

LEIBNIZ-INSTITUT FÜR ATMOSPHÄRENPHYSIK e. V.

an der Universität Rostock

Institutsbericht 2012/2013

Herausgeber:

Prof. Dr. F.-J. Lübken

Prof. Dr. E. Becker

Prof. Dr. Jorge L. Chau

Redaktion:

Herr J. Hildebrand

Frau A. Kirsch

Frau M. Rosenthal

Herr A. Schneider

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 2014

Inhaltsverzeichnis

Liste der verwendeten Abkürzungen	4
Vorwort	6
Einleitung	9
Bilder aus dem Institutsleben	16
Organisation des IAP	20
Wissenschaftliche Arbeitsschwerpunkte in den Jahren 2012/2013	21
1 Das Antarktis-Projekt des IAP	27
2 Gegenwärtige und zukünftige Einsatzmöglichkeiten der IAP-Radarsysteme für Untersuchungen der Atmosphäre	31
3 Weiterentwicklung von KMCM als idealisiertes Klimamodell	35
4 Stationen der optischen Sondierung mit Lidar-Systemen	39
5 Entwicklung der Lidartechniken am IAP und sektorale Verwertung	41
6 Entwicklung eines diodengepumpten Alexandritlasers	43
7 Die Eisenschicht in antarktischen Breiten	45
8 Mesosphärische Temperaturstruktur in Davis	47
9 Lidarmessungen der Temperaturzeiten über Kühlungsborn	49
10 Trends in Temperaturen und Eisschichten mit LIMA/Eis	51
11 Sensitivität der NLC-Entwicklung mit LIMA/Eis	53
12 Der Einfluss der Stratosphäre auf das Auftreten von NLC	55
13 Interhemisphärischer Vergleich von NLC auf kurzen Skalen	57
14 Klimatologie der Kaliumschicht über Kühlungsborn	59
15 Abhängigkeit der NLC von den Hintergrundbedingungen in mittleren und polaren Breiten	61
16 Messungen von Schwerewellen in Winden und Temperaturen mit Lidar	63
17 Ballongetragene Turbulenzmessungen in der Stratosphäre mit LITOS	65
18 Die Radar-Systeme des IAP	67
19 Untersuchung des Auftretens mesosphärischer Sommerechos in mittleren Breiten	71
20 Langfristige Veränderungen der PMSE-Häufigkeit über Andøya	73
21 Geometrische Betrachtungen von PMSE in geschwenkten Radarstrahlen mittels CRI	75
22 Die Bestimmung von Meteortrajektorien mithilfe der interferometrischen Möglichkeiten von MAARSY	77

23 Bestimmung von Schwerewellenparametern aus horizontal aufgelösten radialen Geschwindigkeitsmessungen	79
24 Beobachtungen der Geminiden während der ECOMA-Kampagne	81
25 PMWE-Eigenschaften aus EISCAT-Beobachtungen	83
26 WADIS: Erste Ergebnisse	85
27 Aktive fallende Kugel: Vorläufige Ergebnisse und der Vergleich mit Radiosonden- und Radarmessungen	87
28 Ganztägige Gezeiten in niederen Breiten: Radar-, Satelliten- und Modellergebnisse	89
29 MAARSY: Passive und aktive Experimente zur Validierung des Strahlungsdiagramms	91
30 Erste In-situ-Turbulenzmessungen während Auf- und Abstieg eines Raketenfluges	93
31 Der Einfluss von planetaren Wellen auf breitenverschobene stratosphärische Erwärmungen	95
32 Schwerewellen und Impulsflüsse aus MF-Radarmessungen im Vergleich mit Modellergebnissen	97
33 Ableitung langzeitiger Trends in der ionosphärischen F2-Schicht mit unterschiedlichen Indizes der Sonnenaktivität	99
34 Einfluss von Schwerewellen auf NLC in polaren Breiten	100
35 Heterogene Nukleation von mesosphärischen Eisteilchen: Mikrophysikalische Modellierung und In-situ-Messungen während der PHOCUS-Kampagne im Sommer 2011	102
36 Ableitung von Windfeldern aus den Aura/MLS-Satellitendaten	104
37 Interannuale Variabilität der 3D-residuellen Zirkulation	106
38 Analyse nichtidealer Strömungen in der Atmosphäre	108
39 Dissipation und zweiter Hauptsatz in Klimamodellen	110
40 Einfluss von Schwerewellen auf die OH*-Schicht	112
41 Modellierung der sekundären Ozonschicht bei stratosphärischen Erwärmungen	114
42 Objektive Diagnose mesosphärischer Vorboten stratosphärischer Erwärmungen	116
43 Theoretische Aspekte der Anregung nichtorographischer Schwerewellen	118
44 Die Sensibilität der residuellen Zirkulation bezüglich der Skalenwechselwirkung orographischer Schwerewellen	120
45 Skaleninvariante Horizontaldiffusion für hochaufgelöste Klimamodelle	122
46 Energiedeposition in der Mesosphäre und unteren Thermosphäre	124

47 Wechselwirkung von Schwerewellen und Gezeiten mit langwelliger Strahlung	126
48 Zum saisonalen Rossby-Wellenbrechen: Ein Vergleich der Re-Analysen ERA-40 und ERA-Interim	128
49 Zur Interpretation der Wasserdampfmessungen in der mittleren Atmosphäre über Kühlungsborn und ALOMAR im Winter 2010	130
50 Zur Langzeitvariabilität in den Kühlungsborner Phasenhöhenmessungen der 50-jährigen Periode von 1959–2009	132
51 Mikrophysikalische Simulation leuchtender Nachtwolken mittels dreidimensionaler dynamischer Felder aus KMCM	134
A Liste der Drittmittelprojekte	136
B Liste der kooperierenden Institutionen und Wissenschaftler	139
C Liste der Veröffentlichungen in den Jahren 2012 bis 2014 (Stand: 24.03.2014)	147
D Mitarbeiter des Instituts	151
E Mitglieder der Gremien	152
F Vereinssatzung des Leibniz-Instituts für Atmosphärenphysik e. V. an der Universität Rostock	153

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	Coherent Radar Imaging
CTM	Chemie-Transportmodell
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
EISCAT	European Incoherent SCATter scientific association
ENVISAT	Environmental Satellite
EPF	Eliassen-Palm-Fluss
ERA40	40 year ECMWF Reanalysis project
Era-Interim	ECMWF global atmospheric „interim“ reanalysis
ESA	European Space Agency
ESRAD	ESrange MST RADar
EZMW	Europäisches Zentrum für Mittelfristige Wettervorhersage
E39C	gekoppeltes Klima-Chemie-Modell ECHAM4.L39(DLR)/CHEM
FCA	Full Correlation Analysis
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
HWM07	Horizontal Wind Model, Version 2007
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
LIDAR	LIght Detection And Ranging
LIMA	Leibniz-Institute Middle Atmosphere Model
LITOS	Leibniz-Institute Turbulence Observations in the Stratosphere
LF	Low Frequency
LOCHMES	Long-term Changes in the Mesosphere
LPMR	Layered Phenomena in the Mesopause Region
LST	Local Solar Time
LT	Local Time

MAARSY	Middle Atmosphere ALOMAR Radar SYstem
MaCWAVE	Mountain and Convective Waves Ascending Vertically
MAECHAM	Middle-Atmosphere ECHAM
MaTMeLT	Mixing and Transport in the Mesosphere/Lower Thermosphere
MBWK	Ministerium für Bildung, Wissenschaft und Kultur
MECTM	MEsokaliges Chemie Transport Modell
MERRA	Modern-Era Retrospective Analysis for Research and Application
MF	Medium Frequency
MIDAS	Middle atmosphere Investigation of Dynamics And Structure
MISI	MIcrowave Spectrometer at IAP
MISU	Department of Meteorology Stockholm University
MLS	Microwave Limb Sounder
MLT	Mesosphere-Lower Thermosphere
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
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
PW	Planetary Wave
QBO	Quasi-Biannual Oscillation
RIM	Range Imaging
RMR	Rayleigh/Mie/Raman
ROMIC	Role Of the Middle atmosphere In Climate
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
SMHI	Swedish Meteorological and Hydrological Institute
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
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
WADIS	WellenAusbreitung und -DISSipation in der mittleren Atmosphäre
WMO	World Meteorological Organisation
WRF	NCAR Weather Research and Forecasting model
ZAO	Zentrales Aerologisches Observatorium, Moskau

Vorwort

Im Berichtszeitraum, der die Jahre 2012 und 2013 umfasst, gab es für das Institut eine Reihe von besonderen Vorkommnissen. Bezüglich Personalien waren zwei Ereignisse von herausragender Bedeutung. Im Juli 2012 erhielt unser damaliger Abteilungsleiter, Herr Prof. Markus Rapp, einen Ruf an die Ludwig-Maximilians-Universität München und wurde zum Direktor des Instituts für Physik der Atmosphäre des DLR in Oberpfaffenhofen ernannt. Die frei gewordene Stelle wurde nach den Richtlinien für ein Berufungsverfahren der Universität Rostock neu ausgeschrieben. Nach den üblichen Schritten eines solchen Verfahrens, wie z. B. Vorauswahl und Einladung der Kandidaten, Einholung von Gutachten, Beratungen der Berufungskommission und der Universitätsgremien, erhielt Herr Prof. Jorge Chau im Mai 2013 den Ruf an die Universität Rostock, verbunden mit der Leitung der Abteilung „Radarsondierungen und Höhenforschungsraketen“ am IAP. Herr Chau hat die Stelle im August 2013 angetreten und lebt inzwischen mit seiner Familie in Kühlungsborn. Wir sind sehr froh, mit Herrn Chau einen der weltweit führenden Experten für die Verwendung von Radars in der Atmosphärenforschung gewonnen zu haben. Im August 2012 ist die langjährige Leiterin unserer Verwaltung, Frau Marion Strate, in den vorzeitigen Ruhestand getreten. Sie hat sich beim Aufbau des Instituts große Verdienste erworben. Dafür möchte ich mich herzlich bei Frau Strate bedanken. Wir haben mit Herrn Jens-Uwe Mölck einen hervorragenden Nachfolger gefunden, der sich inzwischen glänzend eingelebt hat.

Das zwanzigjährige Bestehen des IAP wurde im August 2012 durch eine große Festveranstaltung gefeiert, wobei u. a. hochkarätige Vertreter der Universität Rostock, der Leibniz-Gemeinschaft, der Landesregierung und des BMBF anwesend waren. Zahlreiche ehemalige Mitarbeiter¹ tauschten Erinnerungen aus der turbulenten Gründungszeit aus und blickten mit berechtigtem Stolz zurück auf ihren Beitrag zur Erfolgsgeschichte des IAP. In einem anschließenden „Tag der offenen Tür“ informierten sich mehr als 1300 Besucher über die wissenschaftlichen Forschungsergebnisse und die technischen Expertisen des Instituts. Im April 2013 stellten sich dann alle Leibniz-Institute auf einem parlamentarischen Informationsabend im Landtag in Schwerin vor. Dies bot eine besondere Gelegenheit, den politischen Mandatsträgern die wissenschaftliche Leistungsfähigkeit der Leibniz-Institute in Mecklenburg-Vorpommern zu präsentieren.

Von besonderer Bedeutung für das IAP sind Publikationen in wissenschaftlichen Fachzeitschriften. Hier hat sich die erfreuliche Entwicklung der letzten Jahre fortgesetzt. Dies zeigt sich u. a. darin, dass Manuskripte des IAP im Berichtszeitraum zweimal auf der Titelseite von *Geophysical Research Letters* hervorgehoben wurden. Außerdem wurden von IAP-Mitarbeitern erzielte Forschungsergebnisse zweimal als „Highlight“ in EOS, der Mitgliederzeitschrift der *American Geophysical Union*, genannt. Wissenschaftler des IAP waren auch maßgeblich an der Veröffentlichung eines Springer-Buches mit CAWSES-Ergebnissen beteiligt. Man kann feststellen, dass die am Institut erzielten Forschungsergebnisse hervorragend publiziert werden, und zwar in den weltweit besten Fachzeitschriften.

Die Einwerbung von Drittmitteln spielt am IAP eine große Rolle. Im sogenannten „Pakt-Verfahren“ der Leibniz-Gemeinschaft hat das IAP in jedem Jahr (mit einer Ausnahme) einen Antrag gestellt und dabei eine Erfolgsquote von 100 % erzielt (typisch sind ca. 40 %). Damit hat das IAP wesentlich mehr Mittel im Wettbewerbsverfahren des Paktes eingeworben, als von den Zuwendungsgebern eingezahlt wurde. Die Förderung von Projekten mit Höhenforschungsraketen erweist sich erfreulicherweise als sehr stabil. Durch ein „Memorandum of Understanding“ zwischen dem IAP, dem DLR-Institut für Physik der Atmosphäre und den Universitäten in Oslo und Tromsø wurden die gemeinsamen mittelfristigen Pläne abgestimmt. Das DFG-Schwerpunktprogramm CAWSES ist inzwischen ausgelaufen. Das IAP bemüht sich weiterhin um DFG-Projekte, und zwar sowohl in Einzelanträgen als auch im Rahmen koordinierter Aktivitäten, wie z. B. der neuen Forschergruppe der Universität Frankfurt. Auf unsere Initiative hin hat das BMBF die neue Fördermaßnahme „Role Of the Middle atmosphere In Climate“ (ROMIC) eingerichtet, an dem das

¹Im Weiteren soll das generische Maskulinum als geschlechtsunabhängig verstanden werden.

IAP mit einigen Projekten beteiligt ist. Der Forschungsgegenstand ist auch in SCOSTEPs neuem Forschungsprogramm an prominenter Stelle vertreten und bietet damit den beteiligten Wissenschaftlern die Möglichkeit, Ihre Forschungsergebnisse im internationalen Rahmen zu präsentieren. Im Berichtszeitraum hat die Kooperation mit der Wirtschaft neue Bedeutung erlangt. Dies zeigt sich z. B. in einem gemeinsamen Forschungsprojekt mit der Firma ARGUS in Rostock oder in konkreten Maßnahmen zur kommerziellen Verwertung der am IAP durchgeführten technischen Entwicklungen. Zusammenfassend kann man feststellen, dass die Drittmittelwerbung des IAP sich im Berichtszeitraum weiterhin positiv entwickelt hat.

Als Vorbereitung auf die Evaluierung wurden die zukünftigen wissenschaftlichen und strategischen Schwerpunkte innerhalb des IAP diskutiert und eingehend mit dem wissenschaftlichen Beirat erörtert. Als Ergebnis dieser Beratungen wurde das neue wissenschaftliche Rahmenprogramm erstellt und am 14. Oktober 2013 vom Kuratorium verabschiedet. Damit ist für die nächsten Jahre die Grundlage für die wissenschaftliche Ausrichtung der am IAP durchgeführten Arbeiten gelegt.

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 und der Ausbau der Rechentechnik. 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 gehört und für das IAP auch weiterhin eine wichtige Rolle spielt. Die theoretischen Arbeiten haben neue wichtige Ergebnisse zum Prozessverständnis der Kopplung atmosphärischer Höhengebiete und zu Trends erzielt. Die unterschiedlichen Modelle sind in vielversprechender Weise mit IAP-Daten und mit externen Ergebnissen verknüpft worden.

Die Villa erstrahlt nach der Renovierung im neuen Glanz. Neben der Erneuerung der Infrastruktur und der Schaffung von Gästewohnungen sind die Wiederherstellung der historischen Fassade und die Gestaltung der Außenanlagen hervorzuheben. Dem IAP steht mit der Villa ein repräsentatives und funktionelles Gebäude mit moderner Infrastruktur zur Verfügung. Ende 2012 zeichnete sich ab, dass wir den lang geplanten Erweiterungsbau nunmehr verwirklichen können. Inzwischen sind die Planungen abgeschlossen und die finanziellen Mittel in Höhe von ca. 3,1 Mio. Euro bewilligt. Im Januar 2014 wurde mit dem Bau begonnen.

Das IAP hat in den letzten Jahren die bestehenden Kooperationen ausgebaut und neue hinzugewonnen, z. B. mit dem Fraunhofer-Institut für Lasertechnik in Aachen oder mit dem Schulzentrum in Kühlungsborn. 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 12 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. Man darf feststellen, dass das IAP sowohl im nationalen als auch im internationalen Rahmen sehr gut vernetzt ist.

Die Universität Rostock spielt für das IAP eine besonders wichtige Rolle. Dies betrifft die Ausbildung von Studenten, aber auch die Zusammenarbeit in der Forschung. Das Graduiertenkolleg ILWAO ist ein schönes Beispiel für eine gelungene Kooperation zwischen Leibniz-Instituten (IAP, IOW) und der Universität Rostock, in diesem Falle dem Labor für Strömungsmechanik. Der „Leibniz-Wissenschaftscampus“ fördert ebenfalls die Zusammenarbeit zwischen Leibniz-Instituten und der Universität Rostock. Die Anzahl der Physikstudenten an der Universität Rostock hat sich in den letzten zehn Jahren deutlich erhöht. Dies wirkt sich auch auf das IAP aus: Es gibt wesentlich mehr Studenten in den Vorlesungen und mehr Abschlussarbeiten am IAP. Diese Entwicklung ist zu begrüßen, führt aber auch zu einer Mehrbelastung der Professoren und Lehrkräfte am IAP. Am IAP wird die Ausbildung von Nachwuchskräften durch die Bildung von Promotionsbeiräten und durch die Einrichtung von Matrixgruppen aktiv unterstützt.

Das IAP hat im Berichtszeitraum eine Reihe von Veranstaltungen mit nationaler und internatio-

nalere Beteiligung durchgeführt, um den wissenschaftlichen Austausch zu stärken, die Ausbildung von Nachwuchskräften zu fördern und das Institut in der internationalen Forschungslandschaft noch bekannter zu machen. Dazu gehören z. B. die Sommerschule der NASA und des DLR, der „Girls’ Day“ und MST13, eine Tagung mit großer internationaler Beteiligung, die zum ersten Mal in Deutschland stattfand. Mein herzlicher Dank gilt den Organisatoren von MST13, Markus Rapp, Werner Singer, Ralph Latteck und Gunter Stober, für diese großartige Werbung für das IAP. Die Bedeutung des IAP zeigt sich manchmal auch bei unerwarteten Gelegenheiten: Auf dem 50-jährigen Jubiläum der Andøya Rocket Range wurde der Direktor des IAP als einziger auswärtiger Gast um ein Grußwort gebeten, immerhin in Anwesenheit des norwegischen Königs.

Die Mitarbeiter des IAP sind das wichtigste Kapital für die erfolgreiche Entwicklung des Instituts. Ihnen gilt mein besonderer Dank für ihren erfolgreichen und unermüdlichen Einsatz. Ich möchte mich auch ausdrücklich bei denjenigen bedanken, die in den wissenschaftlichen Veröffentlichungen und in den nachfolgenden Beiträgen nicht namentlich genannt sind und dennoch am Erfolg des IAP wesentlich mitbeteiligt sind. Dies gilt u. a. für meine Sekretärin, Frau Monika Rosenthal, für die Bibliothekarin und Gleichstellungsbeauftragte, Frau Rosemarie von Rein, den Mechaniker, Herrn Jens Wedrich, sowie unseren Hausmeister und Fahrer, Herrn Norbert Meesen, der 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 jegliche Beanstandungen bescheinigt. Mein besonderer Dank für diese beeindruckende Leistung gilt den Mitarbeiterinnen der Institutsverwaltung, Angelika Kurreck, Angelika Ruß, Jessica Linde, Wencke Baseda und Silvia Losch, unter der Leitung von Herrn Jens-Uwe Mölck.

Die finanzielle Grundausrüstung des IAP wird durch das Land Mecklenburg-Vorpommern und das BMBF geleistet. Wir bedanken uns bei diesen Einrichtungen für die Bereitstellung der Mittel und bei den dort für uns zuständigen Personen, Herrn Woldemar Venohr 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 Leitung des Instituts ebenfalls herzlichst gedankt. Im Jahre 2013 ist der bisherige Vorsitzende des Wissenschaftlichen Beirates, Herr Prof. Martin Riese, turnusmäßig ausgeschieden. Ich möchte mich bei Herrn Riese für seine stets konstruktive und hilfreiche Unterstützung bei der wissenschaftlichen Ausrichtung des Instituts bedanken. Als Nachfolger von Herrn Riese wurde Herr Prof. Thomas Leisner gewählt.

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 positive Entwicklung der vergangenen Jahre fortgeführt und gehört auf dem Gebiet der Erforschung der mittleren Atmosphäre inzwischen weltweit zu den führenden Einrichtungen. Allen, die zu diesem Erfolg beigetragen haben, gilt meine Anerkennung und mein aufrichtiger Dank.

Kühlungsborn, im März 2014

Prof. Dr. Franz-Josef Lübken

— Direktor —

Einleitung

Gründungsgeschichte

Auf Empfehlung des Wissenschaftsrates wurde am 1. Januar 1992 das „Institut für Atmosphärenphysik an der Universität Rostock e. V.“ gegründet. Seit dem Jahre 1992 gehörte das Institut für Atmosphärenphysik (IAP) zu den Forschungseinrichtungen der Blauen Liste. Die Institute der Blauen Liste waren selbstständige Forschungseinrichtungen von überregionaler Bedeutung und gesamtstaatlichem wissenschaftspolitischen 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“ 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. 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 Satzung ist ab Seite 153 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 152 am Ende dieses Berichtes aufgeführt. Die Mitgliederversammlung und das Kuratorium tagten im Berichtszeitraum einmal pro Jahr. Die wissenschaftlichen Arbeiten und Ergebnisse des Instituts wurden dem Wissenschaftlichen Beirat am 9./11. Oktober 2012 und am 9./10. Oktober 2013 vorgestellt. Bei dieser Gelegenheit

wurde auch über die zukünftigen Zielstellungen und das neue wissenschaftliche Rahmenprogramm beraten.



Geographische Lage der Gelände des IAP in Kühlungsborn und Juliusruh.

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°07'N, 11°46'O. Der Institutskomplex besteht aus drei Gebäuden: (1) dem Institutsneubau 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, moderne Labors, die Bibliothek, einen großen Versammlungs- und Vortragsraum sowie benötigte Werkstatt- und Lagerräume. Für die Unterbringung von Gastwissenschaftlern und zur vorübergehenden Unterstützung

neu eingestellter IAP-Mitarbeiter besitzt das Institut ferner 2 Gästeappartements im Ort Kühlungsborn und weitere kleinere Appartements in der Villa.

Zum IAP gehört eine eigene Außenstation am nördlichen Rande des kleinen Ortes Juliusruh an der Ostküste der Insel Rügen. Ihre geographischen Koordinaten sind 54°38'N, 13°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.

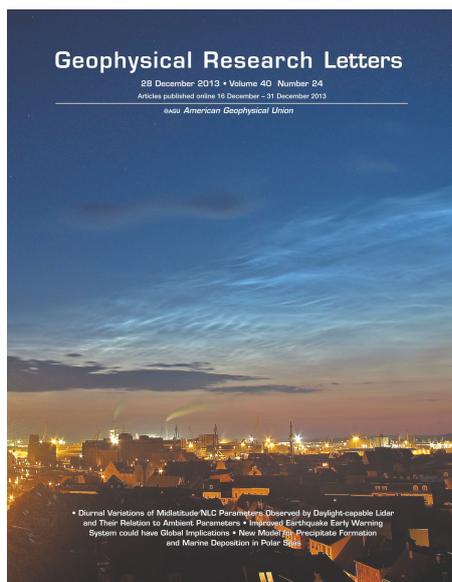
Nutzer maßgeblich beteiligt ist. Im Einzelnen handelt es sich hierbei um ein Rayleigh/Mie/Raman-Lidar, ein VHF-Radar, ein MF-Radar und ein Meteorradar. Hierdurch bietet sich den Wissenschaftlern des IAP die Möglichkeit zum Studium der arktischen Atmosphäre mit modernen experimentellen Methoden. Im vorliegenden Institutsbericht werden auch Ergebnisse des mobilen Eisen-Lidars vorgestellt, welches von Dezember 2010 bis Februar 2013 auf der australischen Station Davis (69°S, Antarktis) stationiert war und dort wichtige Messungen in der Mesopausenregion durchführt hat.

Zahl der Mitarbeiter

Im Berichtszeitraum waren insgesamt 123 Mitarbeiter am IAP tätig², davon 29 Wissenschaftler, 18 wissenschaftlich-technische Angestellte, 10 Verwaltungsangestellte (einschließlich Bibliothek und Sekretariat), 22 Doktoranden, 23 mit der Abfassung von Bachelor-, Master-, und Diplomarbeiten beschäftigte Studenten und 21 studentische und wissenschaftliche Hilfskräfte. Außerdem haben 36 Schüler am IAP gearbeitet. Die Tätigkeit von Gastwissenschaftlern am IAP ist auf Seite 14 erläutert. Dem IAP stehen 38 Planstellen, Annex-Mittel und eingeworbene Drittmittel zur Verfügung. Von den Planstellen sind 18 von Wissenschaftlern besetzt.

²Nicht alle über den gesamten Zeitraum.

Veröffentlichungen



Titelseite der amerikanischen Fachzeitschrift *Geophysical Research Letters* vom Dezember 2013 mit einem Hinweis auf einen Artikel des IAP.

Von besonderer Bedeutung für das IAP sind Publikationen in wissenschaftlichen Fachzeitschriften. Hier hat sich die erfreuliche Entwicklung der letzten Jahre fortgesetzt. In den Jahren 2012/2013 sind insgesamt 84 Aufsätze mit Ergebnissen des IAP erschienen, davon 73 in Zeitschriften mit internationaler Begutachtung (s. Seite 147). Die Anzahl der begutachteten Publikationen pro Wissenschaftler und Jahr betrug im Durchschnitt ca. 1,6. Dies ist deutlich mehr als allgemein erwartet wird. Im Berichtszeitraum wurde im Springer-Verlag ein Buch über die wissenschaftlichen Ergebnisse des DFG-Schwerpunktprogramms CAWSES veröffentlicht, in dem IAP-Mitarbeiter eine maßgebliche Rolle gespielt haben. In den Ausgaben vom Januar 2012 und Dezember 2013 von *Geophys. Res. Lett.* sind Manuskripte des IAP durch eine entsprechende Abbildung auf der Titelseite hervorgehoben worden. Außerdem wurden am IAP erzielte Ergebnisse zweimal in der Mitgliederzeitschrift der AGU als „Highlight“ herausgestellt. 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 136 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 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. ROMIC, einer neuen Fördermaßnahme des BMBF, welche auf Initiative des IAP eingerichtet wurde. Das IAP ist an ROMIC mit einer Reihe von Projekten beteiligt. Darüber hinaus hat das IAP im Rahmen des sogenannten „Pakt-Verfahrens“ der Leibniz-Gemeinschaft erfolgreich Projekte eingeworben. Neben den aktuell laufenden Projekten LOCHMES, und ILWAO-2 wurde ein neues Projekt zur Mischung von Spurengasen (MATMELT) bewilligt. Alle bisher im Rahmen des „Paktes“ beantragten Projekte des IAP wurden bewilligt (der Durchschnitt in der Leibniz-Gemeinschaft insgesamt liegt bei ca. 40 %). Damit hat das IAP wesentlich mehr Mittel im Wettbewerbsverfahren des Paktes eingeworben, als von den Zuwendungsgebern eingezahlt wurde. Die Höhenforschungsraketen(Hfr)-Projekte WADIS und TURB3D befinden sich in der letzten Phase. Der Antrag auf ein neues Hfr-Projekt wurde inzwischen gestellt. Die Kooperation mit Wirtschaftsunternehmen wird durch Drittmittelprojekte und durch Verwertungsmaßnahmen gefördert. Insgesamt werden den Wissenschaftlern des IAP eine Reihe von Möglichkeiten zur 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, 3 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, 2 Messstrecken für Phasenhöhenmessungen und einem Mikrowellenspektrometer zur Messung von Wasserdampfprofilen. Art und Umfang der mit unseren eigenen Instrumenten gewonnenen Beobachtungen werden durch vielfältige Kooperationen mit deutschen und internationalen Forschungseinrichtungen deutlich erweitert. Für theoretische Arbeiten standen verschiedene Modelle bzw. Datensätze zur Verfügung (KMCM, LIMA, MECTM, CARMA, ECHAM, WRF, CMAM, HAMMONIA, GROGRAT, ICON-IAP, verschiedene Reanalysen), 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 Ersatzinvestitionen für die Lidars und bei der Anschaffung neuer Rechentechnik. MAARSY wurde inzwischen bis zur endgültigen Ausbaustufe fertig gestellt und liefert beeindruckende Daten. Das neue Radar gehört zu den leistungstärksten Anlagen weltweit. Das mobile Fe-Lidar des IAP wurde Ende 2013 von der Antarktis (Davis, 69°S) wieder nach Kühlungsborn transportiert und wird jetzt auf seinen Einsatz auf ALOMAR vorbereitet. Die Expedition in die Antarktis war sehr erfolgreich (2900 Stunden an Temperaturmessungen!) und liefert neue wissenschaftliche Erkenntnisse.

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.

Die Renovierung der Villa wurde im Jahre 2012 abgeschlossen. Damit steht dem Institut langfristig ein historisches Gebäude mit moderner Infrastruktur für Rechentechnik etc. sowie einer Reihe von Gästewohnungen zur Verfügung.

Am IAP besteht eine sogenannte „Matrixstruktur“, d. h. neben den Abteilungen gibt es drei abteilungsübergreifende Arbeitsgruppen, die sich mit einer bestimmten wissenschaftlichen Thematik beschäftigen. Die aktuellen Matrixgruppen sind:

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

Diese Matrixgruppen 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 erreicht wurden.

Rechentechnik

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

Ein Schwerpunkt der Arbeiten in der Rechentechnik war die Beschaffung bzw. Modernisierung von Abteilungsservern. Diese Server spielen in der täglichen Arbeit der Wissenschaftler eine wichtige Rolle. Dort werden z. B. Entwicklungsarbeiten für die Modellrechnungen auf dem HPC System (HighPerformanceComputer) des Instituts vorgenommen, Messdaten erfasst, Auswertungen analysiert, Emails verwaltet sowie Datentransfers größeren Umfangs von externen Quellen (z. B. ECMWF, Andenes) abgewickelt. Der Internetanschluss des IAP ist redundant ausgelegt. Eine Verbindung erfolgt über den Knoten Kiel und die andere über Rostock mit jeweils 500 MBit/s. Die Außenstelle in Juliusruh ist inzwischen mit 300 Mbit/s an das Wissenschaftsnetz angeschlossen. Die Erhöhung der Leistungsfähigkeit der Internetanbindung erfordert u. a. auch eine Verbesserung des Schutzes vor Attacken mithilfe einer „Firewall“. Pro Tag gibt es etwa 25.000 Versuche, unberechtigt in unser Rechnersystem einzudringen.

2013 wurde die Kapazität des Fileservers erweitert, um größere Datenmengen, die durch neue Messtechnik, z. B. MAARSY und durch Modellrechnungen erzeugt werden, archivieren zu können. Durch Austausch der Bandlaufwerkstechnologie wurde die Gesamtkapazität von 1,3 PetaByte auf knapp 3 PetaByte mehr als verdoppelt. Am IAP werden ca. 200 Arbeitsplatzrechner verwendet. Zur Unterstützung von gemeinsam verwendeten Diensten, wie z. B. Erstellung von Backups oder Bereitstellung von Netzwerken, werden weitere Rechner eingesetzt, die als virtuelle Rechner realisiert sind. Dadurch wird die Ausfallsicherheit erhöht, der Zugriff beschleunigt und eine redundante Speicherung von Daten gewährleistet.

Zusammenfassend ist festzustellen, dass den Mitarbeitern des Instituts eine moderne und sehr leistungsfähige Rechen- und Kommunikationstechnik zur Verfügung steht. Dies beinhaltet auch sonstige Arbeitsmittel, wie z. B. Drucker, Vortragstechnik etc.

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 der 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 45 Studenten am IAP tätig, 29 haben ihre Abschlussarbeiten (Bachelor, Master, Diplom, Promotion) fertig gestellt. Hinzu kommen 77 Praktikanten und Sommerstudenten. Im Sommer 2012 und 2013 wurden zum wiederholten Male

eine Sommerschule der NASA und des DLR durchgeführt. Etwa 25 amerikanische und deutsche Studenten haben sich am IAP über die hier durchgeführten Forschungsarbeiten informiert.

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 und 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 24 Wissenschaftler und Studenten aus 12 Ländern für einen längeren Zeitraum am IAP gearbeitet. Insgesamt waren 4 Wissenschaftler für mehrere Monate am IAP, darunter Herr Dr. K. Grandhi, der als Alexander-von-Humboldt-Stipendiat am IAP geforscht hat. Mitarbeiter des IAP haben Forschungszentren auf der ganzen Welt besucht.

Nationale und internationale Kooperationen

Enge Kooperationsbeziehungen bestehen auf nationaler Ebene mit insgesamt 42 Einrichtungen, davon 21 Universitäts-Instituten, 1 Institut der HGF, 4 Leibniz-Instituten, 2 Max-Planck-Instituten und 14 sonstigen Einrichtungen. Auf internationaler Ebene bestehen Kooperationen mit 78 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 und vergleichbare Daten des AAD von Davis, 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-Arecibo- und Jicamarca-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 2012/2013 haben am IAP insgesamt 8 nationale und internationale Projekttreffen und Konferenzen stattgefunden. Außerdem haben Mitarbeiter des IAP insgesamt 17 Fachsitzungen auf internationalen

Tagungen organisiert, darunter in Wien (EGU), Indien (COSPAR), Nagoya (CAWSES), San Francisco (AGU) und in Thun (ESA/PAC). Hervorzuheben ist die MST13-Tagung, die im März 2013 in Kühlungsborn stattfand, und damit zum ersten Mal in Deutschland. Es handelt sich hierbei um eine wichtige internationale Fachtagung für die Verwendung von Radars in der Atmosphärenphysik. Die wichtigsten Ergebnisse aus den Vorträgen wurden in einem eigenen Sammelband veröffentlicht. 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. Das Institut wurde von einigen Gruppen besucht, wie z. B. von der „Wissenskarawane“, einer Gruppe von Schülern aus der näheren Umgebung. Im September 2012 fand ein „Tag der offenen Tür“ statt, um einer breiten Öffentlichkeit unser Institut vorzustellen. Etwa 1.300 Besucher nutzten dieses Angebot. Im Rahmen des „Girls’ Day“ wurden im IAP Schülerinnen aus der Region Berufsmöglichkeiten in der Forschung vorgestellt. Das IAP beteiligt sich auch an der Broschüre „Leibniz Nordost“, in der über aktuelle Forschungsthemen aus den Leibniz-Instituten des Landes MV berichtet wird. Verschiedene Abgeordnete des Landtages und des Bundestages haben im Berichtszeitraum das IAP besucht und sich über aktuelle wissenschaftliche Arbeiten informiert. Mitarbeiter des IAP haben gelegentlich auch populär-wissenschaftliche Vorträge vor einem nicht-fachkundigen Publikum gehalten und damit für ein besseres Verständnis der am IAP durchgeführten Forschungsarbeiten geworben.

Bilder aus dem Institutsleben

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

- Bild 1: Titelseite der weltweit anerkannten Fachzeitschrift *Geophysical Research Letters* mit dem Foto einer NLC. Dadurch wird eine Veröffentlichung des IAP hervorgehoben.
- Bild 2: Teilnehmer der Sommerschule des DLR, der NASA, der Universität Rostock und des IAP am 27. Juli 2012
- Bild 3: MST13-Tagung in Kühlungsborn vom 19. bis 23. März 2012
- Bild 4: Offizielle Begrüßung des neuen Abteilungsleiters der Radarabteilung Prof. Dr. Chau am 05. September 2013
- Bild 5: Der Präsident der Leibniz-Gemeinschaft, Herr Prof. Dr. Karl Ulrich Mayer bei der 20-Jahr-Feier des IAP am 31. August 2012
- Bild 6: Tag der offenen Tür am 01. September 2012, Start selbstgebauter Presslufttraketen
- Bild 7: Promotion von Frau Anne Theuerkauf an der Universität Rostock am 21. Dezember 2012
- Bild 8: Tag der offenen Tür am 01. September 2012 mit 1300 Besuchern (Teilnahmerecord), Luftbildaufnahme der Notparkplätze
- Bild 9: Luftaufnahme der Außenstelle in Juliusruh
- Bild 10: Mitglieder des Wissenschaftlichen Beirates auf der Herbstsitzung am 11. Oktober 2012, es fehlt Prof. Dr. Wolfgang Ertmer
- Bild 11: Gruppenbild vor dem Raketenstart (WADIS) auf der Andøya Rocket Range am 27. Juni 2013
- Bild 12: Das ALOMAR-Observatorium in Nordnorwegen (69°N)
- Bild 13: Das neue VHF-Radar MAARSY auf Andøya
- Bild 14: Prof. Weltmann und Prof. Lübken auf der Landespressekonferenz in Schwerin am 16. April 2013
- Bild 15: Aurora über dem ALOMAR-Observatorium am 06. Februar 2013
- Bild 16: Zwei Lidar-Systeme messen während einer Aurora in der Antarktis, 3. März 2012

(Fotos: Dr. G. Baumgarten, Dr. R. Latteck, M. Priester und T. Viehl)

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

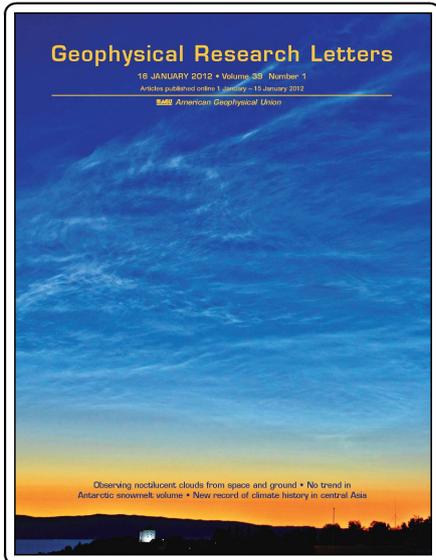


Bild 1



Bild 2



Bild 3



Bild 4



Bild 5



Bild 6



Bild 7



Bild 8



Bild 9



Bild 10



Bild 11



Bild 12

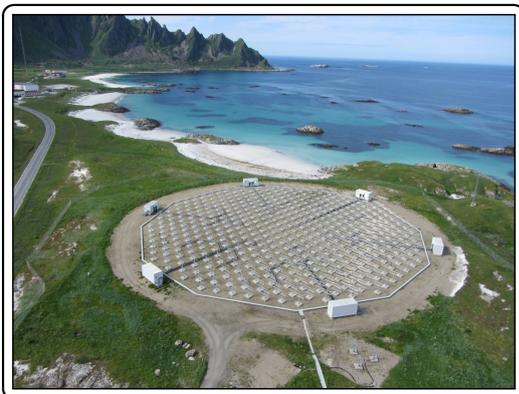


Bild 13



Bild 14

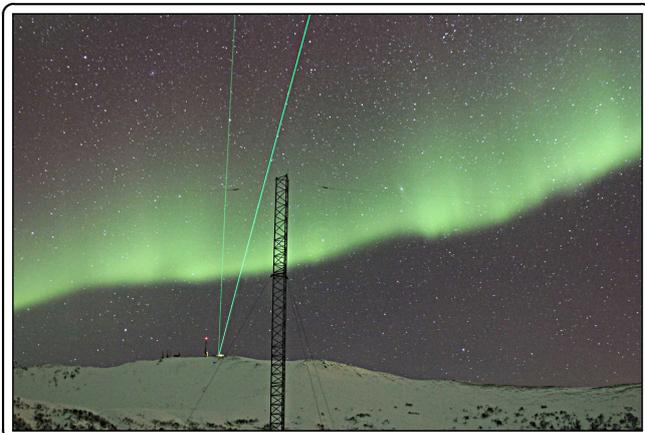


Bild 15

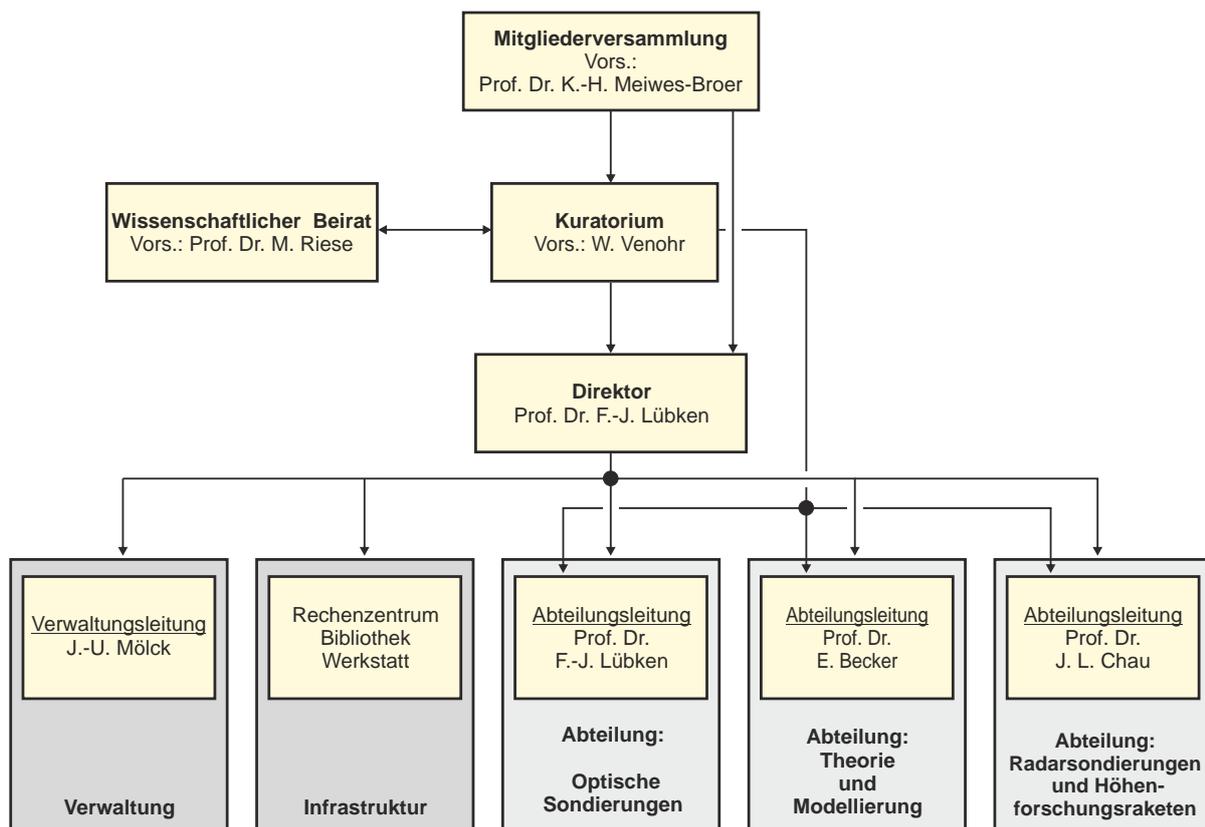


Bild 16

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: 31.12.2013



Wissenschaftliche Arbeitsschwerpunkte in den Jahren 2012/2013

Das IAP arbeitet auf dem Gebiet der Atmosphärenphysik, wobei der Schwerpunkt auf der Erforschung der Atmosphäre zwischen 10 und 110 km, der sogenannten mittleren Atmosphäre, liegt. Hierbei werden die Mesosphäre (50 bis 100 km) und die dynamischen Wechselwirkungen zwischen den verschiedenen Schichten der Atmosphäre besonders berücksichtigt. Ferner werden langfristige Veränderungen in der mittleren Atmosphäre und deren Zusammenhang mit Klimaänderungen in der Troposphäre untersucht. 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 25 beschrieben werden.

Erforschung der Mesosphäre

Die Höhenschicht 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 Höhenschicht 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. Hervorzuheben sind die Temperaturmessungen unter Tageslichtbedingungen mit Resonanz- und Rayleigh-Lidars sowie die Windmessungen mit dem RMR-Lidar in der oberen Stratosphäre und Mesosphäre. Die Temperaturmessungen mit dem Fe-Lidar in Davis zeigen eine markante Abhängigkeit der Mesopausentemperatur und -höhe von der Zirkulation in der Stratosphäre. Anhand von Modellrechnungen mit KMCM soll der zugrunde liegende physikalische Zusammenhang geklärt werden. Messungen mesosphärischer Winde im Höhenbereich von 65 bis 95 km werden ferner kontinuierlich mit Mittelfrequenz- und Meteorradars durchgeführt. Dabei werden seit kurzem erstmalig Messungen der horizontalen Verteilung des mesosphärischen Windfeldes mit dem neuen MAARSY-VHF-Radar vorgenommen. Die Analyse der spektralen Form und Breite der Radarechos sowie deren Dopplerverschiebung geben Aufschluss über den zugrunde liegenden Streumechanismus, die Turbulenzstärke und eventuell beteiligte atmosphärische Wellen. Ebenso werden die gleichzeitig gemessenen ionosphärischen Hintergrundbedingungen, wie z. B. Elektronendichte und weitere Plasmaparameter sowie der solare Strahlungs- und Partikelfluss berücksichtigt, um die Ursache, Struktur und Dynamik dieser Radarechos in der unteren Ionosphäre hinreichend genau zu beschreiben. 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. Die am IAP erzielten

Ergebnisse 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 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 deren Erzeugung von Bedeutung sind (Temperatur, Wasserdampf, Turbulenz, Meteorstaub 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. Dies spielt z. B. bei der Untersuchung der Mesopausenstruktur in Davis eine besondere Rolle. Die Morphologie von PMSE und NLC in der Südhemisphäre unterscheidet sich nämlich deutlich von derjenigen in der Nordhemisphäre. Wir nutzen Messungen mit dem European Incoherent SCATter Radar (EISCAT), um mikrophysikalische Parameter der an der Entstehung von PMSE beteiligten Eispartikel abzuleiten. Neben experimentellen Untersuchungen mit Lidars, Radars und raketentragenen Instrumenten werden Modellrechnungen unterschiedlicher Komplexität zum tieferen Verständnis dieser Phänomene durchgeführt, z. B. mit den Modellen LIMA, KMCM und CARMA. Mit LIMA ist es z. B. gelungen, die langfristigen Variationen der von Satelliten gemessenen Häufigkeit und Helligkeit von NLC zu erklären. Aufgrund der hohen Leistungsfähigkeit des MAARSY-Radars werden PMWE neuerdings häufiger nachgewiesen. Ferner gelang es erstmals, die dreidimensionale Struktur von PMWE-Ereignissen 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. Die größere Empfindlichkeit von MAARSY zum Nachweis von PMWE ermöglicht es erstmalig, die besonderen physikalischen Bedingungen, die zur Erzeugung von PMWE vorhanden sein müssen, mit Hilfe von Höhenforschungsraketen zu untersuchen. Ein entsprechender Antrag ist inzwischen bei der DLR gestellt worden.

Ein bisher nicht beantworteter Aspekt bei der Erzeugung der o. g. Schichten betrifft den Nukleationsprozess, von dem allgemein angenommen wird, dass er heterogen an sogenannten Meteorstaubteilchen stattfindet. Zur Untersuchung der Eigenschaften dieser Staubeilchen wurden im Rahmen des ECOMA-Projektes eine Reihe von 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. Dieser Detektor soll auch im zukünftigen PMWE-Projekt eingesetzt werden (s. o.), um die Bedeutung von eventuell vorhandenen Meteorstaubteilchen für PMWE zu klären.

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, einschließlich Gezeiten, 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.

Ein eindrucksvolles Beispiel hierfür ist die Mesopausenstruktur in der Südhemisphäre beim Übergang von Winter- zu Sommerbedingungen, die im Vergleich zur Nordhemisphäre wesentlich variabler ist und eng mit der Zirkulation in der Stratosphäre verknüpft ist. Einzelheiten dieser Kopplung sind allerdings noch nicht verstanden. Unsere Lidarmessungen in Davis in Verbindung mit Modellrechnungen mit KMCM bieten eine einzigartige Möglichkeit, diesen Kopplungsmechanismus zu studieren. Diese Thematik 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 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 und der Gezeiten untersucht werden können. Aus den Messungen mit dem Fe-Lidar 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 linearen 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. Ferner wurden mit Hilfe von DoRIS zum ersten Mal gleichzeitig Schwerewellen in Temperaturen und Winden gemessen, woraus man z. B. auf die Verteilung von potentieller und kinetischer Energie in diesen Wellen schließen kann. 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 auf die residuelle Zirkulation ausüben. Insbesondere stellt sich die Energiedeposition durch Gezeiten als ein substantieller Beitrag zur Energiebilanz oberhalb der Mesopause heraus, der bislang nicht bekannt war.

Die dynamische Kopplung von unterer und mittlerer Atmosphäre hängt auf der saisonalen und längerfristigen Zeitskala vor allem von den planetaren Rossby-Wellen ab. Die stationären Rossby-Wellen sowie ihre Abhängigkeit vom solaren Zyklus und der quasi-zweijährigen Oszillationen (QBO) werden auf Basis einer neuen Methode der Ableitung von Windfeldern aus Satellitendaten untersucht. Diese Winde dienen auch als Referenzen für HAMMONIA und für Reanalysen. Ein wesentliches neues diagnostisches Werkzeug ist hierbei die dreidimensionale residuelle Zirkulation, mit deren Hilfe sich die unterschiedlichen Strukturen der stehenden Rossby-Wellen während Ost- und Westwindphase der QBO interpretieren lassen. Auch kann seit kurzem mit der neuen Version des KMCM, die ein idealisiertes Klimamodell der mittleren Atmosphäre darstellt, die QBO explizit simuliert werden, so dass Sensitivitätsstudien bezüglich des solaren Zyklus und der QBO möglich sind. Die durch planetare Rossby-Wellen ausgelösten stratosphärischen Erwärmungen sowie die damit zusammenhängende Interhemisphärische Kopplung sind weiterhin Forschungsgegenstand am IAP. So wurde beispielsweise eine Kombination von i) hochaufgelösten lokalen Radarmessungen der Winde in der MLT, ii) globalen, aber deutlich geringer aufgelösten Satellitenmessungen von Temperaturen sowie iii) assimilierten Modelldaten von Winden und Temperaturen verwendet, um nachzuweisen, dass eine äquatorwärts stärkere Aktivität planetarer Wellen verantwortlich ist für den Einfluss von SSW in niedrigen Breiten. All diese Themen werden insbesondere im Rahmen von LOCHMES bearbeitet.

Die Impulsdeposition durch Schwerewellen im Bereich der Sommermesopause wurde erstmalig auf Basis von Radarmessungen quantitativ abgeschätzt. Die entsprechende Kraft stimmt sehr gut mit der Corioliskraft der residuellen Zirkulation überein, womit das erwartete Kräftegleichgewicht

bestätigt ist. Darüber hinaus sind die Absolutwerte der Kräfte konsistent mit entsprechenden Modellrechnungen. Damit hat das IAP durch Messungen nachgewiesen, dass der in Modellen beschriebene Schwerewellenantrieb der residuellen Zirkulation im Bereich der Sommermesopause mit der Realität quantitativ übereinstimmt. Im Rahmen von LOCHMES wird weiterhin untersucht, wie die aus Radar- und Lidarmessungen ableitbaren Schwerewellenamplituden und Impulsflüsse über einen längeren Zeitraum variieren und wie sie sich spektral zusammensetzen.

Turbulenz spielt für unser Verständnis der gesamten Atmosphäre eine sehr wichtige Rolle. Sie ist eng mit dem Brechen von Wellen und der Deposition von Impuls und Energie 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 Modellrechnungen untersucht. Auf der Theorieseite wurde ICON-IAP durch ein anisotropes Smagorinsky-Turbulenzmodell erweitert, das auch den nichthydrostatischen Fall konsistent erfasst. Damit sind regionale Simulationen bei sehr hoher Auflösung im Vergleich mit MAARSY-Messungen geplant. Daneben wurde die Entropieproduktion durch turbulente Wärmeleitung und Fluktuationen von chemischen Komponenten theoretisch untersucht, um auch diesbezüglich zu weiteren Verbesserungen bei der Modellformulierung und Interpretation von entsprechenden Messungen zu gelangen. Die am IAP entwickelte skaleninvariante Formulierung der horizontalen Impulsdiffusion wurde für KMCM so erweitert, dass der mesoskalige Ast des makroturbulenten Energiespektrums ohne Zuhilfenahme einer künstlichen Hyperdiffusion bei sehr hoher Auflösung (ca. 50 km horizontal und 250 m vertikal) simuliert werden kann. Diese Theorie beinhaltet zudem das Potential, die numerische Konvergenz von globalen Zirkulationsmodellen bezüglich der räumlichen Auflösung erstmalig zu gewährleisten. Auch wird an einer Übertragung auf die Vertikaldiffusion unter Berücksichtigung der Skalengesetze für geschichtete Turbulenz gearbeitet.

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 sogenannten „viskosen Unterbereich“ der Turbulenz vermessen und somit die zuverlässige Ableitung turbulenter Parameter ermöglicht. Wir haben aus unseren gleichzeitigen Messungen von Turbulenz in Temperaturen und Winden theoretische Vorhersagen zum Zusammenhang von Ozmidov- und Thorpe-Skala untersucht und erhebliche Abweichungen festgestellt. Dies hat wahrscheinlich erhebliche Auswirkungen auf die Ableitung von turbulenten Parametern aus Messungen mit Radiosonden. Ziel der aktuellen Arbeiten ist es, die Messtechnik weiter zu optimieren, um möglichst einen operationellen Betrieb mit regelmäßigen Flügen auf Wetterballons zu ermöglichen. Dies ist insbesondere für Messkampagnen wichtig, die im Rahmen von ROMIC geplant sind.

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. Dieses Mischen wird bislang in Klima-Chemiemodellen nicht berücksichtigt, 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. Weitere wichtige Beispiele für die Rolle des Mischens durch Schwerewellen betreffen die Variabilität der sekundären Ozonschicht sowie die Interpretation von „air-glow“-Messungen. Im Rahmen des in 2014 beginnenden SAW-Projektes MATMELT soll die dreidimensionale Mischung durch Wellen und Turbulenz in der MLT anhand von hochaufgelösten Modellrechnungen (KMCM, ICON-IAP und MECTM) in Kombination mit Schwerewellen- und Turbulenzmessungen genauer untersucht werden.

Am IAP werden Wasserdampfprofile bis ca. 80 km mit Hilfe eines Mikrowellenspektrometers gemessen und für die Analyse von Transportprozessen genutzt. In Zusammenarbeit mit der Universität Stuttgart werden neue Sensoren zur Messung von Spurengasen auf Höhenforschungsraketen eingesetzt. Wir versprechen uns davon einen wichtigen experimentellen Beitrag zur Frage nach Transport und Durchmischung von Spurengasen. Erste Probemessungen wurden im Rahmen der WADIS-Kampagne durchgeführt und zeigen vielversprechende Ergebnisse.

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 raketentragene 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 16 Jahren vor, so dass z. B. Veränderungen mit dem solaren Zyklus untersucht werden können.

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

Die Klimaänderung in der Mesosphäre kommt im Wesentlichen durch einen sich verändernden Strahlungshaushalt in Kombination mit dynamischen Variationen, die von der Troposphäre ausgehen, zustande. Die Frage nach einer langfristigen Veränderung des dynamischen Antriebes der residuellen Zirkulation in der MLT aufgrund meteorologischer Umstellungen in der Troposphäre ist nach wie vor ungeklärt. Dies betrifft ebenso etwaige Veränderungen turbulenter Prozesse und der Mischung in der MLT. Im Rahmen von ROMIC soll dieser Themenkomplex weiterhin mithilfe von KMCM untersucht werden.

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 Ver-

besserung der mittels Metallresonanz- und Rayleigh-Lidars gewonnenen Temperaturprofile wird die Einsatzfähigkeit bei Tageslicht weiterentwickelt. Hierzu gehören u. a. besonders schmalbandige spektrale Filter im Nachweiszweig sowie Teleskope mit kleinem Sichtfeld, deren Überlapp mit dem Laserstrahl durch geeignete Regelungstechnik gewährleistet sein muss. In diesem Zusammenhang steht auch die inzwischen abgeschlossene Verbesserung der Tageslichtfähigkeit des RMR-Lidars in Kühlungsborn. Die vor wenigen Jahren begonnene Neuentwicklung von Windmessungen in der Stratosphäre und Mesosphäre mit dem RMR-Lidar in ALOMAR ist weit fortgeschritten. Diese als DoRIS bezeichnete Messtechnik wird inzwischen quasi routinemäßig eingesetzt.

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 sogenannten „Phased Array“, wobei jede einzelne Antenne über ein eigenes Sende- und Empfangsmodul verfügt. Durch geeignete Phasenansteuerung 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. Mit Hilfe einer neuen Methodik, genannt „Velocity Volume Processing“ (VVP), in Kombination mit Radar-Imaging werden nun Schwerewellenparameter aus Mehrstrahl-Messungen mit MAARSY abgeleitet.

Die Nutzung verfügbarer globaler und regionaler Zirkulationsmodelle (z. B. HAMMONIA und WRF) und deren Verwendung für IAP-spezifische Fragestellungen ist permanenter Bestandteil der Forschungsarbeiten. Hauptaufgabe ist die Weiterentwicklung der IAP-eigenen Modelle (KMCM, ICON-IAP, MECTM, LIMA) und Auswertelgorithmen, sowie deren Anpassung an die aktuelle Rechnerarchitektur. Als Beispiele seien hier die Erweiterung des KMCM mit einem expliziten Feuchtezyklus oder die Ableitung von Windfeldern in der Mesosphäre aus Satellitenmessungen genannt. Während KMCM vor allem für Simulationen der globalen Zirkulation genutzt wird, sollen mit der regionalen Version von ICON-IAP Untersuchungen zu hochfrequenten Schwerewellen und Turbulenz in Kombination mit MAARSY durchgeführt werden. Für deren Interpretation wurde ein neues theoretisches Konzept zur Unterscheidung zwischen „idealen und nicht-idealen“ Windfeldern erarbeitet und für ICON-IAP implementiert.

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. Diese Interpretation wird allerdings durch unsere Messungen mit dem Fe-Lidar in Davis in Frage gestellt. Demnach spielt auch eine temperaturabhängige chemische Abbaureaktion für das Verschwinden von Eisenatomen eine signifikante Rolle. Diese Frage soll in Zusammenarbeit mit der Universität Leeds durch Modellrechnungen weiter untersucht werden. Darüber hinaus zeigt die Fe-Schicht über Davis eine starke und praktisch immer vorhandene Gezeitenstruktur. Wir wollen die Interpretation der Signaturen in Metallschichten auch in Zukunft durch Modellrechnungen von anderen Gruppen, z. B. an der Universität Leeds, unterstützen.

1. Das Antarktis-Projekt des IAP

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

1.1. Einleitung

Im Februar 2009 wurde mit der „Australian Antarctic Division“ (AAD) die Idee entwickelt, das mobile Resonanzlidar des IAP auf der australischen Antarktisstation Davis (69°S, 78°O) zu stationieren. In den folgenden Monaten wurde das Fe-Lidar in Kühlungsborn grundlegend erneuert und z. B. ein neues Teleskop konstruiert, eingebaut und getestet. Eine Reihe weiterer Vorbereitungsmaßnahmen waren erforderlich, wie z. B. die Aufrüstung des Containers, die Beschaffung von Ersatzteilen und die Installation einer neuen Kühlanlage. Am 16. August 2010 verließ der Container Kühlungsborn und traf nach einem Zwischenstopp in Hobart (Australien) am 16. November 2010 in Davis ein. Nachdem das Lidar in Betrieb genommen wurde und eine Schlechtwetterperiode vorüber war, wurden am 15. Dezember 2010 die ersten Messungen in der Atmosphäre durchgeführt. Die letzte Messung in Davis erfolgte am 31. Dezember 2012. Insgesamt wurden also etwas mehr als zwei Jahre mit insgesamt 2900 Stunden an Temperaturmessungen abgedeckt. Neben dem Fe-Lidar des IAP sind weitere Messinstrumente des AAD für unsere Forschungsziele von Bedeutung, darunter zwei Radars (VHF, MF), ein RMR-Lidar, ein OH-Photometer sowie ein Riometer. In diesem Kapitel werden einige wissenschaftliche Höhepunkte vorgestellt. In diesem Institutsbericht gibt es weitere Artikel, in denen über Ergebnisse aus Davis berichtet wird. Weitere Resultate sind in internationalen Fachzeitschriften publiziert.



Abb. 1.1: Der australische Eisbrecher Aurora Australis beim Abladen des Containers mit dem Fe-Lidar des IAP vor Davis.

1.2. Wissenschaftliche Höhepunkte

1.2.1. Temperaturverlauf der Mesopausenregion

In Abb. 1.2 sind alle Temperaturmessungen vom 17./18. Dezember 2011 gezeigt, insgesamt 96 Profile (rot). Man erkennt deutlich das Temperaturminimum von ca. 119 K in einer Höhe von etwa 92 ± 1 km (blau: mittleres Temperaturprofil). Dies ist im Vergleich zum Sommer in der Nordhemisphäre (NH) etwa 4 km höher und 12 K kälter (grün). Die Temperaturen schwanken in einer bestimmten Höhe um typischerweise ± 10 K. In dieser Abbildung sind auch Frostpunkt-Temperaturen gezeigt (schwarze Linie), die unter Zuhilfenahme von Wasserdampferten aus Modellrechnungen berechnet wurden. Im gesamten Höhenbereich bis etwa 95 km sind die Temperaturen des Öfteren kleiner als die Frostpunkt-Temperatur, sodass hier Eisteilchen existieren können. Tat-

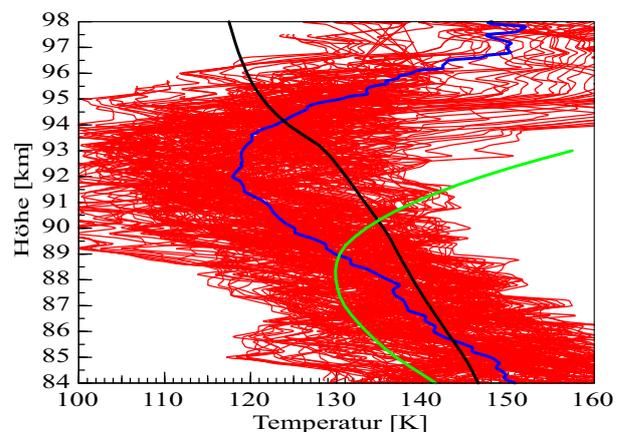


Abb. 1.2: Insgesamt 96 Temperaturprofile, gemessen am 17./18. Dezember 2011. Siehe Text für weitere Details.

sächlich findet man in diesem Höhenbereich indirekte Hinweise auf das Vorhandensein von Eisteilchen. Das VHF-Radar hat dort starke Radarechos beobachtet, sogenannte „Polar mesospheric Summer Echoes“ (PMSE). Diese Echos sind auf (geladene) Eisteilchen zurückzuführen.

Im Zeitraum von Oktober 2011 bis Ende März 2012 wurden 1031 Stunden an Temperaturmessungen während insgesamt 91 Tagen durchgeführt, d. h. das Lidar war etwa 25 % der Zeit in Betrieb. In Abb. 1.3 ist der zeitliche Verlauf der mittleren Temperaturen in der Sommersaison 2011/2012 um die Sonnenwende (21. Dezember) gezeigt. Etwa 43 Tage vor dem Solstitium nimmt die Temperatur rapide ab, und die Mesopause sinkt von größeren Höhen auf den typischen Sommerwert von etwa 88–89 km. Etwa 20 Tage danach steigt sie überraschenderweise auf etwa 93 km an und wird noch mal kälter. Dieses Verhalten unterscheidet sich deutlich von der Nordhemisphäre. Im unteren Teil der Abb. 1.3 ist ein qualitatives Maß für den Impulsfluss vom Erdboden bis etwa 0,01 hPa (ca. 80 km) gezeigt. Der Höhen- und Zeitverlauf ergibt sich aus der Ausbreitung von Schwerewellen im Hintergrundwind. Man erkennt am oberen Rand der Abbildung, dass etwa 40 Tage vor dem Solstitium der Impulsfluss von negativen auf positive Werte umschlägt. Theoretische Überlegungen zeigen, dass damit das Einsetzen der Sommermesopause verbunden sein sollte, genau so wie beobachtet. Warum die Mesopause dann plötzlich höher und kälter wird, kann mit dieser idealisierten Schwerewellentransmission nicht geklärt werden. Modellsimulationen mit KMCM legen nahe, dass aufgrund der zeitlichen Entwicklung des Hintergrundwindes in den darunter liegenden Schichten kurzperiodische Schwerewellen zu größeren Höhen propagieren und eine hochliegende Mesopause induzieren. Im weiteren Verlauf gewinnen zunehmend niederfrequente Schwerewellen, die in niedrigeren Höhen brechen, an Einfluss. Dies erklärt das Absinken und Erwärmen der Mesopause.

Die Umstellung der stratosphärischen Zirkulation von Winter- auf Sommerbedingungen verläuft in der Südhemisphäre (SH) anders als in der NH. Dies betrifft dann auch die zeitliche Entwicklung der Mesopausenregion. Die Natur bietet uns in der SH somit die Gelegenheit, den Einfluss der troposphärischen und stratosphärischen Zirkulation auf die thermische Struktur der Sommermesopause zu studieren.

1.2.2. Die Eisenschicht über Davis

Die Messungen der Eisenschicht in der MLT-Region über Davis zeigen ein unerwartetes Verhalten. In den Monaten des südhemisphärischen Sommers steigt die mittlere Schwerpunkthöhe der Eisenschicht von ca. 85 km auf über 90 km an (Abb. 1.4). Gleichzeitig nimmt die Gesamtdichte von Eisenatomen mit dem Auftreten der niedrigen Temperaturen im Sommer ab. Es war bisher

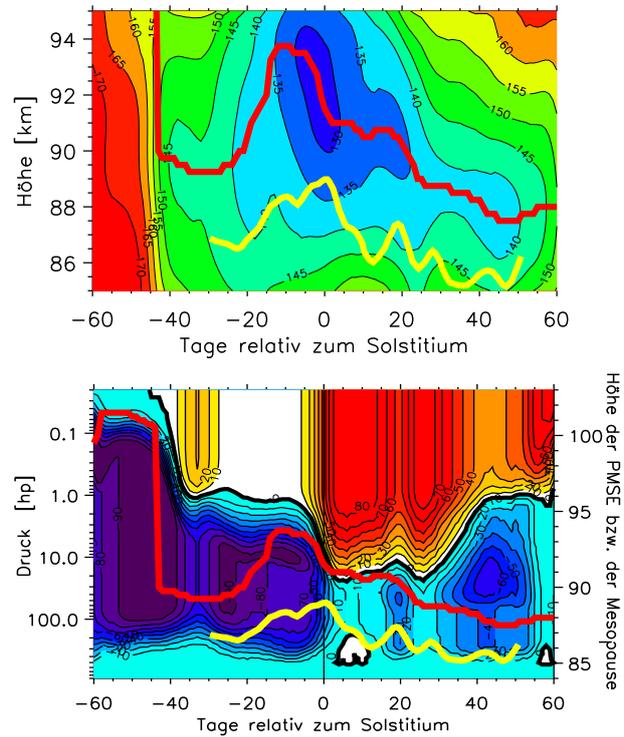


Abb. 1.3: Oben: Temperaturen in der Mesopausenregion. Unten: Impulsfluss aus Modellrechnungen. Rote Linie: Höhe der Mesopause. Gelbe Linie: mittlere Höhe der PMSE.

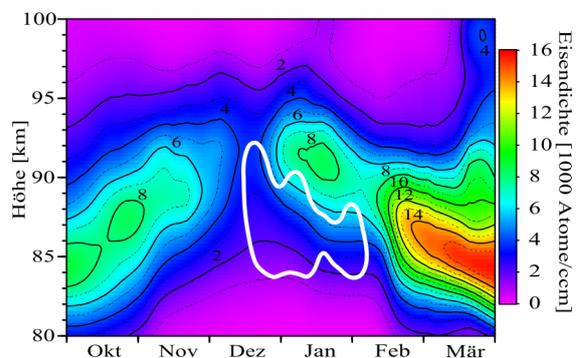


Abb. 1.4: Teilchenzahldichte von Fe. Weiße Linie: Bereich mit PMSE-Häufigkeiten >20 %.

vermutet worden, dass diese Abnahme hauptsächlich dadurch verursacht wird, dass Metallatome an Eisteilchen adsorbieren. Man erkennt aber in Abb. 1.4 deutlich, dass die Abnahme schon zu einem Zeitpunkt erfolgt, zu dem es offensichtlich nur selten oder noch gar keine Eisteilchen gibt (NLC wurden erst ab dem 27. Dez. beobachtet). Der jahreszeitliche Verlauf der Säulendichte (siehe Abb. 1.5) bestärkt uns in der Vermutung, dass nicht die Adsorption von Fe-Atomen an Eisteilchen, sondern vielmehr eine chemische Reaktion entscheidend für die Abnahme der Eisendichten ist.

Bereits ab August sinkt die Säulendichte kontinuierlich ab, bis etwa zur Sonnenwende die niedrigsten Werte erreicht werden. Eisteilchen können aber erst bei sehr tiefen Temperaturen auftreten, die nicht vor Anfang November erreicht werden. Auch nach dem Ende der PMSE-Saison steigt die Säulendichte nur vergleichsweise langsam wieder an, bis Ende März dann die größte Säulendichte erreicht wird. Wie in Kap. 7 gezeigt wird, deutet der Vergleich von Eisendichten und Temperaturen darauf hin, dass die extrem niedrige Säulendichte um Solstitium vermutlich auf eine einzelne, dominante chemische Reaktion zurückzuführen ist. Demzufolge ist die ungewöhnlich kalte Mesopause im Dezember der eigentliche Grund für das Verhalten der Eisenschicht (siehe Kap. 8). Zukünftige Modellrechnungen und Vergleichsmessungen mit dem Fe-Lidar in der Nordhemisphäre sollen den genauen Sachverhalt aufklären.

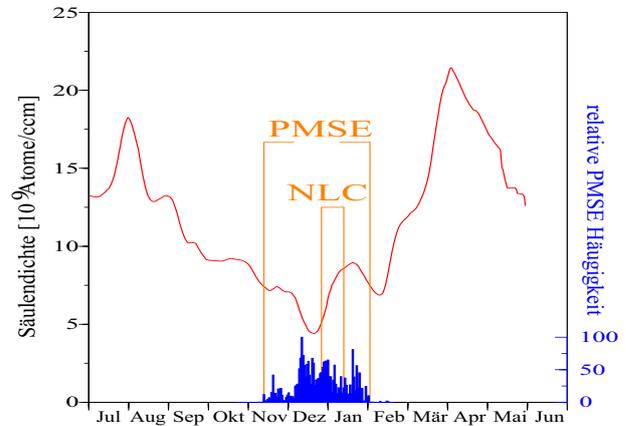


Abb. 1.5: Saisonaler Verlauf der Säulendichte von Eisenatomen (rote Linie) im Vergleich zur Häufigkeit von PMSE (blau).

1.2.3. Schwerewellen

Eine wesentliche Größe für die Charakterisierung der atmosphärischen Schwerewellen ist die potentielle Energiedichte der Wellen (engl. Gravity wave potential energy density, GWPED), welche wir aus unseren Temperaturmessungen ableiten. Die GWPED ist ein Maß für die mittleren Wellenamplituden sowohl im Wind als auch in der Temperatur und dient somit als Indikator für die vertikale Ausbreitung von Schwerewellen, die in der Troposphäre angeregt werden.

Abbildung 1.6 zeigt den saisonalen Verlauf der GWPED. In der Stratosphäre dominiert eine jährliche Oszillation mit einem breiten Doppelmaximum im Winter und einem Minimum im Sommer. Modellrechnungen zeigen, dass diese jährliche Variation durch die wechselnden Windverhältnisse und der damit verbundenen selektiven Filterung von Schwerewellen in der unteren Stratosphäre erzeugt wird. Die Struktur des Doppelmaximums bleibt hierbei bis in die Mesosphäre hinauf erhalten. Dies ist ein schönes Beispiel für die vertikale Kopplung durch Schwerewellen. Energie- und Impulsdepositionsraten in der Mesopausenregion sind in diesem Fall durch die Windverhältnisse in der unteren Stratosphäre bestimmt. Wir haben auch Vertikalprofile der stratosphärischen GWPED für die drei Jahreszeiten Sommer, Herbst und Winter berechnet und finden im Winter deutlich größere Energiedichten als im Sommer. Ein Vergleich mit den Erwartungen bei konservativer Wellenausbreitung (d. h. die Wellen transportieren

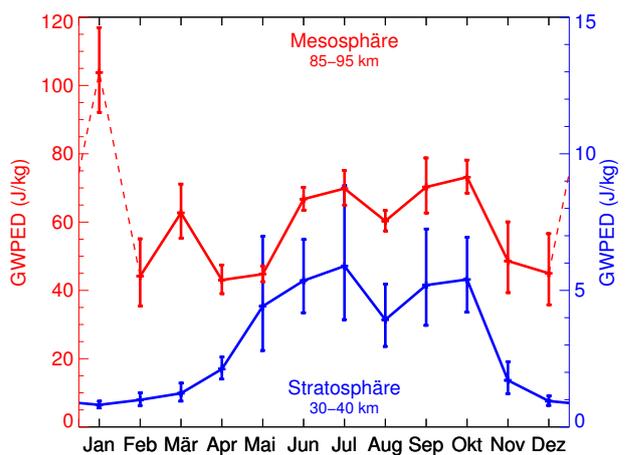


Abb. 1.6: Saisonaler Verlauf der GWPED für die Stratosphäre und Mesosphäre.

tieren Energie verlustfrei nach oben) zeigt, dass sich sowohl im Sommer als auch im Winter die Wellen bis in einer Höhe von ca. 41 km nahezu konservativ ausbreiten. Darüber erfolgt die teilweise Dissipation durch das Brechen im Winter und die Filterung von Wellen durch die Hintergrundströmung im Sommer. Diese Ergebnisse stimmen erstaunlich gut mit Messungen des australischen RMR-Lidars in den Jahren 2007/2008 überein. Dies lässt darauf schließen, dass der Winterzustand der Stratosphäre über Davis sehr stabil ist und Jahr-zu-Jahr-Variationen gering sind, jedenfalls in den betrachteten Jahren.

1.2.4. Gezeiten

Das Fe-Lidar besitzt als erstes Doppler-Lidar weltweit die Fähigkeit, Messungen am Tage nahezu störungsfrei durchzuführen, wodurch sich Gezeiten sehr genau analysieren lassen. Dazu haben wir für die Messungen vom 11. bis 28. Januar 2011 (insgesamt 171 Stunden) die Abweichungen vom Mittel berechnet und nach Gezeiten untersucht, also nach Variationen mit einer Periode von 24, 12 und 8 Stunden. Überraschenderweise finden wir große Amplituden für die 24-stündige und 12-stündige Gezeit mit einer vertikalen Wellenlänge von etwa 30 km für die 24 h-Gezeit (siehe Abb. 1.7). Es handelt sich hierbei um den ersten Nachweis von Temperaturgezeiten in der polaren mittleren Atmosphäre. Man hatte nicht mit so großen Gezeiteneffekten gerechnet, da die solare Anregung unter diesen Bedingungen, nämlich praktisch permanenter Einstrahlung im polaren Hochsommer, sehr klein sein sollte. Entsprechend sagen die gängigen Modelle auch wesentlich kleinere Amplituden von typischerweise 0,5–1,0 K vorher. Unsere Messungen sollen dazu beitragen, die Anregung und Ausbreitung von Gezeiten in der polaren mittleren Atmosphäre besser zu verstehen und u. U. bisher ignorierte Prozesse zu berücksichtigen.

Inzwischen haben wir auch Gezeitensignaturen in Eisendichten untersucht und beeindruckende Signaturen einer 24-stündigen Gezeit gefunden, die überraschenderweise in allen Monaten sehr ähnlich aussehen (s. Kap. 7). Typische relative Schwankungen der Eisendichte im Höhenbereich 80–100 km betragen 50–100 % mit einer vertikalen Wellenlänge von 30–35 km, also wie bei den Temperaturen (s. oben). Um eine vollständige Interpretation der Gezeiten in den Fe-Dichten geben zu können, muss man den Einfluss der Hintergrundatmosphäre auf Eisen untersuchen. Dies soll in nächster Zeit in Zusammenarbeit mit Prof. John Plane (University of Leeds) geschehen.

1.3. Zusammenfassung

Zusammenfassend lässt sich feststellen, dass das Antarktisprojekt des IAP sehr erfolgreich verlaufen ist. Wir haben jetzt 2900 Stunden an einzigartigen Temperatur- und Eisendichtemessungen vorliegen. Diese Daten haben bereits jetzt eine Reihe von neuen und spannenden wissenschaftlichen Erkenntnissen erbracht. Die mittlere Atmosphäre in südpolaren Breiten unterscheidet sich in mancherlei Hinsicht von ihrem nördlichen Gegenüber und bietet besondere wissenschaftliche Möglichkeiten zur Erforschung von aktuellen Fragen aus dem Gebiet der Atmosphärenphysik. Wir bedanken uns beim AAD und bei unseren australischen Kollegen Dr. Ray Morris, Dr. Andrew Klekociuk, Dr. Damian Murphy und Dr. John French für die erfolgreiche und erfreuliche Zusammenarbeit.

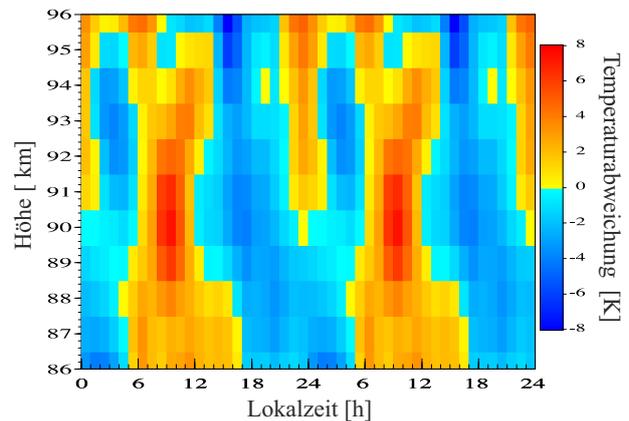


Abb. 1.7: Temperaturabweichungen vom saisonalen Mittel im Sommer. Man erkennt große Modulationen von bis zu ± 8 K, die auf Gezeiten zurückzuführen sind. Die beobachteten Amplituden sind um ein Vielfaches größer als von linearen Gezeitenmodellen vorhergesagt.

2. Gegenwärtige und zukünftige Einsatzmöglichkeiten der IAP-Radarsysteme für Untersuchungen der Atmosphäre

(*J. L. Chau, R. Latteck, G. Stober, W. Singer*)

Die Radargeräte des IAP spielen eine wesentliche Rolle bei der Untersuchung der Dynamik der Mesosphäre und unteren Thermosphäre. Radars können nicht nur verschiedene Bereiche der Atmosphäre sondieren, sondern arbeiten unabhängig von den Wetterbedingungen, so auch bei Regen oder Bewölkung. In den vergangenen zwei Jahren standen die Anwendung etablierter Experimente sowie die Entwicklung neuer Möglichkeiten für die Untersuchung der MLT-Region auf verbesserten zeitlichen und räumlichen Skalen im Mittelpunkt der wissenschaftlichen Arbeiten. Radargeräte benötigen erfassbare Ziele, die Signale zurückstreuen, um Winde messen zu können. Je nach Eigenschaft des Ziels werden für die Windbestimmung nur wenige Minuten, wie im Fall der Polaren Mesosphärischen Sommerechos (PMSE), oder eine halbe bis zu einer Stunde, wie bei spiegelartigen Meteorechos, benötigt. Die beobachteten Ziele bestimmen dabei auch die horizontale Auflösung, die in mesosphärischen Höhen von einigen wenigen Kilometern bis zu einigen hundert Kilometern reichen können.

2.1. Vorhandene Möglichkeiten

Die Radarsysteme des IAP (siehe Kap. 18) ermöglichen Untersuchungen der dynamischen Eigenschaften der Atmosphäre in einem Höhenbereich zwischen 60 und 300 km mit unterschiedlichen zeitlichen und räumlichen Auflösungen. In den vergangenen zwei Jahrzehnten wurden dafür am IAP sowohl kommerzielle Radargeräte, z. B. für die Beobachtung spiegelartiger Meteorechos, als auch nutzerspezifische Systeme, wie das Saura-MF-Radar oder MAARSY, eingesetzt. Die Standard-Radarsysteme liefern im Wesentlichen kontinuierliche Datenreihen für Langzeituntersuchungen zu Schwerewellen und planetaren Wellen sowie der Variabilität mesosphärischer Prozesse. Weiterhin ermöglichen diese zuverlässigen Beobachtungen eine Analyse der Dynamik und Struktur der Mesosphäre während außergewöhnlicher Ereignisse, wie sie bei Anregungen „von oben“, z. B. bei solaren Protonenausstößen, oder bei Anregungen „von unten“, z. B. bei plötzlichen stratosphärischen Erwärmungen, auftreten. Die kundenspezifischen Radarsysteme hingegen erlauben einzigartige Studien zu speziellen Problemen der Atmosphärenphysik. So können mit dem Saura-MF-Radar, dem größten MF-Radar-System der Nordhemisphäre, Windgeschwindigkeiten und spektrale Breiten in einem weitaus kleineren Messvolumen bestimmt werden, als es mit herkömmlichen MF-Radaren möglich ist. Zudem können mit der kreuzpolarisierten Antenne und durch alternierenden Betrieb mit unterschiedlichen Polarisierungen aus differentiellen Absorptions- und Phasenmessungen die Elektronendichte in der D-Region bestimmt werden.

Ein weiteres einzigartiges Radarsystem des IAP ist MAARSY, das im September 2013 fertiggestellt wurde. Es ist das leistungsstärkste MST-Radar in nördlichen Breiten und das flexibelste Radarsystem in der Welt. Wie andere MST-Radare auch, kann MAARSY die obere Tropo- und untere Stratosphäre (UTLS) sowie die Mesosphäre abtasten. Messungen in der UTLS-Region sind ganzjährig möglich, da in diesem Höhenbereich Temperatur, Druck und Feuchte Änderungen im Brechungsindex bewirken, die als Radarziele dienen. Die Dynamik der Mesosphäre kann nur unter speziellen Bedingungen untersucht werden, wenn mesosphärische Echos (PMSE oder PMWE) vorhanden sind.

Bis vor kurzem lag das Hauptaugenmerk der MST-Radarsysteme des IAP auf Untersuchungen der Streumechanismen und der Morphologie dieser Echos. Die erweiterten Möglichkeiten von MAARSY, z. B. die schnelle Änderung der Strahlposition von Radarpuls zu Radarpuls, erlauben nun auch das simultane horizontale Abtasten der Mesosphäre. Aus solchen Messungen konnten bereits unter Berücksichtigung inhomogener Winde erstmalig horizontal aufgelöste Windfelder (Mittelwerte, Abweichungen und Wirbelstärke) bestimmt werden (siehe Kap. 23).

Beim Betrachten des wissenschaftlichen Potentials der Radarabteilung sind nicht nur die Radargeräte und ihre Leistungsfähigkeit sondern auch die langjährige Datenbasis zu erwähnen. Dabei handelt es sich hauptsächlich um Daten aus der ULTS-Region aber auch aus der Mesosphäre, die in mittleren (Kühlungsborn) und arktischen Breiten (Andøya) aufgezeichnet wurden. Auch wenn die ULTS-Region selbst nicht im Fokus der Forschung des IAP steht, ist auf Grund der vertikalen Kopplungsprozesse das Verständnis der Dynamik dieser Region wichtig. Mittlere mesosphärische Winde werden hauptsächlich aus Messungen der MF- und Meteorradare bestimmt. Dagegen können MST-Radare während des Auftretens von PMSE Winde mit viel besserer Höhen- und Zeitauflösung bestimmen. Diese Informationen wurden bereits für eine verbesserte zeitliche und räumliche Auflösung atmosphärischer Wellen in polaren Breiten genutzt.

2.2. Neue und zukünftige Möglichkeiten der Radarabteilung

Die bisher recht umfassend durchgeführten Radarmessungen lassen noch immer Raum für weitere Verbesserungen. Diese Aktivitäten sind durch wissenschaftliche Fragestellung motiviert, wie die Untersuchung neuer Streumechanismen oder die Verbesserung der zeitlichen und räumlichen Abtastung in Bezug auf die Genauigkeit der Radarmessungen. Dies wird durch Integration aktueller technologischer Entwicklungen, wie z. B. Digitalempfänger oder schnelle und kostengünstige Verarbeitungsschemata (GPUs), in vorhandene und neue Radarsysteme erreicht. Die daraus resultierenden Entwicklungen von Soft- und Hardware können sowohl im Haus als auch durch kommerzielle Anbieter erfolgen. Das Hauptaugenmerk wird dabei auf drei der vorhandenen Radarsysteme gelegt: MAARSY, das Meteorradar in Juliusruh und das MF-Radar in Saura auf Andøya.

2.2.1. Neue Möglichkeiten mit MAARSY

Die bereits erwähnte Fertigstellung von MAARSY im vergangenen Jahr bezieht sich im Wesentlichen auf die Hardware der ursprünglichen Planung, wie z. B. die Antenne und die Empfangskanäle. In den letzten zwei Jahren wurden neue Analysetechniken entwickelt bzw. weitere Verfahren implementiert, um neuen wissenschaftlichen Aufgaben zu genügen. Das *in-beam-radar-imaging* (Kap. 21) ermöglicht die Synthese kleinerer Volumina innerhalb des beleuchteten Volumens und damit die Bestimmung der drei spektralen Momente Signalleistung, Doppler-Verschiebung und spektrale Breite in viel kleineren Volumina und damit eine Verbesserung der räumlichen Auflösung.

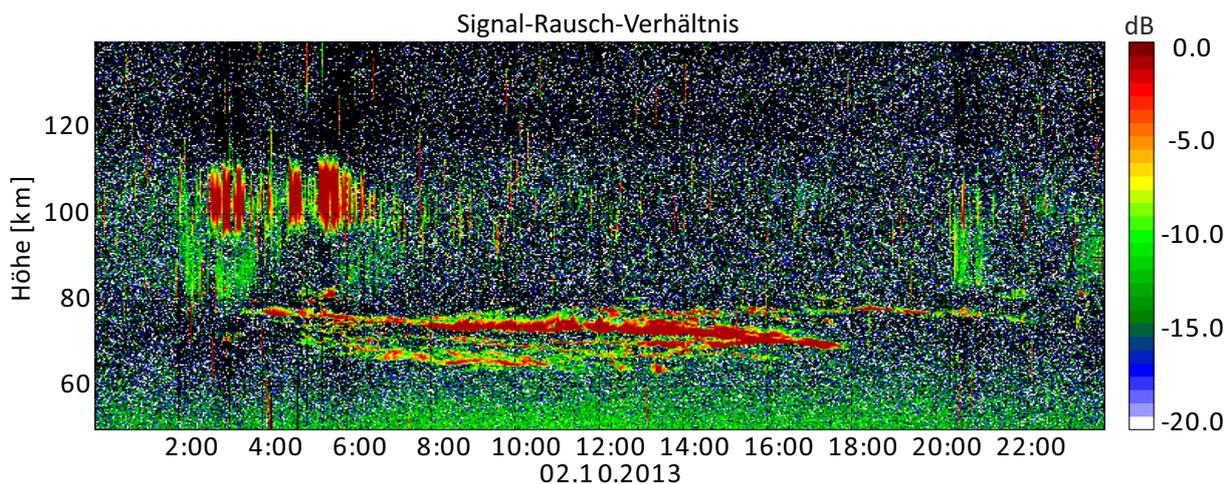


Abb. 2.1: Höhen-Zeit-Schnitt des SNR beobachtet mit MAARSY. Neben den typischen mesosphärischen Echos sind Echos inkohärenter Rückstreuung aus der E-Region (95–110 km, 2–7 UT) und der D-Region (grüne Strukturen im SNR zwischen 80 und 100 km) sowie Meteorechos (dünne vertikale Spuren zwischen 90 und 115 km) zu erkennen.

Die *Parametrisierung von Meteor-Kopfechos* (Kap. 22) basiert auf der nunmehr routinemäßigen Detektion dieser Echos mittels Interferometrie und hoher Datenabstraten sowie spezieller

Analysealgorithmen. Die daraus gewonnenen Informationen können für atmosphärische Studien (eingetragene Meteor Masse) sowie für astronomische Fragestellungen (Orbits) verwendet werden. Die *spektrale Parameterbestimmung* (Kap. 23) unter Verwendung der nichtlinearen Methode der kleinsten Quadrate ergänzt die Analyse der Mehrstrahl-Radarmessungen um die Abschätzung des statistischen Fehlers der drei spektralen Momente und führt zu einer Verbesserung der Genauigkeit und räumlichen Auflösung der Windfeldbestimmung sowie der Abschätzung der Turbulenzintensität.

Die Möglichkeit der Verarbeitung hoher Datenraten ohne vorheriger kohärenter Integration erlaubt heutzutage die gleichzeitige Beobachtung mehrerer Ziele. Eine Herausforderung für die nächsten Jahre ist es, die meisten der bisher separat durchgeführten Radar-Experimente zu kombinieren und die wesentlich umfangreicheren Informationen zu verarbeiten, die durch die hohe zeitliche Abtastung, die Multi-Empfänger- (räumliche Abtastung), die Mehrstrahl- sowie die Multi-Puls-Konfiguration entstehen. Diese Kombination ermöglicht die gleichzeitige Beobachtung mehrerer Parameter und vor allem eine verbesserte räumliche und zeitliche Auflösung der MST-Winde und der spektralen Breiten, und damit eine verbesserte Abschätzung der Turbulenzintensität. Abb. 2.1 zeigt ein erstes Ergebnis des neuen MAARSY-Monitorexperiments zur gleichzeitigen Beobachtung polarer mesosphärischer Winterechos, alle drei Arten von Meteorechos, Weltraummüll, sowie inkohärente Rückstreuung aus der E- und D-Region. Die letztgenannten Echos können allerdings nur bei signifikant erhöhter Elektronendichte in der D- und E-Schicht beobachtet werden.

2.2.2. Erweiterungen der Möglichkeiten des Meteorradars in Juliusruh (MMARIA)

Typische Meteorradarsysteme bestimmen mesosphärische Winde aus der Dopplerverschiebung der spiegelartigen Reflexionen an Meteorspuren. Dabei werden mittels Interferometrie alle 15–30 Minuten horizontale Winde aus einem Volumen von ungefähr $150 \text{ km} \times 150 \text{ km} \times 1 \text{ km}$ abgeleitet. Die Höhe der Reflexionen ist dabei eine Funktion der Neutralgasdichte und der verwendeten Frequenz (je niedriger die Frequenz, desto größer die Höhe). In der Regel werden mit dem 32,55-MHz-System in Juliusruh zwischen 10000 und 15000 Meteore pro Tag erfasst.

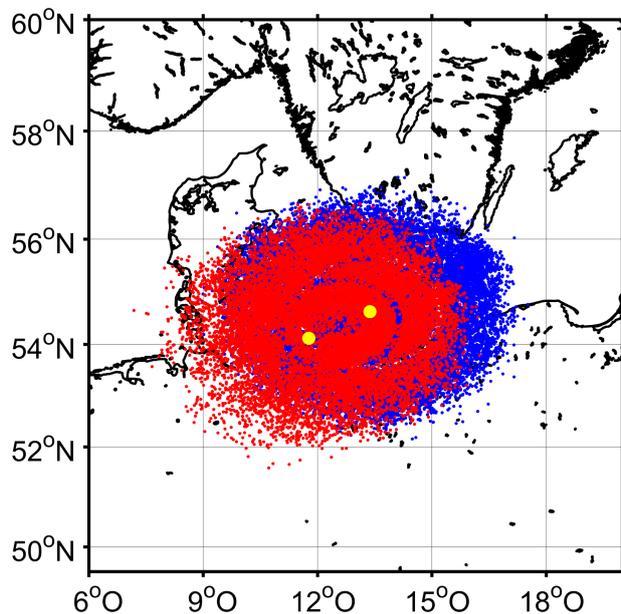


Abb. 2.2: Erste Ergebnisse des bistatischen Meteorradarsystems Juliusruh–Kühlungsborn. Die Punkte stellen die eindeutigen Meteordetektionen des Juliusruher Systems (blau, monostatisch) und des Kühlungsborner System (rot, Vorwärtsstreuung) dar.

Im September 2013 wurde das monostatische Meteorradar in Juliusruh um eine zusätzliche Empfangsstation mit interferometrischen Eigenschaften in Kühlungsborn erweitert. Beide Systeme besitzen einen hochgenauen Rubidium-Oszillator und sind mittels eines 1 PPS-GPS-Signals synchronisiert. Das verwendete Konzept der Vorwärtsstreuung wurde dabei weltweit erstmalig für atmosphärische Studien angewendet. Unter Beibehaltung der Sendeleistung ist es nun möglich, die Anzahl der Meteordetektionen wesentlich zu erhöhen und damit die notwendige Zeit für die Windbestimmung zu reduzieren. Da bei der Methode zudem die Meteore aus verschiedenen Richtungen gleichzeitig beobachtet werden, kann somit ebenfalls Wind aus kleineren Volumina bestimmt werden, was zu einer horizontal aufgelösten Messung führt. Als ein Nebenprodukt dieser neuen Konfiguration werden auf Grund der größeren Bragg-Wellenlängen des Vorwärtsstreusystems auch Windmessungen aus größeren Höhen erwartet.

Die vorläufigen Ergebnisse des 32,55-MHz-Systems sind sehr ermutigend (siehe Abb. 2.2). Die Anzahl der mit dem Vorwärtsstreu-System detektierten Meteore ist ähnlich wie die des monostatischen Systems. Sobald das Juliusruh-Kühlungsborn-System vollständig getestet ist, soll dieser neue Ansatz eines multistatischen Mehrfrequenz-Radars für mobile Untersuchungen der Atmosphäre (MMARIA) um weitere Stationen rund um Juliusruh (z. B. im Süden und Osten) sowie um mindestens eine Station in der Umgebung des Andøya-Meteorradars erweitert werden.

2.2.3. Erweiterungen des Saura-MF-Radars

Das Saura-MF-Radar ist ebenfalls ein weltweit einzigartiges System zur Erfassung des mesosphärischen Windfeldes und der Elektronendichte in der unteren Ionosphäre. Eine Verbesserung der Qualität der gemessenen Parameter ist hier mit nur kleinen Änderungen der Gerätetechnik aber signifikanten Softwareentwicklungen möglich. Die Kombination von Experimenten, die sowohl partielle Reflexionen als auch spiegelartige Meteorechos ausnutzen, und die Anwendung entsprechender Analysemethoden ermöglichen eine Erweiterung der mesosphärischen Standardwindmessungen nach dem DBS- oder SA-Verfahren um simultane Windmessungen in der unteren Thermosphäre zwischen 100 und 110 km. Die geplanten Änderungen der Hardware sehen zusätzliche Empfangskanäle zu dem bereits vorhandenen, modularen System und eine verbesserte Datenerfassung zur Abtastung eines größeren Höhenbereiches mit verbesserter Höhenauflösung vor. Neben der Verbesserung der Windmessungen erwarten wir auch eine Verbesserung der Elektronendichtemessungen durch neue Methoden zur Behandlung externer Störungen. Abb. 2.3 zeigt erste vorläufige Ergebnisse von Windmessungen, die auf Meteorbeobachtungen mit dem Saura-MF-Radar basieren.

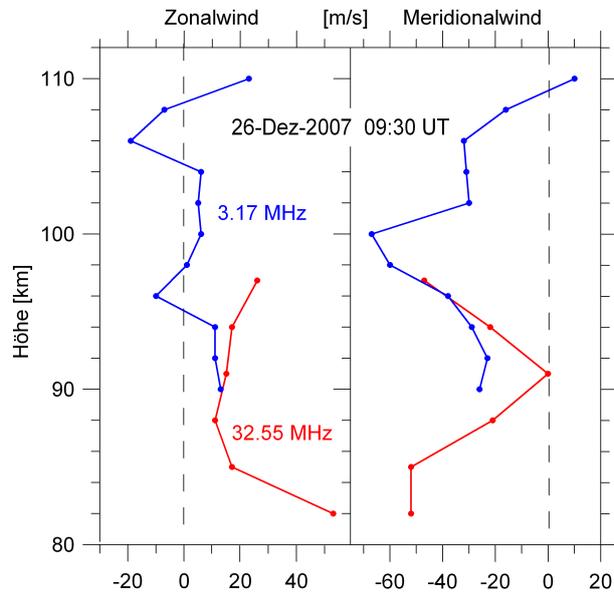


Abb. 2.3: Mittlere Stundenprofile des Zonal- und Meridionalwindes aus Meteorechos detektiert vom Andøya-Meteorradar (rot) und vom Saura-MF-Radar (blau) in einem speziellen Meteormode. Die Saura-Beobachtungen erweitern den Höhenbereich der Windmessungen von 100 km auf 110 km.

2.3. Abschließende Bemerkungen

Der Artikel zeigt eine Übersicht über die aktuellen und zukünftigen Möglichkeiten der IAP-Radar-Systeme für atmosphärische Studien. Die Liste ist nicht vollständig. Zum Beispiel wird nicht auf die Pläne eingegangen, die Studien zur Längen- und Breitenabhängigkeit verschiedener atmosphärischer Prozesse durch Verlagerung und/oder die Installation neuer Radaranlagen an entsprechend geeigneten Orten zu erweitern. Ebenfalls unerwähnt blieb der aktuelle Plan, das Juliusruher Meteorradar für die Beobachtung feldlinienausgerichteter Echos aus der E-Region zu verwenden, um die Elektrodynamik dieser Region zu studieren, sowie die Bemühungen, die Turbulenzmessungen mit MAARSY und dem Saura-MF-Radar zu verbessern. Das Hauptaugenmerk des Beitrags liegt auf den Aktivitäten zur Modernisierung oder Erweiterung der Radarsysteme im Hinblick auf eine Verbesserung der Windmessungen. Das Ziel dieser Bemühungen ist es, durch Erhöhung der Abtastrate in Zeit, Polarisierung, Winkel und Raum die Menge der möglichen Informationen, die mit den existierenden Radarsystemen des IAP gewonnen werden können, qualitativ und quantitativ zu verbessern.

3. Weiterentwicklung von KMCM als idealisiertes Klimamodell

(E. Becker, R. Knöpfel, O. Bothe, B. Wolf, C. Schütt, M. Schlutow, A. Gabriel)

3.1. Allgemeines

Für prozessorientierte Grundlagenforschung am IAP finden komplexe Klimamodelle der mittleren Atmosphäre, wie sie von verschiedenen Institutionen (z. B. MPI für Meteorologie) zur Verfügung gestellt werden, bedingt Anwendung. Ihre Nützlichkeit bezieht sich vor allem auf die Verfügbarkeit von Modelldaten, die für Vergleiche mit IAP-eigenen Messungen und Modellrechnungen herangezogen werden. Will man komplizierten Wirkungsketten in der Atmosphäre auf die Spur kommen und ihre wesentlichen physikalischen Einzelheiten nachvollziehen, sind sogenannte mechanistische Modellkonzepte gefragt. Diese sind gegenüber komplexen Modellen mehr oder weniger stark idealisiert. Es ergibt sich so eine Hierarchie von Modellen. Bei dem am IAP verfolgten Konzept werden nur einzelne Modellkomponenten idealisiert, wohingegen andere mit großer Genauigkeit dargestellt werden. Beispielhaft hierfür sind etwa hochaufgelöste Simulationen von Schwerewellen und deren Effekte in der MLT im Zusammenhang mit Turbulenz.

Hochaufgelöste Simulationen und die Frage von adäquaten Parameterisierungen nichtaufgelöster Prozesse in den Bewegungsgleichungen sind weiterhin von zentraler Bedeutung für die theoretischen Arbeiten am IAP (vgl. Kap. 39, 45, 46) und werden im Zusammenhang mit den mechanistischen Modellansätzen KMCM und ICON-IAP bearbeitet. Um jedoch die quantitative Anwendbarkeit dieser Modelle zu erweitern, haben wir uns in den letzten Jahren verstärkt mit Strahlungstransfer, Spurenstofftransport und der Parametrisierung von orographischen Schwerewellen (vgl. Kap. 46) auseinandergesetzt. Im Vordergrund steht dabei die physikalische Konsistenz der Modellformulierung, was bei komplexen Modellen i. A. nur näherungsweise gegeben ist (Lucarini & Raggone, Rev. Geophys., 2011). So wurde eine Berechnungsmethode für den langwelligigen Strahlungstransfer in Zirkulationsmodellen entwickelt, die die untere und mittlere Atmosphäre erstmals einheitlich erfasst. Dieses Strahlungsschema des KMCM soll zukünftig auch im ICON-IAP verwendet werden. Auf Basis eines neuen Tracertransportschemas wurde für das KMCM ein expliziter Feuchtigkeitszyklus für die Troposphäre inklusive Konvektionsparametrisierung implementiert. Um die energetische Konsistenz des Modells mit Hinblick auf die globale Strahlungsbilanz zu gewährleisten, wird zudem ein Ozeanmodell bestehend aus einer Schicht mit vorgegebenem lateralem Wärmeaustausch berücksichtigt.

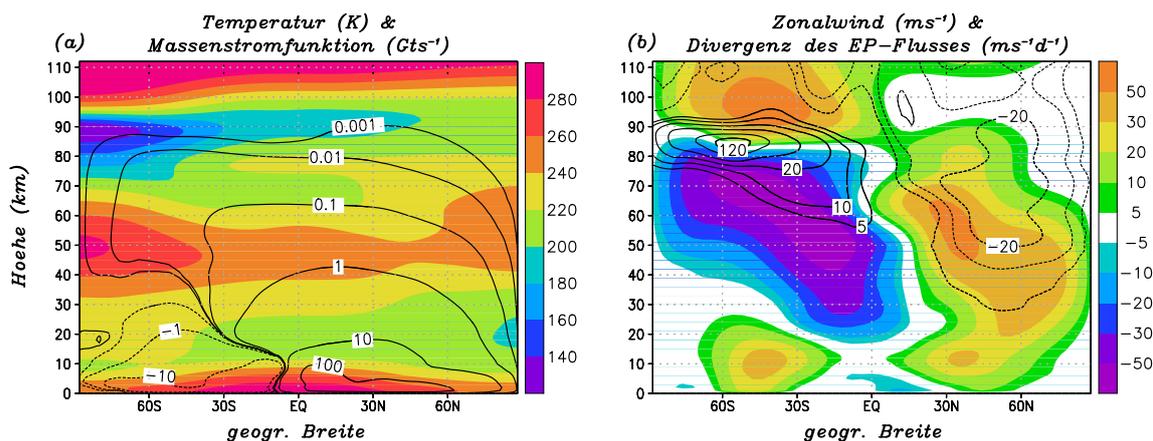


Abb. 3.1: Zonal gemittelte Klimatologie der neuen Version des KMCM für Januar: (a) Temperatur (K, Farben) und residuelle Massenströmungsfunktion (Isolinien in $Gt s^{-1}$); (b) Zonalwind ($m s^{-1}$, Farben) und Wellenantrieb (Divergenz des EP-Flusses) in der mittleren Atmosphäre (Isolinien in $m s^{-1} d^{-1}$).

Insgesamt enthält die neue Version des KMCM nun explizit alle wesentlichen Komponenten, die die globale Zirkulation beschreiben. Da die verwendeten Parametrisierungen für Strahlung und Feuchtezyklus immer noch gegenüber komplexen Modellen idealisiert und daher einfacher

zu berechnen sind, können zukünftig auch sehr hohe Auflösungen wie mit der früheren Version realisiert werden. Im Rahmen von ROMIC sollen u. a. Modellrechnungen durchgeführt werden, die eine Abschätzung der relativen Bedeutung von strahlungsbedingten und dynamisch induzierten langfristigen Veränderungen in der MLT zulassen. Gegenwärtig wird die neue Modellversion mit konventioneller Auflösung und parametrisierten Schwerewellen betrieben. Abbildung 3.1 zeigt die zonal gemittelte Klimatologie für Januar anhand der Temperatur und des Zonalwindes (Farben). Die residuelle Zirkulation und deren Antrieb durch Wellen sind mit schwarzen Isolinien eingetragen. Alle diese Größen werden im Einklang mit anderen Modellsimulationen wiedergegeben. Bislang wurden Studien zu jahreszeitlichen Schwankungen und zur Quasi-Zweijährigen-Oszillation (QBO) durchgeführt. Im Folgenden wird kurz über diese Aspekte berichtet, womit das Potential eines mechanistischen Klimamodells der mittleren Atmosphäre demonstriert wird.

3.2. Zeitliche Entwicklung der Sommermesopause

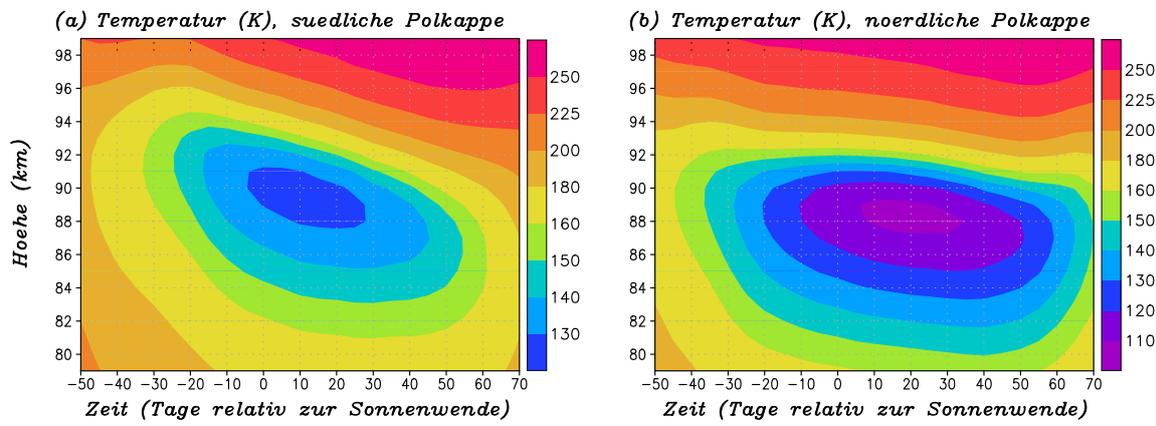


Abb. 3.2: Zeitliche Entwicklung der simulierten Polkappentemperatur (K) im Sommer für die Südhemisphäre (links) und die Nordhemisphäre (rechts). Der Vergleich spiegelt die rein dynamisch induzierten Unterschiede zwischen beiden Hemisphären wider.

Die jüngsten IAP-Messungen in der Antarktis mit dem Eisen-Lidar zeigen einen zeitlichen Verlauf der polaren Sommermesopause, der sich deutlich von dem bekannten Verhalten in der Nordhemisphäre unterscheidet (vgl. Kap. 1). Während über ALOMAR die Sommermesopause von Juni bis August bei ungefähr derselben Höhe von etwa 88 km liegt, bildet sich über der Antarktis eine kalte Sommermesopause Ende November bei über 90 km. Sie wandert im Laufe des Sommers zu niedrigeren Höhen, liegt im Januar im Mittel auch bei etwa 88 km und verlagert danach ihre Höhe weiter nach unten. Sie ist insbesondere nach der Sonnenwende deutlich wärmer als im Juli im Norden. Dieses Verhalten wird so von komplexen Klimamodellen nicht beschrieben. Um die Beobachtungen besser zu verstehen, wurde eine Langzeitsimulation durchgeführt, bei der sämtliche hemisphärische Unterschiede nur von der Oberfläche ausgelöst werden. Insbesondere sind die Spurenstoffverteilungen bis auf den dynamisch berechneten Wasserdampfgehalt für beide Hemisphären gleich und die solare Einstrahlung vernachlässigt die Exzentrizität der Erdbahn. Auch sind die freien Parameter des nicht-orographischen Schwerewellenschemas für beide Hemisphären identisch. Insgesamt können wir so die rein dynamisch bedingten Unterschiede zwischen beiden Hemisphären im Jahresgang simulieren. Abbildung 3.2 zeigt den zeitlichen Verlauf der über die Polkappe gemittelten Temperatur im Mesopausenbereich vor und nach der Sommersonnenwende für beide Hemisphären. Offenbar beschreibt das Modell die erwähnten beobachteten hemisphärischen Unterschiede zufriedenstellend. Eine detaillierte Analyse der Impuls- und Wärmebilanzen ergibt, dass vor der Sonnenwende die seit kurzem bekannte Intrahemisphärische Kopplung wesentlich ist. Damit ist gemeint, dass die offensichtlichen Nord-Süd-Unterschiede in der Troposphäre, die sich aus der unterschiedlichen Land-Meer-Verteilung und der dadurch bestimmten Meteorologie

ergeben, sich in der jeweiligen Hemisphäre nach oben fortpflanzen, wobei eine komplizierte Wechselwirkung zwischen mittlerem Wind, mittlerer Temperatur und Schwerewellen zu dem speziellen Verhalten in der Mesopausenregion auf der Südhemisphäre führt. Nach der Sonnenwende wird dagegen die Interhemisphärische Kopplung dominierend. Das heißt, eine wärmere Mesopause über der Antarktis wird durch hohe planetare Rossby-Wellenaktivität im Winter der Nordhemisphäre hervorgerufen.

In der realen Atmosphäre sind diese dynamischen Effekte mit hemisphärischen Unterschieden im Ozon sowie in der solaren Einstrahlung überlagert. Allerdings zeigt eine Simulation mit Berücksichtigung der Exzentrizität der Erdbahn keine nennenswerten Unterschiede zu dem aus Abb. 3.2 ersichtlichen Verhalten. Dagegen ergibt ein Vergleich mit Reanalysen für die Stratosphäre, dass im Modell die südliche Sommerstratosphäre generell zu kalt im Vergleich zur Nordhemisphäre ist. Dieses Defizit deutet auf einen westwärtigen Wellenantrieb auf der Südhemisphäre hin, der im Modell durch die parameterisierten Schwerewellen nicht erfasst wird. Offen bleibt vorerst, inwieweit Simulationen mit aufgelösten Schwerewellen die Beobachtungen hinsichtlich hemisphärischer Unterschiede in der gesamten sommerlichen mittleren Atmosphäre besser beschreiben können.

3.3. Globale Energiebilanz und natürliche Variationen

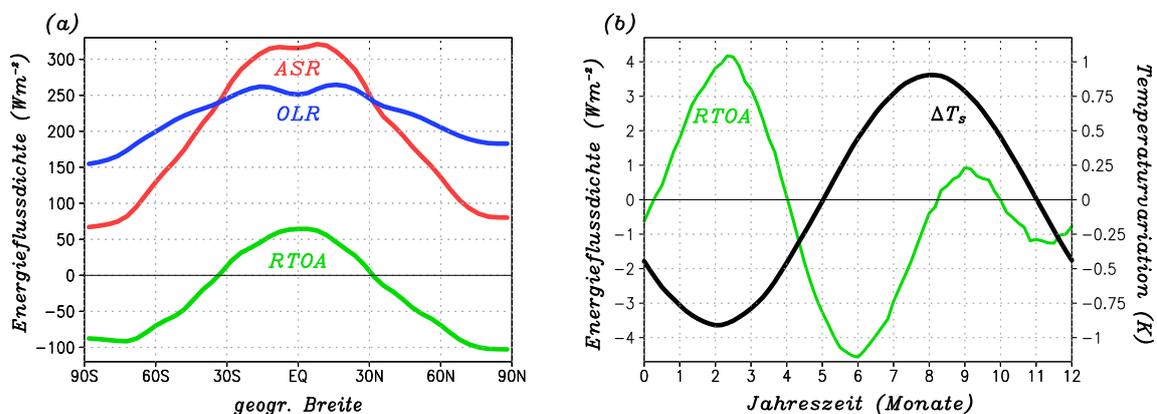


Abb. 3.3: (a) Breitenabhängigkeit der Strahlungsbilanz am oberen Rand der Atmosphäre in KMCM (rot: absorbierte solare Strahlung, ASR; blau: ausgehende langwellige Strahlung, OLR; grün: Nettostrahlung, RTOA = ASR – OLR). (b) Mittlerer Jahresgang von global gemittelter RTOA (grün) und Oberflächentemperatur (Schwarz).

Aufgrund der Konsistenz des KMCM bezüglich der insgesamt simulierten Energietransformation können wir die Strahlungsbilanz am oberen Rand der Atmosphäre (RTOA) und deren Jahresgang im globalen Mittel unter Einbeziehung des Feuchtezyklus berechnen. Abbildung 3.3a zeigt das Ergebnis für die Breitenabhängigkeit der Strahlungsbilanz, welches in quantitativer Übereinstimmung mit Abschätzungen aus Beobachtungen ist. Zu betonen ist außerdem, dass im KMCM eine nahezu ausgeglichene Strahlungsbilanz gegeben ist. Die global und zeitlich gemittelte RTOA beträgt nur $0,3 \text{ W m}^{-2}$. Diese Imbalance kann zudem auf einen entsprechenden numerischen Fehler im Feuchtezyklus zurückgeführt werden. Alle übrigen Energietransformationen werden mit jeweils vernachlässigbaren Fehlern beschrieben.

Beim mittleren Jahresgang des globalen Mittels (Abb. 3.3b) fällt eine gewisse Gegenläufigkeit der RTOA mit der Variation der global gemittelten Oberflächentemperatur auf. Eine genaue Analyse ergibt, dass die Variation der Oberflächentemperatur aus der unterschiedlich starken Absorption von solarer Einstrahlung auf Meer- und Landflächen resultiert. Die Variation der Oberflächentemperatur prägt so der ausgehenden langwelligigen Strahlung (OLR) eine jährliche Oszillation auf, welche sich in der RTOA widerspiegelt.

Bei Klimavariationen geht man üblicherweise von einer Kausalität von oben nach unten aus, das heißt, eine positive RTOA, etwa hervorgerufen durch anthropogene Treibhausgase oder Varia-

bilität der Sonne, bewirkt eine Temperaturerhöhung an der Oberfläche. Unsere Studie zeigt, dass natürliche Schwankungen, die mit Wärmespeicherung und -abstrahlung an der Oberfläche einhergehen, einer umgekehrten Kausalität unterliegen: Eine Verringerung der Oberflächentemperatur bewirkt eine positive Strahlungsbilanz des Klimasystems. Dieser Aspekt ist u. a. bedeutsam für die Bewertung der seit Ende der 1990er Jahre anhaltenden Stagnation der globalen Erwärmung. Man vermutet, dass die Stagnation mit einer Periode verstärkten Wärmetransports von den oberen in die tieferen Ozeanschichten einhergeht. Die seit etwa 1995 gemessene positive RTOA von etwa $0,5\text{--}1\text{ W m}^{-2}$ wäre dann die Folge dieser Wärmespeicherung. Sie wäre weniger eine Folge der Trägheit des Klimasystems, den anthropogenen Störungen zu folgen, wie bislang angenommen wird. Unser Resultat lässt zudem vermuten, dass ein Fortschreiten der globalen Erwärmung mit einer ausgeglichenen oder sogar negativen Strahlungsbilanz einhergehen würde.

3.4. Simulation der Quasi-Zweijährigen-Oszillation (QBO)

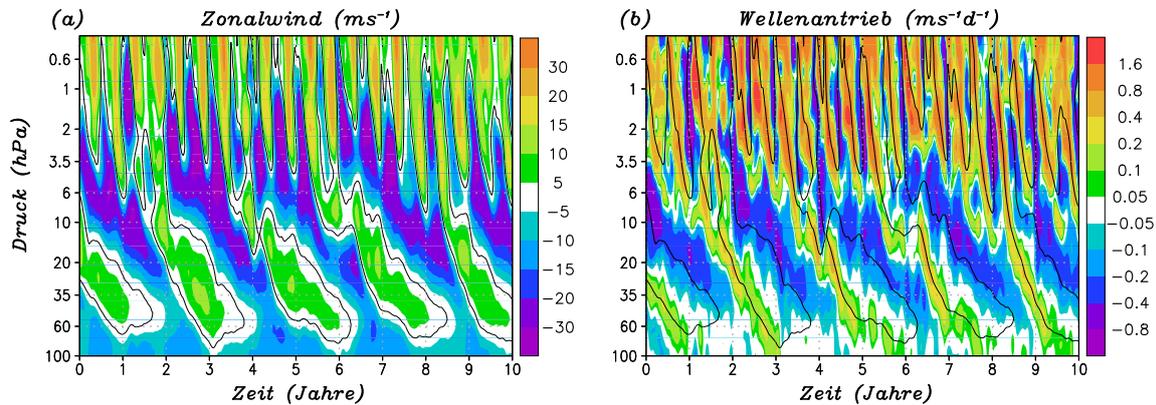


Abb. 3.4: Simulation der Quasi-Zweijährigen-Oszillation im KMCM: (a) Zonalwind und (b) Wellenantrieb am Äquator. Der Höhenbereich reicht von etwa 20 bis 60 km. Die Nullwindlinie ist als schwarze Isolinie in beiden Teilbildern angedeutet.

Die QBO ist eine natürliche Schwankung in der tropischen Stratosphäre mit einer Periode von ca. 24–28 Monaten. Sie ist von grundlegender Bedeutung für die Variabilität der gesamten mittleren Atmosphäre. Dieser Aspekt betrifft insbesondere den Einfluss des Sonnenfleckenzyklus, da sich die Sonnenfleckenaktivität in den verschiedenen Phasen der QBO in unterschiedlicher Weise auf die Variabilität des nördlichen Polarwirbels auswirkt. Die Einzelheiten dieses Prozesses sowie die Bedeutung für die Troposphäre sind bislang kaum verstanden und werden im Rahmen des Leibnizprojektes LOCHMES untersucht. Eine dynamische Analyse auf Basis von Modellsimulationen gestaltet sich deshalb schwierig, da die QBO nur von wenigen Modellen in selbstkonsistenter Weise simuliert werden kann. Um diesen Fragenkreis zu bearbeiten, haben wir die vertikale Auflösung und die Schwerewellenparameter des KMCM in den Tropen so angepasst, dass die QBO selbstkonsistent simuliert wird, wie in Abb. 3.4 zu sehen ist. Periode, Amplitude und Asymmetrie der Windphasen (linkes Teilbild) sind in guter Übereinstimmung mit Beobachtungen. Die Antriebe durch aufgelöste (großskalige) tropische Wellen und parametrisierte Schwerewellen, deren Summe im rechten Teilbild dargestellt ist, sind vergleichbar mit anderen Modellen, die die QBO explizit beschreiben. Man erkennt insbesondere, dass positiver zonaler Impuls beim Übergang von westwärtigem zu ostwärtigem Wind übertragen wird und umgekehrt, was das langsame Herunterwandern der Windphasen erklärt. Die neue Version des KMCM beinhaltet somit ein ganz wesentliches Element zur Untersuchung der Langzeitvariabilität der mittleren Atmosphäre. Offen ist noch, inwieweit die QBO mit aufgelösten Schwerewellen simuliert werden kann.

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, L. Leitert, F.-J. Lübken, R. Ostermann, T.P. 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.

Ein gemeinsamer Aspekt der Messungen aller Standorte ist die Untersuchung von leuchtenden Nachtwolken (NLC), die vor allem in polaren Breiten und gelegentlich auch in mittleren Breiten (siehe Kap. 11, 13 und 15) beobachtet werden. Im Gegensatz zum Standort Andenes sind in Kühlungsborn auch im Sommer Messungen bei Dunkelheit und damit bei deutlich besserem



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

Signal-Rausch-Verhältnis möglich. Auf diese Weise können auch schwächste NLC und z. B. ihre Jahr-zu-Jahr-Variation erfasst werden. Die Untersuchung des Einflusses von Wind- und Temperaturgezeiten erforderte jedoch die Entwicklung der Tageslichtfähigkeit. Nach mehreren Sommern mit umfangreichen Messungen bei Tag und Nacht können jetzt erstmals detaillierte Aussagen zur tageszeitlichen Variation von NLC in mittleren Breiten und ihre Abhängigkeit von Wind- und Temperaturgezeiten gemacht werden (siehe Kap. 15). Gleichzeitige Messungen von NLC und den ebenfalls auf Eisteilchen zurückzuführenden Mesosphärischen Sommer Echos (MSE, gemessen mit dem OSWIN-Radar) ermöglichen Rückschlüsse auf die in der Morgendämmerung ansteigende Elektronendichte. Darüber hinaus finden ganzjährig Lidarmessungen der Temperatur bei Tag und Nacht statt. Jedes Jahr entsteht so ein Datensatz von rund eintausend Stunden Temperaturdaten aus der Stratosphäre und Mesosphäre. Neben Schwebwellen können hieraus insbesondere vertikale Profile von Gezeiten abgeleitet werden sowie ihre Variation auf Skalen von wenigen Tagen bis Monaten (siehe Kap. 9).

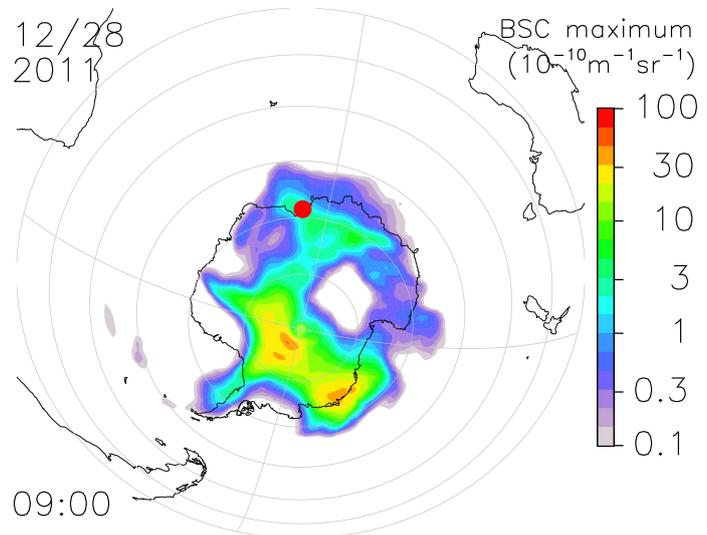


Abb. 4.1: Standort des mobilen Eisen-Temperatur-Lidars des IAP (siehe Markierung 69°S). Die Hintergrundgrafik zeigt farbig die Ausdehnung einer leuchtenden Nachtwolke nach Berechnungen des LIMA/Eis-Modells.

Signal-Rausch-Verhältnis möglich. Auf diese Weise können auch schwächste NLC und z. B. ihre Jahr-zu-Jahr-Variation erfasst werden. Die Untersuchung des Einflusses von Wind- und Temperaturgezeiten erforderte jedoch die Entwicklung der Tageslichtfähigkeit. Nach mehreren Sommern mit umfangreichen Messungen bei Tag und Nacht können jetzt erstmals detaillierte Aussagen zur tageszeitlichen Variation von NLC in mittleren Breiten und ihre Abhängigkeit von Wind- und Temperaturgezeiten gemacht werden (siehe Kap. 15). Gleichzeitige Messungen von NLC und den ebenfalls auf Eisteilchen zurückzuführenden Mesosphärischen Sommer Echos (MSE, gemessen mit dem OSWIN-Radar) ermöglichen Rückschlüsse auf die in der Morgendämmerung ansteigende Elektronendichte. Darüber hinaus finden ganzjährig Lidarmessungen der Temperatur bei Tag und Nacht statt. Jedes Jahr entsteht so ein Datensatz von rund eintausend Stunden Temperaturdaten aus der Stratosphäre und Mesosphäre. Neben Schwebwellen können hieraus insbesondere vertikale Profile von Gezeiten abgeleitet werden sowie ihre Variation auf Skalen von wenigen Tagen bis Monaten (siehe Kap. 9).

Das ALOMAR RMR-Lidar in Andenes (69°N) erlaubt die Beobachtung von Temperatur, Aerosolen und Wind sowie ihrer Variation in der Stratosphäre und Mesosphäre bei Tag und Nacht. Messungen werden seit 1994 durchgeführt. Der daraus entstandene Datensatz umfasst 12200 Stunden Lidarmessungen.

Die hohe zeitliche Auflösung ermöglicht statistisch aussagekräftige Auswertungen mit denen Phänomene erkannt werden können, die ansonsten in der Variabilität durch z. B. Schwerewellen untergehen (siehe Kap. 13). Da das Lidar bei Tag und Nacht betrieben werden kann und einen weiten Höhenbereich abdeckt, sind Untersuchungen der zeitlichen Variation von Temperatur und Wind aufgrund von Schwerewellen und Gezeiten möglich (siehe Kap. 15). Die Messungen des RMR-Lidars am ALOMAR-Observatorium werden durch eine Reihe weiterer aktiver und passiver Fernerkundungsinstrumente ergänzt, die vom IAP (siehe Kap. 20, 23, 32) und anderen internationalen Instituten betrieben werden. Mit den Lidarmessungen werden außerdem In-situ-Messungen mit Höhenforschungsraketen unterstützt, die von der nur wenige Kilometer entfernten Andøya Rocket Range (ARR) gestartet werden (siehe Kap. 26).

Neben den stationären Lidar-Systemen in Kühlungsborn und Andenes betreibt das IAP ein mobiles Doppler-Resonanzlidar, das für nahezu untergrundfreie Messungen am Tag von Kalium auf Eisen umgestellt wurde (Abb. 4.4).



Abb. 4.4: Das mobile Fe-Lidar in Davis (69°S)

Im Vergleich zu allen anderen Lidars weltweit ist der Untergrund am Tag wesentlich geringer und erlaubt selbst bei hohem Sonnenstand und ungünstigen Wetterbedingungen (z. B. Cirrus) Messungen, die kaum noch vom Tageslicht beeinflusst sind. Nach ca. einem Jahr Vorbereitung wurde das Fe-Lidar im August 2010 zur Australischen Antarktis-Station Davis (69°S) verschifft, wo von Dezember 2010 bis Dezember 2012 Doppler-Temperaturen, Doppler-Vertikalwind, Eisendichte, NLC und Rayleigh-Temperaturen gemessen wurden (siehe Kap. 1, 7, 8). Trotz der widrigen klimatischen Bedingungen der Antarktis konnten in nur 2 Jahren annähernd 3000 Stunden an Daten gesammelt werden, wobei der gesamte Jahresgang erfasst wurde. Zusammen mit den vom AAD (Australian Antarctic Division) durchgeführten Radarmessungen von PMSE und weiteren Instrumenten vor Ort existiert damit ein einmaliger Datensatz der Südhemisphäre, der bereits in mehrfacher Hinsicht unerwartet Ergebnisse erbracht hat. Abbildung 4.4 zeigt das Fe-Lidar in Davis im aufgebauten Zustand. Zurzeit befindet sich das Fe-Lidar in Kühlungsborn, wo es für eine weitere Kampagne in Andøya vorbereitet wird. Bereits 2008–2009 wurde dort das Fe-Lidar über viele Monate aus der Ferne betrieben. Alle Systeme sind fernschaltbar. Da Messungen aufgrund des komplexen Lasersystems nur von sehr erfahrenen Benutzern gestartet werden können, soll das Fe-Lidar in Zukunft weitgehend aus der Ferne betrieben werden. Selbst in Davis wurde das System grundsätzlich vom Nachbargebäude aus betrieben. Mangels geeigneten Internets war ein Betrieb aber nur von Davis aus möglich. Als Folge waren bis zu 3 Benutzer vor Ort notwendig. Im Allgemeinen kann nach einigen Stunden Betrieb das System an weniger erfahrene Operatoren übergeben werden, was bei sehr langen Messungen über teilweise mehrere Tage notwendig ist.



Abb. 4.3: ALOMAR RMR-Lidar in Nordnorwegen. Die Laserstrahlen sind für Windmessungen 20° aus dem Zenit geneigt.

5. Entwicklung der Lidartechniken am IAP und sektorale Verwertung

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

Die Lidarinstrumente des IAP wurden in den vergangenen Jahren an den verschiedenen Stationen regelmäßig für Atmosphärenmessungen eingesetzt. Allerdings ist es unerlässlich, die Geräte technisch weiterzuentwickeln. Nur durch die stetige Entwicklung kann die Spitzenstellung des IAP bei der Lidartechnik zur Erforschung der mittleren Atmosphäre erhalten bleiben. In diesem Kapitel geben wir einen Überblick über die wichtigsten technischen Neuerungen. Außerdem stellen wir die ersten Schritte für die wirtschaftliche Verwertung dieser technischen Entwicklungen dar.

Spektrale Eigenschaften der Laserquelle

Abbildung 5.1 zeigt die neue Seederplattform mit Laserquelle und Aufteilungsoptiken des RMR-Lidars in Kühlungsborn. Der hochstabile Laser der Firma Innolight wird durch ein Molekular-Absorptions-Spektrometer überwacht. Wird erkannt, dass sich die Laserfrequenz geringfügig ändert ($\Delta\nu/\nu > 10^{-10}$) wird die Oszillatorlänge oder die Kristalltemperatur des Lasers angepasst, so dass die Frequenz des Lichts konstant bleibt. Die verwendeten Komponenten sind mittlerweile kommerziell erhältlich und soweit stabilisiert, dass der wartungsfreie Betrieb über mehrere Jahre sichergestellt ist. Beim Aufbau der Seederplattform wurde darauf geachtet, dass das System so erweitert werden kann, dass mittelfristig auch Windmessungen in der Strato- und Mesosphäre über Kühlungsborn möglich sind (Kap. 15). Durch den stabilen Seedlaser wird die von den Leistungslasern ausgesendete Frequenz jedoch nur auf eine Genauigkeit von ca. $\Delta\nu/\nu = 10^{-7}$ begrenzt. Dies entspräche einer Ungenauigkeit der Windmessungen von 10 m/s. Für die weitere Analyse (Windmessungen) muss daher auch noch die tatsächlich in die Atmosphäre emittierte Laserfrequenz gemessen werden. Hierzu wurde ein schnelles Absorptions-Spektrometer entwickelt.

In Abb. 5.2 ist dieses neu entwickelte Spektrometer dargestellt, mit dem die kurzen Pulse ($\Delta t \approx 10$ ns) der Leistungslaser vermessen werden können. Bei dem ALOMAR RMR-Lidar müssen zwei Leistungslaser vermessen werden, die jeweils mit einer Wiederholrate von 30 Hz arbeiten. Die Lichtpulse werden in Echtzeit analysiert, um die Eigenschaften der Leistungslaser dem aus der Atmosphäre rückgestreuten Licht zuzuordnen. Es wird ausgenutzt, dass die Leistungslaser alternierend emittieren, dadurch wird zu jedem Schuss der Leistungslaser sowohl der Untergrund der Detektoren, der zeitliche Verlauf der Pulse aus den Leistungslasern als auch der Seedlaser als Referenz vermessen. Hieraus wird die ausgesendete Laserfrequenz auf besser als 2 MHz bestimmt, was für Windmessungen unerlässlich ist (Kap. 16).

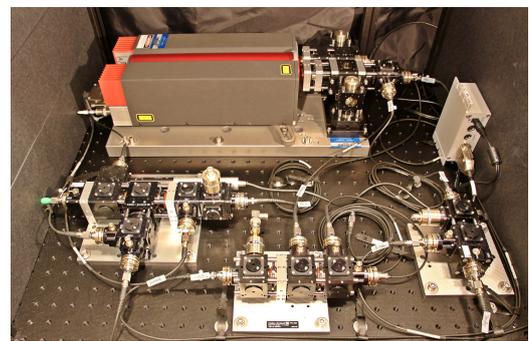


Abb. 5.1: Seederplattform des RMR-Lidars am IAP. Das Licht wird von einem kommerziellen Laser (rot/grau am oberen Rand) erzeugt und nach unseren Anforderungen spektral und nach Intensität aufgespalten (Glasfaserkabel/schwarz, optische Elemente in schwarz-silbernen Würfeln gekapselt).

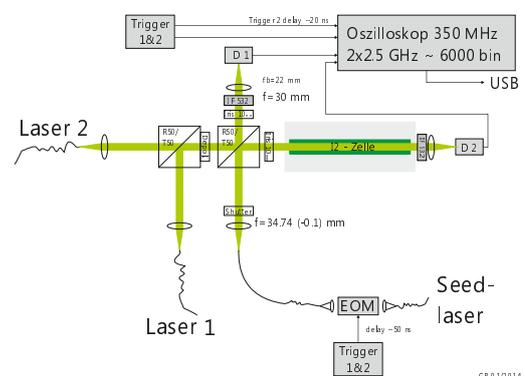


Abb. 5.2: Schematische Darstellung eines schnellen Molekular-Absorptions-Spektrometers. In dem System werden die Lichtpulse von zwei Leistungslasern mit einer zeitlichen Auflösung von 400 ps aufgenommen.

Effizienz im Nachweiszweig und Reduktion des Himmelsuntergrunds

Durch die Verwendung schmalbandiger spektraler Filter ist eine effiziente Trennung des rückgestreuten Laserlichts vom breitbandigen Untergrund der Sonne möglich. Diese Filter erfordern jedoch eine präzise Justierung sowie eine effiziente Abbildung des gefilterten Lichts auf die Detektoren. Obwohl die eingesetzten Detektoren nur kleine aktive Flächen haben (Radius $< 200 \mu\text{m}$), ist es gelungen, einen Großteil des von den Teleskopen mit einem Durchmesser zwischen 0,8 und 1,8 m empfangenen Lichts auf die Detektoren abzubilden. Über die letzten Jahre wurden diese Detektoren bereits verwendet und die so gewonnene Erfahrung zur Verbesserung des Systems genutzt. So wurde die Synchronisationselektronik des ALOMAR

RMR-Lidar soweit überarbeitet, dass eine stabilere Einkopplung des Lichts in die optische Bank realisiert werden konnte. Darüber hinaus wurde das Gesichtsfeld der Teleskope weiter verkleinert, was erst durch eine Beschleunigung der Strahlstabilisierung realisiert werden konnte. Durch die Reduktion des Gesichtsfelds wird nicht nur der Himmelsuntergrund reduziert, sondern gleichzeitig die Abbildung auf die Detektoren effizienter realisiert.

Die Auswirkungen der instrumentellen Verbesserungen seit dem Aufbau des ALOMAR RMR-Lidars im Jahr 1994 sind in Abb. 5.3 gezeigt. Zur Bewertung der Qualität des Instruments verwenden wir das Rückstreusignal bei der Wellenlänge 532 nm aus 55 km Höhe (S) sowie das Untergrundsignal (B). In der Abbildung ist zu erkennen, dass das Signal-zu-Untergrund-Verhältnis (S/B) seit dem Beginn der Messungen um einen Faktor 25 angestiegen ist. Aussagekräftiger für die abgeleiteten geophysikalischen Informationen ist der Kehrwert des relativen Fehlers ($S/\Delta S$). Dieser ist im selben Zeitraum um einen Faktor 10 angestiegen. Diese Verbesserung ist bemerkenswert, da mit dem Gerät neben den ursprünglich durchgeführten Temperatur- und NLC-Messungen nun auch Windmessungen durchgeführt werden können. Diese Effizienzentwicklung ist primär auf konsequente und kontinuierliche Weiterentwicklung der Technik sowie des Wissenstandes am IAP zurückzuführen. Durch die verbesserten Techniken können neue Fragestellungen untersucht werden, wie z. B. die Beobachtung von Schwerewellen an der Stratopause durch gleichzeitige Temperatur- und Windmessungen (Kap. 16) oder die Beobachtung von Wellen und Dissipation während der WADIS-Kampagne (Kap. 26). Mit den entwickelten Techniken ist es auch möglich, selbst komplizierte Lidartechnik an abgelegenen, aber geophysikalisch interessanten Standorten zu betreiben (Kap. 7, 8).

Sektorale Verwertung

Um neue geophysikalische Fragestellungen beantworten zu können, bedarf es einer immer komplexeren und präziseren Messtechnik, die am IAP selbst generiert bzw. weiterentwickelt wird. Dies bedeutet auch, dass am IAP Technologien zum Einsatz kommen, die sehr speziell und zum Teil weltweit einzigartig sind. Um dieses Know-How bzw. Technologiewissen auch für Wirtschaftsunternehmen verfügbar zu machen, wurde in den letzten zwei Jahren eine Verwertungsstruktur am Institut etabliert, die zunehmend eine "Sichtung, Prüfung und Weiterverarbeitung" bestehender bzw. sich entwickelnder Technologien (Wissen und Dienstleistungen) für die freie Wirtschaft ermöglicht. Beispiele hierfür sind die Patentanmeldung für den interferenzbasierten Spektrumanalyser oder die Entwicklung eines diodengepumpten Alexandrit-Lasers in Zusammenarbeit mit dem Fraunhofer-Institut für Lasertechnik in Aachen (Kap. 6).

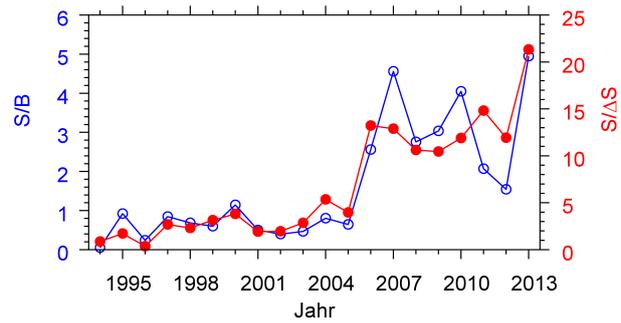


Abb. 5.3: Zeitliche Entwicklung des Verhältnisses Signal (S) zu Untergrund (B) sowie der tatsächlichen Qualität der Messung, die sich aus dem Verhältnis von Signal und Fehler des Signals (ΔS) ergibt. Gezeigt sind nur die besonders anspruchsvollen Tageslichtmessungen (ALOMAR RMR-Lidar).

6. Entwicklung eines diodengepumpten Alexandritlasers

(J. Höffner, F.-J. Lübken)

Für Messungen in der MLT werden am IAP seit 20 Jahren blitzlampengepumpte Alexandrit-Ringlaser eingesetzt. Ursprünglich zur Messung der Dopplerverbreiterung der Natriumlinie bei 589 nm vorgesehen, werden die beiden am IAP entwickelten Lasersysteme heutzutage für Dopplermessungen anhand von Kalium (772 nm) und Eisen (386 nm) eingesetzt. Dabei ist es nur bei Eisen möglich, nahezu untergrundfreie Messungen am Tage durchzuführen. Das entsprechende am IAP entwickelte Verfahren wird zurzeit von 3 weiteren Gruppen weltweit nachgebaut, wobei 2 Gruppen blitzlampengepumpte Alexandritlaser nach dem Vorbild des IAP einsetzen. Viele Ergebnisse, wie die Entdeckung der Zwei-Niveau-Mesopause oder aber die in den letzten Jahren durchgeführten Messungen in Davis (Kap. 1, 7, 8) sind nur aufgrund dieser Lasertechnik möglich. Alexandrit ist aufgrund seiner speziellen Eigenschaften ein ideales Lasermedium, wurde aber weltweit, abgesehen vom IAP, über viele Jahre ignoriert. Bis heute gibt es keine kommerziellen Alternativen zu Alexandrit. Abbildung 6.1 zeigt den in Davis eingesetzten Laser des mobilen Fe-Lidar.

Blitzlampengepumpte Systeme sind grundsätzlich ineffizient und nur mit hohem technischen Aufwand zu betreiben. Messungen mit dem mobilen Fe-Lidar erfordern 15 kW für den Betrieb des Lasers bei einer mittleren Laserleistung von 4 W. Diese Leistung muss als Wärme wieder abgeführt werden, was einen hohen technischen Aufwand erfordert (Kap. 4). Insgesamt benötigt der Container im Betrieb etwa 30 kW. Für die Sommermessungen in Davis musste eigens ein Stromgenerator in der Antarktis installiert werden. Der Betrieb ist letztendlich sehr aufwendig. Die Lebensdauer blitzlampengepumpter Laser ist generell sehr begrenzt. Regelmäßige teure und schwierige Reparaturen sind die Folge.

Für zukünftige automatische Lidars sind wesentlich effizientere Laser mit geringem Wartungsaufwand notwendig. Seit 20 Jahren ist bekannt, dass dies bei Alexandrit grundsätzlich möglich sein sollte, sobald es gelingt eine geeignete Pumplichtquelle im roten Bereich des Spektrums zu entwickeln. Jedoch sind die Eigenschaften von Alexandrit nicht genau genug bekannt, um einen solchen Laser gezielt zu bauen. Schon die grundsätzliche Frage, auf welcher Wellenlänge ein solcher Laser gepumpt werden kann, ist unklar.



Abb. 6.1: Aufbau des geseedeten Alexandrit-Ringlasers mit Steuerung und Frequenzmessung, 2010

Prototyp am ILT

Durch den Fortschritt bei der Entwicklung bei roten Laserdioden stehen seit einigen Jahren geeignete Laserdioden zur Verfügung. Mit einer einzelnen Laserdiode lässt sich ein gepulster Laser aber nicht bauen, da die Leistung zu gering ist. Dazu ist ein Pumpmodul notwendig, in dem viele Dioden kombiniert werden, was technisch sehr anspruchsvoll ist. Die dazu notwendigen Verfahren stehen am IAP nicht zur Verfügung. In Zusammenarbeit mit dem Fraunhofer-Institut für Lasertechnik (ILT) wurde daher 2010 ein vom IAP finanziertes Projekt begonnen, in dem solche Pumpmodule entwickelt werden.

Durch die Konstruktion eines einfachen Lasers konnte die Machbarkeit eines diodengepumpten Alexandritlasers erfolgreich demonstriert werden (Abb. 6.2). Dabei zeigte sich, dass Alexandrit sich

leichter pumpen lässt als im Vorfeld berechnet. Im Folgeprojekt, welches im September 2013 gestartet wurde, liegt der Schwerpunkt auf der Konstruktion eines Ringlasers, der nach demselben Prinzip arbeitet wie die am IAP entwickelten Laser. Eine wesentliche Schwierigkeit dabei ist die Entwicklung besserer Optiken mit hohen Zerstörschwellen und geringen Verlusten. Solche Optiken sind die Grundvoraussetzung für einen erfolgreichen und robusten Q-switch-Laser im Single-mode-Betrieb. Da die Ausgangsleistung solcher Laser stark abhängig von den Verlusten ist, gilt es gleichzeitig eine optimale Geometrie mit möglichst wenigen Optiken im Ring-Resonator zu finden. Das Ziel ist es, ein effektives System zu entwickeln, das teilweise auf Optiken aufbaut, die früher nicht zur Verfügung standen.

Durch den Aufbau von stufenweise komplexeren Resonatoren konnte bereits erfolgreich demonstriert werden, dass Alexandrit ein nahezu perfektes Lasermaterial für ein Dopplerlidar auf der Wellenlänge von Kalium (770 nm) und Eisen (frequenzverdoppelte Laser bei 772 nm) ist. Abbildung 6.3 zeigt die Durchstimmpbarkeit des Prototypen über die Wellenlänge und die jeweilige optimale Kristalltemperatur. Den Messungen nach erreicht Alexandrit die höchste Ausgangsleistung nahe 770 nm. Als Konsequenz davon ist der Einsatz eines schmalbandigen, wellenlängen-selektiven Elementes im Resonator nicht erforderlich, wodurch die effektive Leistung ansteigt. Die in den USA favorisierte Wellenlänge für Tageslichtmessungen von 372 nm ist dagegen nur mit deutlich höherem Aufwand zu erreichen.

Der erfolgreiche Betrieb eines Resonators ohne wellenlängen-selektives Element im Bereich 770–772 nm wurde bereits demonstriert. Dabei wurde eine optisch-optische Effizienz von 20 % in diesem Aufbau erreicht. Ein diodengepumpter Laser mit derselben mittleren Leistung wie das mobile Fe-Lidar benötigt damit rein rechnerisch nur ca. 50 W und wäre 300-mal effizienter als unser heutiger Laser. Der Prototyp ist von solchen Leistungsdaten aber noch weit entfernt. Mit 0,6 mJ/Puls bei 35 Hz erreicht der Prototyp am ILT nur 1/200 der Puls- bzw. mittleren Leistung unserer heutigen Systeme.

Eine hohe mittlere Leistung ist erst sinnvoll, wenn es gelingt, einen schmalbandigen Single-mode-Laser hoher spektraler Reinheit zu entwickeln. Dies ist das Ziel des laufenden Projektes. Gelingt dies, kann die mittlere Leistung durch die Repetitionsrate und/oder durch die Entwicklung einer Nachverstärkung gesteigert werden. Bereits im laufenden Projekt sollen höhere Repetitionsraten getestet werden und die wesentlichen Eigenschaften einer Nachverstärkung untersucht werden.

Bereits jetzt ist unser Prototyp einer der effizientesten Laser im angestrebten Wellenlängenbereich überhaupt und zusätzlich über einen großen Wellenlängenbereich durchstimmpbar. Gelingt die Konstruktion eines stabilen, diodengepumpten Ringlasers hoher spektraler Reinheit, dürfte dieses Laserkonzept für viele Bereiche in Industrie und Forschung von hohem Interesse sein.

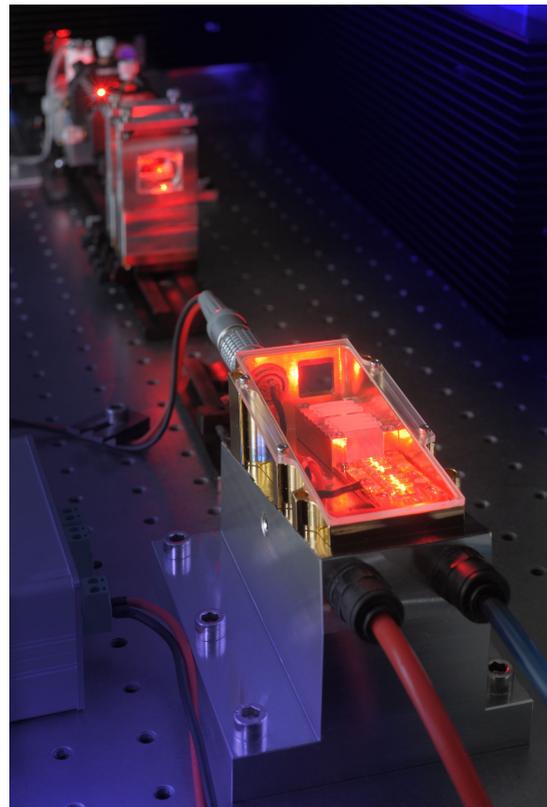


Abb. 6.2: Demonstration eines gepulsten Diodenlasers zur Bestimmung der Eigenschaften von Alexandrit

erforderlich, wodurch die effektive Leistung Tageslichtmessungen von 372 nm ist dagegen

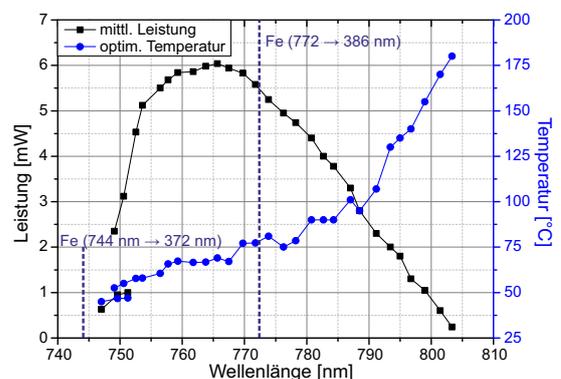


Abb. 6.3: Ausgangsleistung des Prototypen am ILT in Abhängigkeit von der Wellenlänge

7. Die Eisenschicht in antarktischen Breiten

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

Durch das Verdampfen von Meteoroiden entstehen im Bereich der Mesopause zwischen 75 und 105 km Höhe permanente Schichten freier Metallatome, darunter auch die Eisenschicht. Neutrale Eisenatome reagieren auf thermische Gezeiten und Schwerewellen. Sie wechselwirken unter anderem mit Eisteilchen, reagieren chemisch mit Sauerstoff und Wasserstoff und koagulieren mit anderen Materialien zu Staubteilchen. Das Verständnis der Eisenschicht liefert damit wertvolle Informationen über die dynamische Aktivität und chemische Prozesse in der MLT-Region. Wie in Kap. 1 beschrieben, wurde mit dem mobilen Fe-Lidar des IAP ein einzigartiger Datensatz von Eisendichten, Temperaturen und NLC aufgenommen.

Abbildung 7.1 zeigt den Jahresgang der Eisenschicht über der antarktischen Station Davis (69°S). Im südhemisphärischen Winter, von April bis August, befindet sich die Schwerpunkthöhe der Schicht bei 83 bis 85 km. Die Halbwertsbreite beträgt in diesem Zeitraum etwa 7–8 km. Mittlere Eisendichten innerhalb der Halbwertsbreite liegen bei 6.000 bis 12.000 Atome/cm³.

In den südhemisphärischen Sommermonaten November bis Februar ändert sich die Eisenschicht deutlich. Die mittlere Dichte sinkt auf weniger als 5.000 Atome/cm³. Gleichzeitig verringert sich die Halbwertsbreite auf 5 km. Zur Sommersonnenwende verschwindet die Eisenschicht dann für wenige Wochen fast vollständig. Genau zu dieser Zeit wurden die tiefsten Temperaturen beobachtet (siehe Kap. 8). Unsere Messungen zeigen einen kontinuierlichen Anstieg der mittleren Höhe der Schicht zur Sommermitte hin, der bereits Anfang September beginnt. Dabei steigt die Schwerpunkthöhe bis zur Sonnenwende fast linear an. Parallel dazu nimmt die Dichte kontinuierlich ab. Nach der Sonnenwende ist der umgekehrte Vorgang zu beobachten, bis der Winterzustand im April wieder erreicht wird.

Gängige Erklärungen für die Abnahme der Eisendichte in den Sommermonaten machen die Adsorption von Eisenatomen an Eisteilchen (NLC) für die geringen Dichten verantwortlich. Wie in Kapitel 1 dargestellt wurde, ist dies jedoch nicht mit unseren Beobachtungen vereinbar. So treten NLC in Davis überhaupt erst nach der Sonnenwende auf, also wenn die Eisendichte bereits wieder zunimmt. Unsere Messungen zeigen, dass sich die Eisenschicht bereits beim Übergang zu den Wintermonaten kontinuierlich ändert und es zu keinen sprunghaften Veränderungen mit dem ersten Auftreten von PMSE/NLC kommt. Die Adsorption von freien Eisenatomen auf Eisteilchen kann daher nur eine untergeordnete Rolle spielen. Generell unterliegt die Eisenschicht einem komplizierten chemischen Gleichgewicht. Die Änderung der mittleren Zirkulation und der Temperaturstruktur der MLT dominiert die Form und Höhe der Eisenschicht im gesamten Jahresgang. Bei Eisen existieren stark temperaturabhängige Reaktionen mit Eisenhydroxiden und Eisenoxiden. Diese sind vermutlich für die ungewöhnlich niedrigen Dichten im Sommer verantwortlich.

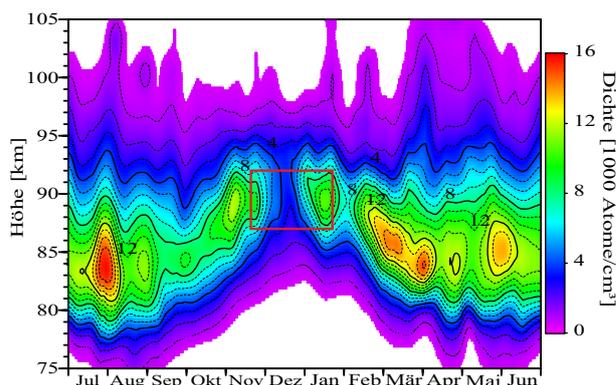


Abb. 7.1: Jahresgang der Eisenschicht über der antarktischen Station Davis, 2010–2012.

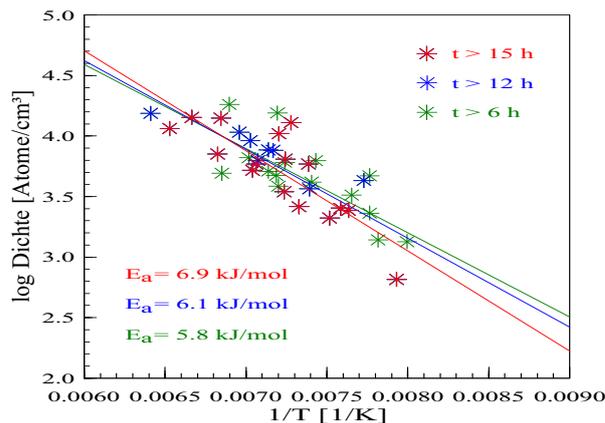


Abb. 7.2: Arrhenius-Plot der logarithmischen Eisendichten über der inversen Temperatur.

In Abb. 7.2 sind die Tagesmittelwerte von Dichte und Temperatur zwischen 87 und 92 km für den Zeitraum 21.11.2011 bis 20.01.2012 gegenübergestellt (rot markierter Bereich in Abb. 7.1). Die Farben stellen verschiedene verwendete Mindestmesslängen von 6, 12 und 15 Stunden dar. Es liegt nahe, dass eine einzelne chemische Reaktion dominiert, denn es gibt einen eindeutigen linearen Zusammenhang zwischen inverser Temperatur und dem Logarithmus der Eisendichte (Arrhenius-Plot). Durch eine Regressionsanalyse lässt sich in diesem Fall die Aktivierungsenergie E_a bestimmen. Die Werte in Abb. 7.2 liegen mit 5,8–6,9 kJ/mol in der Größenordnung typischer Reaktionsraten. Damit ist die Eisenschicht im Sommer während der Sonnenwende weitgehend durch die Temperatur bestimmt, wobei vermutlich eine einzelne Reaktion dominiert. Genauere Modellrechnungen in der Zukunft sind notwendig, um die zugrunde liegende Reaktion zu identifizieren. Dies kann jedoch erst gelingen, wenn in Modellen zuvor die kalte Mesopause reproduziert werden kann.

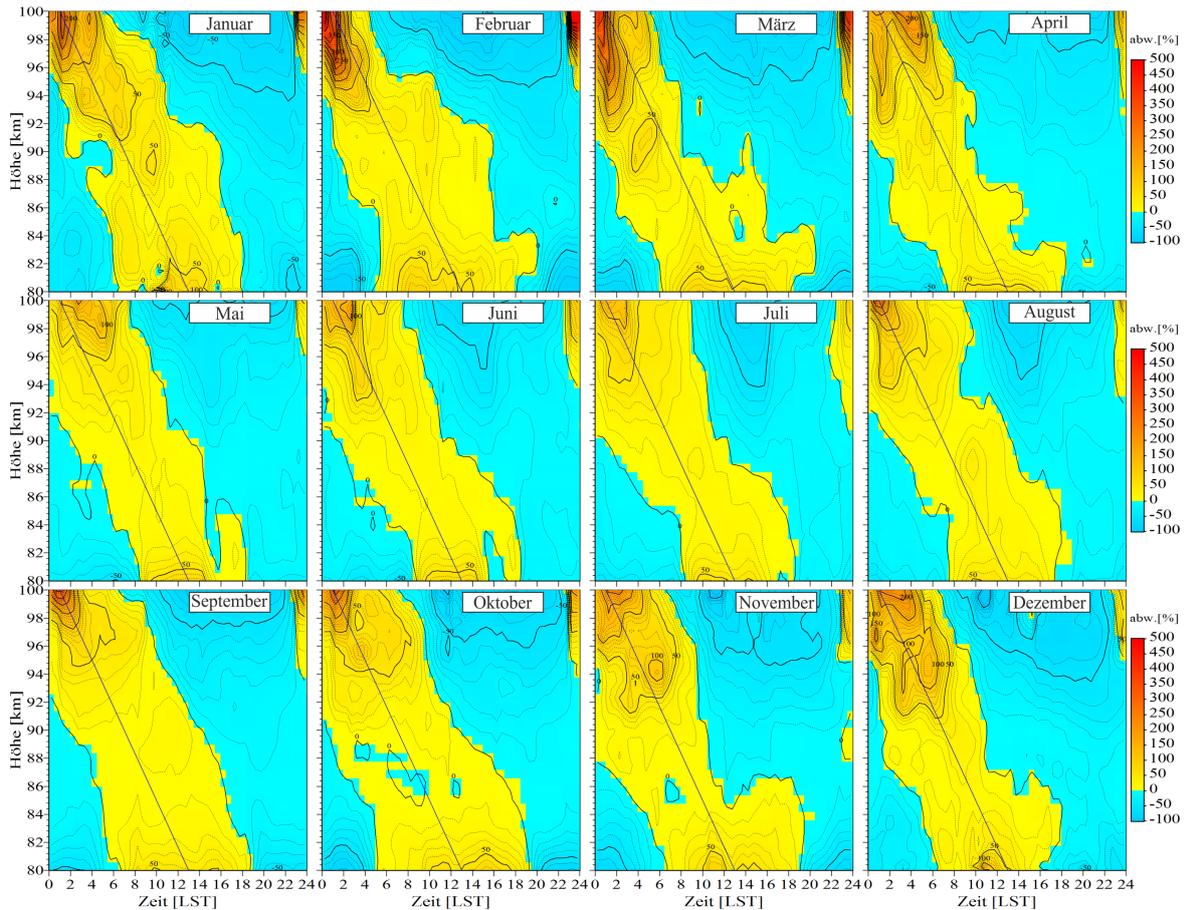


Abb. 7.3: Abweichungen der Eisendichte vom Tagesmittelwert für die Monate Januar bis Dezember.

Während der mittlere Zustand der Eisenschicht von der mittleren Zirkulation und Temperatur geprägt ist, variiert die Eisenschicht auch auf kurzen Zeitskalen erheblich. Die unerwartet starken Gezeiten in der Polregion (siehe Kapitel 1) führen zu einer starken Abhängigkeit der Eisenschicht von der Lokalzeit, die ganzjährig beobachtet wird. Abbildung 7.3 zeigt die Abweichung von der mittleren Dichte im Tagesgang für alle 12 Monate. Im gesamten Höhenbereich ist eine ausgeprägte 24-stündige Variation zu erkennen. Typische Schwankungen betragen 50–100 % bei vertikalen Wellenlängen von 30–35 km (schwarze Linie). Die Phasenlage ist in allen Monaten nahezu identisch. Das Maximum tritt in 82 km um 12 Uhr Ortszeit (LST) auf. Neben NLC und PMSE zeigt damit auch die Eisenschicht einen überraschend starken Einfluss der Gezeit. Die starke Gezeitenabhängigkeit erschwert die Bestimmung von E_a in Abb. 7.2, da ausreichend lange Messungen vorhanden sein müssen, um den Einfluss der Gezeit zu minimieren. Dies ist 2011/12 gelungen. Für die Bestimmung der Gezeiten in der Arktis und dem Vergleich NH–SH sind für die nächsten Jahre Messungen bei ALOMAR (69°N) geplant.

8. Mesosphärische Temperaturstruktur in Davis

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

Doppler-Temperaturmessungen bei einer Resonanzlinie von Eisen (386 nm) haben den Vorteil, auch bei Tag nahezu untergrundfrei durchgeführt werden zu können. Als Folge davon ist der Höhenbereich für Temperaturmessungen nicht mehr so stark eingeschränkt, wie es bei allen anderen Doppler-Resonanzlidars weltweit der Fall ist. Hinzu kommt, dass die Eisenschicht im Vergleich zu anderen Metallen ein anderes Verhalten im Jahresgang zeigt und im Mittel in niedrigerer Höhe anzutreffen ist. Dadurch ist es erstmals möglich, Temperaturmessungen mittels Lidar innerhalb von PMSE und teilweise NLC durchzuführen. Abbildung 8.1 zeigt für eine Messung über 48 Stunden die Abweichungen von der mittleren Temperatur. Zu dieser Zeit wurden erste PMSE beobachtet. Deutlich sind starke Wellen zu erkennen, die teilweise auf Gezeiten zurückzuführen sind. Insgesamt zeigen die Messungen in Davis starke Gezeiten in Temperaturen, Eisendichte und Vertikalwinden (siehe Kap. 1, Kap. 7).

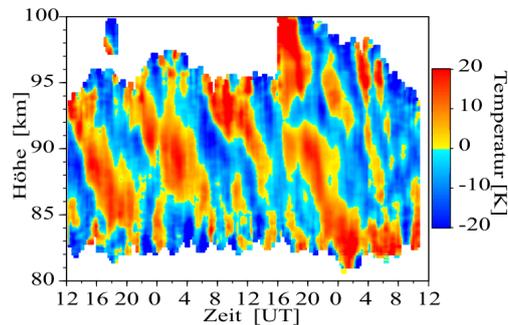


Abb. 8.1: Abweichung von der mittleren Temperatur am 20.–22. Nov. 2011, Davis.

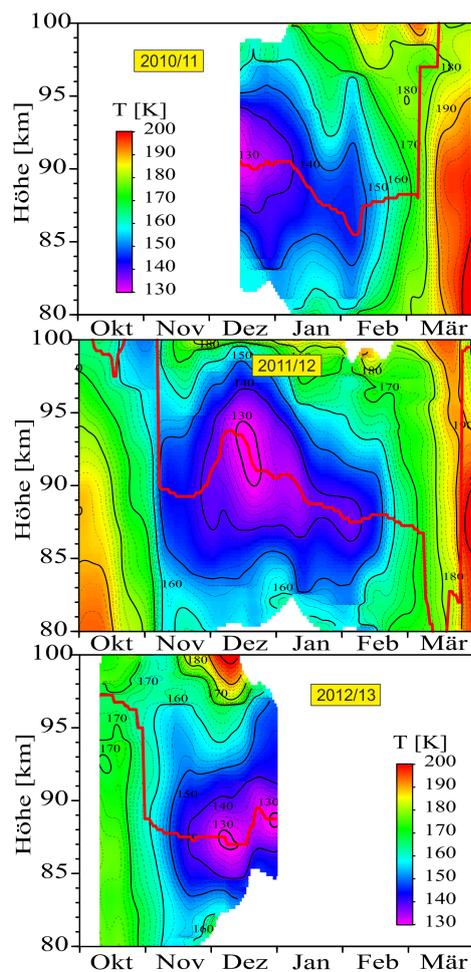


Abb. 8.2: Mittlere Temperaturen für die Sommer 2010/11, 2011/12, 2012/13.

auf Eisteilchen (PMSE, NLC). Der gezeigte Bereich ist ein Ausschnitt aus Abb. 8.2, Mitte. PMSE

Nach der Installation des Fe-Lidars in Davis (69°S) wurde am 15. Dezember 2010 mit den Messungen begonnen. Aufgrund der Ergebnisse der ersten zwei Monate wurde beim AAD (Australian Antarctic Division) frühzeitig beantragt, das Fe-Lidar ein Jahr länger, bis November 2012, in Davis zu belassen. Im Allgemeinen können schwere Lasten in Davis nur einmal im Jahr (November) verladen werden. 2012 musste die Versorgung der Station aber aufgrund unvorhersehbarer Ereignisse immer wieder verschoben werden. Die Verladung fand dann erst am 10. Januar 2013 statt. Anders als ursprünglich geplant, konnten so in drei Sommern Messungen durchgeführt werden. Durch lange Schlechtwetterperioden waren Messungen im Dezember 2010 und Dezember 2012 zwar stark behindert, trotzdem wurde in allen drei Sommern ein sehr genaues Bild der Temperaturstruktur der Mesopause gewonnen wie Abb. 8.2 zeigt. Die Jahre unterscheiden sich dabei stark in ihren geophysikalischen Randbedingungen.

In der Sommersaison 2010/11 fand der Zusammenbruch des Polaren Vortex in der Stratosphäre ungewöhnlich spät statt, nämlich Ende Dezember. Also bereits innerhalb der PMSE-Saison. 2011/12 zeichnete sich dagegen durch einen deutlich früheren Zusammenbruch des Polaren Vortex Anfang Dezember aus. Die letzte Saison war geprägt von einem ungewöhnlich frühen Zusammenbruch. Insgesamt konnten so Messungen in sehr unterschiedlichen Jahren durchgeführt werden.

Der Vergleich mit der Zirkulation in der Stratosphäre für die Saison 2011/12 in Abb. 8.3 zeigt deutlich den Einfluss der stratosphärischen Zirkulation auf die Temperaturstruktur der Mesosphäre und damit auch den Einfluss

werden typischerweise unterhalb der Mesopause beobachtet. Während in der NH aber die mittlere Höhe von PMSE über die Saison hinweg nahezu konstant ist, ändert sich die mittlere Höhe der PMSE über Davis signifikant um mehrere Kilometer. Dabei zeigt sich ein sehr ähnlicher Verlauf zur Höhe der Mesopause.

PMSE können überhaupt erst auftreten, wenn es kälter ist als die Frostpunkttemperatur. In Davis treten PMSE in manchen Jahren bereits Mitte November auf, kurz nachdem sich die kalte Mesopause in ca. 90 km Höhe gebildet hat. Dies ist jedoch nur in den Jahren der Fall, wo der Polare Vortex relativ früh zusammen bricht, wie in der Sommersaison 2011/12 und 2012/13. Hingegen werden PMSE in anderen Jahren (2010/11) erst Wochen später beobachtet. Bricht der Polare Vortex zusammen, können sich Wellen von der Troposphäre bis in die Mesosphäre hinein ausbreiten, wo sich dann als Folge eine geänderte mittlere Zirkulation und Temperaturstruktur ausbilden. Der Einfluss auf die Mesosphäre lässt sich bereits mit relativ einfachen Modellrechnungen demonstrieren. Der Pseudo-Impulsfluss in Abb. 8.3 zeigt, dass sich mit dem Zusammenbruch des Polaren Vortex bei Tag -40 Wellen bis in die Mesosphäre hinein ausbreiten können. Kurz darauf treten dann die ersten PMSE auf. Zum Zeitpunkt der kalten Mesopause ändert sich der Impulsfluss nochmals stark und ist evtl. für das Absinken der PMSE im weiteren Verlauf der Saison verantwortlich. Gleichzeitig ändert sich die Temperatur oberhalb von 90 km wie Abb. 8.2 zeigt.

Unsere Messungen ergeben, dass sich die SH stark von der NH unterscheidet, wobei in der SH zusätzlich noch unterschiedliche Fälle auftreten und die Bedingungen von Jahr zu Jahr stark variieren. Anders als in der NH treten im Dezember PMSE oberhalb von 92 km Höhe auf. Warum dies überhaupt möglich ist, zeigt Abb. 8.4 für die Sommersaison 2011/12. Anders als in der NH werden um die Sonnenwende herum für ca. 2 Wochen ungewöhnlich niedrige Temperaturen in 93 km beobachtet. Für kurze Zeit ist es kälter als der Frostpunkt, was die Existenz von Eis ermöglicht. Für die restliche Zeit ist es deutlich zu warm. In 87 km ist es für insgesamt 3 Monate kalt genug für Eisteilchen. Dabei liegen die Temperaturen in Davis nur knapp unterhalb des Frostpunktes und sind im Mittel einige Kelvin wärmer als in der NH. Entsprechend seltener werden PMSE in Davis im Vergleich zur vergleichbaren geographischen Breite (ALOMAR) beobachtet.

Mit dem neu entwickelten Lidar-Verfahren konnten erstmals Temperaturen im Sommer in der MLT kontinuierlich über einen großen Höhenbereich gemessen werden. Damit ist die Temperaturstruktur der Mesopause in Davis sehr genau bekannt. Für einen besseren Vergleich der SH mit der NH sind für die nächsten Jahre Temperaturmessungen bei ALOMAR (69°N) geplant.

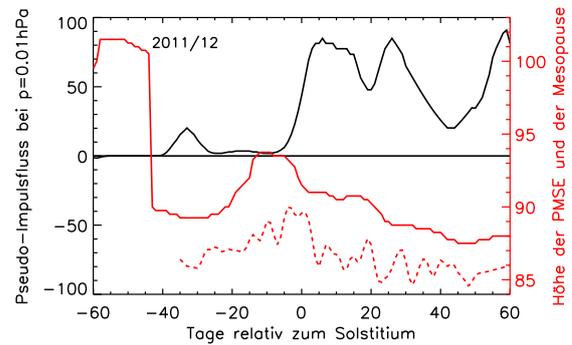


Abb. 8.3: Einfluss der stratosphärischen Zirkulation auf die Mesosphäre. Rot: Höhe der Mesopause, gestrichelt: Höhe der PMSE, schwarz: Pseudo-Impulsfluss aus Modellrechnungen.

Abb. 8.3 zeigt, dass sich mit dem Zusammenbruch des Polaren Vortex bei Tag -40 Wellen bis in die Mesosphäre hinein ausbreiten können. Kurz darauf treten dann die ersten PMSE auf. Zum Zeitpunkt der kalten Mesopause ändert sich der Impulsfluss nochmals stark und ist evtl. für das Absinken der PMSE im weiteren Verlauf der Saison verantwortlich. Gleichzeitig ändert sich die Temperatur oberhalb von 90 km wie Abb. 8.2 zeigt.

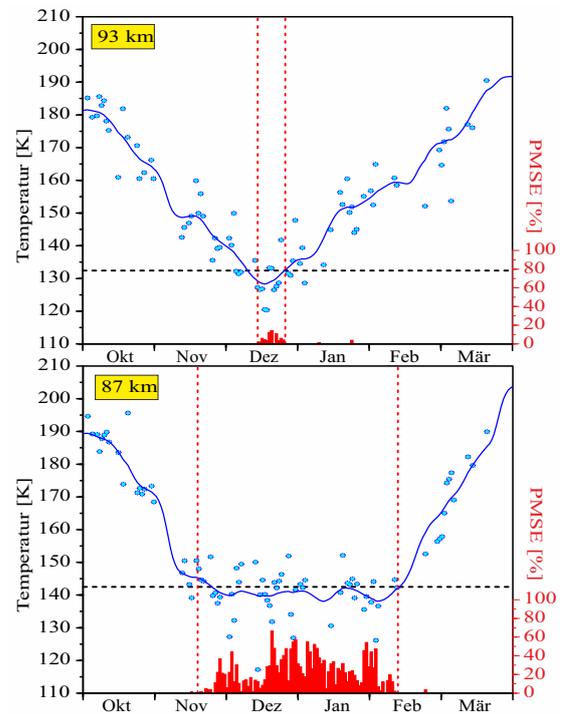


Abb. 8.4: Gemessene Temperatur und Auftreten von PMSE in 87 und 93 km Höhe im Vergleich zum Frostpunkt (gestrichelte Linie)

9. Lidarmessungen der Temperaturgezeiten über Kühlungsborn

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

Die sich im Tagesverlauf ändernde Einstrahlung der Sonne auf die Erde verursacht periodische Änderungen der Temperatur, d. h. Gezeiten, mit ganztägigen, halbtägigen oder auch kürzeren Perioden. Vergleichbar mit anderen atmosphärischen Wellen, sind Gezeiten für den Transport von Energie und Impuls aus der Tropo- und Stratosphäre in die Meso- und Thermosphäre mitverantwortlich. Atmosphärische Gezeiten spielen daher eine wichtige Rolle für das Verständnis der Dynamik der mittleren Atmosphäre. Bodengebundene Messungen (Lidar oder Radar) haben dabei gegenüber Satellitenmessungen den Vorteil einer höheren zeitlichen Auflösung. Nachteilig ist, dass die Moden der Gezeiten nur eindeutig durch Messungen an mehreren Standorten bestimmt werden können, Satelliten hingegen eine globale Abdeckung liefern. Weltweit existieren nur wenige tageslichtfähige Lidarsysteme für Temperaturmessungen in der Mesosphäre. Gezeitenvariationen der Temperatur werden bisher hauptsächlich aus Resonanzlidarmessungen in einem Höhenbereich von ca. 80 bis 105 km analysiert. In Kühlungsborn wurde ein neues RMR-Lidar entwickelt, welches den Höhenbereich nach unten erweitert. Mit diesem werden seit April 2011 Routinemessungen zur Bestimmung der Temperatur am Tag und in der Nacht durchgeführt. Insgesamt stehen mehr als 3000 Messstunden zur Verfügung. Am Tag werden Temperaturen abhängig vom Signal-zu-Rauschverhältnis bis ca. 75 km Höhe und in der Nacht bis ca. 85 km berechnet. Der gleichzeitige Betrieb eines tageslichtfähigen Kaliumresonanzlidars bis September 2012, ermöglicht zusätzliche Messungen zwischen ca. 80 und 105 km Höhe.

In Abb. 9.1 ist eine mehrtägige Lidarmessung im Sommer 2013 in einem Höhenbereich von ca. 40 bis 80 km gezeigt. Es werden hier ausschließlich Temperaturen vom RMR-Tagsystem gezeigt. Dargestellt sind Temperaturabweichungen vom Tagesmittel, um vorhandene Wellenstrukturen zu verdeutlichen. Ersichtlich ist eine Überlagerung unterschiedlicher Perioden und Wellen. Solche Messungen ermöglichen die Analyse und Interpretation des Wellenspektrums ohne tageslichtbedingte Messlücken. Zur Analyse der Gezeitenvariationen werden typischerweise ca. 100 Messstunden pro Monat benötigt. Zunächst werden alle Messungen eines Monats überlagert

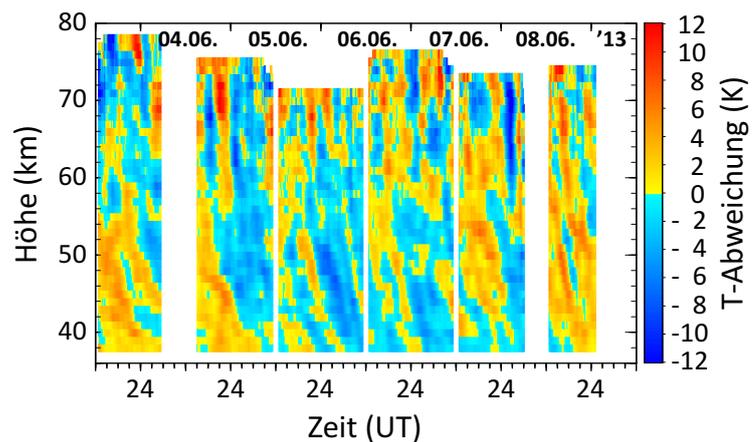


Abb. 9.1: Temperaturabweichungen vom Tagesmittel aus einer mehrtägigen RMR-Lidarmessung (04.–08.06.2013, ca. 90 h kontinuierlicher Messbetrieb). Die Lücken um jeweils 12 UT sind auswertebedingt. Weitere Lücken der Messreihe, am 04.06. und 08.06., sind wetterbedingt (Wolken).

(ein sog. Temperaturkomposit erstellt) und die mittlere Temperatur abgezogen. Wellen ohne festen Lokalzeitbezug (z. B. Schwerewellen) werden dabei weitgehend herausgemittelt und Wellen mit Lokalzeitbezug (Gezeiten) bleiben erhalten. Mittels harmonischer Analyse werden anschließend die dominierenden Amplituden und Phasen der Gezeit unter der Annahme unterschiedlicher Perioden (8 h, 12 h und 24 h) bestimmt. Abbildung 9.2 zeigt die saisonale Variation der monatlichen Gezeitenamplituden in zwei verschiedenen Höhenbereichen, 50–55 km (oben) und 60–65 km (unten). In der Stratopausenregion ist eine dominierende ganztägige Gezeit (Amplitude 1,5–2 K) zu erkennen, die zweimal bis dreimal so stark ist wie die 8 h- und 12 h-Gezeitenkomponenten. Die ganztägige Gezeitenamplitude nimmt oberhalb von 60 km ab, wohingegen insbesondere die halbtägige Amplitude mit ansteigender Höhe zunimmt. Dieses wird besonders um die Äquinoktien herum deutlich, an denen die halbtägige Gezeitenamplitude gegenüber der ganztägigen dominiert.

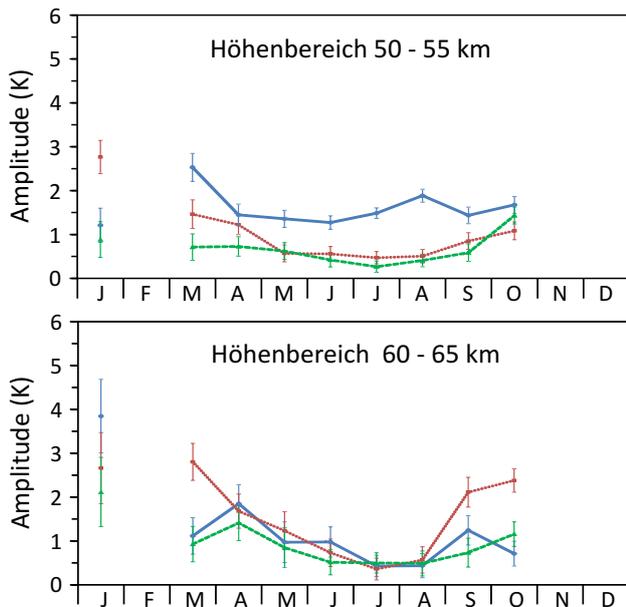


Abb. 9.2: Saisonale Variation der monatlichen Gezeitenamplituden (2010–2013) der 24 h-Gezeit (blau), 12 h-Gezeit (rot) und 8 h-Gezeit (grün) für zwei verschiedene Höhenbereiche (50–55 km und 60–65 km).

gen erlauben jedoch im Gegensatz zu punktuellen Satellitenmessungen auch die Untersuchung der Kurzzeitvariabilität der Gezeiten. In Abb. 9.3 sind die gemessenen Amplituden der 8 h-, 12 h- und 24 h-Gezeit für unterschiedliche Zeiträume im Oktober 2011 dargestellt (a–c). Die Teilzeiträume zeigen deutliche Abweichungen vom mittleren Zustand. Zum Beispiel ist die 12 h-Gezeit (b) im Mittel zwischen 65 und 75 km Höhe deutlich geringer als in den beiden Teilzeiträumen. Dies wird durch eine zwischenzeitliche Phasenänderung verursacht, die nur durch die gute zeitliche Abdeckung auffällt. Die 8 h-Gezeit (c) zeigt zu Beginn des Messzeitraums, und damit näher am Herbstäquinoktium, teilweise doppelt so große Amplituden (ca. 2 K) wie gegen Ende des Monats. Dort wird die 8 h-Gezeit schwächer (u. a. 50–60 km). Ursachen der Amplituden- und Phasenvariationen sind z. B. unterschiedliche Quellen und Ausbreitungsbedingungen. Durch eine kontinuierliche Fortsetzung der Messungen und anhand von Vergleichen mit weiteren Datensätzen soll die saisonale Variation sowie die Kurzzeitvariabilität der Gezeiten weitergehend untersucht werden.

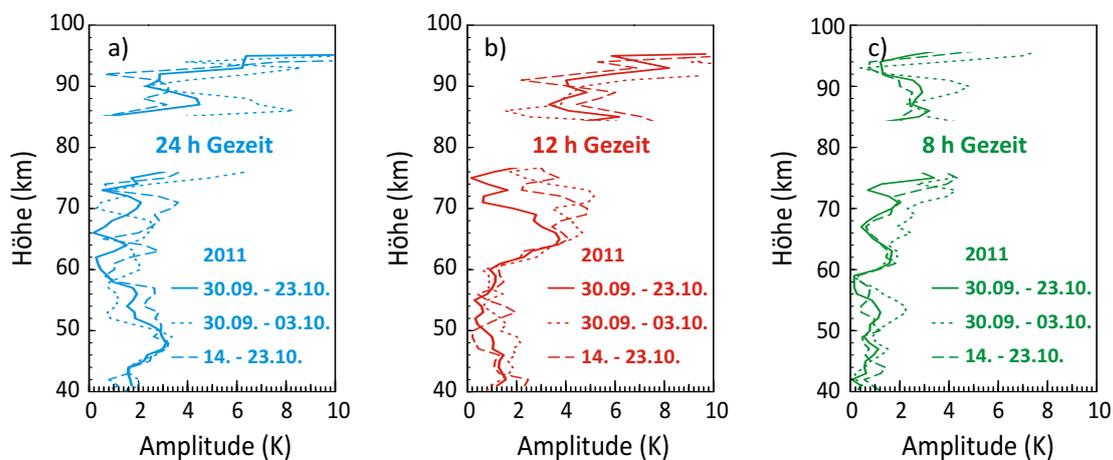


Abb. 9.3: Kurzzeitvariabilität der gemessenen 24 h-, 12 h- und 8 h-Amplituden für Oktober 2011 in unterschiedlichen Zeiträumen (30.09.–23.10.2011, 30.09.–03.10. und 14.–23.10.)

Amplitudenmaxima aller Komponenten treten in den meisten Fällen im Frühling und Herbst auf, während Minima im Sommer zu finden sind. Oberhalb von 65 km ähneln sich die Amplituden aller Komponenten (nicht gezeigt). Die generelle Abnahme der ganztägigen Gezeitenamplitude mit der Höhe steht in Übereinstimmung mit der gängigen Gezeitentheorie und anderen Beobachtungen. Der Halbjahresgang mit Gezeitenmaxima im Frühling und Herbst ist dagegen über Kühlungsborn deutlicher ausgeprägt als in anderen Datensätzen und deutet auf eine überraschend große räumliche Variabilität der Gezeit hin. Anhand von Vergleichen mit weiteren Datensätzen (z. B. mit Windprofilen) soll die saisonale Variation der monatlichen Gezeitenamplituden weitergehend untersucht werden. Wetterbedingt stehen derzeit für den Winter nur wenige Daten zur Verfügung. Bisher wurde der mittlere Zustand der Gezeit betrachtet.

Kontinuierliche, mehrtägige Lidarmessungen

10. Trends in Temperaturen und Eisschichten mit LIMA/Eis

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

In der wissenschaftlichen Klimadiskussion steht der Einfluss des Anstiegs anthropogener Treibhausgase auf die globale Änderung unserer Atmosphäre in den untersten Kilometern im Vordergrund. Allerdings ist die bisher eingetretene mittlere globale Temperaturerhöhung mit 0,85 K von 1880 bis 2012, dies entspricht 0,06 K pro Dekade, jedoch klein. In der Atmosphäre oberhalb von etwa 8 km kehrt sich das Vorzeichen des Treibhauseffekts um: Ein Anstieg der Konzentration von infrarot-aktiven Gasen führt zu einer *Abkühlung* durch eine gesteigerte Emission von Strahlung in den Weltraum. Die globale Veränderung der Atmosphäre findet besonders stark in einem Höhenbereich von 50–75 km statt. Antworten auf die Fragen nach den Ursachen für diese rapiden Änderungen in der mittleren Atmosphäre können uns nur numerische Atmosphärenmodelle (z. B. LIMA) geben. Letztere zeigen, dass die Strahlungsbilanz der mittleren Atmosphäre weitgehend bestimmt wird durch die Spurengase CO_2 und O_3 .

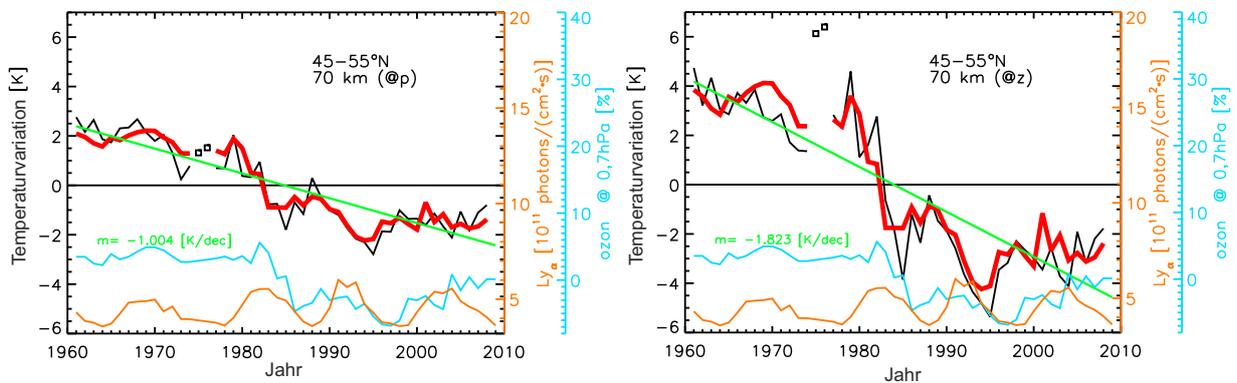


Abb. 10.1: Temperaturabweichungen vom Sommermittel (Juni–August) über dem Breitenband 45° – 55°N auf einem konstanten Druckniveau bei etwa 70 km Höhe (links) und auf der geometrischen Höhe von 70 km (rechts). LIMA-Temperaturen (schwarze Linien) werden 1) mit einem linearen Fit (grüne Linien) untersucht und 2) mit einer Fitfunktion (rote Linien) verglichen. Die Fitfunktion wird aus einer multiplen linearen Regression berechnet mit den Teilfunktionen Ly_α (orange), SBUV- O_3 (hellblau) und CO_2 . Die zwei LIMA-Temperaturpunkte 1975/76 werden für beide Fitprozeduren ignoriert, weil sie auf fehlerhaften ECMWF-Stratosphärenendaten beruhen.

In Abb. 10.1 ist ein Beispiel von mesosphärischen Temperaturvariationen von 1961 bis 2009 aus LIMA gezeigt. In LIMA wird die Konzentration des Spurengases CO_2 durch eine beobachtete Zeitreihe beschrieben (Mauna-Loa-Observatorium). CO_2 zeigt einen fast linearen Anstieg von 318 ppmv in 1961 zu 387 ppmv in 2009. Die zeitliche Variation von O_3 wird aus Satellitendaten (SBUV) aus der oberen Stratosphäre/unteren Mesosphäre für 1979–2009 und WMO-Ozondaten für 1961–1978 entnommen. Die Variabilität der Sonneneinstrahlung wird durch den täglich beobachteten Ly_α -Index wiedergegeben. Zusätzlich wird der Bereich der unteren Modellatmosphäre (0–45 km) in LIMA an Wetterbeobachtungen angepasst (Reanalysedaten ECMWF).

Die Änderung der LIMA-Temperaturen in 70 km Höhe folgt fast synchron mit der multiplen linearen Fitfunktion. Dies gilt für Temperaturen auf einem konstanten Druck als auch für eine feste geometrische Höhe, in diesem Fall 70 km. Die Trend- und Fitkoeffizienten sind statistisch hochsignifikant ($>97\%$). Die Lufttemperaturen haben um etwa 1 bzw. 2 K pro Dekade abgenommen. Wir fassen zusammen: (1) Die Abkühlung der Luft in der oberen Atmosphäre erfolgt etwa 20-mal schneller als die Erwärmung der Luft in bodennahen Schichten. (2) Im geometrischen Höhensystem sind Temperaturtrends etwa doppelt so groß wie im Drucksystem, weil auf geometrischen Höhen ein zusätzlicher Kühlungsbeitrag durch die Kontraktion der Atmosphäre ('shrinking') auftritt. (3) Der Temperaturtrend ist nicht konstant über die gesamte Periode 1961 bis 2009. Dies gilt besonders für das geometrische Höhensystem. Im Teilzeitraum 1961–1980 ist O_3 in etwa konstant. Die Abkühlung ist schwächer und basiert auf dem CO_2 -Anstieg. Zwischen 1980 bis 1996 zeigen die Temperaturen ihren stärksten Abfall aufgrund der Ozonabnahme: Die Temperaturtrends können Werte bis zu

4K pro Dekade erreichen. Im Zeitraum 1995–2009 erholt sich das stratosphärische Ozon wieder ('ozone recovery') und die Temperaturen steigen an. Diese Phasen starker und schwacher Abkühlung sind konsistent mit abgeleiteten Temperaturtrends aus französischen Lidarbeobachtungen und Phasenhöhenmessungen am IAP Kühlungsborn.

Abbildung 10.2 zeigt den Verlauf der Trends als Funktion des Drucks und der geometrischen Höhe für 1961–2009. Die multivariate Trendanalyse erlaubt nun eine Aussage über den Beitrag am Gesamttrend der einzelnen Spurengase O_3 und CO_2 . Die Spurengase CO_2 und O_3 tragen jeweils $2/3$ bzw. $1/3$ zum Trend bei. Die größten Trends liegen im Drucksystem mit 13K/Dekade bei ca. 60 km, während auf geometrischen Höhen der Kontraktionseffekt der Atmosphäre die maximalen Trends auf bis zu 1,8K/Dekade bei 70 km verstärkt. In den Höhen 80–90 km sind die Trendwerte am kleinsten und können sogar das Vorzeichen wechseln. Dieses Verhalten ist bedingt durch die sehr niedrigen Absoluttemperaturen in 80–90 km Höhe, die sehr empfindlich auf Variationen in den Strahlungsflüssen aus der Stratopausenregion reagieren. Der Höhenbereich 80–90 km ist auch die Region, in der Eiswolken seit mehr als 100 Jahren beobachtet werden.

Diese Eiswolken (NLC/PMC) existieren in der Sommermesopausenregion polwärts ab $50^\circ N$ und können sich nur unter sehr tiefen Temperaturen unterhalb von etwa 150 K ausbilden. Obwohl der Wasserdampfgehalt in der Mesopausenregion mit 1–7 ppmv sehr gering ausfällt, ist diese Feuchtekonzentration ausreichend für die Bildung von Eisteilchen. Die Nukleation und das Wachstum dieser Eispartikel reagiert sehr empfindlich auf Änderungen der Temperatur und des Wasserdampfes. Aus diesem Grund werden NLC/PMC auf ihre Rolle als potentieller Indikator für Klimaänderungen der globalen Atmosphäre untersucht. In Abb. 10.3 zeigen PMC-Langzeitmessungen seit 1979 der NIMBUS/NOAA-Satelliten (SBUV-Instrument) eine signifikante Zunahme der PMC-Häufigkeit von 1,8%/Dekade (Shettle, 2009). In einer neuen Studie von Stevens (2013) wurde die Analyseprozedur der Satellitendaten revidiert (Korrektur der Streuwinkel- und Lokalzeit Anpassung), die als Ergebnis nunmehr keine signifikante Zunahme der PMC-Häufigkeit zeigt. Die neue PMC-Modellierung mit LIMA/Eis erfolgt unter der Annahme, dass auf Druckkoordinaten keine Langzeitänderungen im Hintergrundwasserdampf vorliegen, aber ein Temperaturtrend existiert (s. Abb. 10.2). Die LIMA/Eis-Simulation zeigt eine leichte nicht-signifikante PMC-Zunahme (1,4%/Dekade), die genau innerhalb des SBUV-Bereichs liegt. Das tatsächliche Langzeitverhalten von PMC ist also noch nicht vollständig verstanden und damit die Frage über einen Klimawandel der Mesopausenregion nicht endgültig beantwortet.

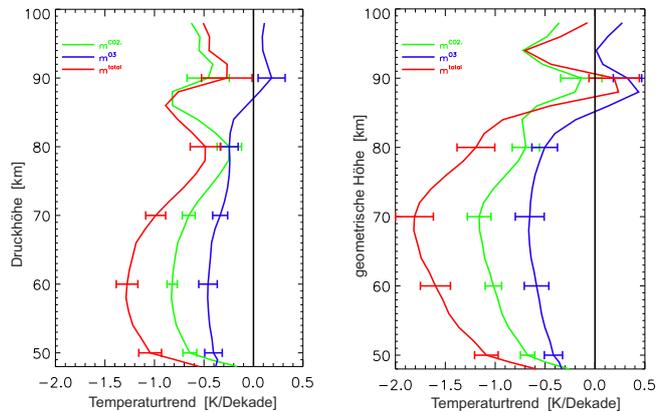


Abb. 10.2: Höhenverlauf der Temperaturtrends aus Sommermittel (Juni–August) über dem Breitenband 45° – $55^\circ N$ für die Periode 1961–2009 auf konstanten Druckniveaus (links) und konstanten geometrischen Höhen (rechts). Temperaturtrends m basieren auf den Fitkoeffizienten (multiple lineare Analyse) des CO_2 -Anstiegs (grün) und dem Ozonverlauf (blau), bzw. dem totalen Trend (rot) aus der Analyse mit linearem Fit.

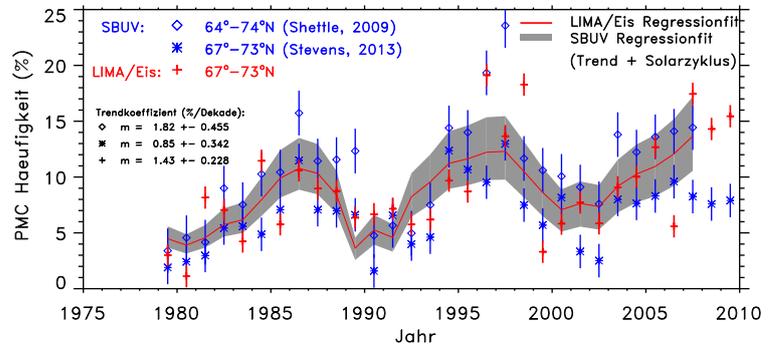


Abb. 10.3: PMC-Häufigkeiten (saisonale Mittel) und multivariate Fitfunktion aus SBUV-Satellitenbeobachtungen und LIMA/Eis für den Zeitraum 1979–2009.

11. Sensitivität der NLC-Entwicklung mit LIMA/Eis

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

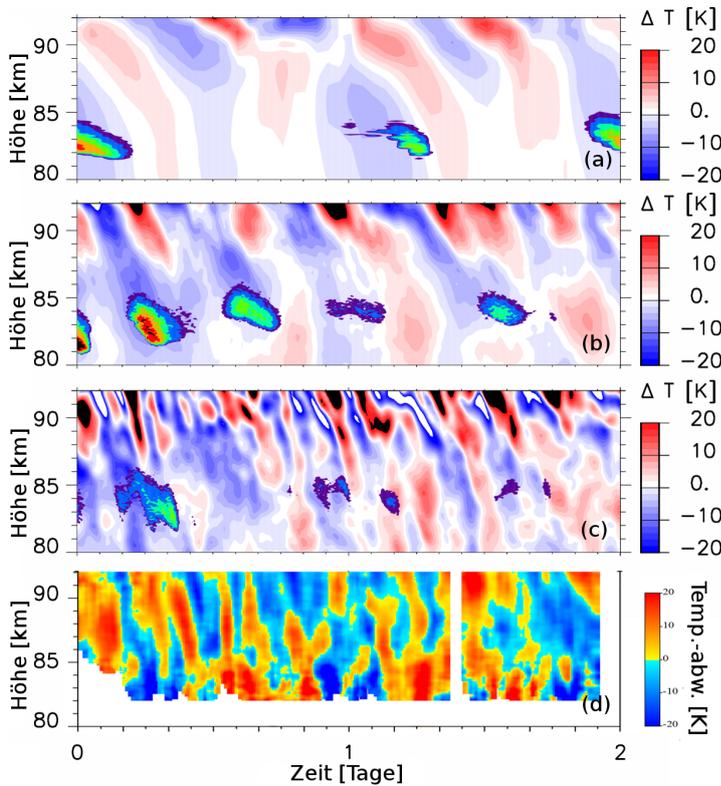


Abb. 11.1: Temperaturanomale und NLC-Stärke in Simulationen mit LIMA (a), KMCM₃₀ (b) und KMCM₁₂₀ (c). Unten: Sommertemperaturmessung mit Fe-Lidar in Davis (d).

NLC-Höhe stärkere Wellen als LIMA, nämlich Trägheitsschwerewellen mit Perioden um 15 h. Die Eisbildung in KMCM₃₀ ist vergleichbar stark wie in LIMA. In KMCM₁₂₀ ($\lambda_h = 330$ km) kommen im Vergleich zu KMCM₃₀ kleinskalige Schwerewellen hinzu, durch deren große Amplitude die NLC abgeschwächt wird. Wie in LIMA nimmt in KMCM die Wellenamplitude mit der Höhe stark zu. Messungen mit dem Eisenlidar zeigen eine Überlagerung von Gezeiten mit Schwerewellen, die Schwerewellenamplituden sind jedoch geringer als in KMCM₁₂₀. Zudem ist der Anstieg der Wellenamplituden zur Mesopause hin deutlich schwächer als in beiden Modellen.

In Abb. 11.2 wird der Einfluss von Schwerewellen auf die NLC-Bildung mit KMCM bei unter-

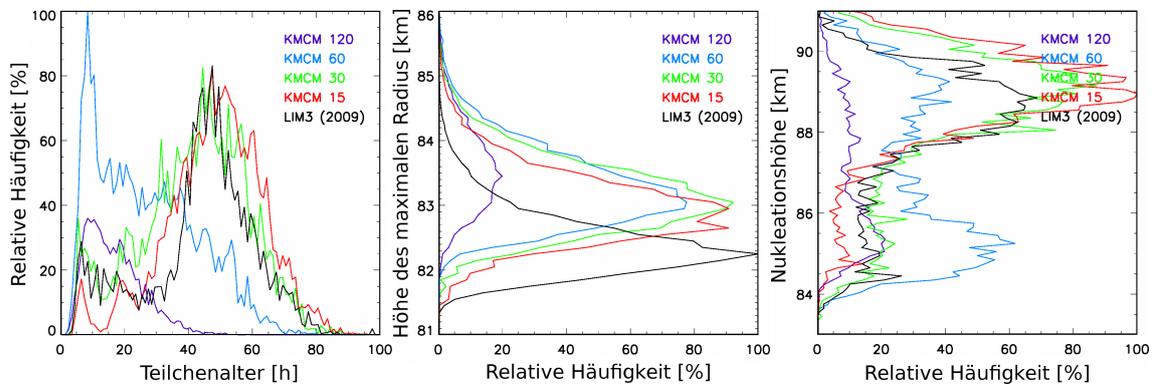


Abb. 11.2: Unterschiede in der Eisbildung zwischen LIMA und KMCM mit verschiedenen Wellenspektren (Breitenband 67–72°N). Alle Verteilungen sind gewichtet mit dem maximalen Streusignal der Eisteilchen. Von links nach rechts: Teilchenalter, Höhe des maximalen Radius, Nukleationshöhe.

Leuchtende Nachtwolken (NLC) treten in der polaren Sommermesopausenregion in einer Höhe von ca. 83 km auf. Die Entstehung von NLC wird mit dem 3D Lagrangemodell LIMA/Eis untersucht, das sowohl mit der Dynamik von LIMA als auch von KMCM angetrieben wird. In Abb. 11.1 werden die Wellenstruktur in der Temperatur sowie die Eisbildung in beiden Modellen verglichen. Im KMCM kann die minimale zonale Wellenlänge λ_h durch spektrale Filterung variiert werden. Hier werden vier Versionen mit spektraler Auflösung 120, 60, 30 und 15 verwendet, mit denen im Folgenden der Einfluss von Schwerewellen auf die Eisbildung untersucht wird.

In LIMA bewirken Gezeiten einen Großteil der Temperaturvariabilität. Daher ist in den NLC ebenfalls ein Tagegang zu erkennen, welcher der Temperatur in 83 km folgt (Abb. 11.1a). In NLC-Höhe ist die Variabilität gering, zur Mesopause hin steigt sie stark an. KMCM₃₀ mit $\lambda_h = 1330$ km hat in

schiedlicher spektraler Filterung der Ausgangsfelder untersucht, LIMA dient hierbei als Referenz. Vergleiche zwischen LIMA und KMCM liefern eine Abschätzung für die Robustheit der NLC-Parameter, da sich die mittlere Dynamik der beiden Modelle unterscheidet. Wie man in Abb. 11.2 erkennt, werden NLC-Teilchen umso älter, je weniger kleinskalige Wellen vorhanden sind, da diese sowohl Wachstum als auch Sublimation beschleunigen. Das Alter von Eisteilchen bei Benutzung von LIMA ist mit dem mit $KMCM_{30}$ vergleichbar. Die NLC-Höhe ist ebenfalls abhängig vom Wellenspektrum: Die schnellere Entwicklung von NLC mit kleinerem λ_h verschiebt die NLC nach oben. Teilchennukleation schließlich erfolgt in $KMCM_{120}$ oft in niedriger Höhe (um 85 km), während bei $KMCM_{30}$ wie bei LIMA die NLC-Teilchen meist oberhalb von 88 km gebildet werden.

Die Simulationen mit LIMA und KMCM zeigen eine starke Abhängigkeit der NLC von Gezeiten sowie Schwerewellen (siehe auch Kap. 51).

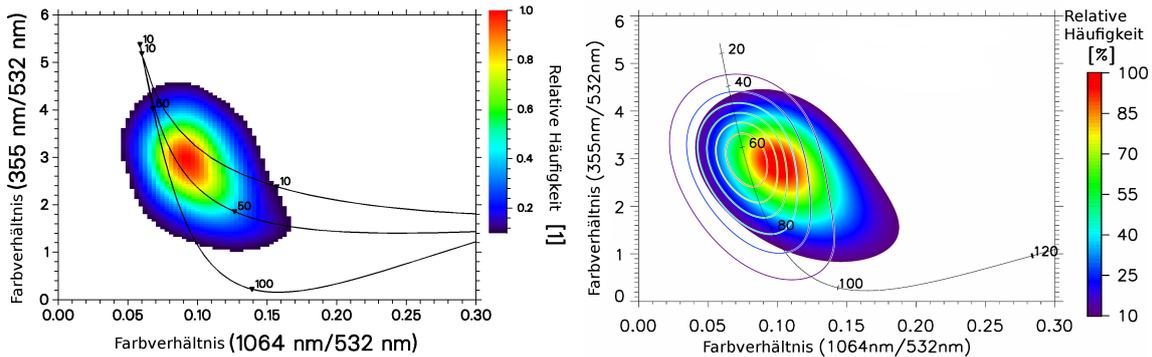


Abb. 11.3: Links: Statistik der mit dem ALOMAR RMR-Lidar gemessenen Farbverhältnisse von 1998 bis 2009. Rechts: Modellierte Farbverhältnisse bei 69°N unter Annahme sphärischer Teilchen (Konturlinien) und mit Zylindern mit Achsenverhältnis (Durchmesser zu Höhe) 0,1 bis 10 (gefüllte Konturen).

Bisher wurde bei der NLC-Modellierung auf globalen Skalen von kugelförmigen Eisteilchen ausgegangen, doch Beobachtungen sprechen gegen diese Annahme. Daher wird nun der Einfluss von zylinderförmigen Teilchen auf die Eisbildung untersucht. Abbildung 11.3 zeigt Farbverhältnisse von NLC-Beobachtungen des ALOMAR RMR-Lidars mit den Farben 355 nm (UV), 532 nm (Grün) und 1064 nm (IR) sowie die Simulationsergebnisse von LIMA/Eis. Die Farbverhältnisse der Simulation mit zylindrischen Eisteilchen passen dabei erheblich besser zu der Messstatistik als die Simulation mit sphärischen Teilchen, was ein starkes Indiz für die Zylinderform ist. Die Auswirkungen von zylindrischen Teilchen auf die NLC werden in Abb. 11.4 dargestellt: Obwohl die Simulation alle Teilchenformen in gleicher Häufigkeit enthält, treten in NLC-Höhe große Achsenverhältnisse (AV) gehäuft auf. Abgeplattete Zylinder ($AV > 1$) und vor allem nadelförmige ($AV < 1$) werden deutlich größer als Kugeln. Als Konsequenz ist das von besonders asphärischen Teilchen erzeugte Streusignal in allen Kanälen deutlich höher als das von Sphären, im IR und Grünen um den Faktor 2–3. Das Achsenverhältnis hat zudem Auswirkungen auf das Teilchenalter und die Sichtbarkeitsdauer: Asphärisches Eis wächst und sublimiert durch die größere Oberfläche schneller, dies bewirkt eine kürzere Lebensdauer. Weil besonders Nadeln langsamer sedimentieren als Kugeln, verbleiben asphärische Teilchen etwas länger in der NLC-Schicht als kugelförmige, dies trägt auch zu ihrer höheren Eismasse bei.

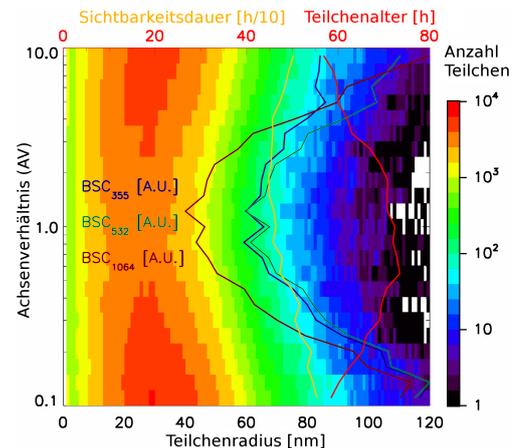


Abb. 11.4: Teilchengrößenverteilung für verschiedene Teilchenformen im Höhenbereich 81,8–83,3 km. Farblich-schwarze Profile: Rückstreuoeffizient in UV, Grün und IR. Rotes und oranges Profil: Lebensdauer und Sichtbarkeitsperiode.

Der Vergleich dieser Simulation mit Beobachtungen zeigt, dass der Effekt der Teilchenform nicht nur die optischen Eigenschaften ändert, sondern ebenso die NLC-Lebensdauer sowie Eismasse.

12. Der Einfluss der Stratosphäre auf das Auftreten von NLC

(J. Fiedler, G. Baumgarten, U. Berger, G. von Cossart, A. Gabriel, F.-J. Lübken)

NLC bestehen aus Eisteilchen, die sich im Sommer in hohen geographischen Breiten in einem Höhenbereich von 80 bis 90 km bilden. Der Bildungsprozess und die Existenz dieser Teilchen sind eng an die lokalen Atmosphärenbedingungen, wie Temperatur und Wasserdampfgehalt, gekoppelt. Dadurch ist der Einsatz der NLC-Saison mit dem saisonalen Verlauf dieser Atmosphärenparameter verknüpft. Bei 69°N beginnt die Bildung optisch sichtbarer Eisteilchen alljährlich Anfang Juni, mit einer Variabilität von einigen Tagen. Abbildung 12.1 zeigt den über 17 Jahre gemittelten saisonalen Verlauf der NLC-Häufigkeit wie er mit dem ALOMAR RMR-Lidar gemessen wurde. Aufgrund der vielen Messjahre ist der mittlere Beginn der Saison statistisch gut bestimmt, wenngleich in einzelnen Jahren die Beobachtung der ersten NLC wetterabhängig variieren kann, da bodengebundene Lidar-Messungen klaren Himmel benötigen.

In diesem Kontext ist es sehr ungewöhnlich, dass im Jahr 2013 die erste NLC bereits am 21. Mai über ALOMAR detektiert wurde. An den darauffolgenden Tagen wurden ebenfalls NLC mit dem Lidar beobachtet (siehe Beispiel in Abb. 12.2). Es handelt sich ausschließlich um sehr schwache Ereignisse mit einer Helligkeit β kleiner $4 \times 10^{-10} \text{ m}^{-1} \text{ sr}^{-1}$ wie sie typisch für den Saisonbeginn sind. Als Schlussfolgerung ergibt sich, dass die NLC-Saison 2013 ca. 10 Tage früher im Vergleich zum langjährigen Mittel begann.

Satellitenmessungen zeigen, dass in NLC-Höhe sowohl Temperatur als auch Wasserdampf von der letzten Aprilwoche bis Anfang Juni 2013 deutlich vom mittleren Verhalten abweichen: Es ist bis zu 6 K kälter und das Wasserdampf-Mischungsverhältnis bis zu 1 ppm höher (Abb. 12.3). Die senkrechten Linien markieren den Zeitpunkt der ersten NLC-Messung im Jahr 2013 sowie den mittleren Zeitraum der NLC-Saison.

Es ist bekannt, dass in der Südhemisphäre der Zeitpunkt des Winter-Sommer-Übergangs in der Mesosphäre den Einsatz der NLC-Saison bestimmt, siehe Kap. 13. Ein solcher Zusammenhang wurde bisher in der Nordhemisphäre

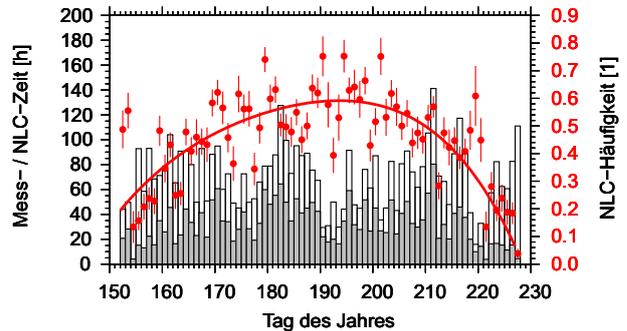


Abb. 12.1: Lidar-Messzeiten (links) und Häufigkeit des Auftretens von NLC (rechts) über ALOMAR zwischen Anfang Juni und Mitte August für den integrierten Datensatz von 1997 bis 2013.

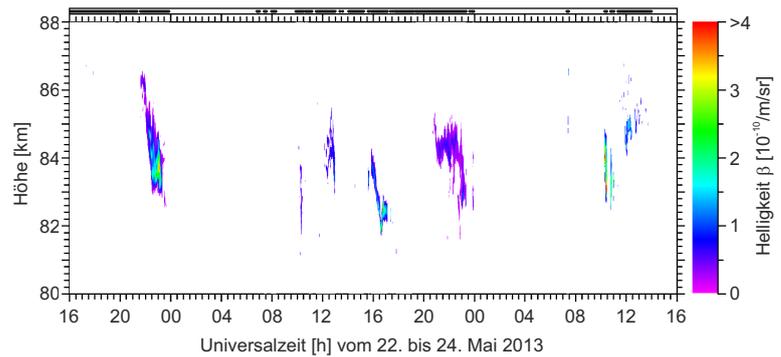


Abb. 12.2: Mehrere NLC-Ereignisse innerhalb von 48 Stunden am 22. und 23. Mai 2013 über ALOMAR

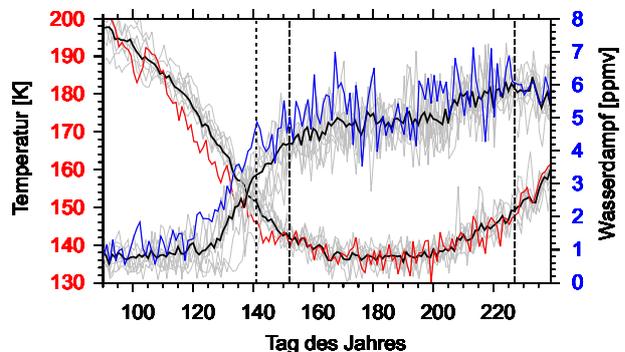


Abb. 12.3: Temperatur und Wasserdampf in ca. 83 km Höhe über ALOMAR von 2005 bis 2013, gemessen mit dem MLS-Instrument auf dem AURA-Satelliten (2013 farbig, Mittelwert schwarz).

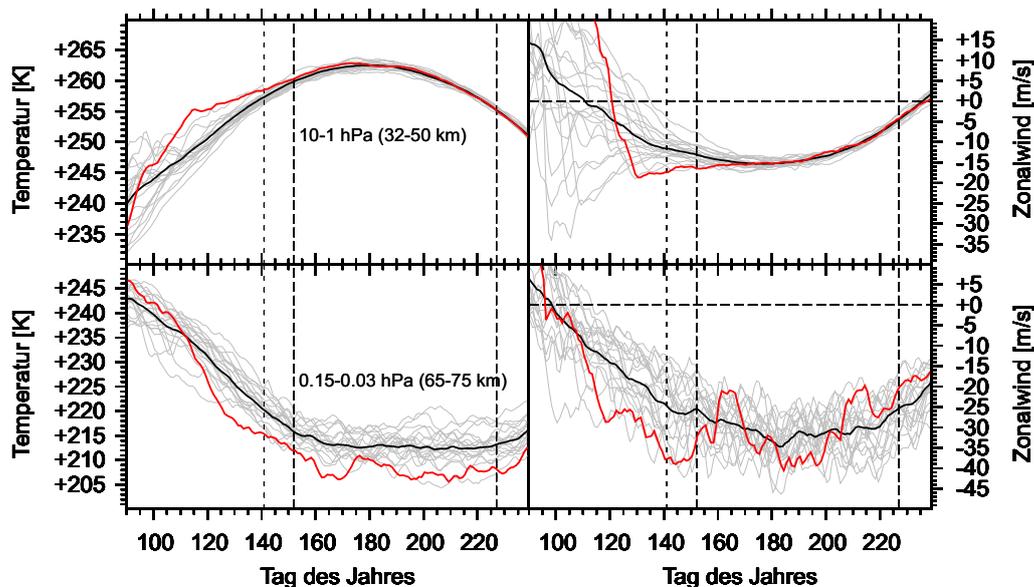


Abb. 12.4: Temperatur und Zonalwind in Strato- und Mesosphäre von 1994 bis 2013 aus MERRA-Reanalysen (2013 farbig, Mittelwerte schwarz, $64^{\circ}\text{N} - 74^{\circ}\text{N}$, zonales Mittel).

nicht beobachtet. Zum Verständnis der ungewöhnlichen Bedingungen im Frühjahr 2013 wurden MERRA-Reanalysedaten der NASA herangezogen, die die Atmosphäre global auf einem dreidimensionalen Gitter beschreiben. Abbildung 12.4 zeigt den saisonalen Verlauf von Temperatur und Zonalwind in Strato- und Mesosphäre im zonalen Mittel auf einem um ALOMAR zentrierten Breitenband. Man erkennt, dass es im Frühjahr 2013 in der Stratosphäre (Mesosphäre) bis zu 7 K wärmer (kälter) als im langjährigen Mittel war. Die Zonalwindumstellung auf das sommerliche Ostwindregime war nicht früher als im Mittel, jedoch erfolgte dies verhältnismäßig schnell und die Windgeschwindigkeiten blieben hoch bis in die NLC-Saison hinein.

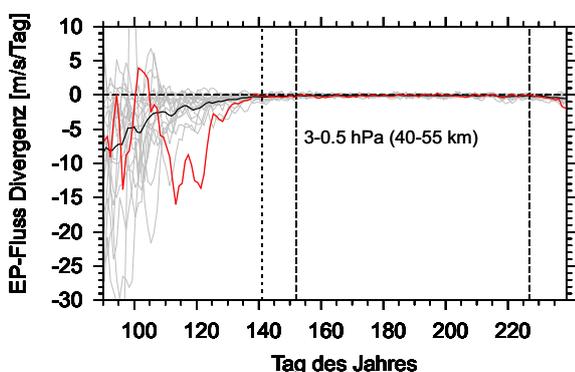


Abb. 12.5: EP-Fluss-Divergenz in der Stratosphäre von 1994 bis 2013 aus MERRA-Reanalysen (2013 farbig, Mittelwert schwarz, $64^{\circ}\text{N} - 74^{\circ}\text{N}$).

Die Ursache für diesen ungewöhnlichen Zustand muss großskalig sein, da die Abweichungen vom langjährigen Mittel nicht nur über ALOMAR zu sehen sind, sondern sich im zonalen Mittel durchpausen. Abbildung 12.5 zeigt die aus den MERRA-Reanalysedaten berechnete Divergenz des Eliassen-Palm-Flusses in der oberen Stratosphäre als Maß für die planetare Wellenaktivität. Von Mitte April bis Anfang Mai hat dieser Parameter eine bis zum Faktor 5 größere Amplitude als im langjährigen Mittel. Dies ist der späteste Zeitraum in 20 Jahren, in dem eine solche erhöhte Aktivität planetarer Wellen in diesem Höhenbereich zu finden ist. Damit erscheint folgendes Szenario plausibel: Die erhöhte Wellenaktivität führte zu einer starken Aufwärtsdrift (Abkühlung) in der Mesosphäre und Abwärtsdrift (Erwärmung) in der Stratosphäre. Gleichzeitig wurde mesosphärischer Wasserdampf nach oben transportiert. Verstärkte Ostwinde sorgten für eine frühere Umstellung auf sommerliche Bedingungen bezüglich der Schwerewellenfilterung in Strato- und Mesosphäre. In der Summe waren damit die Existenzbedingungen für NLC früher gegeben. Die verstärkte Wellenaktivität in der oberen Stratosphäre hatte demnach vermutlich eine initiale Wirkung auf den Temperatur- und dynamischen Zustand der mittleren Atmosphäre in der Nordhemisphäre, was schlussendlich für NLC-Bildung bereits in der zweiten Mai-Hälfte sorgte. Diese Prozesse im Frühjahr 2013 sind ein eindrucksvolles Beispiel für die Kopplung der atmosphärischen Schichten.

13. Interhemisphärischer Vergleich von NLC auf kurzen Skalen

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

Der Vergleich der Lidarbeobachtungen von leuchtenden Nachtwolken in der Arktis (ALOMAR) und der Antarktis (Davis) erlaubt es, Unterschiede der dynamischen Vorgänge zu untersuchen. Die Australian Antarctic Division betreibt auf der Antarktis-Station Davis (68,6°S, 78,0°E) ein Rayleigh-/Mie-Lidar, das in den Sommern 2001/2002 bis 2009/2010 insgesamt 2500 Stunden Messungen durchgeführt hat. Die NLC-Daten dieses Lidars sind in Umfang und Qualität gut mit jenen des ALOMAR RMR-Lidars (69,3°N, 16,0°E) vergleichbar (Abb. 13.1). Beide Stationen liegen auf der gleichen geographischen Breite, was eine Untersuchung der Unterschiede von NLC in der Nord- und Südhemisphäre ermöglicht.

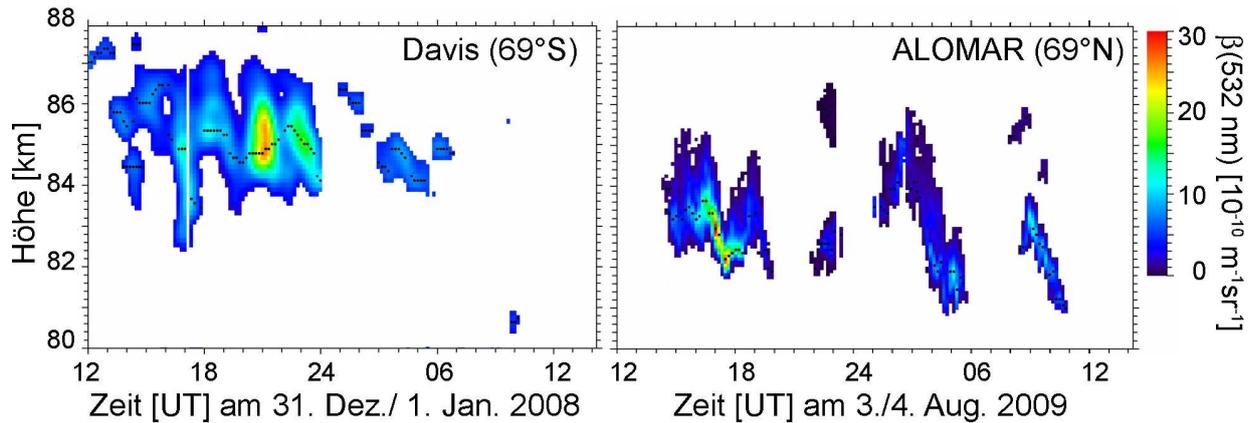


Abb. 13.1: 24-stündige Messung von NLC durch das Davis-Lidar (links) und das ALOMAR RMR-Lidar (rechts). NLC-Schichten werden charakterisiert durch die Helligkeit, die Höhe, die vertikale Ausdehnung, dem Auftreten von Doppelschichten und dem zeitlichen Verlauf, d. h. der Auf- und Abbewegung sowie der Dauer von NLC und der Lücke zwischen aufeinanderfolgenden NLC.

Es gab aus früheren Untersuchungen Hinweise darauf, dass in der Antarktis die Mesopause und ebenso die mittlere NLC-Höhe etwa einen Kilometer höher als auf der Nordhalbkugel liegt. Dies wird auch von unseren Datensätzen bestätigt. Die Helligkeit und Häufigkeit sind in der Antarktis etwas geringer. Dies liegt vermutlich in einer geringfügig höheren Temperatur in der südlichen Mesopausenregion. Die Gründe dafür könnten in der Dynamik der Atmosphäre liegen. Aufgrund der fehlenden Hindernisse in der Antarktis, wie z. B. großen in Nord-Süd-Richtung ausgedehnten Bergketten und der dadurch verringerten Anregung von planetaren Wellen, ist in der Südhemisphäre der Polarvortex stärker ausgeprägt. Die Windverhältnisse in der Stratosphäre wiederum bestimmen die Transparenz für aufwärts propagierende Schwerewellen, die durch die Impulsdeposition in der Mesopausenregion für die tiefen Temperaturen und NLC sorgen. Wir haben diese Verhältnisse anhand des stratosphärischen Windes aus ECMWF untersucht (Abb. 13.2) und die Auswirkungen auf NLC bestimmt. In manchen Jahren bricht der Polarvortex über der Antarktis deutlich später zusammen. Durch diesen verzögerten

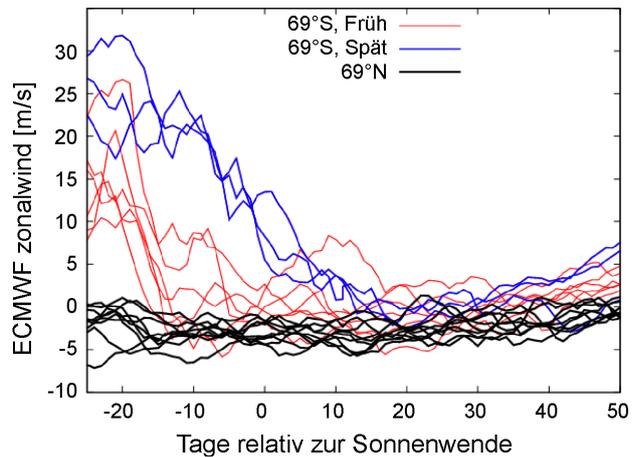


Abb. 13.2: Zonalwind in 22 km Höhe während der Sommermonate bei 69°N (schwarz) sowie bei 69°S (blau und rot). In der NLC-Saison 2001/2002, 2007/2008 und 2008/2009 ist der Winter-Sommer-Übergang in der Antarktis deutlich verzögert (blau).

Winter-Sommer-Übergang in der Mesosphäre beginnt die NLC-Saison später bzw. ist in der ersten Hälfte der Saison die NLC-Häufigkeit deutlich verringert.

Für einen systematischen Vergleich der NLC-Eigenschaften bei Davis und ALOMAR wurden verschiedene NLC-Parameter definiert (Abb. 13.3). NLC treten periodisch auf. Wir haben in langen Messreihen die Länge von einzelnen NLC bestimmt sowie die Lücke zwischen aufeinanderfolgenden NLC. Im Mittel kann man NLC für eine Dauer von fünf Stunden beobachten. Obwohl die Häufigkeit von NLC auf Davis geringer ist, unterscheiden sich diese Ergebnisse nur geringfügig zwischen Davis und ALOMAR. Man nimmt an, dass sich NLC in der Phase einer Welle, die niedrige Temperaturen bedingt, bilden und in der darauffolgenden warmen Phase wieder sublimieren. Dies kann sowohl am Ort der Beobachtung geschehen als auch zu einem früheren Zeitpunkt geschehen sein, wobei die Struktur dann aufgrund des Windes durch das Sichtfeld des Lidars transportiert wird. Unsere Ergebnisse sind in Übereinstimmung mit Eis-Modellen sowie mit Satellitenaufnahmen von NLC. Aus dem Ergebnis, dass die NLC-Dauern und Lücken bei Davis und ALOMAR vergleichbar sind, kann man schließen, dass diese Beobachtungen keine besondere Eigenschaft eines bestimmten Ortes sind, sondern auf ähnliche Schwankungen der Hintergrundatmosphäre zurückzuführen sind.

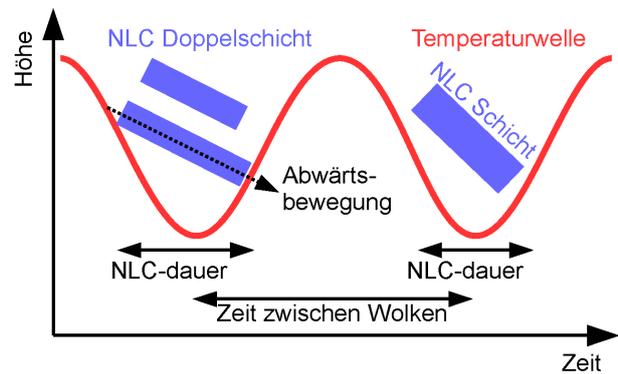


Abb. 13.3: Schematische Darstellung der untersuchten NLC-Parameter und der Hintergrundbedingungen

Bei einer Erhöhung der zeitlichen Auflösung zeigt sich, dass auch auf Skalen im Minutenbereich NLC-Schichten teilweise sehr deutlich ausgeprägte Wellenstrukturen aufweisen. Dies gilt für die mittlere Höhe ebenso wie für die Helligkeit, wie in Abb. 13.4 deutlich sichtbar wird. Seit 2008 werden NLC-Daten des ALOMAR RMR-Lidars mit 30s-Auflösung analysiert werden, und 2011 ist das Datenaufnahmesystem um einen Einzelpulszähler erweitert worden. Die kleinsten detektierten Perioden liegen bei zwei Minuten. Dies ist geringer als die Brunt-Vaisälä-Frequenz und ein möglicher Hinweis auf die Existenz von akustischen Wellen oder Sekundärstrukturen ausgelöst durch Instabilitäten von Schwerewellen.

Diese Beobachtungen erlauben es regelmäßig dynamische Vorgänge auf zeitlichen und räumlichen Skalen zu untersuchen, die durch andere Messmethoden nicht oder nur in situ zu erfassen sind (Kap. 17, 26).

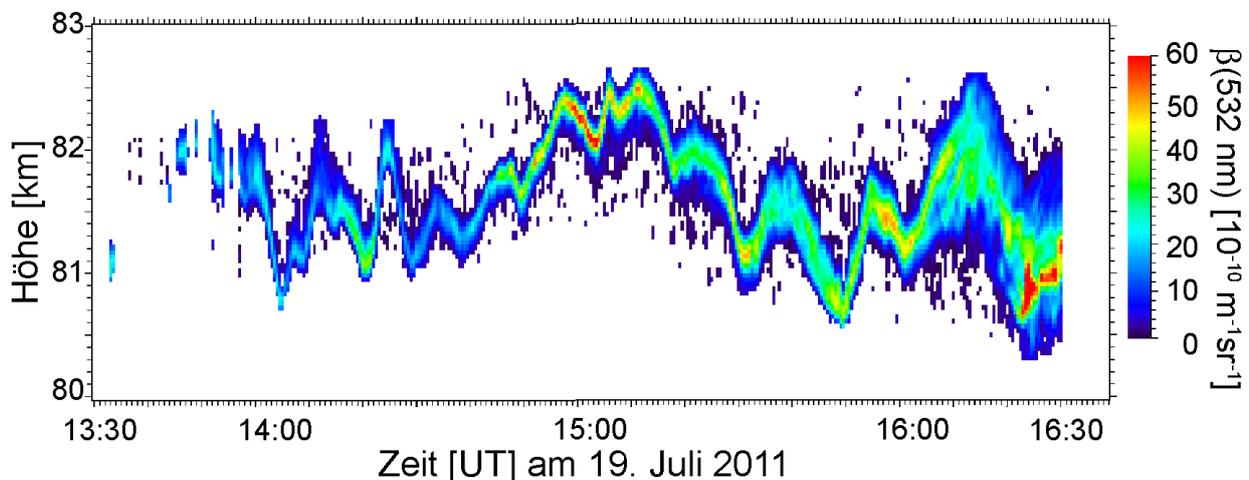


Abb. 13.4: NLC-Daten von ALOMAR in der maximalen Auflösung von 30s. Die Wellenbewegungen der dünnen Schicht mit Perioden zwischen etwa 3 und 20 Minuten sind sehr deutlich erkennbar.

14. Klimatologie der Kaliumschicht über Kühlungsborn

(J. Lautenbach, J. Höffner, F.-J. Lübken)

Mit dem stationären Kalium-Lidar wurden über einen Zeitraum von 10 Jahren hinweg neben Temperaturen auch Messungen der Kaliumdichte in der MLT-Region durchgeführt. In der Zeit vom 15. Februar 2002 bis 25. Februar 2012 wurden an 733 Tagen insgesamt 5090 Stunden Kaliummessungen durchgeführt und ausgewertet. Abbildung 14.1 (a) zeigt die Abdeckung der Monate. Der Anteil an Tageslichtmessungen beträgt dabei ca. 25 %.

Der saisonale Verlauf der Kaliumschicht in Abb. 14.1 (b) wurde aus den Tagesmittelwerten aller Daten berechnet. Im Gegensatz zu allen anderen bekannten Metallschichten, wie z. B. Natrium oder Eisen, ist eine halbjährliche Variation der Dichte zu erkennen. Sowohl die Kaliumdichte als auch die Kalium-Säulendichte sind während der Sommersonnenwende höher als zur Tag- und-Nacht-Gleiche. Der saisonale Verlauf der Kaliumschicht zeigt zwei ausgeprägte Maxima: Das erste von Dezember bis Ende Februar mit bis zu 30 Atome/cm^3 , das zweite in den Sommermonaten Mai bis August mit bis zu 60 Atome/cm^3 . Trotz des Mittels über viele Jahre ergibt sich im Sommer eine deutliche Feinstruktur. Diese variiert von Jahr zu Jahr, wird aber immer wieder beobachtet.

Aufgrund der quasi-kontinuierlichen Messungen über viele Jahre hinweg, ist es erstmals möglich, die Kaliumschicht auf langfristige Veränderungen hin zu untersuchen (Trend/solarer Zyklus). Abbildung 14.1 (c) zeigt die monatlich gemittelte Säulendichte. Selbst nach einer Mittelung über jeweils einen Monat variiert die Säulendichte sehr stark, was die starke Variabilität der Kaliumschicht widerspiegelt. Über viele Jahre hinweg sind im Mittel allerdings nur sehr geringe langfristige Veränderungen zu erkennen. Neben einem sehr schwachen Trend von ca. 8 % über den gesamten Messzeitraum fallen insbesondere leicht erhöhte Werte in den Jahren 2005 und 2006 auf. Die Ursachen dafür sind noch unbekannt, zunächst wird ein Vergleich mit Satellitendaten (OSIRIS) durchgeführt. Die Messdaten des IAP sind weltweit der einzige Datensatz über einen so langen Zeitraum und werden deshalb zur Validierung des Satelliten-Retrievals herangezogen.

Die mittlere tageszeitliche Variabilität (Gezeiten) wurden in Form einer Fallstudie ausgewertet. Dabei wurden alle Messungen des Datensatzes im Zeitraum vom 21. September bis 21. Oktober mit mehr als 12 Stunden Messzeit berücksichtigt. Insgesamt ergeben sich so Messungen an 18 Tagen mit insgesamt 363 Stun-

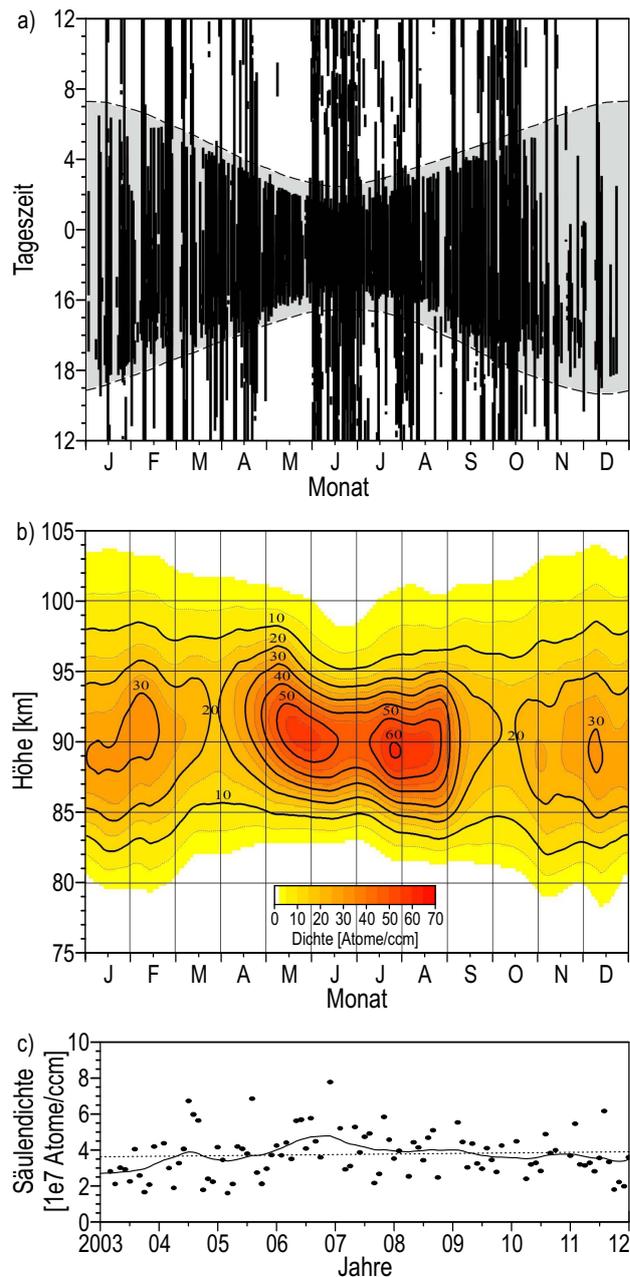


Abb. 14.1: (a) Messabdeckung für Kaliumdichtemessungen in den Jahren 2002 bis 2012; (b) saisonaler Verlauf; (c) Säulendichte im Monatsmittel (nur Nachtmessungen)

den Messzeit, was einer Messzeitabdeckung von ca. 20 Stunden pro Tag entspricht. Abbildung 14.2 zeigt die Dichteabweichung vom Tagesmittelwert. In allen Höhen ist der Einfluss der Gezeit auf die Kaliumdichte deutlich zu erkennen. Zwischen 88 und 90 km führt die Gezeit zu einer lokalzeitabhängigen Variation von ca. $\pm 3\text{--}5$ Atomen/cm³ ($\pm 20\%$). Oberhalb von 91 km zeigt sich eine ganztägige Gezeit mit höheren Dichten in den Morgenstunden ($\sim 4\text{--}10$ Uhr) und niedrigeren Dichten in den Abendstunden ($\sim 16\text{--}22$ Uhr). Unterhalb von 88 km ist die lokalzeitabhängige Dichteveriation ca. ± 2 Atome/cm³, das ist teilweise auf eine halbtägige Gezeitenkomponente zurückzuführen.

Ähnliche Gezeitenstrukturen wurden erstmals vom mobilen Fe-Lidar in Davis für Eisen (Kap. 7) beobachtet. Die Gezeiten haben damit einen unerwartet starken Einfluss auf vermutlich alle Metallschichten. Da sich Metall dichtemessungen in der MLT-Region verhältnismäßig einfach im Vergleich zu Doppler-Messungen durchführen lassen, eröffnet sich damit die Möglichkeit die Gezeiten indirekt, dafür aber über einen sehr großen Höhenbereich, relativ einfach zu beobachten.

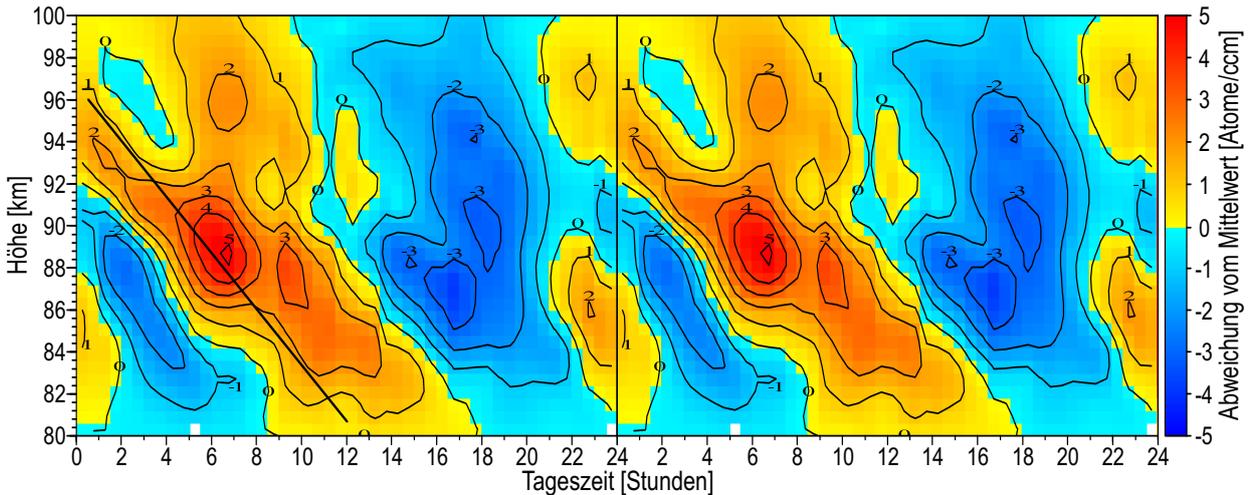


Abb. 14.2: Lokalzeitabhängigkeit der Dichte für 10 Jahre im Zeitraum 21. September bis 21. Oktober

In Zusammenarbeit mit der University of Leeds (Prof. John Plane) tragen unsere Messungen wesentlich dazu bei, das gerade dort entwickelte WACCM-K zu evaluieren. Dieses Modell ist speziell zur Modellierung der Metallschichten, einschließlich Kalium und Eisen, entwickelt worden. Dabei steht insbesondere die Kaliumschicht aufgrund ihres ungewöhnlichen saisonalen Verhaltens im Vordergrund. Erste Untersuchungen zeigen, dass WACCM-K sowohl den jahreszeitlichen Verlauf der Kaliumschicht, als auch den Einfluss der Gezeit auf die Kaliumschicht widerspiegelt.

In Abb. 14.3 wurde die Säulendichte und Schichthöhe mit WACCM-K verglichen. Dabei zeigt sich bei der Säulendichte eine nahezu perfekte Übereinstimmung. Dieses deutet darauf hin, dass in WACCM-K nicht nur die Amplitude der Gezeiten sehr gut wiedergegeben ist, sondern auch die Lokalzeitabhängigkeit. Bei der Schichthöhe ergeben sich Abweichungen, die teilweise auf die vergleichsweise schlechte Höhenauflösung des Modells in diesen Höhen (Modell $\sim 3,2$ km, Kalium-Lidar 200 m) zurückzuführen sind. Unsere Messungen zeigen klar eine 12-Stunden-Komponente, die in WACCM-K unterrepräsentiert ist. Durch die Eisendichtemessungen in Davis besteht jetzt die Möglichkeit, diesen Vergleich für alle Monate des Jahres und einen anderen Standort durchzuführen.

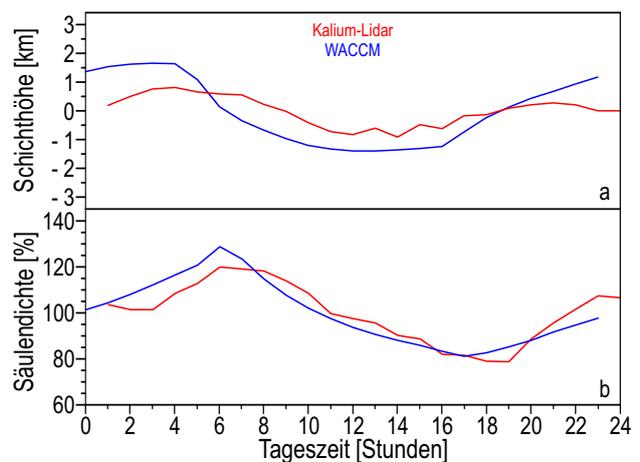


Abb. 14.3: Vergleich zwischen stationärem Kalium-Lidar (rot) und WACCM-K (blau). a: Abweichung der Normierten Schichthöhe; b: Abweichung der Normierten Säulendichte.

15. Abhängigkeit der NLC von den Hintergrundbedingungen in mittleren und polaren Breiten

(M. Gerding, J. Fiedler, P. Hoffmann, J. Höffner, M. Kopp, F.-J. Lübken, M. Priester)

Die NLC-Beobachtungsreihen von Kühlungsborn und Andenes (ALOMAR) stellen die umfangreichsten Datensätze in mittleren und hohen Breiten dar. Die viele Jahre zurückreichenden bodengebundenen Messungen mit Lidars ermöglichen, zusammen mit ergänzenden Daten (z. B. von Radars) die Untersuchung des Auftretens von NLC im direkten Zusammenhang mit der Hintergrundatmosphäre. Da Kühlungsborn am Rand des NLC-Gebiets liegt, ist die Häufigkeit von NLC insgesamt geringer als in hohen Breiten und entsprechend variabler. Damit ist aber auch die Abhängigkeit der NLC von der Hintergrundatmosphäre oft deutlicher ausgeprägt. Insgesamt stehen über Kühlungsborn ca. 63 h NLC-Daten aus nächtlichen Lidarmessungen seit 1997 zur Verfügung. Seit 2010 können NLC zudem bei Tag mit dem neuen Kühlungsborner RMR-Lidar detektiert werden. In drei Jahren wurden bereits ca. 100 h NLC bei Tag und Nacht beobachtet. In Nordnorwegen werden NLC ebenfalls seit Mitte der neunziger Jahre routinemäßig mit dem ALOMAR-RMR-Lidar detektiert. Aufgrund der hohen NLC-Raten und der Tageslichtfähigkeit umfasst der Datensatz inzwischen mehr als 1800 h und bildet damit den weltweit größten NLC-Datensatz überhaupt.

Eine der wichtigsten Fragen zum Verständnis von NLC und ihrer Abhängigkeit von Hintergrundparametern betrifft die tageszeitliche Verteilung. Visuelle Beobachtungen finden, ebenso wie viele Lidarmessungen, ausschließlich nachts statt, Satellitenmessungen zu verschiedenen, teilweise wechselnden Tageszeiten. Die Tageslichtfähigkeit des Kühlungsborner RMR-Lidars ermöglicht es erstmals auch in mittleren Breiten, die tageszeitliche Variation von NLC abzuleiten (Abb. 15.1). Die NLC-Häufigkeit zeigt einen ausgeprägten Tagesgang mit einem Maximum am Morgen (12% um 5 LST) und einem Minimum am Abend (2% um 19 LST). Ein sekundäres Maximum wird am frühen Nachmittag beobachtet, allerdings ist dieses in den einzelnen Jahren unterschiedlich stark ausgeprägt (nicht gezeigt). Eine Gezeitenanalyse bestätigt das Auftreten einer 24-stündigen und einer 12-stündigen Variation (2,7% bzw. 1,8% Amplitude) bei einer mittleren NLC-Rate von fast 6%. Interessanterweise treten die meisten NLC im Tagesverlauf nicht bei den niedrigsten Temperaturen auf, obwohl die Eispartikel der NLC generell nur bei sehr niedrigen Temperaturen existieren können. In Abb. 15.1 ist dazu die über alle Sommermessungen der betreffenden Jahre gemittelte Temperaturvariation dargestellt. Diese Methode zeigt v. a. den Einfluss von Gezeiten (vgl. Kap. 9). Man erkennt, dass Gezeiten gerade im NLC-Maximum eine relativ hohe Temperatur verursachen. Der Einfluss der Temperatur auf NLC wird im Folgenden noch weiter analysiert. Ursache für den Tagesgang der NLC-Rate ist der Transport von Eisteilchen aus hohen Breiten. In Abb. 15.1 ist dazu der Meridionalwind gezeigt. Die höchsten NLC-Raten werden im Mittel am Ende der Nordwind-Perioden gemessen, die niedrigsten Raten zu Zeiten, nachdem der (Nord-) Wind sich abgeschwächt oder sogar auf Süd gedreht hat. Dies zeigt, wie stark das Auftreten von NLC in mittleren Breiten an den Transport (Advektion) von bereits existierenden Eisteilchen aus dem Norden gekoppelt ist.

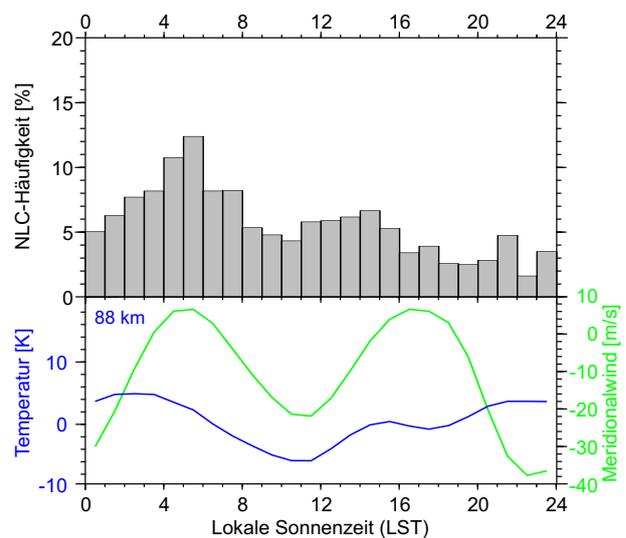


Abb. 15.1: Tageszeitliche Variation der Häufigkeit von NLC über Kühlungsborn (oben) im Vergleich mit der Temperaturvariation (unten, blau) und dem Meridionalwind (grün) in der Mesopausenregion

Abb. 15.2 zeigt die Verteilung von NLC über den Sommer aus allen (nächtlichen) Messungen in Kühlungsborn seit 1997. Man erkennt einen Beginn der NLC-Saison ab Tag 155 (4. Juni) und einen schnellen Anstieg der NLC-Häufigkeit auf fast 15% bis Ende Juni. Anschließend geht die NLC-Rate langsam zurück. Die letzten NLC werden über Kühlungsborn Anfang August beobachtet. Das saisonale Maximum der NLC-Häufigkeit fällt – im Gegensatz zur tageszeitlichen Variation – in etwa mit dem Minimum der Temperatur zusammen. Jedoch gibt es auch hier keinen direkten Zusammenhang. Zu Beginn der Saison herrschen deutlich niedrigere Temperaturen in der Mesopausenregion als am Ende, die Unterschiede betragen zwischen 4 K (83 km) und 13 K (87 km). Auch hier zeigt sich die Kopplung von mittleren und hohen Breiten, da die Häufigkeitsverteilung der NLC über Kühlungsborn eher der Temperatur in polaren Breiten folgt, die gegenüber mittleren Breiten um rund zehn Tage verschoben ist (nicht gezeigt). Die Radar-Windmessungen unterstützen diese Interpretation, da während der gesamten NLC-Saison im Mittel nördlicher Wind weht. Gegen Ende der Saison wird der Meridionalwind schwächer. Da gleichzeitig die Temperaturen ansteigen, können beide Faktoren zum Verschwinden der NLC beitragen.

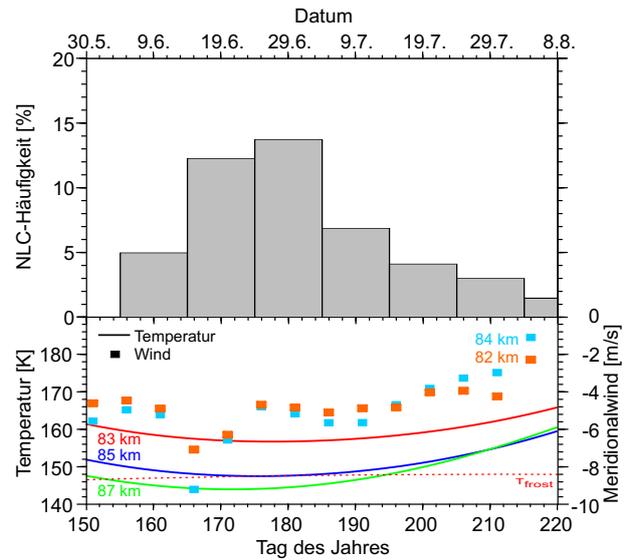


Abb. 15.2: Saisonale Variation der Häufigkeit von NLC über Kühlungsborn aus Nachtmessungen seit 1997 (oben) im Vergleich mit der Temperatur und dem Meridionalwind (unten)

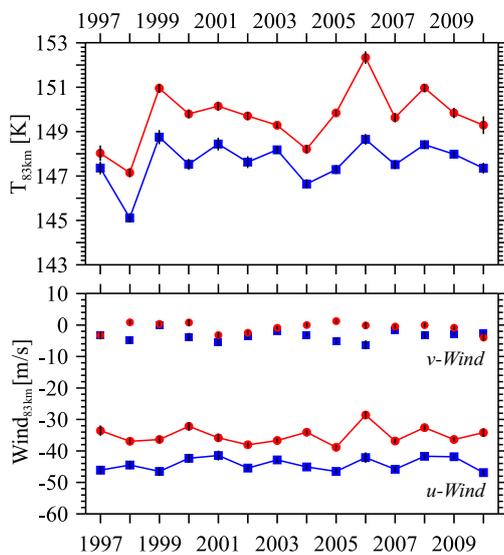


Abb. 15.3: Mittlere Temperaturen (oben) und Winde (unten) über ALOMAR aus LIMA zu Zeiten von Lidarmessungen ohne NLC (rot) bzw. während NLC (blau)

dem Norden erklären. Der Ostwind hat möglicherweise Auswirkungen auf die Ausbreitung langperiodischer Schwerewellen, die die NLC-Bildung fördern können. Die Beobachtungen bestätigen die Ergebnisse aus LIMA/Eis zu Entstehung und Transport von NLC (siehe Kap. 11). Zudem ermöglichen sie zunehmend, NLC als Indikator für die Hintergrundatmosphäre zu verwenden und damit auch historische NLC-Datensätze zu interpretieren.

Die Temperaturen über Kühlungsborn sind im Mittel deutlich zu warm für die Existenz von Eisteilchen. Aufgrund von planetaren Wellen oder Schwerewellen wird jedoch immer wieder die Frostpunkttemperatur unterschritten. Fasst man alle Temperaturmessungen während NLC und außerhalb von NLC getrennt zusammen, so zeigt sich, dass die Atmosphäre während NLC um ca. 10 K kälter ist. Dies ist kein Widerspruch zu Abb. 15.1, da dort der Effekt von planetaren Wellen und Schwerewellen nicht enthalten ist. Ähnliches gilt auch für die Atmosphäre über Nordnorwegen. In Abb. 15.3 sind für alle Jahre die Temperaturprofile für Zeiträume mit und ohne NLC gemittelt worden. Die Temperaturprofile wurden mit dem Modell LIMA für die jeweiligen Zeiten berechnet (vgl. Kap. 10). In allen Jahren ist die Atmosphäre zu Zeiten von NLC ca. 2 K kälter als bei Abwesenheit von NLC. Gleichzeitig ergeben sich während NLC ein stärkerer Nordwind sowie ein deutlich stärkerer Ostwind. Der Zusammenhang von NLC mit Temperatur und Meridionalwind lässt sich wie auch in Kühlungsborn mit der Advektion von Luftmassen aus

16. Messungen von Schwerewellen in Winden und Temperaturen mit Lidar

(J. Hildebrand, G. Baumgarten, J. Fiedler, F.-J. Lübken, I. Strelnikova, G. von Cossart)

Während der letzten Jahre wurden mit dem ALOMAR RMR-Lidar regelmäßig Temperatur- und Windmessungen im Höhenbereich von etwa 30 bis 85 km durchgeführt um Schwerewellen zu untersuchen. Da die Ausbreitung von Schwerewellen auch durch das Hintergrundwindfeld beeinflusst wird, sind Windmessungen in der mittleren Atmosphäre wichtig für das Verständnis dynamischer Prozesse.

Obwohl das Lidar auch unter Tageslichtbedingungen messen kann, beschränkten sich die Windauswertungen bisher meist auf Nachtmessungen. In den Jahren 2009 bis 2012 wurden in den Monaten November bis März 692 h Windmessungen während der Nacht durchgeführt. Diese Messungen bilden den umfangreichsten Datensatz für Windmessungen in der Arktis, der die obere Stratosphäre und untere Mesosphäre einschließt. In den Monaten Januar bis März treten sporadisch sogenannte stratosphärische Erwärmungen auf (s. Kap. 31), die ein besonderes Phänomen der Dynamik der Atmosphäre darstellen. Um während dieser Ereignisse eine möglichst gute Messabdeckung während der Nacht und an Wochenenden zu gewährleisten, werden zusätzliche Operateure nach ALOMAR entsandt. Dementsprechend ist der Januar der Monat mit den meisten Messstunden und den längsten zusammenhängenden Zeitreihen. Messungen, die länger als einen Tag dauern, sind für die Untersuchung von dynamischen Ereignissen und Schwerewellen besonders interessant.

Im Folgenden werden sowohl Ergebnisse der Untersuchungen des Hintergrundzustands vorgestellt, als auch eine besonders lange Messung, in der prominente Wellenstrukturen in Temperatur- und Windmessungen zu erkennen sind.

16.1. Winde und Temperaturen im arktischen Winter

In Abb. 16.1 sind exemplarisch die Temperatur- und Windmessungen von Januar 2010 und 2012 mit einer Auflösung von 1 h gezeigt. Besonders auffällig sind die große Variabilität des Zonalwindes im Januar 2010 und die Variation der Temperatur in der oberen Mesosphäre im Januar 2012. Diese Variabilität setzt sich aus planetaren Wellen und Schwerewellen zusammen.

Die Variabilität des Zonalwindes im Januar 2010 lässt sich durch die Verlagerung des Polarwirbels erklären. Während der zweiten Januarhälfte verlagerte sich das Zentrum des Polarwirbels aufgrund von planetaren Wellen vom Nordpol nach Nordeuropa. Folglich befanden sich verschiedene Bereiche des Polarwirbels über ALOMAR, was sich in der großen Variabilität des Zonalwindes zeigt. Ende Januar brach der Polarwirbel schließlich sogar zusammen, eine stratosphärische Erwärmung trat auf. Dies ist die Ursache für die beiden Temperaturprofile mit deutlich erhöhter

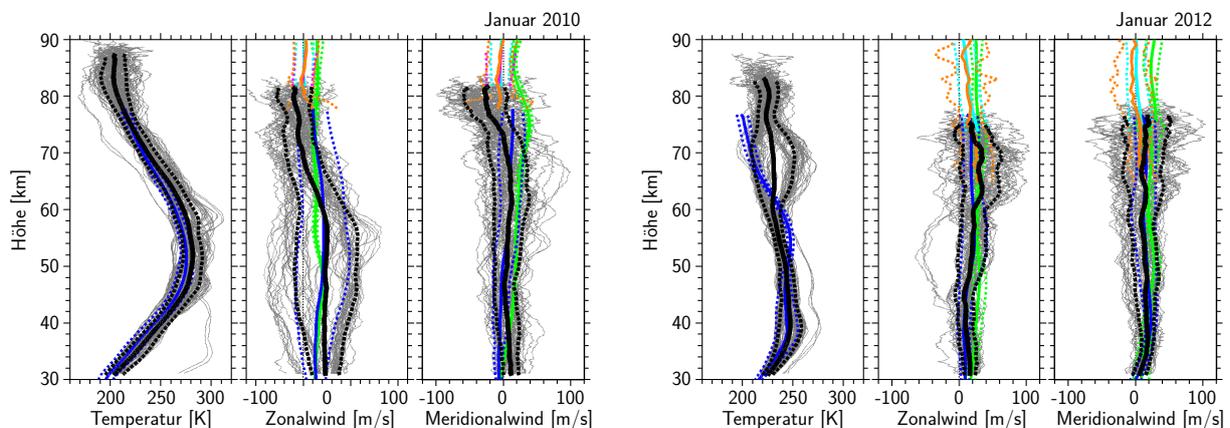


Abb. 16.1: Temperatur- und Windprofile für Januar 2010 (links) und 2012 (rechts). Grau: einzelne Lidarprofile (1 h Auflösung), schwarz: mittlere Lidar-Profil, orange: Saura MF-Radar, cyan: Andenes MF-Radar, magenta: SKiYMET-Radar, blau: Operationelle Analyse des ECMWF, grün: HWM07-Modell.

Temperatur in der Stratosphäre. Aufgrund der großen zeitlichen Änderung des Hintergrundwindes können sich Schwerewellen mit jeweils unterschiedlichen Ausbreitungsrichtungen von der unteren bis in die mittlere Atmosphäre ausbreiten.

Die gänzlich andere Situation im Januar 2012 ist ebenfalls in einer stratosphärischen Erwärmung begründet. Mitte Januar brach der Polarwirbel zusammen, drei Messungen mit erhöhter Stratopausentemperatur und starkem Westwind erfolgten kurz darauf. In den folgenden zehn Tagen kühlte die Stratopause ab und die obere Mesosphäre erwärmte sich. Gleichzeitig verstärkte sich in etwa 60–74 km Höhe der bis dahin recht schwache ostwärtige Zonalwind. Beide Phänomene (Erwärmung und Ostwind in der oberen Stratosphäre) liegen in der Neubildung des Polarwirbels nach dessen Zusammenbrechen begründet. Dieses auch „Elevated Stratopause“ genannte Phänomen wird vermutlich durch Schwerewellen ausgelöst. Der meist schwache Wind begünstigt die Ausbreitung von Schwerewellen mit unterschiedlichen Ausbreitungsrichtungen.

16.2. Fallstudie: Wellen in Temperatur und Wind

Vom 21. bis 23. Januar 2012 wurden während einer durchgängigen Messung über knapp 60 h Wind- und Temperaturmessungen durchgeführt. Zur Auswertung dieser Messung wurden erstmals Tageslichtmessungen hinzugezogen. Diese Messung ist nicht nur wegen der langen Dauer besonders interessant, sondern auch wegen der offensichtlichen Wellenstrukturen in den Temperatur- und Winddaten. Solche kohärenten Wellenstrukturen in Temperatur und Wind wurden von uns bisher nur sehr selten beobachtet.

Abbildung 16.2 zeigt Zeit-Höhen-Schnitte der Temperatur-, Zonalwind- und Meridionalwindstörung während dieser Messung. Deutlich sind ähnliche Wellenstrukturen in allen drei Abbildungen zu erkennen. Obwohl die Wellenstrukturen auf den ersten Blick recht ähnlich erscheinen, gibt es doch keine feste Phasenbeziehung zwischen Wellen im Zonal- und Meridionalwind. Und auch bei Betrachtung der Temperaturstörung zeigt sich, dass die vertikale Wellenlänge und die Periodendauer der Wellenstörung variabel sind.

Aus Temperaturmessungen allein können nur die vertikale Wellenlänge der Wellenstörung und die beobachtete Periodendauer bestimmt werden. Weitere Welleneigenschaften (z. B. ihre Ausbreitungsrichtung und intrinsische Frequenz) können aber nur durch Windmessungen ermittelt werden. Entsprechend den zeitlich variablen Hintergrundbedingungen variieren sämtliche Parameter der dominierenden Wellenstrukturen: Vertikale Wellenlängen reichen von 6 bis 13 km, die intrinsische Periode variiert zwischen 6 und 11 h, die Ausbreitung der Wellen erfolgt nicht in eine einzelne bestimmte Richtung.

Diese Fallstudie ist die erste Messung in der mittleren Atmosphäre, während der über die Dauer von mehreren Tagen die Temperatur und der Wind mit einem einzigen Instrument und folglich im gleichen Messvolumen und mit

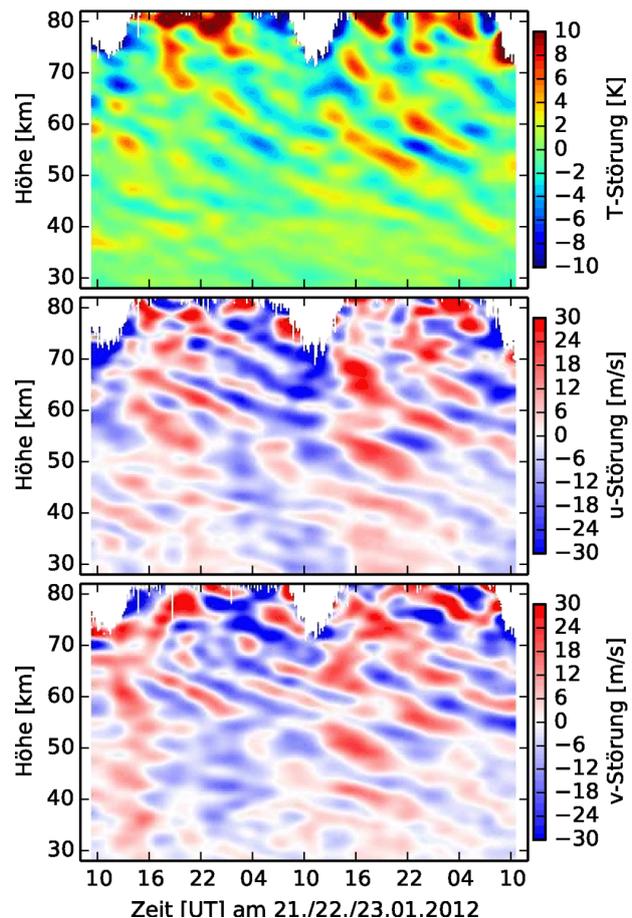


Abb. 16.2: Zeit-Höhen-Schnitte von Temperatur-, Zonalwind- und Meridionalwindstörung während einer langen Messung vom 21. bis 23.01.2012

der gleichen zeitlichen und räumlichen Auflösung gemessen wurden.

17. Ballongetragene Turbulenzmessungen in der Stratosphäre mit LITOS

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

In der Atmosphäre wird Energie üblicherweise von großen Skalen (z. B. Schwerewellen oder planetare Wellen) zu kleinen Skalen von Millimetern bis Metern übertragen, wo sie schließlich durch Turbulenz unumkehrbar in Wärme umgewandelt, sprich dissipiert, wird. Das genaue Verständnis von Turbulenz ist eine Voraussetzung für das Verständnis der Energiebilanz der gesamten Atmosphäre. Die Stratosphäre spielt hier eine Schlüsselrolle, da sie den vertikalen Energietransport von der Troposphäre in die Mesosphäre beeinflusst. Mit der am IAP entwickelten ballongetragenen Nutzlast LITOS (Leibniz-Institute Turbulence Observations in the Stratosphere) können Wind- und Temperaturfluktuationen erstmalig mit einer Auflösung von Millimetern untersucht werden, was die direkte Berechnung der Energiedissipation ermöglicht.

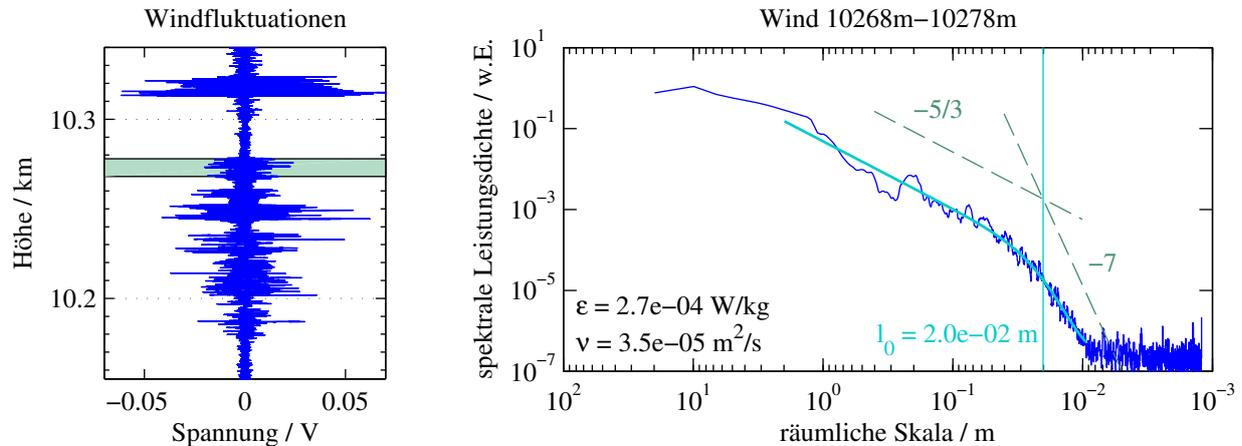


Abb. 17.1: Methode zur Bestimmung der Energiedissipationsrate ε . Links: Rohdaten der Windfluktuationen während der BEXUS 12-Kampagne. Fluktuationen oberhalb des Messrauschens (ca. 2 mV) sind durch Turbulenz verursacht. Rechts: Leistungsspektrum für den grün markierten Höhenbereich (blau) und daran angepasstes Turbulenzmodell (türkis). Die innere Skala l_0 ist markiert.

In Abb. 17.1 ist beispielhaft ein Bereich der Rohdaten (nach Abzug großskaliger Bewegungen) des BEXUS 12-Fluges (Kiruna, 27.9.2011) aufgetragen. Eine ruhige Schicht ist z. B. zwischen 10 280 m und 10 300 m sichtbar, mit scharf abgegrenzten turbulenten Schichten darüber und darunter. Berechnet man für einen turbulenten Bereich die spektrale Leistungsdichte (Abb. 17.1, rechts), erkennt man die aus der Theorie erwartete Steigung von $-5/3$ im inertialen Unterbereich sowie den Übergang in den viskosen Unterbereich mit einer Steigung von -7 . Die sogenannte innere Skala $l_0 = c \sqrt[4]{\nu^3/\varepsilon}$ (ν : kinematische Viskosität, c : Konstante) charakterisiert diesen Übergang und wird durch Anpassen eines theoretischen Spektrums bestimmt. Daraus lässt sich direkt die Energiedissipationsrate ε berechnen.

Mit dieser Methode wird aus den LITOS-Aufstiegen ein Höhenprofil der Energiedissipationsrate ermittelt. Das Ergebnis ist in Abb. 17.2 gezeigt. Wie schon in den Rohdaten zu sehen ist, erkennt man dünne turbulente Schichten, die durch ruhige Bereiche voneinander getrennt sind. Die Schichten sind typischerweise nur einige 10 m dick, die Energiedissipationsrate schwankt dabei sehr stark im Bereich von 10^{-7} bis 1 W/kg (entsprechend Erwärmungsraten von etwa 10^{-5} bis 10^2 K/d). Insgesamt nimmt die Dissipation mit der Höhe zu und liegt im Mittel bei $3,5 \cdot 10^{-4} \text{ W/kg}$ ($0,03 \text{ K/d}$) in der Troposphäre und $3,5 \cdot 10^{-3} \text{ W/kg}$ ($0,3 \text{ K/d}$) in der Stratosphäre. In der Tropopausenregion in ca. 10 km Höhe fällt ein stark turbulenter Bereich auf. Im gleichzeitig gemessenen Profil des Hintergrundwindes (siehe Abb. 17.2) erkennt man in diesem Höhenbereich eine starke Windscherung, die zu einer instabilen Schichtung der Atmosphäre und damit zum Brechen von Schwerewellen und zur Erzeugung von Turbulenz führt. Die Stabilität der Atmosphäre wird durch die sogenannte Ri-

Richardson-Zahl Ri charakterisiert. Man spricht bei $Ri < 1/4$ von einer instabilen Schichtung. In der Stratosphäre ist dieses Kriterium allerdings nirgendwo erfüllt, trotzdem ist an vielen Stellen (meist schwächere) Turbulenz vorhanden. Neue, hochaufgelöste Modellrechnungen bestätigen, dass Turbulenz auch bei $Ri > 1/4$ auftreten kann. Allerdings sind weitere Untersuchungen notwendig, um die Quelle der Turbulenz in unseren Messungen zu identifizieren.

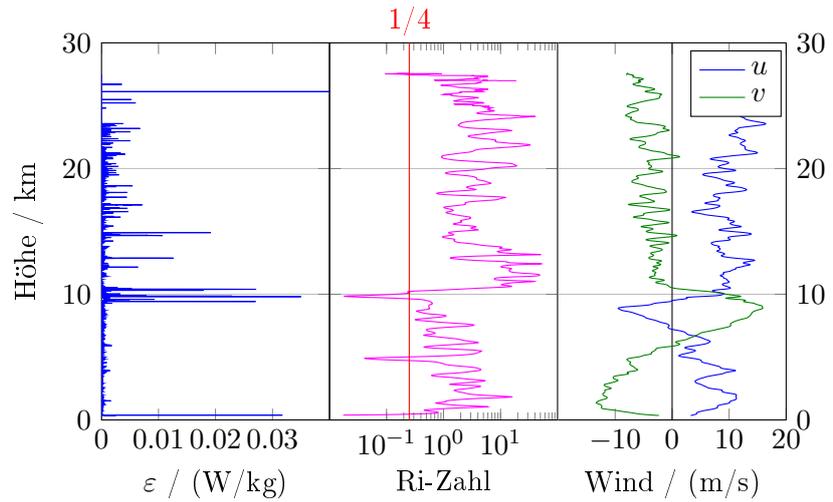


Abb. 17.2: Höhenprofil der Energiedissipationsrate (links), der Richardson-Zahl (Mitte) sowie des Hintergrundwindes (rechts) für den BEXUS 12-Flug.

In letzter Zeit werden auch Temperaturprofile von Standard-Radiosonden (vertikale Auflösung 10 m) zur Berechnung von Turbulenzparametern benutzt. Hierzu werden Höhenbereiche gesucht, in denen die Temperatur stärker als adiabatisch mit der Höhe abnimmt, was auf eine instabile Schichtung hinweist. Die Daten werden so zu einem fiktiven Profil umsortiert, dass die Temperaturabnahme nicht überadiabatisch wird. Die sogenannte Thorpe-Länge L_T ist die dazu nötige mittlere vertikale Verschiebung der einzelnen Messwerte. Sie beschreibt anschaulich die Dicke der Schicht, in der schwerere Luft über leichterer liegt. Unter der Annahme einer Proportionalität von L_T und der Ozmidov-Skala $L_O = \sqrt{\varepsilon/N^3}$ (N : Brunt-Väisälä-Frequenz) kann man aus L_T die Energiedissipationsrate ε berechnen. L_O beschreibt die Ausdehnung der größten Wirbel bei Turbulenz einer bestimmten Stärke. Im Ozean ist die Proportionalität $L_T \propto L_O$ meist in guter Näherung erfüllt. Mit unserer direkten Messung von ε ist es erstmals möglich, diese Annahme auch in der Atmosphäre zu überprüfen.

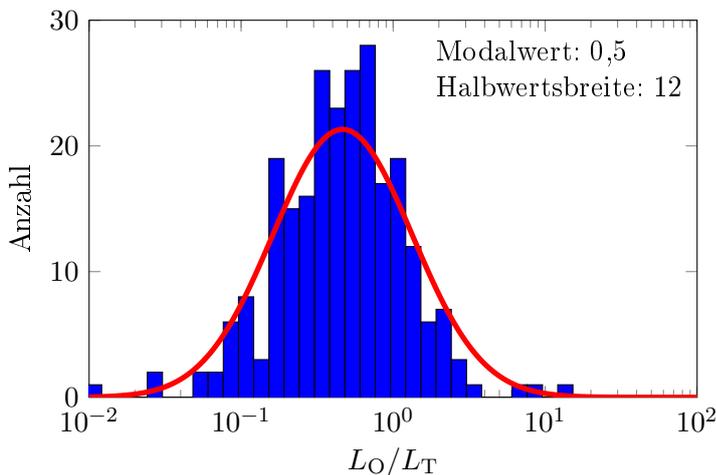


Abb. 17.3: Histogramm für das Verhältnis L_O/L_T für den BEXUS 12-Flug. Die rote Kurve zeigt die wahrscheinlichste lognormale Verteilung.

Abbildung 17.3 zeigt ein Histogramm des Verhältnisses L_O/L_T für die auf dem BEXUS 12-Flug gemessenen instabilen Schichten. Die rote Kurve stellt die wahrscheinlichste lognormale Verteilung dar. Der Modalwert von 0,5 liegt im Rahmen der aus dem Ozean bekannten Werte. Allerdings zeigen unsere Messungen, dass das Verhältnis L_O/L_T von Schicht zu Schicht sehr stark schwankt und Werte zwischen 0,01 und 15 annehmen kann (Halbwertsbreite 12). Unsere Fallstudie weist damit auf einen in der Atmosphäre sehr viel komplexeren Zusammenhang zwischen L_T und L_O hin, als aus Ozeanmessungen erwartet worden ist. Demnach können aus

Radiosonden-Messungen höchstens statistische Aussagen zur Dissipation gemacht werden, jedoch keine konkreten Angaben zu einzelnen Schichten. Weitere Flüge mit verbesserter Nutzlast sind geplant, um diese Zusammenhänge und z. B. eine Abhängigkeit vom Alter einer turbulenten Schicht oder ihrer Quelle weiter zu untersuchen.

18. Die Radar-Systeme des IAP

(M. Zecha, R. Latteck, J. L. Chau, T. Renkowitz, W. Singer, G. Stober, P. Hoffmann, D. Keuer, J. Mielich, M. Placke, V. Matthias, I. Strelnikova, J. Trautner, T. Barth, J. Wedrich)

Radargeräte ermöglichen wetterunabhängige und 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. Die Radarexperimente in Kühlungsborn, Juliusruh und auf der Insel Andøya in Nordnorwegen (Abb. 18.1) stellen daher einen wesentlichen Bestandteil der bodengebundenen atmosphärischen Fernerkundung des IAP dar. Das IAP betreibt mehrere Radargeräte auf unterschiedlichen Frequenzen, die für einen unbeaufsichtigten, permanenten Betrieb ausgelegt sind. Die Lage der Standorte in Deutschland und in Norwegen 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.

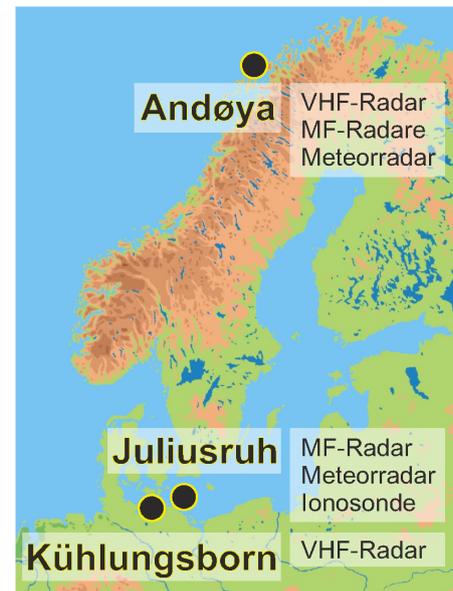


Abb. 18.1: IAP-Radar-Standorte

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 Radar-signaturen in der Mesosphärenregion, den sogenannten (polaren) mesosphärischen Sommerechos.



Abb. 18.2: Antennenfeld des VHF-Radars OSWIN

Das OSWIN-Radar in Kühlungsborn arbeitet mit einer maximalen Pulsspitzenleistung von 90 kW. Das Antennenfeld (Abb. 18.2) besteht aus 12×12 Yagi-Antennen, die in einer quadratischen Gitterstruktur angeordnet sind. Ein phasengesteuertes Einspeisen des Sendepulses 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. Ein 6-Kanal-Empfangssystem, dem jeweils 24 Antennen zugeordnet sind, erlaubt die interferometrische Auswertung der Empfangssignale. Zusätzlich können mittels einer separaten Sendeantenne und einem räumlich abgesetzten Empfangs-Antennenfeld Untersuchungen an Ionisationsspuren einfallender Meteoroiden durchgeführt werden. Aus der radialen Driftgeschwindigkeit der Ionisationsspuren und der Lebensdauer dieser Echos können z. B. das Windfeld im Bereich zwischen etwa 80 bis 110 km und die mittlere Temperatur bei 90 km Höhe abgeleitet werden.



Abb. 18.3: Blick auf das Antennenfeld des VHF-Radars MAARSY auf Andøya. Die 433 Sende-Empfangsmodule sind in 6 Containern am Rande des Antennenfeldes untergebracht.

Beim moderneren MAARSY auf Andøya ist jede der insgesamt 433 in einer gleichseitigen Dreiecksgitterstruktur angeordneten Antennen (Abb. 18.3) mit einem eigenen Sende-Empfangs-Modul verbunden, dessen Ausgangsleistung bis maximal 2 kW sowie dessen Sendefrequenz und Phasenoffset individuell eingestellt werden können. 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 vom $0,33 \mu\text{s}$ 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 und die Strahlposition nach jedem Sendepuls geändert werden können. 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.



Abb. 18.4: Mit dem Abschluss der Erweiterung im Herbst 2013 ist das MAARSY-Antennenfeld nun komplett aus Kreuz-Yagi-Antennen aufgebaut.

Die von MAARSY abgestrahlte Leistung von etwa 800 kW erlaubt in Kombination mit einer zirkular polarisierenden Antenne auch sogenannte incoherent scatter Radarbeobachtungen (siehe Kapitel 2) und eröffnet damit die Möglichkeit, weitere ionosphärische Parameter wie z.B. die Elektronendichte in der E- und F-Schicht, Elektronen-/Iontemperaturen und die Plasmadriftgeschwindigkeit zu bestimmen. Die Entwicklung der MAARSY-Antenne berücksichtigte von vorn herein die Möglichkeit einer diesbezüglichen Erweiterung. Mit der Montage der zusätzlichen 433 Yagi-Antennen der sogenannten zweiten Antennenebene (Abb. 18.4) wurde im Frühjahr 2012 begonnen. Die vollständige

Funktionalität der zirkularen Polarisation wurde im September 2013 mit der Installation von 433 Polarisierungsschaltern, welche die Drehrichtung der zirkular polarisierten Wellen im Sende- und Empfangsfall steuern, erreicht.

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 skalenübergreifende 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 verfügt über eine Sendeleistung von 50 kW und sendet auf 1,98 MHz mit einer Impulslänge von 27 μ s. Die emittierten elektromagnetischen Wellen werden nach Streuung an Irregularitäten im Bereich der ionosphärischen D-Schicht mit drei räumlich getrennten Empfangsantennen (Abb. 18.5) aufgenommen. Das Windfeld wird aus den Beobachtungsdaten durch eine Korrelationsanalyse (Full Correlation Analysis) bestimmt.



Abb. 18.5: Blick auf die Sende- und Empfangsantennen des Andenes-MF-Radars und des Meteorradars auf Andøya



Abb. 18.6: Kreuzdipole des 500 Meter langen Ost-Arms der Mills-Cross-Antenne des Saura-MF-Radars auf Andøya

Das Saura-MF-Radar auf Andøya mit einer Spitzenleistung von 116 kW arbeitet auf einer Frequenz von 3,17 MHz. Das Antennenfeld besteht aus 29 Kreuzdipolen (Abb. 18.6), 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° 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.

Das Juliusruh-MF-Radar stellt eine kleinere Variante des Saura-MF-Radars dar. 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 angeordnet sind und eine Strahlbreite von 18° erzeugen.

Die Meteorradare (SKiYMET)

Die am IAP eingesetzten All-Sky-Meteorradare (SKiYMET) auf Andøya 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 fast den gesamten Bereich der Mesosphäre bis hin zur unteren Thermosphäre zu erfassen.

Grundlage der Messungen der Meteorradare ist die Reflexion der auf 32,5 MHz und 53,5 MHz ausgestrahlten 13 μ s langen elektromagnetischen Impulse an den Ionisationsspuren von Meteoren. Die reflektierten Signale werden in einem aus 5 gekreuzten Yagi-Antennen (Abb. 18.7) 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°.



Abb. 18.7: Kreuz-Yagi-Antennen des Meteorradars auf Andøya. Die harten Witterungsbedingungen in Norwegen erfordern eine besonders stabile Bauform.

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.

Die SKiYMET-Meteorradare beobachten zwischen 3000 und 16000 Meteore am Tag mit einem maximalen Fluss in 90 km Höhe. Aus den gemessenen Radialwindgeschwindigkeiten wird das Windfeld über dem gesamten Beobachtungsbeobachtungsbereich 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 Schwerwellenaktivität 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

Die Ionosonde

Die IAP-Außenstelle in Juliusruh auf Rügen ist u. a. für ihre über 50 Jahre andauernden Ionosondenmessungen hoher Qualität weltweit bekannt. Seit Ende 2011 haben wir die neueste Version von sogenannten Digisonden, eine DPS-4D, installiert. Durch eine breite Palette von technischen Innovationen und Softwareaktualisierungen kann die Qualität von Standard-Ionogrammen verbessert und deren Messung beschleunigt werden, um wertvolle Zeit für zusätzliche Experimente zu sparen.

So können jetzt z. B. Driftmessungen in der ionosphärischen E- und F-Schicht durchgeführt werden. Ionosonden-Driftmessungen basieren auf der Abschätzung der Dopplerverschiebung des ionosphärischen Plasmas in einem Bereich von etwa 400 km Durchmesser lokal über der Messstation. Neben den neuen wissenschaftlichen Aspekten der Digisonde wird sie weiterhin routinemäßig zur Überwachung und Vorhersage der aktuellen Ionosphärenbedingungen eingesetzt. Zu diesem Zweck werden zusätzlich die Schrägempfangsfähigkeiten verwendet, um die ionosphärischen Übertragungspfade benachbarter Digisonden zu überwachen.

Die Ionosonde Juliusruh ist Teil des internationalen Ionosonden-Netzwerkes GIRO (Global Ionospheric Radio Observatory) und des Europäischen Ionosonden-Netzwerkes DIAS (DIGital upper Atmosphere Server).



Abb. 18.8: IAP-Außenstelle Juliusruh mit dem 70m-Gittermast als Träger der Ionosonden-Sendeantenne

19. Untersuchung des Auftretens mesosphärischer Sommerechos in mittleren Breiten

(M. Zecha, P. Hoffmann, R. Latteck, T. Renkwitz, J. Trautner)

Insbesondere im Frequenzbereich um 50 MHz können mit Radargeräten in den Sommermonaten sehr starke Signalarückstreuungen aus der Mesosphäre empfangen werden. Diese sogenannten mesosphärischen Sommerechos (MSE) stehen im Zusammenhang mit Strukturen in der Größenordnung der halben Radarwellenlänge, welche durch Elektronen gebildet werden und durch Eisteilchenwolken beeinflusst und aufrechterhalten werden. Sie können daher nur bei sehr kalten Temperaturen und ausreichenden Wasserdampf- und Elektronenkonzentrationen auftreten.

Wie Messungen am IAP gezeigt haben, können im Gegensatz zu polaren Breiten diese Existenzbedingungen über Kühlungsborn im Mittel nicht erreicht werden. Da aber trotzdem regelmäßig MSE beobachtet werden, müssen die Bedingungen kurzzeitig z. B. durch Temperaturschwankungen aufgrund der Einflüsse von Schwerwellenaktivität, planetarer Wellen oder Eisteilchentransport aus polaren Regionen erfüllt sein (vgl. auch Kap. 11 und 15). Über Kühlungsborn (54°N) werden seit 1998 nahezu kontinuierlich in den Sommermonaten mit dem OSWIN-VHF-Radar auf 53,5 MHz Messungen in der Mesopausenregion durchgeführt. Dadurch konnte ein umfangreiches einzigartiges Datenmaterial an MSE-Beobachtungen zusammengetragen werden. Insgesamt wurden in über 30000 Stunden Messzeit etwa 2500 Stunden MSE detektiert.

Um die Systemeigenschaften des Radars (Sendeleistung, Antennengewinn, Filterbreiten, usw.) aus den Ergebnissen zu eliminieren, wurde eine absolute Kalibrierung des Radarsystems durchgeführt und mit der Volumenreflektivität η eine systemunabhängige Empfangsgröße bestimmt. Dadurch ist es möglich, sowohl die Beobachtungsergebnisse über Kühlungsborn trotz technischer Veränderungen am Radar über viele Jahre zu verfolgen, als auch mit Beobachtungen von anderen Radargeräten weltweit zu vergleichen. Mesosphärische Sommerechos in mittleren Breiten sind seltener und meistens schwächer als die vergleichbaren Echos in polaren Breiten (PMSE). Sie konnten mit dem OSWIN-VHF-Radar für Reflektivitäten $\eta > 10^{-15} \text{ m}^{-1}$ ausgewertet werden. Um zu untersuchen, inwieweit ihre Eigenschaften auch von der Rückstreustärke abhängen, wurden die starken MSE ($\eta > 10^{-14} \text{ m}^{-1}$) und die sehr starken MSE ($\eta > 10^{-13} \text{ m}^{-1}$) zusätzlich separat untersucht.

MSE über Kühlungsborn treten fast ausschließlich in einem Höhenbereich zwischen 80 und 90 km auf (Abb. 19.1). Ihre Auftrittsrate ist dabei höhenabhängig, näherungsweise gaußförmig verteilt um einen Maximalwert in 85 km Höhe. Dabei fällt die Auftrittsrate sehr schnell ab, etwa 90% der MSE werden zwischen 82 und 88 km detektiert. Diese Eigenschaften sind unabhängig von der Stärke der MSE und werden ähnlich auch in polaren Breiten (z. B. mit den VHF-Radars des IAP in Andenes/Norwegen, 69°N) beobachtet.

Im Normalfall treten MSE nur während der Tagstunden auf (Abb. 19.2). Im Tagesmittel beträgt die Auftrittsrate etwa 10%. Während in der Nacht keine MSE detektiert werden, nimmt ihre Häufigkeit in den Morgenstunden schnell zu und in den Abendstunden stark ab. Die größten Auftrittsraten (etwa 20 Prozent) treten zur Mittagszeit auf, wenn die Sonneneinstrahlung am größten ist. Der Tagesgang ist dabei wiederum unabhängig von der MSE-Stärke. Vergleiche haben gezeigt, dass nur bei Elektronendichten oberhalb von etwa 500 el./cm^3 MSE beobachtet werden. Diese Elektronendichten werden aufgrund des vorhandenen Tag-Nacht-Rhythmus und der Rekombination der Elektronen mit Ionen bei fehlender Sonneneinstrahlung in der Nacht in mittleren Breiten nur in den Tagstunden erreicht. Im Gegensatz dazu

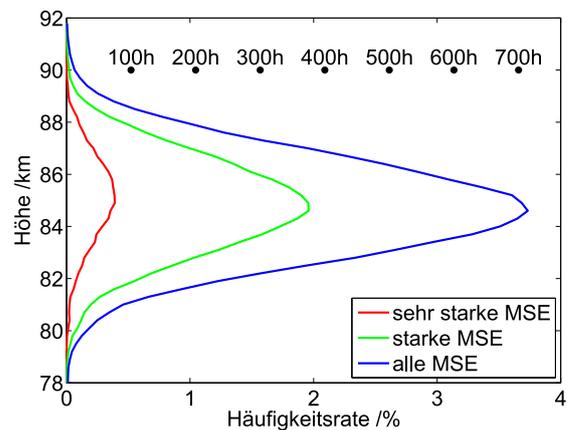


Abb. 19.1: Höhenvariation der Häufigkeitsraten von MSE über Kühlungsborn

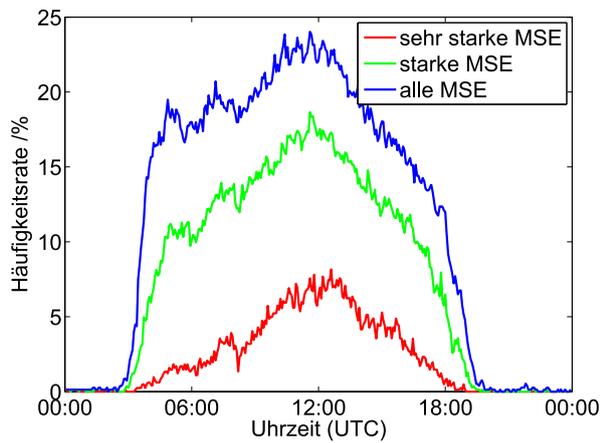


Abb. 19.2: Tageszeitliche Variation der Häufigkeitsraten von MSE unterschiedlicher Stärke

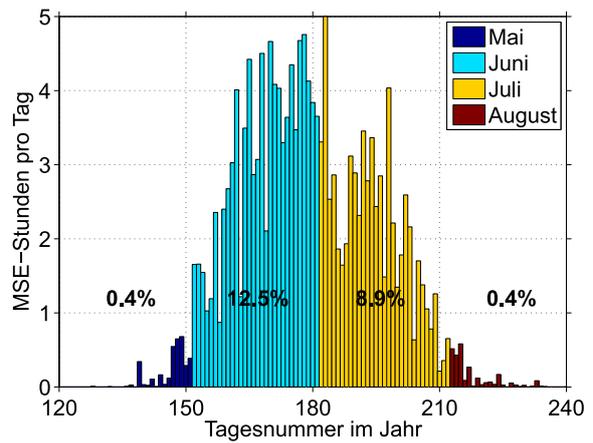


Abb. 19.3: Saisonale Variation der MSE-Häufigkeitsraten über Kühlungsborn

können mesosphärische Sommerechos in polaren Breiten aufgrund der permanenten Tagbedingungen im Sommer durchgehend beobachtet werden. Ihre mittlere Auftrittsrate ist daher auch wesentlich höher als in mittleren Breiten (z. B. etwa 90% in 69°N und fast 100% in 78°N in den Monaten Juni und Juli, wie IAP-Messungen früherer Jahre bereits gezeigt haben).

Über Kühlungsborn konnten MSE jedes Jahr zwischen Mitte Mai und Mitte August beobachtet werden. Dabei treten allerdings mehr als 95% der MSE im Juni und Juli auf (Abb. 19.3). MSE können nicht jeden Tag beobachtet werden, es zeigt sich hier eine starke Tag-zu-Tag-Variation. Im Mittel werden aber eine Zunahme der Auftrittsraten im Juni und eine Abnahme im Juli deutlich. Das Maximum wird dabei um den kalendarischen Sommeranfang (höchster erreichbarer Sonnenstand, längste Sonnenscheindauer) erreicht. Dieser Verlauf wird sowohl für die hier gezeigte Gesamt-MSE-Häufigkeit als auch die MSE-Schichtdicke und MSE-Stärke beobachtet. Insgesamt beginnt die MSE-Saison damit etwa zur gleichen Zeit wie in arktischen Breiten, sie ist aber wesentlich kürzer. So wurden vom IAP in den vergangenen Jahren die letzten PMSE in 69°N und 78°N Anfang bzw. Mitte September beobachtet.

Die MSE-Auftrittsrate über Kühlungsborn zeigt starke Änderungen von Jahr zu Jahr. Um eine Aussage über langfristige Häufigkeitsänderungen, die eventuell auch im Zusammenhang mit Temperaturänderungen stehen könnten, treffen zu können, muss der Einfluss weiterer Größen auf das Auftreten von MSE eliminiert werden. Als relevante Faktoren sind hier insbesondere solare und geomagnetische Einflüsse zu erwarten, die Änderungen der Ionisation und der Temperatur bewirken können. So kann die solare Lyman- α -Strahlung als Maß für die einfallende solare Wellenstrahlung (Variationen im 11-jährigen Sonnenfleckenzyklus) und der geomagnetische Ap-Index als Indikator für geomagnetische Einflüsse (Partikelprecipitation) dienen. Die Untersuchungen haben gezeigt, dass die jährlichen MSE-Häufigkeitsraten leicht positiv mit Lyman- α und signifikant mit dem Ap-Index korreliert sind. Wird ein linearer Einfluss dieser Kenngrößen auf die MSE-Häufigkeitsraten angenommen und ihr Anteil durch eine Zweifach-Regressionsanalyse abgeschätzt und abgezogen, ergibt sich ein leichter, nicht signifikanter Häufigkeitsanstieg der MSE-Raten (Abb. 19.4).

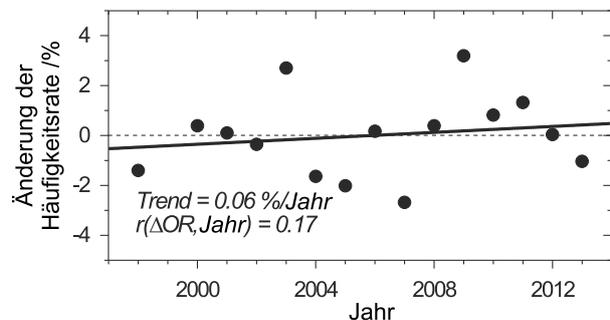


Abb. 19.4: Langfristige Änderung der MSE-Häufigkeitsrate über Kühlungsborn

Die Beobachtungen werden in den nächsten Jahren mit einem neuen VHF-Radar in Kühlungsborn fortgeführt, um die Erkenntnisse zum Auftreten von mesosphärischen Sommerechos in mittleren Breiten weiter zu ergänzen.

20. Langfristige Veränderungen der PMSE-Häufigkeit über Andøya

(R. Latteck, J. Bremer)

Polare mesosphärische Sommerechos (PMSE) werden auf der Insel Andøya seit über 20 Jahren mit VHF-Radaren beobachtet. Die Häufigkeit des Auftretens der PMSE hängt von der Ionisation, der Temperatur, dem Wasserdampfgehalt und der Turbulenz in der Mesopausenregion ab. Langfristige PMSE-Beobachtungen können somit Informationen über Veränderungen in der Mesosphäre liefern. Kontinuierliche Radarmessungen begannen auf Andøya 1994 mit dem ALOMAR-SOUSY-Radar, welches 1998 durch das ALWIN-Radar abgelöst wurde. Im September 2008 wurde damit begonnen, ALWIN durch das leistungsstärkere Middle Atmosphere Alomar Radar System (MAARSY, siehe auch Kapitel 18) zu ersetzen. Der Aufbau und die schrittweise Inbetriebnahme des MAARSY erfolgten in drei Stufen und wurden im Mai 2011 zunächst abgeschlossen.

Der Vergleich von Ergebnissen verschiedener Radaranlagen erfordert eine Kalibrierung der Sende- und Empfangssysteme. ALWIN und MAARSY wurden regelmäßig kalibriert, so dass die seit 1999 aufgezeichneten PMSE-Daten in Reflektivität η konvertiert werden konnten. Dies ermöglicht einen direkten Vergleich der daraus abgeleiteten Häufigkeitsraten über eine gemeinsame Schwelle $\eta_{min} = 10^{-15} \text{ m}^{-1}$. Für die von 1994 bis 1997 mit dem ALOMAR-SOUSY-Radar beobachteten PMSE liegen leider keine Kalibrierungsdaten vor. Diese Häufigkeitsraten basieren daher auf dem Signal-Rausch-Verhältnis (SNR) der PMSE. Der Vergleich zu Ergebnissen anderer Radare erforderte die Anwendung verschiedener Schranken SNR_{min} , da sich die technischen Unterschiede der Radare auf das SNR der jeweiligen Empfangssignale auswirken.

Für den Vergleich der jährlichen PMSE-Häufigkeitsraten wurden Mittelwerte des PMSE-Auftretens für den Zeitraum vom 1. Juni bis zum 31. Juli und den Höhenbereich zwischen 78,5 und 92 km berechnet. Der obere Teil der Abb. 20.1 zeigt die Häufigkeitsratenreihen $OR(SNR > SNR_{min})$ für 1994 bis 2008 (OR_{SNR} , blau) basierend auf SNR und $OR(\eta \geq 10^{-15})$ für 1999 bis 2012 (OR_{-15} , schwarz) basierend auf Reflektivität. Beide Datenreihen zeigen eine hochsignifikante Korrelation ($r=0,94$ mit Signifikanzniveau $\chi \geq 99\%$) für die gemeinsamen Jahre 1999 bis 2008 (mittlerer Teil der Abb. 20.1). Daher wurde aus der SNR-Datenreihe OR_{SNR} mittels einer linearen Regression eine entsprechende reflektivitätsbasierende Reihe OR_{-15}^* (rote Kurve im unteren Teil der Abb. 20.1) ermittelt, um eine Anpassung der älteren Daten an die neueren Messungen zu ermöglichen.

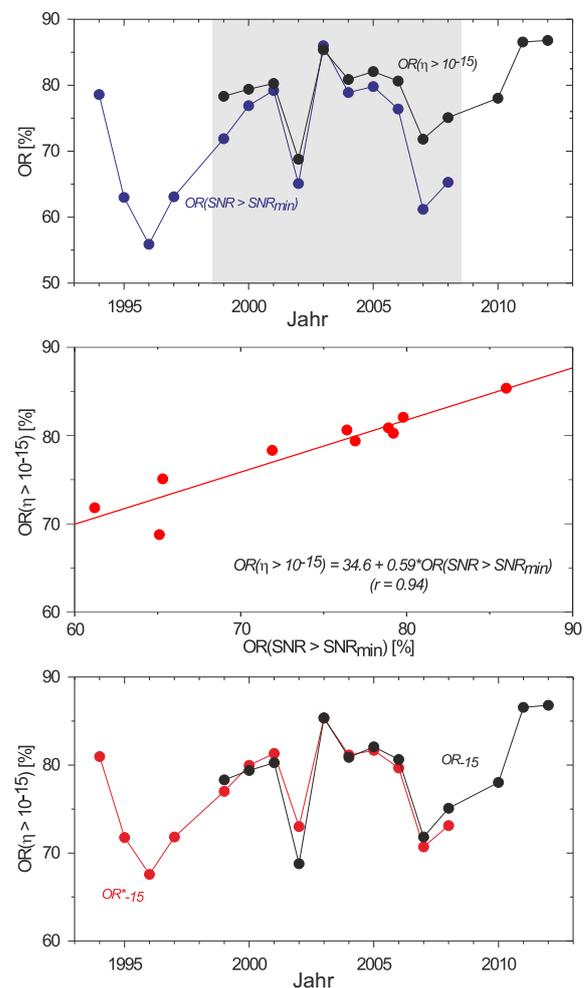


Abb. 20.1: Oben: PMSE-Häufigkeitsraten in den Jahren 1994 bis 2008 (OR_{SNR} , blau) und 1999 bis 2012 (OR_{-15} , schwarz). Mitte: Vergleich der beiden Häufigkeitsratenreihen für den gemeinsamen Zeitraum 1999 bis 2008. Unten: geschätzte Häufigkeitsratenreihe für die Jahre 1994 bis 2008 (OR_{-15}^* , rot) und Häufigkeitsratenreihe für die Jahre 1999 bis 2012 (OR_{-15} , schwarz).

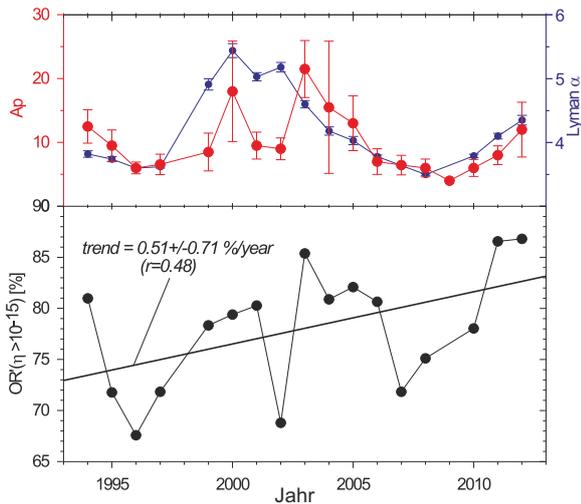


Abb. 20.2: Oben: Variation der solaren Lyman- α -Strahlung (blau) und des geomagnetischen Aktivitätsindex Ap (rot). Unten: PMSE-Häufigkeitsrate OR'_{-15} mit einem linearen Trend.

Aktivität. Ursache dieser Korrelation ist der direkte positive Zusammenhang der Radarechos mit der Ionisation in der Mesopausenregion.

Die lineare Korrelation mit Lyman- α (oberer Teil der Abb. 20.3) mit einem geschätzten Signifikanzniveau von $\chi = 70\%$ deutet auf eine nur leichte Abhängigkeit des PMSE-Auftretens von der Sonnenaktivität hin. Eine wachsende solare Lyman- α -Strahlung erhöht zwar ebenfalls die mesosphärische Ionisation, führt aber gleichzeitig zu einer Reduktion des mesosphärischen Wasserdampfs und zu einer erhöhten mesosphärischen Temperatur. Diese drei Prozesse scheinen sich gegenseitig zu kompensieren und somit den geringen Einfluss der solaren Aktivität auf die PMSE-Häufigkeit zu erklären. Mit Hilfe einer Zweifachkorrelation wurden die solar und geomagnetisch bedingten Anteile aus der PMSE-Häufigkeitsratenreihe OR'_{-15} eliminiert. Der verbleibende Rest $\Delta OR'$ ist im unteren Teil der Abb. 20.3 dargestellt. Die beobachteten PMSE-Häufigkeitsraten der untersuchten 17 Jahre weisen einen positiven Trend mit einem Signifikanzniveau von über 90% auf. Dies kann durch eine Abkühlung im Mesopausenbereich und/oder eine Zunahme des Wasserdampfgehaltes gedeutet werden. Untersuchungen des Wasserdampfverhältnisses über Andøya zeigen aber eine Abnahme dieses Wertes im Sommer. Diese Messungen sind zwar auf eine Höhe bis zu etwa 80 km beschränkt, geben aber dennoch einen starken Hinweis, dass der positive PMSE-Trend auf einen negativen Temperaturtrend und nicht auf eine Erhöhung der Wasserdampfkonzentration zurückzuführen ist.

Für die Untersuchung langfristiger Veränderungen im Auftreten der PMSE wurde die Häufigkeitsdatenreihe OR_{-15} (1998–2012) um die Jahre 1994–1997 aus den Daten der Reihe OR_{-15}^* ergänzt. Die resultierende PMSE-Häufigkeitsdatenreihe OR'_{-15} (unterer Teil der Abb. 20.2) weist einen positiven linearen Trend mit einer statistischen Signifikanz von 95% auf. Im oberen Teil dieser Abbildung ist die solare Aktivität (Lyman- α , blau) sowie der globale geomagnetische Aktivitätsindex (Ap, rot) für den gleichen Zeitraum dargestellt. Der Vergleich der PMSE-Häufigkeitsreihe OR'_{-15} mit den entsprechenden Ap- und Lyman- α -Mittelwerten deutet auf einen Zusammenhang zwischen diesen Datenreihen hin. Eine detaillierte Untersuchung hierzu ist in Abb. 20.3 gezeigt. Der mittlere Teil der Abbildung zeigt eine ausgeprägte Korrelation der PMSE-Häufigkeitsrate mit der geomagnetischen

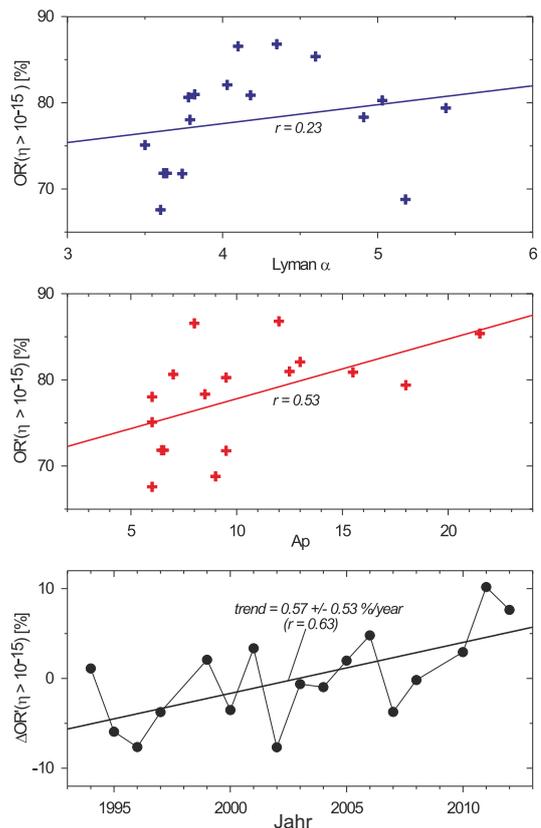


Abb. 20.3: Abhängigkeit der PMSE-Häufigkeit von der solaren Lyman- α -Strahlung (oben) und dem geomagnetischen Ap-Index (Mitte) sowie langfristige Veränderung der PMSE-Häufigkeitsraten nach Beseitigung der solar und geomagnetisch verursachten Anteile (unten).

21. Geometrische Betrachtungen von PMSE in geschwenkten Radarstrahlen mittels CRI

(S. Sommer, G. Stober, J. L. Chau, R. Latteck)

Polare mesosphärische Sommerechos können für die Windbestimmung in der mittleren Atmosphäre genutzt werden. Bei Verfahren mit mehreren Radarstrahlen ist es wichtig, die Lage des Rückstreuungszentrums in Bezug auf die nominelle Richtung des Sendestrahls zu kennen. Abweichungen haben unabhängig vom Verfahren einen entscheidenden Einfluss auf die Genauigkeit. Auch bei Radarsystemen mit sehr schmalen Strahl wie MAARSY kann es noch zu systematischen Abweichungen aufgrund der Geometrie von Radarstrahl und PMSE kommen.

Im Sommer 2012 wurden PMSE in einem Scanexperiment untersucht. Ähnlich wie beim in Kap. 23 beschriebenen Experiment wurden Strahlen mit verschiedenen Zenitwinkeln zwischen 0° und 25° verwendet, um die PMSE abzutasten. Zusätzlich wird hier noch Coherent Radar Imaging (CRI) angewendet. Mittels Imaging gewinnt man eine höhere räumliche Auflösung, mit der man in der Lage ist, das zurückgestreute Radarsignal genauer zu bestimmen. Ein Beispiel hierfür ist in Abb. 21.1 gezeigt. Hier ist das Rückstreusignal eines 20° aus dem Zenit geschwenkten Radarstrahls als Intensität dargestellt. Das gestrichelte Kreuz gibt das Zentrum des ausgesendeten Strahls an, während das weiße Kreuz das stärkste Echo repräsentiert und im Weiteren als Rückstreuungszentrum bezeichnet wird. Die Differenz des eigentlichen Zenitwinkels des Radarstrahls und des Streuzentrums wird im Folgenden α genannt. Damit kann systematisch die Abweichung des zurückgestreuten nominellen Radarstrahls vom gesendeten Signal erfasst werden.

In azimuthaler Richtung treten Abweichungen nicht systematisch auf, da der Radarstrahl horizontal gleichmäßig gefüllt ist. Daher werden diese Abweichungen nicht weiter betrachtet.

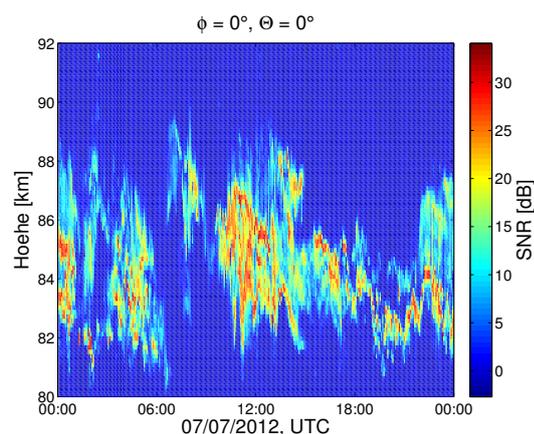


Abb. 21.2: SNR der untersuchten PMSE, aufgetragen über Höhe und Zeit

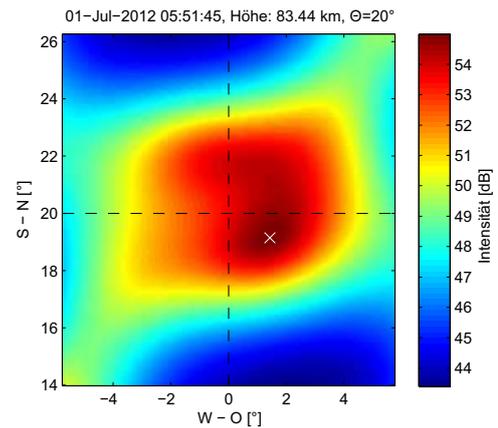


Abb. 21.1: Ergebnis der CRI-Analyse mit der Capon-Methode für eine Entfernung von 83,4 km in einem 20° aus dem Zenit herausgeschwenkten Strahl. Das Hauptrückstreuungszentrum (weißes Kreuz) weicht von dem nominellen Zenitwinkel um $\alpha = 1^\circ$ ab.

Beispielhaft ist hier der 7. Juli 2012 ausgewertet. Das SNR des Zenitstrahls der PMSE ist in Abb. 21.2 dargestellt. Anschließend wurde mit dieser Analyse für jede Entfernung und Schwenkrichtung der Zenitwinkel des Streuzentrums mit Hilfe von CRI bestimmt. Für vier verschiedene Zenitwinkel Θ sind die Abweichungen in Abb. 21.3 dargestellt. Im Zenit sind keine systematischen Abweichungen zu erkennen. Bereits im 5° aus dem Zenit herausgeschwenkten Strahl sind an den Kanten der PMSE systematische Abweichungen zu erkennen. Bei größeren Schwenkwinkeln von 15° bzw. 25° nehmen diese Abweichungen an den Kanten noch weiter zu, während es in der Mitte der PMSE scheinbar nicht zu großen Abweichungen vom nominellen Schwenkwinkel kommt.

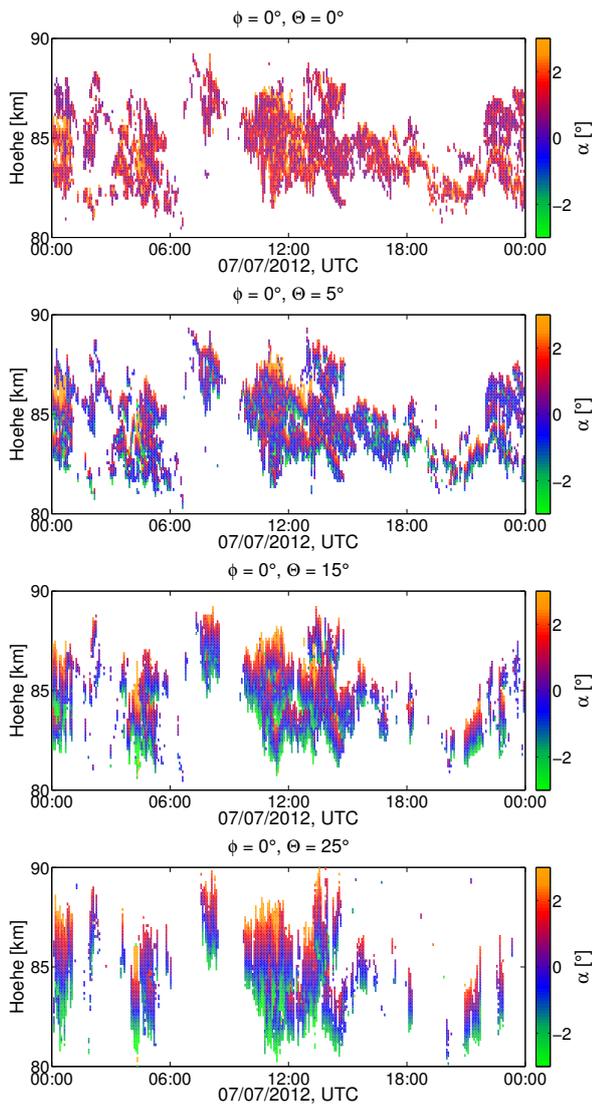


Abb. 21.3: Abweichungen des Zenitwinkels des Hauptrückstreucentrums vom nominellen Zenitwinkel für vier verschiedene Zenitwinkel. Im Zenitstrahl (oberes Panel) gibt es keine systematischen Abweichungen. Bei zunehmenden Schwenkwinkeln werden die Abweichungen größer.

PMSE, die auf der zunehmenden Höhenabdeckung bei größeren Schwenkwinkeln beruht.

Windfeldmessungen mit MAARSY nutzen Radarstrahlen, die bis zu 25° aus dem Zenit herausgeschwenkt werden. Bei diesen großen Schwenkwinkeln muss die Abweichung des Rückstreucentrums von der nominellen Strahlposition berücksichtigt werden. Dies bedeutet, dass die in die Berechnungen eingehende Strahlrichtung um die Abweichung korrigiert werden muss. Die Abweichungen können bis zu 3° betragen und liegen damit etwa in der Strahlbreite von MAARSY und haben daher einen großen Einfluss auf die Genauigkeit der Messungen. Diese Korrekturen werden für die Windanalysen implementiert und werden in Zukunft helfen, die Winde in der Mesosphäre noch genauer zu bestimmen.

Eine mögliche Erklärung für die Abweichungen am Rand der PMSE kann ein nicht vollständig mit PMSE gefülltes Radarvolumen sein. Dies ist in Abb. 21.4 verdeutlicht. Der rote Punkt soll das Streuzentrum symbolisieren. Im Zenitstrahl wird sich das Rückstreucentrum um den Zenit herum befinden, es gibt keine systematischen Abweichungen aufgrund der Geometrie. Hier können Abweichungen aufgrund von der PMSE selbst (Beeinflussung durch Wellen etc.) auftreten, die sich im Mittel aufheben. Im geschwenkten Strahl hingegen kommt es durch das Kippen des Radarstrahls zu einer größeren Höhenabdeckung bei gleichbleibenden Volumen in derselben Entfernung. An den Randgebieten kann es nun passieren, dass nur noch ein Teil des Strahlvolumens mit PMSE gefüllt ist. Diese partielle Füllung zeigt sich im CRI-Bild durch eine Verlagerung des Rückstreucentrums weg von der nominellen Strahlrichtung. Am oberen Rand der PMSE sind es Abweichungen vom Zenit weg, α wird positiv, da der Zenitwinkel größer wird. An der unteren Kante hingegen ist das Streuzentrum näher am Zenit als der nominelle Zenitwinkel, α wird negativ. Dies deckt sich mit unseren Beobachtungen aus Abb. 21.3. Bei dem 5° aus dem Zenit herausgeschwenkten Strahl ist der Effekt noch sehr klein, da die Höhenabdeckung klein ist. Bereits bei 15° tritt der Effekt deutlich hervor und bei 25° ist ein Großteil der Messungen davon dominiert. Gleichzeitig kommt es im mittleren Bereich der PMSE zu keinen großen Abweichungen des Zenitwinkels zum nominellen Zenitwinkel, da hier der Radarstrahl gleichmäßig mit PMSE gefüllt ist und das Streuzentrum im Mittel in der Richtung des Radarstrahls liegt. Zudem kommt es mit zunehmendem Schwenkwinkel zu einer scheinbaren Verbreiterung der

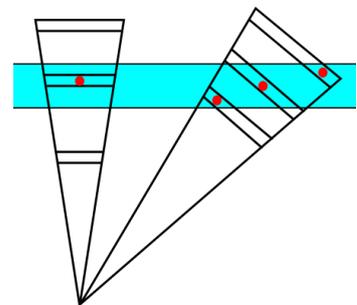


Abb. 21.4: Skizze der Verteilung von PMSE im vertikalen und geschwenkten Strahl

22. Die Bestimmung von Meteortrajektorien mithilfe der interferometrischen Möglichkeiten von MAARSY

(C. Schult, G. Stober, J. L. Chau, R. Latteck)

Die meisten extraterrestrischen Partikel verglühen beim Eintritt in die Erdatmosphäre in einer Höhe von 70–140 km aufgrund ihrer sehr hohen Geschwindigkeiten von 11–72 km/s. Ab einer gewissen Größe und chemischen Zusammensetzung kann dieser Verdampfungsprozess am Nachthimmel als Meteor mit bloßem Auge beobachtet werden. Das Radarsystem MAARSY ist in der Lage wesentlich kleinere Partikel wahrzunehmen, als es das menschliche Auge vermag. Außerdem ist es unabhängig vom Tag-Nacht-Zyklus, da es nicht die emittierten Photonen des Meteors, sondern das entstandene Plasma um den Meteorkopf detektiert, welches die ausgesendeten Radiowellen des Radars reflektiert. Die hohe zeitliche Auflösung des Radars in Verbindung mit der interferometrischen Auswertung der räumlich getrennten Antennengruppen ermöglicht eine präzise Rekonstruktion der Meteortrajektorie. Die Abb. 22.1 zeigt ein typisches Signal eines Meteorkopfechos mit der entsprechenden Trajektorie innerhalb des Radarstrahls. Der Meteor wurde in einer Höhe von knapp über 100 km erstmalig registriert und nimmt daraufhin an Intensität zu, um anschließend wieder schwächer zu werden und im Hintergrundrauschen zu verschwinden. Während des Zeitraumes von etwa 0,35 Sekunden, in dem der Meteor registriert wurde, legte er einen Höhenunterschied von etwa 9 km zurück.

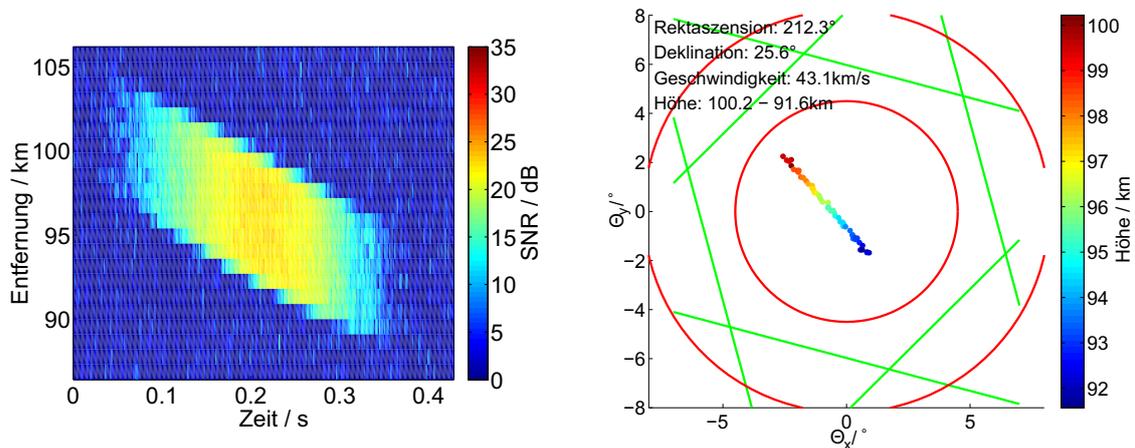


Abb. 22.1: Beispielmessung eines Meteorkopfechos. Die Abbildung links zeigt das Signal-Rausch-Verhältnis des Meteors im Höhen-Zeit-Schnitt, während in der Abbildung rechts die dazugehörige Trajektorie abgebildet ist. Das grüne Hexagon zeigt den Mehrdeutigkeitsbereich der Experimentkonfiguration an und die roten Linien markieren Minima im Strahlungsfeld.

Für die folgenden Statistiken wurde ein Datensatz vom Dezember 2010 verwendet, in dem über 2900 Meteorkopfechos detektiert und ausgewertet wurden. Um die einzelnen Meteore den verschiedenen sporadischen Meteorquellen sowie den Meteorschauern zuordnen zu können, erfolgt eine Koordinatentransformation aus dem erdgebundenen in das heliozentrisch-ekliptische Koordinatensystem. Dieses Koordinatensystem rotiert mit der Erdbewegung, wodurch sich die Sonne immer im Koordinatenursprung befindet und auch die Meteorquellen festen Positionen zugeordnet werden können. Das Ergebnis dieser Transformation ist in Abb. 22.2 dargestellt, in der die drei sporadischen Meteorquellen nördlicher Apex (NA), Antihelion (AH), nördliche Ringquelle (NT) sowie der Meteorschauer der Geminiden zu erkennen sind. Die nördliche Apexquelle umfasst dabei die Meteore, die der Erde bei ihrem Umlauf um die Sonne entgegenfliegen und somit die größten Geschwindigkeiten erreichen. Diese schnellen Meteore sind aufgrund der großen kinetischen Energie für das System leichter zu detektieren, was sich auch im Geschwindigkeitshistogramm der Abb. 22.3 widerspiegelt. Der Geminidenschauer erscheint als deutlich lokalisierte Quelle neben dem Antihelion und erreicht beim Eintritt in die Erdatmosphäre eine Geschwindigkeit von etwa 35 km/s.

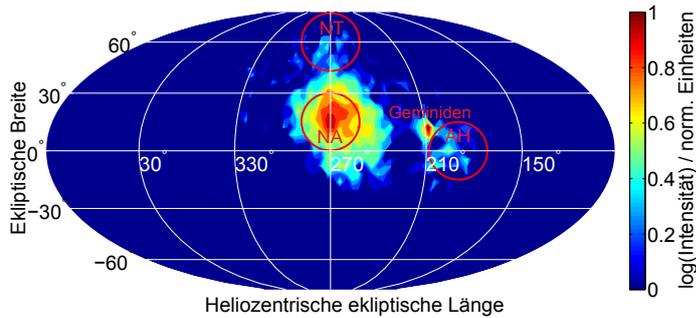


Abb. 22.2: Karte der gemessenen Meteorverteilung. Aus Symmetriegründen ist das Koordinatensystem um 90° verschoben. Die Sonne befindet sich in diesem rotierenden Koordinatensystem immer im Ursprung. Der Meteorschauer der Geminiden ist als dunkelroter Fleck bei etwa 210° Länge, 12° Breite zu erkennen.

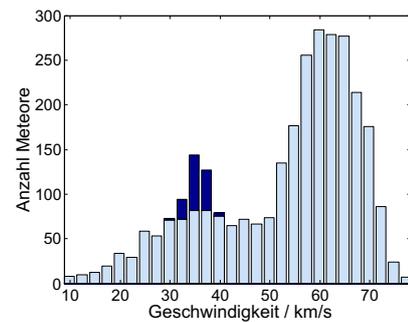


Abb. 22.3: Die Geschwindigkeitsverteilung der gemessenen Meteore während der Messkampagne. Die dunkelblauen Balken markieren die Geschwindigkeitsverteilung der Geminiden.

Die kinetische Energie des Meteors wird während des Fluges durch die Erdatmosphäre aufgrund von Reibung in Hitze umgewandelt, wodurch der Verdampfungsprozess angetrieben und der Meteoroid abgebremst wird. Diese Abbremsung kann über Phasendifferenzen aufeinanderfolgender Pulse bestimmt werden. In Abb. 22.4 ist die Verteilung der gemessenen Abbremsungen gezeigt. Mit deren Hilfe und weiteren Parametern, wie der Dichte der Meteoroiden und der Atmosphäre, lässt sich die Masse während des Detektionszeitraumes abschätzen. Diese Methode liefert also nicht die Masse des Meteoroiden vor seinem Eintritt in die Erdatmosphäre, sondern während des Fluges durch das Radarstrahlvolumen. Da es sich bei den Meteoroiden der sporadischen Quellen und des Meteorschauers um Partikel verschiedenen Ursprungs handelt, wurden unterschiedliche Dichten für die Massenbestimmung verwendet.

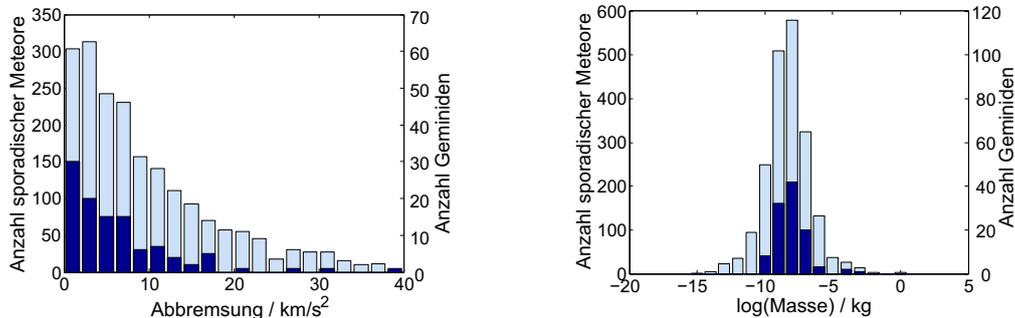


Abb. 22.4: Die linke Abbildung zeigt die berechneten Abbremsungen der Meteore aus den Phasendifferenzen aufeinanderfolgender Pulse. Aus dem Abbremsverhalten und weiterer Meteor- sowie Atmosphärenparameter lässt sich die Masse der Meteore abschätzen. Die rechte Abbildung zeigt das resultierende Histogramm zur Massenverteilung der detektierten Meteore (dunkel: Geminiden; hell: sporadische Meteore).

Die gemessenen Abbremsungen in Abb. 22.4 (links) reichen von 0 km s^{-2} bis 40 km s^{-2} , was zu einem ebenfalls breiten Spektrum an Meteoroidenmassen führt. Die gemessene Massenverteilung ist in Abb. 22.4 (rechts) gezeigt und erstreckt sich über mehr als zehn Größenordnungen, wobei die Verteilung des sporadischen Anteils dem der Geminiden sehr ähnelt. Die meisten Meteore dieser Messkampagne besaßen zum Zeitpunkt ihrer Detektion eine Masse von $0,01 \text{ mg}$. Die Massenverteilung im Histogramm ist zu beiden Seiten hin begrenzt, da das System zum einen die geringe Plasmabildung leichter Partikel nicht auflösen kann und zum anderen bei schwereren Meteoroiden die Auftrittswahrscheinlichkeit erheblich sinkt, wodurch wesentlich längere Observationszeiträume benötigt würden. Außerdem werden solche Objekte nur sehr schwach abgebremst, was die Massenbestimmung erschwert. Die Beobachtung von Meteororkopfechos ist in die täglichen Beobachtungen des Radarsystems integriert worden, wodurch uns zukünftig kontinuierliche Statistiken für Ermittlungen von Trends und Variationen zur Verfügung stehen.

23. Bestimmung von Schwerewellenparametern aus horizontal aufgelösten radialen Geschwindigkeitsmessungen

(G. Stober, S. Sommer, C. Schult, M. Rapp, R. Latteck)

Ein zentraler Bestandteil in der Arbeit mit MAARSY sind zeitlich und räumlich hochaufgelöste Messungen der Rarrückstreustrukturen und der zugrunde liegenden Dynamik. Dies wird ermöglicht durch das schnelle Schwenken des Radarstrahls in verschiedene Positionen bis zu einer Zenitablage von 35° . Im Sommer 2011 wurde mit MAARSY ein Abtastexperiment zur Untersuchung der 3D-Struktur von sogenannten polaren mesosphärischen Sommerechos (PMSE) durchgeführt. In Abb. 23.1 sind die Strahlpositionen dieses Abtastexperiments mit 97 verschiedenen Richtungen zu sehen. Der Durchmesser der roten Ovale entspricht ungefähr dem Durchmesser des Radarstrahls in einer Höhe von ca. 84 km. Die schwarzen Linien im Hintergrund markieren den Küstenverlauf rund um die Insel Andøya.

PMSE spielen eine besondere Rolle im wissenschaftlichen Verständnis der mesosphärischen Dynamik. Diese Radarsignaturen sind von einer hohen zeitlichen und räumlichen Variabilität gekennzeichnet. Mit Hilfe des Mehrstrahllexperiments ist es möglich, diese Strukturen in 3D zu erfassen. Zwei Momentaufnahmen der 3D-Struktur einer PMSE sind in Abb. 23.2 veranschaulicht. Die Signalstärke der PMSE ändert sich innerhalb von wenigen Kilometern um mehrere Größenordnungen. Obwohl die beiden gezeigten Bilder nur 5 Minuten voneinander getrennt aufgenommen wurden, scheint sich die Morphologie der PMSE innerhalb dieser kurzen Zeit geändert zu haben.

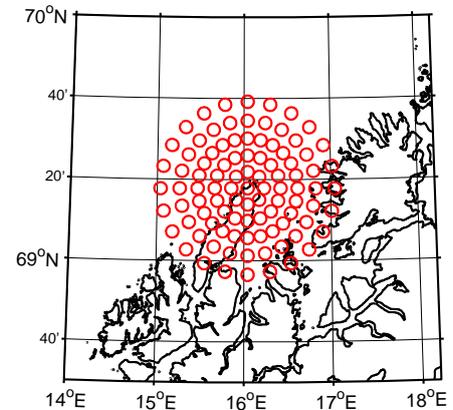


Abb. 23.1: Die roten Ovale zeigen die Strahlrichtungen des Abtastexperiments aus dem Sommer 2011. Die norwegische Küste rund um die Insel Andøya ist als schwarze Linie dargestellt.

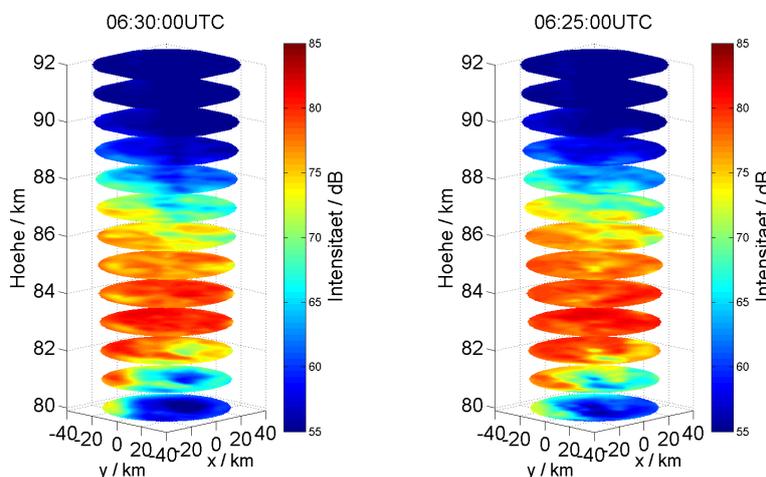


Abb. 23.2: 3D-Struktur des Signals für die PMSE vom 20. Juli 2011 für zwei aufeinanderfolgende Zeitschritte.

wellen im Windfeld zu untersuchen.

Aus den gemessenen radialen Geschwindigkeiten des Mehrstrahllexperiments wird das Windfeld bestimmt. Dazu verwenden wir das sogenannte Volume Velocity Processing (VVP). Dieses Verfahren erlaubt es, das Windfeld in verschiedene Komponenten zu zerlegen und nicht nur einen mittleren Wind zu berechnen. Dies wird erreicht, indem das Windfeld als eine Taylorreihe angesetzt wird. Bereits die erste Ordnung dieses Ansatzes beschreibt das Windfeld durch Störterme, wie z. B. horizontale Divergenz, vertikaler Wind sowie Streckungs- und Scherungsdeformation.

Eine mögliche Erklärung für diese hohe Variabilität in der Mesosphäre sind Schwerewellen. Schwerewellen lassen sich durch ihre relativ kurze Periode von Minuten bis Stunden und ihrer verhältnismäßig kurzen Wellenlänge von wenigen Kilometern bis hin zu tausend Kilometern charakterisieren. Diese Wellen bilden das Bindeglied zwischen den großen planetaren Wellen und der lokalen Turbulenz. Die Mehrstrahllexperimente von MAARSY sind dabei sehr gut geeignet, um vor allem kurzperiodische Schwere-

In Abb. 23.3 sind der mittlere zonale und meridionale Wind für den 20. Juli 2011 gezeigt. Dieser Tag war gekennzeichnet durch eine vertikal ausgedehnte und lange andauernde PMSE. Die zeitliche Auflösung der dargestellten Winde beträgt 5 Minuten. Sowohl der zonale als auch der meridionale Wind verdeutlichen eine dominante halbtägige und eine etwas schwächer ausgeprägte ganztägige Gezeitenschwingung. Die Gezeitenoszillationen werden überlagert von verschiedenen kurzperiodischen Schwerewellen.

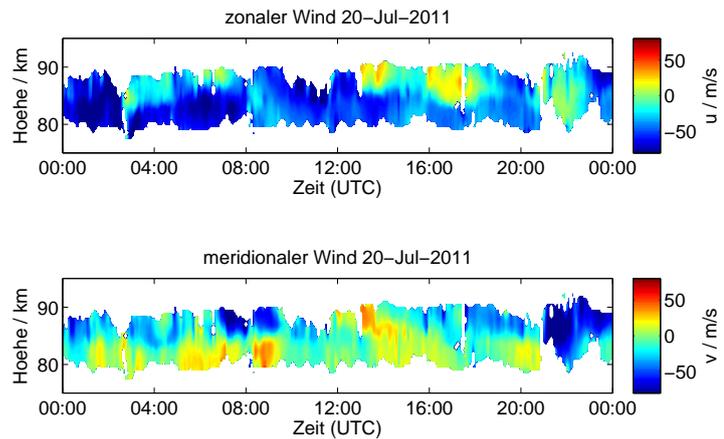


Abb. 23.3: Höhen-Zeit-Schnitte des mittleren zonalen und meridionalen Windes vom 20. Juli 2011

Die gemessenen radialen Geschwindigkeiten lassen sich nun in verschiedene Anteile zerlegen. Die radialen Geschwindigkeiten setzen sich zusammen aus dem mittleren Hintergrundwind, aus Schwerewellen mit einer horizontalen Ausdehnung, die größer als das Messvolumen ist, und aus kleinskaligen Fluktuationen/Wellen des Windfeldes. Die VVP-Analyse erlaubt es nun, die verschiedenen Anteile zu trennen. Das Windfeld wird zerlegt in einen mittleren Wind und in großskalige Störungen, die durch die horizontale Divergenz, der Streckungs- und Scherungsdeformation gegeben sind, sowie einem Windresiduum.

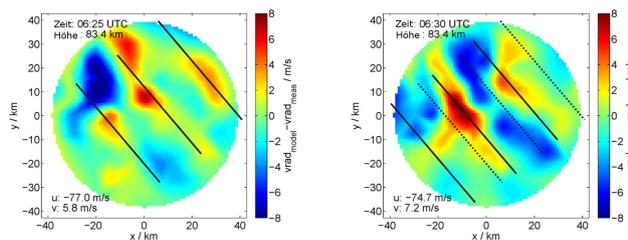


Abb. 23.4: Diese 2D-Bilder zeigen den Residualwind für zwei aufeinanderfolgende Zeitschritte. Die schwarzen Linien markieren gleiche Phasen der Schwerewelle.

In Abb. 23.4 ist das radiale Windresiduum für zwei aufeinanderfolgende Zeitschritte gezeigt. Dazu wurde das berechnete radiale Windresiduum auf ein Gitter mit 1 km x 1 km Auflösung interpoliert. Die Bilder zeigen deutlich eine Wellenstruktur. Die schwarzen Linien markieren den Verlauf der Phase unter der Annahme einer monochromatischen Schwerewelle. Aus dem Abstand der Linien lässt sich die horizontale Wellenlänge abschätzen. Die gepunktete Linie im rechten Bild dokumentiert die Verschiebung der Schwerewellenphase zwischen den beiden Bildern. Aus der Verlagerung der Phasenlinien und ihrer Neigung kann die Bewegungsrichtung und die Phasengeschwindigkeit ermittelt werden.

Während des Sommers 2011 konnten insgesamt vier monochromatische Schwerewellen innerhalb von zwei Tagen während einer besonders starken PMSE gefunden werden. Die Schwerewellen zeigten dabei horizontale Wellenlängen von 20 km bis 43 km. Die bestimmten Phasengeschwindigkeiten lagen im Bereich von 12 m/s bis 77 m/s. Die Bewegungsrichtungen sind in Abb. 23.5 zu sehen. Die zeitliche Auflösung von 5 Minuten war nicht für jede der Wellen ausreichend, um die Bewegungsrichtung eindeutig bestimmen zu können.

Das VVP-Verfahren ermöglicht somit, die Eigenschaften von Schwerewellen direkt aus den horizontal aufgelösten radialen Geschwindigkeitsmessungen abzuleiten, solange das Abtastvolumen mit einem hinreichend starken Rückstreuer gefüllt ist.

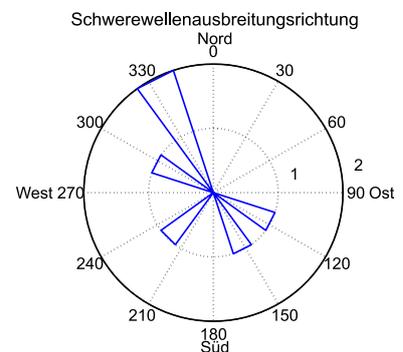


Abb. 23.5: Die azimuthale Verteilung der Ausbreitungsrichtung der Schwerewellen

24. Beobachtungen der Geminiden während der ECOMA-Kampagne

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

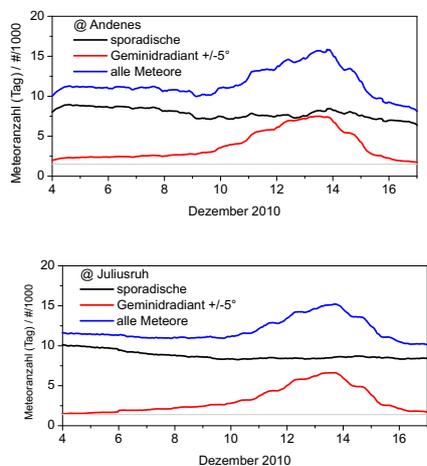


Abb. 24.1: Anzahl der Meteore (sporadisch) und Geminiden in Andenes und Juliusruh

Im Dezember 2010 führte das IAP eine Höhenforschungsraketenkampagne in Andenes durch. Ein Ziel der Kampagne war es zu untersuchen, ob und inwieweit sich die Eigenschaften von meteorischem Staub in der Mesosphäre vor, während und nach den Geminiden verändern. Die Raketenmessungen wurden dabei von bodengebundenen Messungen mit den Meteorradaren in Andenes und Juliusruh sowie MAARSY begleitet. Die Radarmessungen wurden genutzt, um die Aktivität des Schauers sowie die Eigenschaften der Geminiden näher zu untersuchen.

Meteorradare nutzen die Reflexion der ausgesendeten Radiowellen am Meteorschweif. Diese Beobachtungen erlauben es, eine Zählrate zu bestimmen sowie auf statistischer Basis die Radiantenaktivität zu errechnen. Der Radiant beschreibt dabei die Himmelsregion, aus der die Meteoroiden zu kommen scheinen (siehe auch Abb. 24.3). In Abb. 24.1 ist die gesamte Anzahl an Meteordetektionen für beide Stationen vom 04.–17. Dezember 2010 gezeigt (blaue Linie). Die schwarze Linie beschreibt die Anzahl der gemessenen sporadischen Meteore und die rote Linie steht für die Anzahl an Geminiden, also allen Meteoroiden, die ihren Ursprung im Quellradianten des Meteorschauers hatten. Der Verlauf der Linien verdeutlicht sehr gut die Änderungen der Aktivität sowohl der sporadischen Meteore als auch der Geminiden. Die Anzahl der sporadischen Meteore nimmt im Verlauf der zwei Wochen der Kampagne stetig ab. Das Geminidenaktivitätsprofil zeigt drei charakteristische Phasen. Anfang Dezember kommt es zu einem langsamen Ansteigen der Aktivität, nach dem 10. Dezember verläuft die Aktivitätskurve steil bis zum Maximum am 13./14. Dezember und in der dritten Phase kommt es zu einem raschen Abklingen des Meteorschauers. Es ist dabei interessant, dass während des Maximums fast 45% aller Meteore vom Meteorschauer der Geminiden stammen.

In Abb. 24.2 ist die Bewegung des Quellradianten der Geminiden in Rektaszension und Deklination gezeigt. Anfang Dezember befindet sich dieser bei ca. 100° Rektaszension und wandert dann mit ca. 1°/Tag auf bis zu 118° gegen Ende des Schauers. Die Deklination ändert sich in diesem Zeitraum bis kurz vor Erreichen des Maximums nur sehr gering um ca. 1,5°. Nach dem Maximum

Täglich treffen unzählige extraterrestrische Objekte auf die Erde, die im Höhenbereich zwischen 80 km bis 110 km verdampfen und als Meteore oder Sternschnuppen beobachtet werden können. Die hohen Geschwindigkeiten beim Eintritt in die Erdatmosphäre von 11 km/s bis 72 km/s führen dabei zur Ionisation eines Teils des meteorischen Materials, es bildet sich ein Plasma. Dieses Plasma wird als Meteor bezeichnet und ist auch manchmal mit dem bloßen Auge beobachtbar. Das extraterrestrische Teilchen wird auch Meteoroid genannt.

Meteore lassen sich in zwei Populationen einteilen: Meteore, die sich einem bestimmten Schauer zuordnen lassen und sporadische Meteore, die ganzjährig zu sehen sind und aus diffusen Quellregionen kommen. Betrachtet man die Radarmessungen auf der Nordhemisphäre, so sind die Geminiden im Dezember jeden Jahres der signifikanteste Meteorschauer bzgl. der Anzahl an detektierten Meteoroiden.

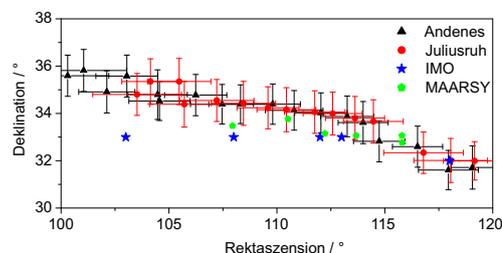


Abb. 24.2: Bewegung des Quellradianten der Geminiden in Rektaszension und Deklination.

scheinen die Geminiden von einem Radianten mit einem etwas kleineren Deklinationswinkel zu kommen.

Zusätzlich zu den beiden Meteorradaren in Andenes und Juliusruh wurden auch Messungen mit MAARSY durchgeführt. Im Unterschied zu den Meteorradaren detektiert MAARSY nicht die Rückstreuung am Meteor Schweif, sondern das Plasma direkt rund um den Meteoroiden, dem sogenannten Meteor-Kopf-Echo. Der Vorteil dieses Beobachtungsverfahrens liegt in der Möglichkeit der genauen Erfassung der Meteorflugbahn auf einer Puls-zu-Puls-Basis. Mit Hilfe von MAARSY lassen sich für jeden detektierten Meteor der Quellradiant sowie die Geschwindigkeit des Meteors bestimmen. Ein weiterer Unterschied besteht in der Größe der beobachtbaren Meteore. Die mit MAARSY gemessenen Meteoroiden sind viel kleiner als die Meteore, die mit den Meteorradaren beobachtet werden können.

Abb. 24.3 zeigt die Radiantenkarten der gemessenen Meteor-Kopf-Echos. Im oberen Bild ist die auf das Maximum normalisierte Radiantenaktivität dargestellt. Die Geminiden treten als kleiner roter Punkt auf der linken Seite deutlich hervor. Das diffuse Gebiet in der Mitte des Bildes veranschaulicht die sogenannte nördliche Apexregion, eine der sechs Quellregionen der sporadischen Meteore.

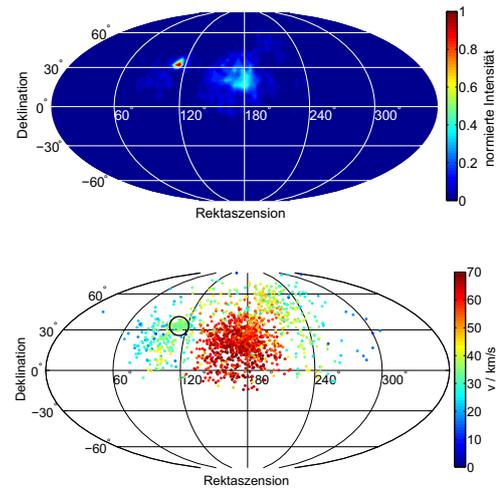


Abb. 24.3: Radiantenkarten der Meteor-Kopf-Echos

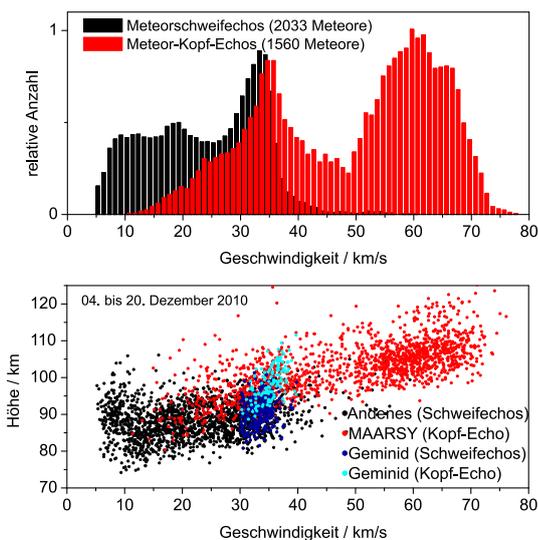


Abb. 24.4: Histogramme und Geschwindigkeits-Höhen-Diagramme der Meteorgeschwindigkeiten

Das Geschwindigkeits-Höhen-Diagramm (unteres Bild in Abb. 24.4) verdeutlicht die vertikale Struktur der verschiedenen Meteorpopulationen. Schnelle Meteore verdampfen tendenziell in größeren Höhen als langsamere Meteoroiden. Das vertikale Geschwindigkeitsprofil der Geminiden offenbart, wie die gemessene Geschwindigkeit von der Beobachtungshöhe abhängt. Interessant ist in diesem Zusammenhang, dass der relative Anteil der Geminiden an den Meteor-Kopf-Echos nur ca. 12% beträgt (siehe Artikel 22), also viel geringer ist als für die Meteorradars. Dies kann auf unterschiedliche Größen der beobachteten Meteore hinweisen.

Auf der Grundlage der Radarmessungen konnte die Aktivität des Geminiden-Meteorschauers während der kompletten Kampagne bzgl. der Position des Quellradianten sowie der Geschwindigkeit und relativen Anzahl bestimmt werden. Die sehr gute Übereinstimmung zweier so unterschiedlicher Beobachtungsverfahren gibt Aufschluss darüber, wie sich dieser Meteorschauer für verschiedene Teilchengrößen verhält.

25. PMWE-Eigenschaften aus EISCAT-Beobachtungen

(I. Strelnikova, M. Rapp)

Polare mesosphärische Winterechos (PMWE) sind Radarechos, die in der Mesosphäre von September bis April hauptsächlich in polaren, mitunter aber auch in mittleren Breiten mit VHF-Radarsystemen detektiert werden können. Diese Echos sind deutlich schwächer und erscheinen tiefer (zwischen 60 und 80 km Höhe) als die entsprechenden Echos im Sommer (PMSE). Außerdem treten sie deutlich seltener auf als die Sommerechos und weisen eine starke Korrelation mit der Sonnenaktivität (bzw. mit der Ionisation in der D-Schicht) auf. Der physikalische Erzeugungsprozess der PMWE ist nach wie vor nicht eindeutig geklärt.

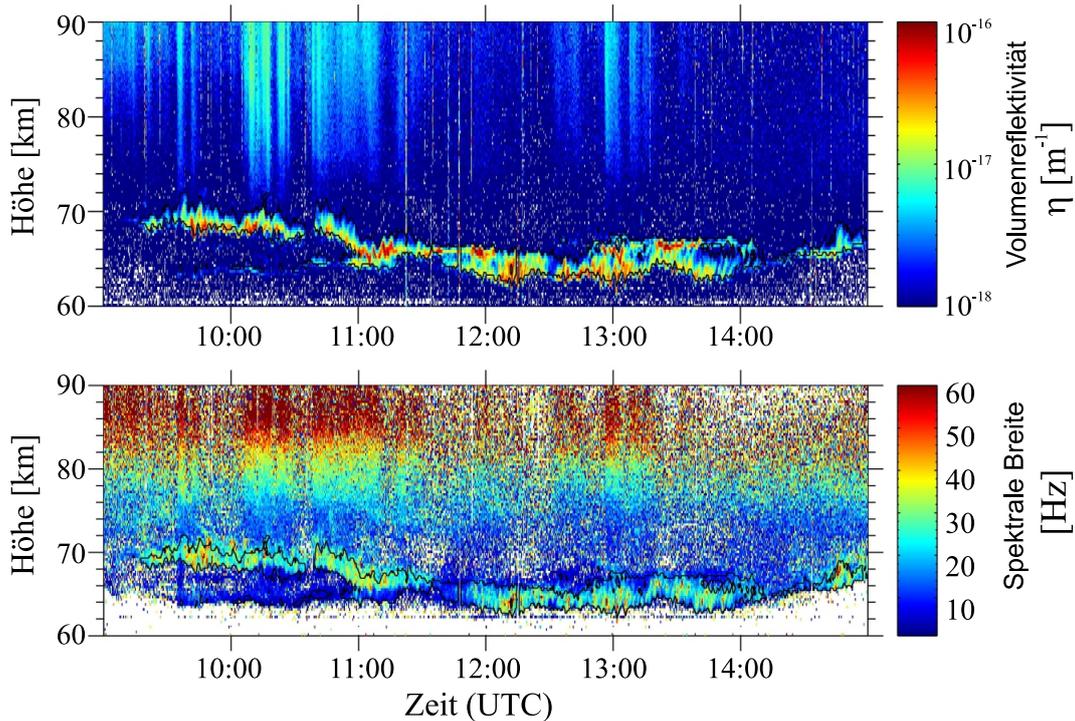


Abb. 25.1: Beispiel eines Winterechos aus Messungen mit dem EISCAT-VHF-Radar am 11. November 2004. Oben: Volumenreflektivität; unten: spektrale Breite. Die schwarze Kontur markiert die PMWE-Schicht.

Die neuesten Auswertungen von Beobachtungen mit dem 224-MHz-EISCAT-Radar können mehr Licht in die Physik der PMWE bringen. Deswegen wurde die bisher existierende Statistik für 50-MHz-Radare mit Daten aus sechs zugänglichen Jahren aus den EISCAT-Beobachtungen ergänzt. Der große Vorteil von EISCAT ist die Möglichkeit zur Beobachtung von sowohl kohärenten als auch inkohärenten Streuprozessen. Der Vergleich von PMWE-Beobachtungen mit 50 und 224 MHz zeigte eine höhere Auftrittswahrscheinlichkeit und Volumenreflektivität für die niedrigere Radarfrequenz. Für die Volumenreflektivität beträgt der Unterschied etwa zwei Größenordnungen. Ähnliches Verhalten wurde für PMSE nachgewiesen und mit der Turbulenztheorie bei Anwesenheit geladener Eisteilchen erklärt.

Beobachtungen mit dem 50-MHz-Radar ermöglichen die Bestimmung der spektralen Breite, die als Turbulenzstärke interpretierbar ist, sowie der Windgeschwindigkeit innerhalb der PMWE-Schicht. Dagegen kann das EISCAT-Radar sowohl innerhalb der PMWE-Schicht durch kohärente als auch durch inkohärente Streuung außerhalb der Schicht messen. Außerdem ist der EISCAT-Radarstrahl so schmal, dass die gemessene spektrale Breite von Verbreiterungseffekten nicht beeinflusst wird.

Abb. 25.1 zeigt Messungen des 224-MHz-EISCAT-Radars, in denen ein starkes Echo mit einer Volumenreflektivität von bis zu 10^{-16} m^{-1} im Höhenbereich von ca. 62 bis 72 km über sechs Stun-

den beobachtet wurde. Die Volumenreflektivität für inkohärente Rückstreuung ist proportional zur Elektronendichte und nimmt mit der Höhe zu. Besonders deutlich ist dieses Verhalten oberhalb von ca. 70 km zu erkennen. Innerhalb der PMWE-Schicht ist die Volumenreflektivität mindestens zwei Größenordnungen höher als erwartet und zeigt deutlich wellenartige Strukturen, was für inkohärente Streuung in diesem Höhenbereich sehr ungewöhnlich ist. Die abgeleitete spektrale Breite (unteres Bild) verstärkt die Ungewöhnlichkeit solcher Echos. Normalerweise nimmt die spektrale Breite eines inkohärenten Signals aufgrund abnehmender Neutralgasdichte mit der Höhe stetig zu. Der Anstieg ist in den Messungen außerhalb der PMWE-Schicht wiedergegeben. Innerhalb der PMWE-Schicht sind die Spektren breiter und zeigen keine Höhenabhängigkeit. Die genaue Auswertung der spektralen Form deutet auf einen anderen als einen inkohärenten Rückstreuungsprozess innerhalb der PMWE-Schicht hin.

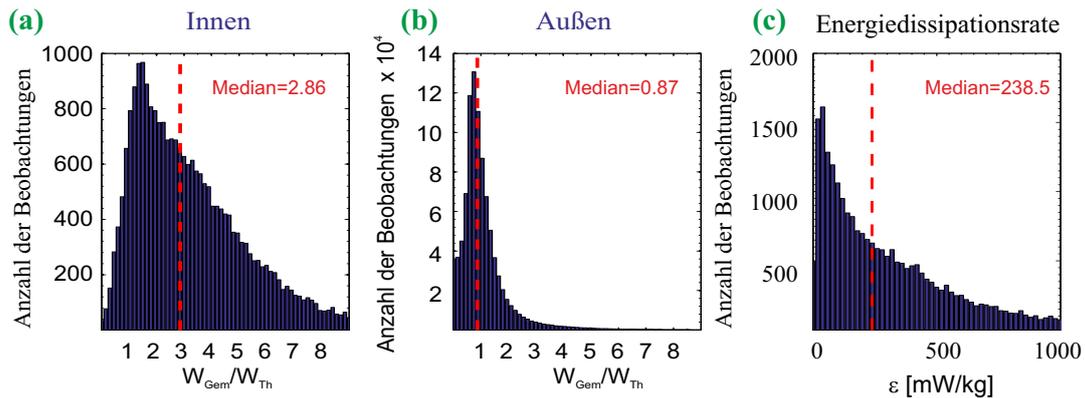


Abb. 25.2: Das Verhältnis von gemessener spektraler Breite zur theoretisch berechneten innerhalb der PMWE-Schicht (a) und außerhalb (b). Außerdem ist die Verteilung der abgeleiteten Energiedissipationsraten dargestellt (c).

Wie repräsentativ sind diese Beobachtungen? Um diese Frage zu beantworten, wurden alle zur Verfügung stehenden EISCAT-PMWE-Messungen von insgesamt 32 Stunden ausgewertet. Um die Verbreiterung des Spektrums innerhalb der PMWE-Schichten feststellen zu können, wurde die für inkohärente Streuung theoretisch erwartete spektrale Breite berechnet und das Verhältnis von der gemessenen zur theoretischen analysiert. Die Ergebnisse sind in Abb. 25.2 (a, b) dargestellt. Diese zeigen den statistischen Nachweis der Verbreiterung des Spektrums innerhalb der Schichten. Des Weiteren konnten für 91,4% der Daten Spektren mit einer Gauß-Verteilung bestimmt werden, welche typisch für turbulente Prozesse ist, während für rein-inkohärente Rückstreuung eine Lorenz-Verteilung auftritt. Das ermöglicht die Umrechnung von gemessenen spektralen Breiten zu Energiedissipationsraten. Die abgeleiteten Energiedissipationsraten zeigen eine breite Verteilung mit einem Median von 238,5 mW/kg, was für Winter-Mesosphäre untypisch hoch ist. (Abb. 25.2 (c)).

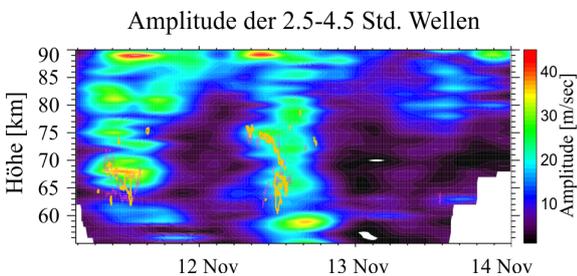


Abb. 25.3: Signaturen von Schwerewellen mit Perioden zwischen 2,5 und 4,5 Std. aus den Messungen mit dem Saura-MF-Radar vom 11. bis 14. November 2004.

Ein weiterer Hinweis auf einen turbulenten Erzeugungsprozess dieser Echos ist die erhöhte Schwerewellenaktivität während der PMWE-Beobachtungen. Ein Beispiel ist in Abb. 25.3 dargestellt, welche erhöhte Wellenamplituden während des PMWE-Auftretens mit Perioden zwischen 2,5 und 4,5 Stunden aus Messungen mit dem Saura-MF-Radar zeigt. Genauso wurden stärkere Windscherungen während PMWE-Ereignissen beobachtet als unter normalen Bedingungen.

Alle diese Beobachtungen bestätigen, dass die Winterechos ähnlich wie Sommerechos durch Turbulenz verursacht werden.

26. WADIS: Erste Ergebnisse

(B. Strelnikov, M. Rapp, A. Szewczyk, H. Asmus, H.-J. Heckl, T. Köpnick, G. Baumgarten, M. Stanev, R. Latteck, I. Strelnikova, G. Stober, J. L. Chau, F.-J. Lübken)

Im Juni 2013 wurde von der Andøya Rocket Range (ARR) im Rahmen des WADIS-Projektes die erste Raketenkampagne erfolgreich durchgeführt. Kern dieser Kampagne waren Messungen mit einer instrumentierten Höhenforschungsrakete (Hfr) und elf meteorologische Raketen (MR), die von bodengebundenen Messungen mit Lidar- und Radarinstrumenten begleitet wurden.

Die wissenschaftliche Fragestellung des Projektes ist es, die Schwerewellenausbreitung in der unteren und mittleren Atmosphäre und die Dissipation der Schwerewellen in der oberen Mesosphäre zu vermessen. Anhand dieser Beobachtungen soll das Verständnis des Energiebudgets durch dynamische Prozesse der Atmosphäre verbessert werden. Dies ist von besonderer Bedeutung, da die vertikale Struktur der Mesosphäre und unteren Thermosphäre wesentlich von der Dynamik in der Atmosphäre, wie z. B. durch den Einfluss von Schwerewellen, bestimmt ist.

Ziel der WADIS-Raketenkampagne ist es daher, die Charakteristika dieser Wellen im gesamten Höhenbereich, vom Niveau ihrer Anregung in der Troposphäre bis zur Höhe ihrer Dissipation im Mesopausenbereich, zu verfolgen. Hierzu wird eine weltweit einzigartige Kombination von raketengetragenen Sensoren sowie bodengebundenen Lidar- und Radarinstrumenten genutzt.

Die Instrumente der WADIS-Nutzlast wurden erstmalig so gebaut, dass hochaufgelöste Messungen der kleinskaligen Strukturen der oberen Mesosphäre während des Auf- und Abstiegs möglich sind. Diese kleinskaligen Strukturen in der Mesosphäre sind durch die Neutralgasturbulenz verursacht. Die Spektralanalyse der gemessenen Neutralgasdichtefluktuationen (siehe Kap. 30) erlaubt eine Bestimmung der turbulenten Energiedissipationsraten. Diese Fluktuationen führen auch zu einer erhöhten Radarrückstreuung. Diese starken Radarsignale werden PMSE genannt. Aus der Spektralanalyse der rückgestreuten Radiowellen können auch Turbulenzparameter bestimmt werden. So ist z. B. die spektrale Breite des Signals proportional zur Wurzel der Energiedissipationsrate der Turbulenz. Diese Methode ist auch von der Frequenz des Radarinstrumentes abhängig. Daher wurden außer den vom IAP betriebenen Radars zusätzlich Messungen mit dem EISCAT-VHF- und dem EISCAT-UHF-Radar in Tromsø während des Startfensters für die WADIS-1-Rakete durchgeführt.

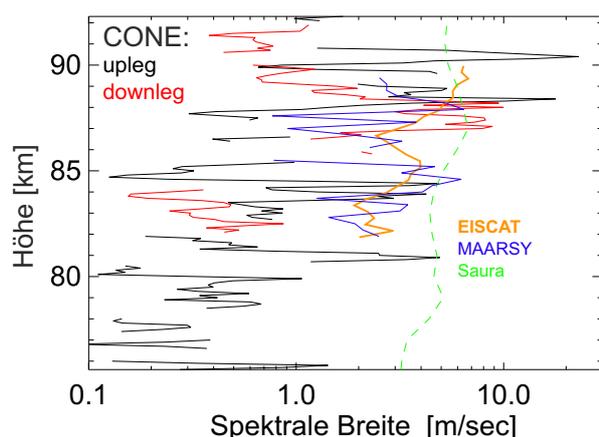


Abb. 26.1: Spektrale Breite berechnet aus In-situ-Messungen und Beobachtungen mit verschiedenen Radarsystemen. Die Messungen fanden am 27. Juni 2013 mit der WADIS-1-Nutzlast während des Auf- und Abstiegs und gleichzeitig mit den Radarsystemen MAARSY, SAURA und EISCAT-VHF statt.

In Abb. 26.1 ist eine Zusammenfassung der Messungen mit der Raketenutzlast (CONE-Instrument) und den verschiedenen Radarinstrumenten dargestellt. Hierbei wurden zwei CONE-Instrumente eingesetzt, jeweils eins für den Auf- und Abstieg (upleg und downleg) der Rakete. Zum Vergleich und zur Untersuchung der horizontalen Strukturen und Skalen sind die Messungen mit dem EISCAT-VHF-, MAARSY- und SAURA-Radar gezeigt. Um die Turbulenzmessungen der unterschiedlichen Methoden (in situ mit Raketen und aktive Fernerkundung mittels Radar) bestmöglich vergleichen zu können, stellen wir die gemessenen Werte als spektrale Breite dar. Aus dem Vergleich der Daten wird deutlich, dass während der Messungen die Turbulenz kein lokales Ereignis ist, sondern dass die Turbulenz in einem größeren räumlichen Gebiet auftritt.

Das EISCAT-Radar ist ca. 100 km von der ARR entfernt, wodurch es möglich war, die horizontalen Unterschiede des Dissipationsfeldes abzuschätzen. Abb. 26.1 verdeutlicht, dass das Energiedissipationsfeld räumlich sehr variabel ist. So unterscheiden sich schon die zwei von der WADIS-Nutzlast gemessenen Profile, die horizontal nur 30 km voneinander entfernt sind. Diese hochaufgelösten Profile zeigen weiterhin eine starke vertikale Intermittenz, was auf dünne turbulente Schichten hindeutet.

Die hohe räumliche Variabilität der Turbulenzzellen ist auch in den horizontal aufgelösten MAARSY-Messungen innerhalb weniger Kilometer zu erkennen. Abb. 26.2 zeigt die dreidimensional aufgelöste Struktur der PMSE um den WADIS-Startzeitpunkt herum. Das dargestellte Signal-Rausch-Verhältnis des MAARSY-Empfangssignals zeigt starke Variationen von bis zu 30 dB, die darauf hindeuten, dass PMSE bzw. die diesen Echos zugrunde liegenden Prozesse einer starken räumlichen Variabilität unterliegen.

Die Analyse der Schwerwellen führen wir mit Hilfe der Radarbeobachtungen in der Tropo- und Mesosphäre mit verschiedenen Methoden durch, z. B. über die Divergenz oder die Strukturen im horizontalen durch MAARSY vermessenen Windfeld. Längerperiodische Wellen in der oberen Mesosphäre und unteren Thermosphäre können besonders deutlich mit dem SAURA-MF-Radar beobachtet werden.

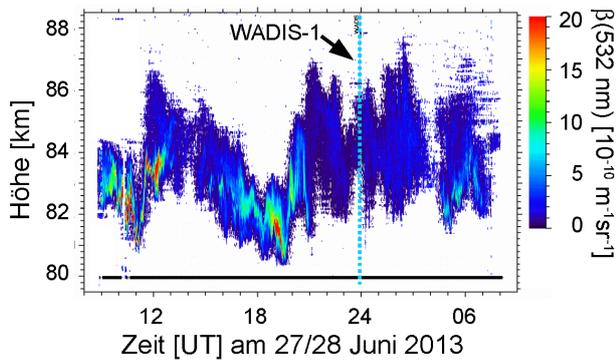


Abb. 26.3: Lidarbeobachtungen vor und nach dem WADIS-1-Flug. Die Daten zeigen Schwankungen in der Höhe der NLC, die teilweise direkt durch die Vertikalgeschwindigkeiten in Schwerwellen ausgelöst werden.

zu beobachten, die aus Partikeln von weniger als 20 nm Größe bestehen.

Die gemessenen Temperatur- und Windfluktuationen werden derzeit ausgewertet und in Hinblick auf die Verknüpfung von Wellenparametern und dem gemessenen Energiedissipationsfeld analysiert. Die Daten der WADIS-1-Raketenkampagne stellen damit einen einzigartigen Datensatz zur Dynamik der mittleren Atmosphäre dar, mit dessen Hilfe die zugrunde liegenden Prozesse der Schwerwellen und deren Dissipation studiert werden können.

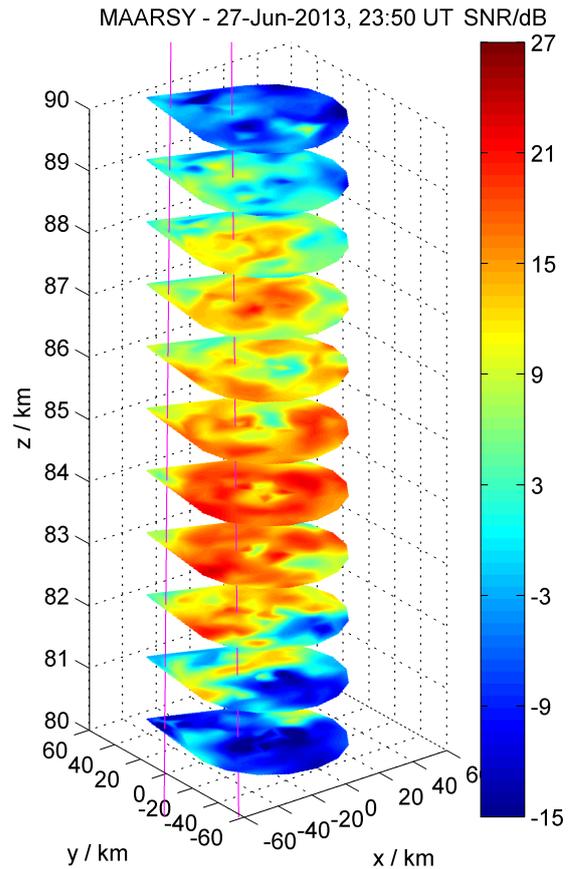


Abb. 26.2: Horizontale Struktur der Turbulenz in mehreren Höhengschichten, bestimmt mit dem MAARSY-Radar, und die Raketentrajektorie während des WADIS-1-Fluges.

Ein Raketentartkriterium für WADIS-1 war die gleichzeitige Durchführung von Lidarbeobachtungen zur Untersuchung von Temperatur- und Windfluktuationen in der Strato- und Mesosphäre. Diese Wellensignaturen lassen sich direkt in den Variationen der NLC-Strukturen erkennen, welche mit Lidars beobachtet werden. In Abb. 26.3 sind die kontinuierlichen NLC-Beobachtungen um die Zeit des WADIS-1-Fluges gezeigt. Eine deutliche wellenförmige Auf- und Abbewegung der Schicht ist z. B. um 20 Uhr UT zu erkennen. Solche langandauernden Messungen sind relativ selten. Durch technische Verbesserungen des Lidarsystems ist es aber möglich, erstmals die Signaturen sogar in sogenannten "faint" NLC

27. Aktive fallende Kugel: Vorläufige Ergebnisse und der Vergleich mit Radiosonden- und Radarmessungen

(Q. Li, B. Strelnikov, M. Rapp, F.-J. Lübken, G. Baumgarten, M. Gerding, R. Latteck, G. Stober)



Abb. 27.1: Oberes Bild: Foto und Maße der neu entwickelten fallenden Kugel; mittleres Bild: Empfangsantenne mit bodengebundenem TM-Station; unteres Bild: bodengebundene TM-Station

Die passiven fallenden Kugeln (Falling Sphere: FS) wurden routinemäßig bereits in den 1950er Jahren zur Messung von Dichten, Temperaturen und Winden in der mittleren Atmosphäre eingesetzt. Diese relativ günstige In-situ-Messtechnik ist heutzutage immer noch von großem wissenschaftlichen Interesse, da sie die Raketensondierungen um wichtige Informationen über die Hintergrundatmosphäre erweitert. Bedauerlicherweise sind solche Messungen in jüngster Zeit nicht mehr verfügbar. Dennoch gibt es keine anderen technischen Möglichkeiten, den Wind zwischen 30 und 60 km Höhe zu bestimmen. Das IAP hat im Jahr 2011 in Zusammenarbeit mit der "argus electronic GmbH" und dem Institut für Allgemeine Elektrotechnik der Universität Rostock ein neues Projekt zur Entwicklung eines aktiven FS-Instrumentes für hochauflösende Messungen der Dichte, Temperatur und horizontaler Winde der mittleren Atmosphäre initialisiert. Finanziert wurde das Projekt vom Ministerium für Wirtschaft, Bau und Tourismus Mecklenburg-Vorpommern. Die neue Festkörperkugel besitzt einen Durchmesser von 25 cm und eine Masse von ~ 2 kg (Abb. 27.1 oben). Im Inneren der Kugel befinden sich drei Beschleunigungssensoren, ein Gyroskop, GPS-Empfänger und ein Telemetriesystem. Zur neuen Messmethode gehört ebenfalls ein bodengebundenes Empfangssystem samt Tracking-Radar, welches es ermöglicht, die Messdaten der FS in Echtzeit zu übertragen und ihre Position zu bestimmen. In der Abb. 27.1 (unten) sind die Telemetrie sowie die Antenne des Empfangssystems abgebildet.

Die neue aktive FS hat das Potential, Messungen mit besserer Genauigkeit und Höhenauflösung durchzuführen, als es konventionelle Techniken, auch die der passiven FS, vermögen. Um das zu gewährleisten, ist es notwendig, die Empfindlichkeit der Beschleunigungssensoren so zu verbessern, dass das hohe Massen-Flächen-Verhältnis und die daraus resultierende große Fallgeschwindigkeit kompensiert werden.

Mithilfe der CIRA-86-Modelldaten der atmosphärischen Dichte und zonalen Windgeschwindigkeiten wurden die horizontalen Beschleunigungen berechnet, die während des Fluges voraussichtlich auf die FS einwirken sollten. Abb. 27.2 zeigt die ermittelten Beschleunigungsprofile für die zwölf verschiedenen Monate und ihren Mittelwert. Wie zu erwarten, verringern sich die auftretenden Beschleunigungen mit zunehmender Höhe stark, was den technischen Aufwand für Beschleunigungsmessungen in diesen Höhen erschwert. Während der WADIS-1-Raketenkampagne im Juni 2013 (siehe Kap. 26) wurde ein Experiment mit der neu entworfenen aktiven FS durchgeführt, wobei die Kugel aus einem Ballon aus einer Höhe von etwa 21 km fallengelassen wurde. Der Fallschirm der FS wurde bei einer Höhe von 13,5 km gezogen und die Messdaten vom Beginn des freien Falls bis zur Höhe von 10 km erfolgreich übertragen.

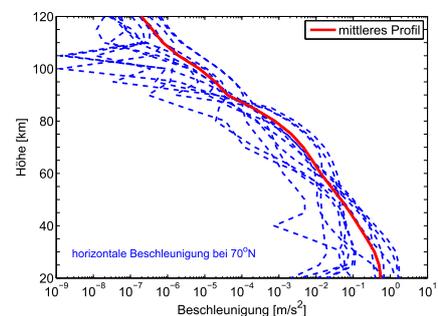


Abb. 27.2: Berechnete Profile der horizontalen Beschleunigungen der FS mithilfe der zonalen Winddaten von CIRA-86 bei 70° nördlicher Breite

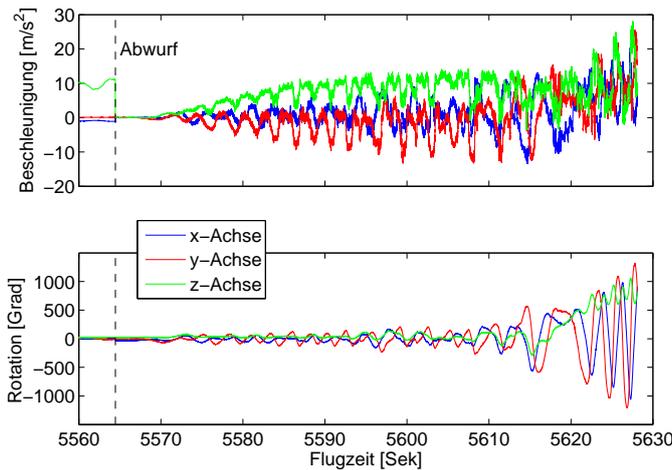


Abb. 27.3: Oberes Bild: Gemessene Beschleunigungen in drei verschiedenen Richtungen; unteres Bild: Gemessene Rotationswinkel der drei Richtungsachsen

den Reibungskräfte, wie es in Abb. 27.3 (oben) gut zu erkennen ist. In dem unteren Bild der Abb. 27.3 sind starke Rotationsbewegungen im späteren Verlauf der Messung sichtbar, deren Einfluss für die Untersuchung der Abbremskurven erst herausgerechnet werden muss.

Während des Fluges der Kugel wurde die Höhe und die Informationen über die geographische Länge und Breite über den GPS-Empfänger ermittelt und über das Telemetriesystem an die Bodenstation übertragen. Diese Daten ermöglichen es, den horizontalen Wind aus der Trajektorie der Kugel abzuleiten.

Abb. 27.4 zeigt in rot die Resultate der zonalen (linkes Bild) und meridionalen (rechtes Bild) Windmessungen mit einer 30-Punkte-Glättung. Für einen Vergleich mit den Windmessungen anderer Techniken sind in dem Bild ebenfalls die gemessenen Horizontalwinde der Radiosonde, des Radars (MAARSY) und des ECMWF-Modells geplottet. Es gab insgesamt 15 Flüge der Radiosonde während der WADIS-Kampagne, jedoch gibt es keine Radiosonden-daten, die zeitgleich mit dem Test der aktiven FS aufgenommen wurden. Daher wurde in schwarz der Datensatz geplottet, der dem Fall der FS zeitlich am nächsten ist. Das Radarsystem MAARSY liefert horizontale Winde bis hin zu 20 km Höhe mit einer Mittelungszeit von etwa 5 Minuten. Für das Radar wurden zwei Profile geplottet: ein Profil zum Vergleich mit dem Radiosondenflug (16:12–17:12 Uhr, grüne durchgehende Linie) und ein zweites Profil zur Zeit des FS-Experimentes (22:30–24:00 Uhr, grüne gestrichelte Linie). Der Vergleich der Winde zeigt eine gute Übereinstimmung der verschiedenen Techniken. Der Test zeigt somit, dass sich die aktive fallende Kugel für die Windbestimmung in diesem Höhenbereich eignet. Eine Verbesserung der Messungen erfolgt, indem die Rotation der Kugel durch Modellberechnungen berücksichtigt wird. Der wirkliche Praxistest des Instruments durch den Auswurf aus einer Rakete ist für die nächste Raketenkampagne im Winter 2014 geplant.

Abb. 27.3 zeigt die gemessenen Abbremsungen (oberes Bild) und die Rotationen der Kugel in den drei Raumrichtungen (unteres Bild). Die gestrichelte schwarze Linie markiert den Start des Experimentes. Kurz vor diesem Zeitpunkt ist die Reibungskraft, die auf die Kugel wirkt, nahezu Null, da die Kugel sich im Apogäum in Ruhelage befindet. Die Beschleunigung in z-Richtung beträgt zu diesem Zeitpunkt aufgrund der Gravitation etwa 10 m/s^2 (und $\sim 0 \text{ m/s}^2$ in x- und y-Richtung). Beim Start springt die Beschleunigung in alle Richtungen anfangs auf den Wert Null, da die Schwerelosigkeit einsetzt und die Reibungskraft zunächst gering ausfällt. Mit dem Fall der Kugel erhöht sich die Geschwindigkeit und somit auch die wirkenden

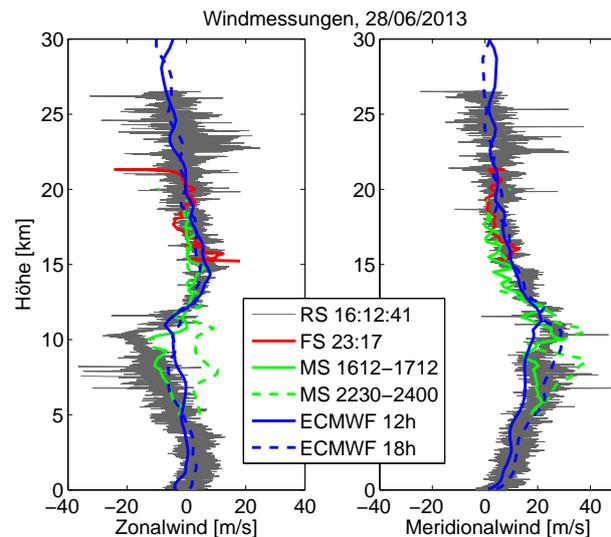


Abb. 27.4: Vergleich der horizontalen Winde von der FS (rot), der Radiosonde (schwarz), dem Radar (grün) und dem ECMWF-Modell (blau). Linkes Bild: zonaler Wind; rechtes Bild: meridionaler Wind

28. Ganztägige Gezeiten in niederen Breiten: Radar-, Satelliten- und Modellergebnisse

(G. Kishore Kumar, W. Singer)

Atmosphärische Gezeiten sind globale Oszillationen mit Perioden der Harmonischen eines Sonnentages. Sie werden durch die periodische Absorption von Infrarotstrahlung durch Wasserdampf und den Eintrag von latenter Wärme in der Troposphäre sowie durch die Absorption von UV-Strahlung durch Ozon in der Stratosphäre angeregt. Es werden migrierende und nichtmigrierende Gezeiten unterschieden, die sich bis in die Thermosphäre ausbreiten und Amplituden von 60 m s^{-1} und größer erreichen. Die migrierenden Gezeiten laufen sonnensynchron mit der Sonne um die Erde und breiten sich westwärts aus, die nichtmigrierenden Gezeiten sind nicht sonnensynchron und können sich ost- und westwärts ausbreiten. Die ganztägigen Gezeiten dominieren in den Anregungsgebieten in tropischen und subtropischen Breiten.

Meteorradare ermöglichen Windmessungen in Höhen zwischen 80 km und 100 km. Mittlere Winde und Gezeitenkomponenten (24 h, 12 h und 8 h) werden daraus mittels harmonischer Analyse ermittelt. Messungen an einem Ort erlauben nur die Bestimmung der totalen Gezeit – der Überlagerung von migrierenden und nichtmigrierenden Komponenten an einem Ort. Mehrpunktmessungen entlang eines Breitenkreises ermöglichen die Bestimmung der migrierenden Komponente. Beobachtungen von Meteorradaren in Learmonth (L; 22°S, 114°O), Rarotonga (R; 21°S, 200°O) und Cachoeira Paulista (C; 22°S, 315°O) sowie Daten des TIDI-Experimentes auf dem TIMED-Satelliten aus dem Jahr 2005 wurden für die Untersuchung der totalen ganztägigen Gezeit und der migrierenden Komponenten in 22°S genutzt. Im Weiteren werden Ergebnisse von 60-Tage-Analysen entsprechend der Ortszeitauflösung von TIMED gezeigt.

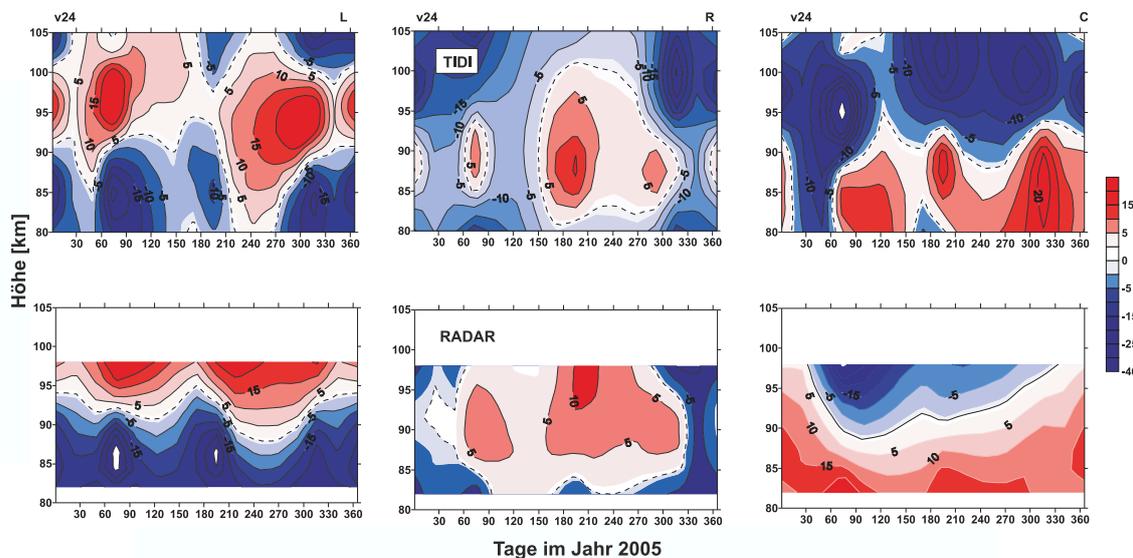


Abb. 28.1: Meridionale ganztägige Gezeit über Learmonth (L), Rarotonga (R) und Cachoeira Paulista (C) aus TIDI- und Radarbeobachtungen auf der Basis von Monatsmittelwerten

Die totalen ganztägigen Gezeiten aus Radar- und Satellitenbeobachtungen befinden sich in guter Übereinstimmung an den drei Radarstandorten (Abb. 28.1), mit geringen Unterschieden in der Amplitude. Die meridionale Komponente zeigt generell größere Amplituden als die zonale Komponente (nicht gezeigt). Das Gezeitensignal über Station R ist schwächer im Vergleich mit den Stationen L und C. Radar- und Satellitendaten zeigen in Abhängigkeit von der geographischen Länge markante Unterschiede in den Windfeldern, die auf stärkere nichtmigrierende Gezeitenkomponenten über Station R hinweisen, wenn auch ein Einfluss planetarer Wellen nicht ausgeschlossen werden kann. Weiterhin ist über den Stationen L und C eine ausgeprägte halbjährliche Oszillation sowohl in der zonalen als auch in der meridionalen Komponente vorhanden.

Die Annahme verstärkter nichtmigrierender Gezeiten über Rarotonga wird gestützt von einer Analyse der reflektierten langwelligen Strahlung (outgoing long wave radiation OLR). OLR ist ein Indikator für die Obergrenze der Wolken, ein niedriger OLR-Wert repräsentiert eine niedrige Temperatur an der Wolkenobergrenze und eine hohe Wolkenobergrenze. Hohe Wolkenobergrenzen sind charakteristisch für starke Konvektion und den Eintrag von latenter Wärme, OLR-Werte kleiner als 180 W m^{-2} entsprechen starker Konvektion. Die Variabilität von OLR über den drei Radarstationen (Abb. 28.2) zeigt über Rarotonga die niedrigsten OLR-Werte und damit den größten Eintrag von latenter Wärme verbunden mit einer verstärkten Anregung nichtmigrierender Komponenten.

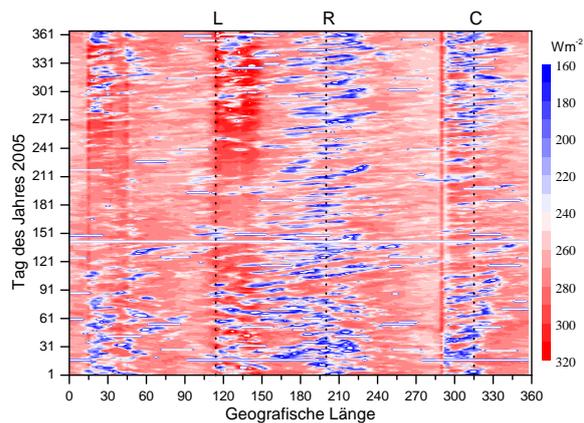


Abb. 28.2: Variabilität der reflektierten langwelligen Strahlung OLR in Abhängigkeit von der geographischen Länge in $22,5^\circ\text{S}$. Die Lage der Radarstationen ist mit L, R und C angezeigt.

Die um 22° südlicher Breite gut in der Länge verteilten Radarstationen ermöglichen weiterhin eine Abschätzung der migrierenden Gezeitenkomponente. Die migrierende Gezeit hat dieselbe Amplitude und Phase für alle Längen bei konstanter Breite und derselben Ortszeit. Die Mittelung der totalen Gezeiten von Stationen auf einem Breiten- und unterschiedlichen Längengraden für eine feste Ortszeit bewirkt eine Auslöschung der nichtmigrierenden Komponenten, und man erhält eine realistische Abschätzung der migrierenden Gezeit, wenn diese nicht sehr verschieden in der Größe sind. Eine gute Abschätzung der migrierenden Gezeit wurde mit der Kombination der Stationen L und C gefunden. Die migrierenden Gezeiten aus Radar- und Satellitendaten (Abb. 28.3) befinden sich in genereller Übereinstimmung, wobei die TIDI-Amplituden der Meridional Komponente etwa 4 m s^{-1} größer sind, das Umgekehrte gilt für die Zonalkomponente.

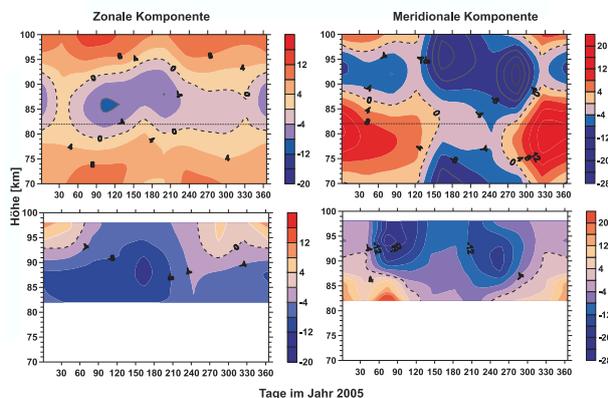


Abb. 28.3: Zonale und meridionale Komponente der gantztägigen migrierenden Gezeit in 22°S für 0 Uhr Ortszeit aus TIDI-Messungen (obere Reihe) und Radarbeobachtungen der Stationen Learmonth und Cachoeira Paulista (untere Reihe)

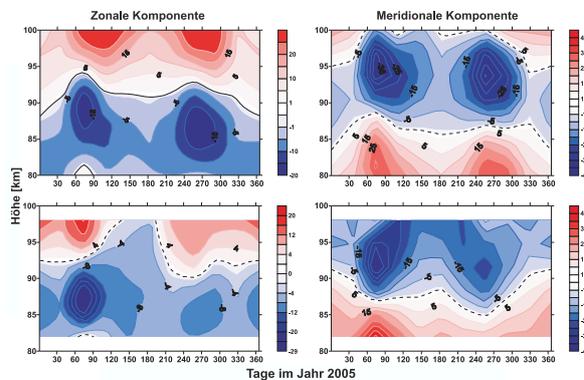


Abb. 28.4: Zonale und meridionale migrierende gantztägige Gezeit: GSWM00 in 21°S (obere Reihe) und aus Radarbeobachtungen über Learmonth und Cachoeira Paulista in 22°S (untere Reihe) für 0 Uhr Ortszeit

Weiterhin wurden die Radarbeobachtungen zur migrierenden gantztägigen Gezeit mit Ergebnissen des Global Scale Wave Models (GSWM00) verglichen. Die zonale und meridionale gantztägige Modellgezeit in 21°S und die Gezeitenkomponenten der Radarstationen L und C stimmen qualitativ sehr gut überein, aber mit deutlich größeren Amplituden des Modells (Abb. 28.4).

29. MAARSY: Passive und aktive Experimente zur Validierung des Strahlungsdiagramms

(T. Renkwitz, G. Stober, R. Latteck)

Seit der Inbetriebnahme des VHF-Radars MAARSY wurden wiederholt passive Experimente durchgeführt, bei denen die über das Antennenarray empfangene Leistung von kosmischen Radioquellen detektiert wird. Diese Experimente wurden anfangs für lediglich wenige Strahlrichtungen durchgeführt, anschließend allerdings auf Scanexperimente erweitert, um einen möglichst großen Beobachtungsbereich zu ermöglichen. Das Ziel dieser Experimente war die Verifizierung der Radarstrahlcharakteristik, wobei die möglichst exakte Bestimmung der Strahlrichtung und Strahlbreite von entscheidender Bedeutung für die Analyse aller Radarexperimente mit diesem Gerät ist.

Für kleinere Antennensysteme insbesondere höherer Frequenzen sind Messungen in reflektionsfreien Messkammern möglich, bei denen der Prüfling gegen Referenzantennen verglichen und die richtungsabhängige Strahlcharakteristik bestimmt wird. Dieser Ansatz ist für das MAARSY-Radar nicht möglich, da es eine Fläche von 6000 m^2 ausfüllt und dadurch das Fernfeld, in dem sich eine einheitliche Wellenfront ausbildet, erst ab etwa 3 km Entfernung erreicht wird.

In früheren Experimenten konnten bereits erste Abschätzungen für die Positionierung und die scheinbare Breite des Radarstrahls festgestellt werden. Zur besseren Beurteilung der Beobachtungen wurden für die Beobachtungsfrequenz von MAARSY Referenztemperaturkarten mittels eines Global Sky temperature Model (GSM) unter Einbeziehung des simulierten MAARSY-Strahlungsdiagrammes erzeugt. Der Vergleich der Beobachtungen mit der simulierten Referenzkarte ist in Abb. 29.1 dargestellt, wobei eine Abweichung von etwa $\pm 1 \text{ dB}$ gefunden werden konnte. Größere Abweichungen sind in der näheren Umgebung der dominierenden natürlichen Radioquellen Cassiopeia A (23:20h, Supernovaüberrest) und Cygnus A (20:00h, Radiogalaxie) festzustellen. Sowohl in den Beobachtungsdaten als auch in der Simulation sind um die jeweiligen Quellen erhöhte Intensitäten festzustellen, die durch die ersten Nebenzipfel des Strahlungsdiagramms hervorgerufen werden, sobald z. B. der Hauptstrahl von MAARSY auf die Milchstraße und die Nebenzipfel auf die Radioquellen zeigen. Dieser Effekt scheint in den Beobachtungen allerdings stärker ausgeprägt zu sein als in den Simulationen. Da die zuvor beschriebenen Experimente lediglich Informationen

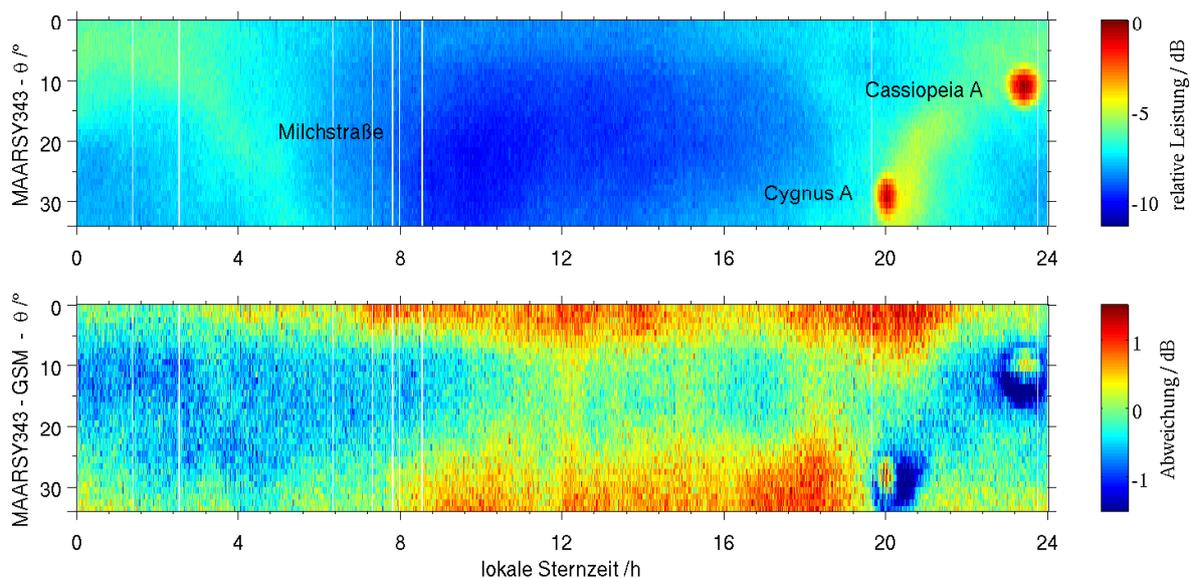


Abb. 29.1: Mit dem MAARSY-Radar empfangene median-gefilterte Intensitäten kosmischer Radiostrahlung für die Zeit von Mai bis September 2013, für einen vollständigen Tag in Sternzeit und Schwenkwinkeln von 0° bis 34° nach Süden. Im unteren Bild ist die Abweichung der Beobachtungen zur Referenzkarte dargestellt.

über das Strahlungsdiagramm für den Empfangsfall geben, wurden aktive Experimente zur Einbeziehung der Sendecharakteristik der Antenne durchgeführt, bei denen die Satelliten GRACE und ENVISAT als Radarziel verwendet wurden. Diese Satelliten stellen besonders große Ziele für ein 50 MHz Radar dar, wobei GRACE durch die zwei räumlich getrennten Satelliten mit den Maßen von jeweils etwa 3x2x2 m interessant ist und ENVISAT wegen seiner Größe von 26 m x 10 m x 5 m herausragt.

Entsprechend der bekannten Bahndaten wurde für einen Satellitenüberflug der Radarstrahl in vordefinierte Richtungen geschwenkt. Für GRACE wurden fünf Bahnpunkte und für ENVISAT 15 Positionen bis 30° Zenitablage definiert, wobei für letzteren Satelliten 13 auf und zwei etwa 4° abseits der Trajektorie lagen. In Abb. 29.2 sind für jeweils drei ausgewählte Strahlrichtungen über Zeit und Entfernung die empfangenen Intensitäten dargestellt, die vom jeweiligen Satelliten zurück reflektiert oder gestreut wurden. Für diese Experimente wurde eine Pulslänge von ungerechnet etwa 7 km verwendet, um eine höhere mittlere Leistung zu erreichen. Dadurch erscheinen die Satelliten in den Bildern allerdings vertikal ausgedehnt. Aus der Zeit des gauß-gefitteten Signalmaximums kann die Positionierung beim Durchgang durch den Radarstrahl bestimmt werden. In allen Strahlrichtungen, abgesehen von den zwei abseits gelegenen Positionen, konnten die GRACE-Satelliten und ENVISAT detektiert werden, wodurch eine Fehlpositionierung des Radarstrahls größer 1° ausgeschlossen werden kann. Aus den schwachen Spuren vor bzw. nach dem eigentlichen Durchgang durch den Radarstrahl konnte eine Einweg-Nebenzipfelunterdrückung von mindestens 10 dB abgeschätzt werden.

Mit den hier vorgestellten Experimenten war es möglich, den scheinbaren Positionierungsfehler von MAARSYs Radarstrahl auf unter 1° für Azimut- und Zenitwinkel zu bestimmen. Da dies etwa ein Viertel der Strahlbreite ausmacht und damit signifikant sein kann, muss die Bestimmung des Positionierungsfehlers durch weiterführende Experimente und deren Analyse verbessert werden. Die Unterdrückung der Nebenzipfel scheint in den Satellitenexperimenten unterhalb der Simulationen zu liegen, allerdings besitzen die Satelliten keine kugelförmige Oberfläche und streuen daher die an ihnen eingetroffene Leistung nicht gleichmäßig in alle Richtungen zurück. Für jeden Bahnpunkt entstehen sehr unterschiedliche Lagen der Satelliten zum Radar und damit werden unterschiedlich starke Signale am Radar detektiert. Dies kann z. B. sehr deutlich für die Position 8 der ENVISAT-Beobachtung gesehen werden. Obwohl der Satellit bei dieser Position die geringste Entfernung und damit die geringste Pfaddämpfung zum Radar hatte und zuvor bereits eine signifikante Fehlpositionierung des Radarstrahls ausgeschlossen werden konnte, ist die empfangene Leistung deutlich geringer als z. B. für die weit entfernten Positionen 1 und 13. Die Ergebnisse der passiven Experimente zeigen prinzipiell eine sehr ähnliche Charakteristik wie die Referenzkarte, wobei allerdings auch dort die Intensität der Nebenzipfel scheinbar höher ist als in den Simulationen zum Strahlungsdiagramm von MAARSY.

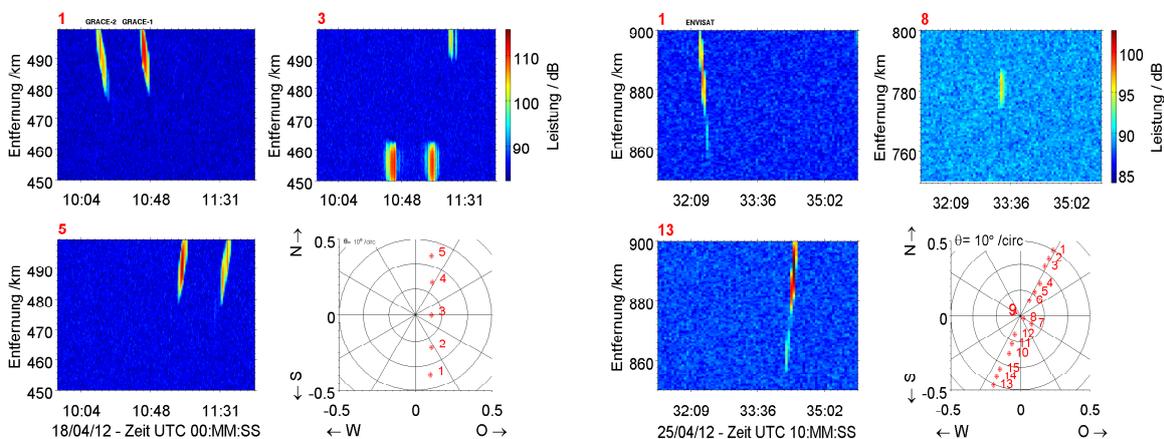


Abb. 29.2: Empfangene Leistung über Zeit und Entfernung für die Beobachtung der GRACE-Satelliten (links) und ENVISAT (rechts) für jeweils drei Strahlrichtungen. Unten rechts sind jeweils die genutzten Strahlpositionen entlang der Satellitenbahn dargestellt, wobei jeder Kreis 10° Zenitwinkel markiert.

30. Erste In-situ-Turbulenzmessungen während Auf- und Abstieg eines Raketenfluges

(A. Szewczyk, B. Strelnikov, M. Rapp, H.-J. Heckl, F.-J. Lübken)

Raketengetragene Turbulenzmessungen mit Ionisationsmanometern in der MLT-Region wurden seit den frühen 1990er Jahren durchgeführt. Die zurzeit letzte Generation der Ionisationsröhren, der CONE (COMbined sensor for Neutrals and Electrons) ermöglicht räumlich hochaufgelöste Neutralgasdichtemessungen bis zu 10 cm-Skalen. Durch Anwendung der Laborkalibrierungen werden aus diesen Messungen Absolutdichteprofile des Neutralgases abgeleitet. Ferner wird durch Integration die Temperatur der MLT zwischen 70 und 100 km mit einer Auflösung von ca. 200 m ermittelt. Aus den Dichtemessungen werden auch kleine Dichtefluktuationen abgeleitet, die Tracer für Turbulenz in der MLT sind. Als Maß der Turbulenz werden aus den Dichteschwankungen turbulente Energiedissipationsratenprofile berechnet.

Im Juni 2013 wurde von der Andøya Rocket Range die WADIS-1-Raketenkampagne durchgeführt. Das wissenschaftliche Ziel von WADIS ist die Untersuchung der Wellenausbreitung und deren Dissipation in der Mesopausenregion. Zur Vermessung des Dissipationsfeldes in der MLT wurde eine instrumentierte Nutzlast gestartet, die gleichzeitig zwei CONE-Instrumente, jeweils auf dem vorderen und dem hinteren Deck, getragen hat. Dies ermöglichte erstmalig für den auf- und absteigenden Ast des Raketenfluges hochaufgelöste Turbulenzmessungen in der MLT. Die Profile beider In-situ-Messungen lassen eine Aussage über die räumliche Veränderung von turbulenten Strukturen zu, da Auf- und Abstieg des Raketenfluges in 80 km Höhe etwa 30 km horizontal voneinander entfernt sind. Eine nähere Erläuterung der Zielsetzung und Ergebnisse der WADIS-1-Kampagne sind im Kapitel 26 zu finden.

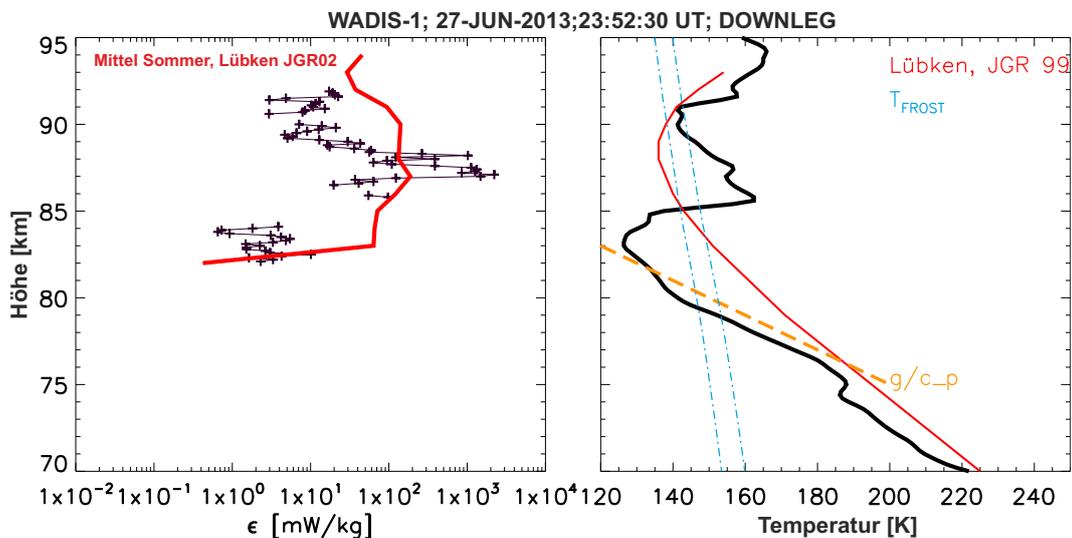


Abb. 30.1: Neutralgasturbulenz-Dissipationsrate (links) und Neutralgastemperatur (rechts), gemessen während des absteigenden Astes des WADIS-1-Fluges (downleg). Gemittelte Werte der turbulenten Dissipationsrate für den Sommer sind auf der linken Seite in rot dargestellt. Die gemittelte Temperatur von Messungen mit fallenden Kugeln für die gegebene Breite und den Monat sind auf der rechten Seite ebenfalls in rot dargestellt. Die hellblauen gestrichelten Linien markieren die Frostpunkttemperaturen für Wasserdampfmischungsraten von 2 bis 10 ppmv. Die gestrichelte orangene Linie im Temperaturgraphen stellt den adiabatischen Temperaturgradienten dar.

Das Temperaturprofil, welches von den CONE-Messungen des absteigenden Astes zwischen 70 und 95 km abgeleitet wurde, ist rechts in Abb. 30.1 als schwarze Linie gezeigt. Das Temperaturprofil kann genutzt werden, um Wellenaktivitäten zu identifizieren. Verglichen wird das Temperaturprofil mit dem mittleren Temperaturprofil (rote Linie), welches aus Messungen mit fallenden Kugeln abgeleitet wurde. Die orangene gestrichelte Linie stellt den adiabatischen Temperaturgradienten dar

und dient zur Orientierung. Auf der linken Seite von Abb. 30.1 sind turbulente Dissipationsraten gezeigt, zum einen aus den WADIS-1-Messungen (schwarz) und zum anderen mittlere Werte (rot). Die entsprechenden Ergebnisse für den aufsteigenden Ast des Raketenfluges sind in Abb. 30.2 zu finden. Diese Messungen können genutzt werden, um im Vergleich mit anderen Messungen fundierte Aussagen über Wellenaktivitäten während der Kampagne zu machen.

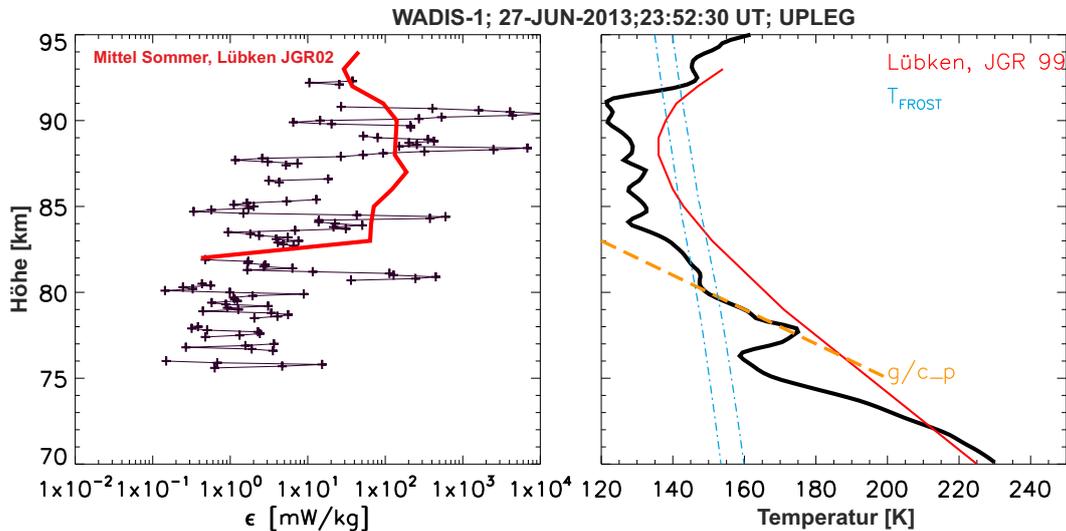


Abb. 30.2: Wie in Abb. 30.1, aber für den aufsteigenden Ast der Raketentrajektorie (upleg)

Im aufsteigenden Ast des Fluges wurde Turbulenz in einem Höhenbereich zwischen 75 und 92 km detektiert. Es kann zwischen mehreren turbulenten Schichten unterschieden werden. Im Temperaturprofil ist oberhalb von 76 km Schwerewellenaktivität zu erkennen, während die Region darunter einen adiabatischen Temperaturgradienten aufweist. Im absteigenden Ast des Fluges wurde Turbulenz dagegen nur in einem Höhenbereich von 82 bis 92 km in vier verschiedenen Schichten beobachtet. In dem zugehörigen Temperaturprofil ist oberhalb von 83 km Schwerewellenaktivität zu erkennen, während die Region darunter einen adiabatischen Temperaturgradienten aufweist.

In dem Höhenbereich mit Signaturen von Schwerewellenaktivität konnte gleichzeitig Turbulenz beobachtet werden. Hierbei sei noch einmal erwähnt, dass der CONE-Sensor in Schichten mit adiabatischem Temperaturgradienten nicht sensitiv für Turbulenz ist. Dabei können Schichten mit adiabatischen Temperaturgradienten ebenfalls indirekte Indikatoren für Turbulenz sein. Wenn man die Turbulenzprofile von Auf- und Abstieg des Fluges vergleicht, sieht man, dass sich die Struktur in Bezug auf Stärke und Auftreten in der Höhe signifikant unterscheidet. Dies kann jedoch wiederum damit zusammenhängen, dass der CONE-Sensor, wie zuvor erwähnt, keine Turbulenz innerhalb adiabatischer Schichten detektieren kann. Weitere Untersuchungen mit anderen Instrumenten können uns helfen, dieses Problem genauer zu analysieren. Die Unterschreitung der Frostpunktttemperaturen (markiert durch die hellblauen gestrichelten Linien in den Abb. 30.1 und 30.2) zeigen deutlich, dass die Bildung von Eiswolken in der MLT-Region möglich war, was durch LIDAR-Messungen bestätigt wurde (für Details siehe Kap. 26). Diese Wolken wurden genutzt, um Wellen in der MLT zu studieren.

Die präsentierten Resultate ermöglichen uns das erste Quantifizieren von horizontalen Differenzen der Turbulenz in der MLT-Region durch die Nutzung von In-situ-Messmethoden. An diesem Punkt der Analyse sehen wir signifikante Differenzen in der Turbulenz in horizontalen Skalen von 30 km, beziehungsweise zwischen dem aufsteigenden und absteigenden Ast des Fluges. In Zukunft werden die Ergebnisse mit Turbulenzmessungen von MAARSY verglichen, was uns einen tieferen Einblick in die horizontale Struktur der Turbulenz erlauben wird. Außerdem könnten die Messungen in Verbindung mit LIDAR-Messungen in Hinblick auf Wellenparameter (z. B. Wellenlängen) erweitert und somit besser verstanden werden.

31. Der Einfluss von planetaren Wellen auf breitenverschobene stratosphärische Erwärmungen

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

Die stratosphärische Erwärmung (SSW) ist der beeindruckendste vertikale Kopplungsprozess in der mittleren Atmosphäre. Sie wird durch das Wechselwirken von planetaren Wellen (PW) mit dem Hintergrundwind verursacht und tritt daher vorrangig in der nördlichen Winterhemisphäre auf. Gekennzeichnet ist die SSW durch das plötzliche Erwärmen der Stratosphäre um bis zu 80 K innerhalb weniger Tage bei gleichzeitiger Abkühlung der Mesosphäre um bis zu 30 K. Zusätzlich kehrt sich der Zonalwind in der Stratosphäre und Mesosphäre von ostwärts auf westwärts gerichteten Wind um.

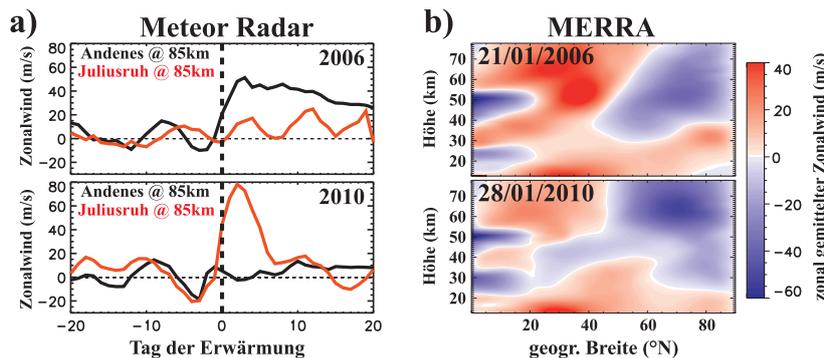


Abb. 31.1: (a) Zonalwindverlauf während stratosphärischen Erwärmungen in den Jahren 2006 und 2010 über Andenes (schwarz) und Juliusruh (rot) in einer Höhe von 85 km aus SKiYMET-Radardaten; (b) zonal gemittelter Zonalwind aus MERRA-Daten am Referenztag der jeweiligen Erwärmung

der Zonalwinde in 85 km Höhe aus SKiYMET-Radardaten in Andenes und Juliusruh relativ zu den Erwärmungen 2006 und 2010. Der westwärtige Wind ist in Juliusruh während der Erwärmung 2010 stärker als in Andenes, was ein umgekehrtes Verhalten zu 2006 darstellt. Abb. 31.1(b) zeigt das Verhalten des zonal gemittelten Zonalwindes aus assimilierten Modelldaten in Abhängigkeit von der Höhe und der geographischen Breite für die jeweiligen Referenztage der SSWs 2006 und 2010. Im Gegensatz zu 2006, wo die „blaue Nase“ bei 40°N endet, zeigt die Erwärmung in 2010 ein kontinuierliches westwärtiges Windband vom Pol bis zu den unteren Breiten im Höhenbereich zwischen 25 und 50 km.

Das kontinuierliche Band kann in den Temperaturänderungen weder in der Stratosphäre noch in der Mesosphäre gefunden werden. Abb. 31.2 zeigt die zonal gemittelte Temperatur in 40 und 81 km Höhe aus MLS-Daten für die Winter 2006 und 2010. Obwohl es kein kontinuierliches Band gibt, enden die Temperaturänderungen 2010 in beiden Höhen deutlich weiter südlich im Vergleich zu 2006.

Abb. 31.3 zeigt die Amplitude der 10-Tage- und 16-Tage-Welle für die Winter 2006 und 2010 sowie die Amplitude der stationären Welle-1 am Referenztag der jeweiligen Erwärmung aus MLS-Daten. Sowohl die transienten Wellen als auch die stationäre Welle-1 zeigen eine erhöhte Aktivität zwischen

Normalerweise treten SSWs am stärksten in polaren Breiten auf, werden nach Süden hin schwächer und enden in mittleren Breiten. Es gibt aber auch Erwärmungen, wie z. B. die starke SSW im Jahr 2010, bei denen der westwärtige Wind während der Erwärmung in mittleren Breiten stärker als in polaren Breiten ist. Dies ist in Abb. 31.1(a) im Vergleich zu einer normalen, polar dominierenden SSW im Jahr 2006 dargestellt. Die Abbildung zeigt den Vergleich

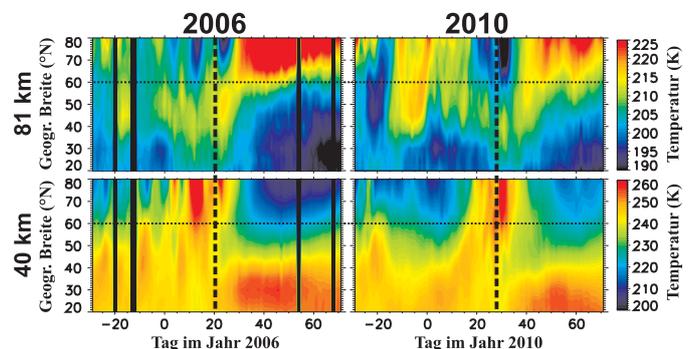


Abb. 31.2: Zonal gemittelte Temperatur aus MLS-Daten der Winter 2006 und 2010 in 40 und 81 km Höhe. Die vertikale gestrichelte Linie gibt dabei den jeweiligen Referenztag an, die horizontale Linie dient der Orientierung.

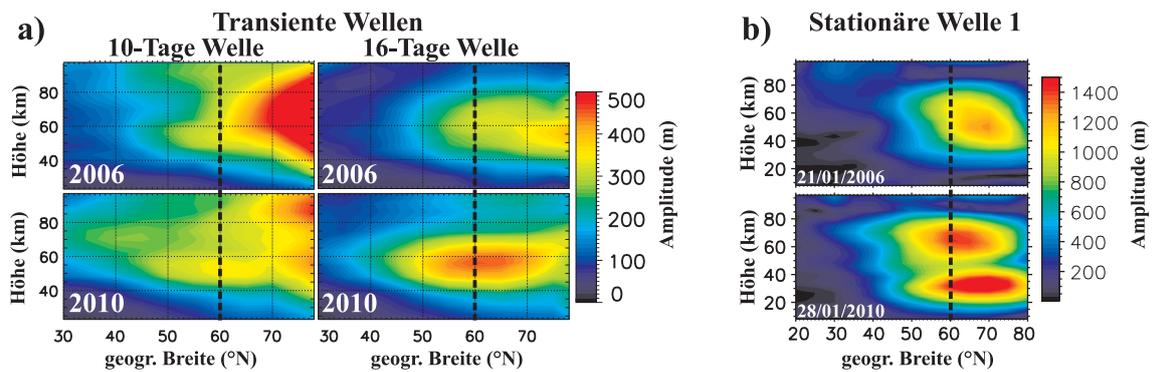


Abb. 31.3: (a) Amplitude der 10-Tage- und 16-Tage-Welle aus MLS-Daten für die Winter 2006 und 2010. (b) Amplitude der stationären Welle-1 aus MLS-Daten am Referenztag der Erwärmungen in den Jahren 2006 und 2010. Die gestrichelte Linie dient der Orientierung.

30°N und 50°N in 2010 im Vergleich zu 2006.

Um herauszufinden, warum es 2010 zu einem kontinuierlichen westwärtigen Windband zwischen dem Pol und den unteren Breiten und der südlich ausgedehnten Temperaturänderung gekommen ist, wird der stationäre Wellenfluss betrachtet. Abb. 31.4 zeigt die stationären Wellenflussvektoren sowie die Quellen (rot) und Senken (blau) des stationären Wellenflusses als farbigen Hintergrund für die SSWs 2006 und 2010 aus MERRA-Daten. Gemittelt wurde dabei über fünf Tage nach dem jeweiligen Referenztag der SSW und über den Höhenbereich zwischen 25 und 50 km, also dort, wo das kontinuierliche westwärtige Windband 2010 auftritt.

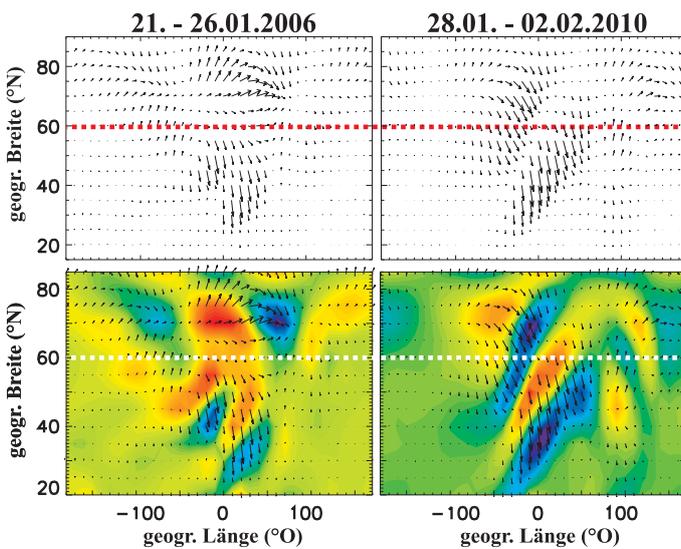


Abb. 31.4: Stationäre Wellenflussvektoren, berechnet aus MERRA-Daten und zeitlich gemittelt über die fünf Tage nach dem Referenztag der Erwärmungen in 2006 und 2010 sowie gemittelt über den Höhenbereich zw. 25 und 50 km. Das untere Bild enthält zusätzlich farbliche Informationen über die Quellen und Senken des Wellenflusses. Die horizontalen Linien dienen der Orientierung.

Die normale, polar dominierende SSW 2006 zeigt nördlich von 60°N eine wellenähnliche Struktur, während sie südlich von 60°N einen äquatorwärtigen Fluss aufzeigt. Die SSW 2010 hat dagegen diesen äquatorwärtigen Fluss vom Pol bis zu den unteren Breiten. Dieser Fluss ist es, der es ermöglicht, den westwärtigen Wind von den polaren Breiten bis zu den Tropen zu transportieren. Somit entsteht ein kontinuierliches westwärtiges Windband. Ähnlich verhält es sich auch mit den südlich ausgedehnten Temperaturänderungen. Die Ursache für die Änderung des stationären Wellenflusses und der südlich verschobenen/ausgedehnten PW-Aktivität während der breitenverschobenen SSW 2010 gegenüber einer normalen SSW, wie der SSW 2006, ist immer noch unklar. Es wird aber vermutet, dass die QBO sowie der solare Zyklus eine Rolle dabei spielen.

In diesem Beitrag wurde ein veränderter stationärer Wellenfluss als Ursache für ungewöhnliche breitenverschobene SSWs wie im Jahr 2010 gefunden. Diese sind durch ein kontinuierliches westwärtiges Windband vom Pol bis zu den unteren Breiten und südlich ausgedehnter Temperaturänderung gekennzeichnet. Weitere Arbeiten sollen die Suche nach der Ursache des veränderten Wellenflusses während breitenverschobener SSWs mittels langer Zeitreihen beinhalten, aber auch die Längenabhängigkeit von SSWs mit einer Kette von Radarstationen um eine bestimmte geographische Breite.

32. Schwerewellen und Impulsflüsse aus MF-Radarmessungen im Vergleich mit Modellergebnissen

(M. Placke, P. Hoffmann, M. Rapp, R. Latteck, E. Becker)

Schwerewellen sind Luftbewegungen in der Atmosphäre, die durch das Gleichgewicht zwischen Auftriebskraft und Schwerkraft angetrieben werden und sich beispielsweise als Wind- und Dichte- bzw. Temperaturfluktuationen auswirken. Nach ihrer Anregung, die hauptsächlich in der Troposphäre erfolgt (z. B. durch Überströmung von orographischen Hindernissen oder durch Vertikalbewegungen in konvektiven Zellen), breiten sich Schwerewellen horizontal und vertikal aus und dissipieren beim Erreichen kritischer Schichten. Dabei transportieren Schwerewellen Impuls und Energie und übertragen diese fernab der Quellregionen auf die Hintergrundatmosphäre. Somit tragen Schwerewellen entscheidend zur Kopplung verschiedener Atmosphärenschichten bei.

Schwerewellen und Windfeld wechselwirken miteinander, indem einerseits das Windfeld die Vertikalausbreitung der Wellen beeinflusst und andererseits brechende Schwerewellen in der oberen Mesosphäre das Windfeld beschleunigen oder abbremsen und es gegebenenfalls sogar umkehren können. Diese Wechselwirkungen sind deutlich in MF-Doppler-Radarmessungen bei Saura (69°N, 16°O) sowie in zonal gemittelten Modelldaten des schwerewellenauflösenden KMCM für 69°N ersichtlich. Abb. 32.1 zeigt mittlere Jahressgänge des Zonalwinds und des zonalen Impulsflusses im Höhenbereich von 70 bis 100 km aus MF-Radarmessungen für den Zeitraum von 2008 bis 2011 bzw. aus zonal gemittelten Modellrechnungen in polaren Breiten. Für den Zonalwind des MF-Radars sind gleitende Mittelwerte über sieben Tage dargestellt bzw. für KMCM Mittelwerte über fünf Tage. Für den zonalen Impulsfluss sind gleitende Mittelwerte über 20 Tage gezeigt. Die Welle-Grundstrom-Wechselwirkung kann am besten während der Sommermonate untersucht werden, da dann kurzperiodische Schwerewellen stark ausgeprägt sind. Andererseits entsprechen im Sommer die lokalen Messungen dem zonalen Mittelwert, da dann störende Einflüsse anderer Wellen, wie planetarer Wellen, fehlen.

Generell können sich Schwerewellen nur dann aufwärts ausbreiten, wenn sie sich entgegen dem Hintergrundwind bewegen. Der Zonalwind hat typischerweise in der Mesosphäre (bis ca. 90 km Höhe) eine jährliche Struktur mit Ostwinden im Sommer und Westwinden im Winter. Oberhalb von 90 km variiert der Zonalwind etwa halbjährlich mit sommerlichen und winterlichen Westwinden sowie Ostwinden im Frühjahr und Herbst. Die Struktur des zonalen Impulsflusses ist aufgrund der Welle-Grundstrom-Wechselwirkung nahezu invers zu jener des Zonalwindes. So können sich im

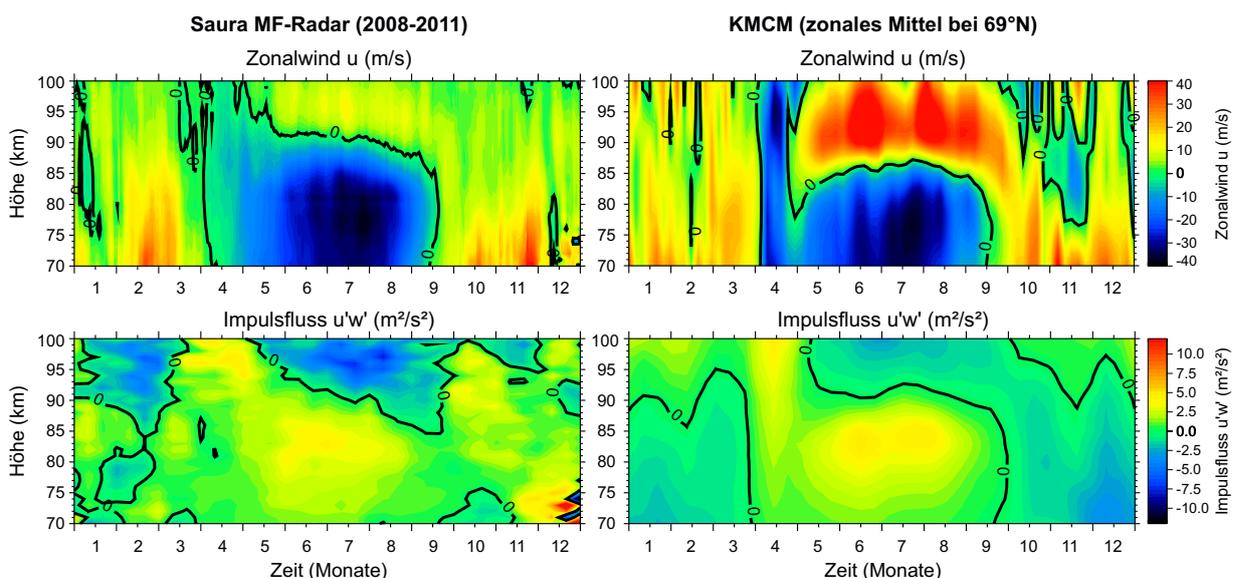


Abb. 32.1: Mittlere Jahressgänge des mesosphärischen Zonalwinds u (oben) und zonalen Impulsflusses $u'w'$ (unten) aus MF-Radarmessungen bei Saura (links) und KMCM-Modellrechnungen bei 69°N (rechts).

sommerlichen Ostwind (negatives Vorzeichen) nur ostwärts (positiv) propagierende Schwerewellen vertikal ausbreiten, ihren Impuls beim Brechen auf den Hintergrund übertragen und damit oberhalb von etwa 90 km den Grundstrom nach Osten beschleunigen. Dies führt zur Umkehr des gesamten Windfeldes. Diese Zusammenhänge sind in Abb. 32.1 sowohl in den MF-Radarmessungen als auch in den Modelldaten ersichtlich, die mit Ausnahme des sommerlichen Zonalwinds oberhalb von 90 km etwa vergleichbare Größenordnungen aufweisen. Der Impulsfluss ist im Juni/Juli in ca. 85 km Höhe maximal. Wenige Kilometer darüber kehrt sich der Wind um. Im invertierten Zonalwind oberhalb von ca. 90 km können sich darauf nur noch jene Wellen mit negativem Impulsfluss weiter vertikal ausbreiten, die zuvor genügend große Phasengeschwindigkeiten hatten, um sich im mesosphärischen Ostwind auszubreiten. Unterschiede zwischen Radarbeobachtungen und Modellergebnissen im Winter können auf den störenden Einfluss von planetaren Wellen zurückgeführt werden.

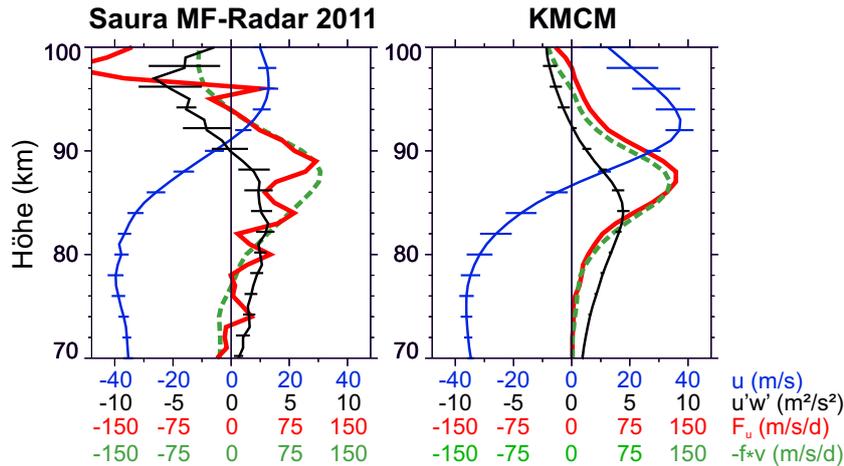


Abb. 32.2: Mittlere Vertikalprofile des Zonalwinds u (blau), des zonalen Impulsflusses $u'w'$ (schwarz), der Impulsübertragung durch brechende Schwerewellen F_u (rot) und der negativen Coriolisbeschleunigung $-f \cdot v$ (grün gestrichelt) für Juli aus MF-Radarmessungen bei Saura im Jahre 2011 (links) und KMCM-Modellrechnungen bei 69°N (rechts).

Ein weiterer wichtiger Aspekt beim Brechen von Schwerewellen ist, dass die Impulsübertragung auf die Hintergrundatmosphäre durch die Änderung des mittleren Meridionalwindes, auf welchen die Corioliskraft wirkt, ausbalanciert wird. Wird also der Meridionalwind durch die Corioliskraft infolge der Erdrotation in zonale Richtung abgelenkt, so ändert sich der totale Impuls der Erdatmosphäre und muss durch eine andere Impulsquelle, nämlich der vertikalen Änderung des zonalen Schwerewellen-Impulsflusses, ausgeglichen werden. Das wird durch sommerliche MF-Radarmessungen in Abb. 32.2 bestätigt. Dort sind die mittleren Vertikalprofile des Zonalwinds, des zonalen Impulsflusses, der Impulsübertragung durch Schwerewellen und der negativen Coriolisbeschleunigung für die MF-Radarmessungen bei Saura im Juli 2011 gezeigt. Analog dazu sind zonal gemittelte KMCM-Ergebnisse für 69°N im Juli dargestellt. Auch hier liegt der Fokus auf den sommerlichen Beobachtungen, da diese durch die starke Aktivität kurzperiodischer Schwerewellen und den schwächsten Einfluss anderer störender Wellen geprägt sind. Die Vertikalprofile aus den MF-Radarbeobachtungen und den KMCM-Modellrechnungen haben überwiegend sehr ähnliche Größenordnungen unterhalb von etwa 92 km. Wie zuvor zeigen die zueinander gegenläufigen Wind- und Impulsflussprofile eindeutig die Wechselwirkung zwischen Schwerewellen und Windfeld. Gerade in den MF-Radarmessungen von 2011 erfolgt der Nulldurchgang der Vertikalprofile von Zonalwind und zonalem Impulsfluss in exakt derselben Höhe. Wie theoretisch erwartet, balancieren sich die Impulsübertragung durch brechende Schwerewellen und die Änderung des mittleren Meridionalwindes durch den Einfluss der Corioliskraft (also die negative Coriolisbeschleunigung) im Sommer aus, d. h., ihre Vertikalprofile sind fast identisch. Somit zeigen sowohl MF-Radarmessungen als auch Ergebnisse des schwerewellenauflösenden Modells KMCM in polaren Breiten deutlich die Welle-Grundstrom-Wechselwirkung und das Impulsgleichgewicht in der MLT-Region auf.

33. Ableitung langzeitiger Trends in der ionosphärischen F2-Schicht mit unterschiedlichen Indizes der Sonnenaktivität

(J. Mielich, J. Bremer)

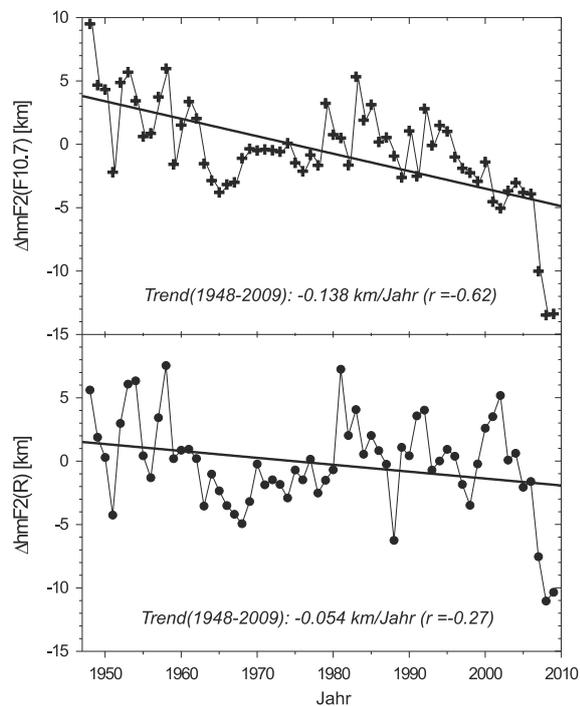


Abb. 33.1: Jährlich gemittelte globale ΔhmF2 -Werte, abgeleitet aus Messungen an 113 Stationen bei Verwendung des solaren Radioflusses F10.7 (oben) bzw. der Sonnenflecken-Relativzahl R (unten). Die Geraden beschreiben den linearen globalen Trend, r ist der Korrelations-Koeffizient der linearen Regressions-Analyse.

stellt die aus 113 Stationen jährlich gemittelten ΔhmF2 -Werte sowie deren globale Trends für F10.7 bzw. R grafisch dar. Die Eliminierung der solar induzierten Variationen kann vorzugsweise durch Benutzung von F10.7 erreicht werden. Vor allem in den letzten Jahren des Sonnenzyklus 23 wird der solare EUV-Fluss durch die Sonnenflecken-Relativzahl R deutlich unterschätzt, während der E10.7-Index in den Jahren 1957–1958 unrealistisch hohe Werte liefert. Der Trend-Vergleich mit E10.7 verhält sich prinzipiell ähnlich wie der mit F10.7.

Die anhand von F10.7 abgeleiteten langzeitigen Trends ergeben die zuverlässigsten Ergebnisse. Das wird durch die in der Tabelle der Abb. 33.2 zusammengestellten Werte der mittleren Trends für hmF2 und foF2 sowie deren abgeschätzte Fehlerintervalle deutlich.

Zusätzlich ist in Abb. 33.1 die starke Abnahme der ΔhmF2 -Werte in den Jahren 2007 bis 2009 zu erkennen. Der Grund für diesen Effekt ist eine Abnahme der Dichte der Thermosphäre aufgrund einer deutlich reduzierten solaren EUV-Strahlung sowie einer extrem niedrigen geomagnetischen Aktivität während des Minimums zwischen den Sonnenfleckenzyklen 23/24.

Eine umfassende Datensammlung von Damboldt und Süßmann (2012) mit monatlichen Medianwerten der Grenzfrequenz foF2 der ionosphärischen Grenzschicht und des Ausbreitungsfaktors M(3000)F2 ist die Grundlage für die Ableitung langfristiger Trends in der oberen Ionosphäre. Dabei ist foF2 ein direktes Maß für die maximale Elektronenkonzentration und hmF2 die aus M(3000)F2 ableitbare Höhe dieser maximalen Elektronenkonzentration. Ionosphärische Trends wurden für Stationen mit Datenreihen von mindestens 22 Jahren (124 Stationen mit foF2, 113 Stationen mit M(3000)F2) mit einer zweifachen Regressionsanalyse für drei die Sonnenaktivität beschreibenden Indizes abgeleitet. Um langzeitige Trends der jeweiligen experimentell beobachteten Kenngrößen Xexp (X für hmF2 bzw. foF2) zu untersuchen, ist der sonnenaktivitätsbedingte Anteil (Xsa) zu eliminieren: $\Delta X = X_{\text{exp}} - X_{\text{sa}}$. Da der Einfluss der Sonnenaktivität deutliche Variationen auf foF2 und hmF2 verursacht, ist es notwendig, den optimalen Sonnenaktivitäts-Index zu verwenden, um die geringen Trends zu ermitteln. Dabei wurden folgende Ergebnisse erhalten:

Der solare Radioflussindex F10.7 beschreibt die Abhängigkeit von foF2/hmF2 von der Sonnenaktivität besser als die relative Sonnenfleckenzahl R sowie der solare EUV-Index E10.7. Die Abb. 33.1

Kenngröße	Trend (R)	Trend (F10.7)
hmF2 - Globaler Trend	-54 +/- 50 m/Jahr	-138 +/- 44 m/Jahr
hmF2 - Mittel der Einzel-Trends	-42 +/- 88 m/Jahr	-121 +/- 88 m/Jahr
hmF2 - Median der Einzel-Trends	-26 m/Jahr	-114 m/Jahr
foF2 - Globaler Trend	0.7 +/- 3.2 kHz/Jahr	-3.8 +/- 2.9 kHz/Jahr
foF2 - Mittel der Einzel-Trends	0.4 +/- 1.6 kHz/Jahr	-4.2 +/- 1.6 kHz/Jahr
foF2 - Median der Einzel-Trends	1.4 kHz/Jahr	-3.0 kHz/Jahr

Abb. 33.2: Mittlere hmF2- und foF2-Trends mit Fehlerintervall für die Jahre 1948–2009 für zwei Sonnenaktivitäts-Indizes in der Regressionsanalyse

34. Einfluss von Schwerewellen auf NLC in polaren Breiten

(H. Wilms, M. Rapp, P. Hoffmann, J. Fiedler, G. Baumgarten)

Die Beobachtung atmosphärischer Schwerewellen liefert einen wichtigen Beitrag für das Verständnis der mittleren Atmosphäre. Eine der offenen Fragen besteht darin, inwieweit Schwerewellen mit unterschiedlichen Perioden die Bildung und Existenz von Eisschichten in der sommerlichen Mesopausenregion beeinflussen. Derartige Eisschichten werden seit vielen Jahren am ALOMAR-Observatorium durch Radarmessungen als polare mesosphärische Sommerechos (PMSE) und mittels Lidarmessungen als leuchtende Nachtwolken (NLC) in nahezu identischem Volumen detektiert. Der Zusammenhang zwischen dem Auftreten dieser Schichten und dynamischen Prozessen (planetare Wellen, Gezeiten und Schwerewellen) ist ein aktueller Forschungsschwerpunkt.

Erste Modellierungsarbeiten zeigten, dass langperiodische Schwerewellen Temperaturschwankungen erzeugen, die zum Anwachsen der Eisteilchen führen können, während kurzperiodische Schwerewellen diese Eisteilchen eher zerstören. Obwohl PMSE mit einer größeren Häufigkeit beobachtet werden, diese aber auch von der Ionisation der Teilchen abhängen, wird in dem folgenden Beitrag der Zusammenhang von NLC und atmosphärischen Schwerewellen auf der Basis von Ergebnissen der Jahre 1999 – 2011 untersucht. Bisherige experimentelle Untersuchungen beruhten auf der Korrelation von Schwerewellen aus stratosphärischen Dichtefluktuationen mit der Helligkeit der NLC in der Mesosphäre, wobei mögliche Änderungen der Schwerewellen durch Filterung bei der Ausbreitung in mesosphärische Höhen nicht berücksichtigt wurden. Daher wird hier die Schwerewellenaktivität aus Windmessungen mit dem Andenes MF-Radar in dem Volumen bestimmt, in dem auch NLC mit dem Lidar beobachtet werden.

Zur Bestimmung der Schwerewellenaktivität werden die Zeitreihen der Winde für den Zeitraum vom 1. Juni bis 15. August der Jahre 1999 – 2011 mittels Wavelet-Transformation gefiltert, wobei die Periodenbereiche mit einer Breite von 2 h um jeweils 1 h verschoben werden. Die kinetische Energie der Schwerewellen wird durch die zonalen und meridionalen Windvarianzen im Höhenbereich von 80 km bis 88 km bestimmt. Ein direkter Vergleich der NLC-Auftrittsraten (Verhältnis der NLC-Beobachtungzeit zur gesamten Lidar-Messzeit) bei unterschiedlicher Schwerewellenenergie für mittlere Perioden von 3, 7 und 11 h wird in Abb. 34.1 gezeigt. Danach zeigen die Auftrittsraten für die Jahre 1999 – 2011 keine Abhängigkeit von der Energie und Periode der Schwerewellen.

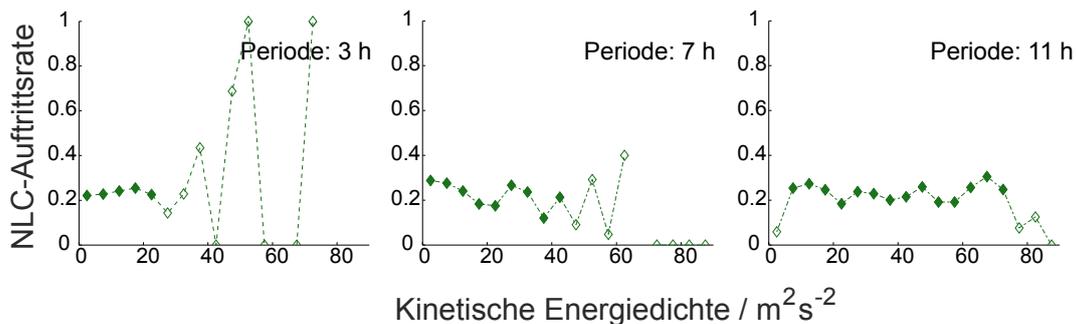


Abb. 34.1: NLC-Auftrittsraten bei Schwerewellen mit einer Periode von 3 h (links), 7 h (Mitte) und 11 h (rechts). Die offenen Symbole kennzeichnen Auftrittsraten, die auf weniger als 5 h NLC-Beobachtungen beruhen.

Zum Vergleich der Schwerewellenenergie für jedes Jahr wird aus dem globalen Wavelet-Spektrum (Abb. 34.2, oben) eine Referenzvarianz aus der Summation der jeweiligen 2 h-Periodenbereiche für jede Höhe gebildet (Abb. 34.2, unten). Auf diese Weise werden Zeiten mit erhöhter und geringerer Schwerewellenaktivität ($E_{(kin,norm)} > 1$, bzw. $E_{(kin,norm)} < 1$) identifiziert. Anschließend wird die Größe η als Verhältnis der Auftrittsraten von NLC bei erhöhter Schwerewellenaktivität mit der bei geringerer Schwerewellenaktivität gebildet. Ein Wert von $\eta > 1$ weist auf eine erhöhte NLC-Auftrittsrate bei stärkerer Schwerewellenaktivität hin, während $\eta < 1$ einer Antikorrelation der NLC-Auftrittsraten mit der Schwerewellenaktivität entspricht.

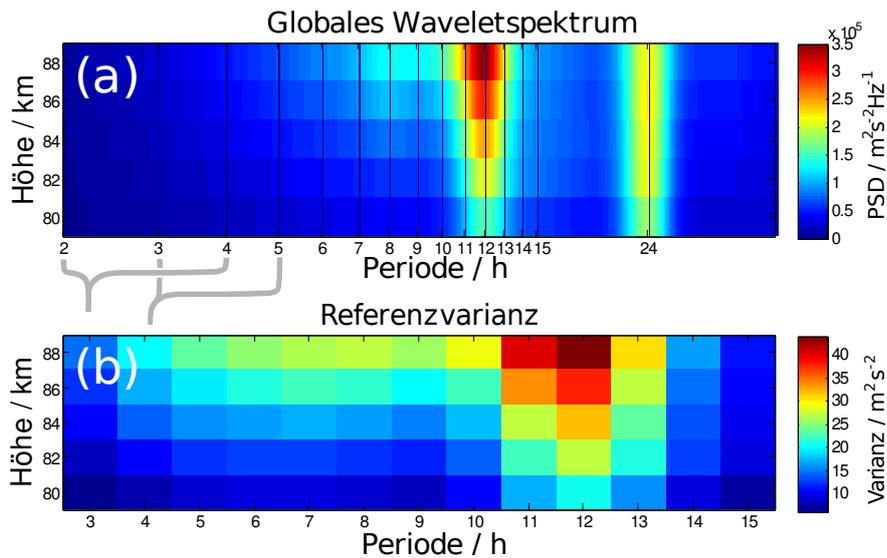


Abb. 34.2: (a) Mittleres globales Wavelet-Spektrum der zonalen Winde vom 1. Juni bis 15. August für die Jahre 1999 – 2011; (b) Referenz-Varianz für sich überlappende Periodenbereiche (2 h) für die Normierung der Schwerwellenenergie

Die Anwendung dieser Methodik wird in Abb. 34.3 für die Jahre 2007, 2008, 2009 und 2011 dargestellt. Danach ist in den Sommermonaten der Jahre 2007, 2009 und 2011 in allen Periodenbereichen kein Zusammenhang zwischen dem Auftreten von NLC und der Schwerwellenaktivität ersichtlich. Nur im Jahr 2008 zeigt sich ein positiver Zusammenhang des Auftretens von NLC und der Aktivität von Schwerwellen mit Perioden von 6 h bis 12 h, wie es auch bisherige Modellierungsarbeiten gezeigt haben. Eine detaillierte Analyse ergab jedoch, dass dieses Verhalten wesentlich durch zwei langanhaltende NLC-Ereignisse in Sommer 2008 bestimmt wurde.

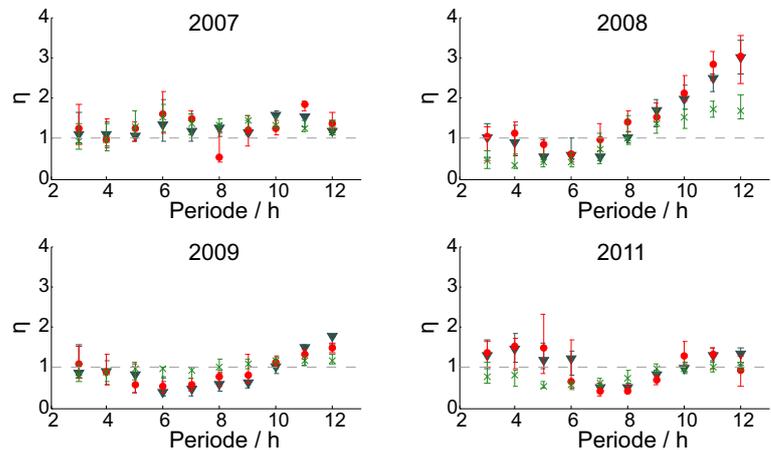


Abb. 34.3: Verhältnis des Auftretens von NLC bei erhöhter und geringerer Schwerwellenaktivität (η) für die Jahre 2007, 2008, 2009 und 2011

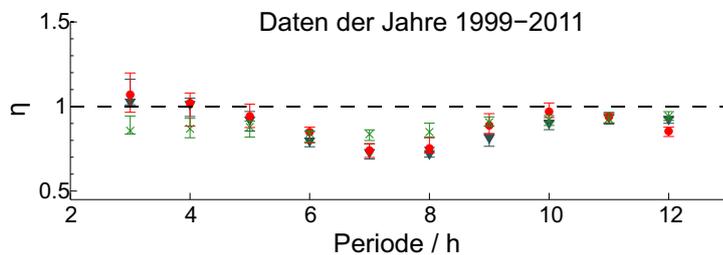


Abb. 34.4: Verhältnis η für den kompletten Datensatz von 1999 bis 2011.

Zusammenhang zu der Schwerwellenaktivität in der Höhe der NLC gibt. Neuere Ergebnisse weisen auf thermische Gezeiten als wesentliche Treiber der tageszeitlichen Variation für Höhe und Stärke der NLC hin (siehe Kap. 15).

Wendet man dieses Verfahren auf alle Jahre 1999 – 2011 an (Abb. 34.4), dann zeigt sich ein Verhältnis $\eta \approx 1$, was auf keinen Einfluss der Schwerwellenaktivität hinweist. Bereits in früheren Analysen der Lidardaten wurde keine Korrelation zwischen stratosphärischer Schwerwellenaktivität und NLC-Helligkeit gefunden. Jetzt konnten wir erstmals nachweisen, dass es auch keinen signifikanten

35. Heterogene Nukleation von mesosphärischen Eisteilchen: Mikrophysikalische Modellierung und In-situ-Messungen während der PHOCUS-Kampagne im Sommer 2011

(H. Asmus, H. Wilms, B. Strelnikov, M. Rapp, H.-J. Heckl, T. Köpnick)

Es wird vermutet, dass sich Eisteilchen in der polaren Sommermesopausenregion an Meteorstaubpartikeln (MSP) bilden, die durch Ablation von Meteoriten und anschließender Rekondensation des ablatierten Materials entstehen. Diese heterogene Nukleation ist sehr stark von der Temperatur abhängig. Es wurde in einem Modell untersucht, welche Temperatur die MSP im Strahlungsgleichgewicht annehmen und inwieweit sich ein möglicher Temperaturunterschied zur Umgebung auf die Nukleationsrate als Maß für die Nukleation auswirkt.

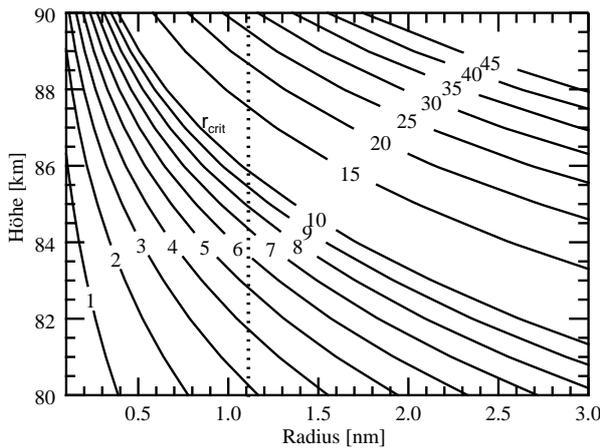


Abb. 35.1: Differenz in Kelvin zwischen Gleichgewichtstemperatur und Hintergrundatmosphäre eines Magnesiowüstitpartikels ($\text{Mg}_{0,1}\text{Fe}_{0,9}\text{O}$) als Funktion des Radius und der Höhe. Die gestrichelte Linie markiert den kritischen Radius für typische Bedingungen in der polaren Sommermesopausenregion.

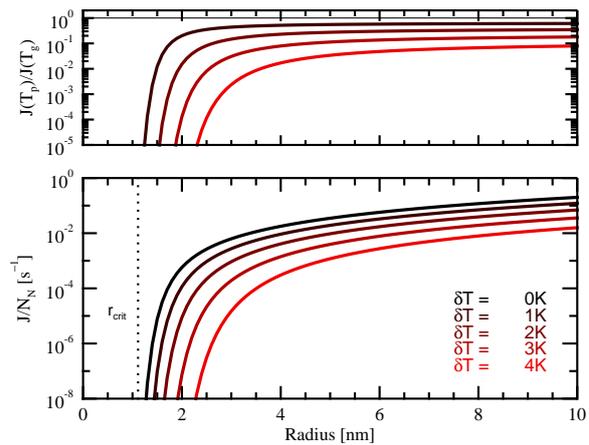


Abb. 35.2: Unten: Heterogene Nukleationsrate als Funktion des Radius für verschiedene Temperaturdifferenzen zwischen Keim- und Umgebungstemperatur. Oben: Relative Änderung zwischen den Raten mit Temperaturdifferenzen und der Rate ohne Temperaturdifferenz

Abb. 35.1 zeigt die Differenz aus berechneter Gleichgewichtstemperatur eines MSP (hier Magnesiowüstit $\text{Mg}_{0,1}\text{Fe}_{0,9}\text{O}$) und der Hintergrundatmosphäre und es wird deutlich, dass die MSP für alle betrachteten Radien wärmer als ihre Umgebung sind. Für typische Bedingungen der polaren Sommermesopausenregion ist der kritische Radius eingetragen, ab welchem heterogene Nukleation möglich ist. Alle Partikel größer als der kritische Radius sind laut den Modellrechnungen mindestens 3K wärmer als die Umgebung. Die Vermutung liegt nahe, dass ein solcher Temperaturunterschied einen Einfluss auf die Nukleation von Eis an diesen Staubteilchen hat. Dazu wurde die Nukleationsrate als Maß für die Nukleation in Abhängigkeit von der Umgebungs- und Nukleationskeimtemperatur berechnet. Im unteren Teil von Abb. 35.2 ist die Nukleationsrate für verschiedene Temperaturdifferenzen gezeigt. Man sieht, dass mit zunehmender Temperaturdifferenz die Nukleationsrate abnimmt. Je wärmer also der Nukleationskeim oder das MSP ist, desto langsamer passiert die Eisbildung. Im oberen Teil der Abb. 35.2 wird dies durch relative Veränderungen deutlich gemacht. Die Nukleationsrate für ein 2 nm großes Teilchen, welches 3 K wärmer ist als die Umgebung, verringert sich um fünf Größenordnungen.

Die Berechnungen der Gleichgewichtstemperatur für Magnesiowüstit mit verschiedenen Anteilen von Magnesium und Eisen zeigten, dass mit steigendem Eisenanteil an dem Partikelmaterial auch seine Gleichgewichtstemperatur sowie der Unterschied zur Umgebungstemperatur steigen. Abb. 35.3 zeigt diese Temperaturzunahme für ein 2 nm Teilchen in 87 km Höhe als Funktion des relativen Eisenanteils in dem Material. In Verbindungen mit den Ergebnissen aus Abb. 35.2 lässt sich vermuten, dass MSP mit hohem relativen Eisenanteil eher ungeeignete Nukleationskeime

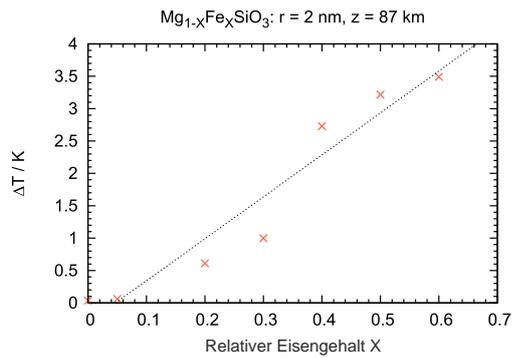


Abb. 35.3: Änderung der Gleichgewichtstemperatur eines Magnesiowüstiteilchens mit einem Radius von 2 nm in einer Höhe von 87 km in Abhängigkeit von dem relativen Eisenanteil. Die durchgezogene Linie dient zur Verdeutlichung des Trends.

für mesosphärische Eisteilchen sind. Jüngste Satellitenmessungen geben Anlass zur Vermutung, dass die Eispartikel in der polaren Sommermesopausenregion MSP enthalten, sie also „dreckig“ sind. Der Volumenanteil des eingeschlossenen Materials wurde dabei von 0,01 % bis 3 % angegeben. Im Mittel wurde ein Volumenanteil von 0,3 % Meteorstaub aus den Satellitenmessungen abgeleitet. Abb. 35.4 zeigt den Temperaturunterschied zwischen dreckigem und sauberem Eis für die oben genannten Volumenanteile. Es wird ersichtlich, dass mit wachsendem Volumenanteil von Meteorstaub die Gleichgewichtstemperatur des Partikels signifikant zunimmt. Dies hat Einfluss auf die Existenz von Eisteilchen mit hohem Anteil von Meteorstaub. Nach den Modellrechnungen ist die Gleichgewichtstemperatur dieser Eisteilchen ab einem Radius von 35 nm sogar wärmer als die Frostpunktttemperatur für hohe Wasserdampfmischungsraten (siehe Abb. 35.4). LIDAR-Messungen typischer NLC-Eisteilchen befinden sich für den Fall von 0,3 % Meteorstaub-Volumenanteil im Existenzbereich von Eis für Wasserdampfmischungsraten zwischen 2 und 10 ppmv. Damit ist die Existenz von dreckigen Eisteilchen in PMSE-Höhen (um 86 km) möglich. Die Modellrechnungen wurden auch für die Messungen der PHOCUS-Kampagne genutzt. Dabei wurde hier das aus Messungen abgeleitete Temperaturprofil des CONE-Sensors genutzt und mit gemessenen Teilchenladungsdichten verglichen. Die Gleichgewichtstemperatur von dreckigem Eis wurde für drei Partikelgrößen berechnet (siehe Abb. 35.5). Sie ist zwischen 80 und 83 km niedriger als typische Frostpunktttemperaturen. Im Vergleich mit der Messung von geladenen Aerosolen zeigte sich, dass es sich dabei durchaus um sehr große ($r \sim 100$ nm) geladene dreckige Eispartikel gehandelt haben kann. Große Aerosole wurden während der Kampagne auch durch Messungen weiterer Instrumente nachgewiesen.

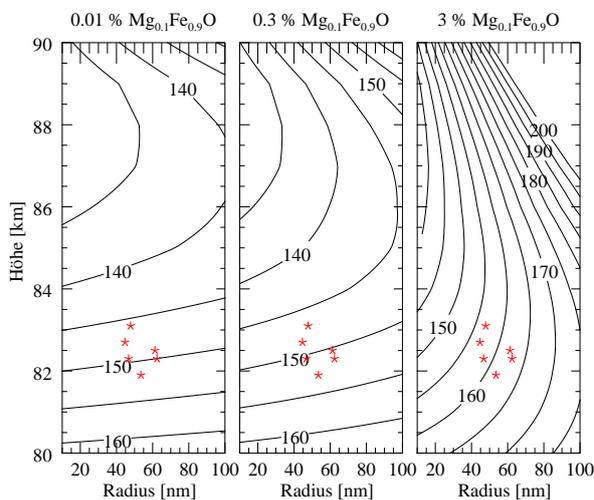


Abb. 35.4: Gleichgewichtstemperatur von dreckigen Eispartikeln. Blau zeigt den Bereich, in dem die Gleichgewichtstemperatur niedriger als die Frostpunktttemperatur ist (hellblau für 10 ppmv und dunkelblau für 2 ppmv Wasserdampfmischungsverhältnis). Rote Sterne sind typische NLC-Partikelradien in Höhen von LIDAR-Messungen.

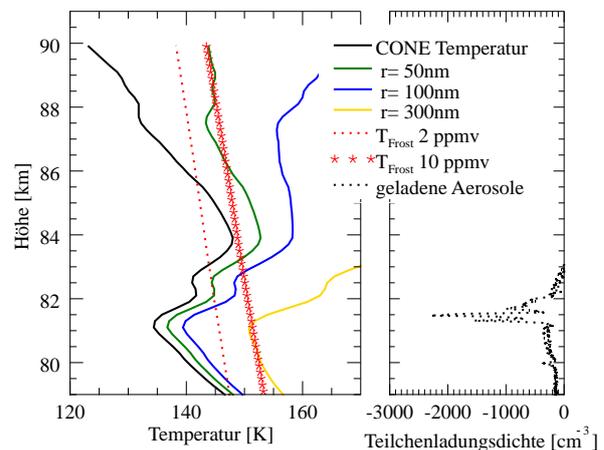


Abb. 35.5: Links: Aus Messungen abgeleitetes Temperaturprofil (schwarz) mit Gleichgewichtstemperaturprofilen von dreckigen Eispartikeln für drei Radien (50 nm, 100 nm und 300 nm) sowie Frostpunktttemperaturen für zwei Wasserdampfmischungsraten (2 ppmv und 10 ppmv). Rechts: Gemessene Teilchenladungsdichte

36. Ableitung von Windfeldern aus den Aura/MLS-Satellitendaten

(A. Gabriel, E. Becker)

Die globalen Windfelder von Klimamodellen sowie die mit Hilfe von Vorhersagemodellen und Beobachtungsdaten gewonnenen Windfelder von Assimilationen (z. B. ERA-Interim) sind für Höhengebiete oberhalb von ca. 30 km mit erheblichen Unsicherheiten behaftet: Einerseits sind räumliche Auflösung sowie maximale Höhe der ballongetragenen Standardradiosonden begrenzt, andererseits sind direkte Windmessungen oberhalb von 30 km technisch sehr aufwändig und werden daher nur an wenigen Messstationen durchgeführt. Die vorgestellte Projektarbeit versucht diese Lücke durch Ableitung von Windfeldern aus Temperatur (T) und Wasserdampf (H_2O) der Aura/MLS-Satellitenmessungen (Daten von der NASA zur Verfügung gestellt) zu schließen und vergleicht die Windfelder mit Ergebnissen des Modells HAMMONIA (Kooperation: H. Schmidt, MPI-Met Hamburg) sowie mit ERA-Interim.

Die Ableitung der Windfelder erfolgt in einem ersten Schritt in Anlehnung an frühere Projektarbeiten (Kooperation: H. Körnich, MISU, Stockholm; SMHI, Norrköping). Zunächst ermöglicht die räumliche und zeitliche Auflösung der irregulär verteilten Messprofile von T und H_2O (jeweils ca. 3000 pro Tag) die Erstellung homogener Datensätze für ein horizontales Gitter von $10^\circ \times 10^\circ$ in Länge und Breite für jeden Tag, bei einer vertikalen Auflösung von 2–3 km in der Stratosphäre und 3–5 km in der Mesosphäre. Auf Basis der tagesgemittelten T-Felder werden dann die horizontalen geostrophischen Winde u_g und v_g sowie der quasi-geostrophisch balancierte Vertikalwind w_b (w_b ist damit eine genäherte diagnostische Funktion von T, u_g und v_g) bestimmt.

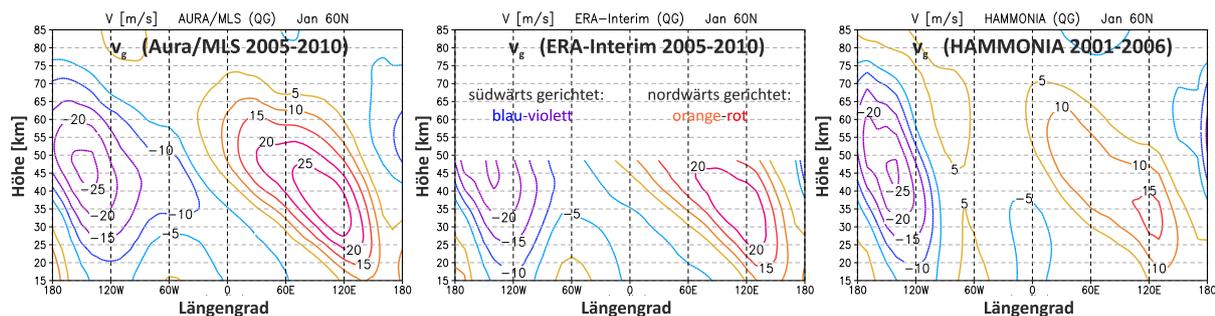


Abb. 36.1: Mittlerer geostrophischer Meridionalwind v_g [m/s], $60^\circ N$, Januar, für Aura/MLS 2005–2010, ERA-Interim 2005–2010 und HAMMONIA 2001–2006; Die Zeiträume sind aufgrund der zur Verfügung stehenden Daten zwar verschieden, dennoch sind die Windfelder vergleichbar, da die Unterschiede zwischen ERA-Interim 2005–2010 und ERA-Interim 2001–2006 (hier nicht gezeigt) sehr gering sind.

Als Beispiel zeigt Abb. 36.1 den geostrophischen Meridionalwind v_g für Januar bei $60^\circ N$ für Aura/MLS, ERA-Interim und HAMMONIA. Die planetare Struktur der Windfelder (Welle-1 mit westwärtiger Phasenneigung) stimmt zwar überein, die Unterschiede in Stärke und Position der lokalen Maxima (insbesondere der Nordwinde zwischen 0° und $180^\circ O$) deuten jedoch auf Defizite in der zonalen Struktur des Polarwirbels sowohl im Modell als auch in den Assimilationen.

Eine besondere Herausforderung ist die Bestimmung der nichtbalancierten Windfelder aus den Satellitendaten. Hier haben wir als zweiten Schritt ein neues Verfahren entwickelt, das den „first guess“ des balancierten Windvektors \underline{v}_b über eine Korrektur \underline{v}_c in der Transportgleichung iterativ an die beobachteten Tag-zu-Tag-Variationen von H_2O anpasst (in Strato- und Mesosphäre ist H_2O ein nahezu inertes Spurengas mit genügend langer Lebenszeit). In der vorliegenden Version des Verfahrens wird die kleinskalige Mischung über einen einfachen Gauß-Filter berücksichtigt. Im Rahmen eines DFG-Projektes wird der Algorithmus durch Implementierung eines dreidimensionalen Eddy-Mischungs-Tensors erweitert. Die Dekomposition von \underline{v}_c in die drei Windkomponenten erfolgt über den Mittelwertsatz (Mittelwert zwischen maximaler und minimaler Korrektur einer Komponente zu jedem Iterationsschritt). Das Verfahren führt zu einer hinreichend guten Konvergenz, d. h. die verbleibende Restkorrektur liegt nach ca. 30 Iterationen bei $< 1\%$ der berechneten Windstärke.

Als Beispiel zeigt Abb. 36.2 den resultierenden Vertikalwind $w_b + w_c$ (balancierter Anteil + Korrektur) und die Korrektur w_c bei 60°N für Januar 2006, im Vergleich zum Vertikalwind w von ERA-Interim und HAMMONIA. Im Monatsmittel belüftet sich der relative Beitrag von w_c zum Gesamtwind auf ca. 30% (ca. 10% im Langzeitmittel, ca. 50% im Tagesmittel). Die für die Dynamik und den Transport der mittleren Atmosphäre so wichtige Absinkbewegung im Bereich des Polarwirbels zwischen 0° und 120°O (das sogenannte "downwelling") wird im Modell deutlich unterschätzt. In

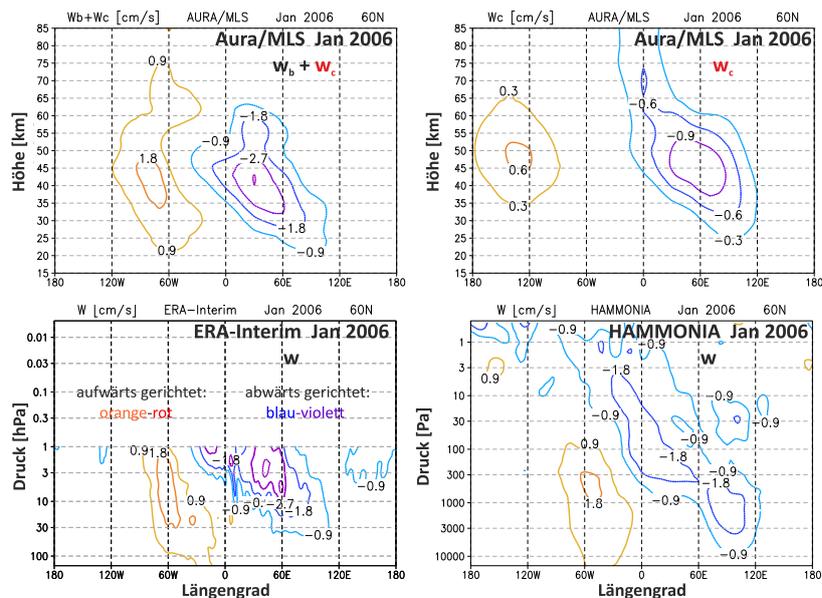


Abb. 36.2: Vertikaler Wind w [cm/s], 60°N, Januar 2006, für Aura/MLS ($w = w_b + w_c$ mit Korrektur w_c), ERA-Interim und HAMMONIA.

ERA-Interim entwickeln sich dagegen aufgrund der Begrenzung des oberen Modellrandes (0,1 hPa) und dem Mangel an assimilierten Beobachtungen starke, modellgenerierte Störungen.

Abb. 36.3 zeigt die zeitliche Entwicklung des Zonalwindes u und des Meridionalwindes v bei 70°N und 15°O während der Stratosphärenenerwärmung im Januar 2009 (s. zur Orientierung Temperatur T), mit markantem Wechsel von West- zu Ostwinden sowie von Nord- zu Südwinden nach dem 15. Januar. Das Beispiel wurde ausgewählt da Vertikalstruktur und Amplituden ausgewählter Profile für u (23. Januar) und v (17. Januar) gut mit lokalen Windmessungen über ALOMAR (69°N, 16°O) übereinstimmen (vgl. Baumgarten et al., *Atmos. Meas. Techn.*, 2010), wobei die lokalen Messungen über ALOMAR stärkere kleinskalige Wellenstörungen aufweisen als die Windprofile der Aura/MLS-Daten, die die großräumigen, tagesgemittelten Windfelder repräsentieren.

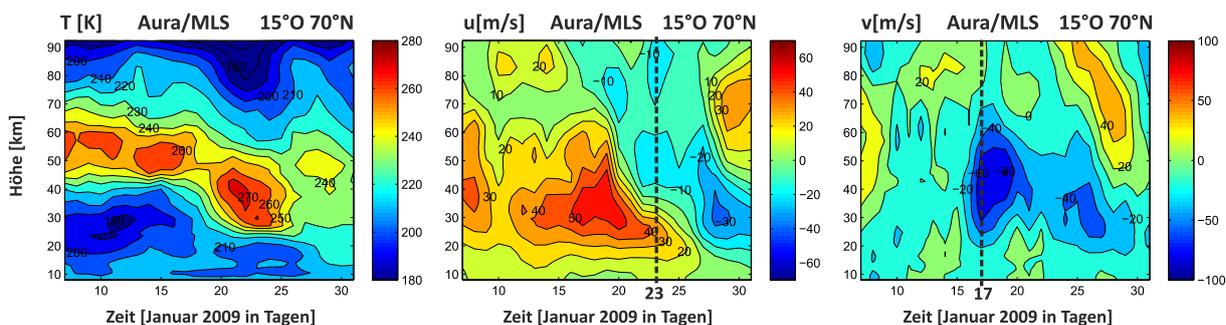


Abb. 36.3: Temperatur T , Zonalwind u und Meridionalwind v , 70°N, 15°O, Januar 2009; die gestrichelten Linien kennzeichnen Profile von u (23. Januar) und v (17. Januar), deren Vertikalstruktur und Amplituden mit lokalen Messungen über ALOMAR (69°N, 16°O) gut übereinstimmen.

Im Rahmen weiterer Projektarbeiten wird das Verfahren optimiert und erweitert, insbesondere um die Schwerwellenaktivität der oberen Mesosphäre möglichst genau zu erfassen. Insgesamt bieten die abgeleiteten Windfelder eine neue, hervorragende Möglichkeit zur Erforschung der mittleren Atmosphäre sowie zur Validierung von hochreichenden Zirkulationsmodellen (s. Kap. 37). Diese Aspekte sind insbesondere für das Leibnizprojekt MaTMeLT von Bedeutung.

37. Interannuale Variabilität der 3D-residuellen Zirkulation

(A. Gabriel, E. Becker)

Der mittlere Spurenstofftransport der Stratosphäre und Mesosphäre (Brewer-Dobson-Zirkulation) kann näherungsweise über die Summe der zeitlichen Mittel der Windfelder und der Wellenergebnisse (residuelle Zirkulation) plus einem Mischungsterm beschrieben werden. Die residuelle Zirkulation wird üblicherweise im zonalen Mittel (2D, Mittel über alle Längen) untersucht, während die dreidimensionale (3D) residuelle Zirkulation bisher kaum Beachtung fand. Von hoher Aktualität ist die Frage, ob und wie natürliche Variationen und anthropogene Emissionen die 2D-residuelle Zirkulation verändern, wobei Modelle und Beobachtungen erhebliche Differenzen zeigen. Die hier vorgestellte Arbeit untersucht im Rahmen des Leibnizprojektes LOCHMES die Variationen der 3D-residuellen Zirkulation (auf Basis neuerer Formulierungen von *Kinoshita et al, JMSJ, 2010*, und *Sato & Kinoshita, JAS, 2013a,b*), um zu einem erweiterten Verständnis dieser Problematik beizutragen.

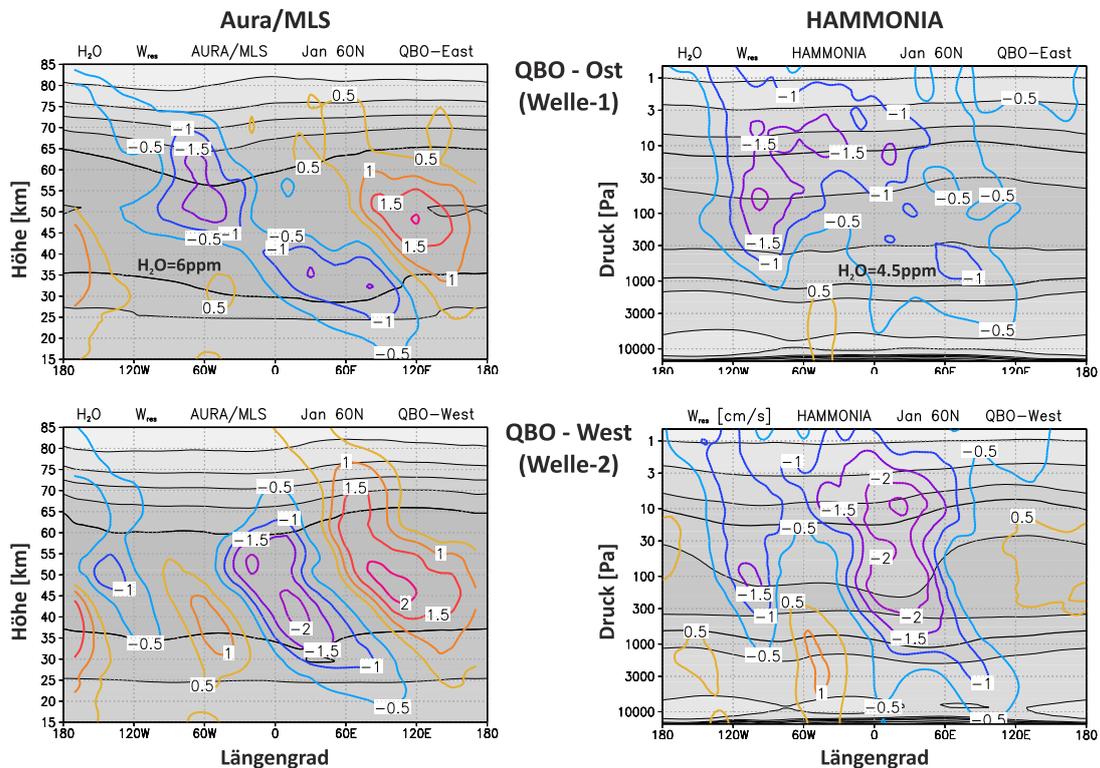


Abb. 37.1: Vertikaler residueller Wind w_{res} [cm/s, farbig] sowie H_2O (grau, Abstand: 1 ppm; einzelne Linien sind beschriftet), $60^\circ N$, Mittelwert über drei Januare für QBO-Ost/West, links: abgeleitet aus Aura/MLS-Daten, rechts: Zirkulations- und Chemiemodell HAMMONIA (zu den Daten s. Kap. 36).

Teil des Projektes sind Untersuchungen zum Einfluss der Quasibiennalen Oszillation (QBO, eine ca. 27-monatige Ost-West-Oszillation der stratosphärischen Zonalwinde über dem Äquator) auf die interannuale Variabilität des Massentransportes. Die winterlichen Westwinde der höheren Breiten zeigen eine Abschwächung des zonalen Mittelwertes bei QBO-Ost sowie einen Wechsel der primären Wellenstruktur von Welle-1 (QBO-Ost) zu Welle-2 (QBO-West). Diese Signatur finden wir ebenfalls in der 3D-residuellen Zirkulation. Als Beispiel zeigt Abb. 37.1 den vertikalen residuellen Wind w_{res} für Januar bei $60^\circ N$. Die QBO-Signatur im residuellen Transport führt zu einer entsprechenden planetaren Wellensignatur im Wasserdampf (H_2O). Die Signaturen sind im Modell aufgrund kleinskaliger transientser Wellen insgesamt weniger stark ausgeprägt. Andererseits werden bei der Bestimmung von w_{res} aus den Aura/MLS-Daten die lokalen Effekte von Schwerewellen in der oberen Mesosphäre zurzeit noch nicht ausreichend erfasst (zur geplanten Erweiterung der Algorithmen s. Kap. 36).

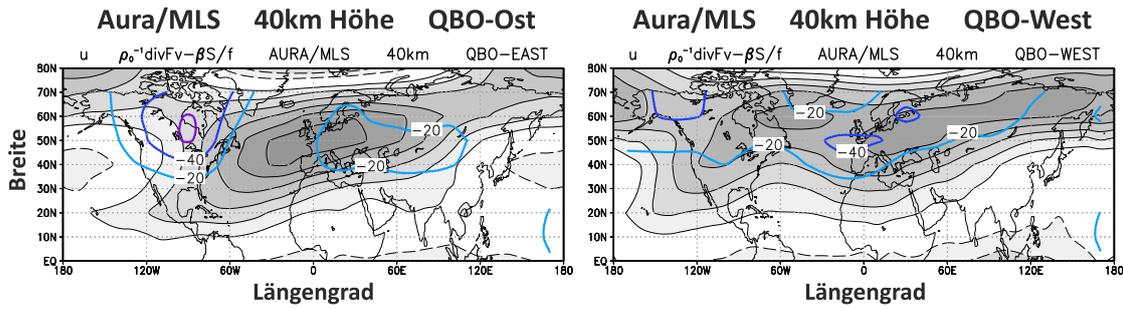


Abb. 37.2: Wellenantrieb der divergenten Komponente des zonalen Windes ($\text{ms}^{-1}\text{Tag}^{-1}$, farbig) und zonaler Wind u (Abstand: 10 ms^{-1} , grau-schattiert, ohne Beschriftung), 60°N , Januar, für die Aura/MLS-Daten.

Man vermutet, dass die primäre Wirkung der QBO auf die Wellendynamik der höheren Breiten im Bereich der oberen Stratosphäre lokalisiert ist. Die Analyse der 3D-Wellenflüsse zeigt hier ein sehr viel deutlicheres Bild der Prozesse als die 2D-Analysen. Bei QBO-West (Abb. 37.2, rechts) wird im Westwind-Jet bei Überquerung der Rocky Mountains eine Rossby-Welle angeregt, die zur Konfiguration der planetaren Welle-2 beiträgt. Bei QBO-Ost (Abb. 37.2, links) deutet dagegen der dargestellte Wellenantrieb auf die Forcierung einer Ostwind-Komponente über Nordamerika (der Wellenantrieb ist näherungsweise proportional zur divergenten Komponente des Zonalwindes). Folglich kann sich dort die orografisch angeregte Rossby-Welle nicht entfalten und es entsteht insgesamt eine Welle-1-Signatur (Westwinde über Europa, Ostwinde über dem Pazifik).

Da der starken Absinkbewegung in der oberen Stratosphäre/unteren Mesosphäre (s. Abb. 37.1) eine bedeutende Rolle für die Struktur des winterlichen Polarwirbels zukommt, beeinflusst sie möglicherweise auch das bodennahe Hoch über Nordeuropa/Sibirien, das durch Absinkbewegung in höheren Schichten stabilisiert wird. Mit einem einfachen Ansatz (Balance des vertikalen Wärmetransports mit einem Relaxationsterm, $\Delta w_{res} \cdot \partial \theta_0 / \partial z = -\alpha \Delta \theta$, $\theta = T(1000/p)^{R/c_p}$, $\alpha = 1/15$ Tage, $\theta_0(z)$ ist vorgegeben) können wir den Beitrag der QBO-induzierten Änderung Δw_{res} zur Variabilität der bodennahen geopotentiellen Höhe (über $\Delta \Phi_s = g^{-1} \int (RH^{-1} \Delta T) dz$) abschätzen. Für die Aura/MLS-Daten (Abb. 37.3, links) stimmt die Position der durch Δw_{res} hervorgerufenen positiven Anomalie über Skandinavien mit den Bodenbeobachtungen (Abb. 37.3, rechts) überein, bei einem bemerkenswert deutlichen Beitrag von ca. 40 m (30%). In ERA-Interim zeigt sich dagegen ein weniger deutliches Bild (Abb. 37.3, Mitte) aufgrund der fehlenden Windmessungen oberhalb von 30 km sowie der oberen Grenze des Assimilationsmodells bei ca. 65 km (s. hierzu auch Kap. 36).

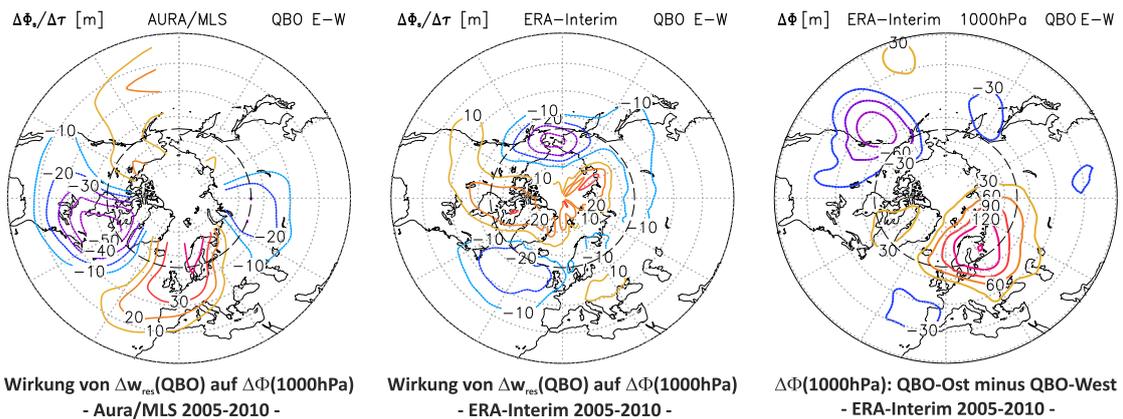


Abb. 37.3: Linearisierte Wirkung der Differenz Δw_{res} zwischen QBO-Ost und QBO-West auf die geopotentielle Höhe in Bodennähe $\Delta \Phi_s$ für die Aura/MLS-Daten (links) und ERA-Interim (Mitte), im Vergleich zur Gesamt-Differenz in den bodennahen Daten von ERA-Interim (rechts).

Die Resultate zeigen, dass die 3D-residuelle Zirkulation ein hervorragendes Instrument zur Interpretation lokaler Änderungen sowie zur Verifikation von Klimamodellen bietet. Weiteres Ziel der Projektarbeiten sind Untersuchungen zur langfristigen Änderung der 3D-residuellen Zirkulation.

38. Analyse nichtidealer Strömungen in der Atmosphäre

(A. Gaßmann)

Zur Interpretation der Zirkulationsmuster in der mittleren Atmosphäre wird oft die sogenannte residuelle Zirkulation in der meridionalen Ebene herangezogen. Die bildliche Vorstellung der residuellen Zirkulation ist zugegebenermaßen nicht nur für den Laien schwierig. Wie das Wort „residuell“ schon nahelegt, handelt es sich bei dieser Zirkulation nicht um die vollständige Zirkulation, sondern nur um den Anteil, der dynamisch eine aktive Rolle spielt. Die Frage nach der dynamischen Aktivität wurde früher so beantwortet: Idealisierte Wellen können nicht zur Beschleunigung des zonalen Grundstroms beitragen, ihre eigene Sekundärzirkulation (bekannt als Ferrel-Zelle) spielt also keine aktive Rolle und wird daher von der vollständigen Zirkulation subtrahiert. Luftpakete, die in so einer Welle mitbewegt werden, folgen einer geschlossenen elliptischen Bahn, wenn man ihre Bewegung auf eine meridionale Ebene projiziert. Leider hängt diese Sichtweise von der vereinfachenden Annahme idealisierter Wellen ab. Die Natur und unsere vollständigen numerischen Modelle folgen dieser Annahme nur bedingt. Daher ist es gerechtfertigt, nach einer Alternative zur Darstellung der residuellen Strömung zu suchen, die ohne vereinfachende Annahmen auskommt.

Bei der Motivation einer solchen Alternative geht man von der Tatsache aus, dass es in der Atmosphäre tatsächlich einen Windanteil gibt, der weder zur Umwandlung von kinetischer Energie in verfügbare Energie noch zum Fluss der Ertelschen potentiellen Wirbelstärke beiträgt. Falls der Wind nur durch diesen Anteil darstellbar ist, sind Stromlinien und Trajektorien gleich. Die Strömung wäre dann stationär, also unveränderlich. In der Projektion auf eine meridionale Ebene würden Luftpakete wieder geschlossenen elliptischen Bahnen folgen. Den so beschriebenen Wind bezeichnen wir als idealen Wind. Er ist definiert durch

$$\mathbf{v}_{\text{id}} := \nabla\theta \times \nabla B / (\rho P).$$

Dabei sind θ die potentielle Temperatur, P die Ertelsche potentielle Wirbelstärke und ρ die Luftdichte. Die Bernoullifunktion B ist die Summe aus den massenspezifischen Werten der kinetischen Energie, der Enthalpie und der potentiellen Energie. Die Ähnlichkeit des idealen Windes zum bekannten geostrophischen Wind ist auffällig. Wenn man annimmt, dass die Isentropen (Flächen gleicher potentieller Temperatur) nicht geneigt sind, die Wirbelstärke durch den Coriolisparameter dominiert ist und die kinetische Energie vernachlässigt wird, ist der ideale Wind identisch mit dem geostrophischen Wind. Allerdings kann der geostrophische Wind nichts über den vertikalen Windanteil aussagen, der beim allgemein definierten idealen Wind die Auf- und Abwärtsbewegungen auf der elliptischen Bahn beschreibt.

Die Abweichung des tatsächlichen Windes vom idealen Wind ist nun von besonderem Interesse. Wellen können sich nur durch stetigen Austausch zwischen kinetischer und verfügbarer potentieller Energie ausbreiten. Dazu muss der tatsächliche Wind vom idealen Wind abweichen. Reibung und diabatische Erwärmung oder Abkühlung tragen ebenfalls dazu bei, dass es solche Abweichungen gibt. Diese sind dann natürlich wiederum mit einem nichtidealen Massenfluss verbunden. Nur so kann nun wirklich im Mittel Masse transportiert werden. Als Atmosphärenphysiker fragt man sich dann, welcher der aufgezählten Prozesse (nichtlineare Wellen, Reibung, Heizung) wie viel und in welchem Gebiet zum nichtidealen Massenfluss beiträgt.

Im Folgenden untersuchen wir ein einfaches Klima der Troposphäre, welches durch das Held-Suarez-Experiment numerisch mit dem ICON-IAP-Modell generiert worden ist. Die traditionelle Sichtweise des residuellen Windes wird der neuen Sichtweise des nichtidealen Windes gegenübergestellt. Abbildung 38.1 vergleicht die meridionalen (nach Norden gerichteten) Windkomponenten. Man sieht, dass diese sich vor allem unterhalb von 800 hPa in der atmosphärischen Grenzschicht unterscheiden. Während der residuelle Wind durchweg äquatorwärts gerichtet ist, spiegelt der nichtideale Wind die äquatorwärtigen Passatwinde in den niederen Breiten, aber auch das nordwärtige Einströmen der Luft in die Tiefdruckgebiete der mittleren Breiten wider. Auch in der mittleren

und oberen Troposphäre gibt es Unterschiede. Vergleichbar sind die Muster zwischen etwa 10° und 45° , wo die Rossby-Wellen brechen. Der starke nordwärtige residuelle Wind in der mittleren Troposphäre polwärts von 45° kann mit dem nichtidealen Wind nicht nachvollzogen werden. Dieser zeigt hier eine schwache äquatorwärtige Strömung. Die eingangs genannten Linearisierungsannahmen für idealisierte Wellen, die im residuellen Bild stecken, sind für diese Unterschiede verantwortlich.

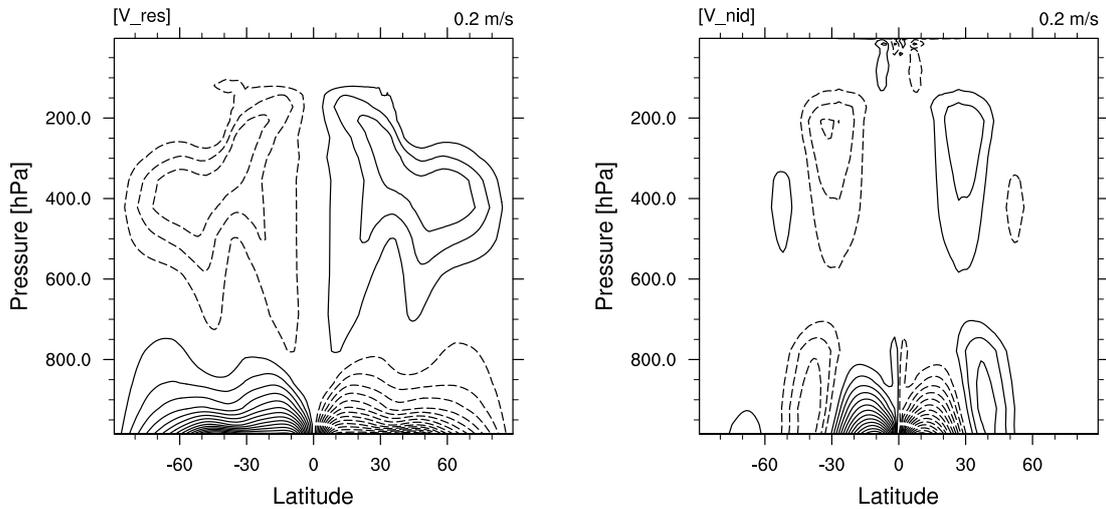


Abb. 38.1: Residueller (links) und nichtidealer (rechts) zonal und zeitlich gemittelter Meridionalwind.

Auch die vertikalen residuellen und nichtidealen Winde sind unterschiedlich (Abb. 38.2). In der atmosphärischen Grenzschicht sehen wir für den nichtidealen Wind ein Aufsteigen der Luft in den Tiefdruckgebieten der mittleren Breiten. Dieses Phänomen ist als Ekman-Pumpe bekannt. Für beide Sichtweisen sind das Aufsteigen der Luft in den Tropen und das Absinken der Luft in den Polgebieten offensichtlich, welche mit den diabatischen Quelltermen verbunden sind. Zusätzlich sehen wir im negativen nichtidealen vertikalen Wind bei etwa 45° auch den Einfluss von brechenden Wellen. Dies ist im residuellen Bild nicht zu sehen, da dort die Vertikalbewegung nur mit den diabatischen Quelltermen verbunden ist. Weil die Isentropen aber geneigt sind, sind es nicht nur die Heizung und Kühlung, sondern auch die Wellen, die zu einem vertikalen Netto-Massenfluss beitragen.

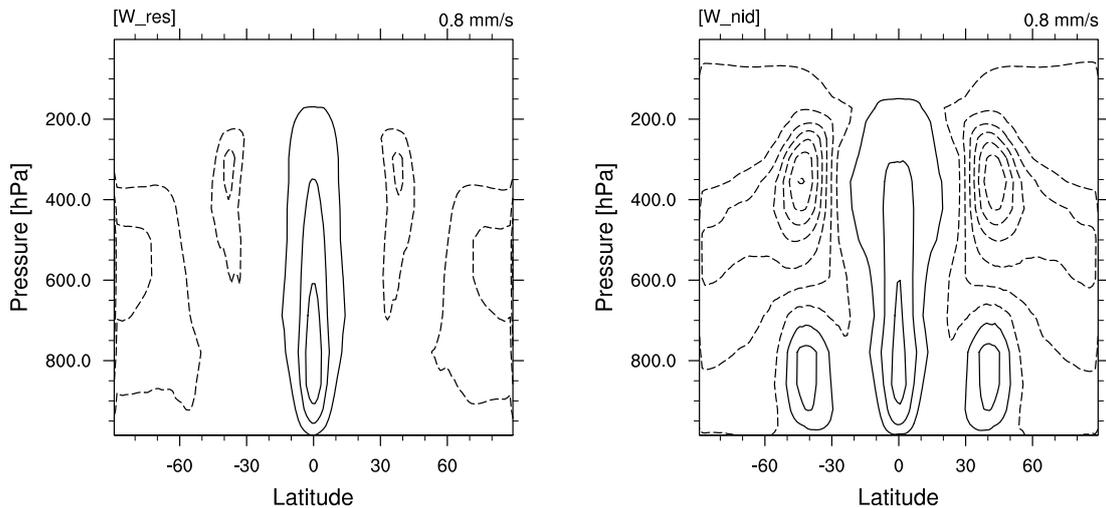


Abb. 38.2: Residueller (links) und nichtidealer (rechts) zonal und zeitlich gemittelter Vertikalwind.

Im Gegensatz zum residuellen Massenfluss ist der nichtideale Massenfluss in der meridionalen Ebene nicht divergenzfrei. Das ist auch nicht erwartbar, da Prozesse, die den Wechsel zwischen idealem und nichtidealem Windanteil verursachen, an beliebigen Orten stattfinden können. Mit der hier vorgestellten Methode wird es möglich, die instantane und kleinskalige Wellenwirkung in der mittleren Atmosphäre zu erfassen.

39. Dissipation und zweiter Hauptsatz in Klimamodellen

(A. Gaßmann, M. Schlutow, E. Becker)

Einer der Hauptforschungspunkte des IAP ist die experimentelle und die modellbasierte Bestimmung der turbulenten Energiedissipation. Beim experimentellen Zugang ist diese Größe mittels Wind-, Temperatur- oder Neutralgasfluktuationen indirekt messbar (vgl. Kap. 17, 30). In der numerischen Simulation hingegen ist eine solche Herangehensweise nicht möglich, da die typische Ausdehnung einer Modellgitterbox mehrere Größenordnungen oberhalb der äußeren Skala von kleinräumiger Turbulenz liegt. In einem numerischen Modell der Atmosphäre muss aber genau so viel Energie dissipieren wie in der Natur.

Dissipation ist der Verlust von lokal verfügbarer Energie für möglicherweise nachfolgende Prozesse. Man kann sich das sehr gut anhand eines Pendels vorstellen. Schwingt das Pendel ungedämpft, wird immer genau so viel potentielle Energie (dargestellt durch die Höhe der Auslenkung des Pendels) in kinetische Energie (dargestellt durch die quadratische Geschwindigkeit) umgewandelt, wie zuvor kinetische in potentielle Energie. Schwingt das Pendel gedämpft, geht zunächst kinetische Energie verloren, sodass späterhin etwas weniger potentielle Energie zur Verfügung steht. Die dem Schwingungsprozess verloren gegangene Energie hat die Bremse und das Pendel etwas erwärmt. Dissipation ist daher ein irreversibler Vorgang. Sie ist das energetische Pendant zur Aussage des zweiten Hauptsatzes der Thermodynamik, wonach die Entropie in geschlossenen Systemen nur zunehmen kann.

Auch in einem atmosphärischen Zirkulationsmodell gibt es nur zwei Arten von Prozessen, nämlich reversible Prozesse, bei denen die Energie immer verfügbar von einer Energieform in eine andere umgewandelt wird, und irreversible Prozesse, bei denen verfügbare Energie verloren geht und in Wärme umgewandelt wird. Daher gilt der zweite Hauptsatz auch für Zirkulationsmodelle der Atmosphäre. Das ICON-IAP-Modell simuliert reversible Prozesse per Konstruktion richtig. Die Frage ist nun, ob übliche Ansätze für die Beschreibung irreversibler Prozesse, die sogenannten Parametrisierungen für die Subskalen, mit dem zweiten Hauptsatz konform sind.

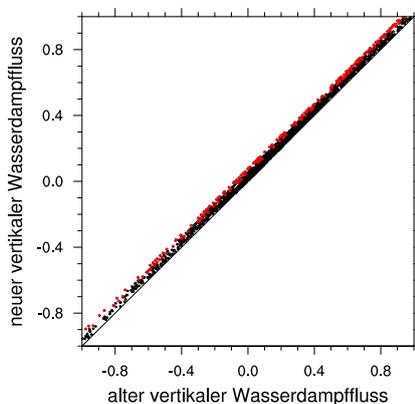


Abb. 39.1: Vergleich neuer und alter subskaliger Wasserdampf Flüsse [10^{-5} kg/m²/s], Annahme: $\rho K = 1$ kg/m/s (ρ =Dichte, K =Diffusionskoeffizient). Rote Punkte liegen unterhalb von 1500 m in der Grenzschicht, schwarze Punkte darüber

empirisch gerechtfertigt, verletzen aber je nach Implementierung entweder die Energieerhaltung oder den zweiten Hauptsatz. Was die Mischung von Wasserdampf und trockener Luft anbetrifft, so konnten wir einen neuen entropiekonsistenten Parametrisierungsansatz ableiten. Dabei wird im Vergleich zum üblichen Mischungsansatz, in dem Wasserdampf als passives Spurengas interpretiert wird, der Wasserdampf effektiver nach oben gemischt (siehe Abb. 39.1). Verständlich wird dies bei

Ein Wettervorhersage- oder Klimamodell beschreibt das Verhalten der Atmosphäre inklusive des Wasserdampfes, der Wolken und des Niederschlags. In so einer Multiphasenströmung finden noch weitere dissipative Prozesse außer turbulenter Reibung statt. Insgesamt gibt es fünf Arten der Dissipation: Dissipation durch Reibung, thermische Dissipation durch Ausgleich von Temperaturunterschieden, Dissipation durch Mischung von Wasserdampf und trockener Luft, Dissipation infolge der Sedimentation des Niederschlags und Dissipation durch irreversible Phasenumwandlungen (z. B. die Verdunstung von Regentropfen unterhalb der Wolke).

Eine Überprüfung der üblichen Parametrisierungen ergab, dass diese meist nicht mit dem zweiten Hauptsatz konform sind. Korrekt implementiert ist oft nur die Phasenumwandlung. Die Problematik der reibungsbedingten Dissipation wurde schon in früheren Jahren am IAP behandelt. Wir fanden nun, dass auch die bisherigen Ansätze für die thermische Dissipation nicht korrekt sind und zu negativer Dissipation, also Entropievernichtung, führen können. Diese Ansätze sind zwar

Berücksichtigung des geringeren Molekulargewichts der Wassermoleküle im Vergleich zu anderen Luftmolekülen. Die Dissipation, die im Zusammenhang mit Niederschlag auftritt, hat entgegen der herkömmlichen Auffassung erst sekundär etwas mit der Reibung zwischen Tropfen und Luft zu tun. Aus der Reibung lässt sich nur die Geschwindigkeit eines Tropfens erklären. Vielmehr muss man sich vorstellen, dass beim Fallen von Regentropfen die nicht sedimentierenden Luftbestandteile das Volumen einnehmen, welches vorher von den Tropfen okkupiert war. Dies geschieht durch einen irreversiblen Druckausgleich. Dieser Prozess muss bei der Parametrisierung der subskaligen Flüsse von Wasserdampf und trockener Luft beachtet werden.

Es war bisher aufgrund der aufgezeigten Inkonsistenzen nicht möglich, alle lokalen Dissipationsraten in Atmosphärenmodellen zu untersuchen und zu fragen, welche Prozesse in welchen Regionen wie viel zur Dissipation beitragen. Dies ist nun mit dem ICON-IAP-Modell möglich. Zunächst wurde in Anlehnung an einen schweren Sturm im Lee der Rocky Mountains ein Benchmark-Experiment

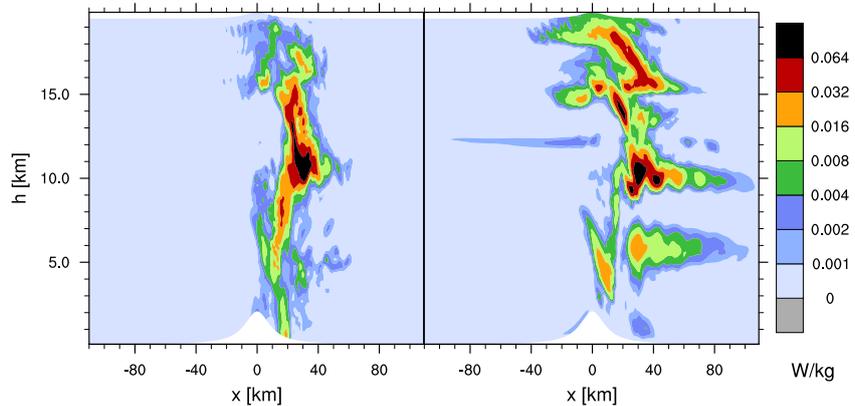


Abb. 39.2: Reibungsbedingte Dissipation durch horizontale (links) und vertikale (rechts) Winddifferenzen bei Bergüberströmung.

durchgeführt. Bei der Bergüberströmung entstehen Schwerewellen, die instabil sind und in der Stratosphäre brechen. Abbildung 39.2 zeigt die zeitlich gemittelten reibungsbedingten Dissipationsraten, die generell mit dem Wellenbrechen einhergehen.

Die grauen Flächen in Abb. 39.3 zeigen, dass eine herkömmliche Wärmeflussparametrisierung sehr leicht negative Dissipationsraten ergeben kann. Dies widerspricht dem zweiten Hauptsatz der Thermodynamik. Eine Modellsimulation wird deswegen aber nicht instabil, da es genug andere Prozesse gibt, die tatsächlich dissipativ wirken. Ein Ansatz, der statt der potentiellen Temperatur die Enthalpie diffundiert, ergibt positive Dissipation.

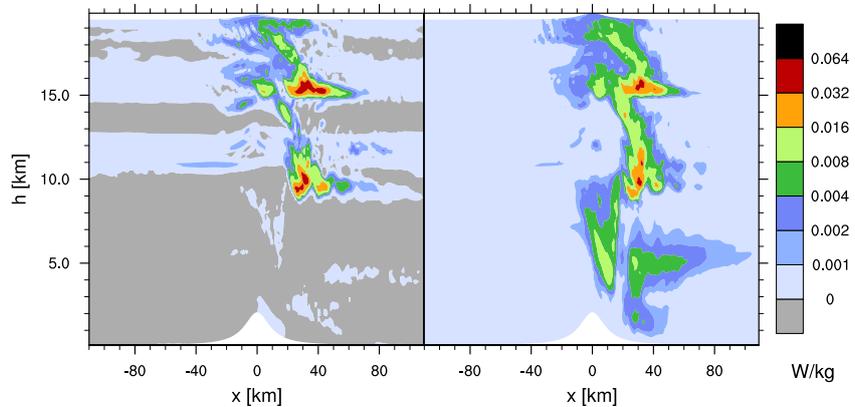


Abb. 39.3: Thermische Dissipation mit einer üblichen (links) und einer entropiekonsistenten (rechts) Wärmeflussparametrisierung.

Das Entropiekonzept lässt sich auch im Zusammenhang mit dem numerischen Spurenstofftransport anwenden. Von Spurenstoffen wird angenommen, dass ihre Masse praktisch keinen Beitrag zur Gesamtmasse und damit auch nicht zur Gesamtenergie liefert. Dann hängt die Mischungsentropie von der Spurenstoffkonzentration, jedoch nicht von Druck oder Temperatur ab. Numerische Transportverfahren sollten so beschaffen sein, dass die Mischungsentropie durch die Advektionsterme erhalten bleibt, jedoch durch die Diffusion bilanzierbar vergrößert wird. Die Diagnose der Entropie ist also ein wertvolles Bewertungskriterium für die Qualität von Advektionsverfahren und Mischungsansätzen.

40. Einfluss von Schwerewellen auf die OH^* -Schicht

(M. Grygalashvyly, E. Becker, G. Sonnemann, F.-J. Lübken)

Im Mesopausenbereich werden Airglowmessungen des vibrationsangeregten Hydroxyl OH^* häufig genutzt, um die Temperatur und die Konzentration einiger chemischer Konstituenten abzuleiten. Allerdings besteht eine gewisse Unsicherheit bezüglich der Höhe der OH^* -Schicht, deren Höchstwert a priori mit etwa 87–88 km angenommen wird. Es wurde von uns ein detailliertes Modell der OH^* -Relaxation entwickelt, um die Prozesse in der OH^* -Schicht besser studieren zu können. Das Modell berücksichtigt alle relevanten Prozesse für die Bildung von OH^* wie etwa die Reaktion von Ozon mit atomarem Wasserstoff und die weniger wichtige Reaktion von atomarem Sauerstoff mit H_2O . Die entsprechenden Verlustprozesse sind die Deaktivierung von OH^* über Stöße mit O , O_2 und N_2 , die Reaktion von OH^* mit O und die spontane Emission von Mikrowellenstrahlung. Für die Deaktivierung durch O_2 und O wurde ein Schema der Multiquantumrelaxation verwendet. Dieses OH^* -Modell ist Teil des Chemie-Transportmodells MECTM, das durch die Dynamik des KMCM angetrieben wird. Das KMCM generiert Schwerewellen (GWs) mit horizontalen Wellenlängen bis zu 330 km. Es wird genutzt, um den Einfluss von Schwerewellen auf die OH^* -Schicht zu untersuchen.

Wir fanden, dass die Höhe der OH^* -Schicht und die OH^* -Konzentration von der Konzentration von O , von der Temperatur und von deren vertikalen Gradienten abhängen, wobei der atomare Sauerstoff den größten Einfluss hat. Es gibt eine ausgeprägte jährliche und breitenabhängige Variation, sowohl in der Höhe der OH^* -Schicht als auch bezüglich der absoluten Dichte im Maximum der Schicht. Die höchsten Dichtewerte wurden im Winter in hohen und mittleren Breiten gefunden, während die größten Schichthöhen im Sommer in hohen Breiten auftraten. Die Ursache für die jährliche Variation liegt in der allgemeinen mittleren Zirkulation, welche die Flüsse des atomaren Sauerstoffs bestimmen. Abbildung 40.1 stellt in einem Breiten-Höhenschnitt nächtlich gemittelte $OH_{\nu=6}^*$ -Werte für den 7. Januar dar (ν ist die Schwingungsquantenzahl).

Abbildung 40.2 zeigt in einem instantanen Längen-Höhenschnitt die Verteilung der Temperatur (a), des Vertikalwindes (b) und der absoluten Dichte von $OH_{\nu=6}^*$ (c) bei 69°N für den 7. Januar. In der Temperatur und dem vertikalen Wind sind die Signaturen der GWs deutlich zu erkennen. Die Signaturen besitzen horizontale Wellenlängen von etwa 500 km. Die Temperatur

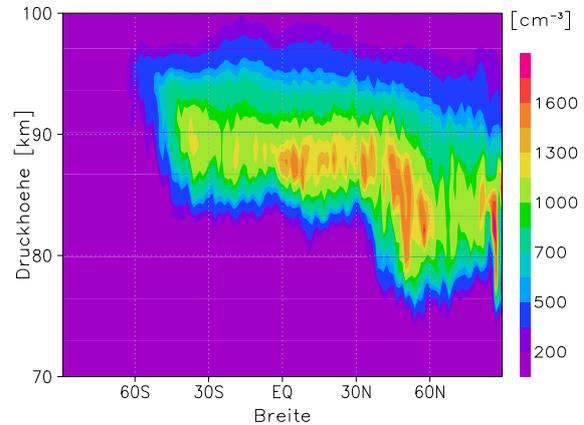


Abb. 40.1: Breiten-Höhenschnitt der nächtlich gemittelten $OH_{\nu=6}^*$ -Konzentration am 7. Januar

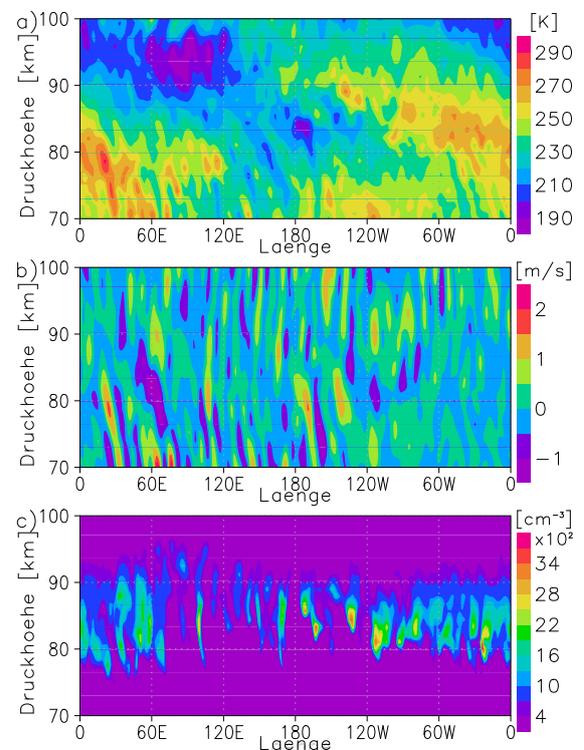


Abb. 40.2: Längen-Höhenschnitt der Verteilung der Temperatur (a), des Vertikalwindes (b) und der absoluten Dichte von $OH_{\nu=6}^*$ (c) bei 69°N

und der vertikale Wind modulieren durch die Temperaturabhängigkeit der chemischen Reaktionsraten und durch den vertikalen Transport von O drastisch sowohl die Höhe der OH^* -Schicht als auch die maximale OH^* -Dichte. Die Höhenvariation beträgt dabei ungefähr 10 km und hat damit einen gewaltigen Einfluss auf die Interpretation von OH^* -Messungen, die bislang einer konstanten Höhe zugeordnet wurden.

Abbildung 40.3 veranschaulicht die Variation der Temperatur im Maximum der $OH^*_{\nu=6}$ -Schicht (blaue Kurve) und in einer konstanten Druckhöhe von 87,9 km (rote Kurve) bei 69°N für den 7. Januar. Die Abbildung stellt einen Schnappschuss entlang des Breitengrades dar. Ausgeprägte Differenzen zwischen beiden Kurven sind offensichtlich.

Es wurden Sensitivitätsexperimente durchgeführt, indem horizontale Wellenlängen der GWs kleiner als 1000 km gefiltert wurden. Die Differenz zum Lauf mit Berücksichtigung der kleinen Skalen steht dann für den Einfluss der GWs. Abbildung 40.4 zeigt im zonalen und täglichen Mittel im Breiten-Höhenschnitt die Schichthöhe (a) und die OH^* -Dichte (b) für den 7. Januar. Im Mittel führen GWs zum Absinken der OH^* -Schicht um 2–4 km und zum Anwachsen der OH^* -Dichte um 50–100 %. Dieser Effekt wird ganz wesentlich durch Mischung von O durch GWs hervorgerufen, d. h., es wird O aus der unteren Thermosphäre in die obere Mesosphäre verlagert. Dieser GW-Einfluss ist am stärksten ausgeprägt in hohen und mittleren (winterlichen) nördlichen Breiten. Der Mischungseffekt durch Schwerewellen erklärt auch die beobachtete halbjährige Variation des Airglows in äquatorialen Breiten, die mit einer der halbjährigen Variation der GW-Aktivität korrespondiert. Um die jährlichen, saisonalen und kurzzeitigen Variationen in der OH^* -Schicht weitergehend interpretieren zu können, haben wir analytische Ausdrücke für die Druckhöhe und die Konzentration des Maximums der Schicht abgeleitet, mit denen sich die numerischen Ergebnisse quantitativ nachvollziehen lassen.

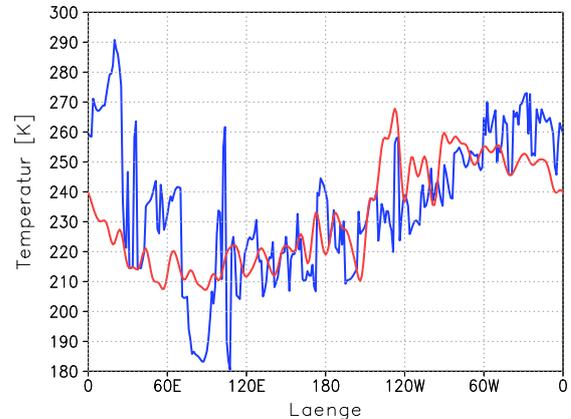


Abb. 40.3: Längenvariation der Temperatur im Maximum der $OH^*_{\nu=6}$ -Schicht (blaue Kurve) und in der konstanten Druckhöhe von 87,9 km (rote Kurve) bei 69°N für den 7. Januar

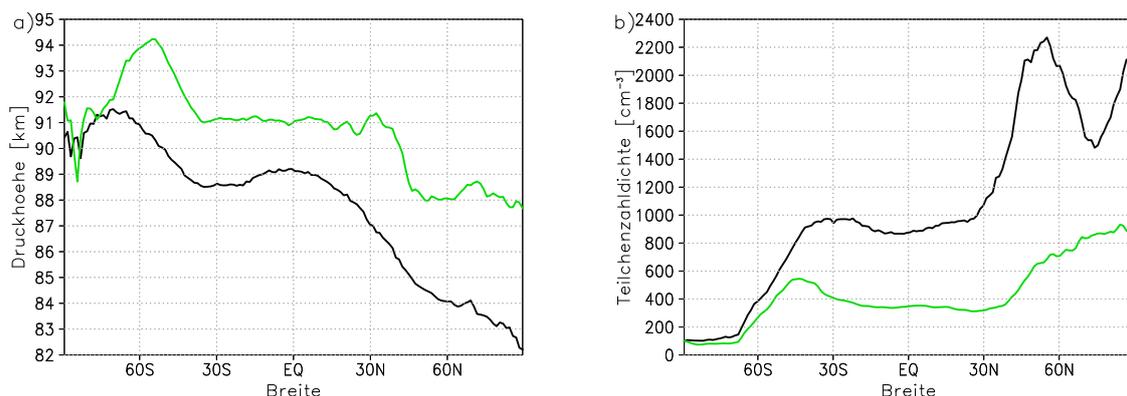


Abb. 40.4: Breitenabhängigkeit des zonalen und täglichen Mittels der Schichthöhe (a) und der maximalen Dichte (b) der OH^* -Schicht für den 7. Januar. Zur Berechnung der grünen Kurve wurden die GWs gefiltert. Die schwarzen Kurven zeigen Ergebnisse bei voller Berücksichtigung (ungefiltert) der dynamischen Felder des KMCM.

41. Modellierung der sekundären Ozonschicht bei stratosphärischen Erwärmungen

(M. Grygalashvily, E. Becker, Ch. Zülicke, G. Sonnemann)

Plötzliche stratosphärische Erwärmungen (SSWs) führen zu starken Variationen in der Aeronomie der Mesosphäre und unteren Thermosphäre. Insbesondere lassen entsprechende Variationen der sekundären Ozonschicht Rückschlüsse auf die Wirksamkeit verschiedener dynamischer Prozesse auf die Photochemie zu. Gegenwärtig gibt es noch eine Reihe offener Fragen und einseitige Interpretationen bezüglich der strukturellen Variationen in der sekundären Ozonschicht. Diese betreffen z. B. die Höhe der Schicht, die Dichte der chemisch aktiven Konstituenten und deren Abhängigkeit von Transport- und Mischungsvorgängen sowie den Einfluss der Temperatur als bislang angenommene dominierende Einflussgröße.

Wir untersuchen die Variabilität der nächtlichen sekundären Ozonschicht infolge von SSWs mittels des Chemie-Transportmodells METCM, das mit den hochaufgelösten dynamischen Feldern des KMCM angetrieben wird. In einer permanenten Januarsimulation generiert KMCM SSWs, wobei insbesondere die Schwerewelleneffekte in der Mesosphäre (Abkühlung während der SSW, Einsatz einer hochliegenden Stratopause nach dem Ereignis) beschrieben werden. Speziell untersuchen wir den Einfluss von atomarem Sauerstoff, atomarem Wasserstoff und der Temperatur auf die Variabilität der sekundären Ozonschicht. Die Ozonkonzentration in der Mesopausenregion wird in erster Linie durch die Reaktion $O + O_2 + M \rightarrow O_3 + M$ bestimmt, wobei die Reaktionsrate mit zunehmender Temperatur schnell abnimmt. Demzufolge führen also nicht nur Temperaturerhöhungen in der oberen Mesosphäre zu einer Reduktion der sekundären Ozonschicht, ebenso kann dies ein Rückgang des atomaren Sauerstoffs bewirken. Die Verlustprozesse werden dagegen durch atomaren Wasserstoff im Wesentlichen gesteuert.

Abbildung 41.1 zeigt die zeitliche Entwicklung zonaler Mittel bei etwa 60°N während einer simulierten SSW. Der Tag Null markiert den Beginn der Umkehr des Zonalwindes in der oberen Stratosphäre (Abb. 41.1c). Bis etwa zum Tag -10 spiegelt das nächtlich gemittelte Ozonmischungsverhältnis (Abb. 41.1a) den typischen Winterzustand wider. Das Herunterwandern der alten Stratopause (Abb. 41.1b), die in dieser KMCM-Version bei dieser Breite bei etwa 70 km Druckhöhe liegt, setzt nach dem Tag -10 ein. Gleichzeitig entsteht ein temporäres Temperaturmaximum um 80 km, das erst am Tag Null wieder verschwindet. Diese Temperaturerhöhung hängt mit der Vorconditionierung des Polarwirbels zusammen und tritt so in polaren Breiten nicht auf. Sie bedingt ein vorzeitiges Minimum der sekundären Ozonschicht. Ab dem Tag Null beginnen sich die Erwärmung in der Stratosphäre und die Abkühlung in der Mesosphäre voll auszuprägen. Aufgrund der mesosphärischen Abkühlung wird die sekundäre Ozonschicht kurzzeitig wieder hergestellt. Das entsprechende Maximum am Tag 2 wird zudem begleitet von einer verstärkten Ausprägung des tertiären Ozonmaximums bei etwa 75 km. Zu diesem Zeitpunkt hat bereits die Schwerewellenfilterung durch den sich umkehrenden Polarwirbel eingesetzt, so dass der mesosphärische Ast der residuellen Zirkulation und die Mischung durch Schwerewellen temporär zusammenbrechen. Dadurch nimmt die Konzentration atomaren Sauerstoffs (Abb. 41.1d) mehr und mehr ab. Dies wirkt sich nun gemäß der eingangs erwähnten chemischen Reaktion auf die sekundäre Ozonschicht so aus, dass diese ab dem Tag 3 quasi verschwindet, obgleich noch niedrige Temperaturen in der oberen Mesosphäre vorherrschen. Die mit dem Einsatz der hochliegenden Stratopause ab etwa dem Tag 10 einhergehende Temperaturerhöhung verhindert die Wiederherstellung der sekundären Ozonschicht. Dies ist insofern bemerkenswert, da die neue Stratopause mit erhöhter Schwerewellenaktivität bzw. mit einer starken residuellen Zirkulation und Mischung in der oberen Mesosphäre verknüpft ist, so dass zu diesem Stadium des SSW-Ereignisses auch atomarer Sauerstoff wieder zur Verfügung steht.

Der Einfluss des atomaren Wasserstoffs auf die zeitlichen Variationen der sekundären Ozonschicht ist gering, obwohl dieser hauptsächlich den chemischen Verlust des Ozons bestimmt. Der entscheidende Grund besteht in der geringen Höhenabhängigkeit des Mischungsverhältnisses von

atomarem Wasserstoff unterhalb der sekundären Ozonschicht. Dadurch haben die mit der SSW einhergehenden Variationen im residuellen vertikalen Wind und in der Mischung durch Schwerewellen keinen nennenswerten Einfluss auf das Mischungsverhältnis von atomarem Wasserstoff im Bereich der sekundären Ozonschicht.

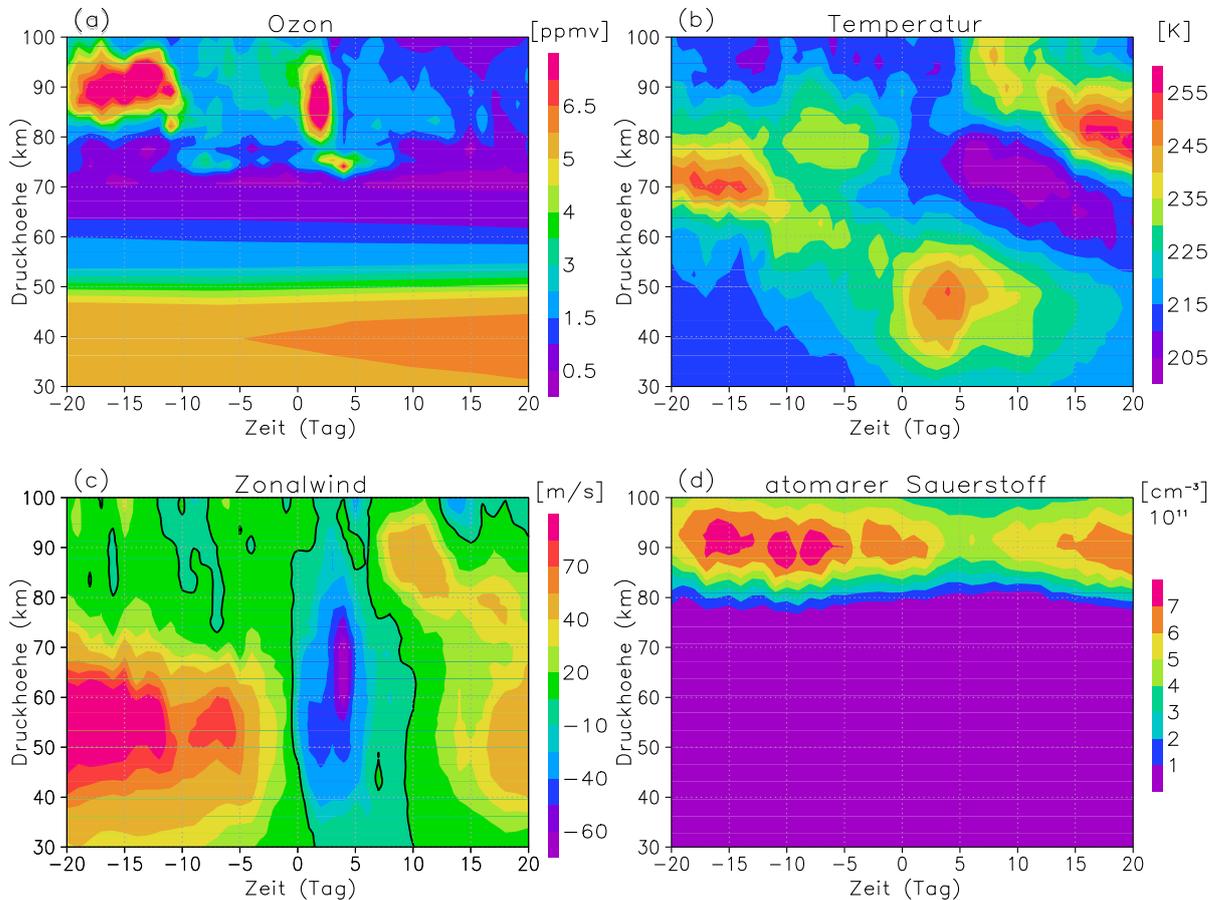


Abb. 41.1: Zeitliche Entwicklung verschiedener zonal gemittelter Größen bei ca. 60°N während einer mit KMCM und dem daran gekoppelten MECTM simulierten stratosphärischen Erwärmung: nächtlich gemitteltetes Ozonmischungsverhältnis (a), Temperatur (b), Zonalwind (c) und absolute Konzentration von atomarem Sauerstoff (d). Der Tag Null markiert den Einsatz der Umkehr des Zonalwindes in der oberen Stratosphäre.

Unser Hauptergebnis ist also, dass die große Variabilität im residuellen Transport und der Mischung durch Schwerewellen im nordhemisphärischen Winter zu entsprechenden Variationen im Mischungsverhältnis von atomarem Sauerstoff führt, was wiederum einen wesentlichen Einfluss auf die sekundäre Ozonschicht hat. Diese Schlussfolgerung steht im Widerspruch zu der bisher üblichen Annahme, dass lediglich Temperaturvariationen die sekundäre Ozonschicht modulieren und man von einem nahezu festen Mischungsverhältnis des atomaren Sauerstoffs ausgehen kann.

42. Objektive Diagnose mesosphärischer Vorboten stratosphärischer Erwärmungen

(Ch. Zülicke, E. Becker)

Kann man anhand mesosphärischer Beobachtungen Voraussagen für die Dynamik der Stratosphäre treffen? Zur Untersuchung dieser Frage eignen sich plötzliche Stratosphärenerwärmungen, da sie innerhalb weniger Tage zu starken Änderungen in der gesamten mittleren Atmosphäre führen. In der Literatur findet man, dass sich zum Beispiel Windumstellungen in der Mesosphäre 5 bis 10 Tage früher als in der Stratosphäre zeigen. Dabei wird meist eine bestimmte empirisch festgelegte Kontur wie die Nullwind-Linie beim Abstieg durch die Atmosphärenschichten verfolgt. In diesem Beitrag wird eine objektive Methode zur Auswertung derartiger Erscheinungen vorgestellt und angewandt.

Mathematisch formuliert lautet die Aufgabe: In einer gegebenen Zeitreihe sollen Anomalien festgestellt werden, das heißt die Zeitpunkte ihres Beginns, Höhepunkts und Endes. Die Lösung besteht in der Bestimmung der Umkehrpunkte und Extrema der Zeitreihe. Damit kann man Phasen positiver und negativer Abweichungen erfassen, selbst wenn die Reihe einen Trend enthält. Diese Methode ist recht robust, weil sie nur relative Informationen benutzt und keine festen Schwellwerte.

Zur Anwendung wird eine 570 Tage lange KMCM-Simulation mit T120L190 Auflösung herangezogen. Das entspricht einer horizontalen Wellenlänge von ca. 330 km und 190 Höhenschichten über 120 km. Damit werden sowohl planetare Wellen als auch Schwerewellen hinreichend aufgelöst. Die benutzten Randbedingungen entsprechen einem permanenten Januar. Während die winterliche Stratosphäre normalerweise kalt ist, zeigten sich selbst-generierte plötzliche Stratosphärenerwärmungen. In diesen Situationen traten in der Mesosphäre Abkühlungen auf (siehe Abb. 42.1).

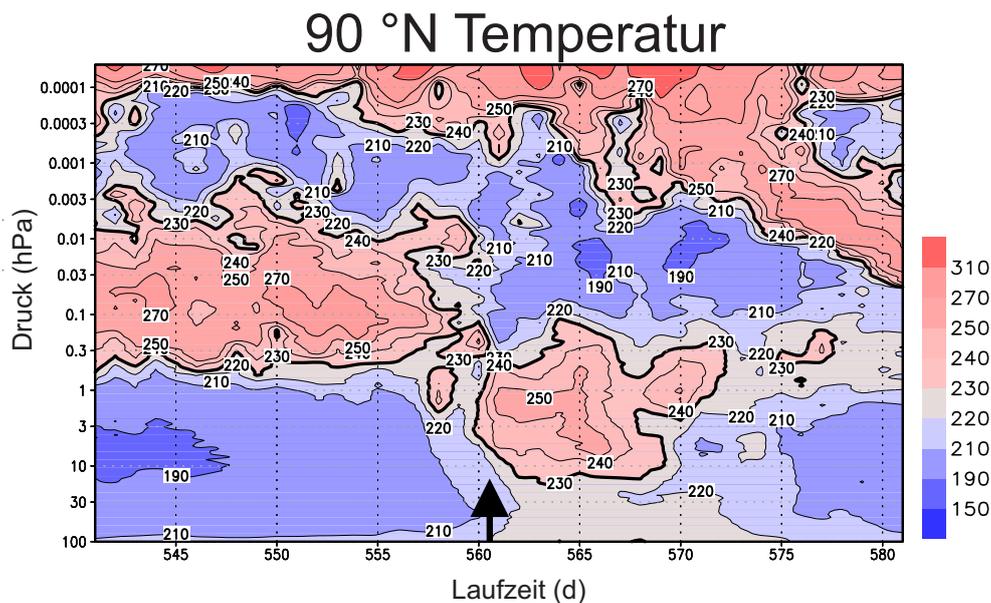


Abb. 42.1: Hovmöller-Diagramm der mit dem KMCM simulierten Pol-Temperaturen (die 230-K-Kontur dick hervorgehoben). Es ist ein 40-Tages-Fenster um eine Stratosphärenerwärmung herausgegriffen, bei der am Tag 561 (Pfeil) auf 10 hPa eine Umkehr des zonal gemittelten Zonalwindes stattfand.

Um den Zeitverlauf genauer zu untersuchen, wurden Temperatur und Zonalwind auf ausgewählten Druckschichten herangezogen. Wie in Abb. 42.2 gezeigt ist, beginnt die Anomalie in der Stratosphäre nur ca. 1 Tag früher als in der Mesosphäre.

Somit hat die objektive Beurteilung des Verlaufs eines bestimmten Ereignisses anhand der Anomalien, das heißt der Abweichungen vom Referenzzustand, am untersuchten Datensatz praktisch Gleichzeitigkeit in Stratosphäre und Mesosphäre ergeben. Physikalisch hängt das mit der vertikalen Ausbreitung von Schwerewellen zusammen, die empfindlich auf die Filterung durch die stratosphärischen Winde reagieren. Eine Abschätzung der vertikalen Gruppengeschwindigkeit mit

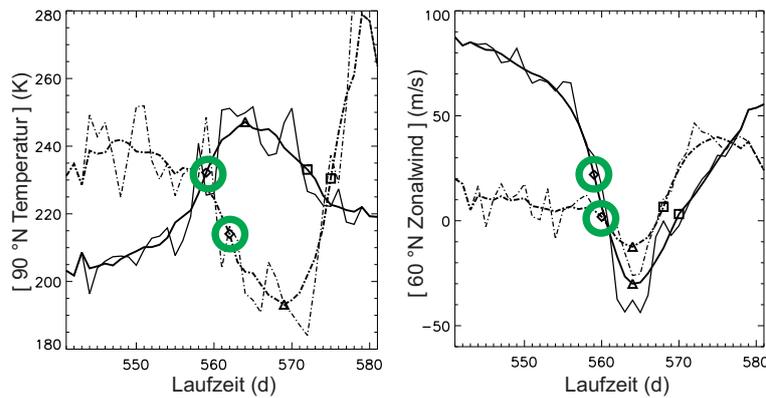


Abb. 42.2: Zeitreihe der mit dem KMCM simulierten (links) Pol-Temperaturen und (rechts) auf 60°N zonal gemittelten Zonalwinde auf 1 (durchgezogene Linie) und 0,01 hPa (Strich-Punkt-Linie). Die dünnen Linien sind die Rohdaten, die dicken Linien wurden über 5 Tage geglättet um kurzfristige Wellenaktivitäten zu entfernen. Der objektiv bestimmte Zeitpunkt des Beginns der Anomalie ist mit einer grün umrandeten Raute gekennzeichnet; der Höhepunkt ist mit einem Dreieck und das Ende mit einem Quadrat angezeigt.

25 km/Tag unterstützt diese Erklärung. Sobald also der Westwind in der Stratosphäre abnimmt, nimmt die ostwärtige Beschleunigung in der Mesosphäre zu. Als Konsequenz verlagert sich die Nullwind-Linie wie auch die entsprechenden Temperaturmuster etwas nach unten. Fasst man eine bestimmte Temperatur-Kontur ins Auge, so dauert es eine Weile bis sie scheinbar von der Mesosphäre in die Stratosphäre gewandert ist. Die kann sich durchaus über 5 bis 10 Tage hinziehen, was von der Intensität von Wind und Schwerewellen abhängt. Insofern ist es also ein Unterschied, ob man den Zeitverlauf von relativen Anomalien oder absoluten Konturen anspricht. In Abb. 42.3 ist der Ablauf einer Stratosphärenenerwärmung schematisch dargestellt.

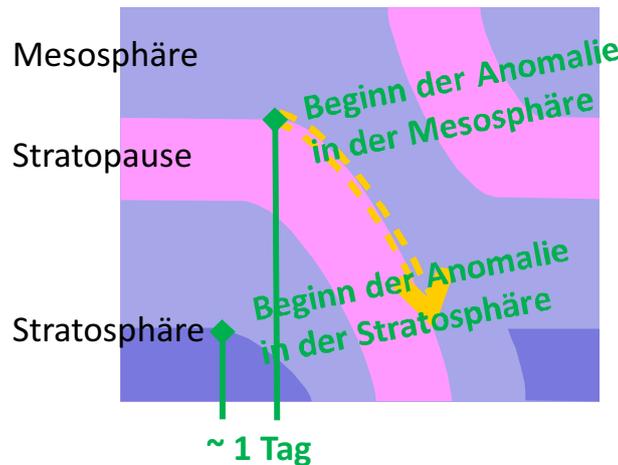


Abb. 42.3: Schematische Darstellung des Ablaufs einer Stratosphärenenerwärmung anhand der Temperaturmuster (bläulich die kalte mittlere Atmosphäre, rötlich die dynamisch geheizte Stratopause). Grüne Pfeile kennzeichnen die Zeitpunkte für den Beginn der Anomalien (Erwärmung in der Stratosphäre und Abkühlung in der Mesosphäre). Zum Vergleich ist der Zeitverlauf einer bestimmten Temperatur-Kontur mit einem gelben Pfeil gezeigt.

Die vorgeschlagene Methode zur objektiven Untersuchung des Zeitverlaufs von Anomalien wurde hier auf eine Modell-Simulation angewandt. Über das in diesem Beitrag dargestellte Beispiel wurden weitere vier Fälle untersucht, was die Aussagen bestätigt hat. Der nächste Schritt ist die Auswertung von Satelliten-, Radar- und Lidar-Beobachtungen.

43. Theoretische Aspekte der Anregung nichtorographischer Schwerewellen

(Ch. Zülicke)

Während die Theorie orographischer Schwerewellen gut ausgearbeitet ist, gibt es für nichtorographisch angeregte noch einige offene Fragen. So verlangen verschiedene empirische Ansätze für die Anregung aus konvektiven und frontodynamischen Prozessen eine theoretische Begründung. Und die analytische Beschreibung der spontanen Abstrahlung von Schwerewellen aus Strahlstromstreifen (*jet streaks*) steht vollkommen aus. Hier wird eine theoretische Arbeit vorgestellt, die diese drei nichtorographischen Schwerewellenquellen mit einem einheitlichen Konzept beschreibt. Ziel ist die Ableitung einer Parametrisierung, die anhand von mesoskaligen Modellsimulationen validiert werden soll.

Die grundlegende Annahme besteht darin, dass schnelle Komponenten einer ageostrophischen Strömung einen Teil ihrer Energie als Schwerewellen abstrahlen. Diese Bedingung als Formel verbindet die Frequenz, die eine Strömung der Geschwindigkeit U_a auf der Länge L_a kennzeichnet, mit der Trägheitsfrequenz f durch $2\pi U_a/L_a > f$. Dieser Ausdruck kann auch als überkritische ageostrophische Rossby-Zahl $Ro_a = U_a/(f L_a) > 0,16$ ausgedrückt werden, die in der Literatur oft zur empirischen Beurteilung der Abweichung vom geostrophischen Gleichgewicht benutzt wird. Nun muss noch U_a für die verschiedenen geophysikalischen Situationen abgeschätzt werden. Basierend auf der quasigeostrophischen Theorie, wird für die Abstrahlung aus den Austrittsgebieten von Starkwindzonen die Lagrangesche Abbremsung des Windes genommen. Dieses bisher neue Element der Anregung nichtorographischer Schwerewellen wurde mit schon gebräuchlichen Größen zur Beschreibung der ageostrophischen Querzirkulation von Fronten, der Frontogenesefunktion, und von Konvektionszellen, der Freisetzung latenter Wärme, kombiniert. Zusammengekommen, ergab sich eine Formel für die Vorhersage der stratosphärischen Schwerewellenenergie aus ihren troposphärischen Quellen (Abb. 43.1).

$$E_{IGW, strato}^{para} = C_{prop} C_{gen} (E_{fa, tropo}^{jet} + E_{fa, tropo}^{front} + E_{fa, tropo}^{conv})$$

Abb. 43.1: Schematische Darstellung der Parametrisierung für die Schwerewellenenergie, die Strahlströme (*jet*), Fronten (*front*) und Konvektion (*convection*) berücksichtigt. Die Bilder symbolisieren die entsprechende Situation in einem Längen-Höhen-Schnitt und die dabei zu erwartenden Schwerewellenstrukturen.

Die im Höhengebiet 0–12 km diagnostizierte Energie der schnellen ageostrophischen troposphärischen Strömung (Index „fa“ für *fast ageostrophic*) wurde proportional zur stratosphärischen Schwerewellenenergie im Höhengebiet 12–16 km angesetzt. Die dimensionslosen Vorfaktoren tragen der Ausbreitung von der Troposphäre in die Stratosphäre Rechnung (C_{pro} , Index „pro“ für *propagation*) sowie dem Anteil der ageostrophischen Strömung, der lokal als Schwerewelle abgestrahlt wird (C_{gen} , Index „gen“ für *generation*). Somit wurde eine Formel für Schwerewellenquellen abgeleitet, die einen einzigen freien Parameter, nämlich C_{gen} , enthält und sonst nur diagnostizierbare physikalische Eigenschaften der quasigeostrophischen Strömung.

Um diese Parametrisierung zu validieren, wurden sechs Läufe mit dem *Weather Research & Forecast Model* (WRF) durchgeführt. Um den Lebenszyklus einer baroklinen Welle, eine oft benutzte

idealisierte Standard-Situation, zu simulieren, wurde ein Kanal in der f -Ebene mit einem baroklin instabilen Strahlstrom initialisiert. Einige Schnappschüsse sind in Abb. 43.2 gezeigt.

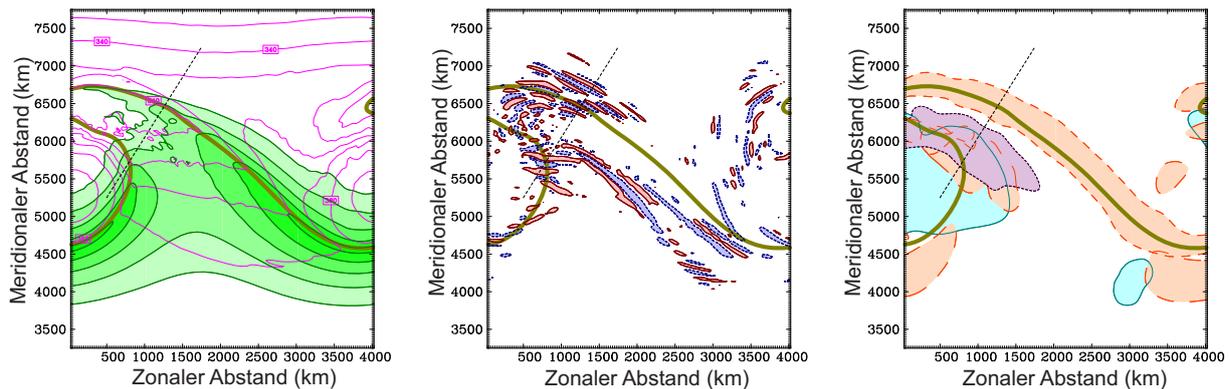


Abb. 43.2: Karten aus dem WRF-Lauf mit mittlerer Auflösung und mittlerer Feuchte. Links ist die Windgeschwindigkeit (grün), potentielle Temperatur (magenta) und eine ausgewählte Kontur des Ertelschen Wirbelwertes (dick) um 10 km gezeigt; in der Mitte die horizontale Divergenz (rot/blau) als Anzeiger für Schwerewellen in 10 km Höhe und rechts die drei Antriebsgrößen für den Strahlstrom (die ageostrophische Querströmung auf 10 km in cyan), die Front (Frontogenesefunktion auf 10 und 2 km in orange) sowie die Konvektion (latente Heizung in 5 km in violett). Zum gezeigten Zeitpunkt ist die barokline Welle bereits kurz vor dem Brechen und mit ausgeprägten Frontensystemen in der unteren und oberen Troposphäre verbunden. In dieser Situation werden auch die meisten Schwerewellen abgestrahlt.

Um die Stabilität der Ergebnisse zu erfassen, wurde die horizontale Auflösung zwischen 50 und 12,5 km und die Feuchte zwischen 0 und 55 % variiert. Aus diesem Datenmaterial wurde die Schwerwellenenergie aus einer harmonischen Analyse der kleinskaligen horizontalen Divergenz bestimmt sowie die erwähnten Charakteristika der großskaligen ageostrophischen Strömung. Die Ergebnisse sind in Abb. 43.3 dargestellt: Sie erklären 93 % der Varianz in den sechs Simulationen. Den Vorfaktoren wurde der Wert $C_{pro} C_{gen} = 0,012$ zugewiesen, was fast vollständig mit der vertikalen Ausbreitung der Schwerwellenpakete interpretiert werden kann. Je höher die Auflösung oder die Feuchte, desto intensiver prägten sich die ageostrophische Strömung und die Schwerewellen aus.

Ein theoretischer Ansatz für die systematische Ableitung einer Parametrisierung nicht-orographischer Schwerewellen wurde vorgestellt. Dabei wurde erstmalig auch die Abstrahlung aus Starkwindgebieten eingeschlossen. Vorerst ist dabei die Energie, also die Amplitude der Wellen, berücksichtigt worden, die Erweiterung der Theorie auf Frequenz und Wellenzahlen wird Gegenstand folgender Untersuchungen sein. Abgesehen vom vertieften Prozessverständnis könnte solch eine Parametrisierung in globalen Zirkulationsmodellen genutzt werden. Sie kann aber auch herangezogen werden, um weitere numerische Experimente oder praktische Beobachtungen zu planen und auszuwerten.

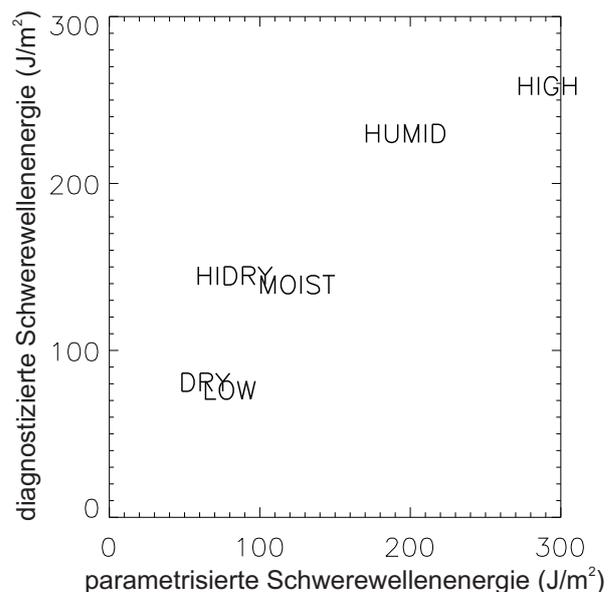


Abb. 43.3: Streudiagramm der diagnostizierten und parametrisierten Schwerwellenenergie. Dargestellt sind die Ergebnisse von sechs WRF-Simulationen des Lebenszyklus einer baroklinen Welle mit verschiedener Auflösung und Feuchte als 50-Tages-Mittel der höhenintegrierten und flächengemittelten Größen für die untere Stratosphäre.

44. Die Sensibilität der residuellen Zirkulation bezüglich der Skalenwechselwirkung orographischer Schwerewellen

(B. Wolf, E. Becker, A. Gabriel)

Neben der vertikalen Kopplung der verschiedenen atmosphärischen Schichten zählen Austauschprozesse zwischen dem Äquator und den Polen zu den meist untersuchten Problemen der Atmosphärenwissenschaft. Dazu gehört insbesondere die residuelle Zirkulation, welche unter anderem von essentieller Bedeutung für das Verständnis des Spurenstofftransportes ist. Während die residuelle Zirkulation in der unteren Atmosphäre neben der Anregung durch planetare Rossby-Wellen in der Regel als Folge von konvektiven Prozessen verstanden werden kann, kehrt sich diese Kausalität in der mittleren und oberen Atmosphäre um: Die Dynamik in diesen Höhenbereichen wird durch Schwerewellen kontrolliert, die durch deren Impulsdeposition induzierten meridionalen Winde führen über den Polen, aus Gründen der Massenerhaltung, zum Aufsteigen (Sommerpol), beziehungsweise Absinken (Winterpol) von Luftmassen. Dies hat oberhalb der Troposphäre einen signifikanten Einfluss auf den Temperaturgradienten zwischen dem Pol und den mittleren Breiten und damit auf die thermisch balancierten Winde. Da die Schwerwellenausbreitung wiederum sehr sensibel von den vorherrschenden Winden abhängt, ist dieser Mechanismus stark nichtlinear.

Die dominante Wellenfraktion in der Stratopausenregion der Winterhemisphäre sind die orographischen Schwerewellen. Diese werden in der Natur durch das Überströmen von topographischen Hindernissen angeregt und stellen damit eine direkte Kopplung zwischen bodennahen Winden und der mittleren Atmosphäre dar.

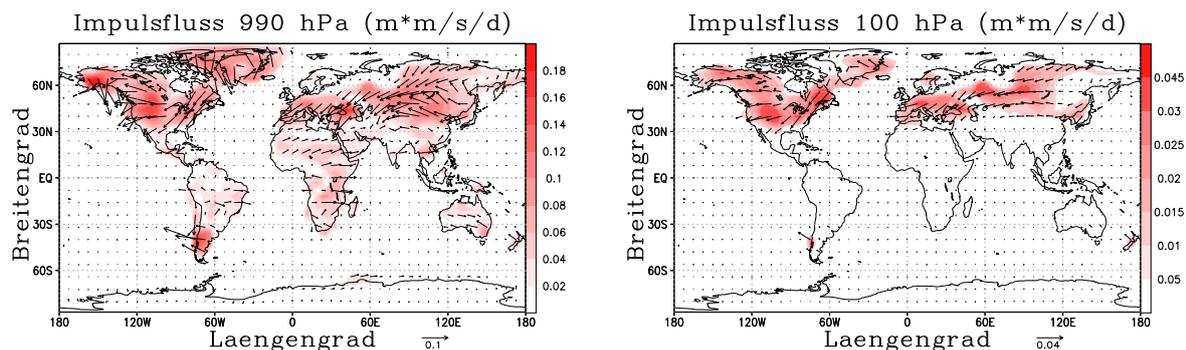


Abb. 44.1: Betrag des vertikalen Flusses von Horizontalimpuls durch orographische Schwerewellen ($\text{m}^2\text{s}^{-1}\text{Tag}^{-1}$, farbig) und horizontale Orientierung dieses Impulses (Vektoren) für einen Winter (DJF) auf den 990 hPa (links, entspricht unterster Modellschicht) und 100 hPa (rechts) Isobaren.

In globalen Klima- und Wettermodellen müssen orographische Schwerewellen aufgrund ihrer vergleichsweise kleinen horizontalen Wellenlänge parametrisiert werden. Die nichtaufgelöste Orographie wird dabei durch ein Rauigkeitsfeld repräsentiert. Mit Hilfe dieses Feldes und der aufgelösten bodennahen Winde wird der von den Schwerewellen transportierte Impuls berechnet. In Abb. 44.1 (links) ist dieser auf dem Anregungsniveau für einen Nordwinter (Dezember, Januar, Februar: DJF) dargestellt. Im Gegensatz zu gängigen Parametrisierungen, in denen sich die orographischen Schwerewellen annähernd konservativ ausbreiten bis sie dissipieren, wird in dem am IAP entwickelten Algorithmus (vgl. IB 2010/2011 Kap. 52) die Wechselwirkung mit der Vertikaldiffusion allgemein berücksichtigt. Dies führt dazu, dass auch in der Grenzschicht und in Starkwindregionen, in denen die Wellen sich normalerweise ungehindert ausbreiten können, Dissipation stattfindet. Die daraus resultierende Impuls- und Energiedeposition führt aufgrund der internen Variabilität während eines Winters im zonalen und zeitlichen Mittel zu keinen signifikanten Änderungen.

Oberhalb der Tropopause kann von konservativer Ausbreitung ausgegangen werden, hier sind, wie in Abb. 44.1 (rechts) gezeigt, ebenfalls bereits fast alle orographischen Schwerewellen in der Sommerhemisphäre gefiltert worden. Es verbleiben nur jene Wellen in der Winterhemisphäre, die dort aufgrund des ausgeprägten Westwindjets bis in die mittlere Atmosphäre propagieren können.

Der mit dem Brechen orographischer Schwerewellen assoziierte turbulente vertikale Diffusionskoeffizient, der im KMCM (vgl. Kap. 3) für alle übrigen Skalen berücksichtigt wird, führt zu einer Verringerung des vertikalen Windgradienten; dies hat nur einen geringen direkten Einfluss auf die orographischen Wellen, lediglich das Maximum des erzeugten Wellenantriebes in der Stratopausenregion ist leicht vertikal verschoben.

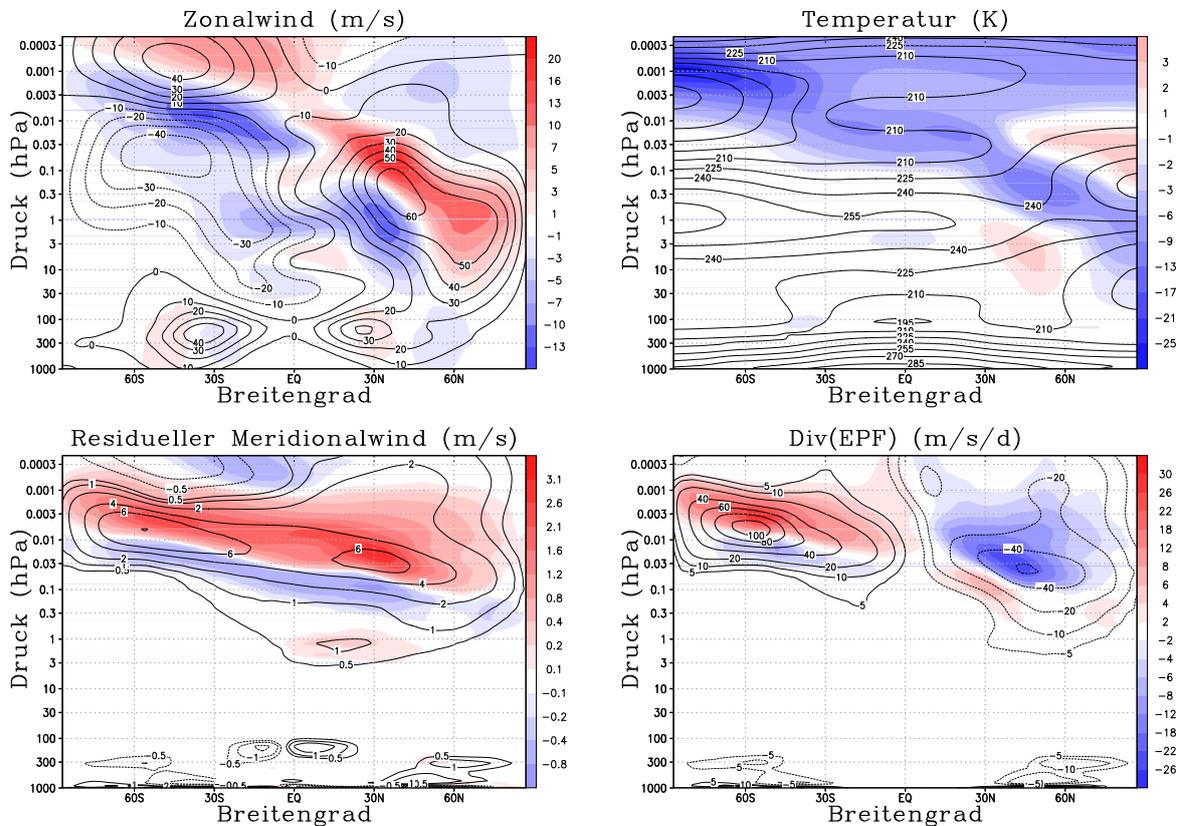


Abb. 44.2: Farben zeigen die Differenz zwischen der Klimatologie in einem Modelllauf mit der erweiterten und der klassischen Parametrisierung für orographische Schwerewellen im zonalen Mittel. Konturen repräsentieren die Klimatologie des Modelllaufes der erweiterten Parametrisierung. Oben links: Zonalwind (ms^{-1}); oben rechts: Temperatur (K); unten links: kompletter Wellenantrieb ($\text{ms}^{-1}\text{Tag}^{-1}$); unten rechts: residuelle Zirkulation (ms^{-1}). Die Konturintervalle unterscheiden sich in den verschiedenen Abbildungen.

Wie Abb. 44.2 (unten links) zeigt, hat die zusätzliche Vertikaldiffusion jedoch einen signifikanten Einfluss auf die parametrisierten nichtorographischen Schwerewellen. Diese können sich nun in größere Höhen ausbreiten bevor sie dissipieren, da ihre Amplitude durch die brechenden orographischen Schwerewellen gedämpft wird. Die einhergehende Verstärkung des Wellenantriebes ist dabei nicht nur durch die Dichteabnahme zu erklären, sondern rührt insbesondere daher, dass weniger Impuls in dem von den orographischen Wellen geglätteten Höhenbereich deponiert wird. Dieser zusätzliche Antrieb fordert wiederum eine stärkere residuelle Zirkulation, wie in Abb. 44.2 (unten rechts) zu erkennen ist. Aus Gründen der Massenerhaltung führt dies zu einer verstärkten Vertikalzirkulation in der Sommerhemisphäre und damit zu einer Verschiebung der mesosphärischen Windumkehr über dem Sommerpol nach oben, wie in Abb. 44.2 (oben links) zu sehen ist. Die lokale Variation der orographischen Schwerewellen in der Winterhemisphäre hat somit nicht nur Einfluss auf die Temperaturdistribution (und die thermisch balancierten Winde) in der Winterhemisphäre, sondern auch auf die gesamte obere Atmosphäre in der Sommerhemisphäre (vgl. Abb. 44.2).

Die Resultate zeigen, dass die konsequente Weiterentwicklung der Parametrisierung für orographische Schwerewellen einen signifikanten Einfluss auf die Dynamik der Atmosphäre in einem Klimamodell hat. Zukünftig soll dieser mit Hilfe einer Modellversion, mit erhöhter horizontaler und vertikaler Auflösung genauer quantifiziert werden.

45. Skaleninvariante Horizontaldiffusion für hochaufgelöste Klimamodelle

(U. Schaefer-Rolffs, E. Becker, R. Knöpfel)

Die turbulente Horizontaldiffusion stellt einen wichtigen Bestandteil der Subskalensparametrisierungen in Zirkulationsmodellen dar. Sie ist insbesondere für die Simulation von Schwerewellen in der MLT von Bedeutung. Die stetige Verbesserung dieser Parametrisierung hat in den letzten Jahren zur Entwicklung des Dynamischen Smagorinskymodells (DSM) für die Horizontaldiffusion im KMCM bei hohen Auflösungen ($n_T = 120$) geführt. Eine elementare Annahme des DSM ist, dass ein Trägheitsbereich noch im aufgelösten Teil des Spektrums der kinetischen Energie (KE) existiert und dass dieser Bereich skaleninvariant ist. Im DSM wird dieser Bereich durch einen Testfilter gesondert betrachtet und durch Vergleich mit dem Mischungswegansatz der dimensionslose Smagorinskyparameter c_S bestimmt. Dieser Parameter sollte auf allen Skalen im Trägheitsbereich den gleichen Wert besitzen, d. h. invariant sein, jedoch im Gegensatz zum klassischen Smagorinsky-Ansatz räumlich und zeitlich variabel.

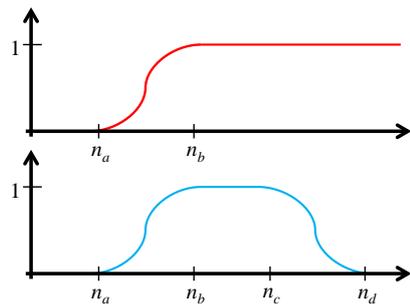


Abb. 45.2: Oben: Bisherige Form des Filterkerns im DSM. Unten: Neue Wahl des Filterkerns, unabhängig von der Auflösungsskala.

Die vertikale Auflösung beträgt etwa 250 m von der Grenzschicht bis in die Stratosphäre. Dennoch ist die Turbulenzparametrisierung nicht unabhängig von der Gitterskala, da der für die dynamische Abschätzung der Mischungslänge $l = c_S \Delta$ nötige Filterbereich durch die Vorgabe zweier Testfilterwellenzahlen n_a , n_b und der maximalen Auflösungsskala Δ festgelegt wird (vgl. Abb. 45.2 oben). Daher ändert sich der Filterbereich durch eine Erhöhung (oder Verringerung) der Auflösung stets mit, so dass eine Untersuchung der Abhängigkeit der Diffusion vom Filterbereich nicht möglich ist, ohne dass man die Auflösung auch ändert.

Dieser Nachteil kann behoben werden, indem der Testfilter bei höheren Wellenzahlen wieder „ausgeschaltet“ wird. Dazu werden in das DSM weitere Testfilterwellenzahlen n_c , n_d eingeführt, bei denen der Filterkern wieder auf Null zurückgeht (s. Abb. 45.2 unten). Auf diese Weise kann der Filterbereich durch Vorgabe der vier Wellenzahlen n_a , n_b , n_c und n_d (und im Folgenden mit $n_a/n_b//n_c/n_d$ bezeichnet) festgelegt und beliebig positioniert werden. Generell müssen bei jedem Zeitschritt alle für das DSM benötigten Größen bei zwei verschiedenen Wellenzahlbereichen gefiltert und in den Ortsraum transformiert werden. Dies führt dennoch nur zu einem moderaten zusätzlichen Aufwand, da nur die spektralen Rücktransformationen teilweise doppelt ausgeführt

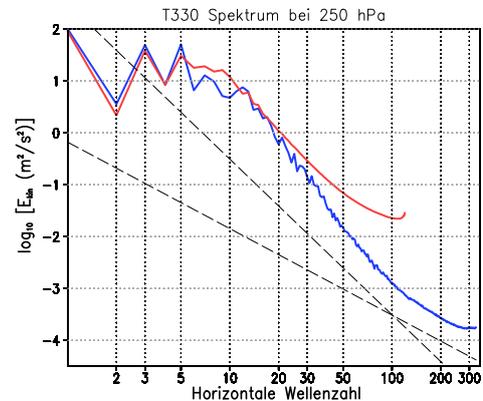


Abb. 45.1: KE-Spektrum bei $n_T = 330$ (blau) sowie $n_T = 120$ (rot) zum Vergleich. Die sehr hoch aufgelöste Simulation zeigt einen deutlichen Übergang zu einem $-5/3$ -Trägheitsbereich.

Die Implementierung des DSM ermöglichte es zunächst, das Energiespektrum ohne Zuhilfenahme einer Hyperdiffusion bis zu einer Wellenzahl von 90 vernünftig darzustellen (rote Kurve in Abb. 45.1). Jedoch konnte ein ausgeprägter Trägheitsbereich mit dem für die Mesoskalen typischen $-5/3$ -Gesetz nicht beschrieben werden. Dieser Ast des KE-Spektrums wird von einigen Gruppen als geschichtete Makroturbulenz interpretiert, wozu auch vom IAP Beiträge geleistet wurden. Um diesen Bereich im KE-Spektrum darzustellen, sind sehr hohe Auflösungen erforderlich.

Prinzipiell ist die Übertragung des DSM auf sehr hohe Auflösungen im KMCM problemlos, wobei im Folgenden stets eine maximale Wellenzahl von $n_T = 330$ festgesetzt wurde, was einer horizontalen Gitterskala von $\Delta \simeq 60$ km entspricht.

werden müssen, nicht aber die Hintransformationen. Das so modifizierte DSM ermöglicht es nachzuprüfen, wie gut die Annahme der Skaleninvarianz im Trägheitsbereich der geschichteten Turbulenz tatsächlich erfüllt ist. Der Filterbereich lässt sich auf beliebige Werte einstellen, und bei Skaleninvarianz (und festgelegter Auflösungsskala Δ) sollte dies nicht zu einer Änderung des Smagorinskyparameters c_S bzw. der Mischungslänge l führen.

Bei den hier gezeigten Ergebnissen handelt es sich um sehr hoch aufgelöste Läufe ($n_T = 330$) des KMCM mit permanenten Januarbedingungen, wobei eine mit komplexen Klimamodellen vergleichbare Dynamik und Wellenaktivität auf den großen Skalen vorliegt. Durchgeführt wurden Simulationen mit vier verschiedenen Filterbereichen. Die Resultate wurden über einen Zeitraum von mehreren Tagen gemittelt, um kurzfristige Schwankungen zu eliminieren.

Trotz sehr unterschiedlicher Wahl der Testfilter ergeben sich recht ähnliche Werte für den Smagorinskyparameter, im Mittel ist $c_S \simeq 0,21 \pm 0,02$. Man kann daher von Skaleninvarianz für c_S sprechen. Die zeitlich und zonal gemittelte Verteilung des Smagorinskyparameters zeigt Abb. 45.3 für den Fall 90/120//270/300. Die Maxima von c_S werden von der großen baroklinen Wellenaktivität in der Nähe der Jets bestimmt.

Die Spektren der kinetischen Energie lassen stets einen spektralen Übergang zu einem abgeflachten Abfall erkennen. Abbildung 45.1 zeigt das Spektrum für den Filterbereich 90/120//120/150. Es ergeben sich gewisse Abweichungen von den erwarteten -3 - oder $-5/3$ -Steigungen, die genauen Ursachen sind noch ungeklärt. Dennoch sind die Spektren sehr vielversprechend. Bislang sind solche Spektren ohne Hyperdiffusion in der Literatur nicht bekannt.

In Abb. 45.4 ist in einer Höhe von 200 hPa die horizontale, zeitlich gemittelte Verteilung des Diffusionskoeffizienten K_h dargestellt. Da im DSM der Diffusionskoeffizient durch $K_h = (c_S \Delta)^2 |S|$ gegeben ist, wobei S den Tensor der Windscherung darstellt, überrascht es nicht, dass auch die Maxima von K_h sich am Ort der höchsten Wellenaktivität bei 30°N/S befinden.

Mit dem modifizierten DSM steht eine physikalisch konsistente Parametrisierung der nicht aufgelösten Makroturbulenz zur Verfügung, welche in der Lage ist, die Dynamik auch bei kleinen Skalen (d. h. großen Wellenzahlen) ohne unphysikalische Hyperdiffusion vernünftig darzustellen. Die zu Grunde liegende Annahme von Skaleninvarianz im Trägheitsbereich für den Smagorinskyparameter ist gerechtfertigt: c_S ist annähernd unabhängig von der Wahl des Filterbereichs.

Wir vermuten, dass diese Parametrisierung zu einer physikalischen Schließung der Bewegungsgleichungen, die auch die numerische Konvergenz von Modellen bezüglich der Auflösung gewährleistet, führen könnte. An eine Übertragung auf die Vertikaldiffusion unter Berücksichtigung der Skalengesetze für geschichtete Turbulenz wird gearbeitet.

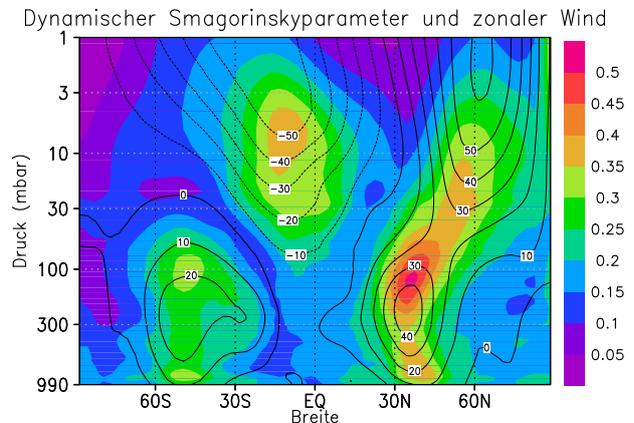


Abb. 45.3: Zonal gemittelter Smagorinskyparameter c_S (farbig) und Zonalwind u (Konturen); Die Maxima von c_S liegen in der Nähe der größten baroklinen Wellenaktivität.

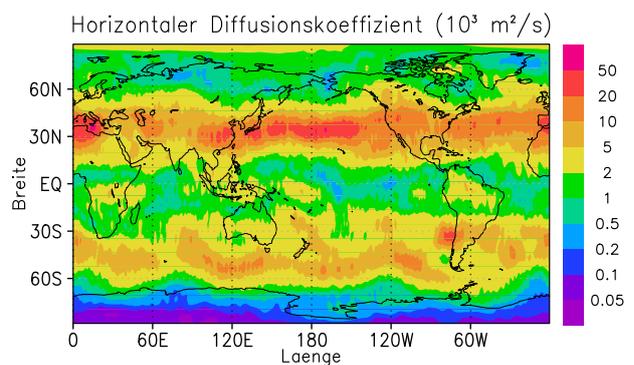


Abb. 45.4: Horizontaler Diffusionskoeffizient K_h

46. Energiedeposition in der Mesosphäre und unteren Thermosphäre

(E. Becker, U. Schaefer-Rolffs, C. Schütt)

Die Rolle der Impulsdeposition für die globale Zirkulation bis etwa 100 km Höhe kann im Prinzip als geklärt angesehen werden, wenngleich immer noch beträchtliche quantitative Unsicherheiten bestehen, zum Beispiel hinsichtlich der Skalen der primären Schwerewellen in der MLT. Qualitative Wissenslücken bestehen nach wie vor hinsichtlich der Energiedeposition.

Der nach oben gerichtete Energietransport durch Wellen resultiert aus deren Druckschwankungen zusammen mit den vertikalen Geschwindigkeitsstörungen. Wenn die Wellen brechen, erzeugen ihre Druckschwankungen lokal kinetische Energie (Druckarbeit), welche überwiegend durch turbulente Dissipation irreversibel in Wärme überführt wird. Diese Energiedeposition kann in Parametrisierungen von Schwerewellen berücksichtigt werden. Bei der Interpretation von Klimamodellen geht man üblicherweise davon aus, dass die Energiedeposition durch aufgelöste Wellen automatisch berücksichtigt wird, weil die Druckarbeit explizit berechnet wird. Diese Argumentation übersieht jedoch, dass die ungefähre Gleichsetzung von Energiedeposition und turbulenter Dissipation in der Theorie der Schwerewellen daraus resultiert, dass man über die Schwerewellenvariationen mittelt, eine quasi-statische Approximation voraussetzt und die Dissipation in der thermodynamischen Bewegungsgleichung tatsächlich berücksichtigt. Die Dissipation ist jedoch in konventionellen Modellen entweder gar nicht oder falsch berücksichtigt. Aus diesem Grund findet auch die Energiedeposition aufgelöster Wellen nur ungenügende Berücksichtigung. Für die Tropo- und Stratosphäre ist dies weniger von Bedeutung, solange man keine globale Strahlungsbilanz betrachtet (vgl. Kap. 3). So ist in der Troposphäre eher der Fluss von latenter Wärme für den vertikalen Austausch entscheidend. In der Meso- und Thermosphäre ergeben sich allerdings gravierende Fehler, wenn die Energiedeposition bzw. Dissipation unberücksichtigt bleibt. Dies soll anhand der folgenden Beispiele für Schwerewellen und thermische Gezeiten erläutert werden.

Die Abb. 46.1a-d zeigen Ergebnisse für die alte Version des KMCM mit idealisierter differentieller Erwärmung (Temperaturrelaxation anstelle einer expliziten Strahlungsberechnung) bei Januarbedingungen. Hier wurde eine hohe Auflösung verwendet, so dass die Schwerewellen explizit beschrieben werden. Die Dissipation (Abb. 46.1b) ist dann durch das in KMCM implementierte Turbulenzmodell konsistent berücksichtigt. Ihre Wirkung auf die simulierte mittlere Temperatur ist in Abb. 46.1a zu sehen. Dazu haben wir einen Modelllauf, bei dem die Dissipation „ausgeschaltet“ wurde, mit dem Kontrolllauf verglichen. Die dramatischen Temperaturunterschiede sind evident und entsprechen der Energiedeposition durch aufgelöste Schwerewellen. Wie bereits erwähnt, treten entsprechende Fehler so in konventionellen Klimamodellen mit parametrisierten Schwerewellen nicht auf, weil die Parametrisierung meist die Energiedeposition beinhaltet. Wir wollen uns daher der Frage zuwenden, was großskalige Wellen wie etwa thermische Gezeiten, die sich über einen großen Höhenbereich in der Atmosphäre ausbreiten, zur Energiebilanz beitragen. Dazu vergleichen wir unseren Kontrolllauf, in dem thermische Gezeiten nicht berücksichtigt sind, mit einem vollständigen Lauf, bei dem das KMCM durch eine diabatische Gezeitenanregung in der Stratosphäre und tropischen Troposphäre ergänzt wurde. Der Temperaturunterschied durch Gezeiten (Abb. 46.1c) zeigt eine Erwärmung oberhalb der Sommermesopause, die darauf zurückzuführen ist, dass die Gezeiten eine leichte Verschiebung der Schwerewellenbrechungshöhen induzieren. In der unteren Thermosphäre erkennt man eine generelle Temperaturzunahme. Diese ist, wie in Abb. 46.1d zu sehen, auf die zusätzliche Energiedeposition bzw. Dissipation zurückzuführen, die sich durch die Gezeiten ergibt. Im Modell resultiert diese Dissipation aus der Dämpfung der Gezeiten durch horizontale Impulsdiffusion. Zusätzlich spielt die in der Thermosphäre durch Gezeiten getriebene Zirkulation eine wichtige Rolle bei der breitenabhängigen Verteilung dieser Erwärmung.

Ein ähnlicher Effekt ist in den beiden untersten beiden Teilbildern zu sehen. Hier haben wir die in Kap. 3 beschriebene neue Version des KMCM verwendet, bei der Gezeiten auf Grund der expliziten Strahlungsberechnung automatisch enthalten und die Schwerewellen parametrisiert sind.

Wiederum haben wir einen Kontrolllauf mit Dissipation und einen konventionellen Lauf, bei dem die Dissipation „ausgeschaltet“ ist, durchgeführt. Abbildung 46.1e zeigt die Temperaturänderung, die sich durch Berücksichtigung der Dissipation (Abb. 46.1f) ergibt, welche wiederum vorwiegend durch thermische Gezeiten zustande kommt. Die Größenordnung dieser Dissipation ist vergleichbar mit Abb. 46.1d. Die Temperaturänderung ist dagegen stärker als in Abb. 46.1c, weil die explizite Strahlungsberechnung in der Mesopausenregion und unteren Thermosphäre einer längeren Strahlungsrelaxationszeit entspricht, im Vergleich zum alten Modell mit Temperaturrelaxation.

Insgesamt zeigen diese Abschätzungen, dass die Energiebilanz der MLT in konventionellen Klimamodellen noch erhebliche Defizite aufweist, die aus der nicht berücksichtigten Energiedeposition aufgelöster Wellen resultiert.

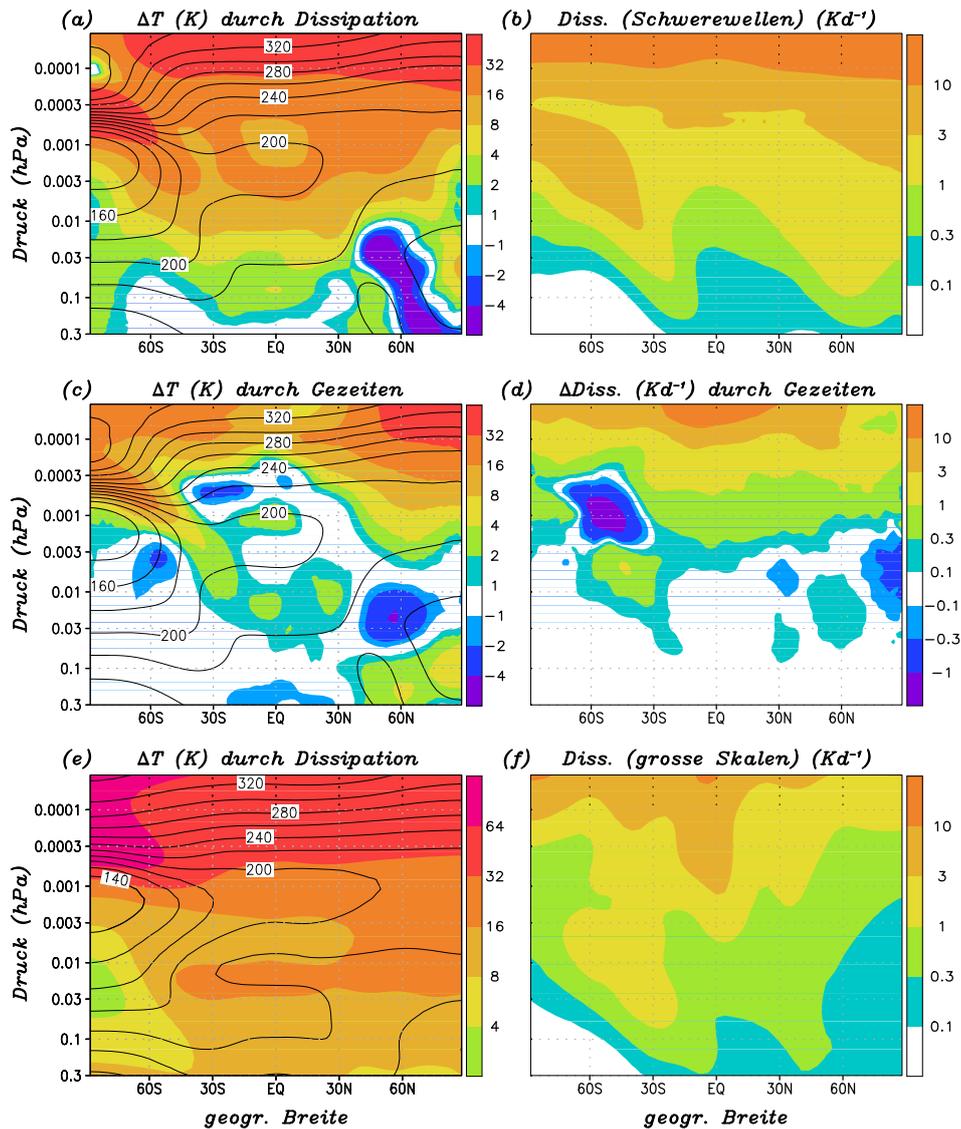


Abb. 46.1: Oben: Temperaturänderung (a) durch Berücksichtigung der Dissipation (b) im KMCM mit aufgelösten Schwerewellen. Mitte: Temperaturänderung (c) und Änderung der Dissipation (d) durch Berücksichtigung thermischer Gezeiten im KMCM mit aufgelösten Schwerewellen. Unten: Temperaturänderung (e) durch Berücksichtigung der Dissipation (f) im KMCM als idealisiertes Klimamodell mit parametrisierten Schwerewellen und expliziter Strahlungsberechnung. Die Temperatur des Kontrolllaufes ist jeweils mit schwarzen Isolinien eingetragen (Konturintervall 20 K). Der dargestellte Höhenbereich reicht von etwa 55 bis 125 km.

47. Wechselwirkung von Schwerewellen und Gezeiten mit langwelliger Strahlung

(E. Jęglorz, E. Becker, R. Knöpfel)

Interne Schwerewellen und atmosphärische Gezeiten werden in der Mesosphäre und unteren Thermosphäre (MLT) einerseits durch den langwelligeren Strahlungstransfer gedämpft und bewirken andererseits eine zusätzliche strahlungsbedingte Abkühlungsrate in diesem Höhenbereich. Jüngste Abschätzungen hinsichtlich der Strahlungskühlung durch Schwerewellen zeigen, dass dieser thermische Effekt mit bis zu 3 K/Tag wesentlich zur großskaligen Wärmebilanz in der MLT beitragen kann. Beide Aspekte der Wechselwirkung werden für Schwerewellen in Klimamodellen bis über 100 km Höhe derzeit noch nicht berücksichtigt, da Schwerewellen im Allgemeinen parametrisiert sind. Atmosphärische Gezeiten, die auch als globale Schwerewellen aufgefasst werden können, sind in gängigen Klimamodellen gut aufgelöst. Das KMCM bietet in Kombination mit dem neuen Strahlungstransportschema gute Voraussetzungen, die gegenseitige Wechselwirkung von Gezeiten und langwelligem Strahlungstransport zu untersuchen. Darauf aufbauend können allgemeine Abschätzungen für Schwerewellen angegeben werden.

Die Ursache für zusätzliche strahlungsbedingte Abkühlungsrate ist die nicht lineare Temperaturabhängigkeit der Planckfunktion, mit der die Emission langwelliger Strahlung eines Luftpaketes beschrieben wird. Eine durchlaufende Schwere- oder Gezeitenwelle bewirkt eine periodische Schwankung der Temperatur. Ein Anstieg der Temperatur durch die Welle führt daher zu einer sehr viel stärkeren Zunahme der langwelligeren Emission, als diese abnimmt, wenn die Temperatur um den gleichen Wert sinkt. Im zeitlichen Mittel steigt die langwellige Emission an. Dieser Nettoeffekt durch Gezeiten

wurde für die Monate Juli und Oktober in einer Simulation mit KMCM ermittelt und ist in Abb. 47.1 dargestellt. Es zeigt sich eine stark saisonale, höhen- und breitenabhängige Variabilität des Effektes. Die zusätzliche Kühlung ist besonders stark am Äquator oberhalb von 0,001 hPa im Oktober. Dies ist der Zeitraum, in dem besonders große Amplituden von Gezeitenwellen beobachtet werden. Die Ursache für saisonale Schwankungen ist die Sonneneinstrahlung, welche die Gezeiten antreibt und am Äquator zur Tagundnachtgleiche maximal und zur Sonnenwende minimal wird. Es zeigt sich, dass die räumlichen Skalen (vertikale und horizontale Wellenlänge) und Perioden der Gezeiten keinen direkten Einfluss auf die Größe der zusätzlichen Abkühlungsrate haben. Wichtige Einflussfaktoren des atmosphärischen Hintergrundes auf die zusätzliche Kühlrate sind die Temperatur, die Konzentration an aktiven langwelligeren Strahlern (CO_2 und O_3) und die Aufhebung des lokalen thermodynamischen Gleichgewichtes (LTE). Für eine Abschätzung für kleinskalige Schwerewellen wurde der Effekt mit einem atmosphärischen Hintergrund (zonales und zeitliches Mittel des Monats Juli) und Kühlratenkoeffizienten aus KMCM sowie einem Amplitudenprofil starker Schwerewellenaktivität abgeschätzt (vgl. Abb. 47.2). Die zusätzliche strahlungsbedingte Kühlrate

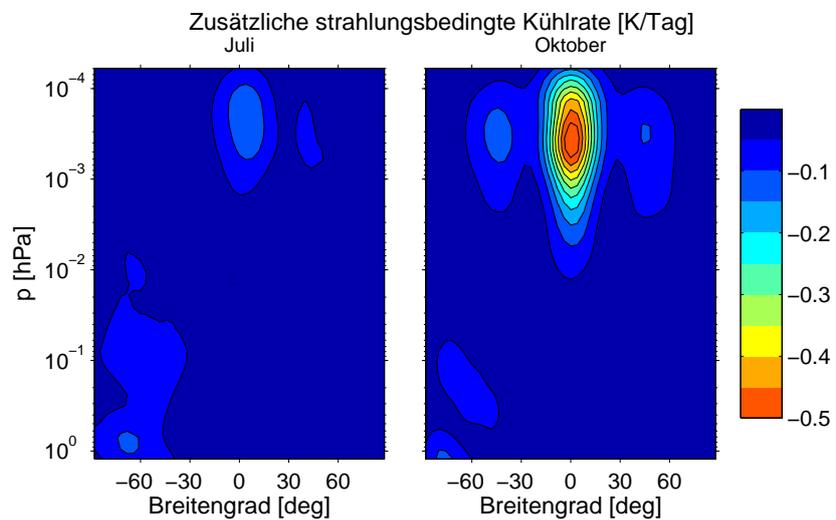


Abb. 47.1: Zusätzliche strahlungsbedingte Kühlrate im zonalen und zeitlichen Mittel (10 Tage) für die Monate Juli (links) und Oktober (rechts) in der MLT-Region aus einer Simulation mit KMCM. Äquatornahe Strukturen oberhalb von 0,01 hPa werden durch atmosphärische Gezeiten und Strukturen unterhalb davon in hohen südlichen Breiten durch Rossby-Wellen erzeugt.

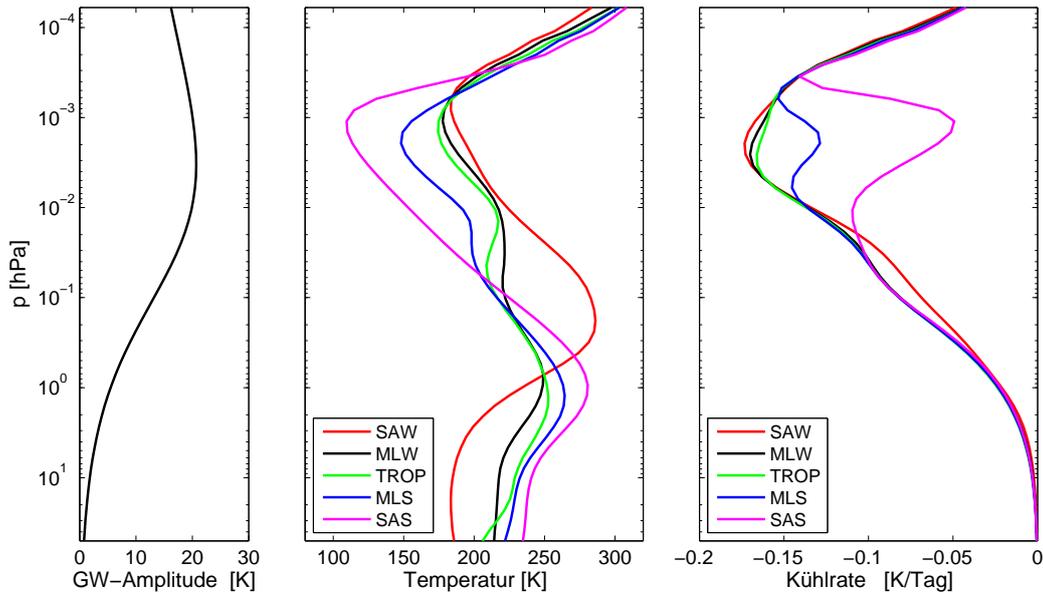


Abb. 47.2: Vertikale Schnitte der (**links**) Effektivwerte der Temperaturamplituden für Schwerewellen, (**Mitte**) zonal und zeitlich (10 Tage) gemittelten Atmosphärentemperatur für fünf Szenarien (aus KCMC-Simulation des Monats Juli) und (**rechts**) resultierenden zusätzlichen strahlungsbedingten Kühlrate durch Schwerewellen für diese Szenarien: Subantarktischer Winter (SAW), Winter in mittleren Breiten (MLW), Tropen (TROP), Sommer in mittleren Breiten (MLS) und Subarktischer Sommer (SAS)

fällt am größten in der Mesopausenregion aus, wo die Wellenamplituden am größten sind. Für besonders niedrige Hintergrundtemperaturen bricht die zusätzliche Kühlrate ein. Dieses Verhalten deckt sich mit Resultaten anderer Untersuchungen (Kutepov et al., 2007, GRL). Insgesamt fällt in unserer Rechnung der Effekt kleiner aus, was mit der unterschiedlichen Anpassung der Strahlungsschemata zusammenhängen könnte.

Die Strahlungsdämpfung atmosphärischer Wellen entsteht durch den Entzug verfügbarer potentieller Energie der Welle durch Emission langwelliger Strahlung. Eine Abschätzung für ganz- und halbtägige Gezeiten, basierend auf analytischen Rechnungen mit der klassischen Gezeitentheorie in Kombination mit Kühlratenkoeffizienten aus KCMC, ist in Abb. 47.3 zu sehen. Das Ausmaß der Dämpfung ist proportional zum Kühlratenkoeffizienten, der für alle Gezeiten gleich groß ist, und umgekehrt proportional zur vertikalen Gruppengeschwindigkeit. Letztere ist für halbtägige Gezeiten $\Theta(2,n)$ größer als für ganztägige $\Theta(1,n)$ und kleiner für Gezeiten höherer Ordnung (ansteigendes n). Die Abhängigkeit von der Gruppengeschwindigkeit kann so verstanden werden, dass ein Wellenpaket, das langsamer nach oben propagiert, über einen längeren Zeitraum potentielle Energie an das Strahlungsfeld verliert. Die strahlungsbedingte Dämpfung der Welle hängt somit von ihrem „Lebenslauf“, sprich Entstehungsort, Zielort (Brechen der Welle) sowie Refraktion und Reflektion während der Propagation, ab.

Eine quantitative Abschätzung für Schwerewellen soll zukünftig mit einer hochauflösenderen Modellversion ermittelt werden.

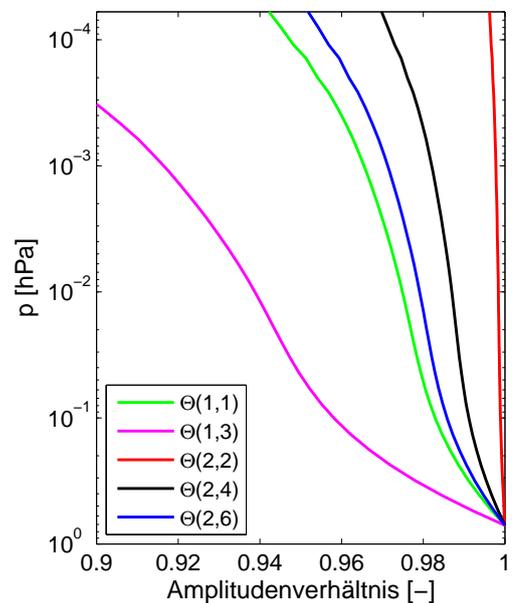


Abb. 47.3: Vertikalprofil des Verhältnisses der strahlungsgedämpften Temperaturamplitude zur ungedämpften Amplitude für ganztägige $\Theta(1,n)$ und halbtägige Gezeiten $\Theta(2,n)$ unterschiedlicher Ordnung n . Für alle Gezeiten wurde die Ausgangshöhe bei 50 km (≈ 1 hPa) festgesetzt.

48. Zum saisonalen Rossby-Wellenbrechen: Ein Vergleich der Re-Analysen ERA-40 und ERA-Interim

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

Das Brechen von synoptisch-skaligen Rossby-Wellen nahe dem Tropopausenniveau zeigt einen prägnanten saisonalen Zyklus mit bevorzugten Regionen, in denen das Rossby-Wellenbrechen (RWB) stattfindet. Am Beispiel der polwärts brechenden, antizyklonalen Rossby-Welle wird deutlich, wie im Bereich nördlich des Brechens der induzierte Jet eine Region markiert, in welcher Trägheitsschwerewellen generiert werden können, welche dann in die mittlere Atmosphäre propagieren. Der Einfluss des Brechens der Rossby-Wellen erstreckt sich ebenfalls in die Troposphäre. So sind die Brechungsereignisse stets durch ein für den entsprechenden Typ charakteristisches Niederschlags- und Windmuster gekennzeichnet. Re-Analysen sind Analysen eines bestimmten Wettervorhersagemodells über einen erweiterten Zeitraum. Daher stellen Re-Analysen einen physikalisch konsistenten, räumlich vollständigen und kohärenten Datensatz vergangener Jahrzehnte dar. Diese Datensätze eignen sich für klimatologische Untersuchungen. In einer vorhergehenden Studie wurde der saisonale Zyklus des RWB in den vorherigen Re-Analysen des EZMW (ERA-40) erfasst. 2011 wurde eine neue Re-Analyse des EZMW (ERA-Interim) erstellt, welche ab 1979 laufend fortgeführt wird. Der Vergleich dieser beiden Re-Analysen wird für den Überlappungszeitraum von 1979 bis 2001 erstellt, um die Robustheit der Ergebnisse zu gewährleisten und Untersuchungen zur subsaisonalen Variabilität der Brechungsereignisse und ihres Zusammenhanges mit plötzlich auftretenden stratosphärischen Erwärmungen zu ermöglichen.

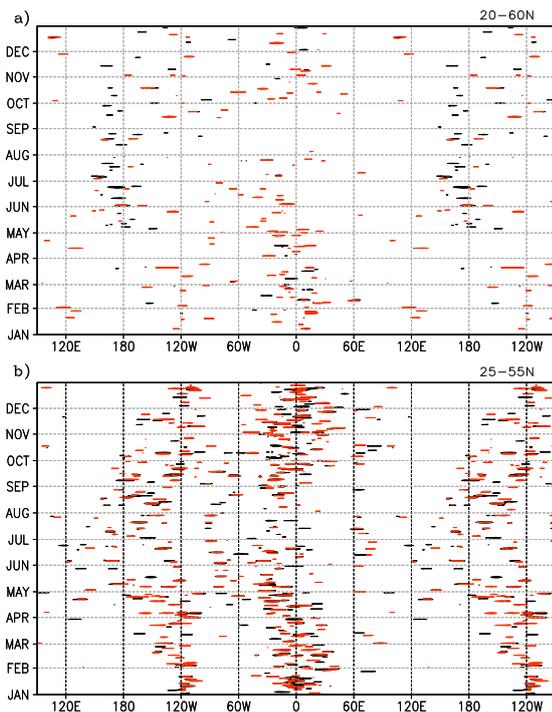


Abb. 48.1: Mittlerer Jahresgang der antizyklonalen RWB-Ereignisse für ERA-40 (schwarz) und ERA-Interim (rot): a) polwärts, b) äquatorwärts, Mittel über geographische Breiten.

und in zyklonal und antizyklonal unterschieden. Ein positives Vorzeichen des meridionalen Wellenaktivitätsflusses entspricht dabei einer nordwärtigen Komponente, also einem zyklonalen Brechungsereignis, und ein negatives Vorzeichen entspricht einem antizyklonalen Brechungsereignis. Die diffluente bzw. konfluente Hintergrundströmung unterteilt die zyklonalen und antizyklonalen

Beide Re-Analysen des EZMW sind in einer relativ hohen horizontalen Auflösung gerechnet worden: ERA-40 mit T159 (Gitterpunktabstand ca. 125 km) und ERA-Interim mit T255 (ca. 75 km). Die Atmosphäre wird gleichsam auf 60 Modellschichten dargestellt. Die Beobachtungsdaten werden mittels der dreidimensionalen Variationsmethode bei ERA-40 und der vierdimensionalen Variationsmethode bei ERA-Interim assimiliert. Probleme, die in ERA-40 erkannt wurden, wurden bereinigt oder reduziert. Zum Beispiel zeigte sich in ERA-40, dass die Brewer-Dobson-Zirkulation zu stark war. Die neuere Re-Analyse, ERA-Interim, weist nun eine verbesserte stratosphärische Zirkulation und eine erhöhte Übereinstimmung mit Beobachtungen auf. Des Weiteren zeigt sich die Stratosphäre in ERA-Interim feuchter als in ERA-40, was ebenfalls eine Verbesserung im Vergleich zu Beobachtungen darstellt (*Dee et al., QJRMS, 2011*).

Die Detektion der Brechungsereignisse geht auf ein am IAP entwickeltes Verfahren zurück. Danach werden, je nach Vorzeichen des meridionalen Wellenaktivitätsflusses, zunächst die Brechungsereignisse durch den negativen meridionalen Gradienten der Ertelschen potentiellen Vorticity definiert

Brechungsereignisse in polwärts und äquatorwärts. Somit ergeben sich vier Brechungstypen, die in ihrer weiteren Entwicklung zu einem blockierenden Hochdruckgebiet oder einem nahezu geschlossenen Tiefdruckgebiet führen können. Des Weiteren ermöglicht das Verfahren eine Verfolgung der Brechungsereignisse in der Zeit. Die folgenden Ergebnisse beziehen sich auf das erste Erfassen der Brechungsereignisse mit der Annahme, dass ein synoptisch-skaliges Brechen und die darauffolgende irreversible Deformation materieller Konturen auf einer Zeitskala von ca. 5 Tagen liegen.

Der Vergleich der Struktur der mittleren nordhemisphärischen Verteilungen der zyklonalen und antizyklonalen Brechungsereignisse zeigt zunächst eine gute Übereinstimmung (nicht gezeigt). Beide Re-Analysen zeigen prägnante Maxima der zyklonalen Brechungsereignisse im Bereich der Labradorsee im Nordatlantik bzw. im Bereich des nordöstlichen Pazifiks (60°W bzw. 180° , nicht gezeigt). Die antizyklonalen Brechungsereignisse weisen im Bereich des nordöstlichen Atlantiks und dem angrenzenden Südeuropa sowie im Bereich des zentralen Nordpazifiks und der Westküste Nordamerikas Maxima auf (um 0° bzw. 120°W bis 180° , Abb. 48.1a,b). Ein Vergleich der zonal gemittelten Anzahl der Brechungsereignisse zeigt in beiden Re-Analysen eine klare Dominanz der antizyklonalen äquatorwärtigen Brechungsereignisse (LC1). Gerade an der äquatorwärtigen Seite des Strahlstroms befindet sich der Bereich der stärksten Krümmung, was die Prävalenz der LC1 erklärt.

Trotz dieser Gemeinsamkeiten, ergeben sich dennoch Unterschiede im mittleren Bild zwischen den beiden Re-Analysen: Die Anzahl der detektierten Brechungsereignisse ist in ERA-Interim in allen vier Typen höher als in ERA-40. Im gleichen Zusammenhang steht ebenfalls, dass in ERA-Interim die Wellenaktivitätsflüsse höher sind. Weiterhin sind die Maxima der zonal gemittelten Anzahl der Ereignisse im Bereich nördlich des Subtropenjets in ERA-Interim im Mittel über den gesamten Zeitraum nach Norden verschoben, wohingegen sie südlich des Jets weiter nach Süden verlagert sind (nicht gezeigt). Hier ist zu bemerken, dass die Maxima lediglich um ein paar Grad variieren, was mit der höheren Auflösung in ERA-Interim in Verbindung stehen kann.

Aus vorhergehenden Untersuchungen zeigte sich, dass die gemittelten Verteilungen gerade durch die Wintermonate (DJF) bestimmt werden. Dies gilt bezogen auf den Wellenaktivitätsfluss, da in dieser Saison die Flüsse am stärksten sind. Eine Ausnahme bildet hier die Region des zentralen Nordpazifiks, auch in diesem Bereich kommt es in den Sommermonaten zu starker P2-Entwicklung (Abb. 48.1a). Die mittlere Winterverteilung zeigt gerade im zentralen Bereich der Ozeane und über den angrenzenden östlichen Kontinenten mehr antizyklonale LC1 und P2-Ereignisse in ERA-Interim, während über dem Mittelmeer weniger antizyklonale Brechungsereignisse erkannt werden. Die zyklonalen Brechungsereignisse (LC2 und P1) weisen eine deutliche Zunahme im Bereich des Beringmeers und der Labradorsee in ERA-Interim auf. Dies wird durch die zonal gemittelte Anzahl dahingehend deutlich, dass sich beide Maxima der zyklonalen Brechungsereignisse nahe 55°N in ERA-Interim befinden (Abb. 48.2).

Obgleich der erwähnten Unterschiede, beide Re-Analysen zeigen sowohl den saisonalen Zyklus der Brechungsereignisse als auch deren prägnante Maxima in der Nordhemisphäre. Die Datensätze eignen sich zur klimatologischen Untersuchung des Brechens der Rossby-Wellen, sind jedoch für detailliertere Untersuchungen getrennt zu betrachten.

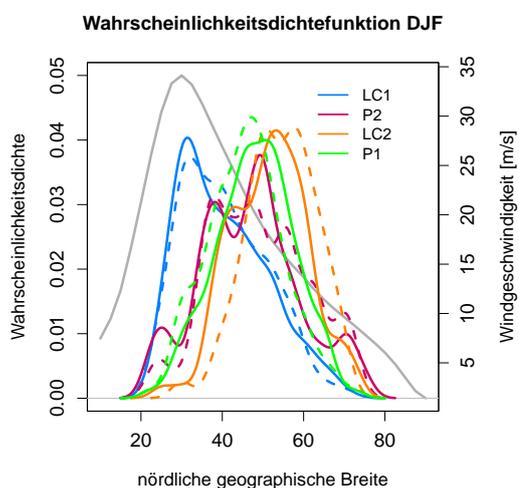


Abb. 48.2: Wahrscheinlichkeitsdichtefunktion der zonal gemittelten Anzahl der vier Brechungsereignisse für ERA-40 (gestrichelte Linie) und ERA-Interim (durchgezogene Linie) für DJF. Die graue Linie zeigt den zonal gemittelten Wind auf 300 hPa.

49. Zur Interpretation der Wasserdampfmessungen in der mittleren Atmosphäre über Kühlungsborn und ALOMAR im Winter 2010

(D.H.W. Peters, B. Wecke, F.-J. Lübken, M. Priester)

Die winterliche Wasserdampfkonzentration in der mittleren Atmosphäre ist am höchsten in der oberen Stratosphäre und unteren Mesosphäre mit mittleren Werten von etwa 6 ppmv im Volumenmischungsverhältnis. Es existiert ein starker saisonaler Zyklus mit moderaten Werten im Winter und größeren Werten im Sommer, die sich über die gesamte Mesosphäre erstrecken. Auf der Sommerhemisphäre wird Methan (CH_4) durch die aufsteigende Komponente der Brewer-Dobson-Zirkulation aufwärts in größere Höhen transportiert. Dort wird CH_4 zu Wasser (H_2O) oxidiert. Eine starke vertikale Mischung durch brechende Schwerewellen und eine autokatalytische Wasserproduktion generiert das stärkere Sommermaximum im Wasserdampf in der mittleren und oberen Mesosphäre. Oberhalb von 80 km wird der Wasserdampf stark durch die Photodissoziation bei Absorption solarer Lyman-Alpha-Strahlung reduziert. Polwärtiger Transport von Wasserdampf findet in den Subtropen statt. Im Winter der Extratropen erfolgt ein polwärtiger und abwärts gerichteter Transport von H_2O durch den abwärts gerichteten Ast der Brewer-Dobson-Zirkulation, wodurch sich im Mittel ein negativer Breitengradient des Wasserdampfes in der unteren Mesosphäre und ein Maximum von H_2O in der oberen Stratosphäre herausbilden. Durch den Fakt, dass die polare photo-chemische Lebenszeit von H_2O in diesen Höhen von der Größenordnung eines Monats ist, kann Wasserdampf als konservative Luftbeimengung betrachtet werden.

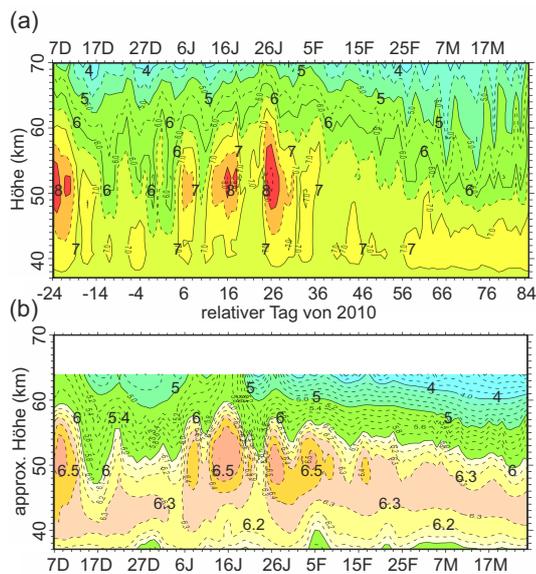


Abb. 49.1: H_2O (ppmv) vom 6. Dezember 2009 bis 26. März 2010: (a) Kühlungsborn ($54,2^\circ\text{N}$, $11,8^\circ\text{O}$), (b) MERRA Re-Analysen als Boxmittel ($53^\circ\text{--}55^\circ\text{N}$, $10^\circ\text{--}12^\circ\text{O}$). Beachte Konturintervalle: (a) 0,5 ppmv; (b) 0,2 ppmv, aber 0,1 ppmv für Werte > 6 ppmv.

sich aus der mittleren Abnahme eine lokale Absinkrate von etwa 300 m/Tag, die in Übereinstimmung mit anderen Studien ist. Die Abnahmen oder Zunahmen von mehr als 1 ppmv zeigen eine signifikante Änderung im gemessenen Wasserdampf an. In der unteren Mesosphäre treten Episoden mit signifikanter Ab- und Zunahme von H_2O über Norddeutschland während des Dezembers und Januars auf. Vier relative Maxima mit Werten größer als 7,5 ppmv wurden in der Höhenregion von 45–60 km in diesem Zeitraum gemessen. Die Wasserdampfverteilung nach MERRA für den

In-situ-Messungen von Wasserdampf in der oberen Stratosphäre und unteren Mesosphäre (siehe Abb. 49.1 und Abb. 49.2) sind für Studien zum intrasaisonalen Transport von Wasserdampf mit Winden von Analysen und Re-Analysen sehr wertvoll. Für die obere Stratosphäre und untere Mesosphäre nutzen wir Mikrowellen-Spektrometer-Messungen von Wasserdampf, um die Ursachen der subsaisonalen Variabilität über Nordeuropa zu untersuchen; im Besonderen über Kühlungsborn ($54,2^\circ\text{N}$, $11,8^\circ\text{O}$, Mecklenburg, Abb. 49.1a) und über ALOMAR (Andenes, $69,3^\circ\text{N}$, $16,1^\circ\text{O}$, Vesterålen, Abb. 49.2b) für den Winter 2009-2010. Weiterhin werden MERRA-Re-Analysedaten der NASA angewandt, um den dynamischen Zusammenhang zwischen der lokalen Variabilität von H_2O und dem hemisphärischen Transport in der oberen Stratosphäre und unteren Mesosphäre zu studieren. In der Abb. 49.1a zeigt sich in der mittleren Mesosphäre (etwa 60–70 km) nach einer Abnahme Anfang Dezember ein leichter Anstieg des Wasserdampfes bis Ende Januar, bevor wiederum eine stärkere Abnahme im Februar und März einsetzt. Für Februar und für die erste Hälfte des März ergibt

chen Zeitraum ist in Abb. 49.1b dargestellt. Im Allgemeinen zeigt sich ein ähnlicher subsaisonalen Verlauf im Wasserdampf wie in den Beobachtungen. In der Stratopausenregion sind die MERRA-Profile um 1–2 ppmv schwächer und deren vertikale Gradienten auch.

Für ALOMAR sind die Wasserdampfwerte in der Abb. 49.2a dargestellt. Ein signifikanter Anstieg im Januar wurde am Tag 17 ermittelt, gefolgt von einem weiteren Anstieg zum Tag 27. Die Messungen zeigen ein signifikantes Doppelmaximum zum Ende des Januars mit einer Verzögerung von ein paar Tagen in der oberen Stratosphäre. Während dieser Tage, und damit in Zusammenhang stehend, wurde eine besonders starke plötzliche Erwärmung der Stratosphäre beobachtet („major SSW“ Beginn 26. Januar). H₂O-Profile basierend auf MERRA werden in der Abb. 49.2b für die Vesterålen gezeigt. Die Maxima in den MERRA-Daten sind um 1–2 ppmv schwächer, zeigen aber einen ähnlichen Verlauf wie die Messungen. Der leichte Anstieg in der mittleren Atmosphäre in der ersten Hälfte des Januars ist halb so stark wie gemessen. Während der SSW wird ein Doppelmaximum in der Stratopausenregion nachgewiesen, was in Kohärenz mit den Beobachtungen ist. Weiterhin zeigt die Diagnose der Allgemeinen Zirkulation in der unteren Mesosphäre, dass, infolge der gestörten zyklonalen Strömung um den Polarwirbel durch Winde von Südwest, feuchtere Luftmassen nach Nordeuropa transportiert werden. Die gleiche Situation trat während der Tage um den 16. Januar auf und wird anhand der Ertelschen Potentiellen Vorticity (EPV) in der Abb. 49.3a dargestellt. Der Messpunkt über ALOMAR in der unteren Mesosphäre liegt im Bereich des Polarwirbels (nahe dem Rand) und der über Kühlungsborn außerhalb, aber beide werden von einer starken Südwestströmung überdeckt. Über ALOMAR nimmt der Wasserdampf während dieser Tage zu (Abb. 49.3b). Das ist in Übereinstimmung mit den Messungen. In der Vorphase der SSW wird in der unteren Mesosphäre der Polarwirbel aufgespalten. Eine starke Südwest-Nordostneigung bildet sich über Europa heraus (Abb. 49.3a). Das Zentrum des Hauptwirbels liegt über dem europäischen Nordmeer mit gestörten Anteilen über Europa. Das bedeutet, dass ALOMAR und Kühlungsborn von polaren Luftmassen in der unteren Mesosphäre am 23. Januar überdeckt werden, die zu einer Abnahme im Wasserdampf führen. Die weitere Entwicklung während der SSW mit einer Umkehr des zonal gemittelten Zonalwindes zeigt, dass über Kühlungsborn wiederum der Einfluss der starken Südwestströmung zunimmt, was zu einer Zunahme des Wasserdampfes führt. ALOMAR liegt weiterhin unterhalb des Polarwirbels, wird aber in der weiteren Entwicklung durch starke Südwinde beeinflusst, die den Wasserdampf stark anwachsen lassen (Abb. 49.2).

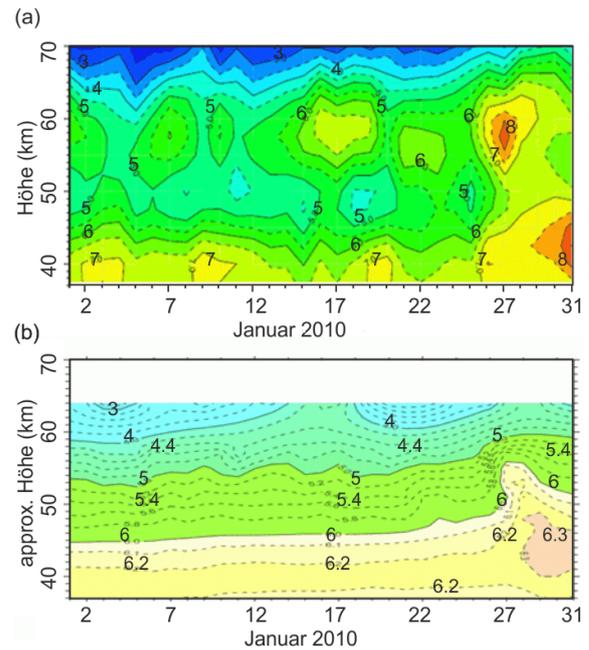


Abb. 49.2: H₂O-Profile (ppmv) vom 1.–31. Januar 2010: (a) ALOMAR b) MERRA-Re-Analyse als Boxmittel (68°–70°N, 15°–17°O). Konturintervalle wie in Abb. 49.1

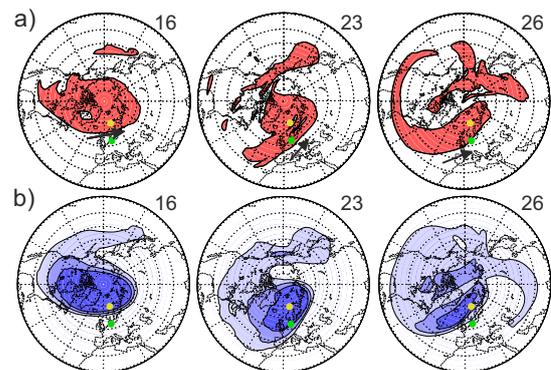


Abb. 49.3: EPV (a) und H₂O (b) auf der 0,4 hPa-Fläche (ca. 55 km Höhe) für den 16., 23. und 26. Januar 2010 aus MERRA-Re-Analysen; Kühlungsborn (grün), ALOMAR (gelb). EPV: rot = Polarwirbel > 0,02 Km²/kg/s. H₂O: dunkelblau < 5,4 ppmv (Schritt +0,4 ppmv), Pfeile = Wind

50. Zur Langzeitvariabilität in den Kühlungsborner Phasenhöhenmessungen der 50-jährigen Periode von 1959–2009

(D.H.W. Peters, G. Entzian)

Das IAP verfügt aufgrund seines Vorgängerinstituts über eine lange Tradition in der Registrierung von Langwellensendern zur Untersuchung der Variabilität der Mesosphäre. So wird seit Februar 1959 die Gesamtfeldstärke des Langwellensenders Allouis (Frankreich) kontinuierlich in Kühlungsborn aufgezeichnet. Aus den durch die Überlagerung von Boden- und Raumwelle entstehenden Feldstärkeextrema lassen sich die Reflexionshöhen der Raumwelle im Tagesgang verfolgen.

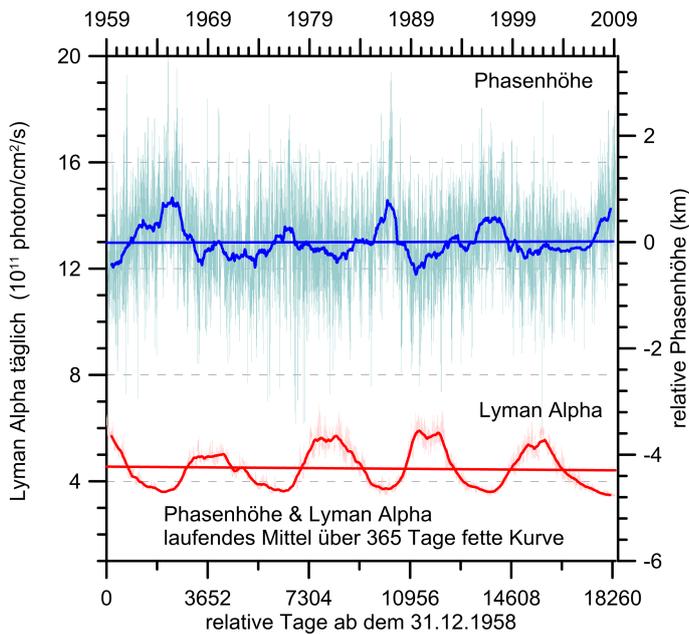


Abb. 50.1: Die Tiefpass gefilterte Reihe der Phasenhöhen und der solare Zyklus über 50 Jahre.

Höhenänderungen liegt bei 100 m.

In der Abb. 50.1 ist die so bestimmte, aber Tiefpass gefilterte, Zeitreihe für die Phasenhöhe dargestellt; als auch die Zeitreihe des mittleren solaren Zyklus durch die Lyman-Alpha-Strahlung. Eine statistische Analyse der Zeitreihen der täglichen Werte zeigt, dass die Annahme einer Normalverteilung der Stichprobe erfüllt ist. Man findet eine erwartete signifikante Antikorrelation zwischen beiden Zeitreihen. Deutlich größere Phasenhöhen werden während ruhiger Sonnenphasen beobachtet. Im Besonderen fallen die Zeiträume großer Phasenhöhen Mitte der 60er, Ende der 80er und 90er auf. Dieser negative Zusammenhang ermöglicht eine Reduzierung der Variabilität der Phasenhöhenreihe durch Regression mit der solaren Reihe. Für die Langzeitvariabilität ist das Spektrum von Bedeutung (Abb. 50.2). Es zeigt einen dominierenden Beitrag zur Variabilität im solaren Frequenzband um 10 Jahre. Weiterhin wurden starke Bei-

Es liegen jetzt mehr als 50 Jahre einer täglichen Messreihe der Höhe einer konstanten Elektronendichte in etwa 82 km Höhe über der Region um Brüssel vor. In dieser Zeit haben sich die Auswertemethoden durch Umstellung auf rechnergestützte Arbeitsplätze geändert. Dies erforderte unter anderem eine Homogenisierung der alten Messreihe, die in den letzten zwei Jahren für den Zeitraum von 1959 bis Anfang 2009 vorgenommen wurde. Um die Reihe weiter auf Langzeitvariabilität zu untersuchen, wurde der Trend entfernt sowie der starke mittlere Jahresgang abgezogen. Für die gesicherte Untersuchung der Langzeitvariabilität in der Mesosphäre benötigt man sehr lange Messreihen, die nun für den Sender Allouis für den oben genannten Zeitraum von 50 Jahren vorliegen. Damit überstreicht die Messreihe etwa 4,5 Sonnenzyklen. Die Auflösung der täglichen

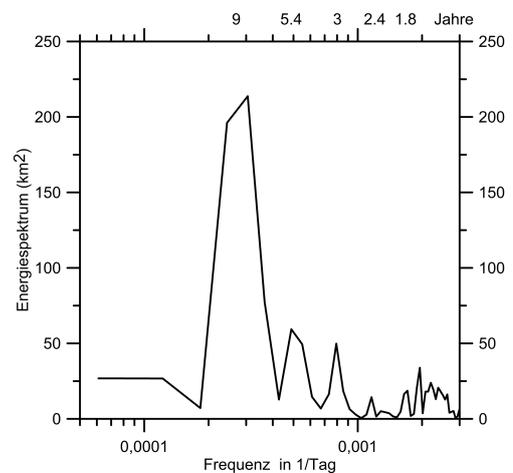


Abb. 50.2: Das Energiespektrum der Phasenhöhen

träge zum Energiespektrum aus dem Band um 5 Jahre und um 3 Jahre ermittelt. Auch im Frequenzband der QBO werden Beiträge bestimmt, die noch weiter untersucht werden sollen. Mittels einer harmonischen Zerlegung und anschließenden Zusammensetzung ausgewählter Bänder wurden die Beiträge dieser Frequenzbänder zur Gesamtvariation bestimmt (Abb. 50.3). Die Langzeitvariabilität der Phasenhöhe wird durch fünf relative Maxima bestimmt, um 1965, 1977, 1987, 1997 und 2008, was hauptsächlich mit dem solaren Beitrag zu erklären ist. Aber 1965 und 1987 finden wir in den Frequenzbändern um 5 und 3 Jahre auch gleich große Beiträge wie im solaren Band. Dies weist eventuell auf starke troposphärische Einflüsse hin, die noch näher untersucht werden müssen.

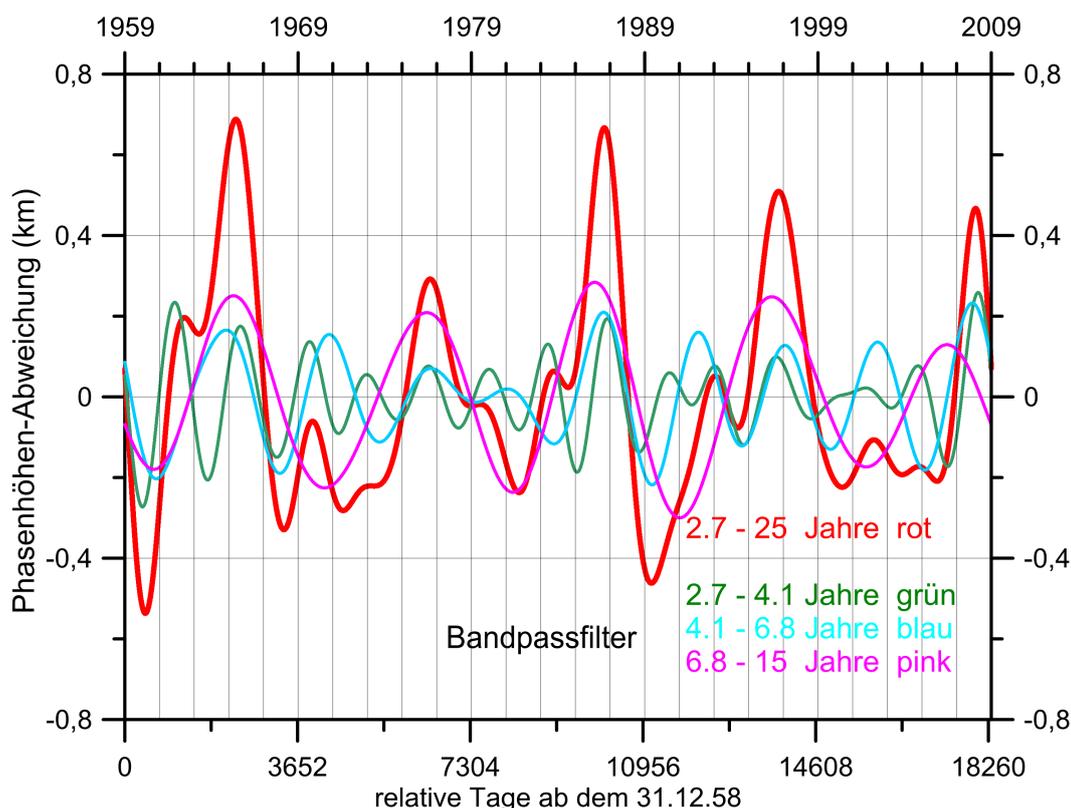


Abb. 50.3: Bandpass gefilterte Phasenhöhen. Die rote Kurve stellt die Langzeitvariabilität aus dem Spektralbereich von 2,7 bis 25 Jahre dar, die grüne den Beitrag um 3 Jahre, die blaue den um 5 Jahre, die pinke Kurve den um 10 Jahre.

Des Weiteren sehen wir um 1997 eine Verdopplung des solaren Beitrages, verursacht durch die anderen beiden Frequenzbänder. Im relativen Maximum um 1977 dominiert der solare Beitrag gegenüber den anderen beiden Beiträgen. Auch die relativen Minima um 1960 und 1989 können nur aus der Superposition aller drei Bänder erklärt werden, was wiederum auf die Bedeutung der troposphärisch induzierten Frequenzbänder hinweist. Interessant ist auch der Zeitraum von 2001 bis 2005, wo anfangs die geringe Phasenhöhenänderung durch den solaren Zyklus bestimmt wird und später durch das Band um 5 Jahre, und noch später durch das Band um 3 Jahre. Im Besonderen tragen diese Bänder zu einer Verschiebung des relativen Maximums um 2008 im Vergleich zum solaren Beitrag bei.

Ein besseres Verständnis und die Interpretation der Langzeitvariabilität in den Kühlungsborner Phasenhöhenmessungen ist nur mit Hilfe von hochreichenden Zirkulationsmodellen mit einem integrierten Modell zur Bestimmung von freien Elektronen in der D-Schicht zu erwarten. Damit kann dann der Einfluss von solaren Effekten auf die Elektronendichte in der Mesosphäre von dynamischen Einflüssen aus der Troposphäre besser getrennt werden als durch eine rein statistische Analyse.

51. Mikrophysikalische Simulation leuchtender Nachtwolken mittels dreidimensionaler dynamischer Felder aus KMCM

(A. Kirsch, E. Becker, M. Rapp, H. Wilms)

Leuchtende Nachtwolken (NLC) sind ein optisches Phänomen in der polaren Sommermesopause, das in einer Höhe von etwa 83 km zu beobachten ist. Bedingt durch sehr niedrige Temperaturen entstehen Eispartikel in der Umgebung von nur wenigen ppmv Wasserdampf.

In dieser Studie soll die Bildung von NLC untersucht werden, wobei das Hauptaugenmerk darauf liegt, dass die zugrunde liegenden dynamischen Felder explizit Schwerewellen enthalten. Zu diesem Zweck koppeln wir das mikrophysikalische Modell CARMA mit dreidimensionalen dynamischen Feldern des KMCM. Es ist das erste Eulersche dreidimensionale Eisteilchenmodell mit aufgelösten Schwerewellen.

KMCM wird mit einer Auflösung von T120 (ca. $1^\circ \times 1^\circ$) angetrieben, was einer horizontalen Wellenlänge von mindestens 330 km entspricht (im Folgenden als Referenzlauf bezeichnet). Das Modell simuliert Schwerewellen auf diesen Skalen explizit. Diese Wellen werden selbstkonsistent in der Troposphäre durch barokline Wellen angeregt und in der MLT aufgrund einer anisotropen Turbulenzparametrisierung gedämpft. Dies geschieht durch eine Skalierung der horizontalen und vertikalen Diffusion mit dem Richardson-Kriterium für die dynamische Instabilität von Schwerewellen.

Die Klimatologie des KMCM-Laufs unter permanenten Julibedingungen zeigt die erwarteten Ergebnisse (hier nicht gezeigt). Die zonal gemittelte Temperatur bildet die kalte Sommermesopause mit Werten von unter 130 K in etwa 88 km sowie die warme Winterstratopause in etwa 65 km bei ca. 250 K ab. Der zonal gemittelte Zonalwind weist die typische Windumkehr in der extratropischen Sommermesopausenregion auf und dreht von einem Ostwind in der Stratosphäre und unteren Mesosphäre auf einen Westwind in der Mesopause. Diese Eigenschaften werden der, durch die Schwerewellen angetriebenen, residuellen Zirkulation in der MLT zugeschrieben.

CARMA ist ein mikrophysikalisches Modell und behandelt drei wesentliche Bestandteile der Atmosphäre: Staubpartikel meteorischen Ursprungs, Eispartikel und mesosphärischen Wasserdampf. Die Eispartikel werden durch die mikrophysikalischen Prozesse wie Nukleation und Kondensation beschrieben, aber auch durch die Sedimentation sowie durch den horizontalen und vertikalen Transport. Mittels der vorgegebenen dynamischen Hintergrundfelder aus KMCM werden daraus in CARMA die verschiedenen Parameter wie die Nukleationsraten, das Teilchenwachstum, die totale Anzahldichte und die mittleren Radien berechnet.

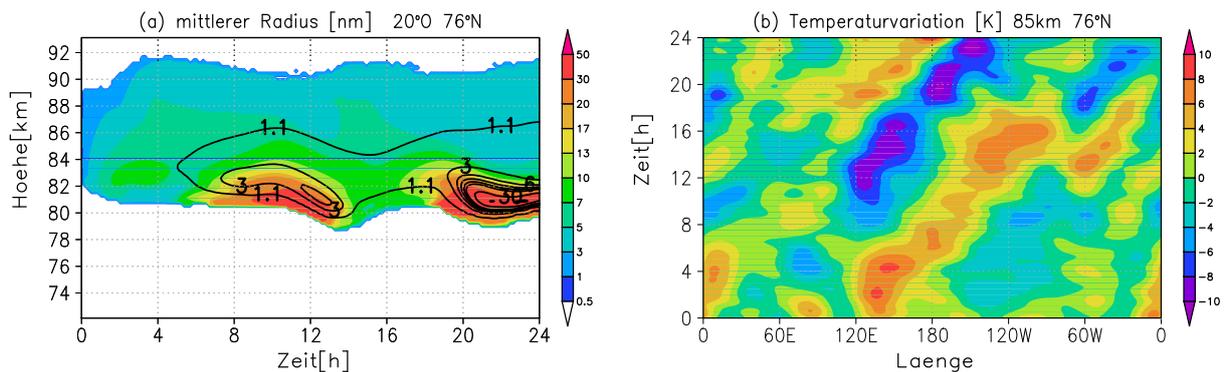


Abb. 51.1: CARMA-Simulation unter permanenten Julibedingungen ohne mesoskalige Schwerewellen: (a) mittlere Radien der Eisteilchen (nm) und das Rückstreuverhältnis (Konturlinien bei 1.1, 3, 6, 9, 12, 15, 30, 50) bei 76°N , 20°O und (b) Temperaturvariation (K) in 85 km bei 76°N

Das Gebiet von CARMA deckt die mittleren Breiten der Nordhemisphäre ab (46°N bis 86°N) und erstreckt sich von 72 bis 101 km in der Vertikalen. In unserem Referenzlauf wird CARMA mit den oben beschriebenen KMCM-Feldern mit der T120-Auflösung der Nordhemisphäre angetrieben. In

einem weiteren Lauf wurden die Schwerewellen in KMCM gefiltert, so dass die kleinste aufgelöste Wellenlänge 1200 km beträgt, was der Auflösung von konventionellen Klimamodellen der mittleren Atmosphäre entspricht. In der Temperaturvariation sieht man dann auch nur noch die Trägheitsschwerewellen, die nach Osten wandern (Abb. 51.1). Die Temperaturen erreichen in diesem Fall Werte von unter 125 K in etwa 86 km. Unter der Annahme eines vorgegebenen Wasserdampfprofils erreicht die Übersättigung Werte von über 100, was mit Beobachtungsdaten gut übereinstimmt (nicht dargestellt). In Abb. 51.1 ist die Verteilung der mittleren Radien über die Zeit und Höhe aufgetragen. Die Radien erreichen eine Größe von über 30 nm. Die größten Eisteilchen treten gegen Ende der Kaltphase der Welle auf. Dieses Ergebnis ist konsistent mit bisherigen zweidimensionalen CARMA-Simulationen. Im Vergleich dazu sind in Abb. 51.2 die Ergebnisse des Referenzlaufs dargestellt. Das Temperaturminimum von unter 120 K wird auch in etwa 86 km Höhe erreicht und man erkennt deutlich die Schwerwellenvariationen der Temperatur. Die Übersättigung erreicht auch hier Werte von über 100. Die mittleren Radien und damit auch das Rückstreuverhältnis sind durch die Schwerewellen und die horizontalen Winde in einer Weise beeinflusst, dass die Radien kleiner sind und dadurch auch das Rückstreuverhältnis geringer. Ebenfalls ist die Lebenszeit der NLC verringert. Diese ersten Ergebnisse deuten darauf hin, dass die höherfrequenten Schwerewellen die NLC zerstören. Dadurch, dass die Schwerewellen Temperaturvariationen hervorrufen und diese Temperaturänderung die Nukleations- und die Sublimationsraten bestimmt, werden die größten Eisteilchen gegen Ende der Kaltphase der Welle von der nachfolgenden Warmphase stark beeinflusst und können so wieder zerstört werden. In diesem Zusammenhang trägt auch die Bewegung der Eisteilchen in meridionaler und zonaler Richtung zu einer kürzeren Lebensdauer der NLC bei.

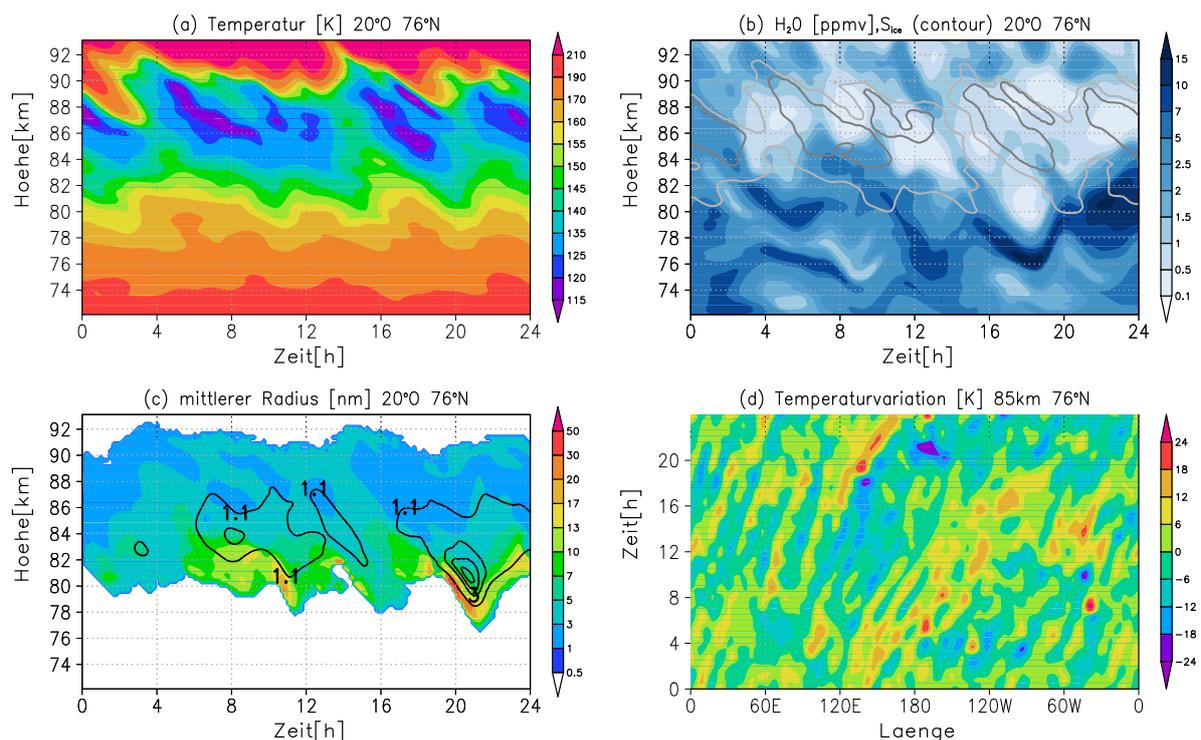


Abb. 51.2: CARMA-Simulation unter permanenten Julibedingungen: (a) Temperatur (K), (b) Wasserdampfgehalt (ppmv) und Übersättigung (Konturlinien bei 1 (hellgrau) und 100 (dunkelgrau)), (c) mittlere Radien der Eisteilchen (nm) und das Rückstreuverhältnis (Konturlinien bei 1.1, 3, 6, 9) bei 76°N, 20°O und (d) Temperaturvariation (K) in 85 km bei 76°N

In Zukunft soll CARMA mit den noch höher aufgelösten KMCM-Feldern von T240 angetrieben werden. Zusätzlich soll ein neues Transportschema von KMCM implementiert werden, so dass dann auch die turbulenten Diffusionskoeffizienten in CARMA selbstkonsistent berücksichtigt werden und so Mischungseffekte für NLC abgeschätzt werden können.

A. Liste der Drittmittelprojekte

(sortiert nach Drittmittelgebern)

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

DFG Förderkennzeichen LU 1174/5-1,2,3

Beteiligte Wissenschaftler: Lübken, Engler, Li, Röttger

Laufzeit: 01.01.2007 – 30.04.2012

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, Lübken

Laufzeit: 01.03.2006 – 31.10.2012

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, Vargin

Laufzeit: 01.01.2008 – 28.02.2013

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, Schneiderei

Laufzeit: 01.04.2008 – 30.06.2015

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, Lübken

Laufzeit: 01.09.2011 – 31.08.2012

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

BEDOC: Vergangene und zukünftige Entwicklung der 3D Brewer Dobson Zirkulation

DFG Förderkennzeichen GA 1996/1-1

Beteiligte Wissenschaftler: Gabriel

Laufzeit: 01.04.2014 – 31.03.2017

AHEAD: Fortschrittliche Beobachtung von Meteor-Kopf-Echos mit MAARSY zur Bestimmung des mikrometeorischen Flusses in die MLT

DFG Förderkennzeichen STO 1053/1-1

Beteiligte Wissenschaftler: Stober, Schult

Laufzeit: 01.01.2014 – 31.12.2016

WADIS: Wellenausbreitung und Dissipation in der mittleren Atmosphäre

DLR Förderkennzeichen 50OE1001

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

Laufzeit: 01.08.2010 – 30.06.2014

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

DLR Förderkennzeichen 01SF1131

Beteiligte Wissenschaftler: Eixmann, Lautenbach, Lübken

Laufzeit: 01.04.2011 – 31.03.2014

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

DLR Förderkennzeichen 50OE1201

Beteiligte Wissenschaftler: Rapp, Lübken, Strelnikova

Laufzeit: 01.01.2012 – 31.05.2014

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 – 31.03.2014

QB50: An international network of 50 CubeSats for multi-point, in-situ measurements in the lower thermosphere and re-entry research

EU Förderkennzeichen 284427 FP7-Space-2011-1

Beteiligte Wissenschaftler: Lübken, Lautenbach

Laufzeit: 01.11.2011 – 30.04.2015

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 – ...

ROMIC: Rolle der mittleren Atmosphäre bezogen auf das Klima - Koordination

Beteiligte Wissenschaftler: Lübken

BMBF Förderkennzeichen 01 LG 1204 A

Laufzeit: 01.06.2013 – 31.05.2016

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

Mesosphärische Eisphase

SAW-Verfahren

Beteiligte Wissenschaftler: Rapp, Becker, Lübken

Laufzeit: 2010 – 2012

LOCHMES: Long-term changes in the mesosphere
SAW-Verfahren Förderkennzeichen SAW-2011-IAP-1
Beteiligte Wissenschaftler: Becker, Lübken, Rapp
Laufzeit: 01.07.2011 – 30.06.2015

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

MaTMeLT: Mixing and Transport in the Mesosphere/ Lower Thermosphere
SAW-Verfahren SAW-2014-IAP-1
Beteiligte Wissenschaftler: Becker, Lübken, Chau
Laufzeit: 2014 – ...

MERLIN: Machbarkeitsanalyse (Phase 0/A) eines IPDA LIDAR Instruments zur Messung von atmosphärischem Methan für deutsch-französische Klimamission
Astrium Förderkennzeichen F 43564-G 01000-4615
Beteiligte Wissenschaftler: Höffner
Laufzeit: 01.05.2012 – 30.11.2012

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
Deutsches Klimarechenzentrum, Hamburg	P. Lenzen
DLR Oberpfaffenhofen Deutsches Fernerkundungsdatenzentrum (DFD)	M. Bittner
Institut für Physik der Atmosphäre	U. Burkhardt, M. Dameris, A. Dörnbrack, B. Kaifler, N. Kaifler, M. Rapp, H. Wilms
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	D. Hoffmann
Geoforschungszentrum Potsdam	J. Wickert, H. Lühr, P. Ritter, C. Stolle
GEOMAR Helmholtz-Zentrum für Ozeanforschung Kiel	K. Krüger
Hochschule Wismar	A. Ahrens, S. Pawletta
Institut für Umweltphysik, Universität Bremen	J. P. Burrows, N. Wieters
Institut für Astronomie und Astrophysik der Universität München	A. Kutepov
Institut für Atmosphäre und Umwelt der Universität Frankfurt	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, Universität Leipzig	Ch. Jacobi
Institut für Meteorologie der Freien Universität Berlin	U. Langematz, I. Kirchner, I. Höschel
Institut für Meteorologie und Klimaforschung, For- schungszentrum Karlsruhe	T. Leisner, S. Jones, M. Sinnhuber, D. Anwender
Institut für Physik der Atmosphäre, Universität Mainz	V. Wirth, I. Glatt, P. Spichtinger, M. Riemer
Leibniz-Institut für Astrophysik Potsdam	M. Roth, R. Haynes
Leibniz-Institut im Forschungsverbund Berlin e.V. Weierstraß-Institut für Angewandte Analysis und Sto- chastik	J. Sprekels
Leibniz-Institut für Ostseeforschung Warnemünde	H. Burchard, E. Hagen, R. Feistel, L. Umlauf
Leibniz-Institut für Troposphärenforschung, Leipzig	A. Macke, F. Senf, O. Knoth
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
Max-Planck-Institut für Meteorologie Hamburg	H. Schmidt
Meteorologisches Institut der Universität Hamburg	K. Fraedrich, H. Borth
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 Rostock Physikalisches Institut	K.-H. Meiwes-Broer, R. Redmer, S. Lochbrunner, C. Schick
Institut für Strömungsmechanik	A. Leder
Institut für Bodenkunde und Pflanzenernährung	S. Thiele-Bruhn
Institut für Nachrichtentechnik und Informationselektronik	E. Müller
Institut für Allgemeine Elektrotechnik	H. Ewald

Universität Greifswald, Institut für Physik

C. v. Savigny

Universität Hamburg, CEN: Centrum für Erdsystemforschung und Nachhaltigkeit

D. Stammer, V. Lucarini,
S. Brune, K. Fraedrich

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
Boston University, Boston, USA	M. Oppenheim
Center for Atmospheric Research, University of Massachusetts, Lowell, MA, USA	B. Reinisch
Columbia University New York, USA	J. Perlwitz, T. Shaw
Cornell University, Ithaca, NY, USA	D. Hysell, M. Kelley, D. Farley
Department of Electrical Engineering, Pennsylvania State University	C. Croskey, J. Mitchell
Department of Physics and Astronomy, Clemson University, Clemson, SC, USA	G. Lehmacher, J. Meriwether, J. Oberheide
Department of Earth and Planetary Science, Johns Hopkins University, Baltimore, MD, USA	D. W. Waugh
GATS Inc., Driggs, Idaho, USA	M. E. Hervig
GATS Inc., Boulder, Colorado, USA	D. C. Fritts, D. Riggin, D. Janches, B. Williams, S. Vadas
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, J. Vierinen, F. Lind, A. Coster
National Center for Atmospheric Research, Boulder, CO, USA	R. R. Garcia, A. K. Smith, H. L. Liu, D. R. Marsh, G. Brasseur
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, D. Janches
National Oceanic and Atmospheric Administration, Boulder, CO, USA	R. Hill

Naval Research Laboratory, Washington, DC, USA	M. Stevens, D. Siskind, M. Fromm, P. Bernhard
Pennsylvania State University	J. Urbinz, F. Gzindo
SETI Institute, Mountain View, CA, USA	P. Jenniskens
Science Systems and Applications Inc. (SSAI), MD, USA	M. T. DeLand
SRI International, Menlo Park, CA, USA	M. Nicolls, H. Bahcivan, A. Stromme
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, B. Fejer
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, C. LaHoz
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/>	
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. Dynmikov, 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, Russland	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	Ch. McLandress
Department of Physics and Astronomy, University of Western Ontario, London, Ontario, Kanada	W. K. Hocking, R. Sica, N. Swarnalingam
Department of Physics, University of New Brunswick, Fredericton, Kanada	W. Ward
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, L. Megner, H. Körnich, B. Karlsson
EISCAT Scientific Association, Kiruna, Schweden	I. Häggström, C. Heinselman, M. Rietveld,
Swedish Institute for Space Physics, Kiruna, Schweden	S. Kirkwood, P. Dalin, H. Nilsson
Swedish Meteorological and Hydrological Institute, Norrköping, Schweden	H. Körnich
<hr/>	
British Antarctic Survey, Cambridge, Großbritannien	M. Jarvis, R. Hibbins
Cambridge University, Großbritannien	H.-F. Graf
Department of Electronic & Electrical Engineering, University of Bath, Großbritannien	N. J. Mitchell
University of Leeds, Großbritannien	J. M. C. Plane
<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

Arctic Research Center, Sodankylä, Finland	E. Kyrö
FMI Helsinki, Finland	A. Karpechko, V. Sofieva
Sodankylä Geophysical Observatory, Finland	A. Kero, I. Virtanen, E. Turunen, M. Lehtinen

Observatorium Pic du Midi, Universität Paul Sabatier, Toulouse, Frankreich	D. Le Queau
Laboratoire Atmospheres, Milieux, Observations Spatiales, Guyancourt, Frankreich	A. Hauchecorne, P. Keckhut
Ecole normale superieure (ENS) Paris, Frankreich	R. Plougonven

Atmospheric and Space Physics Group, Australian Antarctic Division, Kingston, Tasmania, Australien	D. J. Murphy, R. J. Morris
School of Chemistry and Physics, Faculty of Science, University of Adelaide, Australien	R. A. Vincent, I. M. Reid

Eidgenössische Technische Hochschule (ETH) Zürich, Schweiz	H. Wernli
Universität Bern, Oeschger Center for Climate Change Research, Schweiz	O. Martins

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

Von Karman Institute for Fluid Dynamics, Rhode-St-Genèse, Belgien	J. Muylaert
National Institute of Geophysics, Geodesy and Geography (NIGGG), Bulgarian Academy of Science, Sofia, Bulgarien	D. Pancheva
Institute for Space Applications and Remote Sensing, National Observatory of Athens, Griechenland	A. Belehaki
Instituto Nazionale di Geofisica, Rom, Italien	B. Zolesi
Technische Universität Graz, Österreich	M. Friedrich
Radio Observatorio de Jicamarca, Peru	M. Milla, D. Scipion, R. Woodman
Deutsch-Spanisches Astronomisches Zentrum auf Calar Alto, Almeria, Spanien	E. de Guindos Carretero, J. Helmling
Institute of Atmospheric Physics, Prag, Tschechien	J. Laštovicka

C. Liste der Veröffentlichungen in den Jahren 2012 bis 2014 (Stand: 24.03.2014)

- 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, doi:10.1007/978-94-007-4348-9.
- Ambili, K. M., R. K. Choudhary, J.-P. St.-Maurice, and **J. L. Chau** (2013), Nighttime vertical plasma drifts and the occurrence of sunrise undulation at the dip equator: A study using Jicamarca incoherent backscatter radar measurements, *Geophys. Res. Lett.*, *40*, 5570–5575, doi: 10.1002/2013GL057837.
- Asmus, H., B. Strelnikov**, and **M. Rapp** (2013), In situ measurements of charged mesospheric ice particles during the PHOCUS 2011 campaign and comparison of the results with a microphysical model, in *Proceedings of the 21th ESA Symposium on European Rocket and Balloon Programmes and Related Research, 9–13 June 2013, Thun, Switzerland (ESA SP-721)*, pp. 489–493.
- Asmus, H., H. Wilms, B. Strelnikov**, and **M. Rapp** (2014a), On the heterogeneous nucleation of mesospheric ice on meteor smoke particles: microphysical modeling, *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*
- Asmus, H.**, S. Robertson, S. Dickson, M. Friedrich, and L. Megner (2014b), Charge balance for the mesosphere with meteoric dust particles, *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*
- Bailey, S. M., M. DeLand, J. M. Russell III, and **F.-J. Lübken** (2013), Science results from the 10th layered phenomena in the mesopause, *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, *104*, 148–150, doi: 10.1016/j.jastp.2013.10.004.
- Bauer, W., M. Baumann, L. Scheck, **A. Gaßmann**, V. Heuveline, and S. C. Jones (2013), Simulation of tropical-cyclone-like vortices in shallow-water ICON-hex using goal-oriented r-adaptivity, *Theoretical and Computational Fluid Dynamics*, *28*, 107–128, doi:10.1007/s00162-013-0303-4.
- Baumann, C., H. Asmus**, J. Schumacher, T. Staszak, N. Karow, A. Fencik, P. Schünemann, and **B. Strelnikov** (2013), Measurements of the D-region plasma using active falling plasma probes, in *Proceedings of the 21th ESA Symposium on European Rocket and Balloon Programmes and Related Research, 9–13 June 2013, Thun, Switzerland (ESA SP-721)*, pp. 393–397.
- 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.**, and **S. Brune** (2014), Reply to comments by M. L. Waite and C. Snyder on „Indications of stratified turbulence in a mechanistic GCM“, *J. Atmos. Sci.*, *71*, 858–862, doi: 10.1175/JAS-D-13-0281.1.
- Becker, E.**, and M. Rycroft (2012), Preface to the special issue on crucial processes acting in the mesosphere/lower thermosphere, *Surv. Geophys.*, pp. 1173–1176, doi:10.1007/s10712-012-9198-7.

- Belova, E., S. Kirkwood, **M. Zecha**, **R. Latteck**, H. Pinedo, J. Gumbel, and I. Häggström (2013), Multi-radar observations of polar mesosphere summer echoes during the PHOCUS campaign on 21 July 2011, in *Proceedings of the 21th ESA Symposium on European Rocket and Balloon Programmes and Related Research, 9–13 June 2013, Thun, Switzerland (ESA SP-721)*, pp. 499–502.
- 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** (2013), Indications of stratified turbulence in a mechanistic GCM, *J. Atmos. Sci.*, pp. 231–247, doi:10.1175/JAS-D-12-025.1.
- Bryers, C. J., M. J. Kosch, A. Senior, M. T. Rietveld, and **W. Singer** (2013), A comparison between resonant and non-resonant heating at EISCAT, *J. Geophys. Res.*, *118*, 6766–6776, doi:10.1002/jgra.50605.
- Büttner, R., M. Brede, **F.-J. Lübken**, and A. Leder (2012a), Experimentelle Untersuchungen zur Ausbreitung und Transition interner Wellen, in *Fachtagung 'Lasermethoden in der Strömungsmesstechnik', 4. - 6. September 2012, Rostock*.
- Büttner, R., A. Leder, and **F.-J. Lübken** (2012b), Experimentelle Untersuchung zur Ausbreitung und Transition interner Wellen, in *Schall und Schwingungen, Wellen und Turbulenz in sensibler Umgebung*, pp. 83–102.
- 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.*, *78–79*, 19–30, doi:10.1016/j.jastp.2010.12.010.
- Chau, J. L.**, and E. Kudeki (2013), Discovery of two distinct types of equatorial 150 km radar echoes, *Geophys. Res. Lett.*, *40*, 4509–4514, doi:10.1002/grl.50893.
- Chau, J. L.**, **T. Renkowitz**, **G. Stober**, and **R. Latteck** (2014a), MAARSY multiple receiver phase calibration using radio sources, *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, doi:10.1016/j.jastp.2013.04.004.
- Chau, J. L.**, J. Röttger, and **M. Rapp** (2014b), PMSE strength during enhanced D region electron densities: Faraday rotation and absorption effects at VHF frequencies, *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, doi:10.1016/j.jastp.2013.06.015.
- Demirhan-Bari, D.**, **A. Gabriel**, H. Körnich, and **D. H. W. Peters** (2013), The effect of zonal asymmetries in the Brewer-Dobson circulation on ozone and water vapor distributions in the northern middle atmosphere, *J. Geophys. Res.*, *118*, 3447–3466, doi:10.1029/2012JD017709.
- Demissie, T. D., N. H. Kleinknecht, P. J. Espy, **N. Kaifler**, and **G. Baumgarten** (2014), Characteristics and sources of gravity waves observed in NLC over Norway, *Atmos. Chem. Phys. Discuss.*
- Dunker, T., U.-P. Hoppe, **G. Stober**, and **M. Rapp** (2013), Development of the mesospheric Na layer at 69° N during the Geminids meteor shower 2010, *Ann. Geophys.*, *31*, 61–73, doi:10.5194/angeo-31-61-2013.
- Feng, W., D. R. Marsh, M. P. Chipperfield, D. Janches, **J. Höffner**, F. Yi, and J. M. C. Plane (2013), A global atmospheric model of meteoric iron, *J. Geophys. Res.*, *118*, doi:10.1002/jgrd.50708.

- Fentzke, J. T., V. Hsu, C. G. M. Brum, **I. Strelnikova**, **M. Rapp**, and M. Nicolls (2012), D region meteoric smoke and neutral temperature retrieval using the poker flat incoherent scatter radar, *Geophys. Res. Lett.*, *39*, L21102, doi:10.1029/2012GL053841.
- Fiedler, J.**, and **G. Baumgarten** (2012), On the relationship between lidar sensitivity and tendencies of geophysical time series, in *Reviewed and Revised Papers at the 26th International Laser Radar Conference, Porto Heli, Greece, 2012*, pp. 63–66.
- Finke, S., R. Pohlmann, **Q. Li**, **B. Strelnikov**, **M. Rapp**, **F.-J. Lübken**, J. B. Schumacher, and H. Ewald (2013), Compact telemetry system for small satellites ejected from sounding rockets and balloons, in *Proceedings of the 21th ESA Symposium on European Rocket and Balloon Programmes and Related Research, 9–13 June 2013, Thun, Switzerland (ESA SP-721)*, pp. 681–684.
- Friedman, J. S., D. Maldonado-Nieves, I. González, **J. Lautenbach**, X. Chu, J. A. Smith, and W. Huang (2012), High spectral resolution test and calibration of an ultra-narrowband Faraday anomalous dispersion optical filter for use in daytime mesospheric resonance Doppler lidar, *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, pp. 187–194, doi:10.1016/j.jastp.2012.01.017.
- Friedrich, M., **M. Rapp**, T. Blix, U.-P. Hoppe, K. Torkar, S. Robertson, S. Dickson, and K. Lynch (2012), Electron loss and meteoric dust in the mesosphere, *Ann. Geophys.*, pp. 1495–1501, doi:10.5194/angeo-30-1495-2012.
- Friedrich, M., K. M. Torkar, U.-P. Hoppe, T.-A. Bekkeng, A. Barjatya, and **M. Rapp** (2013), Multi-instrument comparisons of D-region plasma measurements, *Ann. Geophys.*, *31*, 135–144, doi:10.5194/angeo-31-135-2013.
- Fritts, D. C., H. Imura, R. Lieberman, D. Janches, and **W. Singer** (2012), 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.*, *117*, D05117, doi:10.1029/2011JD016305.
- 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, doi:10.1007/978-94-007-4348-9.
- Gaßmann, A.** (2012), A global hexagonal C-grid non-hydrostatic dynamical core (ICON-IAP) designed for energetic consistency, *Quart. J. R. Met. Soc.*, *139*, 152–175, doi:10.1002/qj.1960.
- Gaßmann, A.** (2014), Deviations from a general nonlinear wind balance: Local and zonal-mean perspectives, *Meteor. Z.*
- Gaßmann, A.**, and H.-J. Herzog (2014), Do parameterizations obey the second law of thermodynamics?, *Quart. J. R. Met. Soc.*
- Gerding, M.**, **J. Höffner**, **P. Hoffmann**, **M. Kopp**, and **F.-J. Lübken** (2013a), Noctilucent cloud variability and mean parameters from 15 years of lidar observations at a mid-latitude site (54°N, 12°E), *J. Geophys. Res.*, doi:10.1029/2012JD018319.
- Gerding, M.**, **M. Kopp**, **P. Hoffmann**, **J. Höffner**, and **F.-J. Lübken** (2013b), Diurnal variation of midlatitude NLC parameters observed by daylight-capable lidar and their relation to ambient parameters, *Geophys. Res. Lett.*, *40*, 6390–6394, doi:10.1002/2013GL057955.
- Goncharenko, L., **J. L. Chau**, P. Condor, A. Coster, and L. Benkevitch (2013), Ionospheric effects of sudden stratospheric warming during moderate-to-high solar activity: Case study of january 2013, *Geophys. Res. Lett.*, *40*, 4982–4986, doi:10.1002/grl.50980.

- Grygalashvyly, M., E. Becker, and G. R. Sonnemann** (2012), Gravity wave mixing and effective diffusivity for minor chemical constituents in the mesosphere/lower thermosphere, *Space Sci. Rev.*, *168*, 333–362, doi:10.1007/s11214-011-9857-x.
- Haack, A., M. Gerding, and F.-J. Lübken** (2014), Characteristics of stratospheric turbulent layers measured by LITOS and their relation to the Richardson number, *J. Geophys. Res.*
- Hedin, J., **M. Rapp**, M. Khaplanov, J. Stegman, and G. Witt (2012), Observations of NO in the upper mesosphere and lower thermosphere during ECOMA 2010, *Ann. Geophys.*, *30*, 1611–1621, doi:10.5194/angeo-30-1611-2012.
- Hei, M. A., P. A. Bernhardt, C. L. Siefring, M. R. Wilkens, J. D. Huba, J. F. Krall, C. E. Valladares, R. A. Heelis, M. R. Hairston, W. R. Coley, **J. L. Chau**, and C. De La Jara (2014), Radiotomographic images of post-midnight equatorial plasma depletions, *Geophys. Res. Lett.*, *41*, 13–19, doi:10.1002/2013GL056112.
- Hildebrand, J., G. Baumgarten, J. Fiedler, U.-P. Hoppe, B. Kaifler, F.-J. Lübken, and B. P. Williams** (2012), Combined wind measurements by two different lidar instruments in the Arctic middle atmosphere, *Atmos. Meas. Tech.*, *5*, 2433–2445, doi:10.5194/amt-5-2433-2012.
- Kaifler, N., G. Baumgarten, A. R. Klekociuk, S. P. Alexander, J. Fiedler, and F.-J. Lübken** (2013a), Small scale structures of NLC observed by lidar at 69°N/69°S and their possible relation to gravity waves, *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, *104*, 244–252, doi:10.1016/j.jastp.2013.01.004.
- Kaifler, N., G. Baumgarten, J. Fiedler, and F.-J. Lübken** (2013b), Quantification of waves in lidar observations of noctilucent clouds at scales from seconds to minutes, *Atmos. Chem. Phys.*, *13*, 11,757–11,768, doi:10.5194/acp-13-11757-2013.
- 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.
- Kiliani, J., G. Baumgarten, F.-J. Lübken, U. Berger, and P. Hoffmann** (2013), Temporal and spatial characteristics of the formation of strong noctilucent clouds, *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, *104*, 151–166, doi:10.1016/j.jastp.2013.01.005.
- Kishore Kumar, G., W. Singer, J. Oberheide, N. Grieger, P. P. Batista, D. M. Riggan, H. Schmidt, and B. R. Clemesha** (2014a), Diurnal tides at low latitudes: Radar, satellite, and model results, *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, doi:10.1016/j.jastp.2013.07.005.
- Kishore Kumar, G., K. Kishore Kumar, W. Singer, C. Zülicke, S. Gurubaran, G. Baumgarten, G. Ramkumar, S. Sathishkumar, and M. Rapp** (2014b), Mesosphere and lower thermosphere zonal wind variations over low latitudes: Relation to local stratospheric zonal winds and global circulation anomalies, *J. Geophys. Res.*
- Kopp, M., M. Gerding, J. Höffner, D. H. W. Peters, and F.-J. Lübken** (2014), Tidal signatures in temperatures derived from daylight lidar soundings above Kühlungsborn (54°N, 12°E), *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*
- 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, doi:10.1007/978-94-007-4348-9.
- Latteck, R., and J. Bremer** (2013a), Occurrence frequencies of polar mesosphere summer echoes observed at 69°N during a full solar cycle, *Adv. Radio Sci.*, pp. 327–332, doi:10.5194/ars-11-327-2013.

- Latteck, R.**, and **J. Bremer** (2013b), Long-term changes of polar mesosphere summer echoes at 69°N, *J. Geophys. Res.*, doi:10.1002/jgrd.50787.
- Latteck, R.**, **W. Singer**, **M. Rapp**, **T. Renkowitz**, and **G. Stober** (2012a), Horizontally resolved structures of radar backscatter from polar mesospheric layers, *Adv. Radio Sci.*, 10, 285–290, doi:10.5194/ars-10-285-2012.
- Latteck, R.**, **W. Singer**, **M. Rapp**, **B. Vandeppeer**, **T. Renkowitz**, **M. Zecha**, and **G. Stober** (2012b), MAARSY - the new MST radar on Andøya—system description and first results, *Radio Sci.*, doi:10.1029/2011RS004775.
- Li, Q.**, and **M. Rapp** (2013), PMSE-observations with the EISCAT VHF and UHF-radars: Ice particles and their effect on ambient electron densities, *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, 104, 270–276, doi:10.1016/j.jastp.2012.10.015.
- Li, Q.**, **B. Strelnikov**, **M. Rapp**, **F.-J. Lübken**, **G. Baumgarten**, **S. Finke**, **R. Pohlmann**, **J.-B. Schumacher**, and **H. Ewald** (2013), Active falling sphere for high-resolution measurements of density, temperature, and horizontal winds in the middle atmosphere, in *Proceedings of the 21th ESA Symposium on European Rocket and Balloon Programmes and Related Research, 9–13 June 2013, Thun, Switzerland (ESA SP-721)*, pp. 361–366.
- 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, doi:10.1007/978-94-007-4348-9.
- Lübken, F.-J.** (2014), Turbulent scattering for radars: A summary, *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, 107, 1–7, doi:10.1016/j.jastp.2013.10.015.
- 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, doi:10.1007/978-94-007-4348-9.
- Lübken, F.-J.**, **U. Berger**, and **G. Baumgarten** (2013), Temperature trends in the midlatitude summer mesosphere, *J. Geophys. Res.*, 118, 13,347–13,360, doi:10.1002/2013JD020576.
- Lübken, F.-J.**, **J. Höffner**, **T. P. Viehl**, **B. Kaifler**, and **R. J. Morris** (2014), Winter/summer mesopause temperature transition in 2011/2012 at Davis (69°S), *Geophys. Res. Lett.*
- Lumpe, J. D.**, **S. M. Bailey**, **J. N. Carstens**, **C. E. Randall**, **D. W. Rusch**, **G. E. Thomas**, **K. Nielsen**, **C. Jeppesen**, **W. E. McClintock**, **A. W. Merkel**, **L. Riesberg**, **B. Templeman**, **G. Baumgarten**, and **J. M. Russell III** (2013), Retrieval of polar mesospheric cloud properties from CIPS: Algorithm description, error analysis and cloud detection sensitivity, *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, 104, 167–196, doi:10.1016/j.jastp.2013.06.007.
- 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.*, doi:10.1016/j.jastp.2012.04.004.
- Matthias, V.**, **P. Hoffmann**, **A. Manson**, **C. Meek**, **G. Stober**, **P. Brown**, and **M. Rapp** (2013), The impact of planetary waves on the latitudinal displacement of sudden stratospheric warmings, *Ann. Geophys.*, 31, 1397–1415, doi:10.5194/angeo-31-1397-2013.
- McCormack, J. P.**, **L. Coy**, and **W. Singer** (2014), Interseasonal and interannual variability of the quasi-two day wave in the northern hemisphere summer mesosphere, *J. Geophys. Res.*

- Mielich, J.**, and **J. Bremer** (2013), Long-term trends in the ionospheric F2 region with different solar activity indices, *Ann. Geophys.*, *31*, 291–303, doi:10.5194/angeo-31-291-2013.
- Mirzaei, M., **C. Zülicke**, A. R. Mohebalhojeh, A.-G. Farhang, and R. Plougonven (2014), Structure, energy and parametrization of inertia-gravity waves in dry and moist simulations of a baroclinic wave life cycle, *J. Atmos. Sci.*
- Morris, R. J., **J. Höffner**, **F.-J. Lübken**, **T. P. Viehl**, **B. Kaifler**, and A. K. Klekociuk (2012), 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.*, pp. 54–61, doi:10.1016/j.jastp.2012.08.007.
- Pedatella, N. M., T. Fuller-Rowell, H. Wang, H. Jin, Y. Miyoshi, H. Fujiwara, H. Shinagawa, H.-L. Liu, F. Sassi, H. Schmidt, **V. Matthias**, and L. Goncharenko (2014), The neutral dynamics during the 2009 sudden stratosphere warming simulated by different whole atmosphere models, *J. Geophys. Res.*
- Peters, D. H. W.**, P. Keckhut, and **A. Gabriel** (2014a), Temperature trend profiles in the middle atmosphere over Western Europe: evidence of a zonally asymmetric component, *J. Geophys. Res.*
- Peters, D. H. W.**, **A. Schneidereit**, **M. Bügelmayer**, **C. Zülicke**, and I. Kirchner (2014b), Atmospheric circulation changes in response to an observed stratospheric zonal ozone anomaly, *Atmosphere and Ocean*.
- Peters, D. H. W.**, **K. Hallgren**, **F.-J. Lübken**, and P. Hartogh (2014c), Subseasonal variability of water vapor in the upper stratosphere/ lower mesosphere over Northern Europe in winter 2009/2010, *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*
- Placke, M.**, **P. Hoffmann**, **M. Gerding**, **E. Becker**, and **M. Rapp** (2013), Testing linear gravity wave theory with simultaneous wind and temperature data from the mesosphere, *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, *93*, doi:10.1016/j.jastp.2012.11.012.
- Rapp, M.**, J. M. C. Plane, **B. Strelnikov**, **G. Stober**, S. Ernst, J. Hedin, M. Friedrich, and U.-P. Hoppe (2012a), In situ observations of meteor smoke particles (MSP) during the Geminids 2010: Constraints on MSP size, work function, and composition, *Ann. Geophys.*, *30*, 1661–1673, doi:10.5194/angeo-30-1661-2012.
- Rapp, M.**, **I. Strelnikova**, **Q. Li**, **N. Engler**, and **G. Teiser** (2012b), 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, doi:10.1007/978-94-007-4348-9.
- Ratnam, M. V., **G. Kishore Kumar**, N. V. Rao, B. V. K. Murthy, J. Laštovička, and L. Qian (2013a), Evidence of long-term change in zonal wind in the tropical lower mesosphere: Observations and model simulations, *Geophys. Res. Lett.*, *40*, 397–401, doi:10.1002/grl.50158.
- Ratnam, M. V., **G. Kishore Kumar**, S. Eswaraiiah, and S. V. B. Rao (2013b), Morphology of tropical mesospheric echoes observed by VHF radar, *Earth Plan. Space*, *65*, 97–102, doi:10.5047/eps.2012.06.010.
- Renkowitz, 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.*, pp. 245–253, doi:10.5194/ars-10-245-2012.
- Renkowitz, T.**, **G. Stober**, **R. Latteck**, **W. Singer**, and **M. Rapp** (2013), New experiments to validate the radiation pattern of the Middle Atmosphere Alomar Radar System (MAARSY), *Adv. Radio Sci.*, *11*, 283–289, doi:10.5194/ars-11-283-2013.

- 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, doi:10.1007/978-94-007-4348-9.
- Schaefer-Rolffs, U.**, and **E. Becker** (2013), Horizontal momentum diffusion in GCMs using the Dynamic Smagorinsky Model, *Mon. Weather Rev.*, *141*, doi:10.1175/MWR-D-12-00101.1.
- Schneidereit, A.**, S. Schubert, P. Vargin, F. Lunkeit, X. Zhu, **D. H. W. Peters**, and K. Fraedrich (2012), Large scale flow and the long-lasting blocking high over Russia: Summer 2010, *Mon. Weather Rev.*, doi:10.1175/MWR-D-11-00249.1.
- Schult, C.**, **G. Stober**, **J. L. Chau**, and **R. Latteck** (2013), Determination of meteor-head echo trajectories using the interferometric capabilities of MAARSY, *Ann. Geophys.*, *31*, 1843–1851, doi:10.5194/angeo-31-1843-2013.
- Schumacher, J. B., H. Ewald, S. Finke, R. Pohlmann, **Q. Li**, **B. Strelnikov**, **M. Rapp**, and **F.-J. Lübken** (2013), High precision drag deceleration measurement system to use onboard active falling spheres, in *Proceedings of the 21th ESA Symposium on European Rocket and Balloon Programmes and Related Research, 9–13 June 2013, Thun, Switzerland (ESA SP-721)*, pp. 377–381.
- Singer, W.**, **P. Hoffmann**, **G. Kishore Kumar**, 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, doi:10.1007/978-94-007-4348-9.
- Sommer, S.**, **G. Stober**, **C. Schult**, **M. Zecha**, and **R. Latteck** (2013), Investigation of horizontal structures at mesospheric altitudes using coherent radar imaging, *Adv. Radio Sci.*, *11*, 319–325, doi:10.5194/ars-11-1-2013.
- Sommer, S.**, **G. Stober**, **J. L. Chau**, **R. Latteck**, and **M. Zecha** (2014), Geometric considerations of polar mesospheric summer echoes in tilted beams using coherent radar imaging, *Adv. Radio Sci.*
- Sonnemann, G. R.**, and **M. Grygalashvyly** (2013), Effective CO₂ lifetime and future CO₂ levels based on fit function, *Ann. Geophys.*, *31*, 1591–1596, doi:10.5194/angeo-31-1-2013.
- Sonnemann, G. R.**, P. Hartogh, **U. Berger**, **F.-J. Lübken**, and **M. Grygalashvyly** (2012), Anthropogenic effects on the distribution of minor chemical constituents in the mesosphere/lower thermosphere - a model study, *Adv. Space Res.*, *50*, 598–618.
- Sternovsky, Z., S. Robertson, S. Dickson, J. Gumbel, J. Hedin, **B. Strelnikov**, **H. Asmus**, and O. Havnes (2014), In-situ detection of noctilucent cloud particles by the Colorado dust detectors onboard the PHOCUS sounding rocket, *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*
- Stevens, M. H., L. E. Deaver, M. E. Hervig, J. M. Russell III, D. E. Siskind, P. E. Sheese, E. J. Llewellyn, R. L. Gattinger, **J. Höffner**, and B. T. Marshall (2012a), Validation of upper mesospheric and lower thermospheric temperatures measured by the solar occultation for ice experiment, *J. Geophys. Res.*, doi:10.1029/2012JD017689.
- Stevens, M. H., S. Lossow, **J. Fiedler**, **G. Baumgarten**, **F.-J. Lübken**, **K. Hallgren**, P. Hartogh, C. E. Randall, J. Lumpe, S. M. Bailey, R. Niciejewski, R. R. Meier, J. M. C. Plane, A. J. Kochenash, D. P. Murtagh, and C. R. Englert (2012b), Bright polar mesospheric clouds formed by main engine exhaust from the space shuttle's final launch, *J. Geophys. Res.*, doi:10.1029/2012JD017638.

- Stober, G., C. Jacobi, V. Matthias, P. Hoffmann, and M. Gerding** (2012a), 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.
- Stober, G., R. Latteck, M. Rapp, W. Singer, and M. Zecha** (2012b), MAARSY – the new MST radar on Andøya: First results of spaced antenna and Doppler measurements of atmospheric winds in the troposphere and mesosphere using a partial array, *Adv. Radio Sci.*, pp. 291–298, doi:10.5194/ars-10-291-2012.
- Stober, G., C. Schult, C. Baumann, R. Latteck, and M. Rapp** (2013a), The Geminid meteor shower during the ECOMA sounding rocket campaign: Specular and head echo radar observations, *Ann. Geophys.*, *31*, 473–487, doi:10.5194/angeo-31-473-2013.
- Stober, G., S. Sommer, M. Rapp, and R. Latteck** (2013b), Investigation of gravity waves using horizontally resolved radial velocity measurements, *Atmos. Meas. Tech.*, *6*, 2893–2905, doi:10.5194/amt-6-2893--2013.
- Strelnikov, B., M. Rapp, and F.-J. Lübken** (2013), In-situ density measurements in the mesosphere/lower thermosphere region with the TOTAL and CONE instruments, in *An Introduction to Space Instrumentation*, edited by K. Oyama, Terra Publishers, doi:10.5047/isi.2012.001.
- Strelnikova, I., and M. Rapp** (2013), Statistical characteristics of PMWE observations by the EISCAT VHF radar, *Ann. Geophys.*, *31*, 359–375, doi:10.5194/angeo-31-359-2013.
- Strotkamp, M., U. Witte, A. Munk, A. Hartung, S. Gausmann, S. Hengesbach, M. Traub, **J. Höffner**, and B. Jungbluth (2013), Broadly tunable, diode pumped Alexandrite laser, in *Advanced Solid-State Lasers, 27 October - 01 November 2013, Paris, France*.
- Suzuki, S., **F.-J. Lübken, G. Baumgarten, N. Kaifler, R. Eixmann**, B. P. Williams, and T. Nakamura (2013), Vertical propagation of mesoscale gravity wave from the lower to the upper atmosphere, *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, *97*, 29–36, doi:10.1016/j.jastp.2013.01.012.
- Szewczyk, A., B. Strelnikov, M. Rapp, I. Strelnikova, G. Baumgarten, N. Kaifler, T. Dunker, and U.-P. Hoppe** (2013a), Simultaneous observations of a mesospheric inversion layer and turbulence during the ECOMA-2010 rocket campaign, *Ann. Geophys.*, *31*, 775–785, doi:10.5194/angeo-31-772-2013.
- Szewczyk, A., B. Strelnikov, and M. Rapp** (2013b), In situ density, temperature, and turbulence measurements in the middle atmosphere during PHOCUS 2011, in *Proceedings of the 21th ESA Symposium on European Rocket and Balloon Programmes and Related Research, 9–13 June 2013, Thun, Switzerland (ESA SP-721)*, pp. 485–488.
- 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, doi:10.1007/978-94-007-4348-9.
- Wilms, H., M. Rapp, P. Hoffmann, J. Fiedler, and G. Baumgarten** (2013), Gravity wave influence on NLC: experimental results from ALOMAR, 69°N, *Atmos. Chem. Phys.*, *13*, 11,951–11,963, doi:10.5194/acp-13-11951-2013.
- Zülicke, C., and E. Becker** (2013), The structure of the mesosphere during sudden stratospheric warmings in a global circulation model, *J. Geophys. Res.*, *118*, 2255–2271, doi:10.1002/jgrd.50219.

Dissertationen, Diplomarbeiten, Masterarbeiten, Bachelorarbeiten

Dissertationen

Sebastian Brune

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

Universität Rostock, April 2012

Fabian Senf

On the interaction between thermal tides and gravity waves in the middle atmosphere

Universität Frankfurt, November 2012

Anne Theuerkauf

Stratospheric turbulence observations with the new balloon-borne instrument LITOS

Universität Rostock, Februar 2013

Bernd Kaifler

Thermal structure and gravity waves in the Antarctic middle atmosphere observed by Lidar

Universität Rostock, 2014

Natalie Kaifler

Noctilucent clouds and the dynamics of the mesopause region at high latitudes: Observations with the ALOMAR RMR Lidar

Universität Rostock, 2014

Manja Placke

Gravity waves and momentum fluxes in the mesosphere and lower thermosphere region

Universität Rostock, 2014

Jens Hildebrand

Wind and temperature measurements by Doppler lidar in the Arctic middle atmosphere

Universität Rostock, 2014

Vivien Matthias

The role of planetary waves in coupling processes of the middle atmosphere

Universität Rostock, 2014

Diplomarbeiten

Mark Schlutow

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

Universität Rostock, Februar 2012

Carsten Baumann

Zur Quantifizierung des Masseneintrages in die Atmosphäre durch Meteore

Universität Rostock, März 2012

Dörte Petzsch

Ein neues Verfahren für raketentragene in-situ Messung der Neutralgasdichte in der Mesosphäre

Universität Rostock, Mai 2012

Benjamin Wolf

Parametrisierung orographischer Schwerewellen

Universität Rostock, Januar 2013

Karl-Georg Eller

Lidarmessungen von Schwerewellen während stratosphärischer Erwärmungen in mittleren Breiten
Universität Rostock, Februar 2013

Georg Teiser

Zum Einfluss von geladenen Aerosolen auf die inkohärente Rückstreuung von Radarwellen aus der oberen Mesosphäre

Universität Rostock, Oktober 2013

Masterarbeiten

Heiner Asmus

Aerosolpartikel in der mittleren Atmosphäre: In-situ Messungen und mikrophysikalische Modellierung,

Universität Rostock, Oktober 2012

Carsten Schult

Bestimmung von Trajektorien von Meteor-Kopf-Echos mittels Interferometrie

Universität Rostock, Oktober 2012

Svenja Sommer

Untersuchung dreidimensionaler Atmosphärenstrukturen mittels Radarinterferometrie

Universität Rostock, Oktober 2012

Henrike Wilms

Einfluss von Schwerewellen auf mesosphärische Eisschichten

Universität Rostock, Oktober 2012

Franziska Zaage

Statistische Analyse vertikaler Kopplungsprozesse während stratosphärischer Erwärmungen

Universität Rostock, Oktober 2012

Bachelorarbeiten

Florian Rudek

Aufbau und Integration einer Sättigungsspektroskopie am IAP Eisen-Lidar

Westfälische Hochschule Zwickau, 2012

Benedikt Ehard

Analysen der dreidimensionalen Struktur mesosphärischer Radarechos

Universität Rostock, August 2012

Martin Mohrmann

Untersuchungen zu Resonanzwellenlängen verschiedener atmosphärischer Spurengase und ihrer Eignung für Lidarmessungen

Universität Rostock, September 2012

Helen Schneider

VHF-Radarechos aus der E-Schicht in 54°N: Statistik und physikalische Prozesse

Universität Rostock, Dezember 2012

Daniel Schmidt

Automatische Erkennung von leuchtenden Nachtwolken in Kamerabeobachtungen

Hochschule Wismar, April 2013

Kristina Bockholt

Bodengebundene und In-situ-Messmethoden für Erforschungen in der oberen Mesosphäre und der unteren Thermosphäre
Universität Rostock, Juni 2013

Erik Sy

Windmessungen in der Mesosphäre - Kalibrierung der Jod-Spektrometer des ALOMAR RMR-Lidar
Universität Rostock, September 2013

Jan Grzegorzewski

Auswirkung der Teleskop-Überlappfunktion auf die Datenqualität eines Rayleigh/Mie/Raman-Lidar Instruments
Universität Rostock, September 2013

Lucjan Grzegorzewski

Spektrale und zeitliche Variation der Himmelsstrahlung anhand von Spektromettermessungen
Universität Rostock, September 2013

Sjard-Ole Krüger

Vertikale Ausdehnung und saisonale Verteilung der stratosphärischen Aerosolschicht anhand von Lidarmessungen
Universität Rostock, 2014

D. Mitarbeiter des Instituts

Abteilungsleiter	Prof. Dr. F.-J. Lübken, Prof. Dr. E. Becker, Prof. Dr. J. L. Chau ¹ , Prof. Dr. M. Rapp ²
Wissenschaftler	Dr. G. Baumgarten, Dr. U. Berger, Dr. O. Bothe, Dr. R. Eixmann, Dr. J. Fiedler, Dr. A. Gabriel, Dr. A. Gaßmann, Dr. M. Gerding, Dr. M. Grygalashvyly, Dr. K. Hallgren, Dr. P. Hoffmann, Dr. J. Höffner, D. Keuer, Dr. R. Knöpfel, Dr. R. Latteck, Dr. J. Lautenbach, Dr. Q. Li, PD Dr. D. H. W. Peters, 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 ³ , R. Waschow, B. Wecke, J. Wedrich, T. Zinau
Verwaltung/Bibliothek/ Sekretariat	W. Baseda, A. Kurreck, J. Linde, S. Losch, J.-U. Mölck, M. Rosenthal, A. Ruß, M. Schriefer, M. Strate ¹ , R. von Rein
Doktoranden	H. Asmus, C. Baumann, J. Hildebrand, B. Kaifler, N. Kaifler, J. Kiliani, A. Kirsch, M. Kopp, L. Leitert, V. Matthias, M. Placke, T. Renkwitz, M. Schlutow, A. Schneider, L. Schüler, C. Schult, S. Sommer, A. Szewczyk, A. Theuerkauf, T. P. Viehl, B. Wolf, R. Wörl
Diplomanden, Master-Studenten, Bachelor-Studenten	K. Bockholt, B. Ehard, K.-G. Eller, S. Ernst, J. Grzegorzewski, L. Grzegorzewski, E. Jeglorz, P. Kapust, S.-O. Krüger, M. Mohrmann, D. Petzsch, C. Ridder, F. Rudek, F. Schmidt, D. Schmidt, H. Schneider, J. Schubbe, J. Söder, R. Steinwehr, E. Sy, G. Teiser, H. Wilms, F. Zaage,
21 studentische und wissenschaftliche Hilfskräfte	
Gastwissenschaftler	Dr. D. Demirhan-Bari, Dr. K. K. Grandhi (A. v. Humboldt-Stipendiat), Prof. Dr. J. Liu, Dr. P. Vargin

¹ab 2013

²bis 2013

³ATZ-Ruhephase

E. Mitglieder der Gremien

Mitglieder des eingetragenen Vereins „IAP“:

Prof. Dr. Karl-Heinz Meiwes-Broer ¹ (Vorsitz)	Universität Rostock
Prof. Dr. Wolfgang Fennel ² (Vorsitz)	Institut für Ostseeforschung Warnemünde
Woldemar Venohr ³	MBWK Mecklenburg-Vorpommern
MR Dr. Martin Dube ⁴	MBWK Mecklenburg-Vorpommern
MR'in Dr. Gisela Helbig	BMBF
Rainer Karl	Bürgermeister Ostseebad Kühlungsborn
Prof. Dr. Alfred Leder	Universität Rostock
Prof. Dr. Franz-Josef Lübken	Leibniz-Institut für Atmosphärenphysik Kühlungsborn
Prof. Dr. Ronald Redmer	Universität Rostock
Ute Schmidt	Schulzentrum Kühlungsborn
Knut Wiek	Ostseebad Kühlungsborn

Mitglieder des Kuratoriums:

Woldemar Venohr ³ (Vorsitz)	MBWK Mecklenburg-Vorpommern
MR Dr. Martin Dube ⁴ (Vorsitz)	MBWK Mecklenburg-Vorpommern
MR'in Dr. Gisela Helbig	BMBF
Prof. Dr. Martin Köckerling ⁵	Universität Rostock
Prof. Dr. Christoph Schick ⁴	Universität Rostock
Prof. Dr. Peter Lemke	Alfred-Wegener-Institut Bremerhaven
Prof. Dr. Thomas Leisner ¹	Karlsruher Institut für Technologie (KIT)
Prof. Dr. Martin Riese ²	Forschungszentrum Jülich

Mitglieder des Wissenschaftlichen Beirats:

Prof. Dr. Thomas Leisner ¹ (Vorsitz)	Karlsruher Institut für Technologie (KIT)
Prof. Dr. Martin Riese ² (Vorsitz)	Forschungszentrum Jülich
Prof. Dr. John Burrows	Universität Bremen
Prof. Dr. Wolfgang Ertmer	Institut für Quantenoptik Hannover
Prof. Dr. Jörg Gumbel	Stockholm University, Sweden
Prof. Dr. Gerald Lehmacher	Clemson University, USA
Prof. Dr. Johannes Orphal ⁵	Karlsruher Institut für Technologie (KIT)
Prof. Dr. Christian von Savigny ⁵	Universität Greifswald
Prof. Dr. William Ward	University of New Brunswick, Canada
Prof. Dr. Volkmar Wirth	Universität Mainz
Prof. Dr. Klaus Fraedrich ⁴	Universität Hamburg
Prof. Dr. Ulf-Peter Hoppe ⁴	University of Oslo

¹ab 2014

²bis 2013

³ab 08/2012

⁴bis 2012

⁵ab 2013

F. Vereinssatzung 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 Berufungsangelegenheiten 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.