzen $\Delta\Phi^*$ und ΔO_3^* zwischen Maximum und Minimum (rechts), jeweils für Januar. Die Änderung der Sonnenaktivität verursacht offenbar eine Verstärkung der Amplitude sowie eine ostwärtige Phasenverschiebung in der Wellenstruktur. Mit Hilfe genäherter, linearer Lösungen konnten wir zeigen, dass ein Teil von $\Delta\Phi^*$ (ca. 50%) primär durch die modifizierte Strahlungserwärmung $\Delta Q(O_3^*)$ und der damit induzierten Änderung im meridionalen Transport von planetarer Vorticity (β -Effekt) hervorgerufen wird, der andere Teil durch nachfolgende nicht-lineare Dynamik, d. h. durch die mo-

dulierende Rückwirkung der veränderten stratosphärischen Wellenstruktur auf die vertikale Ausbreitung von planetaren und baroklinen Wellen von der Troposphäre in die mittlere Atmosphäre. Ebenfalls beschreibt eine linearisierte Lösung für den Ozontransport, als Funktion der durch $\Delta\Phi^*$ bestimmten Änderung in den geostrophischen Winden, einen großen Teil von ΔO_3^* (ca. 50%).

Abb. 37.2 zeigt das Temperaturfeld $T^* = T - [T]$ für das Minimum der Sonnenaktivität sowie die Änderungen ΔT^* bei $65-75^\circ N$ und $5-100$ km Höhe, jeweils für das Modell (oben) und die ERA-40-Ensembles (unten). Die Wellenstruktur in T^* mit westwärtiger Phasenverschiebung bei zunehmender Höhe wird vom Modell gut reproduziert, die Amplitude jedoch um ca. 30% unterschätzt. Mit Änderungen von $\Delta T^* \approx \pm 2-3$ K zeigt das Modell über der westlichen Hemisphäre ($\approx 120^\circ W$) eine Erwärmung in der Stratosphäre sowie eine Abkühlung in der Mesosphäre, über der östlichen Hemisphäre ($\approx 90^\circ O$) jedoch eine Abkühlung in der Stratosphäre sowie eine Erwärmung in der Mesosphäre. Die Wellenstruktur in den Differenzen ΔT^* der ERA-40-Ensembles ist bemerkenswert ähnlich, allerdings mit einer Phasenverschiebung um ca. 60° ostwärts sowie um ca. 15 km/5 km von der Mesosphäre/mittleren Stratosphäre (HAMMONIA) in die obere/untere Stratosphäre (ERA-40).

Die Unterschiede sind einerseits auf Defizite im Modell sowie die vereinfachte SST in den Simulationen zurückzuführen, andererseits auch auf Defizite in den ERA-40-Daten, da z. B. die vertikale Ausbreitung planetarer Wellen aufgrund des oberen Rands bei $0,1$ hPa (≈ 65 km) in den Assimilationen gedämpft bzw. verhindert wird. Insgesamt können wir jedoch schlussfolgern, dass das Modell den prinzipiellen Prozess, d. h. die Modulation der Wirkung von O_3^* auf die Zirkulation, richtig erfasst. Als neues Resultat der Arbeiten sei ebenfalls hervorgehoben, dass der Einfluss des 11-jährigen Sonnenzyklus auf die zonal asymmetrischen Komponenten von Temperatur, Ozon und Wellenaktivität erheblich stärker ist als auf die zonal gemittelten Felder, die üblicherweise untersucht werden. Hier öffnet sich eine neue Perspektive für weitere Forschungsarbeiten.

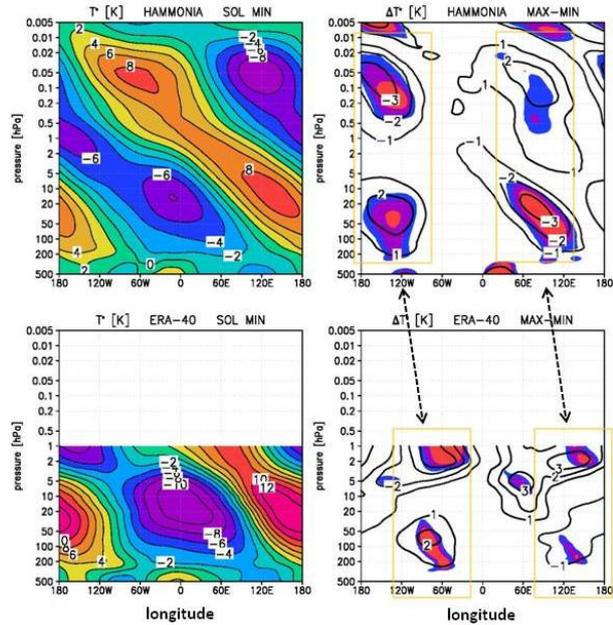


Abb. 37.2: wie Abb. 37.1 für $T^* = T - [T]$ (links) und ΔT^* (rechts), $65-75^\circ N$ und $5-100$ km Höhe, jeweils für HAMMONIA (oben) und ERA-40 (unten).

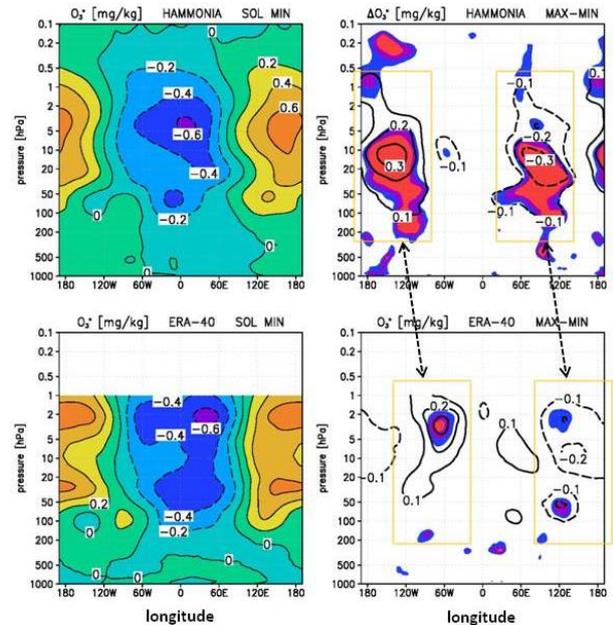


Abb. 37.3: wie Abb. 37.2 für O_3^* und ΔO_3^* , $0-65$ km Höhe.

38 Mischungseffekte durch Schwerewellen für Spurenstoffe

(M. Grygalashvyly, E. Becker, G. R. Sonnemann, A. Kirsch)

Interne Schwerewellen (GW) sind allgegenwärtige Variationen der mittleren Atmosphäre. Ihr Beitrag zur Energie- und Impulsbilanz bestimmt die allgemeine Zirkulation der Mesosphäre/unteren Thermosphäre (MLT-Region). Bislang gab es nur wenige Arbeiten über den Einfluss der GW auf die Verteilung wichtiger chemischer Konstituenten in der MLT-Region. Diese Arbeiten basierten auf 1- oder 2-dimensionalen Modellen mit stark vereinfachten Konzepten einer Gleichgewichtschemie und linearer Dynamik der GW. Erstmals wurde von uns ein nichtlineares 3-dimensionales gekoppeltes Modell der Dynamik und Chemie entwickelt, um den Einfluss der GW auf die Chemie zu untersuchen. In einer Simulation wurde das Chemie-Transportmodell (CTM) mit der vollen Dynamik eines KMCM-Jahreslaufs, der alle Wellenlängen der GW bis herunter zu 350 km enthielt, angetrieben. Die Wechselwirkung mit der globalen Zirkulation wurde selbstkonsistent durch ein Turbulenzmodell berücksichtigt. In einer sogenannten Störungssimulation mit dem CTM wurden durch spektrale Filterung alle horizontalen Wellenlängen kleiner als 1000 km aus dem Jahreslauf des dynamischen Modells KMCM herausgefiltert.

Die residuelle Zirkulation der mittleren Atmosphäre ist durch einen Aufwärtstransport im Sommer und einen Abwärtstransport im Winter hoher und mittlerer Breiten gekennzeichnet. Entsprechend ist die Wasserdampfverteilung im Sommer durch hohe und im Winter durch geringere Mischungsverhältnisse gekennzeichnet. Die Impulsdeposition durch GW treibt diese Zirkulation in der MLT-Region an. Neben diesem großskaligen Transport kann ein Spurenstoff in der MLT-Region

jedoch auch direkt durch GW beeinflusst werden, wenn ein vertikaler Gradient seines mittleren Mischungsverhältnisses vorhanden ist. Dies gilt insbesondere für Spurenstoffe mit langen Lebenszeiten verglichen mit der Periode der GW, wie z. B. für Wasserdampf. Die kurzlebigen Konstituenten werden durch die Temperaturstörungen infolge der GW über die Temperaturabhängigkeit der chemischen Reaktionsraten beeinflusst.

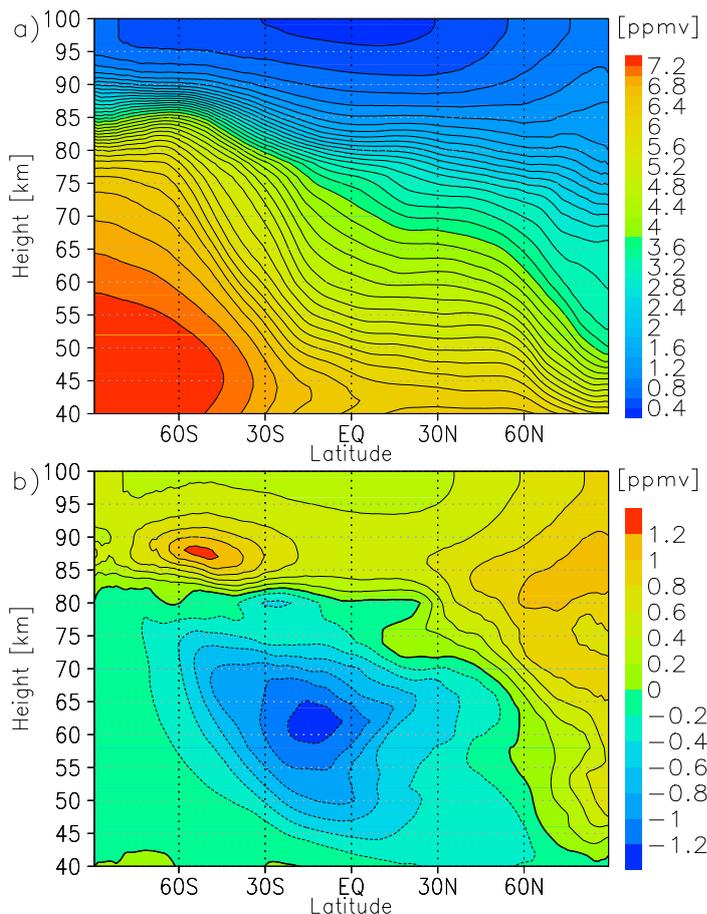


Abb. 38.1: Höhen-Breitenschnitt des zonal und über den Tag gemittelten Wasserdampfmischungsverhältnisses (a) und der durch Schwerewellen bedingten absoluten Abweichung (b) für den 30. Januar.

Abb. 38.1a zeigt die Wasserdampfverteilung der mittleren Atmosphäre berechnet mit dem CTM, während Abb. 38.1b in einem Höhen-Breitenschnitt die absolute Abweichung des zonalen und täglichen Mittels des Wasserdampfmischungsverhältnisses für den 30. Januar zeigt, die sich durch die explizite Berücksichtigung der GW im CTM ergibt (Kontrollsimulation minus Störungssimulation). Das Maximum der positiven Abweichung liegt oberhalb von 80 km und beträgt in hohen sommerlichen Breiten 1,2 ppmv. Im Mesopausenbereich besitzt der Wasserdampf eine Lebenszeit von etwa 10 Tagen, welche mit abnehmender Höhe stark zunimmt, und unterliegt somit dem

Transport durch GW. In äquatorialen Breiten treten große negative Abweichungen bis etwa $-1,2$ ppmv in 60 km Höhe auf.

Der direkte Transport von Spurenstoffen durch GW kann als vertikale Mischung verstanden werden, die sich zusätzlich zu der von den GW angetriebenen residuellen Zirkulation in der oberen Mesosphäre ergibt. Der entsprechende Wellenfluss der Spurenstoffe ist entgegengesetzt zu dem großräumigen vertikalen Gradienten des mittleren Mischungsverhältnisses gerichtet und unabhängig von der residuellen Zirkulation. Aus unserem numerischen Sensitivitätsexperiment können wir den vertikalen Fluss explizit berechnen.

Dieser ist in Abb. 38.2 dargestellt und belegt, dass die Mischung durch GW tatsächlich die Umverteilung des Wasserdampfs bestimmt. Da das Wasserdampf-mischungsverhältnis mit der Höhe abnimmt, ist der durch Schwerewellen induzierte Fluss positiv, d. h. aufwärtsgerichtet. Er hat ein Maximum in der Sommermesopausenregion, was in Abb. 38.2 in hohen südlichen Breiten zu erkennen ist. Die dicke rote Linie kennzeichnet den Übergang von positiver (oberhalb) zu negativer (unterhalb) absoluter Abweichung des Wasserdampf-mischungsverhältnisses (entnommen aus Abb. 38.1b). In der Winterhemisphäre in hohen Breiten fällt die Nulllinie steil, bis unterhalb der Stratopause, ab. Darüber erzeugen die GW entgegen der residuellen Zirkulation mit abwärtsgerichteten Winden einen aufwärtsgerichteten Fluss.

Die Ergebnisse unserer Modellrechnungen belegen, dass die vertikale Mischung durch GW einen bedeutenden Einfluss auf die Verteilung aller wichtigen langlebigen Spurenstoffe, wie Wasserdampf, molekularer Wasserstoff, Kohlenstoffdioxid, Methan, atomarer Sauerstoff und Stickstoffoxide, hat. Diese besitzen in der MLT-Region, je nach Konstituenten und Höhenbereich, einen positiven oder negativen Gradienten des Mischungsverhältnisses. Eine zusätzliche Variabilität ist mit den durch GW induzierten Temperaturvariationen verbunden, die die chemischen Reaktionsraten und den molekularen Diffusionskoeffizienten beeinflussen.

Die Strahlungskühlung der MLT-Region erfolgt im Wesentlichen über Stöße zwischen atomarem Sauerstoff und Kohlenstoffdioxid. Der atomare Sauerstoff wird abwärts und Kohlenstoffdioxid aufwärts durch Schwerewellen gemischt, so dass GW auf diese Weise zusätzlich das thermische Regime beeinflussen. Ähnliches gilt auch für den Einfluss der GW auf die chemischen Erwärmungsraten, die sich durch die Umverteilung der Spurenstoffe, insbesondere von atomarem Sauerstoff, Ozon und atomarem Wasserstoff, verändern. Die Umverteilung der langlebigen Konstituenten beeinflusst darüber hinaus indirekt die Komposition kurzlebiger Spurenstoffe, wie die der Wasserstoffradikale oder des Ozons und atomaren Sauerstoffs. Das hat wiederum Auswirkungen auf die katalytischen Prozesse des Abbaus von Ozon und atomarem Sauerstoff oder auf die Balance zwischen Wasserdampf und molekularem Wasserstoff.

Zusammenfassend kann gesagt werden, dass die internen Schwerewellen einen erheblichen, direkten Einfluss auf die chemische Komposition und das thermische Regime in der MLT-Region besitzen, der bislang in Klima-Chemie-Modellen kaum berücksichtigt wurde.

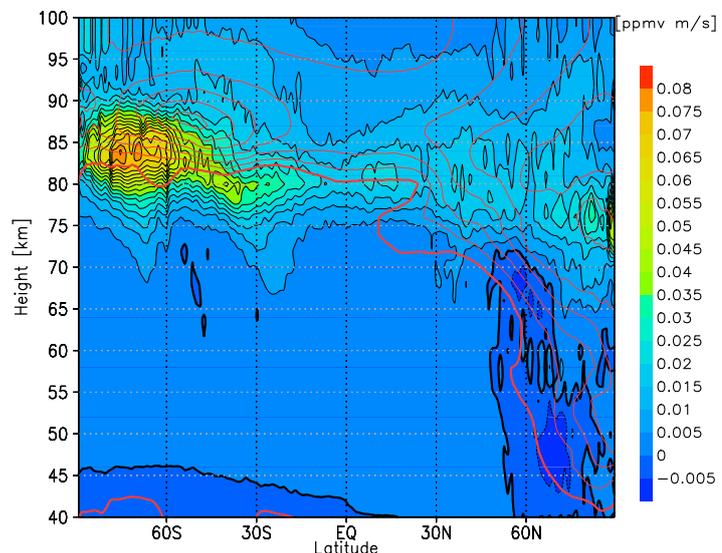


Abb. 38.2: Der durch Schwerewellen erzeugte Fluss des Wasserdampfs für den 30. Januar. Die dicke rote Linie zeigt den Übergang von positiver (dünne rote Linien) zu negativer (unterhalb der roten Linien) absoluter Abweichung des Mischungsverhältnisses an.

39 Konzept der effektiven Diffusivität für Schwerewellen

(M. Grygalashvyly, E. Becker, G.R. Sonnemann, A. Kirsch)

Das Konzept der effektiven Diffusivität wurde unabhängig voneinander von Winters und D'Asaro (1996, *J. Fluid Mech.*) sowie Nakamura (1996, *J. Atmos. Sci.*) eingeführt. Dieses Konzept wurde für die Diagnostik des horizontalen Transports sowohl in der mittleren Atmosphäre als auch für ozeanische Ströme entwickelt. In der atmosphärischen Dynamik fand das Konzept insbesondere für die Analyse der meridionalen Mischung durch Rossby-Wellen Anwendung. Der Einfluss auf die vertikale Mischung wurde dabei nicht betrachtet. Mittlerweile wurde klar, dass interne Schwerewellen (GW) einen bedeutenden Einfluss auf den vertikalen Transport von Spurenstoffen haben. Auf der Basis von Modellrechnungen wurde der Einfluss dieser Schwerewellen auf die wichtigsten Spurenstoffe in der Mesosphäre/unteren Thermosphäre (MLT-Region) untersucht. Hierbei wurde gleichfalls das Konzept der effektiven Diffusivität angewendet. Die numerischen Rechnungen wurden mittels der gekoppelten dynamischen und chemischen Modelle KMCM und MECTM (Kühlungsborn Mechanistic general Circulation Model und MESospheric Chemistry-Transport Model) durchgeführt.

Der direkte Transport von Spurenstoffen durch GW selbst kann als eine vertikale Mischung, zusätzlich zur residuellen Zirkulation, betrachtet werden. Der entsprechende Wellendiffusionskoeffizient K_{wave} eines Spurenstoffes ergibt sich als Produkt der kleinskaligen (turbulenten plus molekularen) Diffusion und dem quadrierten Verhältnis der vertikalen Gradienten des wellenbezogenen und des mittleren Mischungsverhältnisses. Diesen Koeffizienten haben wir auf Basis der numerischen Simulation langlebiger chemischer Konstituenten berechnet. Abb. 39.1 zeigt die Ergebnisse für den 30. Januar anhand von Wasserdampf und Methan, welche als passive Tracer in der MLT-Region betrachtet werden können. Zum gleichen Resultat kommt man für andere Spurenstoffe in Bereichen, in denen sie als passive Tracer betrachtet werden können.

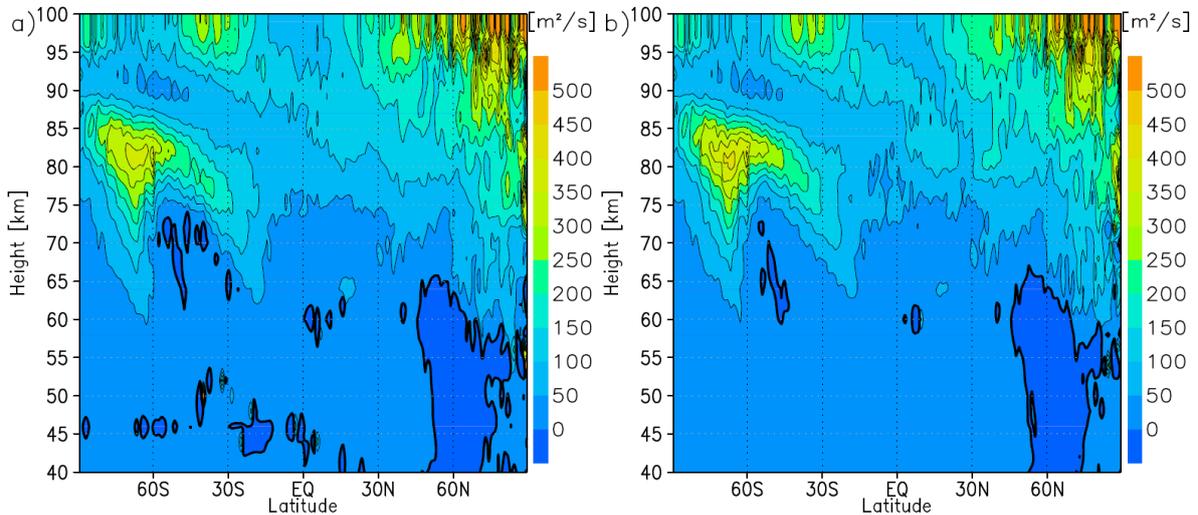


Abb. 39.1: Höhen-Breitenschnitt des Wellendiffusionskoeffizienten für Wasserdampf (a) und Methan (b) für den 30. Januar

Der Diffusionskoeffizient besitzt ein lokales Maximum in hohen sommerlichen Breiten um 75–90 km, welches zu dem Maximum der durch GW erzeugten Variation des vertikalen Windes korrespondiert. Die Höhe des Maximums senkt sich in Richtung sommerlicher mittlerer Breiten, was ebenfalls konsistent zur Verteilung der kinetischen Energie der GW ist, wie Abb. 39.2 belegt. Ein lokales Minimum ist in 90–95 km Höhe zu erkennen, was auf eine Barriere der vertikalen Mischung hindeutet. Sekundäre Maxima treten in der Thermosphäre in mittleren und hohen Breiten in jeder Hemisphäre auf. Diese Maxima entstehen möglicherweise dort, wo die GW nicht vollständig durch Turbulenz in und unterhalb der Mesopause gedämpft werden.

Der Wellendiffusionskoeffizient wird in niederen Breiten minimal, was teilweise mit dem Mangel an Quellen der GW in den Tropen im gegenwärtigen Modell erklärt werden kann. Die Unterschiede in K_{wave} für unterschiedliche Konstituenten, einschließlich auftretender Singularitäten, haben verschiedene Ursachen. Die schwach negative Region in Abb. 39.1a und 39.1b unterhalb von 65 km Höhe um 60° N, berechnet für Wasserdampf und Methan, lässt sich aus dem starken meridionalen Gradienten an der Grenze zum Polarwirbel erklären. Niederfrequente Schwerewellen dominieren hier den meridionalen Transport. Diese Wellen sind durch eine geringere vertikale und größere horizontale Windkomponente im Vergleich zu GW mittlerer Frequenzen gekennzeichnet.

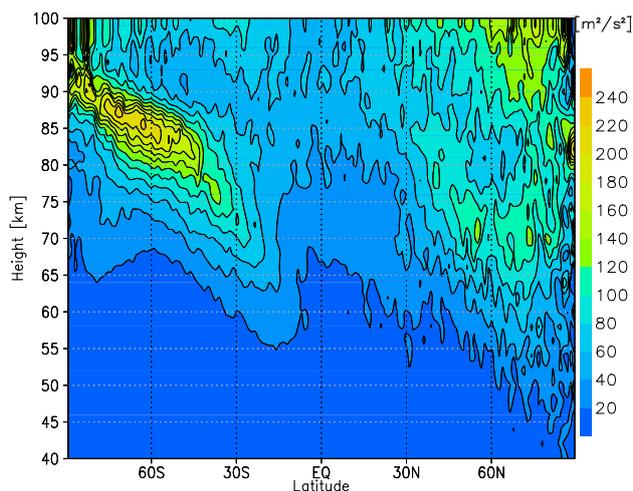


Abb. 39.2: Kinetische Energie der im KMCM aufgelösten GW zonal und über den Tag für den 30. Januar gemittelt.

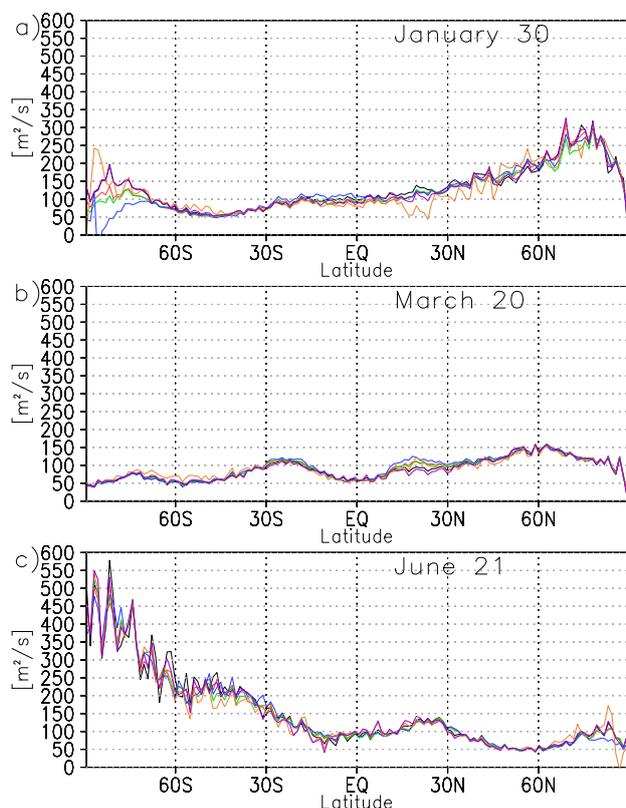


Abb. 39.3: Wellendiffusionskoeffizient berechnet für Wasserdampf (schwarz), Methan (violett), Kohlenstoffdioxid (grün), atomaren Sauerstoff (rot), Stickstoffmonoxid (blau) und Stickstoffdioxid (orange) in 88 km Höhe für 30. Januar (a), 20. März (b) und 21. Juni (c).

dominierenden Wellenzahlen der GW. Durch den Vergleich beobachteter und berechneter Spurenstoffverteilungen könnte man also zukünftig zu Abschätzungen der langzeitigen Variabilität der Schwerewellenaktivität, insbesondere in der sommerlichen Mesopausenregion gelangen.

Abb. 39.3 illustriert für drei saisonale Fälle, dass K_{wave} für verschiedene langlebige Spurenstoffe oberhalb von 75 km nahezu identisch ist, mit Ausnahme jener Bereiche, in denen der Konstituent nicht mehr ein passiver Tracer ist oder sein vertikaler Gradient verschwindet. Dieses Ergebnis ist nicht überraschend, da auch für die meridionale Mischung in der Stratosphäre durch Rossby-Wellen gefunden wurde, dass sie quasi identisch für unterschiedliche passive Spurenstoffe ist, was hier auf große Ähnlichkeiten (sogenannte kompakte Relationen) in den Spurenstoffverteilungen zurückzuführen ist. Diese Erklärung trifft jedoch für die chemischen Konstituenten in der MLT-Region nicht zu.

Wir haben auf Basis der quasilinearen GW-Theorie einen Wellendiffusionskoeffizienten abgeleitet, der unabhängig von der speziellen Tracerverteilung ist. Damit kann K_{wave} als eine intrinsische Eigenschaft der Schwerewellenaktivität in der MLT-Region verstanden werden. Wie der Vergleich von Abb. 39.2 mit Abb. 39.1 zeigt, steht K_{wave} in der Tat in enger Beziehung zu der im Modell KMCM berechneten kinetischen Energie der GW. Damit erlaubt die Abschätzung der Wellenmischung aus dem variablen Tracerfeld Rückschlüsse auf die Amplituden und

40 Trägheitsschwerewellen in mesoskaligen WRF-Simulationen eines zyklonischen baroklinen Lebenszyklus

(Ch. Zülicke, M. Mirzaei)

Die Anregung von Trägheitsschwerewellen (kurz: Schwerewellen) in der Troposphäre ist ein wichtiges Element der vertikalen Kopplung der Atmosphäre. Diese raum-zeitlich veränderliche Größe stellt das erste Glied in der Kausalkette zur Erklärung und Modellierung zahlreicher Erscheinungen in der mittleren Atmosphäre dar. Es ist ein aktuelles Problem der dynamischen Meteorologie, die relevanten Prozesse zu ermitteln und zu quantifizieren. Dazu haben wir mit dem mesoskaligen *Weather and Research Forecast model* (kurz: WRF) idealisierte Lebenszyklen barokliner Wellen simuliert. Sie realisieren einen wesentlichen Teil des Impuls- und Wärmeaustausches in den mittleren Breiten und sind ein Standardmodell für planetare Rossby-Wellen und synoptische Wirbel. Während des Anwachsens, Brechens und Zerfalls der baroklinen Wellen werden aus lokalen Strahlströmen, Fronten und Konvektion Schwerewellen abgestrahlt, die im Folgenden im Hinblick auf ihre Struktur, Energie und Parametrisierung diskutiert werden.

Die Auswertung der WRF-Simulationen, die mit 50 km horizontaler und 250 m vertikaler Auflösung durchgeführt wurden, ist in Abb. 40.1 schematisch zusammengefasst. Die in Hinblick auf die Schwerewellen energetischste Region war das Strahlstrom-Oberflächenfront-System während des Brechens der baroklinen Welle. Während die aus dem Strahlstrom stammenden Schwerewellen relativ flach und langsam waren, stellten sich die aus Fronten und Konvektion stammenden relativ steil und schnell dar.

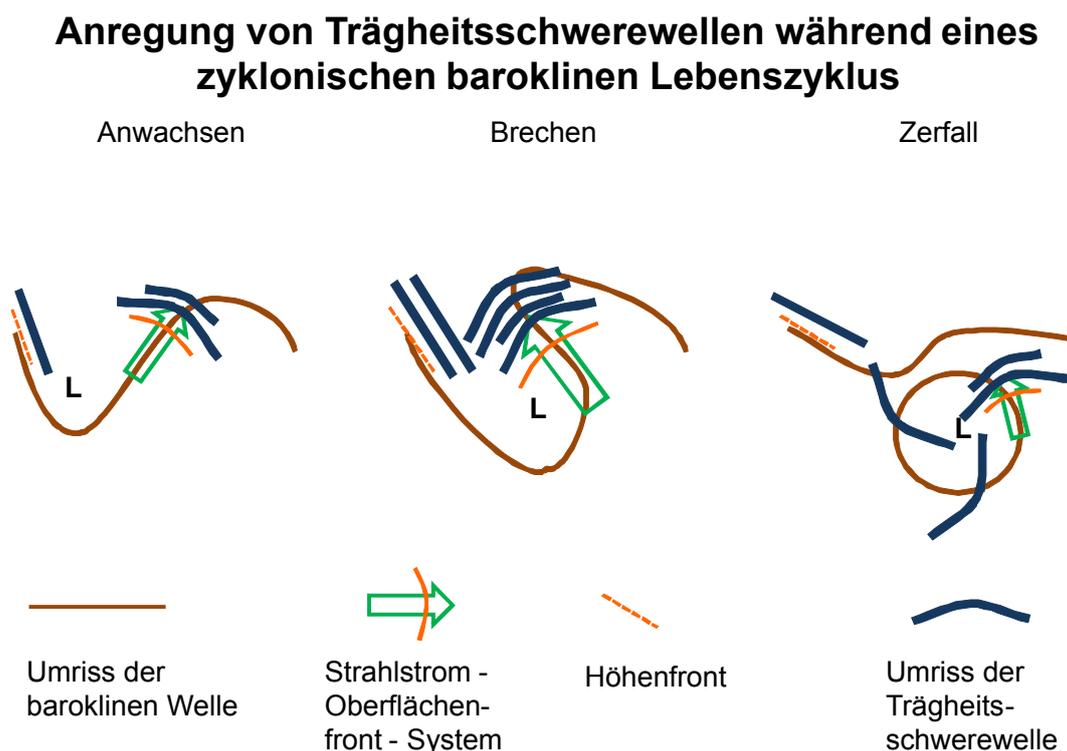


Abb. 40.1: Schematische Darstellung des Auftretens von Trägheitsschwerewellen während eines zyklonischen baroklinen Lebenszyklus. Die Schwerewellen (blaue Umrisse) sind in zwei Zentren besonders aktiv: (1) Die mit dem Strahlstrom-Oberflächenfront-System (grüner Pfeil mit durchgezogener roter Kontur) verbundenen Schwerewellen sind anfangs nordöstlich orientiert und drehen in der Anwachsphase auf Nord-West, wobei sie sich verstärken. Nach dem Überschlagen findet sie sich schwächer im abgeschnürten Tiefdruckwirbel wieder. (2) Die mit der Höhenfront (gestrichelte rote Umriss) verbundenen Schwerewellen sind südlich orientiert und ebenfalls während des Brechens maximal. Diese Strukturen wurden in trockenen und feuchten WRF-Simulationen nachgewiesen.

Die energetische Analyse wurde separat für die beiden Wellentypen durchgeführt (Abb. 40.2). Während sich die kinetische Energie der baroklinen Welle durch die latente Wärme etwas verstärkte, reagierte die Schwerwellen-Energie wesentlich empfindlicher auf die Konvektion.

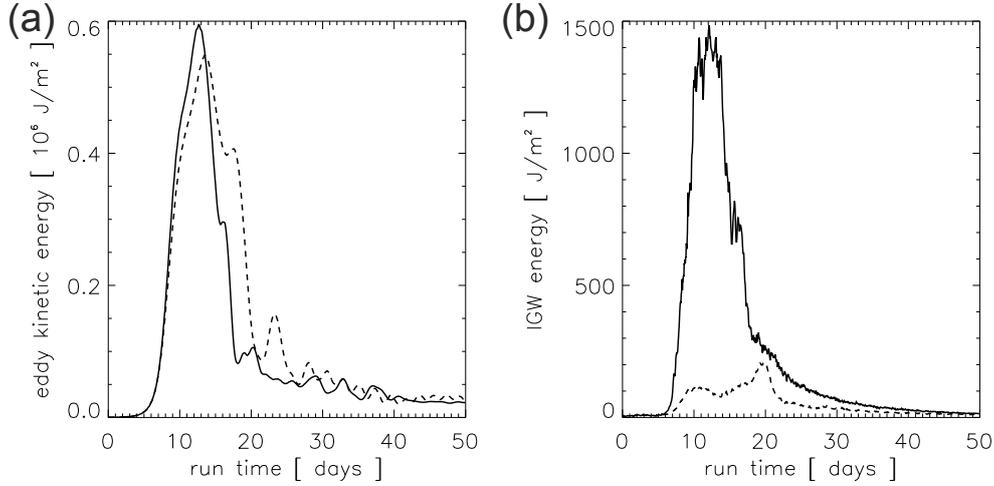


Abb. 40.2: Zeitreihe der (links) kinetischen Energie der baroklinen Wellen und (rechts) Energie der Schwerwellen, je aus der feuchten (durchgezogene Linie) und der trockenen (gestrichelte Linie) WRF-Simulation.

Eine Parametrisierung, bestehend aus drei Elementen, wurde getestet, um die diagnostizierte Schwerwellen-Energie zu quantifizieren. Sie berücksichtigt die Abstrahlung, die mit dem Strahlstrom ($e_{\text{jet}}^{\text{para}}$), der Front ($e_{\text{front}}^{\text{para}}$) sowie der Konvektion ($e_{\text{conv}}^{\text{para}}$) zusammenhängen (Abb. 40.3). Die mit diesen Prozessen verbundenen ageostrophischen balancierten Strömungskomponenten wurden analytisch abgeschätzt und den abgestrahlten unbalancierten Komponenten proportional gesetzt. Diese aus der großskaligen Strömung, nach Glättung über 500 km, stammende Lagrangesche Windtendenz, Frontogenesefunktion und latente Heizung gestatten eine zufriedenstellende Interpretation der gemittelten Energie der kleinerskaligen Schwerwellen. Insbesondere ist hervorzuheben, dass zur energetisch aktivsten Zeit zwischen Tag 10 und 20, wenn die barokline Welle bricht, die wesentlichen Beiträge aus der Frontdynamik und Konvektion kommen.

Diese Untersuchung liefert eine empirische Zuordnung der auftretenden Strukturen und Energien von Trägheitsschwerwellen zu bestimmten Phasen des Lebenszyklus einer baroklinen Welle. Zwar basieren die getroffenen Aussagen auf nur zwei WRF-Simulationen, doch ergeben sie eine schlüssige Interpretation der Daten und eine neue Parametrisierung, die für die quantitative Auswertung von Modellsimulationen und Beobachtungskampagnen genutzt werden kann.

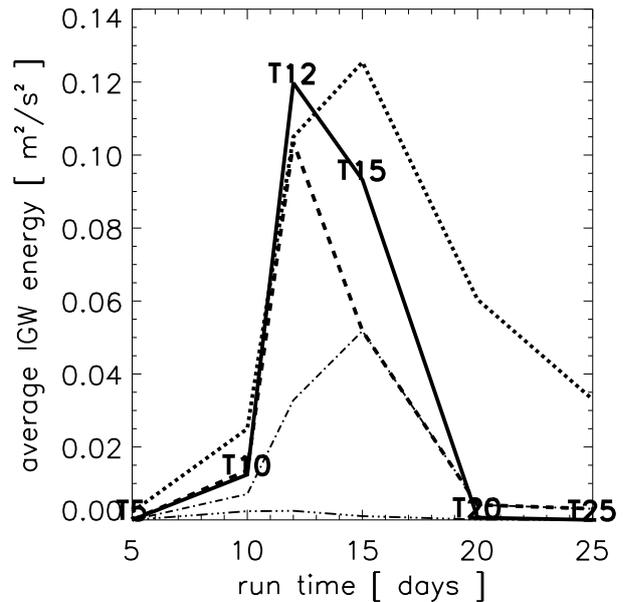


Abb. 40.3: Zeitreihe der diagnostizierten und parametrisierten Schwerwellenenergie aus dem feuchten WRF-Lauf. Die mit zwei Methoden diagnostizierte Energie der Trägheitsschwerwellen ist mit den durchgezogenen und gepunkteten Linien angezeigt. Die Parametrisierung ($e_{\text{jet}}^{\text{para}} + e_{\text{front}}^{\text{para}} + e_{\text{conv}}^{\text{para}}$, gestrichelt) ist zusammen mit der Summe aus Strahlstrom- und Front-Term ($e_{\text{jet}}^{\text{para}} + e_{\text{front}}^{\text{para}}$, Strich-Punkt-Linie) sowie dem Strahlstrom-Term alleine ($e_{\text{jet}}^{\text{para}}$, Strich-Dreifachpunkt-Linie) gezeigt.

41 Ein dynamisches Turbulenzmodell für globale Modellierung

(U. Schaefer-Rolffs, E. Becker)

In der Beschreibung der horizontalen Diffusion im KMCM wurde in den letzten Jahren das nichtlineare Smagorinsky-Schema, eine Erweiterung des Prandtl'schen Mischungswegansatzes, verwendet. Die zugrunde liegende Theorie hat allerdings die Schwäche, dass, im Gegensatz zu den Navier-Stokes-Gleichungen, die Skaleninvarianz nicht erfüllt wird. Außerdem ist das Smagorinsky-Schema nicht ausreichend, um das Verhalten des Energiespektrums in den Mesoskalen befriedigend zu beschreiben. Abb. 41.1 zeigt das Spektrum in einer bisherigen Version des KMCM mit maximaler Wellenzahl $n_T = 120$, in der drei verschiedene horizontale Mischungslängen verwendet wurden. Die ersten beiden Werte ergeben eine zu schwache Diffusion in den Mesoskalen; der höchste Wert scheint hier das Spektrum zwar richtig nachzubilden, jedoch zeigt sich, dass dazu die resultierende barokline Wellenaktivität zu schwach ist. Eine realistische Simulation der Atmosphäre auf allen aufgelösten Skalen ist auf diese Weise nur eingeschränkt möglich.

Eine Erweiterung des Smagorinsky-Schemas nach M. Germano, das dynamische Smagorinsky-Modell (DSM), geht nun davon aus, dass die Mischungslänge nicht als Parameter vorgeschrieben werden muss, sondern sich lokal aus den aufgelösten Skalen abschätzen lässt. Dazu wird der Bereich der Mesoskalen betrachtet, der innerhalb des durch geschichtete Turbulenz (vgl. Kap. 42) erzeugten Trägheitsbereiches liegt. Dann lässt sich aus dem Vergleich des numerisch aufgelösten Strömungsfelds und der Parametrisierung eine tensorielle Definitionsgleichung für die Mischungslänge aufstellen, welche automatisch die Skaleninvarianz gewährleistet. Zur Lösung dieser Gleichung gibt es verschiedene Ansätze, welche wir zunächst mit einem einfachen analytischen Windfeld getestet haben. Dabei zeigte sich, dass in den meisten gebräuchlichen Ansätzen der Diffusionskoeffizient nicht positiv definit ist, und somit keine numerische Stabilität zu erwarten ist. Unser neuer Ansatz verwendet nur die Norm der Tensorgleichung und erfüllt so alle physikalischen Anforderung (Erhaltungssatz und Skaleninvarianz).

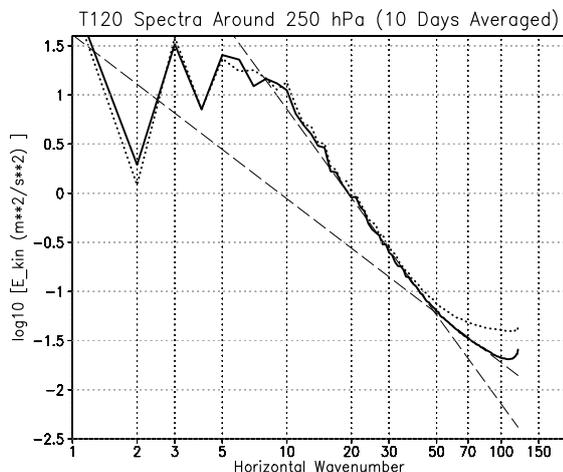


Abb. 41.2: Energiespektren für das konventionelle (gepunktet) und dynamische Smagorinsky-Modell mit TF 90/90 (durchgezogen)

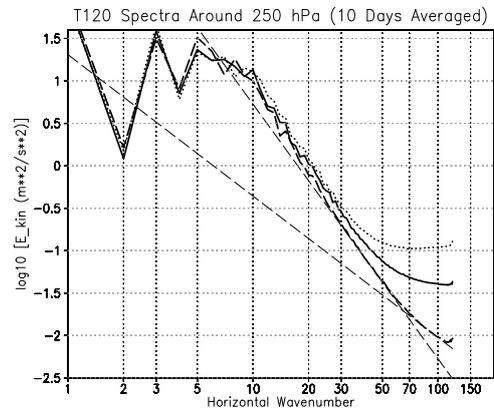


Abb. 41.1: Energiespektrum im KMCM mit den Mischungslängen: $l_h^2 = 1,25 \cdot 10^8$ (gepunktet), $l_h^2 = 4 \cdot 10^8$ (durchgezogen, Standardlauf) und $l_h^2 = 1,25 \cdot 10^9$ (gestrichelt). Die dünn gestrichelten Linien kennzeichnen exponentielle Steigungen von -3 und $-5/3$.

Die Umsetzung des DSM erfordert, dass für die Mesoskalen ein sogenannter Testfilter eingeführt wird, welcher innerhalb eines Wellenzahlintervalls $[n_x, n_y]$ so einsetzt, dass alle Wellenzahlen größer als n_y komplett weggefiltert werden. Diesen Filter bezeichnen wir mit TF n_x/n_y . Der Testfilter wird in jedem Zeitschritt vor der Bestimmung der Windänderungen auf die für die Mischungslänge wichtigen Größen angewandt und die Mischungslänge l_h lokal ausgerechnet. Für die im Folgenden präsentierten Ergebnisse wurde eine Version des KMCM mit $n_T = 120$ und 30 Hybridschichten verwendet. Die Simulation ist so eingestellt, dass eine mit umfassenden Klimamodellen vergleichbare planetare und synoptische Wellenaktivität erzeugt wird und der Lorenzzyklus realistische Stärke zeigt. Es wurde eine Reihe von Läufen mit

permanenten Januarbedingungen und verschiedenen statischen Mischungslängen (Smagorinsky-Schema) oder Testfilterparametern (DSM) durchgeführt. Zur Beseitigung kurzperiodischer Einflüsse wurde über mehrere Tage gemittelt. In Abb. 41.2 sind zwei Läufe mit nichtlinearem Smagorinsky- und DSM-Schema zu sehen. Ersterer kann das $-5/3$ -Spektrum in den Mesoskalen nicht beschreiben; stattdessen erreicht die Kurve eher ein Plateau. Dagegen entwickelt das DSM den gewünschten $-5/3$ -Verlauf und geht erst ab einer Wellenzahl größer 100 in einen Bereich spektralen *Aliasing* über. Beide Simulationen zeigen dagegen ein vergleichbares großskaliges Verhalten, z. B. in der transienten kinetischen Energie, vgl. Abb. 41.3.

In Abb. 41.4 sind DSM-Läufe mit verschiedenen Testfiltern gezeigt. Das beste Spektrum wird mit TF 90/90 erzielt. Im Falle von TF 55/65 zeigt die Kurve zunächst das gleiche Verhalten, aber das spektrale *Aliasing* setzt früher ein. Im Falle von TF 90/150 wird der betrachtete Bereich zwischen Testfilter und Auflösungsgrenze und daraus folgend die Mischungslänge zu klein, so dass die Effektivität der Diffusion nachlässt. Abb. 41.5 zeigt die Verteilung der Energie auf die Rotations- und Divergenzkomponenten. Der Rotationsanteil dominiert das Spektrum bis zur Abbruchwellenzahl und zeigt ebenfalls einen Übergang in eine $-5/3$ -Steigung. Diesen Übergang zum Energieträgheitsbereich im horizontalen Spektrum zeigen gewöhnlich GCMs mit hoher horizontaler und konventioneller vertikaler Auflösung.

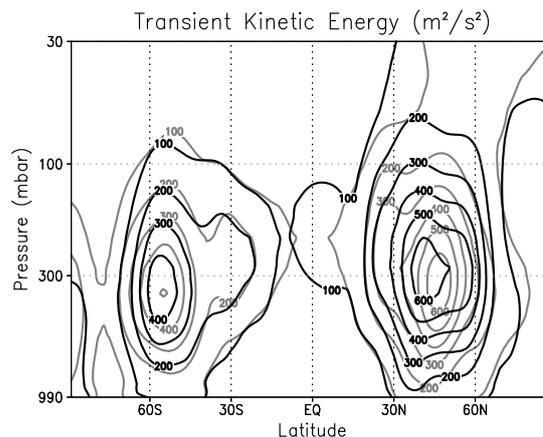


Abb. 41.3: Transiente kinetische Energie in der Troposphäre für das nichtlineare Smagorinsky- (grau) und DSM-Schema (schwarz).

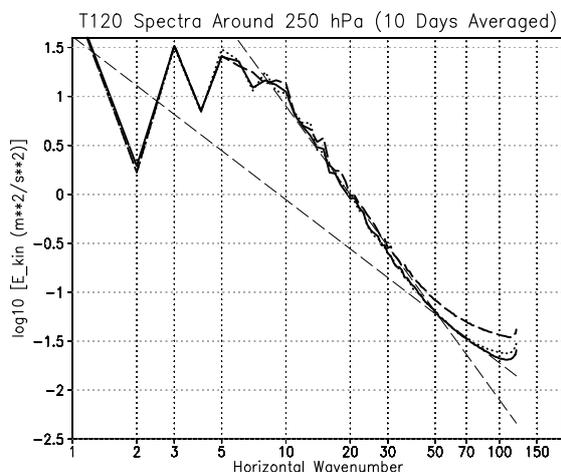


Abb. 41.4: Vergleich verschiedener Testfilter mit dem dynamischen Modell: TF 55/65 (gepunktet), TF 90/90 (durchgezogen), TF 90/150 (gestrichelt).

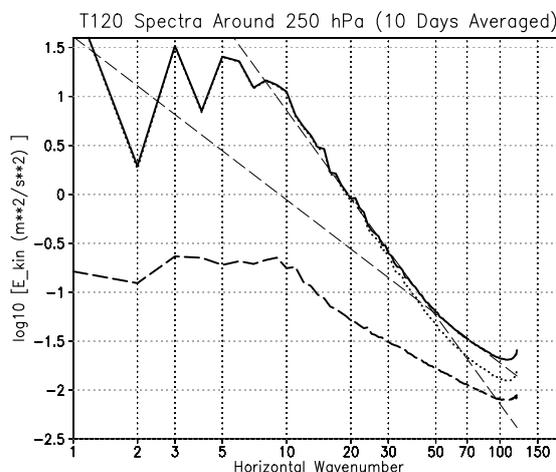


Abb. 41.5: Das dynamische Modell (durchgezogen) und die Aufteilung der Energie in Rotations- (gepunktet) und Divergenzkomponenten (gestrichelt)

Insgesamt stellt das DSM eine sinnvolle Erweiterung des KMCM dar. Erstmals ist es gelungen, eine skaleninvariante Parametrisierung für nichtaufgelöste Makroturbulenz, welches die physikalischen Erhaltungssätze zusammen mit der Skaleninvarianz befolgt, zu entwickeln und in ein GCM zu implementieren. Dieses Verfahren hat den Vorteil, dass der $-5/3$ -Trägheitsbereich des Energiespektrums ohne zusätzliche Terme (unphysikalische Hyperdiffusion) simuliert werden kann. Das Prinzip der dynamischen Bestimmung der Mischungslänge (und somit des Diffusionskoeffizienten) ist universell und auf weitere Gleichungen der Fluidodynamik anwendbar, deren Kenngrößen spektral einen Trägheitsbereich aufweisen.

42 Geschichtete Turbulenz in der oberen Troposphäre

(S. Brune, E. Becker, U. Schaefer-Rolffs)

Die Anregung nichtorographischer Schwerewellen lässt sich statistisch als Teil der Energiekaskade in den Mesoskalen (horizontale Wellenlänge kleiner als etwa 500 km) der Troposphäre auffassen. Am IAP haben wir daher in den zurückliegenden Jahren die mesoskalige Dynamik der Troposphäre mithilfe des spektralen Energiebudgets untersucht. Dabei stand die Frage im Vordergrund, durch welche Prozesse der mesoskalige Ast des Energiespektrums in der oberen Troposphäre mit dem bekannten exponentiellen $-5/3$ -Abfall bezüglich der horizontalen Wellenzahl bestimmt ist. Dazu wurde das KMCM mit sehr hoher horizontaler Auflösung (spektraler Abbruch bei einer Wellenlänge von 120 km, entsprechend einem Gitterabstand von 40 km) verwendet und diese mit einer sehr hohen sowie mit einer konventionellen vertikalen Auflösung (Schichtabstände von etwa 0,25 bzw. 1 km von der Grenzschicht bis in die Stratosphäre) kombiniert. Beide Modellversionen sind bezüglich aller übrigen Modellparameter, insbesondere der Schichtenverteilung in der Grenzschicht, identisch. Im Vergleich zu früheren Anwendungen wurde hier die nichtlineare Horizontaldiffusion gemäß Smagorinsky mit einer neuen, spannungstensorbasierten Hyperdiffusion, die lediglich auf die aller kleinsten Skalen wirkt und den Energiesatz erfüllt, ergänzt.

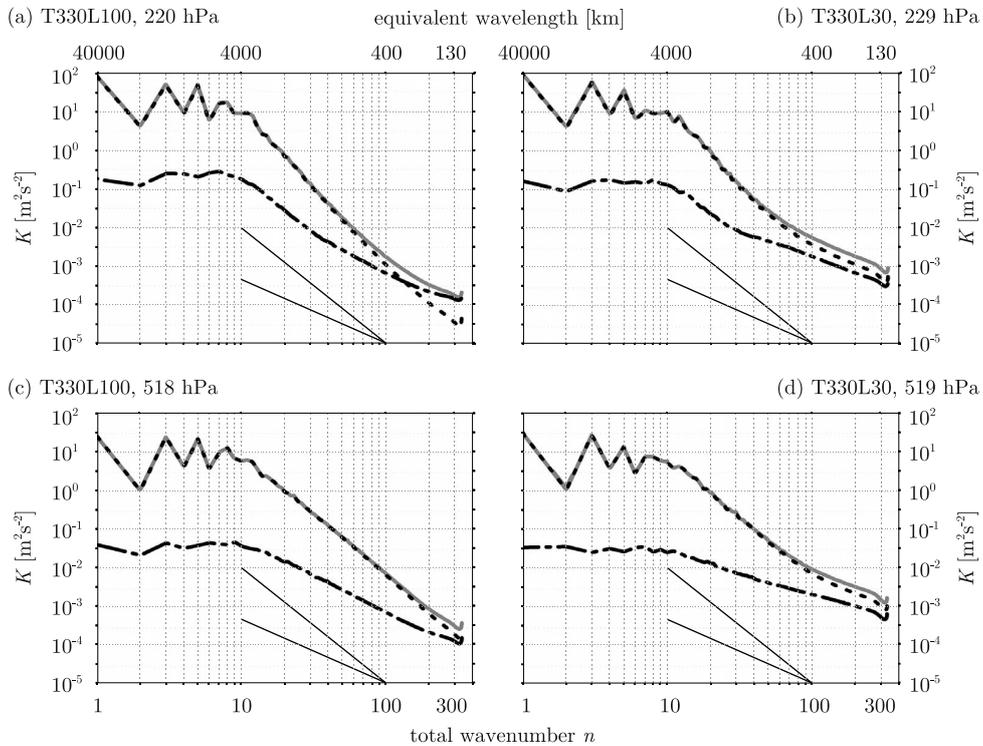


Abb. 42.1: Globale Spektren der kinetischen Energie für die obere (a, b) und mittlere Troposphäre (c, d) bezüglich der dimensionslosen totalen Wellenzahl n . Die entsprechenden Wellenlängen sind in der oberen Bildlegende angegeben. Die linken bzw. rechten Teilbilder entsprechen der Simulation mit sehr hoher bzw. konventioneller vertikaler Auflösung (siehe Text). Die grauen Kurven geben das totale Energiespektrum an, welches sich aus divergenzfreiem und rotationsfreiem Anteil (gepunktete und gestrichene Linien) zusammensetzt. Die dünnen schwarzen Striche geben die Steigungen für das -3 - bzw. $-5/3$ -Gesetz an.

Abb. 42.1 zeigt die Energiespektren für die obere und untere Troposphäre für beide Simulationen. Offenbar wird in der oberen Troposphäre (ca. 220 bzw. 230 hPa) der Übergang von einem durch die Enstrophiekaskade bestimmten -3 -Gesetz zu einem $-5/3$ -Gesetz in den Mesoskalen für beide vertikale Auflösungen simuliert. Allerdings liegt der Knick im Spektrum im konventionellen Fall bei kleineren Wellenzahlen. Auch wird dann das $-5/3$ -Verhalten vom divergenzfreien Anteil des horizontalen Strömungsfeldes dominiert (gestrichene Linien), während dieser Anteil bei feinerer vertikaler Auflösung dem -3 -Gesetz folgt und der Knick im Spektrum durch die rotationsfreien

Anteile (gepunktete Linien) hervorgerufen wird. Überraschenderweise findet sich in der mittleren Troposphäre (ca. 520 hPa) im konventionellen Fall immer noch ein Knick in den aufgelösten Skalen.

Die Simulation mit konventioneller vertikaler Auflösung entspricht den wenigen in der Literatur bekannten Simulationen des Übergangs vom -3 - zum $-5/3$ -Gesetz mithilfe eines globalen Zirkulationsmodells. Andererseits besagt die in den letzten Jahren von Erik Lindborg und anderen befürwortete Theorie, dass das $-5/3$ -Gesetz in der oberen Troposphäre auf geschichtete Turbulenz zurückzuführen sei. Damit ist gemeint, dass zwar eine horizontale spektrale Energiekaskade vorhanden ist, deren spektraler Fluss nicht nur der Dissipation, sondern ebenso einem spektralen Fluss durch adiabatische Umwandlung entspricht. Dieses Skalenverhalten wurde bislang in periodischen Boxmodellen nachgewiesen, es erfordert jedoch ein relativ hohes Aspektverhältnis von vertikaler zu horizontaler Auflösung. Uns interessiert, ob sich geschichtete Turbulenz auch in einem globalen Zirkulationsmodell nachweisen lässt und wie dies gegebenenfalls von der vertikalen Auflösung abhängt.

Abb. 42.2 zeigt die normierte Differenz zwischen den spektralen Flüssen durch horizontale Advektion (Energiekaskade) und adiabatische Umwandlung. Wo sich Werte nahe bei Null ergeben und gleichzeitig das Spektrum dem $-5/3$ -Gesetz folgt, sind die Kriterien für geschichtete Turbulenz erfüllt. Diese Bedingungen werden für die Mesoskalen der oberen Troposphäre nur mit der sehr hohen vertikalen Auflösung erfüllt. Beide KMCM-Simulationen erfüllen die Kriterien in den unteren Modellschichten, wo auch die Spektren in den Mesoskalen dem $-5/3$ -Gesetz folgen (nicht gezeigt).

Wie eine genauere Analyse des Energiespektrums zeigt, ist die adiabatische Umwandlung in den Mesoskalen der Troposphäre auf einen vertikalen Energietransport zurückzuführen. Dieser vertikale Austausch hat seinen Ursprung in der mittleren Troposphäre, wo die synoptische Energiekaskade durch barokline Rossby-Wellen am stärksten ist, und ist analog zum Energietransfer durch Schwerewellen. In der Troposphäre lässt sich dafür jedoch kein quasi-lineares Wellenverhalten heranziehen. Vielmehr ist das statistische Bild der Makroturbulenz angemessen. Die meiste mesoskalige Energie wird dabei in der Troposphäre selbst dissipiert. Nur ein kleiner Teil wird in Form von Schwerewellen in die mittlere Atmosphäre abgestrahlt. Bei konventionellem vertikalen Schichtabstand wird der vertikale Austausch in den Mesoskalen der Troposphäre unterschätzt und die Schwerewellenabstrahlung überschätzt. Das $-5/3$ -Gesetz zeigt sich nur deshalb, weil die Energiekaskade ab einer bestimmten Wellenzahl die Enstrophiekaskade, welche den synoptischen -3 -Abfall hervorruft, übertreffen muss. Diese einfache Bedingung wird bei konventioneller vertikaler Auflösung künstlich erzwungen und lässt sich auf die reale Atmosphäre nicht anwenden.

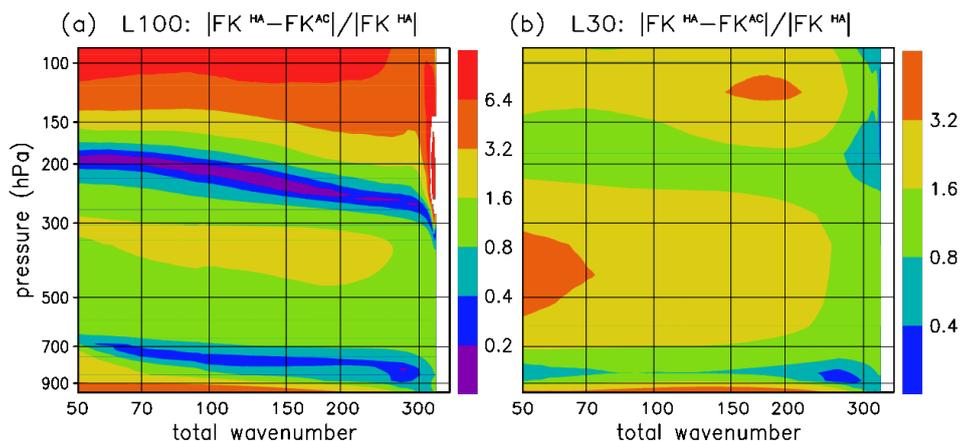


Abb. 42.2: Gewichtete Differenz der mesoskaligen spektralen Flüsse von kinetischer Energie aufgrund von horizontaler Advektion, FK^{HA} , und adiabatischer Umwandlung, FK^{AC} , als Funktion der Höhe (in Druckkoordinaten) und der totalen horizontalen Wellenzahl. Die Teilbilder (a) und (b) geben die Ergebnisse für sehr hohe und konventionelle vertikale Auflösung wieder.

43 Tracer-Transport und Mischungsentropie im Spektralmodell

(M. Schlutow, E. Becker)

Die konsistente Modellierung von Transportprozessen in der Atmosphäre ist von entscheidender Bedeutung für das ganzheitliche Verständnis klimawirksamer Effekte. So wird der Treibhauseffekt hauptsächlich von variierenden Wasserdampf- und CO_2 -Konzentrationen bestimmt. Beide Luftbeimengungen haben Quellen und Senken in unterschiedlichsten Breiten und Höhen. Der Transport durch Advektion und Diffusion zwischen diesen Quellen und Senken beeinflusst maßgeblich die spezifischen Verteilungen. Die involvierten Zeitskalen können dabei sehr verschieden ausfallen. Während in der Troposphäre CO_2 schnell gemischt wird und sich eine einheitliche Verteilung ausbildet, gelangt es nur sehr langsam durch die innertropische Konvergenzzone und die Brewer-Dobson-Zirkulation in die Stratosphäre. Um den Anforderungen dieses sensiblen Systems zu genügen, muss bei der numerischen Lösung der Transportgleichung für Tracer in globalen Klimamodellen die „physikalische Konsistenz“ im Vordergrund stehen. Dazu gehört, dass das numerische Lösungsverfahren massenerhaltend ist.

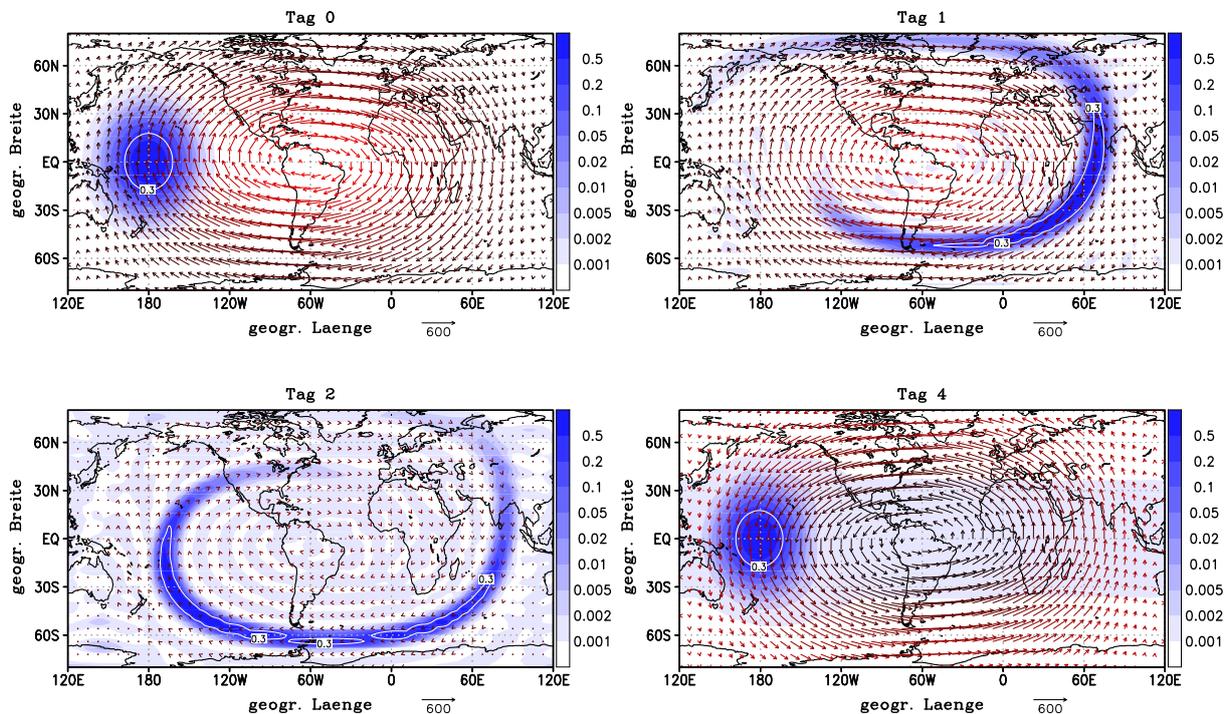


Abb. 43.1: Massenmischungsverhältnis eines Tracers (blau) und Windfeld (Pfeile) während des Benchmark-Experiments. Nach 4 Simulationstagen sollten End- und Anfangsverteilung gleich sein. Die Differenz aus beiden entspricht dem numerischen Fehler.

Falls die Dynamik im Modell mit dem Spektralverfahren gelöst wird, sollte die Umsetzung des Tracer-Transportes auch spektral erfolgen. Denn nur eine einheitliche Behandlung des Gesamtgleichungssystems kann in sich konsistente Ergebnisse für Dynamik und Tracer liefern. Spektralmodelle neigen zu Aliasing-Fehlern, welche negative Massenmischungsverhältnisse verursachen können. Da dies grob unphysikalisch ist, wurde eine neue logarithmische Abbildungsfunktion eingeführt, die positiv definite Massenmischungsverhältnisse garantiert. Die numerische Behandlung dieser Abbildungsfunktion ist nicht länger massenerhaltend. Deshalb wurde eine neue Massenkorrektur implementiert, welche kaum Rechenaufwand benötigt und nur einen kleinen Einfluss auf den physikalischen Transport hat. Sie multipliziert den gewichteten Quotienten aus der Gesamtmasse des Tracers und der erwarteten Masse mit dem Mischungsverhältnis an jedem Punkt im Raum. Die Wichtung erfolgt über einen Kontrollparameter, der den Einfluss der Massenkorrektur auf den Transport beeinflusst. Da die Inverse der Abbildungsfunktion eine Exponentialfunktion

ist, führt eine Multiplikation des Mischungsverhältnisses mit einem Faktor zu einer Addition ihrer Abbildungsfunktion mit einem entsprechenden Summanden. Bei der Spektralentwicklung der Abbildungsfunktion bedeutet dies, dass die Massenkorrektur nur auf den ersten Entwicklungskoeffizienten einwirkt. Alle anderen Koeffizienten bleiben unangetastet.

Neben diesen theoretischen Betrachtungen muss natürlich auch gezeigt werden, dass das neue Verfahren numerisch stabil und konsistent arbeitet. Zu diesem Zweck wurde ein etablierter Benchmark-Test im *Kühlungsborn Mechanistic general Circulation Model* (kurz KMCM, siehe Institutsbericht 2004/2005, Kap. 40) genutzt. Dieser Benchmark (Abb. 43.1) fordert den vertikalen und horizontalen advektiven Transport mit stark deformierenden Windfeldern heraus. Nach der halben Simulationsdauer kehrt sich die Richtung dieser Windfelder genau um, so dass nach doppelter Zeit die Anfangsverteilung wieder hergestellt sein sollte. Die Differenz aus Anfangs- und Endverteilung entspricht dann dem numerischen Fehler. Mithilfe der Methode konnte gezeigt werden, dass das Verfahren für die extremen Bedingungen numerisch stabil und konsistent arbeitet. Des Weiteren werden für höhere Auflösungen kleinere numerische Fehler erwartet. Auch dies konnte durch die Benchmarks nachgewiesen werden.

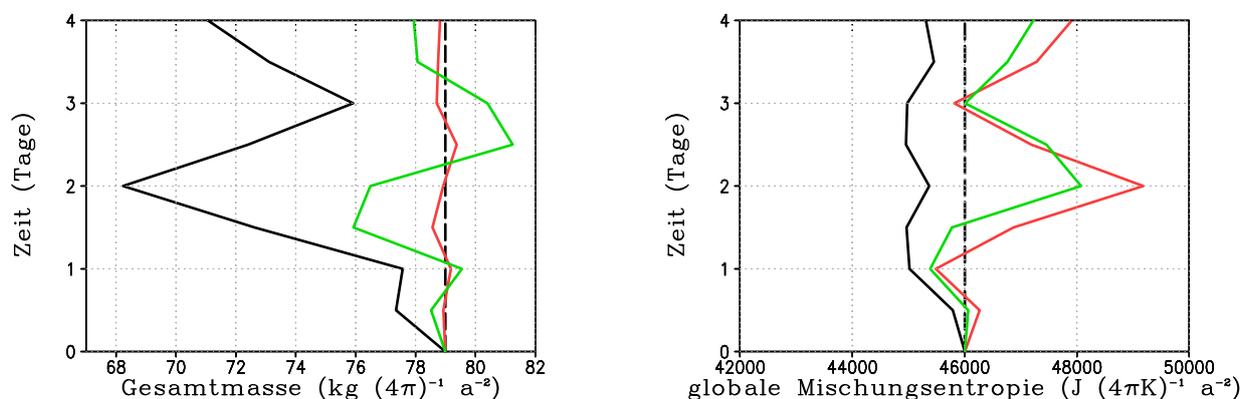


Abb. 43.2: Gesamtmasse (links) und globale Mischungsentropie (rechts) als Funktionen der Zeit während des Benchmark-Experiments für verschiedene Kontrollparameter (siehe Text).

Als Bewertungskriterium für die Resultate wurde die Gesamtmassenerhaltung geprüft. Zusätzlich dazu wurde die Mischungsentropie, welche ein Konzept aus der statistischen Thermodynamik ist, zum ersten Mal auf das Transportproblem übertragen, um so eine weitere diagnostische Größe nutzen zu können. Sie ist eine Erhaltungsgröße bezüglich der Advektion. Falls Quellen oder Diffusion in der Transportgleichung auftauchen, wächst sie mit der Zeit, bei Senken nimmt sie ab. Das numerische Verfahren sollte dieses Verhalten widerspiegeln. Die Auswertung der Benchmarks bezüglich Gesamtmasse und globaler Mischungsentropie (Abb. 43.2) hat ergeben, dass das Verfahren ohne Massenkorrektur (schwarze Linie) wie erwartet einen massiven Massendefekt verursacht. Der gleiche Benchmark mit Massenkorrektur und kleinem Kontrollparameter (grüne Linie) hält die Gesamtmasse schon relativ konstant. Mit größerem Kontrollparameter (rote Linie) konvergiert sie nahezu gleichmäßig zur Anfangsmasse (gestrichelte Linie). Allerdings zeigt die Auswertung der globalen Mischungsentropie, dass sie besser erhalten ist für kleinere Kontrollparameter. Man kann also mit Hilfe des Kontrollparameters sehr effektiv den Kompromiss aus Massen- und Mischungsentropieerhaltung beeinflussen, um so das Verfahren der Problemstellung anzupassen.

Als erste Anwendung des neuen Spektralverfahrens für Tracer-Transport in der Atmosphäre, bestehend aus der neuen Abbildungsfunktion und der Massenkorrektur, wird mit dem KMCM das Alter der stratosphärischen Luft in Abhängigkeit von der residuellen Zirkulation und dem Mischen durch Wellen berechnet. Des Weiteren soll der Transport von Spurenstoffen unter dem Einfluss von Schwerewellen bei hoher Auflösung untersucht werden. Von großem Interesse sind dabei die Wechselwirkung der Spurenstoffe mit der Strahlung (siehe Institutsbericht 2008/2009, Kap. 39) und die Kopplung der Chemie der Spurenstoffe mit der Dynamik (siehe Institutsbericht 2008/2009, Kap. 40).

44 Adaptierung einer parallelen Programmierung im KMCM

(C. Schütt, G. Behnke, Th. Linow, A. Kirsch, E. Becker)

Das hier am Institut entwickelte KMCM (siehe Institutsbericht 2004/2005, Kap. 40), ursprünglich Ende der 90er Jahre in FORTRAN77 (*FORmula TRANslation*) programmiert und stets von unseren Wissenschaftlern erweitert, ist ein Spektralmodell mit terrainverfolgender Vertikalkoordinate. Die Atmosphäre wird durch Differentialgleichungen beschrieben, die über ein Zeitschrittverfahren gelöst werden.

Die Modifizierungen führten zu einer Zunahme der Komplexität, was wiederum zu einer sehr intensiven Ausnutzung der vorhandenen Rechnerkapazität führte. Abhilfe brachte hier die Anschaffung des neuen Höchstleistungsrechners (siehe Einleitung/Rechentechnik), der bis zu 132 parallel laufende Rechenprozesse möglich machte. Dies machte eine Anpassung des KMCM erforderlich.

Die vorhandene Parallelisierung durch OpenMP (*open Multi-Processing*) konnte nur bis zu einer Verwendung von 12 Kernen effektiv eingesetzt werden (Abb. 44.1). Ein Simulationstag mit Auflösung T120 ($\approx 1^\circ \times 1^\circ$) und 190 Höhenschichten benötigte ca. 5 Stunden. OpenMP ist ein Standard speziell für Shared-Memory-Umgebungen.

Eine weitere Möglichkeit zum verteilten Programmieren bietet MPI (*Message Passing Interface*). Da der neue Rechner eine gemischte Architektur aus Shared Memory auf den Knoten und darüber hinaus ein Verbindungnetzwerk zwischen diesen besitzt, wurde eine hybride Programmierung gewählt. So kann die vorhandene OpenMP-Parallelisierung weiter genutzt werden. Spezielle OpenMP-Kommentare starten Teile des Programms, insbesondere Schleifen als Parallelregion, diese Programmzweige werden Threads genannt. Ursprünglich gab es innerhalb jeden Zeitschrittes mehrere Parallelregionen. Dieser unnötige Verwaltungsaufwand wurde durch die Einführung einer einzigen Parallelregion, die die Zeitschleife komplett umfasst, aufgelöst. Ein weiterer kritischer Punkt ist die Synchronisierung der gleichzeitig ausgeführten Berechnungsschritte. OpenMP realisiert dies durch CRITICAL-Regionen, hierbei wird einzeln, nicht gleichzeitig, für jeden Thread die zu berechnende Variable bereitgestellt. Im KMCM sind die Variablen in einem Zustandsvektor zusammengefasst, dieser ist in so einem Fall komplett blockiert. Da aber jeder Thread jeweils auch nur einen Teil des Zustandsvektors benötigt, kann eine vorherige Zerlegung des Zustandsvektors dieses Problem beheben. Besonderes Augenmerk ist bei der Programmierung auf die Cache-Effizienz zu legen. Ein Prozessorkern kann in einem Ladeprozess nur Blöcke von 64 Bytes laden, vor allem bei Schleifendurchläufen ist dies zu beachten. Dazu wurde die Datenstruktur in einigen Programmteilen reorganisiert. Durch die bisher beschriebenen Veränderungen am Programmcode konnte die Rechenzeit insgesamt schon um 23,9 % gesenkt werden.

Maßgeblich bei den Optimierungen ist die Beibehaltung des physikalischen Kerns und somit der Erhalt der Qualität der Ergebnisse. Dies führt zu Einschränkungen, insbesondere bei der Implementierung von MPI-Operationen. Im Unterschied zu OpenMP werden mit MPI nicht nur Programmteile parallelisiert, sondern das komplette Programm wird von mehreren Prozessen gleichzeitig abgearbeitet. Jeder Prozess erhält eine Rangnummer, die Arbeit wird mittels MPI-Funktionen verteilt, indem jedem Prozess nur der für ihn relevante Teil der Datenmenge übermittelt wird. Diese Kommunikation wird hauptsächlich über Send- und Empfangsroutinen realisiert. Um die erfolgten Berechnungen zu synchronisieren, wird ein Prozess als sogenannter Root-Prozess bestimmt, nur dieser darf dann die Ergebnisse in externe Dateien abspeichern. Dieser Prozess ist während des kompletten Programmdurchlaufs dafür zuständig, den jeweils aktuellen Status des Zustandsvektors abzuspeichern. Die Initialisierung wird in unserem Fall von allen Prozessen durchgeführt.

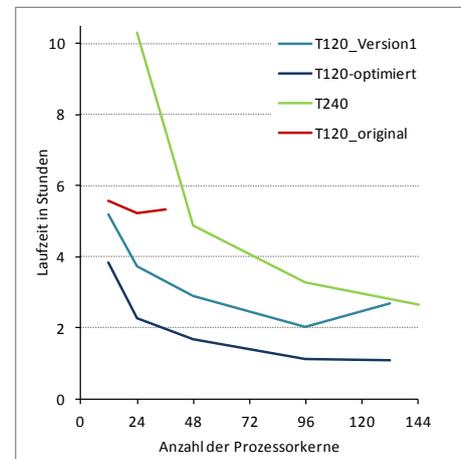


Abb. 44.1: Laufzeiten des KMCM vor, während und nach Abschluss der Optimierungen

Dieser Mehraufwand wird toleriert, weil das Einlesen der relevanten Daten durch einen Prozess später erforderliche Änderungen der Initialisierung negativ beeinflussen würde. Im Verlauf des Programms versickt dann der Root-Prozess die jeweilig notwendigen Daten an alle anderen und diese senden dann die ermittelten Ergebnisse zurück. Nach Abschluss der Kommunikation ist der Vektor vollständig aktualisiert. Ein Großteil der Berechnungen erfolgt aufgeteilt in Breitenkreise. Die Aufteilung mittels MPI sollte möglichst gleichmäßig erfolgen. Danach werden die Berechnungen innerhalb der Prozesse in OpenMP parallelisiert ausgeführt. Wegen der zugrunde liegenden Hardwarearchitektur bietet es sich hier an, pro Knoten einen MPI-Prozess zu starten und dann mit OpenMP 12 Threads darauf zu starten. Um möglichst viele Prozessoren zu nutzen, sollte die Berechnung der 144 Breitenkreise (T120) in einzelnen Schleifendurchläufen erfolgen, vorher wurden jeweils 2 symmetrische Breitenkreise zusammengefasst. Dies ergab 72 Schleifendurchläufe (entsprechend 6 Knoten), optimal ist aber eine Aufteilung auf 12 Knoten. Dementsprechend wurde die Konfiguration des Rechners angepasst (maximal standen nur 11 Knoten zur Verfügung), so dass nun 12 Knoten je 12 Prozessorkernen genutzt werden konnten.

Nun musste noch das Unterprogramm für das Zeitschrittverfahren parallelisiert werden. Hier wurden nach dem zuvor beschriebenen Muster die Schleifendurchläufe mittels MPI-Funktionen auf die Knoten verteilt und dann mit OpenMP parallel auf den Prozessorkernen ausgeführt. Um bei der Aufteilung den Speicherzugriff so gering wie möglich zu halten, läuft bei ineinander verschachtelten Schleifen immer der äußere Index langsamer. Im vorliegenden Fall handelt es sich dabei um einen immer größer werdenden Wert, so dass mit steigendem Index auch die Rechenzeit pro Schleifendurchlauf größer wird. Durch Laufzeitanalysen wurde ermittelt, dass die Rechenzeit aber langsamer als die Anzahl der Schleifendurchläufe ansteigt, somit ergibt sich eine optimale Verteilung auf Basis der gemessenen Laufzeiten. Dies geschieht während der Initialisierung, die gefundene Aufteilung wird dann nach Indizes sortiert, um die Effizienz der Kommunikation zu erhöhen. Die notwendige Kommunikation wird asynchron ausgeführt. Weiterhin wurde der Programmablauf umsortiert und einzelne Rechenschritte zusammengefasst, ohne damit die Komplexität bezüglich der Cache-Effizienz zu erhöhen. Damit reduzierte sich die Laufzeit auf 33,3 %.

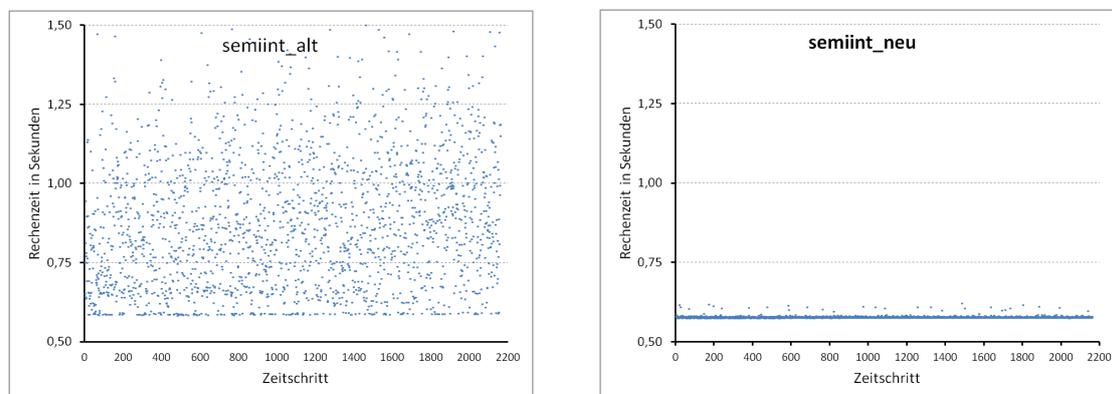


Abb. 44.2: Laufzeitverteilung des Unterprogramms für das Zeitschrittverfahren (semiint); links: unter Beteiligung des Root-Prozesses, rechts: ohne

Eine weitere Analyse zeigte aber, dass die Laufzeiten sehr instabil sind. Diese Laufzeitprobleme entstanden stets durch den Root-Prozess, daher wurden diesem keine Berechnungen mehr zugeteilt (Abb. 44.2). Dadurch verringert sich zwar die Zahl der rechnenden Prozessorkerne, doch der Gewinn an Stabilität gleicht dies aus, insbesondere gilt das bei einer zunehmenden Zahl von verwendeten Prozessorkernen. Die Laufzeit betrug nun nur noch 23,3 % des Ausgangswertes.

Die vorgenommenen Änderungen haben insgesamt zu einer deutlich kürzeren Laufzeit des KMCM geführt (Abb. 44.1). Es konnte nicht nur eine bessere Ausnutzung der vorhandenen Rechnerarchitektur erreicht werden, darüber hinaus konnte die Laufzeit grundsätzlich reduziert werden. Dies wirkt sich besonders positiv auf Läufe mit höherer Auflösung wie T240 aus, da mit steigender Modellgröße der Mehraufwand des Systems für die Parallelisierung in Bezug auf den Rechenaufwand kleiner wird.

45 Perspektiven mit dem nichthydrostatischen Modell ICON-IAP

(A. Gaßmann)

Mit dem neuen nichthydrostatischen Modell ICON-IAP (ICOsahedral Non-hydrostatic model at IAP) kann die Schwerwellenausbreitung auf kleineren Skalen als mit dem KMCM untersucht werden. Der Grund dafür ist, dass die hydrostatische Approximation entfällt, die immer impliziert, dass die vertikale Skala der Wellen viel kleiner sei als die horizontale Skala. Daher kann mit einem nichthydrostatischen Modell dargestellt werden, wie ein Wellenpaket unter bestimmten Bedingungen unterhalb eines Niveaus in der Atmosphäre gefangen bleibt. Ein idealisiertes Beispiel dafür ist in Abb. 45.1 dargestellt.

Hier wird ein relativ breiter Berg, dem eine kurzwellige orographische Störung aufgeprägt ist, mit einem konstanten horizontalen Wind von links angeströmt. In der hier gezeigten Simulation mit dem ICON-IAP klingen die kurzwellig aufgeprägten Wellen sehr schnell mit der Höhe ab und nur die größerskalige Welle kann sich ausbreiten. Im allgemeinen Fall hängt dieser Effekt von der Wellenfrequenz, der Grundstromgeschwindigkeit, der statischen Stabilität und der aufgeprägten Wellenlänge ab. Mit dem ICON-IAP-Modell lassen sich in Zukunft solche Effekte auch für das Ausbreiten von Wellen von der Troposphäre bis in die Mesosphäre studieren. Dazu müssen die nichthydrostatischen horizontalen Skalen numerisch aufgelöst werden.

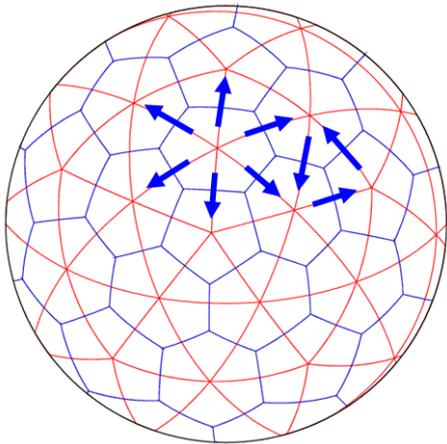


Abb. 45.2: Gitterstruktur des ICON-IAP.

Im Gegensatz zum Spektralmodell KMCM ist ICON-IAP ein Gitterpunktsmodell, dessen Gitterpunkte aus der sukzessiven Teilung von den Dreiecken eines Ikosaeders generiert werden. Abb. 45.2 zeigt eine grobe Grundstruktur des Gitters. Die Hauptgitterboxen sind Sechsecke (und 12 Fünfecke). In deren Zentren werden alle skalaren Variablen definiert. Die Geschwindigkeitskomponenten sind senkrecht auf den Seitenflächen definiert. Diese Variablenanordnung erlaubt eine sehr genaue Darstellung sich ausbreitender Schwerwellen. Der Vorzug dieser hauptsächlich hexagonalen Gitterstruktur ist außerdem die sehr gleichmäßige Verteilung der Gitterboxen auf den Globus. Dass diese hexagonale Gitterstruktur bisher weder in der Klimamodellierung noch in der numerischen Wettervorhersage Anwendung fand, lag vor allem daran, dass ein richtiges numerisches Verfahren zur Diskretisierung des verallgemeinerten Coriolisterms bislang nicht zur Verfügung stand. In den letzten Jahren konnte jedoch eine Methode entwickelt werden, mit dem die zugrunde liegende Dynamik korrekt umgesetzt wird. Am IAP ist es insbesondere gelungen, die horizontale Smagorinsky-Diffusion auf einem hexagonalen Gitter so zu definieren, dass die Reibungswärme konsistent mit dem Energiesatz und dem 2. Hauptsatz der Thermodynamik generiert wird.

Das ICON-IAP ist massen- und energieerhaltend in der örtlichen und zeitlichen Diskretisierung konzipiert. Damit wird es möglich, den Lorenz-Energiezyklus richtig darzustellen. Abb. 45.3 zeigt nun die mit ICON-IAP simulierte Energetik der baroklinen Wellenentwicklung in einer adiabatischen Modellatmosphäre über 40 Tage. Das Konzept der totalen potentiellen Energie, die die innere

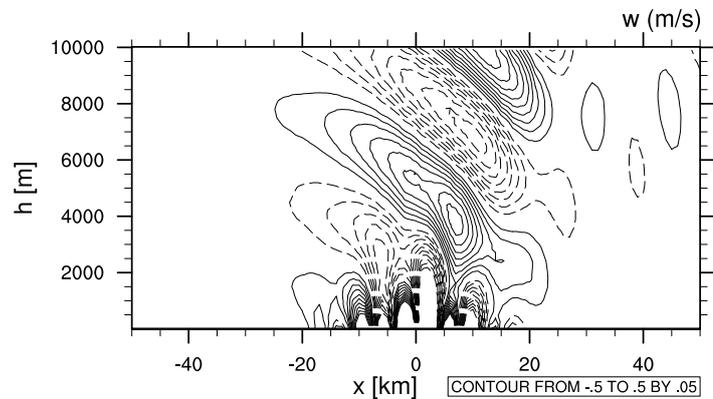


Abb. 45.1: Überströmung eines kleinskalig modulierten Berges.

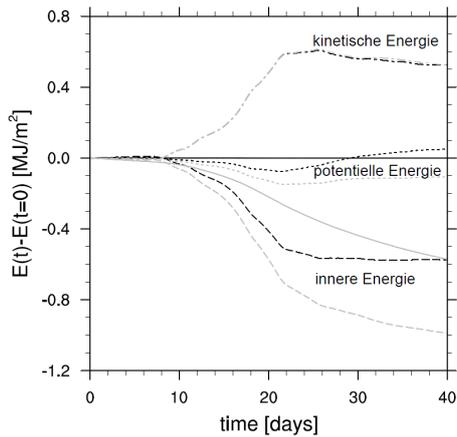


Abb. 45.3: Energetik einer baroklinen Welle mit (schwarz) und ohne (grau) dissipativem Heizen. Durchgezogene Linien: totale Energie.

Impulstransporte und Temperaturen (Konturen). Die mittleren Klimate stimmen qualitativ gut mit den Resultaten anderer Modelle überein. Sowohl der Impulstransport als auch die Temperatur werden konventionell – also ohne Reibungsheizen – unterschätzt (Farben).

Das ICON-IAP wird derzeit benutzt, um die globale Zirkulation bis hin zur unteren Thermosphäre zu simulieren. Erste Ergebnisse mit einer horizontalen Auflösung von 60 km zeigen die typischen Wellenmuster, z. B. die ostwärts propagierenden Schwerewellen in der sommerhemisphärischen MLT und die typischen Muster und Größenordnungen der dissipativen Heizraten.

In Zukunft wird das ICON-IAP noch mit einer einfachen Feuchtephysik ausgestattet. Dies wird es z. B. erlauben, durch Konvektion und Fronten angeregte Wellen von der Troposphäre bis in die Mesosphäre im Modell zu verfolgen. Das Wellenbrechen und die Anregung von Sekundärwellen kann ebenfalls studiert werden. All diese Untersuchungen können sehr feinskalig durchgeführt werden, da sich ICON-IAP auch als doppelt periodisches Regionalmodell betreiben lässt. ICON-IAP eröffnet somit neue Perspektiven für eine anspruchsvolle, sehr hoch aufgelöste Modellierung der Dynamik der Atmosphäre.

Energie und die potentielle Energie in einem festen Verhältnis stehend sieht, gilt in einem nichthydrostatischen Modell nicht mehr exakt. Daher müssen innere und potentielle Energie einzeln aufgeführt werden. Man sieht, dass die totale Energie (durchgezogene Linien) hervorragend erhalten bleibt, wenn die dissipierte Energie nicht verloren geht (schwarze Linien). Man vergleiche dazu den Lauf mit vernachlässigter Reibungsheizung, der etwa so viel totale Energie verliert, wie an kinetischer Energie gewonnen wird (graue Linien). Trotz der nun schon etwa ein Jahrzehnt zurückliegenden Arbeiten aus der Theorieabteilung des IAP zu dieser Problematik, ist die Vernachlässigung der dissipativen Wärme oder deren grundlegend falsche Darstellung immer noch in üblichen Klimamodellen gängige Praxis.

Die Qualität des ICON-IAP im artifiziellen Klimamodus kann anhand des Held-Suarez-Tests demonstriert werden. Abb. 45.4 zeigt die zonal und zeitlich gemittelten

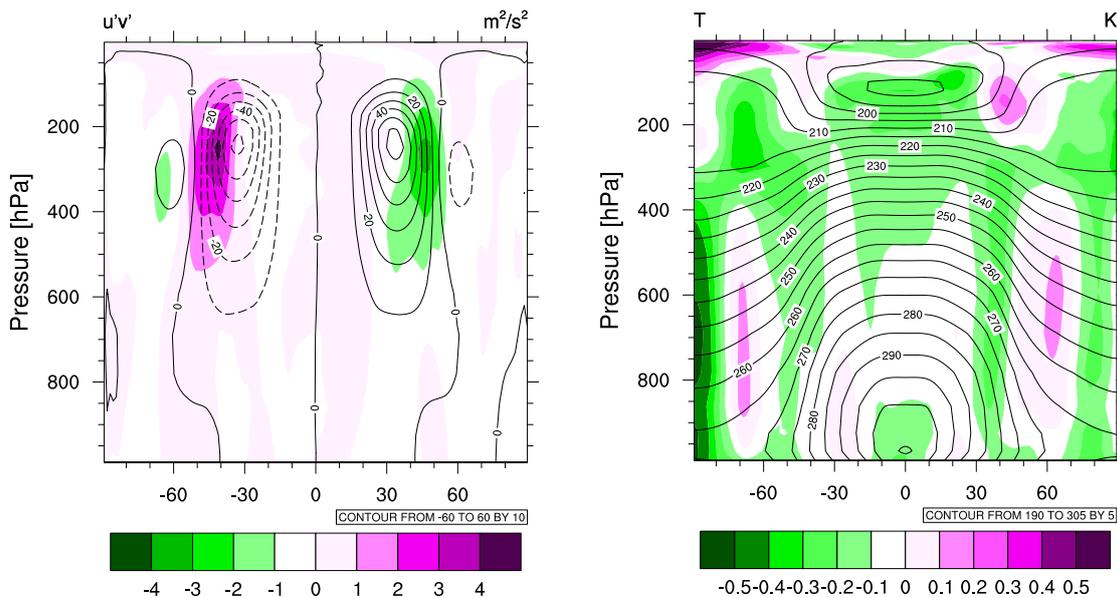


Abb. 45.4: Konturen: Zonal und zeitlich gemittelte Impulstransporte (links) und Temperaturen (rechts) im Held-Suarez-Test. Farben: Differenzen zwischen Realisierungen ohne und mit Reibungsheizen.

46 Zonal asymmetrische Komponenten im mittleren Transport von Ozon und Wasserdampf

(A. Gabriel, D. Demirhan Bari, D.H.W. Peters)

Die beobachtete Struktur der stationären Wellen im stratosphärischen Ozon (O_3) und strato- und mesosphärischen Wasserdampf (H_2O), die sich während der Wintermonate der Nord- und Südhemisphäre bilden, sind noch nicht hinreichend verstanden. Hierzu analysieren wir in einer Vergleichsstudie Beobachtungsdaten der Odin und Aura/MLS-Satellitenmissionen (Kooperation: H. Kőrnic, MISU, Stockholm), Modellsimulationen mit dem Zirkulations- und Chemie-Modell HAMMONIA (Kooperation: H. Schmidt, MPI-Met Hamburg) sowie die ECMWF-Reanalysen (ERA-Interim).

Zunächst wurden die Spurenstofftransporte auf Basis der Odin-Daten und einer genäherten Gleichung für die zonal asymmetrische Tracer-Komponente μ^* analysiert ($d\mu^*/dt = S^* + G^* + D^*$,

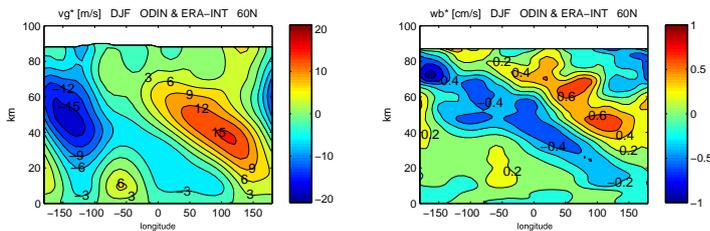


Abb. 46.1: links: geostrophischer Meridionalwind v_g^* , rechts: quasi-geostrophisch balancierter Vertikalwind w_b^* , Odin(50–100 km) & ERA-Interim(0–50 km), Jan. 2001–2010

Asymmetrie: In der mittleren Stratosphäre nord- und abwärts gerichtete Strömung über Nordeuropa/Asien und süd- und aufwärts gerichtete Strömung über dem Nordpazifik sowie eine westwärtige Neigung der Windkomponenten mit zunehmender Höhe. In der Stratosphäre wird die Wellenstruktur durch die geostrophische Näherung recht gut erfasst, die Amplituden jedoch um 30% (v) bzw. 50% (w) unterschätzt. Der Advektionsterm $G^*(O_3)$ (Abb. 46.2, oben) zeigt demgemäß nord- und abwärts gerichteten Transport über Nordeuropa/Asien, von der oberen ($-w_b^*[O_3]_z < 0$) in die untere ($-w_b^*[O_3]_z > 0$) Stratosphäre,

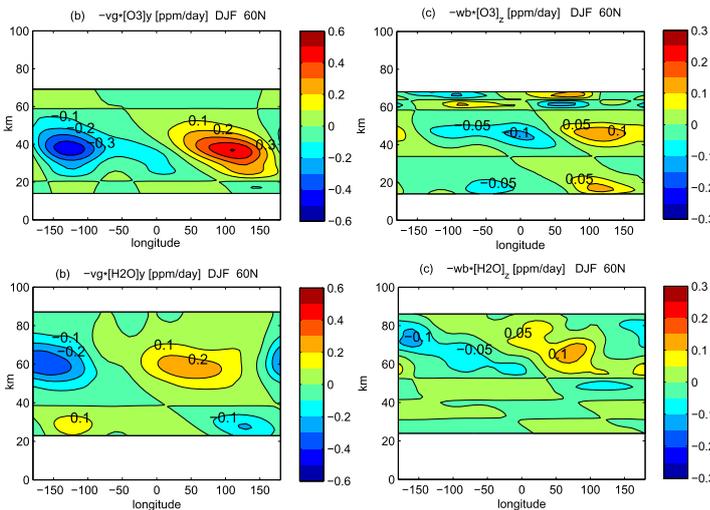


Abb. 46.2: (b) Advektionsterme $-v_g^*[\mu]_y$, (c) $-w_b^*[\mu]_z$ für $\mu = O_3$ (oben) und $\mu = H_2O$ (unten), Odin Jan. 2001–2010

über der westlichen Hemisphäre jedoch süd- und aufwärts gerichteten Transport. Diese Struktur setzt sich fort bis in die obere Mesosphäre ($G^*(H_2O)$) in Abb. 46.2, unten, wobei die vertikale Struktur der Tendenzen jeweils aus der unterschiedlichen Höhe der mittleren Maxima in $[O_3]$ und $[H_2O]$ herührt (z. B.: $[O_3]_y=0$ bei ≈ 20 km und $[H_2O]_y=0$ bei ≈ 40 km).

Die Struktur nord- und abwärts gerichteter Transporte über polaren Breiten ist aus dem Bild der zonal gemittelten Brewer-Dobson-Zirkulation (BDC) bekannt, die gegenläufige Struktur über der westlichen Hemisphäre fand jedoch bisher kaum Beachtung. Da das Bild der Euler-Winde nicht den mittleren Massentransport beschreibt, verwenden wir im Weiteren das Konzept der dreidimensionalen (3D) residuellen Zirkulation, die die Wirkung der zeitlich gemittelten Wellenflüsse auf den Massentransport enthält und ein reelles Bild der 3D BDC liefert (Kinoshita et al., JMSJ, 2010).

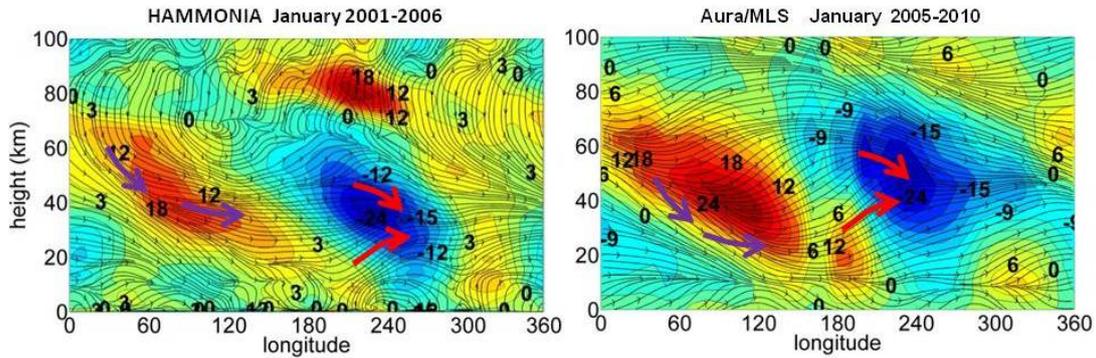


Abb. 46.3: Residuelle Winde v_r [in m/s] und Stromlinien des Vektors (u_r, w_r) bei 60° N, HAMMONIA 2001–2006, Aura/MLS 2005–2010, Januar

Die residuellen Winde (Abb. 46.3) zeigen, dass der abwärtsgerichtete Ast der BDC von der oberen Stratosphäre/unteren Mesosphäre (bei 30° W– 30° O, 40–60 km) in das Zentrum des Polarwirbels (bei 60 – 120° O, 15–25 km) weist. Die Aura/MLS-Daten liefern dabei wieder ein Bild der geostrophisch-balancierten Winde und Wellenflüsse (die wegen begrenzter Auflösung nicht aus den Odin-Daten abgeleitet werden können), beinhalten also z. B. nicht die durch Schwerewellen verursachten, ageostrophischen Vertikalwinde in der oberen Mesosphäre.

Die residuellen Advektionsterme $-w_r \cdot O_3$ und $-w_r \cdot H_2O$ (Abb. 46.4, Abb. 46.5) deuten in allen Datensätzen auf ostwärts geneigten Transport von der oberen Stratosphäre/unteren Mesosphäre in das Zentrum des Polarwirbels. Die Tendenzen sind etwa doppelt so groß wie diejenigen der quasi-geostrophisch balancierten Euler-Winde (vgl. Abb. 46.2, rechts). Das Modell unterschätzt offenbar die Wellenstruktur bei 40–60 km, die Aura/MLS-Daten dagegen diejenige bei 15–25 km aufgrund der fehlenden ageostrophischen Austauschprozesse mit der Troposphäre. Abb. 46.5 illustriert die Wirkung des Schwerewellenbrechens in der oberen Mesosphäre, die zonal symmetrische, aber auch asymmetrische Komponenten beinhalten. Letztere führen offenbar zu einer Verstärkung der quasi-geostrophisch balancierten Vertikaltransporte, die im Bild der Aura/MLS-Daten sichtbar werden.

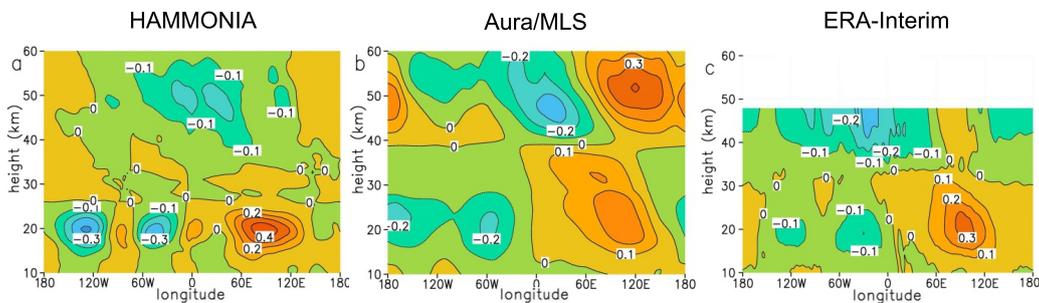


Abb. 46.4: Advektionsterm $-w_r \cdot O_3$, HAMMONIA und ERA-Interim 2001–2006, Aura/MLS 2005–2010

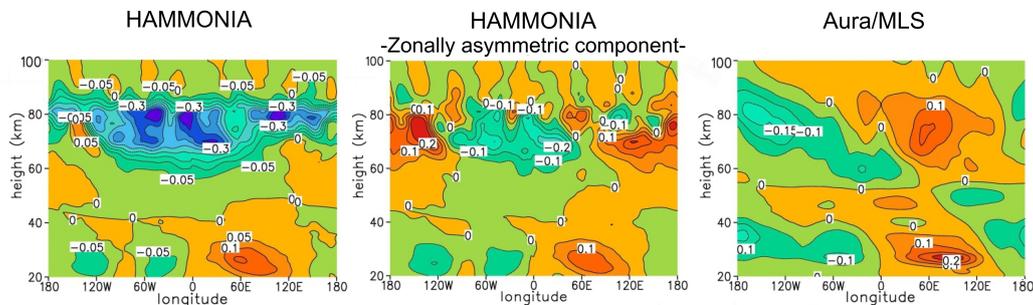


Abb. 46.5: Advektionsterm $-w_r \cdot H_2O$, HAMMONIA 2001–2006, Aura/MLS 2005–2010

Insgesamt leisten die Arbeiten einen Beitrag zum Verständnis der beobachteten Spurengasverteilung in der Strato- und Mesosphäre und eröffnen eine neue Perspektive zur prozessorientierten Validierung von Chemie-Klimamodellen.

47 Zonalsymmetrische Schwingungen in der Stratopausenregion

(D.H.W. Peters, M. Bügelmayer, A. Gabriel)

Die Amplitude des längenabhängigen Ozons in den Extratropen hat in den 90er Jahren ein relatives Maximum erreicht. Den signifikanten Einfluss dieses längenabhängigen, stratosphärischen, 3-dimensionalen Ozonfeldes auf die planetare Wellenausbreitung im Winter haben wir mittels Sensitivitätsrechnungen mit dem MAECHAM5 sowohl in der Strato- und Mesosphäre als auch in der

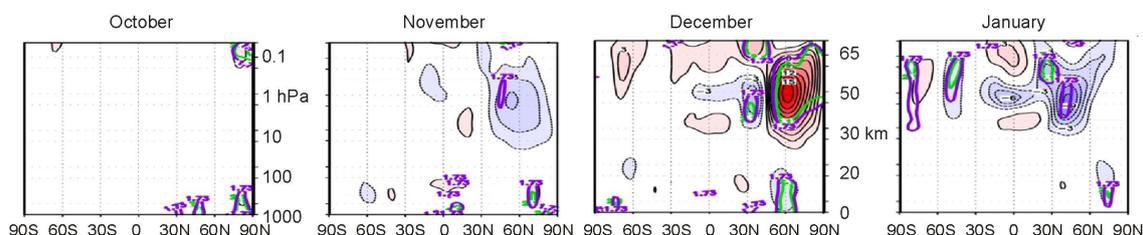


Abb. 47.1: Höhen-Breiten-Schnitt der Änderung des zonal gemittelten Windes (m/s) bei 60° N für die Monate von Oktober bis Januar. Lila Linien umfassen Gebiete mit 90%- und grüne die mit 95%-Signifikanz.

Troposphäre nachgewiesen. In Fortführung und basierend auf den gleichen Modellrechnungen wurde die Wirkung dieser längenabhängigen Ozonanomalie auf die zeitliche Entwicklung der zonal

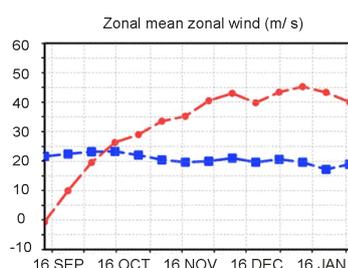


Abb. 47.2: Mittlerer Verlauf des Zonalwindes im Kontrolllauf für die Schichten von 1 hPa (rot) und 100 hPa (blau) bei 60° N.

symmetrischen Zirkulation in Zusammenarbeit mit der Universität Wien näher untersucht. In der Abb. 47.1 sind die bestimmten monatlichen Zonalwindänderungen zwischen den Rechnungen mit und ohne längenabhängiger Ozonanomalie als Differenz dargestellt. Wir finden, dass die Änderung des winterlichen zonal gemittelten Zonalwindes der Nordhemisphäre mit der Zeit zunimmt und im Dezember und Januar signifikant ist. Die Differenz zwischen Anomalie- und Kontrolllauf zeigt eine Schwingungsperiode von etwa 60 Tagen mit einer Amplitude von mehr als 5 m/s in der oberen Stratosphäre, was in Übereinstimmung mit der Vacillationstheorie von Holton und Mass (*JAS, 1976*) ist, in der die Wechselwirkung einer planetaren Welle 1 mit dem Grundstrom beschrieben wird. In der Abb. 47.2 ist die Entwicklung des zonal gemittelten Zonalwindes für den Kontrolllauf dargestellt. Die Zunahme des Polarjets in der Stratopausenregion vom Herbst zum Winter wird durch das Modell richtig wiedergegeben. Der Wind in 100 hPa ändert sich nicht wesentlich. Die Abb. 47.3 zeigt den modellierten Verlauf der Differenz zwischen Anomalie- und Kontrolllauf sowie die daraus berechnete Divergenz des Eliassen-Palm (EP) Flusses. In der 100 hPa Schicht ändert sich durch das längenabhängige Ozon der zonal gemittelte Wind nur gering, aber in der Stratopausenregion ergeben sich Windänderungen mit einer Amplitude von etwa 10 m/s. Um etwa 2 Wochen versetzt wird durch die welleninduzierte EP-Flussdivergenz in dieser Region der Grundstrom im November im statistischen Mittel abgebremst und im Dezember wieder beschleunigt, bevor im Januar erneut eine Abbremsung einsetzt. Eine weitere Untersuchung der einzelnen Modellsimulationen zeigt verstärkte Windschwankungen in den Modellrechnungen mit der vorgegebenen Ozonanomalie. Unter Berücksichtigung des längenabhängigen Ozons der 90er Jahre deutet dies auf die erhöhte interne Variabilität in der planetaren Welle-Grundstrom-Wechselwirkung hin und soll weiter untersucht werden.

symmetrischen Zirkulation in Zusammenarbeit mit der Universität Wien näher untersucht. In der Abb. 47.1 sind die bestimmten monatlichen Zonalwindänderungen zwischen den Rechnungen mit und ohne längenabhängiger Ozonanomalie als Differenz dargestellt. Wir finden, dass die Änderung des winterlichen zonal gemittelten Zonalwindes der Nordhemisphäre mit der Zeit zunimmt und im Dezember und Januar signifikant ist. Die Differenz zwischen Anomalie- und Kontrolllauf zeigt eine Schwingungsperiode von etwa 60 Tagen mit einer Amplitude von mehr als 5 m/s in der oberen Stratosphäre, was in Übereinstimmung mit der Vacillationstheorie von Holton und Mass (*JAS, 1976*) ist, in der die Wechselwirkung einer planetaren Welle 1 mit dem Grundstrom beschrieben wird. In der Abb. 47.2 ist die Entwicklung des zonal gemittelten Zonalwindes für den Kontrolllauf dargestellt. Die Zunahme des Polarjets in der Stratopausenregion vom Herbst zum Winter wird durch das Modell richtig wiedergegeben. Der Wind in 100 hPa ändert sich nicht wesentlich. Die Abb. 47.3 zeigt den modellierten Verlauf der Differenz zwischen Anomalie- und Kontrolllauf sowie die daraus berechnete Divergenz des Eliassen-Palm (EP) Flusses. In der 100 hPa Schicht ändert sich durch das längenabhängige Ozon der zonal gemittelte Wind nur gering, aber in der Stratopausenregion ergeben sich Windänderungen mit einer Amplitude von etwa 10 m/s. Um etwa 2 Wochen versetzt wird durch die welleninduzierte EP-Flussdivergenz in dieser Region der Grundstrom im November im statistischen Mittel abgebremst und im Dezember wieder beschleunigt, bevor im Januar erneut eine Abbremsung einsetzt. Eine weitere Untersuchung der einzelnen Modellsimulationen zeigt verstärkte Windschwankungen in den Modellrechnungen mit der vorgegebenen Ozonanomalie. Unter Berücksichtigung des längenabhängigen Ozons der 90er Jahre deutet dies auf die erhöhte interne Variabilität in der planetaren Welle-Grundstrom-Wechselwirkung hin und soll weiter untersucht werden.

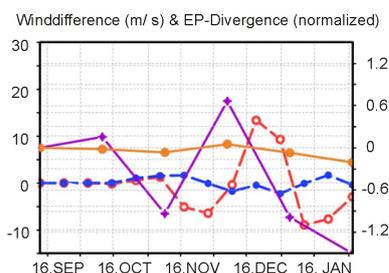


Abb. 47.3: Mittlerer Verlauf des Zonalwindes für die Stratopause (rot, 1 hPa) und für die untere Stratosphäre (blau, 100 hPa) und die Änderung der Divergenz für die Schicht von 1 (lila) und 100 hPa (orange).

48 Zur verstärkten Anregung und Ausbreitung von Gebirgswellen über Skandinavien im Winter 2010

(D.H.W. Peters, G. Baumgarten, P. Hoffmann, J. Hildebrand)

Gebirgswellen in der arktischen Region über Skandinavien sind bekannt für die Bildung von Perlmutterwolken, die im Winter zum heterogenen chemischen Abbau des stratosphärischen Ozons beitragen. Sie treten in einer Höhe von 20–30 km auf. In dieser Fallstudie werden die Anregung und die Ausbreitungscharakteristika von Gebirgswellen über Skandinavien bis in die Mesosphäre untersucht, um deren Beitrag zur dynamischen Variabilität zu bestimmen. Im Rahmen eines LEWIZ-Matrix-Projektes wurden dazu im Winter 2010 (JFM) Radiosonden-, Lidar- und Radar-Messungen auf der norwegischen (ALOMAR) und der finnischen Station (Sodankylä) durchgeführt, die auch durch das finnische LAPBIAT2 EU-Strukturprogramm gefördert wurden. Ein Zwischenbericht der ersten Ergebnisse wird hier vorgestellt. Die Kampagnenzeiträume mit 3h-Radiosondenstarts umfassen die Perioden: 26.–27.1.2010 (W1A); 3.2.2010 (W1B) und 9.–11.3.2010 (W2), die anhand von Vorhersagen des Deutschen Wetterdienstes ausgewählt wurden. Die Tabelle

Vertikale Geschwindigkeit 60°N Erster Tag	Ereignis Typ	Horizontale Divergenz 69°N Erster Tag	Ereignis Typ	Kampagne LEWIZ
4.1.	SSE	8.1.	SSE	
8.2.	ME	10.1.	SE	
11.3.	WE	20.1.	ME	
13.3.	WE	27.1.	ME	W1A
16.3.	ME	3.2.	WE	W1B
18.3.	SSE	15.2.	WE	
20.3.	SSE	4.3.	WE	
24.3.	SE	7.3.	SE	
30.3.	SE	9.3.	SE	W2

gibt eine Übersicht von interessanten Ereignissen wieder, die mit Hilfe der ECMWF-Analysen, insbesondere der vertikalen Geschwindigkeit bei 60° N und der horizontalen Geschwindigkeitsdivergenz bei 69° N, erstellt wurde, um die Häufigkeit der Anregung von Gebirgswellen sowie deren vertikale Ausbreitung bis in die Mesosphäre über Süd- und Nordskandinavien zu erfassen. Jeweils 9 markante Ereignisse mit einer Dauer von etwa 2 Tagen konnten ermittelt werden, wie in der Tabelle aufgezeigt. Sehr starke Ereignisse (SSE) zeigen ein Wellensignal in der Divergenz oder in der vertikalen Geschwindigkeit durchgehend bis in die mittlere Mesosphäre, starke (SE) erreichen die Stratopausenregion, mittlere (ME) die mittlere Stratosphäre um 10 hPa (33 km) und schwache (WE) die 30 hPa (26 km) Schicht. Im Durchschnitt treten 2 Ereignisse pro Typ in den 3 Monaten auf, was bei 2 Tagen Dauer einer Abdeckung von 20 Prozent entspricht. Es zeigen sich Unterschiede in der Breitenabhängigkeit. Im Nachhinein stellte sich heraus, dass die Auswahl der Kampagnenzeiträume dem starken, mittleren oder schwachen Typ zuzuordnen sind. Besonders häufig traten Gebirgswellen über Skandinavien im Monat Januar und März auf, was auf stärkere Bodenwinde zur Anregung der Gebirgswellen schließen lässt. Der Nachweis von Gebirgswellen in den Radiosonden-Messungen des Windes für das mittlere Ereignis (ME) vom 10.3.2010

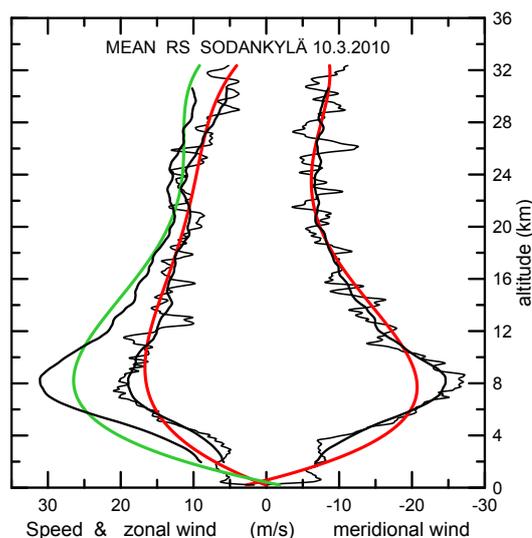


Abb. 48.1: Profile der Windkomponenten eines Mittels über drei RS-Messungen. Dicke rote und grüne Linien stellen einen Polynomfit 4. Ordnung dar sowie die dicken schwarzen Linien eine Glättung für Skalen kleiner 3,5 km.

wird in der Abb. 48.1 angedeutet. Wir sehen die Gebirgswelle als Abweichung zum Polynomfit mit einer Amplitude von etwa 5 m/s und einer vertikalen Wellenlänge von etwa 10 km in der unteren Atmosphäre. Der Hodograph zeigt eine aufwärtsgerichtete Energieausbreitung in die mittlere Atmosphäre. Der mittlere Wind nimmt in der unteren Stratosphäre mit der Höhe stark ab, wodurch die Ausbreitung gedämpft wird. In der oberen Stratosphäre über Skandinavien wird durch Zunahme des zonalen Windes auf etwa 60 m/s die Amplitude der gedämpften Gebirgswelle im horizontalen Wind wieder verstärkt. In der Abb. 48.2 ist ein Beispiel für ein starkes Ereignis (SE) in der Divergenz bei 69° N

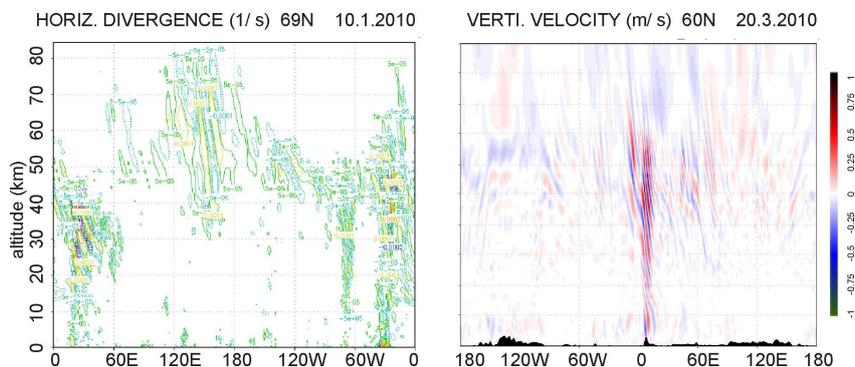


Abb. 48.2: Höhen-Längenschnitt der horizontalen Winddivergenz (links, 69° N) und der vertikalen Geschwindigkeit (rechts, 60° N).

am 10.1.2010 und eines für ein sehr starkes Ereignis (SSE) in der vertikalen Geschwindigkeit bei 60° N am 20.3.2010 dargestellt. Eine Bestimmung der Wellenparameter am 10.1.2010 ergab eine horizontale Wellenlänge um die 500 km sowie eine vertikale Wellenlänge von 11 km in der oberen Stratosphäre mit einer intrinsischen Periode von etwa 5 h bzw. etwa 9–11 h in der ortsfesten Periode. Deutlich wird auch die schwächere horizontale Neigung des Wellenzahlvektors in der mittleren und oberen Stratosphäre, was eine stärkere vertikale Energieausbreitung impliziert, bedingt durch

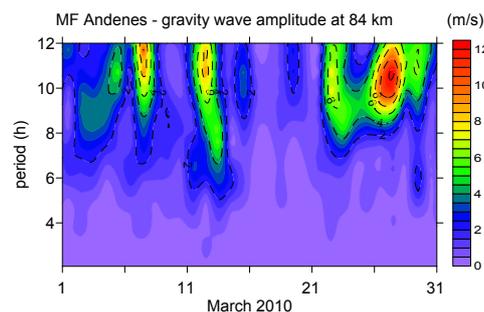


Abb. 48.3: Wavelet-Spektrum der MF-Radar-Windmessung in 84 km Höhe.

Anregung von Gebirgswellen deren Ausbreitung bis in die obere Mesosphäre. Im März finden wir eine Korrelation zwischen den in der Tabelle angezeigten starken Ereignissen und dem Auftreten von 9–11 h Perioden in der Abb. 48.3, was auf einen direkten Zusammenhang schließen lässt. Am 4.1.2010 wurde bei Lidarmessungen eine ausgeprägte Wellenstruktur in Temperatur- und Windprofilen in der Strato- und Mesosphäre bestimmt. Außerdem wurde in den PSC in 20 bis 28 km Höhe eine ausgeprägte Doppelschicht beobachtet (nicht gezeigt). Hierbei wurde die Doppelschicht vermutlich durch Gebirgswellen über Grönland ausgelöst, die häufig für die Bildung der Perlmuttwolken im Winter verantwortlich sind. Der Vergleich der ECMWF-Analysen mit den Lidardaten zeigt, dass die Fluktuationen unterhalb der Stratopause gut übereinstimmen, aber oberhalb zeigen die Lidarmessungen jedoch Fluktuationen, die von den ECMWF-Analysen abweichen. Diese sollen in der Zukunft näher untersucht werden.

die Zunahme des polaren Strahlstroms auf 60 m/s. Gleichzeitig werden durch das Überströmen von Grönland auch sehr starke Gebirgswellen angeregt, die aufgrund der guten Ausbreitungsbedingungen in einem breiten Band die Mesosphäre erreichen. In der Abb. 48.3 werden mittels einer Wavelet-Analyse der MF-Radar-Windmessungen die Amplituden von Schwerewellen als Funktion der Periode und der Zeit in 84 km Höhe gezeigt. Im März wurden starke Westwinde in der oberen Stratosphäre und unteren Mesosphäre beobachtet, die sich bis in die obere Mesosphäre ausdehnen (nicht gezeigt). Diese Winde ermöglichen bei hinreichend starker

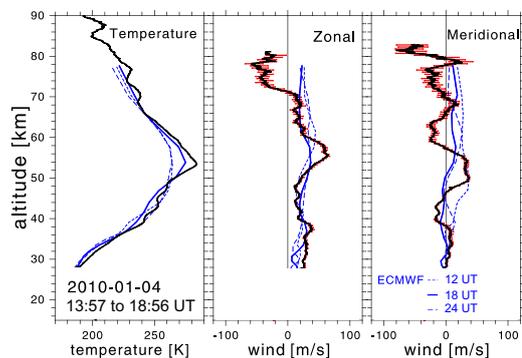


Abb. 48.4: Temperatur- und Windprofile mittels Lidar über ALOMAR am 4. Januar 2010 beobachtet und für ECMWF-Analysen.

49 Einfluss von La Niña auf die großräumige Zirkulation über Nordosteuropa

(A. Schneidereit, D.H.W. Peters)

Die Analyse der großräumigen Zirkulation im Zusammenhang mit orographisch angeregten Wellen im Sommer 2010 ist Ziel der vorliegenden Arbeit. Diese Studie wurde in Zusammenarbeit mit Mitarbeitern der Forschungsabteilung Theoretische Meteorologie am Meteorologischen Institut der Universität Hamburg sowie des ZAO verwirklicht. Hervorgerufen durch eine blockierende Wetterlage über Osteuropa/Westrussland, ist der Sommer 2010 durch eine lang anhaltende Hitzewelle charakterisiert. Drei verschiedene Skalenbereiche der großräumigen Zirkulation und ihr Wirken auf die Blockierung werden näher untersucht: die stationären Wellen, die synoptischen Systeme (Eddies) und die dazwischenliegende (intermediäre) Skala von 10 bis 60 Tagen. Zur Untersuchung werden die Reanalysedaten des EZMW im Zeitraum 1989 bis 2010 verwendet.

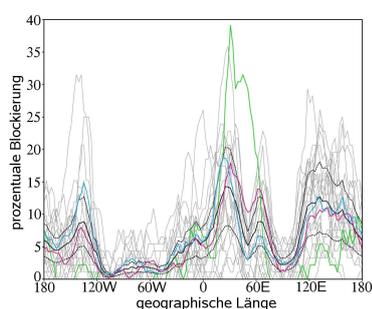


Abb. 49.1: Prozentuale Verteilung der blockierenden Hochdrucklage entlang der geographischen Länge für die einzelnen Sommer (grau), den Sommer 2010 (grün) und dem Mittelwert aller Sommer (schwarz). Die gestrichelten Linien zeigen das 95% Konfidenzintervall für den Mittelwert. Die rote (blaue) Linie zeigt den Mittelwert aller La-Niña (El-Niño)-Ereignisse.

antreibt. Daneben lässt die Geopotentialanomalie das negative Pazifik/Nordamerika (PNA) Muster erkennen. Vermutlich hervorgerufen durch La Niña, bewirkt dieses Muster eine Änderung der stationären Wellenstruktur in der Nordhemisphäre. Diese Modifikation hat einen zusätzlichen Antrieb des blockierenden Hochs über Osteuropa zur Folge. Kompositanalysen verdeutlichen, dass während La-Niña-Bedingungen ein zusätzlicher Wellenzug nahe dem Hoch entsteht und so durch die Konvergenz des Wellenaktivitätsflusses das blockierende Hoch verstärkt.

Neben den quasi-stationären Wellen liefert die synoptische Skala ebenfalls einen Beitrag zur Persistenz des blockierenden Hochs. Nördlich des Hochs beschleunigen die Eddies den zonalen barotropen Wind und tragen somit zur Aufrechterhaltung bei.

Die Analyse der dritten betrachteten Skala, die intermediäre Skala, zeichnet sich durch zwei auf das Hoch gerichtete Wellenzüge aus. Der nördliche Wellenzug entsteht über dem Golf von Alaska und dehnt sich über Grönland bis zum Russlandhoch aus. Der südliche Wellenzug beginnt über dem Golf von Mexiko und erstreckt sich über den Nordatlantik bis zum Hochdruckgebiet (nicht gezeigt). Die Telekonnektionsmuster deuten darauf hin, dass der südliche Wellenzug durch La Niña angetrieben wird. Beide Wellenzüge tragen ebenfalls zur Erhaltung der blockierenden Hochdrucklage durch barotrope Energieumwandlung bei.

Gewöhnlich befindet sich im Sommer ein Hochdruckgebiet über Osteuropa/Westrussland. Anormal im Jahr 2010 war die Dauer der blockierenden Hochdrucklage, von Mitte Juni bis Ende August. Das nahezu persistent blockierende Hochdruckgebiet sorgte in der Nähe von Moskau für Tagesmitteltemperaturen von mehr als 25 °C. Markant zeichnete sich im Frühsommer 2010 im Pazifik ein Wechsel von El Niño zu La Niña ab. Vorhergehende Studien verdeutlichen eine Kopplung zwischen dem pazifischen Phänomen und der Großwetterlage in Europa im Winter. Diese Kopplung annehmend, wurde der Einfluss von La Niña im Sommer auf die großräumige Zirkulation näher untersucht. Verglichen mit dem Mittelwert ist die Anzahl der blockierenden Tage im Sommer 2010 stark erhöht (Abb. 49.1). Der Mittelwert über alle betrachteten La-Niña-Sommer weist auf einen signifikanten Zusammenhang zwischen dem blockierenden Hoch und dem Wechsel zu La Niña hin. Die Geopotentialanomalien (Anomalie bzgl. des Mittelwertes von 1989–2010) zeigen die arktische Dipolanomalie (DA), welche in diesem Sommer besonders stark war. Interessant ist hierbei, dass dieses Druckmuster eine Projektion auf das Hoch besitzt. Jedoch ist die Interpretation erschwert, da unklar bleibt, ob das DA-Muster einen Beitrag zum Hoch liefert oder das Hoch die DA

50 Saisonaler Zyklus von brechenden Rossby-Wellen und der Anregung von Trägheitsschwerewellen

(A. Schneidereit, D.H.W. Peters, A. Gabriel)

Troposphäre und mittlere Atmosphäre stehen in enger wechselseitiger Beziehung zueinander. Die von der Stratosphäre aus induzierte Modifizierung des längenabhängigen Grundstromes in der oberen Troposphäre beeinflusst das Brechen der synoptischen Wellen (Rossby-Wellen) und somit die Großwetterlage. Umgekehrt werden durch das Brechen der Rossby-Wellen Trägheitsschwerewellen generiert (siehe Kap. 40), welche in die mittlere Atmosphäre propagieren und brechen. Eine detaillierte Klimatologie der Brechungsereignisse der Rossby-Wellen ermöglicht eine genauere Untersuchung ihres Einflusses auf das Wetter und der Bestimmung der Regionen mit erhöhter Trägheitsschwerewellenabstrahlung. Diese Studie untersucht den Zusammenhang zwischen dem Brechen der Rossby-Wellen und den dadurch hervorgerufenen Auswirkungen auf das Wettergeschehen sowie ihrer möglichen Wirkungen auf höhere atmosphärische Schichten.

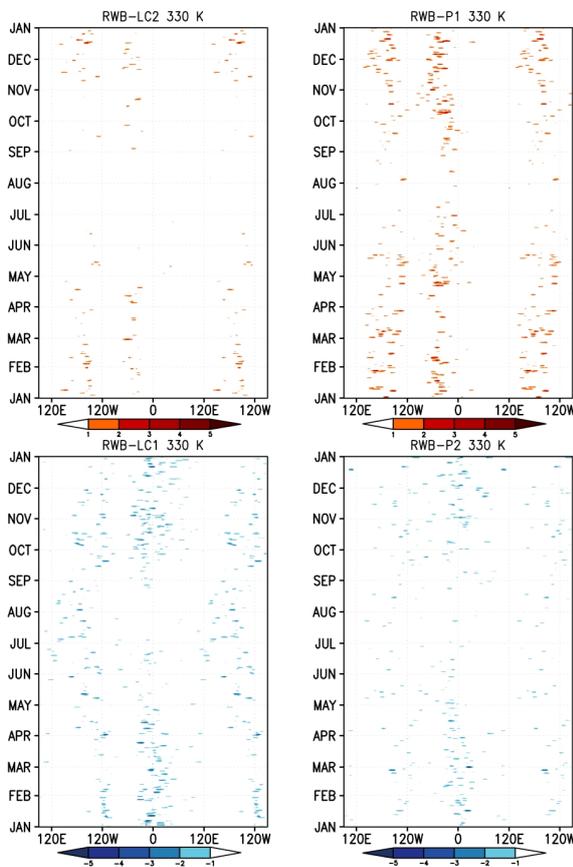


Abb. 50.1: Hovmöller Diagramm der klimatologischen Verteilung der vier RWBs gemittelt zwischen 20° und 70°N . Die Brechungsindizes basieren auf der meridionalen Komponente des Wellenaktivitätsflusses [m^2s^{-2}].

Bevorzugte Bereiche von antizyklonalen RWBs sind Südeuropa/Nordatlantik (nahe 0°) sowie die Pazifikküste Nordamerikas (nahe 110°W). Zyklonale RWBs treten vermehrt über der Labradorsee (nahe 60°W) und den Aleuten ($150^\circ - 180^\circ\text{W}$) auf.

Die statistische Verteilung der RWBs der gesamten Nordhemisphäre basiert auf den mit dem Wellenbrechen assoziierten Wellenaktivitätsflüssen. Der gewonnene RWB-Index spiegelt dabei die meridionale Komponente des Wellenaktivitätsflusses am Ort des Wellenbrechens wider. Für den

Die Brechungsereignisse der planetaren Wellen werden mittels der von Gabriel und Peters (*JMSJ, 2008*) entwickelten Methode identifiziert und klassifiziert. Das Erkennen des Brechens der Rossby-Wellen (RWB) erfolgt über den negativen meridionalen Gradienten der potentiellen Vorticity auf der isentropen Fläche von 330 K, der die irreversible Vermischung von verschiedenen Luftmassen beschreibt. Basierend auf der Annahme, dass während des Brechens die meridionale Komponente des Wellenaktivitätsflusses ihr Maximum erreicht, werden anhand des Vorzeichens des Flusses zwei verschiedene Brechungsarten unterschieden: zyklonal und antizyklonal. Abhängig vom Grundstrom auf 300 hPa können die RWBs in jeweils zwei verschiedene Unterarten unterteilt werden. Antizyklonale RWBs in konfluenter (diffuenter) Strömung werden als RWB-LC1 (RWB-P2) bezeichnet. Zyklonale RWBs eingebettet in konfluenter (diffuenter) Strömung werden als RWB-P1 (RWB-LC2) gekennzeichnet. Die im Folgenden dargestellten Ergebnisse basieren auf den Reanalyse-daten des EZMW im Zeitraum 1958 bis 2002.

Der klimatologische Jahresgang gemittelt zwischen den Breiten $20^\circ - 70^\circ\text{N}$ zeigt saisonale Unterschiede (Abb. 50.1). Besonders prägnant ist hierbei die starke Reduzierung aller vier RWB-Typen während des Sommers und die saisonale Schwankung der geographischen Länge.

betrachteten Analysezeitraum verdeutlicht sich die Dominanz der RWB-LC1-Ereignisse gegenüber den polwärtigen RWB-P2 (Abb. 50.2). Die zyklonalen RWB-P1 und RWB-LC2 zeigen im Vergleich zu den beiden antizyklonalen Ereignissen eine reduzierte Anzahl.

Der Einfluss der Brechungsereignisse auf Niederschlag und Wind in der Troposphäre wird im Folgenden näher untersucht. Hierfür werden alle detektierten RWBs bezüglich des absoluten Wellenaktivitätsmaximums zentriert. Korrelationen und Komposita geben dann Aufschluss über die Zusammenhänge zwischen RWB und den meteorologischen Parametern.

Die weiteren Ergebnisse konzentrieren sich auf die polwärts brechenden antizyklonalen Ereignisse (RWB-P2) aufgrund ihres vermuteten starken Einflusses auf Nordeuropa.

Vorhergehende Studien dieser Brechungsereignisse zeigten, dass nördlich des Brechens Trägheitsschwerewellen generiert werden, welche dann in die mittlere Atmosphäre propagieren. Der durch das Brechen generierte Jet nördlich der RWB-P2-Ereignisse zeichnet sich im Austrittsbereich dadurch aus, dass die Strömung instabil wird und dies eine Energiequelle für Trägheitsschwerewellen darstellen kann. Dieser Bereich ist durch hohe Werte der quer zur Hauptströmung gerichteten ageostrophischen Windgeschwindigkeit (u^*) und durch hohe Werte der entsprechenden Rossby-Zahl gekennzeichnet: $Ro_\star = u^*/u_h$ (mittlere Windgeschwindigkeit u_h). Regionen, bei denen die Abstrahlung von Trägheitsschwerewellen erwartet werden kann, sind durch Werte von Ro_\star größer als 0,4 gekennzeichnet.

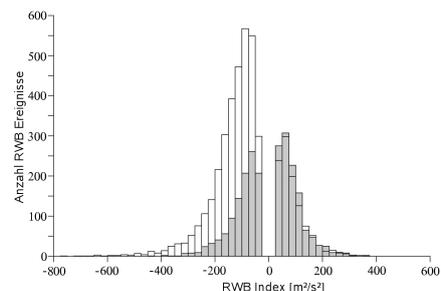


Abb. 50.2: Verteilung der RWB-Ereignisse der Nordhemisphäre von 1958–2002. Positive/negative Werte zeigen zyklonale/antizyklonale RWB. Graue Balken veranschaulichen polwärts gerichtete RWB, weiße äquatorwärtige.

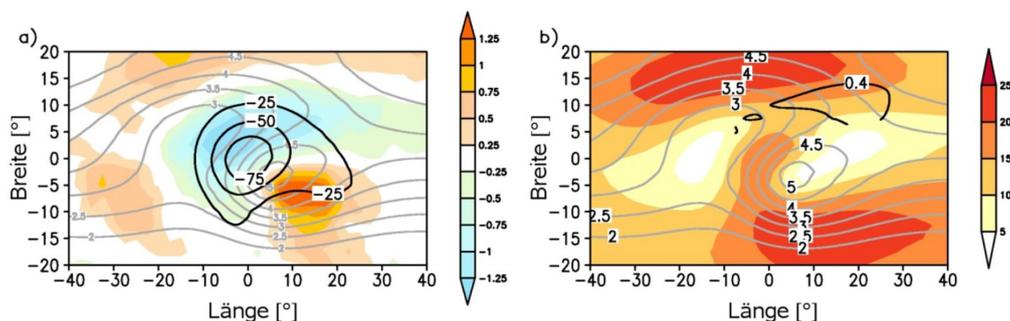


Abb. 50.3: (a) Komposit der potentiellen Vorticity (graue Linien) [PVU] auf 330 K, der meridionalen Komponente des Wellenaktivitätsflusses (schwarze Linien) [m^2s^{-2}] und der mittleren Niederschlagsanomalie [mm/day] (farbig); (b) sowie die potentielle Vorticity (graue Linien) auf 330 K, die mittlere Windgeschwindigkeit u_h (farbig) [m/s] und die Rossby-Zahl Ro_\star (schwarze Linien).

Mit mehr als 1000 berücksichtigten Ereignissen veranschaulicht das Komposit der RWB-P2 und des Niederschlages zum Zeitpunkt des Brechens, dass nordwestlich der RWB-Ereignisse Niederschlag erzeugt bzw. nach Norden verlagert wird (Abb. 50.3a). Korrelationen der beiden Größen über Europa spiegeln diesen Zusammenhang wider und zeigen nordwestlich bzw. nördlich des Brechens über der Norwegischen See und dem angrenzenden Festland eine Niederschlagszunahme. Das durch das Brechen induzierte Windgeschwindigkeitsfeld auf 300 hPa zeigt deutlich die generierte Windgeschwindigkeitszunahme nördlich der RWB-P2 (Abb. 50.3b). Der Bereich der Windgeschwindigkeitsabnahme des nördlichen Jets ist durch hohe Rossby-Zahlen und hohe Werte der u^* (Abb. 50.3b) gekennzeichnet. Hierbei wurde die Rossby-Zahl lediglich für Bereiche mit einer mittleren Windgeschwindigkeit größer als 5 m/s berechnet.

Die vorliegende Untersuchung der RWB-Ereignisse zeigt ihre saisonale Variabilität mit einem Minimum während der Sommermonate. Zudem weist die statistische Verteilung auf die Dominanz der RWB-LC1. Die RWB-P2-Ereignisse zeichnen sich dadurch aus, dass Trägheitsschwerewellen generiert werden können.

51 Zur Abschätzung der Persistenz in geophysikalischen Zeitreihen

(Ch. Zülicke, D.H.W. Peters)

Für die Beurteilung der Signifikanz geophysikalischer Zeitreihen muss der Endlichkeit der Aufzeichnung und der Persistenz des Prozesses Rechnung getragen werden. Dazu wurde von Julius Bartels in den 1930er Jahren das Konzept des effektiven Freiheitsgrades entwickelt. Er lässt sich aus der stochastischen Theorie als $N_{\text{eff}} = T/J$ abschätzen, wobei T die Länge der Reihe und die 'Bartels-Formel' $J(T) = 2 \int_0^T d\tau r(\tau)$ die Persistenz angibt. Bei diesem stochastischen Ansatz wird über die Auto-Korrelationsfunktion $r(\tau)$ integriert. Das kann aber zu Problemen führen, wenn die Korrelation auch negative Werte annimmt, was bei gedämpften Oszillationen der Fall ist. Deshalb wäre die Integration über deren Einhüllende, die der Amplitude der Dynamik entspricht, besser zur Abschätzung der Persistenz geeignet. Dafür wurde von den Autoren eine physikalisch motivierte Persistenzabschätzung nach Ruslan L. Stratonovich $J_{**}(T) = C_* J_*(T)$ empfohlen, bei der für $J_*(T) = 2 \int_0^T d\tau |r(\tau)|$ (der 'Stratonovich-Formel') über den Betrag der Korrelationsfunktion integriert wird und C_* ein Korrekturfaktor zwischen 1 und $\pi/2$ ist. Er kommt zur Anwendung, wenn die Periode der Harmonischen kürzer als die Abklingzeit des Prozesses ist. Die verschiedenen Persistenzabschätzungen wurden für eine vorgegebene Korrelationsfunktion analytisch ausgeführt und verglichen. Tatsächlich bleibt die 'Stratonovich-Formel' auch für hohe Frequenzen endlich, wobei die 'Bartels-Formel' gegen Null geht.

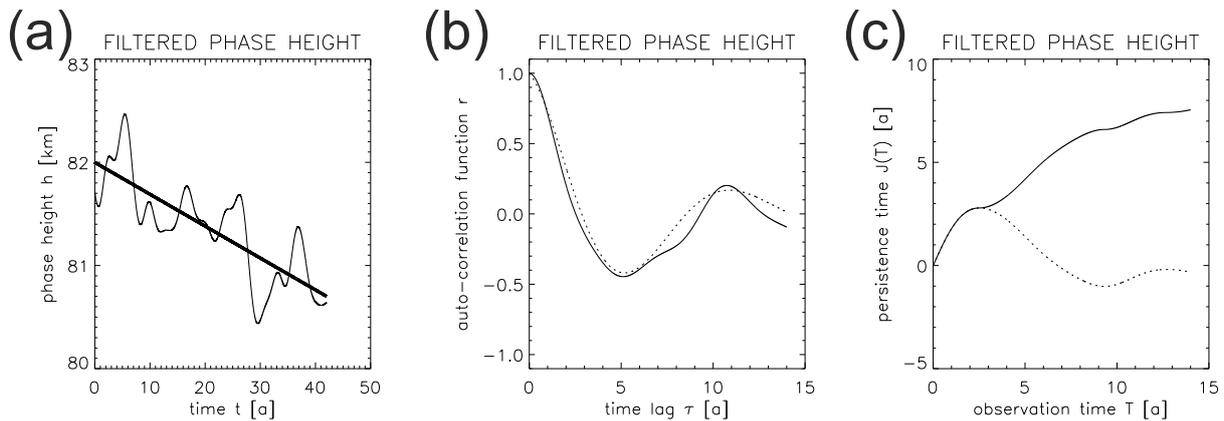


Abb. 51.1: Ergebnisse für die Zeitreihe der IAP-Phasenhöhenmessung, gefiltert mit einem Bandpass von 2,7 bis 27 Jahren. (a) Zeitreihe mit Variationen und linearem Trend. (b) Empirische Autokorrelationsfunktion (durchgezogen) und deren numerische Anpassung an eine Exponential-Cosinus-Funktion ($r(\tau) = \exp(-\alpha \tau) \cos(\omega \tau)$, gepunktet). (c) Unkorrigierte Persistenzzeit nach der 'Stratonovich-Formel' (J_* , durchgezogen) und der 'Bartels-Formel' (J , gepunktet).

Als praktisches Beispiel soll die 42 Jahre lange Zeitreihe der gefilterten IAP-Phasenhöhenmessungen dienen. Sie zeigt Variationen mit ca. 500 m Amplitude und einen linearen Trend (Abb. 51.1a). Die Variationen ergeben eine Autokorrelationsfunktion mit einer abklingenden Harmonischen (Abb. 51.1b). Während die Anwendung der 'Bartels-Formel' J in einen unphysikalischen negativen Wert von $-0,32$ Jahren resultiert, erhalten wir aus der 'Stratonovich-Formel' J_* einen Wert von 7,5 Jahren (Abb. 51.1c). Da die Zeitreihe eine deutliche harmonische Komponente enthält, muss noch der Korrekturfaktor C_* angewandt werden und es ergibt sich eine korrigierte Persistenzzeit J_{**} von 12 Jahren. Der letzte Wert wurde auch durch visuelle Inspektion und eine numerische Anpassung bestätigt. Somit können wir die physikalische Persistenzabschätzung als robust ansehen und der vorliegenden Zeitreihe einen effektiven Freiheitsgrad von $N_{\text{eff}} = 42/12 = 3,5$ zuordnen.

Mit diesem Beitrag zur Theorie stochastischer Systeme wird die praktische Auswertung von Zeitreihen um eine robuste Methode ergänzt.

52 Parametrisierung orographischer Schwerewellen

(B. Wolf, E. Becker)

Wegen ihrer Kleinskaligkeit müssen orographische Schwerewellen auch in hochaufgelösten Klima- und Wettermodellen parametrisiert werden. Denn diese Wellen werden durch die Rauigkeit der Oberfläche erzeugt, die typische Abmessungen von wenigen bis wenige hundert Kilometer haben. Während Lee-Wellen evaneszent sind und bereits in der Troposphäre dissipieren, können sich größerskalige Gebirgswellen über die Tropopause hinaus ausbreiten und sind in globalen Klimamodellen von großer Wichtigkeit für die residuelle Zirkulation in der nördlichen Winterstratosphäre und -mesosphäre.

Die relevanten Charakteristika von Gebirgswellen werden in den gängigen Parametrisierungen quasi-statisch beschrieben. Dabei wird gemäß dem klassischen Ansatz von McFarlane angenommen, dass eine solche orographische Welle sich zunächst konservativ ausbreitet. In konvektiv instabilen Regionen, gekennzeichnet durch einen negativen Gradienten der absoluten potentiellen Temperatur, dissipiert sie. Nach der Sättigungshypothese wird die Amplitude der Welle gerade so gedämpft, dass sie marginal stabil bleibt. Die Dämpfung selbst wird durch einen turbulenten Diffusionskoeffizienten beschrieben, der nur auf die lokal parametrisierte orographische Welle wirkt. Auch basieren bisherige Ansätze auf der Annahme kleiner vertikaler Wellenlängen.

In der für das KMCM neu entwickelten orographischen Schwerewellenparametrisierung haben wir den klassischen Ansatz von McFarlane in mehrerer Hinsicht erweitert. Zum einen wurde das Schema sowohl an das Turbulenzmodell des KMCM als auch an die Parametrisierung nichtorographischer Schwerewellen gekoppelt. Dadurch wird zum Beispiel die Dämpfung orographischer Schwerewellen durch Grenzschichtturbulenz erstmals berücksichtigt. Zum anderen wurde die zugrundeliegende, sogenannte WKB-Theorie dahingehend erweitert, dass beliebig lange vertikale Wellenlängen konsistent berücksichtigt werden können. In ersten Testsimulationen haben wir den Einfluss der neuen Parametrisierung abgeschätzt. Abb. 52.1 zeigt farbig die Änderungen von Temperatur und Zonalwind sowie die Änderung des Antriebes der residuellen Zirkulation durch Rossby-Wellen und nichtorographische Schwerewellen für die nördliche Winterhemisphäre, die sich durch die Berücksichtigung orographischer Schwerewellen ergeben. Die Temperaturänderung zeigt ein um die Stratopause zentriertes Quadrupolmuster, welches mit dem entsprechenden Dipolmuster im Zonalwind thermisch balanciert ist. Diese Muster folgen grob dem veränderten Wellenantrieb durch Rossby-Wellen und nichtorographische Schwerewellen (Farben in Abb. 52.1c), nicht jedoch dem auslösenden orographischen Wellenantrieb (schwarze Isolinien in c). Diese nichtlineare Wechselwirkung der unterschiedlichen Wellenantriebe soll in Zukunft näher untersucht werden.

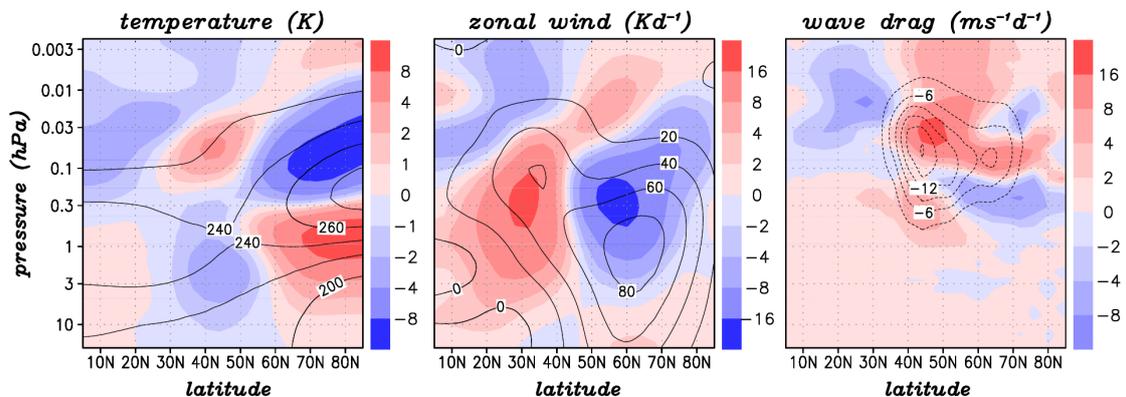


Abb. 52.1: Modellantwort (Farben) in der nördlichen Winterstratosphäre und -mesosphäre bei Berücksichtigung orographischer Schwerewellen für (a) Temperatur, (b) Zonalwind und (c) Antrieb der residuellen Zirkulation durch Rossby-Wellen und nichtorographische Schwerewellen (wave drag). Die Isolinien in a und b zeigen die Resultate des Kontrolllaufes. Die Isolinien in c zeigen den Antrieb durch orographische Schwerewellen.

A Liste der Drittmittelprojekte

(sortiert nach Drittmittelgebern)

SOLEIL I+II+III: Solar variability and trend effects in layers and trace gases

DFG Förderkennzeichen LU 1174/3-1,2,3

Beteiligte Wissenschaftler: Lübken, Berger, Kiliani

Laufzeit: 01.05.2005 – 31.12.2011

Application as coordinator of the CAUSES priority programme(I+II+III and EISCAT)

DFG Förderkennzeichen LU 1174/5-1,2,3

Beteiligter Wissenschaftler: Lübken, Engler, Li, Röttger

Laufzeit: 01.01.2007 – 30.04.2012

EISCAT I+II+III: Investigation of the influence of charged aerosol particles on the scattering of radar waves using EISCAT

DFG Förderkennzeichen RA 1400/2-1,2,3

Beteiligte Wissenschaftler: Rapp, Strelnikova, Li, Engler

Laufzeit: 01.06.2005 – 30.09.2011

DORIS: Beobachtung stratosphärischer und mesosphärischer Winde mit einem inkohärenten Doppler-Wind-Lidar: Windmessungen in der arktischen mittleren Atmosphäre

DFG Förderkennzeichen BA 2834/1-1

Beteiligte Wissenschaftler: Baumgarten, Fiedler, Hildebrand

Laufzeit: 01.03.2006 – 31.10.2012

GW-TURB-I+II: Atmospheric coupling by gravity waves: climatology of gravity wave activity, mesospheric turbulence and their relations to solar activity

DFG Förderkennzeichen SI 501/5-1,2

Beteiligte Wissenschaftler: Singer, Hoffmann, Zecha, Grandhi

Laufzeit: 01.05.2007 – 31.10.2011

SAGES: Simulation und Analyse des globalen atmosphärischen Energiespektrums von der Grenzschicht bis zur Mesopause

DFG Förderkennzeichen BE 3208/2-1

Beteiligte Wissenschaftler: Becker, Brune

Laufzeit: 01.01.2010 – 31.12.2010

PIGW-LEWIZ I+II: Impact of inertia-gravity waves (IGW) generated in the upper troposphere on precipitation events and the interaction of both phenomena, part I and II

DFG Förderkennzeichen PE 474/4-1,2

Beteiligte Wissenschaftler: Peters

Laufzeit: 01.04.2005 – 31.12.2010

SORACAL: The Influence of Solar Radiation Perturbations on the Coupling of Atmosphere, Layers II + III

DFG Förderkennzeichen PE 474/5-2,3

Beteiligte Wissenschaftler: Peters, Gabriel

Laufzeit: 01.01.2008 – 30.09.2012

PANDOWAE I + II: Variability and extremes of poleward breaking Rossby waves over the North Atlantic-European Region

DFG Förderkennzeichen PE 474/7-1,2

Beteiligte Wissenschaftler: Peters, Vargin

Laufzeit: 01.04.2008 – 30.10.2014

SOVITAR: Solar contribution to the variability of middle atmosphere solar tides in their interaction with zonal-mean-flow variations, planetary waves and gravity waves

DFG Förderkennzeichen AC 71/2-1

Beteiligte Wissenschaftler: Achatz, Senf

Laufzeit: 01.08.2005 – 31.07.2011

Aufbau eines tageslichtfähigen Nachweises für ein Rayleigh-Mie-Raman-Lidar zur Untersuchung der Dynamik der mittleren Atmosphäre

DFG Förderkennzeichen GE 1625/2-1

Beteiligte Wissenschaftler: Gerding

Laufzeit: 01.09.2011 – 31.08.2012

SCOSTEP - STP12, Berlin, 12.7. - 16.7.2010, Zuschuss zur Durchführung der Tagung

DFG Förderkennzeichen LU 1174/7-1

Beteiligte Wissenschaftler: Lübken

Laufzeit: 12.06.2010 – 16.10.2010

MST13, 13th International Workshop on Technical and Scientific Aspects of MST Radar, 19.03. - 23.03.2012, Zuschuss zur Durchführung der Tagung

DFG Förderkennzeichen RA 1400/5-1

Beteiligte Wissenschaftler: Rapp, Singer, Latteck, Stober

Laufzeit: 20.2. – 22.6.2012

ECOMA I+II: Erforschung der Existenz und des Ladungszustandes von Meteorstaub in der mittleren Atmosphäre mit Hilfe von Höhenforschungsraketen,

DLR Förderkennzeichen 50OE801

Beteiligte Wissenschaftler: Rapp, Lübken, Strelnikov, Strelnikova

Laufzeit: 01.10.2004 – 31.12.2010

SWACI: Space Weather Application Center - Ionosphere

DLR Förderkennzeichen SWACI

Beteiligte Wissenschaftler: Bremer, Mielich

Laufzeit: 01.07.2007 – 31.12.2010

WADIS: Wellenausbreitung und Dissipation in der mittleren Atmosphäre

DLR Förderkennzeichen 50OE1001

Beteiligte Wissenschaftler: Rapp, Lübken, Strelnikov, Szewczyk, N. Kaifler

Laufzeit: 01.08.2010 – 31.12.2013

SeVer: Verbundvorhaben: Entwicklung, Umsetzung und Professionalisierung eines Verwertungskonzeptes am Leibniz-Institut für Atmosphärenphysik

DLR Förderkennzeichen 01SF1131

Beteiligte Wissenschaftler: Eixmann, Lautenbach

Laufzeit: 01.04.2011 – 31.03.2014

TURB 3 D: Dreidimensionale Struktur mesosphärischer Turbulenz: Entwicklung eines raketengeträgten Multi-Sensorsystems

DLR Förderkennzeichen 50OE1201

Beteiligte Wissenschaftler: Rapp, Lübken, Strelnikova

Laufzeit: 01.01.2012 – 31.05.2014

SCOSTEP - STP12, Berlin, 12.7. - 16.7.2010, Zuschuss zur Durchführung der Tagung

DLR Förderkennzeichen 50OO0906

Beteiligte Wissenschaftler: Lübken

Laufzeit: 08.01.2010 – 21.10.2010

Aktive FS: Hochaufgelöste Dichte-, Temperatur- und Windmessung in der mittleren Atmosphäre

EU Förderkennzeichen V-630-S-115-2011/070; V-630-F-115-2011/071

Beteiligte Wissenschaftler: Rapp, Lübken, Strelnikov, Baumgarten

Laufzeit: 15.02.2011 – 28.02.2014

Wirtschaft trifft Wissenschaft: Technologietransfer Leibniz Nordost

BM-Verkehr, PJT-Jülich Förderkennzeichen 03 WW MV 101 E

Beteiligte Wissenschaftler: Hoffmann, Lübken, Eixmann

Laufzeit: 01.07.2009 – 30.06.2011

LOCHMES: Long-term changes in the mesosphere

SAW-Verfahren Förderkennzeichen SAW-2011-IAP-1

Beteiligte Wissenschaftler: Becker, Zülicke, Lautenbach, Theuerkauf, Placke, Knöpfel

Laufzeit: 01.07.2011 – 30.06.2013

ILWAO 2: International Leibniz Graduate School for Gravity Waves and Turbulence in the Atmosphere and Ocean (ILWAO), Phase 2

SAW-Verfahren Förderkennzeichen SAW-2012-IAP-4

Beteiligte Wissenschaftler: Lübken, Becker, Rapp

Laufzeit: 01.07.2012 – 30.06.2016

Vereinbarung über die Vorhersage für die Ausbreitung von Funkwellen durch die Ionosphäre (Bundeswehr),

Vereinbarung mit BMVg

Beteiligte Wissenschaftler: Rapp, Mielich, Singer

Laufzeit: 01.01.1994 – ...

Fileserver zur Massenspeicherung von Daten - Projektförderung im Rahmen des Konjunkturprogramms II

BMBF/Land Förderkennzeichen ZIP M-V

Beteiligte Wissenschaftler: Lübken, Becker, Rapp

Laufzeit: 01.10.2009 – 31.12.2010

SCOSTEP - STP12, Berlin, 12.7. - 16.7.2010, Zuschuss zur Durchführung der Tagung

SCOSTEP, IAGA, URSI, SCAR, URSI, ICMA, GFZ, DMG

Beteiligte Wissenschaftler: Lübken

Laufzeit: 01.07.2010 – 31.12.2010

MST 13 - 13th International Workshop on Technical and Scientific Aspects of MST Radar, 19.03.
- 23.03.2012, Zuschuss zur Durchführung der Tagung

SCOSTEP

Beteiligte Wissenschaftler: Rapp, Singer, Latteck, Stober

Laufzeit: 01.03.2012 – 30.03.2012

weiterhin:¹

ILWAO 1: International Leibniz Graduate School for Gravity Waves and Turbulence in the Atmosphere and Ocean (ILWAO), Phase 1

SAW-Verfahren

Beteiligte Wissenschaftler: Lübken, Becker, Rapp

Laufzeit: 2008 – 2011

Mesosphärische Eisphase

SAW-Verfahren

Beteiligte Wissenschaftler: Rapp, Becker, Lübken

Laufzeit: 2010 – 2012

Hochauflösende Modellierung von Wolken und Schwerewellen (Kooperation mit IfT Leipzig)

SAW-Verfahren

Beteiligte Wissenschaftler: Achatz

Laufzeit: 2008 – 2010

Tipping Point Interactions

SAW-Verfahren

Beteiligte Wissenschaftler: Achatz

Laufzeit: 2008 – 2010

¹als institutionelle Förderung bewilligt

B Liste der kooperierenden Institutionen und Wissenschaftler

Deutsche Institutionen: (alphabetisch sortiert)

Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung	P. von der Gathen
Damboldt Telecommunications, Darmstadt	T. Damboldt
Deutscher Wetterdienst, Meteorologisches Observatorium Lindenberg	D. Engelbart, V. Lehmann
Deutscher Wetterdienst, Offenbach	S. Jones, P. James
Deutsches Klimarechenzentrum, Hamburg	P. Lenzen
DLR Oberpfaffenhofen	M. Bittner
Fachbereich Physik an der Universität Osnabrück	M.-B. Kallenrode
Fernerkundungszentrum des DLR, Neustrelitz	B. Fichtelmann, N. Jakowski
Forschungszentrum Jülich	M. Riese, R. Spang, P. Preusse M. Ern, M. Kaufmann
Fraunhofer-Institut für Lasertechnik Aachen	C. Fricke-Begemann, D. Hoffmann
Geoforschungszentrum Potsdam	J. Wickert, H. Lühr, P. Ritter
Hochschule Wismar	A. Ahrens, S. Pawletta
Institut für Umweltphysik, Universität Bremen	C. von Savigny, J. P. Burrows, M. Sinnhuber
Institut für Astronomie und Astrophysik der Universität München	A. Kutepov
Institut für Atmosphäre und Umwelt der Goethe-Universität Frankfurt am Main	U. Achatz
Institut für Experimentelle und Angewandte Physik, Christian-Albrechts-Universität zu Kiel	C. T. Steigies
Institut für Geophysik und Meteorologie der Universität Köln	H. Elbern
Institut für Meteorologie der Freien Universität Berlin	U. Langematz, I. Kirchner, I. Höschel
Institut für Meteorologie und Klimaforschung, Forschungszentrum Karlsruhe	T. Leisner, S. Jones, M. Sinnhuber, D. Anwender

Institut für Physik der Atmosphäre, Universität Mainz	V. Wirth, I. Glatt, P. Spichtinger, M. Riemer
Institut für Physik der Atmosphäre, DLR Oberpfaffenhofen	U. Burkhardt, R. Sausen, M. Dameris, A. Dörnbrack,
Leibniz-Institut für Meereswissenschaften an der Christian-Albrechts-Universität zu Kiel (IFM- GEOMAR)	K. Krüger
Max-Planck-Institut für Meteorologie, Hamburg	H. Schmidt
Max-Planck-Institut für Sonnensystemforschung, Katlenburg-Lindau	P. Hartogh, C. Jarchow, A. Medvedev, Song Li, J. Röttger
Max-Planck-Institut für Chemie, Mainz	J. Schneider
Meteorologisches Institut der Universität München	J. Craig
Physikalisches Institut der Bergischen Universität Wuppertal	D. Offermann
Rheinisches Institut für Umweltforschung der Universität Köln	H. Elbern, A. Kliouchnikova
Universität Hamburg, Meteorologisches Institut	K. Fraedrich
Universität Leipzig Institut für Geophysik und Geologie Institut für Meteorologie Leibniz-Institut für Troposphärenforschung	Ch. Jacobi
Universität Rostock Physikalisches Institut Institut für Strömungsmechanik Institut für Bodenkunde und Pflanzenernährung Institut für Ostseeforschung Warnemünde Institut für Nachrichtentechnik und Informationselektronik Institut für Allgemeine Elektrotechnik	K.-H. Meiwes-Broer, R. Redmer, S. Lochbrunner, C. Schick A. Leder S. Thiele-Bruhn H. Burchard, E. Hagen, R. Feistel, L. Umlauf E. Müller H. Ewald
Universität Stuttgart, Institut für Raumfahrtsysteme	S. Fasoulas
Zentrum für Sonnenenergie- und Wasserstoff-Forschung, Stuttgart	A. Kaifel

Ausländische Institutionen (nach Ländern sortiert) :

Arecibo Observatory, Arecibo, Puerto Rico, USA	S. Raizada, J. Friedman, S. Gonzales
Center for Atmospheric Research, University of Massachusetts, Lowell, MA, USA	B. Reinisch
Colorado Research Associates, Division of Northwest Research Association Inc., Boulder, CO, USA	D. Fritts, D. Riggin, D. Janches, B. Williams, S. Vadas
Columbia University New York, USA	J. Perlwitz, T. Shaw
Department of Earth and Planetary Science, Johns Hopkins University, Baltimore, MD, USA	D. W. Waugh
Department of Electrical Engineering, Pennsylvania State University, USA	C. Croskey, J. Mitchell
Department of Physics and Astronomy, Clemson University, Clemson, SC, USA	G. Lehmacher, J. Oberheide
GATS, Inc., Driggs, Idaho, USA	M. E. Hervig
Geophysical Institute, University of Alaska, Fairbanks, Alaska, USA	R. L. Collins
Hampton University, Virginia, USA	J. M. Russell
MIT Haystack Observatory, Westford, Massachusetts, USA	L. Goncharenko
NASA Ames Research Center, Moffett Field, CA, USA	R. Young, E. Jensen
NASA Goddard Space Flight Center, Greenbelt, MD, USA	D. Bilitza, R. A. Goldberg, J. M. Grebowsky, A. Feofilov
National Center for Atmospheric Research, Boulder, CO, USA	R. R. Garcia, A. K. Smith, D. R. Marsh, G. Brasseur
National Oceanic and Atmospheric Administration, Boulder, CO, USA	R. Hill
Naval Research Laboratory, Washington, DC, USA	M. Stevens, D. Siskind, M. Fromm, P. Bernhard
Science Systems and Applications Inc. (SSAI), MD, USA	M. T. DeLand
SETI Institute, Mountain View, CA, USA	P. Jenniskens

State University of New York, Stony Brook, NY, USA	M. Geller, E. Chang
The Aerospace Corp., Los Angeles, CA, USA	J. H. Hecht
University of Colorado, Boulder, CO, USA Laboratory for Atmospheric and Space Physics Department of Aerospace Engineering Department of Physics	G. Thomas, C. Randall S. Palo, J. Forbes, Z. Sternovsky, X. Chu, J. Thayer S. Robertson
University of California, Davis, USA	T. Nathan
Utah State University, Logan, Utah, USA	M. Taylor, D. Pautet
Virginia Polytechnic Institute and State University, Virginia, USA	S. Bailey
<hr/>	
Andøya Rocketrange / ALOMAR, Andenes, Norwegen	M. Gausa, S. Blindheim
Auroral Observatory, University of Tromsø, Norwegen	O. Havnes, T. Hansen, C. Hall
Department of Geosciences, University of Oslo, Norwegen	J. E. Kristjansson
Department of Physics, University of Oslo, Norwegen	J. Moen
Forsvaret Forskningsinstitutt, Kjeller, Norwegen	T. Blix, U.-P. Hoppe
Norsk Institutt for Luftforskning, Tromsø, Norwegen	Y. Orsolini
Norwegian University of Science and Technology, Trondheim, Norwegen	P. Lillebekken, O. Grandum, P. Espy
<hr/>	
British Antarctic Survey, Cambridge, Großbritannien	M. Jarvis, R. Hibbins
Cambridge University, Großbritannien	H.-F. Graf
Department of Electronic and Electrical Engineering, University of Bath, Großbritannien	N. J. Mitchell, D. Pancheva
University of Leeds, Großbritannien	J. M. C. Plane
<hr/>	
Central Aerological Observatory, Moscow region, Russland	P. Vargin, A. Yushkov
Institute of Atmospheric Physics (Russ. Acad. Sci.), Moskau, Russland	N. Pertsev, V. Suchodojew

Institute for Numerical Mathematics (Russ. Acad. Sci.), Moskau, Russland	V. Dynnikov, E. M. Volodin, S. Kostrykin
Institute of Applied Physics (Russ. Acad. Sci.), Nizhny Novgorod, Russland	A. M. Feigin, M. Yu. Kulikov
Institute of Experimental Meteorology, Obninsk, Russ- land	Y. Portnyagin
<hr/>	
Centre for Research in Earth and Space Science, York University, Toronto, Ontario, Kanada	M. und G. Shepherd
Department of Physics, University of Toronto, Ontario, Kanada	T. G. Shepherd, Ch. McLand- ress, N. McFarlane
Department of Physics, University of New Brunswick, Fredericton, Kanada	W. Ward
Department of Physics and Astronomy, University of Western Ontario, London, Ontario, Kanada	W. K. Hocking, R. Sica, N. Swarnalingam
Institute of Space and Atmospheric Studies, University of Saskatchewan, Kanada	A. H. Manson, C. E. Meek
<hr/>	
Department of Meteorology, Stockholm University, Schweden	J. Gumbel, H. Körnich, B. Karlsson
EISCAT Scientific Association, Kiruna, Schweden	E. Turunen, M. Rietveld,
Swedish Institute for Space Physics, Kiruna, Schweden	S. Kirkwood, P. Dalin, H. Nilsson
<hr/>	
Atmospheric and Space Physics Group, Australian Ant- arctic Division, Kingston, Tasmania, Australien	D. J. Murphy, R. J. Morris
School of Chemistry and Physics, Faculty of Science, Uni- versity of Adelaide, Australien	R. A. Vincent, I. M. Reid, J. Lautenbach
<hr/>	
Observatorium Pic du Midi, Universität Paul Sabatier, Toulouse, Frankreich	D. Le Queau
Service d'Aéronomie, CNRS, Frankreich	A. Hauchecorne, Ph. Keckhut, J. P. Marcovici, F. Dalaudier
École normale supérieure (ENS) Paris, Frankreich	R. Plougonven
<hr/>	

National Institute of Information and Communication Technology, Tokyo, Japan	K. Igarashi, Y. Murayama, K. Sakanoi
National Institute of Polar Research, Japan	T. Nakamura
Research Institute of Sustainable Humanosphere, Kyoto University, Japan	S. Fukao, M. Yamamoto
Solar-Terrestrial Environment Laboratory, Nagoya University, Japan	S. Suzuki, S. Nozawa
<hr/>	
Department of Computer and Communication Engineering, Chienkuo Technology University, Taiwan	J.-S. Chen
Institute of Space Science, National Central University, Chung-Li, Taiwan	C.-J. Pan
<hr/>	
Arctic Research Center, Sodankylä, Finland	E. Kyrö
FMI Helsinki, Finland	A. Karpechko, V. Sofieva
Sodankylä Geophysical Observatory, Finland	A. Kero
<hr/>	
Eidgenössische Technische Hochschule (ETH) Zürich, Schweiz	H. Wernli
Universität Bern, Oeschger Center for Climate Change Research, Schweiz	O. Martins
<hr/>	
Technische Universität Graz, Österreich	M. Friedrich
Deutsch-Spanisches Astronomisches Zentrum auf Calar Alto, Almeria, Spanien	E. de Guindos Carretero, J. Helmling
Institute for Space Applications and Remote Sensing, National Observatory of Athens, Griechenland	A. Belehaki
Institute of Atmospheric Physics, Prag, Tschechien	J. Laštovicka
Instituto Nazionale di Geofisica, Rom, Italien	B. Zolesi
Von Karman Institute for Fluid Dynamics, Rhode-St-Genèse, Belgien	J. Muylaert

C Liste der Veröffentlichungen

- Achatz, U., R. Klein, and **F. Senf** (2010), Gravity waves, scale asymptotics, and the pseudo-incompressible equations, *J. Fluid Mech.*, *663*, 120–147, doi:10.1017/S0022112010003411.
- Achatz, U., **F. Senf**, and **N. Grieger** (2012), Solar tides in the middle atmosphere: Interactions with the zonal mean flow, planetary waves and gravity waves, in *Climate And Weather of the Sun-Earth System (CAWSES): Highlights from a priority program*, edited by F.-J. Lübken, Springer, Dordrecht, The Netherlands, accepted.
- Baumgarten, G.** (2010), Doppler rayleigh/mie/raman lidar for wind and temperature measurements in the middle atmosphere up to 80 km, *Atmos. Meas. Tech.*, *3*, 1509–1518, doi:10.5194/amt-3-1509-2010.
- Baumgarten, G., J. Fiedler, and M. Rapp** (2010), On microphysical processes of noctilucent clouds (NLC): Observations and modeling of mean and width of the particle size-distribution, *Atmos. Chem. Phys.*, *10*, 6661–6668.
- Baumgarten, G., A. Chandran, J. Fiedler, P. Hoffmann, N. Kaifler, J. Lumpe, A. Merkel, C. E. Randall, D. Rusch, and G. Thomas** (2012), On the horizontal and temporal structure of noctilucent clouds as observed by satellite and lidar at ALOMAR (69N), *Geophys. Res. Lett.*, *39*, doi:10.1029/2011GL049935.
- Becker, E.** (2011), Dynamical control of the middle atmosphere, *Space Sci. Rev.*, doi:10.1007/s11214-011-9841-5.
- Becker, E.**, and C. von Savigny (2010), Dynamical heating of the polar summer mesopause induced by solar proton events, *J. Geophys. Res.*, *115*, D00I18, doi:10.1029/2009JD012561.
- Berger, U.**, and **F.-J. Lübken** (2011), Mesospheric temperature trends at mid-latitudes in summer, *Geophys. Res. Lett.*, L22804, doi:10.1029/2011GL049528.
- Brede, M., R. Büttner, **F.-J. Lübken**, and A. Leder (2011), Quantification of turbulence and mixing in breaking internal waves in laboratory experiments, in *Fachtagung 'Lasermethoden in der Strömungstechnik', 6. - 8. September 2011, Ilmenau*.
- Bremer, J.**, T. Damboldt, **J. Mielich**, and P. Suessmann (2012), Comparing long-term trends in the ionospheric F2-region with two different methods, *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, doi:10.1016/j.jastp.2011.12.017.
- Brune, S.**, and **E. Becker** (2012), Indications of stratified turbulence in a mechanistic GCM, *J. Atmos. Sci.*, submitted.
- Büttner, R., M. Brede, A. Leder, and **F.-J. Lübken** (2010), Experimental investigation on the characteristics of propagating internal waves in laboratory environment, in *Fachtagung „Lasermethoden in der Strömungsmesstechnik“ 7.-9.9. 2010 Cottbus*.
- Chang, L. C., W. E. Ward, S. E. Palo, J. Du, D.-Y. Wang, H.-L. Liu, M. E. Hagan, Y. Portnyagin, J. Oberheide, L. P. Goncharenko, T. Nakamura, **P. Hoffmann, W. Singer, P. Batista, B. Clemesha, A. H. Manson, D. M. Riggan, C.-Y. She, T. Tsuda, and T. Yuan** (2012), Comparison of diurnal tide in models and ground-based observations during the 2005 equinox CAWSES tidal campaign, *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, doi:10.1016/j.jastp.2010.12.010, in press.
- Eixmann, R., D. H. W. Peters, Ch. Zülicke, M. Gerding, and A. Dörnbrack** (2010), On the upper tropospheric formation and occurrence of high and thin cirrus clouds during anticyclonic poleward Rossby wave breaking events, *Tellus*, *62 A*, 228–242.

- Enell, C.-F., J. Hedin, J. Stegman, G. Witt, M. Friedrich, **W. Singer**, **G. Baumgarten**, **B. Kaifler**, U.-P. Hoppe, B. Gustavsson, U. Brändström, M. Khaplanov, A. Kero, T. Ulich, and E. Turunen (2011), The hotel payload 2 campaign: Overview of NO, O and electron density measurements in the upper mesosphere and lower thermosphere, *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, pp. 2228–2236, doi:10.1016/j.jastp.2011.01.001.
- Ernst, S. M.**, S. Skruszewicz, **B. Strelnikov**, and **M. Rapp** (2011), Absolute calibration of vacuum ultraviolet xenon flash lamps used for photoionization of meteor smoke particles, in *Proceedings of the 20th ESA Symposium on European Rocket and Balloon Programmes and Related Research, 22-26 May 2011, Hyeres, France (ESA SP-700)*.
- Fiedler, J.**, **G. Baumgarten**, **U. Berger**, **P. Hoffmann**, **N. Kaifler**, and **F.-J. Lübken** (2011), NLC and the background atmosphere above ALOMAR, *Atmos. Chem. Phys.*, pp. 5701–5717, doi:10.5194/acp-11-5701-2011.
- Friedrich, M., **M. Rapp**, J. M. C. Plane, and K. M. Torkar (2011a), Bite-outs and other depletions of mesospheric electrons, *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, pp. 2201–2211, doi:10.1016/j.jastp.2010.10.018.
- Friedrich, M., **M. Rapp**, T. Blix, U.-P. Hoppe, and K. Torkar (2011b), Electron loss and meteoric dust in the mesosphere, in *Proceedings of the 20th ESA Symposium on European Rocket and Balloon Programmes and Related Research, 22-26 May 2011, Hyeres, France (ESA SP-700)*.
- Fritts, D. C., H. Iimura, R. Liebermann, D. Janches, and **W. Singer** (2011), A conjugate study of mean winds and planetary waves employing enhanced meteor radars at Rio Grande, Argentina (53.8°S) and Juliusruh, Germany (54.6°N), *J. Geophys. Res.*, submitted.
- Gabriel, A.**, H. Schmidt, and **D. H. W. Peters** (2011a), Effects of the 11 year solar cycle on middle atmospheric stationary wave patterns in temperature, ozone, and water vapor, *J. Geophys. Res.*, D23301, doi:10.1029/2011JD015825.
- Gabriel, A.**, H. Körnich, S. Lossow, **D. H. W. Peters**, J. Urban, and D. Murtagh (2011b), Zonal asymmetries in middle atmospheric ozone and water vapour derived from Odin satellite data 2001-2010, *Atmos. Chem. Phys.*, 11, 9865–9885, doi:10.5194/acp-11-9865-2011.
- Gabriel, A.**, I. Höschel, **D. Peters**, I. Kirchner, and H.-F. Graf (2012), The influence of zonally asymmetric stratospheric ozone on the coupling of atmospheric layers, in *Climate And Weather of the Sun-Earth System (CAWSES): Highlights from a priority program*, edited by F.-J. Lübken, Springer, Dordrecht, The Netherlands, accepted.
- Gassmann, A.** (2011), A global hexagonal C-grid non-hydrostatic dynamical core (ICON-IAP) designed for energetic consistency, *Quart. J. R. Met. Soc.*, submitted.
- Gerding, M.**, **J. Höffner**, **M. Kopp**, **R. Eixmann**, and **F.-J. Lübken** (2010), Mesospheric temperature and aerosol soundings during day and night: Spectral and spatial filtering techniques, in *Reviewed and revised papers at the 25th International Laser Radar Conference, St. Petersburg, Russia, 2010*, pp. 67–70.
- Glatt, I., A. Dörnbrack, S. Jones, J. Keller, O. Martius, A. Müller, **D. H. W. Peters**, and V. Wirth (2011), Utility of Hovmöller diagrams to diagnose Rossby wave trains, *Tellus*, pp. 991–1006, doi:10.1111/j.1600-0870.2011.00541.x.
- Gritzner, C., and **M. Rapp** (2011), ECOMA unravelling the riddles of the middle atmosphere, in *DLR newsletter*, pp. 12–15.
- Grygalashvyly, M.**, P. Hartogh, **G. Sonnemann**, and A. S. Medvedev (2010), The Doppler-Sonnemann Effect (DSE) on the photochemistry on Mars, *Adv. Geoscience*, 19, 163–176.

- Grygalashvyly, M., E. Becker, and G. R. Sonnemann (2011a), Wave mixing effects on minor chemical constituents in the MLT-region: Results from a global CTM driven by high-resolution dynamics, *J. Geophys. Res.*, doi:10.1029/2010JD015518.
- Grygalashvyly, M., E. Becker, and G. R. Sonnemann (2011b), Gravity wave mixing and effective diffusivity for minor chemical constituents in the mesosphere/lower thermosphere, *Space Sci. Rev.*, doi:10.1007/s11214-011-9857-x.
- Gumbel, J., H. Kőrnic, S. M. Bailey, F.-J. Lübken, and R. Morris (2011), Foreword: Special issue on layered phenomena in the mesopause region, *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, doi:10.1016/j.jastp.2011.08.001.
- Hartogh, P., G. R. Sonnemann, Song Li, M. Grygalashvyly, U. Berger, and F.-J. Lübken (2010), Water vapor measurements at ALOMAR over a solar cycle compared with model calculations by LIMA, *J. Geophys. Res.*, 115, D00I17, doi:10.1029/2009JD012364.
- Hartogh, P., G. R. Sonnemann, M. Grygalashvyly, and C. Jarchow (2011a), Ozone trends in mid-latitude stratopause region based on microwave measurements at Lindau (51.66° N, 10.13° E), the ozone reference model, and model calculations, *Adv. Space Res.*, 47, doi:10.1016/j.asr.2011.01.010.
- Hartogh, P., C. Jarchow, G. R. Sonnemann, and M. Grygalashvyly (2011b), Ozone distribution in the middle latitude mesosphere as derived from microwave measurements at Lindau (51.66° N, 10.13° E), *J. Geophys. Res.*, 116, D04305, doi:10.1029/2010JD014393.
- Hervig, M. E., M. Rapp, R. Latteck, and L. L. Gordley (2011), Observations of mesospheric ice particles from the ALWIN radar and SOFIE, *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, pp. 2176–2183, doi:10.1016/j.jastp.2010.08.002.
- Hocking, W. K., and G. K. Kumar (2011), Long term behaviour of the MLT quasi-7-day wave at two radar-sites at northern polar latitudes, *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, doi:10.1016/j.jastp.2011.02.004.
- Hoffmann, P., E. Becker, W. Singer, and M. Placke (2010), Seasonal variation of mesospheric waves at northern middle and high latitudes, *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, 72, 1068–1079, doi:10.1016/j.jastp.2010.07.002.
- Hoffmann, P., M. Rapp, W. Singer, and D. Keuer (2011), Trends of mesospheric gravity waves at northern middle latitudes during summer, *J. Geophys. Res.*, doi:10.1029/2011JD015717.
- Hoppe, U.-P., M. Friedrich, T. Blix, J. I. Moen, T. A. Bekkeng, K. R. Svenes, Å. Svendsen, M. Rapp, and K. Torkar (2011), The charge balance in the presence on meteoric smoke in the upper mesosphere under winter conditions - preliminary results, in *Proceedings of the 20th ESA Symposium on European Rocket and Balloon Programmes and Related Research, 22-26 May 2011, Hyeres, France (ESA SP-700)*.
- Hultgren, K., H. Kőrnic, J. Gumbel, M. Gerding, P. Hoffmann, S. Lossow, and L. Megner (2011), What caused the exceptional mid-litudinal noctilucent cloud event in July 2009, *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, pp. 2125–2131, doi:10.1016/j.jastp.2010.12.008.
- Imura, H., D. C. Fritts, M. Tsutsumi, T. Nakamura, P. Hoffmann, and W. Singer (2011), Long-term observations of the wind field in the Antarctic and Arctic mesosphere and lower thermosphere at conjugate latitudes, *J. Geophys. Res.*, 116, D20112, doi:10.1029/2011JD016003.
- Jacobi, C., P. Hoffmann, M. Placke, and G. Stober (2011), Some anomalies of mesosphere/lower thermosphere parameters during the recent solar minimum, *Adv. Radio Sci.*, 9, doi:10.5194/ars-9-343-2011.

- Kaifler, N., G. Baumgarten, J. Fiedler, R. Latteck, F.-J. Lübken, and M. Rapp** (2011), Coincident measurements of PMSE and NLC above ALOMAR (69° N, 16° E) by Radar and Lidar from 1999-2008, *Atmos. Chem. Phys.*, doi:10.5194/acp-11-1355-2011.
- Kassa, M., **M. Rapp**, T. W. Hartquist, and O. Havnes (2012), Secondary charging effects due to icy dust particle impacts on rocket payloads, *Ann. Geophys.*, *30*, 433–439.
- Keckhut, P., W. J. Randel, C. Claud, T. Leblanc, W. Steinbrecht, B. M. Funatsu, H. Bencherif, I. S. McDermid, A. Hauchecorne, C. Long, R. Lin, and **G. Baumgarten** (2011), An evaluation of uncertainties in monitoring middle atmosphere temperatures with the ground-based Lidar network in support of space observations, *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, doi:10.1016/j.jastp.2011.01.003.
- Knappmiller, S., **M. Rapp**, S. Robertson, and J. Gumbel (2011), Charging of meteoric smoke and ice particles in the mesosphere including photoemission and photodetachment rates, *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, pp. 2212–2220, doi:10.1016/j.jastp.2011.01.008.
- Knöpfel, R.**, and **E. Becker** (2011), An idealized radiative transfer scheme for use in a mechanistic general circulation model from the surface up to the mesopause region, *J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer*, *112*, 1460–1478, doi:10.1016/j.jqsrt.2011.02.014.
- Kopp, M., M. Gerding, J. Höffner, M. Zecha, and F.-J. Lübken** (2011), Lidar soundings of noctilucent clouds and temperatures during day and night in the summer mid-latitude middle atmosphere, in *Proceedings of the 20th ESA Symposium on European Rocket and Balloon Programmes and Related Research, 22-26 May 2011, Hyeres, France (ESA SP-700)*.
- Körnich, H., and **E. Becker** (2010), A simple model for the interhemispheric coupling of the middle atmosphere circulation, *Adv. Space Res.*, *45*, 661–668, doi:10.1016/j.asr.2009.11.001.
- Kumar, G. K.**, and W. K. Hocking (2010), Climatology of northern polar latitude MLT dynamics: mean winds and tides, *Ann. Geophys.*, *28*, 1859–1876, doi:10.5194/angeo-28-1859-2010.
- Kutepov, A. A., A. G. Feofilov, A. S. Medvedev, **U. Berger**, M. Kaufmann, and A. W. A. Pauldrach (2012), Infra-red radiative cooling/heating of mesosphere and lower thermosphere due to the small-scale temperature fluctuations associated with gravity waves, in *Climate And Weather of the Sun-Earth System (CAWSES): Highlights from a priority program*, edited by F.-J. Lübken, Springer, Dordrecht, The Netherlands, accepted.
- Latteck, R., W. Singer, M. Rapp, and T. Renkwitz** (2010), MAARSY - the new MST Radar on Andøya/ Norway, *Adv. Radio Sci.*, *8*, 219–224, doi:10.5194/ars-8-219-2010.
- Latteck, R., W. Singer, M. Rapp, B. Vandeppeer, T. Renkwitz, M. Zecha, and G. Stober** (2012), MAARSY - the new MST radar on Andøya—system description and first results, *Radio Sci.*, doi:10.1029/2011RS004775.
- Lehmacher, G. A., T. D. Scott, M. F. Larsen, S. Bilén, C. L. Croskey, J. D. Mitchell, **M. Rapp, F.-J. Lübken**, and R. L. Collins (2011), The turbopause experiment: Atmospheric stability and turbulent structure spanning the turbopause altitude, *Ann. Geophys.*, *29*, 2327–2339.
- Li, Q.**, and **M. Rapp** (2010), PMSE studied with the EISCAT IS Radars: Results on microphysics, neutral dynamics, and electron densities, in *AP-RASC'10*.
- Li, Q.**, and **M. Rapp** (2011), PMSE-observations with the EISCAT VHF and UHF-Radars: Statistical properties, *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, *73*, 944–956, doi:10.1016/j.astp.2010.05.015.

- Li, Q., M. Rapp, J. Röttger, R. Latteck, M. Zecha, I. Strelnikova, G. Baumgarten, M. Hergig, C. Hall, and M. Tsutsumi** (2010), Microphysical parameters of mesospheric ice clouds derived from calibrated observations of polar mesosphere summer echoes at Bragg wavelengths of 2.8 m and 30 cm, *J. Geophys. Res.*, *115*, D00I13, doi:10.1029/2009JD012271.
- Liu, R. Q., C. Jacobi, P. Hoffmann, G. Stober, and E. G. Merzlyakov** (2010), A piecewise linear model for detecting climatic trends and their structural changes with application to mesosphere/lower thermosphere winds over Collm, Germany, *J. Geophys. Res.*, *115*, D22105, doi:10.1029/2010JD014080.
- Lübken, F.-J.** (2012), Scientific summary of the german CAWSES priority program, in *Climate And Weather of the Sun-Earth System (CAWSES): Highlights from a priority program*, edited by F.-J. Lübken, Springer, Dordrecht, The Netherlands, accepted.
- Lübken, F.-J., and U. Berger** (2011), Latitudinal and interhemispheric variation of stratospheric effects on mesospheric ice layer trends, *J. Geophys. Res.*, *116*, D00P03, doi:10.1029/2010JD015258.
- Lübken, F.-J., J. Austin, U. Langematz, and J. Oberheide** (2010), Introduction to special section on Climate and Weather of the Sun Earth System, *J. Geophys. Res.*, *115*, D00I19, doi:10.1029/2009JD013784.
- Lübken, F.-J., J. Höffner, T. P. Viehl, B. Kaifler, and R. J. Morris** (2011), First measurements of thermal tides in the summer mesopause region at Antarctic latitudes, *Geophys. Res. Lett.*, *38*, doi:10.1029/2011GL050045.
- Lübken, F.-J., U. Berger, J. Kiliani, G. Baumgarten, and J. Fiedler** (2012), Solar variability and trend effects in mesospheric ice layers, in *Climate And Weather of the Sun-Earth System (CAWSES): Highlights from a priority program*, edited by F.-J. Lübken, Springer, Dordrecht, The Netherlands, accepted.
- Matthias, V., P. Hoffmann, M. Rapp, and G. Baumgarten** (2012), Composite analysis of the temporal development of waves in the polar MLT region during stratospheric warmings, *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, submitted.
- Medvedev, A. S., E. Yiğit, P. Hartogh, and E. Becker** (2011), Influence of gravity waves on the martian atmosphere: General circulation modeling, *J. Geophys. Res.*, *116*, doi:10.1029/2011JE003848.
- Mielich, J., and J. Bremer** (2010), A modified index for the description of the ionospheric short- and long-term activity, *Ann. Geophys.*, *28*, 2227–2236.
- Morris, R. J., J. Höffner, F.-J. Lübken, T. Viehl, B. Kaifler, and A. K. Klekociuk** (2011), Experimental evidence of a stratospheric circulation influence on mesospheric temperatures and ice-particles during the 2010-11 austral summer at 69° S, *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, submitted.
- Offermann, D., P. Hoffmann, P. Knieling, R. Koppmann, J. Oberheide, and W. Steinbrecht** (2010), Long-term trends and solar cycle variations of mesospheric temperature and dynamics, *J. Geophys. Res.*, *115*, D18127, doi:10.1029/2009JD013363.
- Offermann, D., P. Hoffmann, P. Knieling, R. Koppmann, J. Oberheide, D. Riggin, V. M. Tunbridge, and W. Steinbrecht** (2011), Quasi 2 day waves in the summer mesosphere: Triple structure of amplitudes and long-term development, *J. Geophys. Res.*, *116*, D00P02, doi:10.1029/2010JD015051.
- Otto, O., F. Czerwinski, J. L. Gornall, G. Stober, L. B. Oddershede, R. Seidel, and U. F. Keyser** (2010), Real-time particle tracking at 10,000 fps using optical fiber illumination, *Optics Express*, *18*(22).

- Otto, O., J. L. Gornall, **G. Stober**, F. Czerwinski, R. Seidel, and U. F. Keyser (2011), High-speed video-based tracking of optically trapped colloids, *Journal of Optics*, *13*, doi:10.1088/2040-8978/13/4/044011.
- Peters, D. H. W.**, P. Vargin, **A. Gabriel**, N. Tsvetkova, and V. Yushkov (2010), Tropospheric forcing of the boreal polar vortex splitting in January 2003, *Ann. Geophys.*, *28*, 2133–2148, doi:10.5194/angeo-28-2133-2010.
- Peters, D. H. W.**, P. Keckhut, and **A. Gabriel** (2011), Temperature trend profiles in the middle atmosphere over Western Europe: evidence of a zonally asymmetric component, *J. Geophys. Res.*, submitted.
- Placke, M.**, **G. Stober**, and C. Jacobi (2011a), Gravity wave momentum fluxes in the MLT—Part I: Seasonal variation at Collm (51.3° N, 13.0° E), *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, *73*, 904–910, doi:10.1016/j.jastp.2010.07.012.
- Placke, M.**, **P. Hoffmann**, **E. Becker**, C. Jacobi, **W. Singer**, and **M. Rapp** (2011b), Gravity wave momentum fluxes in the MLT—Part II: Meteor radar investigations at high and midlatitudes in comparison with modeling studies, *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, *73*, 911–920, doi:10.1016/j.jastp.2010.05.007.
- Rapp, M.**, and **F.-J. Lübken** (2010), Reply to comment by P. M. Bellan on „Comment on ‘Ice iron/sodium film as cause for high noctilucent cloud radar reflectivity’“, *J. Geophys. Res.*, *115*, D13207, doi:10.1029/2010JD014065.
- Rapp, M.**, **I. Strelnikova**, **B. Strelnikov**, **P. Hoffmann**, M. Friedrich, J. Gumbel, L. Megner, U.-P. Hoppe, S. Robertson, S. Knappmiller, M. Wolff, and D. R. Marsh (2010), Rocket-borne in situ measurements of meteor smoke: Charging properties and implications for seasonal variation, *J. Geophys. Res.*, *115*, D00I16, doi:10.1029/2009JD012725.
- Rapp, M.**, L. Leitert, **R. Latteck**, **M. Zecha**, **P. Hoffmann**, **J. Höffner**, U.-P. Hoppe, C. La Hoz, and E. V. Thrane (2011a), Localized mesosphere-stratosphere-troposphere radar echoes from the E-region at 69° N: Properties and physical mechanism, *J. Geophys. Res.*, *116*, A02320, doi:10.1029/2010JA016167.
- Rapp, M.**, **R. Latteck**, **G. Stober**, **P. Hoffmann**, **W. Singer**, and **M. Zecha** (2011b), First three-dimensional observations of polar mesosphere winter echoes: Resolving space-time ambiguity, *J. Geophys. Res.*, *116*, A11307, doi:10.1029/2011JA016858.
- Rapp, M.**, **I. Strelnikova**, **B. Strelnikov**, M. Friedrich, J. Gumbel, U.-P. Hoppe, T. Blix, O. Havnes, **P. Bracikowski**, K. Lynch, and S. Knappmiller (2011c), Microphysical properties of mesospheric aerosols: An overview of in situ-results from the ECOMA-project, in *Aeronomy of the Earth’s Atmosphere and Ionosphere*, edited by M. A. Abdu, D. Pancheva, and A. Bhattacharyya, pp. 67–74, Springer Science+Business Media B. V., doi:10.1007/978-94-007-0326-1-4, IAGA Special Sopron Book Series.
- Rapp, M.**, **I. Strelnikova**, **Q. Li**, **N. Engler**, and **G. Teiser** (2012), Charged aerosol effects on the scattering of radar waves from the D-region, in *Climate And Weather of the Sun-Earth System (CAWSES): Highlights from a priority program*, edited by F.-J. Lübken, Springer, Dordrecht, The Netherlands, accepted.
- Ratnam, M. V., **G. K. Kumar**, S. Eswaraiah, and S. V. B. Rao (2011), How sporadic the tropical mesospheric echoes are?, *Ann. Geophys.*, submitted.
- Reimuller, J. D., J. P. Thayer, **G. Baumgarten**, A. Chandran, B. Hulley, D. Rusch, K. Nielsen, and J. Lumpe (2011), Synchronized imagery of noctilucent clouds at the day-night terminator

- using airborne and spaceborne platforms, *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, pp. 2091–2096, doi:10.1016/j.jastp.2010.11.022.
- Renkwitz, T., W. Singer, R. Latteck, and M. Rapp** (2011), Multi beam observations of cosmic radio noise using a VHF radar with beam forming by a Butler matrix, *Adv. Radio Sci.*, doi:10.5194/ars-9-349-2011.
- Renkwitz, T., W. Singer, R. Latteck, G. Stober, and M. Rapp** (2012), Validation of the radiation pattern of the Middle Atmosphere Alomar Radar System (MAARSY), *Adv. Radio Sci.*, submitted.
- Röttger, J., **N. Engler**, and M. T. Rietveld (2012), EISCAT’s contributions to high latitude ionosphere and atmosphere science within CAWSES in Germany, in *Climate And Weather of the Sun-Earth System (CAWSES): Highlights from a priority program*, edited by F.-J. Lübken, Springer, Dordrecht, The Netherlands, accepted.
- Schmale, J., J. Schneider, T. Jurkat, C. Voigt, H. Kalesse, M. Rautenhaus, M. Lichtenstern, H. Schlager, G. Ancellet, F. Arnold, **M. Gerding**, I. Mattis, M. Wendisch, and S. Borrmann (2010), Aerosol layers from the 2008 eruptions of Mount Okmok and Mount Kasatochi: In situ upper troposphere and lower stratosphere measurements of sulfate and organics over Europe, *J. Geophys. Res.*, D00L07, doi:10.1029/2009JD013628.
- Schneidereit, A.**, S. Schubert, P. Vargin, F. Lunkeit, X. Zhu, **D. H. W. Peters**, and K. Fraedrich (2011), Large scale flow and the long-lasting blocking high over Russia: Summer 2010, *13th Conference on Atmospheric and Oceanic Fluid Dynamics Breckenridge, CO, USA, 4.-8.6.2001*, submitted.
- Semenov, I., P. Papadopoulos, **G. Stober**, and F. Kremer (2010), Ionic concentration- and pH-dependent electrophoretic mobility as studied by single colloid electrophoresis, *Journal of Physics: Condensed Matter*, 22, doi:10.1088/0953-8984/22/49/494109.
- Senf, F.**, and U. Achatz (2011), On the impact of middle-atmosphere thermal tides on the propagation and dissipation of gravity waves, *J. Geophys. Res.*, 116, D24110, doi:10.1029/2011JD015794.
- Senior, A., M. T. Rietveld, M. J. Kosch, and **W. Singer** (2010), Diagnostic radio plasma heating in the polar summer mesosphere using cross modulation: Theory and observations, *J. Geophys. Res.*, A09318, doi:10.1029/2010JA015379.
- Senior, A., M. T. Rietveld, F. Honary, **W. Singer**, and M. J. Kosch (2011), Measurements and modeling of cosmic noise absorption changes due to radio heating of the D-region ionosphere, *J. Geophys. Res.*, A04310, doi:10.1029/2010JA016189.
- Shaw, T. A., and **E. Becker** (2011), Comments on ‘A spectral parameterization of drag, eddy diffusion and wave heating for a three-dimensional flow induced by breaking gravity waves’, *J. Atmos. Sci.*, pp. 2465–2469, doi:10.1175/2011JAS3663.1.
- Singer, W., R. Latteck**, M. Friedrich, M. Wakabayashi, and **M. Rapp** (2011), Seasonal and solar activity variability of D-region electron density at 69° N, *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, doi:10.1016/j.jastp.2010.09.012.
- Singer, W., P. Hoffmann, K. K. Grandhi**, N. J. Mitchell, and **V. Matthias** (2012), Atmospheric coupling by gravity waves: Climatology of gravity wave activity, mesospheric turbulence and their relations to solar activity, in *Climate And Weather of the Sun-Earth System (CAWSES): Highlights from a priority program*, edited by F.-J. Lübken, Springer, Dordrecht, The Netherlands, accepted.

- Sonnemann, G.**, P. Hartogh, **M. Grygalashvily**, and A. S. Medvedev (2010), A new coupled 3d-model of the dynamics and chemistry of the martian atmosphere, *Adv. Geoscience*, *19*, 177–194.
- Sonnemann, G.**, P. Hartogh, **M. Grygalashvily**, Song Li, and **U. Berger** (2011), Microwave water vapor measurements at ALOMAR over a solar cycle and calculations by means of the real date model LIMA, *Adv. Geoscience*, accepted.
- Stevens, M.-H., D. E. Siskind, S. D. Eckermann, L. Coy, J. P. McCormack, C. R. Englert, K. W. Hoppel, K. Nielsen, A. J. Kochenash, M. E. Hervig, C. E. Randall, J. Lumpe, S. M. Bailey, **M. Rapp**, and **P. Hoffmann** (2010), Tidally induced variations of polar mesospheric cloud altitudes and ice water content using a data assimilation system, *J. Geophys. Res.*, *115*, D18209, doi:10.1029/2009JD013225.
- Stober, G.**, C. Jacobi, and **D. Keuer** (2010), Distortion of meteor count rates due to cosmic radio noise and atmospheric particularities, *Adv. Radio Sci.*, *8*, 1–5.
- Stober, G.**, **W. Singer**, and C. Jacobi (2011a), Cosmic radio noise observations using a mid-latitude meteor Radar, *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, *73*, 1069–1076, doi:10.1016/j.jastp.2010.07.018.
- Stober, G.**, C. Jacobi, and **W. Singer** (2011b), Meteoroid mass determination from underdense trails, *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, *73*, 895–900, doi:10.1016/j.jastp.2010.06.009.
- Stober, G.**, **R. Latteck**, **M. Rapp**, **W. Singer**, and **M. Zecha** (2011c), MAARSY-the new MST radar on Andøya: First results of spaced antenna and doppler measurements of atmospheric winds in the troposphere and mesosphere, *Radio Sci.*, submitted.
- Stober, G.**, C. Jacobi, **V. Matthias**, **P. Hoffmann**, and **M. Gerding** (2012), Neutral air density variations during strong planetary wave activity in the mesopause region derived from meteor radar observations, *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, *74*, 55–63, doi:10.1016/j.jastp.2011.10.007.
- Strelnikov, B.**, and **M. Rapp** (2011), In situ measurements of small-scale structures in neutrals and charged aerosols, in *Aeronomy of the Earth's Atmosphere and Ionosphere*, edited by M. A. Abdu, D. Pancheva, and A. Bhattacharyya, pp. 83–91, Springer Science+Business Media B. V., doi:10.1007/978-94-007-0326-1-6, IAGA Special Sopron Book Series.
- Strelnikov, B.**, **M. Rapp**, and **F.-J. Lübken** (2011), In-situ density measurements in the mesosphere/lower thermosphere region with the TOTAL and CONE instruments, in *Rocket and satellite in situ instrumentation*, edited by K. Oyama, Terra Publishers, accepted.
- Strelnikova, I.**, and **M. Rapp** (2010), Studies of polar mesosphere summer echoes with the EISCAT VHF and UHF Radars: Information contained in the spectral shape., *Adv. Space Res.*, pp. 247–259, doi:10.1016/j.asr.2009.09.007.
- Strelnikova, I.**, and **M. Rapp** (2011), Majority of PMSE spectral widths at UHF and VHF are compatible with a single scattering mechanism, *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, pp. 2142–2152, doi:10.1016/j.jastp.2010.11.025.
- Szewczyk, A.**, **B. Strelnikov**, **G. Baumgarten**, and **M. Rapp** (2011), In situ density, temperature, and turbulence measurements in the middle atmosphere during ECOMA 2010, in *Proceedings of the 20th ESA Symposium on European Rocket and Balloon Programmes and Related Research, 22-26 May 2011, Hyeres, France (ESA SP-700)*.
- Theuerkauf, A.**, **M. Gerding**, and **F.-J. Lübken** (2011), LITOS – a new balloon-borne instrument for fine-scale turbulence soundings in the stratosphere, *Atmos. Meas. Tech.*, doi:10.5194/amt-4-55-2011.

- Thurairajah, B., R. L. Collins, V. L. Harvey, R. S. Liebermann, **M. Gerding**, K. Mizutani, and J. M. Livingston (2010), Gravity wave activity in the Arctic stratosphere and mesosphere during the 2007–2008 and 2008–2009 stratospheric sudden warming events, *J. Geophys. Res.*, D00N06, doi:10.1029/2010JD014125.
- von Savigny, C., C. Robert, N. Rahpoe, H. Winkler, **E. Becker**, H. Bovensmann, J. P. Burrows, and M. T. DeLand (2012), Impact of short-term solar variability on the polar summer mesopause and noctilucent clouds, in *Climate And Weather of the Sun-Earth System (CAWSES): Highlights from a priority program*, edited by F.-J. Lübken, Springer, Dordrecht, The Netherlands, accepted.
- von Zahn, U., and **U. Berger** (2011), Langfristige Änderungen in Eigenschaften der oberen Atmosphäre, in *Nordrhein-Westfälische Akademie der Wissenschaften und der Künste, (ISBN 978-3-506-77348-7)*, Verlag Ferdinand Schöningh, Paderborn, Vorträge, NM 478, 87 S.
- Ward, W. E., J. Oberheide, L. P. Goncharenko, T. Nakamura, **P. Hoffmann**, **W. Singer**, L. C. Chang, J. Du, D.-Y. Wang, P. Batista, B. Clemesha, A. H. Manson, D. M. Riggan, C.-Y. She, T. Tsuda, and T. Yuan (2010), On the consistency of model, ground-based, and satellite observations of tidal signatures: Initial results from the CAWSES tidal campaigns, *J. Geophys. Res.*, 115, D07107, doi:10.1029/2009JD012593.
- Zülicke, Ch.**, and **D. H. W. Peters** (2010), On the estimation of persistence in geophysical time series, *European Phys. J.*, pp. 101–108, doi:10.1140/epjst/e2010-01275-2.

Dissertationen, Diplomarbeiten, Masterarbeiten, Bachelorarbeiten

Dissertationen

K. Hallgren

Mesospheric water vapor; Variability at different timescales observed by ground-based microwave spectroscopy

Universität Rostock, Dezember 2010

R. Knöpfel

An Idealized Radiative Transfer Scheme for use in an Atmospheric General Circulation Model From the Surface up to the Mesopause Region

Universität Rostock, Dezember 2011

Li Qiang

Multi-frequency radar observations of polar mesosphere summer echoes: Statistical results and microphysical properties

Universität Rostock, Dezember 2011

S. Brune

Analysis of the Global Spectrum of the Atmospheric Horizontal Kinetic Energy from the Boundary Layer to the Mesopause

Universität Rostock, April 2012

Diplomarbeiten

R. Gancarz

Development of radar beam configurations for meteor experiments with the atmospheric sounding radar MAARSY

State Higher Vocational School in Tarnów, Juni 2010

T. P. Viehl

Spektral hochaufgelöste Messungen von Aerosolen in der mittleren Atmosphäre

Universität Rostock, Oktober 2010

M. Bügelmayer

Der Einfluss des längenabhängigen Ozons auf die winterliche Allgemeine Zirkulation in mittleren und hohen Breiten

Universität Wien, Januar 2011

C. Baumann

Zur Quantifizierung des Masseneintrages in die Atmosphäre durch Meteore

Universität Rostock, März 2012

M. Schlutow

A Positive Definite Scheme for Mass Conserving Spectral Tracer Transport in Global Climate Models

Universität Rostock, März 2012

Masterarbeiten

N. Liu

Entwicklung und Aufbau einer Laserüberwachung für ein Rayleigh-Mie-Raman LIDAR
Universität Rostock, Oktober 2010

D. Rachholz

Animation von multidimensionalen atmosphärischen Parametern zur Untersuchung von leuchtenden Nachtwolken
Fachhochschule Wismar, Januar 2010

Bachelorarbeiten

M. Kanning

Entwicklung und Erprobung eines Polarisationsfilters zur Untergrundreduzierung bei einem Rayleigh-Mie-Raman-Lidar
Westfälische Hochschule Zwickau, März 2010

H. Asmus

Laboruntersuchungen zu den Eigenschaften eines neuartigen raketentragenen Detektors zum in-situ Nachweis von Nanopartikeln in der mittleren Atmosphäre
Universität Rostock, September 2010

J. Söder

Aufbau einer Wellenlängenstabilisierung für einen Nd:YAG-Laser
Universität Rostock, August 2010

F. Zaage

Eigenschaften atmosphärischer Schwerewellen aus Radiosonden- und Radarmessungen während einer stratosphärischen Erwärmung im Winter 2008
Universität Rostock, September 2010

S. L. Sommer

Untersuchung kleinskaliger Schichten in der Atmosphäre mittels Interferometrie
Universität Rostock, September 2010

A. Roloff

Entwicklung einer Messdatenerfassungskarte für einen Höhenballon mit 32bit PIC Controller und Speicherung auf SD-Karte
Hochschule für Angewandte Wissenschaften Hamburg, Oktober 2011

F. Rudek

Aufbau und Integration einer Sättigungsspektroskopie am IAP Eisen-Lidar
Westfälische Hochschule Zwickau, Februar 2012

D Mitarbeiter des Instituts

Stand: 31. Dezember 2011

Wissenschaftler	Dr. G. Baumgarten, Prof. Dr. E. Becker, Dr. U. Berger, Dr. R. Eixmann, Dr. J. Fiedler, Dr. A. Gabriel, Dr. A. Gaßmann, Dr. M. Gerding, Dr. M. Grygalashvyly, Dr. K. Hallgren, Dr. J. Höffner, Dr. P. Hoffmann, D. Keuer, Dr. R. Knöpfel, Dr. R. Latteck, Dr. J. Lautenbach Dr. Q. Li, Prof. Dr. F.-J. Lübken, PD Dr. D. Peters, Prof. Dr. M. Rapp, Dr. U. Schaefer-Rolffs, Dr. A. Schneidereit, Dr. G. Stober, Dr. B. Strelnikov, Dr. I. Strelnikova, Dr. M. Zecha, Dr. Ch. Zülicke
Infrastruktur/Techniker	Th. Barth, H.-J. Heckl, T. Köpnick, Th. Linow, N. Meesen, J. Mielich, R. Ostermann, M. Priester, D. Rachholz, J. Schacht, P. Schubert, C. Schütt, J. Trautner, H. Voß ² , R. Waschow, B. Wecke, J. Wedrich, T. Zinau
Verwaltung/Bibliothek/ Sekretariat	W. Baseda, A. Kurreck, J. Linde, S. Losch, M. Rosenthal, A. Ruß, M. Strate, R. von Rein
Doktoranden	J. Hildebrand, B. Kaifler, N. Kaifler, J. Kiliani, A. Kirsch, M. Kopp, V. Matthias, M. Placke, T. Renkwitz, A. Schneider, A. Szewczyk, T. Viehl
Diplomanden, studentische und wissenschaftliche Hilfskräfte	H. Asmus, C. Baumann, K.-G. Eller, S. Ernst, S. Mitreiter, D. Petzsch, F. Rudek, M. Schlutow, C. Schult, G. Teiser, B. Wolf, F. Zaage

²ATZ-Ruhephase

E Mitglieder der Gremien

Stand: 31. Dezember 2011

Mitglieder des eingetragenen Vereins „IAP“:

Prof. Dr. W. Fennel (Vorsitzender)	Institut für Ostseeforschung Warnemünde
MR Dr. M. Dube	Ministerium für Bildung, Wissenschaft und Kultur des Landes Mecklenburg-Vorpommern
RD'in Dr. G. Helbig	Bundesministerium für Bildung und Forschung
R. Karl	Bürgermeister Ostseebad Kühlungsborn
Prof. Dr. A. Leder	Universität Rostock
Prof. Dr. F.-J. Lübken	Leibniz-Institut für Atmosphärenphysik Kühlungsborn
Prof. Dr. K.-H. Meiwes-Broer	Universität Rostock
Prof. Dr. R. Redmer	Universität Rostock
U. Schmidt	Schulzentrum Kühlungsborn
K. Wiek	Ostseebad Kühlungsborn

Mitglieder des Kuratoriums:

MR Dr. M. Dube (Vorsitzender)	Ministerium für Bildung, Wissenschaft und Kultur des Landes Mecklenburg-Vorpommern
RD'in Dr. G. Helbig	Bundesministerium für Bildung und Forschung
Prof. Dr. P. Lemke	Alfred-Wegener-Institut Bremerhaven
Prof. Dr. M. Riese	Forschungszentrum Jülich
Prof. Dr. Ch. Schick	Universität Rostock

Mitglieder des Wissenschaftlichen Beirats:

Prof. Dr. M. Riese (Vorsitzender)	Forschungszentrum Jülich
Prof. Dr. J. Burrows	Universität Bremen
Prof. Dr. W. Ertmer	Universität Hannover
Prof. Dr. K. Fraedrich	Universität Hamburg
Prof. Dr. J. Gumbel	Stockholm University, Schweden
Prof. Dr. U.-P. Hoppe	Forsvarets Forskningsinstitut (FFI) Kjeller, Norwegen
Prof. Dr. G. Lehmacher	Clemson University, USA
Prof. Dr. Th. Leisner	Forschungszentrum Karlsruhe
Prof. Dr. W. Ward	University of New Brunswick, Kanada
Prof. Dr. V. Wirth	Universität Mainz

F **Vereinsatzung des Leibniz-Instituts für Atmosphärenphysik e.V. an der Universität Rostock**

§ 1 Name, Sitz, Aufgabe, Geschäftsjahr

- (1) Der Verein führt den Namen „Leibniz-Institut für Atmosphärenphysik e.V. an der Universität Rostock“. Sitz des Vereins ist Kühlungsborn. Er ist in das Vereinsregister eingetragen.
- (2) Das Institut hat die Aufgabe, Forschung auf dem Gebiet der Atmosphärenphysik durchzuführen und die wissenschaftlichen Erkenntnisse auf diesem Gebiet zu fördern. Das Institut arbeitet mit in- und ausländischen Einrichtungen und Arbeitsgruppen auf dem Gebiet der Atmosphärenphysik zusammen.
- (3) Das Institut hat eine enge Verbindung mit den Einrichtungen der Universität Rostock. Es stellt sein Personal und seine Einrichtungen für die Ausbildung der Studenten auf dem Gebiet der Atmosphärenphysik zur Verfügung.
- (4) Das Geschäftsjahr des Instituts ist das Kalenderjahr.

§ 2 Zweck, Gemeinnützigkeit

- (1) Mit der in § 1 genannten Aufgabenstellung verfolgt das Institut einen ausschließlich und unmittelbar gemeinnützigen Zweck im Sinne der §§ 51 ff. Abgabenordnung (AO).
- (2) Da das Institut keine wirtschaftliche Tätigkeit ausübt, gilt es als „Idealverein“ im Sinne des § 21 BGB.
- (3) Die Mittel des Instituts dürfen nur für satzungsgemäße Zwecke verwendet werden. Die Mitglieder erhalten keine Zuwendungen aus Mitteln des Instituts. Es darf keine Person durch Ausgaben, die dem Institutszweck fremd sind, oder durch unverhältnismäßig hohe Vergütungen begünstigt werden. Sach- und Investitionsausgaben des Instituts dürfen nur gemäß der in § 1, Abs. 2 zugewiesenen Zwecksetzung eingesetzt werden.
- (4) Das Institut darf Mitarbeiter nach Maßgabe genehmigter Wirtschaftspläne (Programmbudgets) und des § 12 beschäftigen.
- (5) Die Abzugsfähigkeit von Spenden, die dem IAP zugewendet werden, richtet sich nach den jeweils geltenden gesetzlichen Vorschriften.

§ 3 Mitgliedschaft

- (1) Der Verein hat als stimmberechtigte ordentliche Mitglieder natürliche und juristische Personen. Die Bundesrepublik Deutschland (nachfolgend Bund) und das Land Mecklenburg-Vorpommern (nachfolgend Land) haben als juristische Person je eine Mitgliederstimme.
- (2) Daneben können als nicht stimmberechtigte Mitglieder auch natürliche und juristische Personen, Vereinigungen sowie öffentlich-rechtliche Körperschaften aufgenommen werden, die sich der Satzung und den Zielen des IAP verpflichtet haben.
- (3) Über die Aufnahme und den Ausschluss von Mitgliedern entscheidet die Mitgliederversammlung. Der Vorsitzende der Mitgliederversammlung, die Vertreter von Bund und Land und der Direktor können neue Mitglieder vorschlagen.

Über Aufnahme und Ausschluss von stimmberechtigten Mitgliedern entscheidet das Kuratorium.

Über Aufnahme und Ausschluss der nicht stimmberechtigten Mitglieder nach Abs. 2 entscheidet die Mitgliederversammlung.

- (4) Die Mitgliedschaft ist beitragsfrei.
- (5) Die Mitglieder können mit einer Frist von drei Monaten zum Schluss eines Geschäftsjahres ihren Austritt aus dem Verein erklären.

§ 4 Organe des Vereins

Die Organe des Vereins sind:

- a) die Mitgliederversammlung
- b) das Kuratorium
- c) der Direktor des Instituts
- d) der Wissenschaftliche Beirat

§ 5 Die Mitgliederversammlung

- (1) Die Mitgliederversammlung findet mindestens einmal jährlich statt. Sie ist ferner auf Verlangen des Bundes oder des Landes oder der Mehrheit der Mitglieder einzuberufen.
- (2) Die Mitgliederversammlung wird im Auftrag ihres Vorsitzenden schriftlich durch den Direktor des Instituts unter Übersendung der Tagesordnung einberufen; dabei ist eine Frist von drei Wochen zu wahren.
- (3) Die ordnungsgemäß einberufene Mitgliederversammlung ist unabhängig von der Zahl der erschienenen und vertretenen stimmberechtigten Mitglieder nur beschlussfähig, wenn Bund und Land vertreten sind. Beschlüsse werden mit einfacher Stimmenmehrheit gefasst, sofern nicht Gesetz oder Satzung etwas anderes vorschreiben.
- (4) Beschlüsse mit finanziellen Auswirkungen, Satzungsänderungen oder die Auflösung des Vereins bedürfen der Zustimmung von Bund und Land.
- (5) Auch ohne Versammlung der Mitglieder ist ein Beschluss gültig, wenn alle stimmberechtigten Mitglieder die Zustimmung zu dem Beschluss schriftlich erklären.
- (6) Über die Beschlüsse der Mitgliederversammlung ist eine Niederschrift anzufertigen, die vom Vorsitzenden der Mitgliederversammlung zu unterzeichnen ist; sie ist den Mitgliedern innerhalb von höchstens drei Wochen nach der Sitzung zuzusenden.

§ 6 Aufgaben der Mitgliederversammlung

Die Mitgliederversammlung hat folgende Aufgaben:

- (1) Wahl eines Vorsitzenden aus ihrer Mitte. Der Vorsitzende der Mitgliederversammlung bestimmt aus dem Kreis der Mitglieder des Instituts bei seiner Verhinderung einen Stellvertreter.
- (2) Entgegennahme eines Berichtes des Direktors über die Institutsarbeit im abgelaufenen Geschäftsjahr und die weitere Planung sowie über die Jahresrechnung und das Ergebnis der Rechnungsprüfung.
- (3) Beschlussfassungen über

- a) den Jahresabschluss
- b) die Entlastung des Kuratoriums und des Direktors
- c) die Wahl des Abschlussprüfers
- d) Satzungsänderungen
- e) die Auflösung gem. § 14
- f) sonstige Anträge
- g) Wahl des Kuratoriumsmitgliedes gem. § 7 Abs. 1 Buchst. d.

§ 7 Das Kuratorium

- (1) Dem Kuratorium gehören an:
 - a) je ein Vertreter des Bundes und des Landes;
 - b) der Dekan der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät der Universität Rostock;
 - c) der Vorsitzende des wissenschaftlichen Beirates;
 - d) ein von der Mitgliederversammlung auf die Dauer von vier Jahren zu wählendes Mitglied, für das eine einmalige Wiederwahl zulässig ist.
- (2) Die Mitglieder des Kuratoriums haben je eine Stimme.
- (3) Den Vorsitz des Kuratoriums führt der Vertreter des Landes, stellvertretende/r Vorsitzende/r ist der Vertreter des Bundes.
- (4) Das Kuratorium tritt mindestens einmal jährlich zusammen. Es wird im Auftrag seines Vorsitzenden durch den Direktor des Instituts unter Übersendung einer Tagesordnung einberufen. Die Einberufung soll mit einer Frist von spätestens drei Wochen erfolgen.
- (5) Beschlüsse der Einrichtungen zu Fragen von forschungs- und wissenschaftspolitischer Bedeutung mit erheblichen finanziellen Auswirkungen oder in Bezug auf das Leitungspersonal der Einrichtungen dürfen nicht gegen die Stimme des Landes- oder des Bundesvertreters gefasst werden.
- (6) Über die Sitzungen des Kuratoriums sind Niederschriften zu fertigen, die den wesentlichen Verlauf der Beratungen und die Beschlüsse wiedergeben, die vom Vorsitzenden zu unterzeichnen sind. Sie sind den Kuratoriumsmitgliedern unverzüglich zu übersenden.
- (7) Der Institutsdirektor nimmt an den Sitzungen des Kuratoriums teil, sofern dieses im Einzelfall nicht anders beschließt.
- (8) In Eilfällen kann das Kuratorium auch Beschlüsse im schriftlichen, im elektronischen (per E-Mail) oder im telegrafischen (per Telefax) Umlaufverfahren fassen. Kommen Beschlüsse nicht zustande, entscheidet der Vorstand gemäß § 9 Abs. 9.

§ 8 Aufgaben des Kuratoriums

- (1) Das Kuratorium überwacht die Rechtmäßigkeit, Zweckmäßigkeit und Wirtschaftlichkeit der Führung der Geschäfte.
- (2) Das Kuratorium berät grundsätzliche Angelegenheiten und solche von wesentlicher finanzieller Bedeutung und beschließt entsprechende Festlegungen und Empfehlungen. Grundsätzliche Angelegenheiten sind insbesondere:
 - a) Bestellung und Abberufung des Direktors und der Abteilungsleiter;
 - b) das mehrjährige Forschungsprogramm;
 - c) das Programmbudget, die mittelfristige Finanzplanung, das Ausbau- und Investitionsprogramm sowie der Jahresabschluss;

- d) außergewöhnliche, über den Rahmen des laufenden Betriebes hinausgehende Rechtsgeschäfte und Maßnahmen;
- e) die Errichtung und Auflösung von Abteilungen im Benehmen mit dem Direktor;
- f) die Prüfung und Genehmigung des vom Direktor vorzulegenden Tätigkeitsberichtes des Instituts über das vergangene Jahr und des Arbeitsplanes für das folgende Jahr;
- g) die Einwilligung zum Abschluss, zur Änderung oder Kündigung von Anstellungsverträgen mit leitenden Mitarbeitern des Instituts sowie zur Gewährung über- oder außertariflicher Leistungen;
- h) die Berufung der Mitglieder des Beirates;
- i) Erarbeitung von Vorschlägen für die Mitgliederversammlung zu Satzungsfragen und zur Institutsauflösung.

§ 9 Direktor

- (1) Der Direktor leitet das Institut und vertritt es nach außen. Er ist Vorstand des Vereins im Sinne von § 26 BGB. Der Direktor hat eine/n geschäftsmäßigen/geschäftsmäßige Vertreter/in, der/die nach Anhörung des Vorstandes vom Kuratorium zu bestellen ist. Über Dauer und Neu- bzw. Abberufung entscheidet das Kuratorium. Der Direktor ist per Amt Mitglied. Die Abteilungsleiter sollten Mitglieder des Lehrkörpers der Universität Rostock sein.
- (2) Der Direktor wird für höchstens fünf Jahre bestellt; Wiederbestellung ist zulässig.
- (3) Der Direktor führt die laufenden Geschäfte des Instituts im Rahmen dieser Satzung und unter Bindung an die Beschlüsse der Mitgliederversammlung und des Kuratoriums sowie des Programmbudgets.
- (4) Der Direktor hat das Kuratorium über alle wichtigen Angelegenheiten zu unterrichten. Er ist verpflichtet, dem Kuratorium über alle Angelegenheiten des Instituts Auskunft zu erteilen.
- (5) Der Direktor erarbeitet mit den Abteilungsleitern unter angemessener Beteiligung der wissenschaftlichen Mitarbeiter das wissenschaftliche Programm.
- (6) Zu den weiteren Aufgaben des Direktors gehören insbesondere:
 - a) die Planung der Zusammenarbeit mit universitären, anderen nationalen und internationalen Einrichtungen sowie die Verantwortung für deren Durchführung und Ergebnisbewertung;
 - b) die Regelung der Geschäftsverteilung des Instituts;
 - c) das Finanz-, Kassen- und Rechnungswesen, insbesondere die Aufstellung des Entwurfs des Programmbudgets;
 - d) die Aufstellung des Jahresabschlusses;
 - e) die Vorlage des vorjährigen Tätigkeitsberichtes des Instituts beim Kuratorium bis spätestens zum 1. April eines jeden Jahres;
 - f) die jährliche Vorlage eines Arbeitsplanes beim Kuratorium für das jeweilige folgende Jahr bis spätestens zum 15. Oktober;
 - g) die Vorbereitung der Sitzung des Kuratoriums;
 - h) die Wahrnehmung der personalrechtlichen Befugnisse für die Mitarbeiter des Instituts unter Beachtung des § 8 Abs. 2 Buchst. g.
- (7) Der Direktor beruft mindestens einmal halbjährlich eine Versammlung der Institutsangehörigen ein, in der über Institutsangelegenheiten berichtet und diskutiert wird.

- (8) Der/die Direktor/in ist auf der Grundlage eines mit dem/der Vorsitzenden des Kuratoriums geschlossenen Dienstvertrages für den Verein tätig und erhält eine angemessene Vergütung.
- (9) In unaufschiebbaren und begründeten Eilfällen kann der Direktor oder sein/e Vertreter/in in Abstimmung mit dem/der Vorsitzenden und dem/der stellvertretenden Vorsitzenden des Kuratoriums Entscheidungen gemäß § 7 Abs. 8 treffen.

§ 10 Der Wissenschaftliche Beirat

- (1) Der Wissenschaftliche Beirat besteht aus mindestens sechs, höchstens zehn Mitgliedern, die nicht Mitarbeiter des Instituts sind. Sie werden nach Anhörung des Direktors vom Kuratorium für die Dauer von höchstens vier Jahren berufen; einmalige Wiederberufung ist zulässig. Der Direktor kann Vorschläge machen. Der wissenschaftliche Beirat wählt aus seiner Mitte den Vorsitzenden und dessen Stellvertreter. Der wissenschaftliche Beirat kann sich eine Geschäftsordnung geben.
- (2) Der wissenschaftliche Beirat tritt in der Regel einmal pro Jahr zusammen. Der Vorsitzende des Beirats lädt zu den Sitzungen unter Mitteilung der Tagesordnung schriftlich ein; dabei ist bei der Übersendung von Unterlagen für die Beiratssitzungen durch das IAP eine Frist von mindestens 14 Tagen zu wahren.
- (3) Der Vorsitzende des Kuratoriums und der Direktor können an den Sitzungen des Wissenschaftlichen Beirats teilnehmen, sofern dieser nichts anderes beschließt.
- (4) Der Wissenschaftliche Beirat kann zu seinen Sitzungen Gäste einladen; er kann sich externer Berater bedienen.

§ 11 Aufgaben des Wissenschaftlichen Beirates

- (1) Der Wissenschaftliche Beirat berät die Mitgliederversammlung, das Kuratorium und den Direktor in allen wissenschaftlichen Angelegenheiten des Instituts. Er fördert die Verbindung mit Einrichtungen des In- und Auslandes. Er ist in seiner Beratungstätigkeit unabhängig.
- (2) Er gibt Empfehlungen zu den Arbeitsprogrammen des Instituts einschließlich der geplanten Zusammenarbeit mit in- und ausländischen Einrichtungen. Er berät das Kuratorium in Berufsangelegenheiten und nimmt Stellung zum wissenschaftlichen Jahresbericht des Direktors. Er bewertet die wissenschaftliche Arbeit des Instituts und berichtet dem Kuratorium darüber.
- (3) Über die Sitzungen des Wissenschaftlichen Beirates ist eine Niederschrift anzufertigen, die von dem/der Vorsitzenden zu unterzeichnen ist; sie ist den Mitgliedern des Wissenschaftlichen Beirates und des Kuratoriums sowie dem Vorstand zu übersenden.

§ 12 Projektförderung durch Dritte

Das IAP ist berechtigt, im Rahmen seiner Aufgabenstellung gemäß § 1 auch solche wissenschaftlichen Tätigkeiten und Projekte durchzuführen, die nicht aus den, dem Institut im Rahmen einer Grundfinanzierung zur Verfügung gestellten Zuwendungsmitteln, sondern auch aus Mitteln Dritter finanziert werden. Das IAP kann im Rahmen seiner wissenschaftlichen Forschungen an Entwicklungs- und Forschungsprogrammen mitwirken.

Unter Entwicklungs- und Forschungsprogramm wird ein weitgehend in Einzelheiten strukturiertes, zeitlich und finanziell begrenztes, auf ein bestimmtes Ziel gerichtetes wissenschaftliches oder technisches Forschungs- und Entwicklungsvorhaben verstanden.

§ 13 Prüfungsrechte

- (1) Jahresabschluss mit Geschäftsbericht sind von dem von der Mitgliederversammlung bestellten Abschlussprüfer zu prüfen. Die sich für den der öffentlichen Förderung unterliegenden Teil der Rechnungslegung ergebenden Rechte des Landes und des Bundes sowie des Landesrechnungshofes und des Bundesrechnungshofes bleiben unberührt.

§ 14 Auflösung des Instituts

Die Mitgliederversammlung entscheidet bei Verlust der Rechtsfähigkeit oder bei Wegfall der in § 1 genannten Aufgabenstellung über die Auflösung des Instituts. Bei der Auflösung oder Aufhebung des Vereins oder bei Wegfall steuerbegünstigter Zwecke sind die vom Land M-V überlassenen Immobilien und Geräte unter Ausgleich der vom Bund mitfinanzierten Wertsteigerungen an das Land zurückzugeben. Im Übrigen fällt das Vermögen des Vereins an den Bund und an das Land im Verhältnis der von ihnen geleisteten Zuwendungen, die es unmittelbar und ausschließlich für gemeinnützige Zwecke zu verwenden haben, vorzugsweise für Wissenschaft und Forschung. Soweit Rückforderungsverpflichtungen bestehen, sind diese vorrangig zu beachten.