

LEIBNIZ-INSTITUT FÜR ATMOSPHÄRENPHYSIK e.V.

an der Universität Rostock

Institutsbericht 2008/2009

Herausgeber:

Prof. Dr. F.-J. Lübken

Prof. Dr. E. Becker

Prof. Dr. M. Rapp

Redaktion:

Herr P. Schubert

Herr Dr. G. Stober

Herr Dr. N. Engler

Herr PD Dr. D. H. W. Peters

Herr M. Priester

Frau M. Rosenthal

Frau C. Schütt

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 2010

Inhaltsverzeichnis

Liste der verwendeten Abkürzungen	4
Vorwort	6
Einleitung	8
Bilder aus dem Institutsleben	13
Organisation des IAP	17
Wissenschaftliche Arbeitsschwerpunkte in den Jahren 2008/2009	18
1 CAWSES-Aktivitäten am IAP	23
2 Übersichtsartikel: Forschung mit Höhenforschungsraketen am IAP	27
3 Schwerewellen und Turbulenz im hochaufgelösten Zirkulationsmodell des IAP: Gegenwärtiger Stand und Perspektiven	32
4 Stationen der optischen Sondierung mit Lidar-Systemen	35
5 Neue technische Entwicklungen bei den Lidarsystemen des IAP	37
6 Ergebnisse des Fe-Lidars auf ALOMAR	41
7 Das Jahr 2009: Rekordbeobachtungen von NLC über Kühlungsborn	43
8 Modellierung von Trends in mesosphärischen Eisschichten mit LIMA/Eis	45
9 Das Modell LIMA/Eis	47
10 Eigenschaften von Eisteilchen aus Lidar- und Satellitenmessungen	49
11 NLC über ALOMAR: Variationen mit dem solaren Zyklus	51
12 Kleinskalige Variationen in Eisschichten	53
13 Das Netzwerk von NLC-Kameras des IAP	55
14 Windmessungen mit einem Lidar über ALOMAR	57
15 Ballongetragene Turbulenzmessungen in der Stratosphäre mit LITOS	59
16 MISI: das neue Mikrowellenspektrometer zu Messung von Wasserdampfprofilen über Kühlungsborn	61
17 Solarer Zyklus und die Wasserdampfverteilung in der MLT-Region	63
18 Internationale Leibniz Graduiertenschule für Schwerewellen und Turbulenz in der Atmosphäre und im Ozean	65
19 Die Radar-Systeme des IAP	67
20 Das neue MST-Radar in Nordnorwegen	70

21 Technologische Ansätze für horizontal aufgelöste Beobachtungen in der Mesosphäre	73
22 Jahreszeitliche und Breitenvariation der mesosphärischen Schwerewellenaktivität	75
23 Schwerewellen- und Impulsflussmessungen mit Meteorradaren	77
24 Vertikale Kopplung durch Wellen bis zur unteren Thermosphäre	79
25 Radarinterferometrie zur Untersuchung kleinskaliger Prozesse in Tropo- und Mesosphäre	81
26 Turbulenzmessung mit dem 3 MHz Radar in Andenes	83
27 Langfristige Veränderungen von (P)MSE	85
28 Längenabhängigkeit von PMSE in arktischen Breiten	87
29 Meridionalwindvariationen und (P)MSE	89
30 Starke Aspektempfindlichkeit in PMSE während der ECOMA-2008-Kampagne	91
31 Statistische Eigenschaften von PMSE bei hohen Frequenzen	93
32 Vermessung mikrophysikalischer Aerosolparameter mit Radars	95
33 Aufladungsprozesse von Meteorstaub- und Eispartikeln	97
34 Jahres- und tageszeitliche Variation der Elektronendichte der D-Schicht polarer Breiten	99
35 Der Feuerball vom Januar 2009	101
36 Ionosondenmessungen und Funkwettervorhersage	103
37 Makroturbulenz der Tropo- und Stratosphäre in globalen Zirkulationsmodellen	105
38 Spektrales Energiebudget von Schwerewellen in der Mesosphäre	107
39 Berechnung des Strahlungstransports von der Oberfläche bis zur Mesopausenregion	108
40 Einfluss interner Schwerewellen auf den Transport chemischer Konstituenten	110
41 Ray-Tracing in mesosphärischen Gezeitenwellen	112
42 Nichtlineare Wechselwirkung von Schwerewellen und Gezeiten	115
43 Stationäre Wellenstruktur in Klima-Chemie-Modellen	117
44 Stationäre Wellen in Ozon und H ₂ O auf Basis der ODIN-Satellitendaten	119

45 Einfluss von planetaren Wellenstrukturen im Ozon auf lang-fristige Änderungen in Temperaturprofilen über Europa	121
46 Saisonaler Zyklus des Rossby-Wellenbrechens in der Dekade 1990-99	123
47 Trägheitsschwerewelleneffekte im Bodenwind und Niederschlag	125
48 Ein skaleninvariantes Turbulenzmodell	127
49 Vergleich der planetaren Wellenaktivität der Winter 2002-2003 und 2004-2005	129
50 Dynamische Erwärmung der Sommermesopause durch solare Protonenergieereignisse	131
A Liste der Drittmittelprojekte	133
B Liste der Veröffentlichungen	142
C Mitarbeiter des Instituts	153
D Mitglieder der Gremien	154
E Vereinssatzung des Leibniz-Instituts für Atmosphärenphysik e.V. an der Universität Rostock	155

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	Comittee on Space Research
CPEA	Coupling Processes in the Equatorial Atmosphere
CRI	kohärentes Radarimaging
DAE	Differential Absorption Experiment
DBS	Doppler Beam Swinging
DFG	Deutsche Forschungsgemeinschaft
DFN	Deutsches Forschungsnetz
DLR	Deutsches Zentrum für Luft- und Raumfahrt
DNS	Direkte Numerische Simulation
DPE	Differential Phase Experiment
DoRIS	Doppler Rayleigh Iodine System
ECHAM	ECMWF Model-Hamburg Version
ECHAMCHEM	gekoppeltes Klima-Chemie-Modell ECHAM/CHEM
ECMWF	European Center for Medium range Weather Forecast
ECOMA	Existence and Charge state Of meteoric dust particles in the Middle Atmosphere
EGU	European Geoscience Union
EPF	Eliassen-Palm-Fluss
ERA40	40 year ECMWF Reanalysis project
ESA	European Space Agency
ESRAD	ESrange MST RADar
EISCAT	European Incoherent SCATter scientific association
ENVISAT	Environmental Satellite
EZMW	Europäisches Zentrum für Mittelfristige Wettervorhersage
E39C	gekoppeltes Klima-Chemie-Modell ECHAM4.L39(DLR)/CHEM
FCA	Full Correlation Analysis
FFI	Forsvarets Forsknings-Institutt (Norwegian Defence Research Establishment), Oslo
GCM	General Circulation Model
GEOSCCM	Goddard Earth Observing System Chemistry-Climate Model (auch GEOS-CCM)
GOES	Geostationary Operational Environmental Satellite
GOME	Global Ozone Monitoring Experiment
GW-turb	Atmospheric coupling by gravity waves ... (CAWSES-Projekt)
HAMMONIA	HAMBurg Model of the Neutral and Ionized Atmosphere
HGF	Helmholz Gemeinschaft
IAGA	International Association of Geomagnetism and Aeronomy
IAP	Leibniz-Institut für Atmosphärenphysik
IGW	Inertia-Gravity Wave
ILWAO	International Leibniz Graduate School for Gravity Waves and Turbulence in the Atmosphere and Ocean
ISR	Incoherent Scatter Radar
ISSI	International Space Science Institute (Bern)
KMCM	Kühlungsborn Mechanistic general Circulation Model
LEWIZ	LEtzter WInter im Zwanzigsten Jahrhundert
LIDAR	LIght Detection And Ranging
LIMA	Leibniz-Institute Middle Atmosphere Model
LITOS	Leibniz-Institute Turbulence Observations in the Stratosphere
LF	Low Frequency
LPMR	Layered Phenomena in the Mesopause Region
LT	Local Time
MAARSY	Middle Atmosphere ALOMAR Radar SYstem
MaCWAVE	Mountain and Convective Waves Ascending Vertically
MAECHAM	Middle-Atmosphere ECHAM
MBWK	Ministerium für Bildung, Wissenschaft und Kultur
MECTM	MEsokaliges Chemie Transport Modell
MF	Medium Frequency
MIDAS	Middle atmosphere Investigation of Dynamics And Structure
MISI	MICrowave Spectrometer at IAP
MLT	Mesosphere-Lower Thermosphere

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

Vorwort

Dieser neunte Institutsbericht des IAP umfasst die Jahre 2008 und 2009, in denen es für das Institut einige besondere Vorkommnisse gab. Das wichtigste Ereignis war die Evaluierung am 6./7. Mai 2008. Diesem Termin gingen intensive Vorbereitungen voraus. Der Senatsausschuss Evaluierung der WGL¹ hat auf Grundlage des Bewertungsberichtes eine Stellungnahme verfasst, in der die Weiterförderung des IAP als Einrichtung der WGL empfohlen wird. Das IAP wird insgesamt sehr positiv bewertet. Die Entwicklung des Instituts, seine wissenschaftlichen und technischen Arbeitsergebnisse, seine internationale Einbindung und die Zusammenarbeit zwischen den Abteilungen werden lobend hervorgehoben. Einige Teilgebiete werden als weltweit führend eingestuft. Als sehr begrüßenswerte Auswirkung der Evaluierung haben die Zuwendungsgeber die Personalmittel am IAP signifikant aufgestockt. Mein herzlicher Dank gilt in diesem Zusammenhang den Vertretern des MBWK und des BMBF sowie den Mitarbeitern² des IAP. Letzten Endes ist das sehr gute Ergebnis der Evaluierung auf die Leistung aller Mitarbeiter zurückzuführen.

Das IAP hat im Berichtszeitraum 2008/2009 seine positive Entwicklung der vorangegangenen Jahre fortgeführt. Man darf feststellen, dass das Institut auf dem Gebiet der Erforschung der mittleren Atmosphäre zu den führenden Einrichtungen weltweit gehört. Am IAP wird eine Kombination von einzigartigen experimentellen und theoretischen Methoden entwickelt und eingesetzt, die so an keinem anderen Institut zu finden ist. Dies eröffnet den Mitarbeitern einzigartige Möglichkeiten zur Erforschung der Atmosphäre in internationaler Spitzenstellung.

Die Lidar- und Radarexperimente des IAP wurden im Berichtszeitraum weiter ausgebaut und qualitativ verbessert. Der Schwerpunkt der Investitionstätigkeiten lag beim neuen VHF-Radar auf ALOMAR. Der personelle und finanzielle Aufwand war beachtlich. Allein im Jahr 2009 wurden insgesamt etwa 2900 Mann-Stunden für den Aufbau des neuen Radars eingesetzt. Das Projekt wird maßgeblich vom BMBF finanziell unterstützt. Das neue Radar gehört zu den leistungsstärksten Anlagen weltweit. Mein Kompliment gilt der Radarabteilung, die dieses sehr aufwendige Projekt zum größten Teil innerhalb eines Jahres abgewickelt hat. Zu den neuen experimentellen Möglichkeiten am IAP gehören auch Turbulenzmessungen auf Ballons und Wasserdampfsondierungen mit einem Mikrowellenspektrometer. Diese Erweiterungen der experimentellen Expertisen bieten den Mitarbeitern des IAP neue Möglichkeiten wissenschaftlichen Arbeitens.

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 theoretischen Arbeiten haben neue wichtige Ergebnisse zum Prozessverständnis der Kopplung atmosphärischer Höhegebiete erzielt. Besondere Fortschritte sind bei der Modellierung von Schwerewellen und Turbulenz sowie bei Trends in mesosphärischen Eisschichten zu verzeichnen. Die unterschiedlichen Modelle sind in viel versprechender Weise mit IAP-Daten und mit externen Ergebnissen verknüpft worden. Die infrastrukturellen Maßnahmen am IAP sind im folgenden Bericht im Detail dargestellt. Zu den Besonderheiten im Berichtszeitraum gehört auch, dass im Herbst 2009 ein Radweg von Kühlungsborn zum IAP fertiggestellt wurde. Mein Dank gilt in diesem Zusammenhang der Stadt Kühlungsborn, durch deren Unterstützung ein seit Jahrzehnten gehegter Wunsch realisiert werden konnte.

Von besonderer Bedeutung für das IAP sind Publikationen in wissenschaftlichen Fachzeitschriften. Hier hat sich die erfreuliche Entwicklung der letzten Jahre fortgesetzt. In den Jahren 2008/2009 sind insgesamt 102 Aufsätze mit Ergebnissen vom IAP erschienen, davon 77 in Zeitschriften mit internationaler Begutachtung (s. Seite 142). Die Anzahl der begutachteten Publikationen pro Wissenschaftler und Jahr betrug im Durchschnitt 1,88. Im April 2009 erschien ein Sonderband von *Annales Geophysicae* mit Ergebnissen der ECOMA/MASS-Kampagne. IAP-Mitarbeiter sind an allen 9 Artikeln beteiligt. Man kann feststellen, dass die am Institut erzielten Forschungsergebnisse

¹Verzeichnis der Abkürzungen auf Seite 4

²Bezeichnungen, die hier in der männlichen oder weiblichen Sprachform verwendet werden, schließen die jeweils andere Sprachform ein.

hervorragend publiziert werden, und zwar in den weltweit besten Fachzeitschriften.

Die Drittmittelwerbung des IAP hat sich im Berichtszeitraum ebenfalls positiv entwickelt. Dies betrifft z. B. Anträge im Rahmen des DFG-Schwerpunktprogramms CAWSES, wo das IAP mit insgesamt fünf Einzelprojekten sehr erfolgreich ist (siehe Kap. 1). Darüber hinaus hat das IAP im Rahmen des so genannten „Pakt-Verfahrens“ der WGL erfolgreich Projekte eingeworben. Neben dem bereits etablierten Graduiertenkolleg ILWAO (siehe Kap. 18) gibt es eines neues Paktprojekt über die Bedeutung von Wellen und Turbulenz für mesosphärische Eisschichten.

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 23 internationale Wissenschaftler für einen längeren Zeitraum (>3 Tage) am IAP gearbeitet. Mitarbeiter des IAP haben Forschungszentren auf der ganzen Welt besucht. Es wurden Tagungen am IAP durchgeführt und Fachsitzungen auf internationalen Konferenzen organisiert, was ebenfalls zur positiven Darstellung des Instituts beiträgt. Das IAP kümmert sich verstärkt um den wissenschaftlichen Nachwuchs. Im Berichtszeitraum waren insgesamt 28 Studenten im Rahmen ihrer Abschlussarbeiten (Master, Diplom, Promotion) am IAP tätig. Hinzu kommen 44 Praktikanten und Sommerstudenten. Die erfolgreiche Zusammenarbeit mit der Universität Rostock ist besonders hervorzuheben. Sie wird sich aufgrund des im November 2009 gegründeten „Leibniz-Wissenschaftscampus“ weiterhin positiv entwickeln.

Die Öffentlichkeitsarbeit spielte auch in diesem Berichtszeitraum eine wichtige Rolle. Am 14. November 2009 hat das Institut einen „Tag der offenen Tür“ durchgeführt, der wiederum auf reges Interesse stieß. Zu den Höhepunkten für das IAP gehörte sicherlich der Besuch des Bundespräsidenten Horst Köhler am Stand des Instituts auf der Jahrestagung der WGL.

Das wichtigste Kapital für die erfolgreiche Entwicklung des IAP sind seine Mitarbeiter, ohne die der Erfolg bei den wissenschaftlichen Arbeiten nicht denkbar ist. Mein herzlicher Dank gilt allen Mitarbeitern des Instituts 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 die dennoch am Erfolg des IAP wesentlich mitbeteiligt sind. Es handelt sich hierbei um die Damen der Institutsverwaltung (Marion Strate, Angelika Kurreck, Monika Rosenthal, Angelika Ruß, Jessica Liedtke, Wencke Baseda und Ingrid Bachmann), die Bibliothekarin (Rosemarie von Rein), den Mechaniker (Herrn Jens Wedrich), sowie unseren Hausmeister und Fahrer, Herrn Norbert Meesen, der gleichzeitig mit Herrn Thomas Barth unser „Mann für Alles“ ist. Der Einsatz dieser Damen und Herren für das IAP, der oft genug über das Selbstverständliche hinausgeht, sei hiermit ausdrücklich gewürdigt.

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

Dieser Bericht wendet 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.

Kühlungsborn, im Februar 2010

Prof. Dr. Franz-Josef Lübken

— Direktor —

Einleitung

Gründungsgeschichte

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

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

Rechtsform des IAP

Das Institut für Atmosphärenphysik wird als eingetragener Verein (e. V.) geführt. Die Vereinsatzung ist ab Seite 155 am Ende des Berichtes beigefügt. Die Organe des Vereins sind: die Mitgliederversammlung, das Kuratorium und der Direktor des Instituts. In allen wissenschaftlichen Angelegenheiten des Instituts werden die Organe durch einen Wissenschaftlichen Beirat beraten. Die Namen der Mitglieder dieser Gremien sind auf Seite 154 am Ende dieses Berichtes aufgeführt.

Die Mitgliederversammlung und das Kuratorium tagte im Berichtszeitraum einmal pro Jahr. Die wissenschaftlichen Arbeiten und Ergebnisse des Instituts wurden dem Wissenschaftlichen Beirat am 8./9. Oktober 2008 und am 28./29. Oktober 2009 vorgestellt. Bei dieser Gelegenheit wurde auch über zukünftige Zielstellungen 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 $54^{\circ}07'N$, $11^{\circ}46'O$. Der Institutskomplex besteht aus drei Gebäuden: (1) dem Instituts-Neubau als dem Hauptgebäude, (2) einer Villa, die vor 1933 als Wohnsitz für einen Ziegelei-Unternehmer gebaut wurde, und (3) einem separat liegenden Lager-Gebäude. Diese Gebäude bieten Raum für Büros aller Art, für moderne Labors, für die Bibliothek, für einen

großen Versammlungs- und Vortragsraum, sowie für benötigte Werkstatt- und Lagerräume. Für die Unterbringung von Gastwissenschaftlern und zur vorübergehenden Unterstützung neuer eingestellt IAP-Mitarbeiter besitzt das Institut ferner 2 Gästeapartements im Ort Kühlungsborn.

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



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

Zur Erfüllung seiner Forschungsaufgaben beteiligt sich das IAP ferner intensiv am Betrieb eines geophysikalischen Observatoriums - genannt ALOMAR - am Rande der Arktis, genauer gesagt auf der Insel Andøya in Nordnorwegen (geographische Koordinaten: $69^{\circ}17'N$, $16^{\circ}01'O$, d. h. 2 Grad nördlich des Polarkreises). Im Jahre 1993/94 wurde dort von norwegischen Forschungsinstitutionen ein modernes Observatoriumsgebäude für das Studium vielfältiger atmosphärenphysikalischer Prozesse errichtet. Der Vorteil dieses Standortes liegt u.ä. darin, dass er in unmittelbarer Nähe zum Startplatz für Höhenforschungsraketen, der „Andøya Rocket Range“, liegt, wodurch der koordinierte Einsatz von bodengebundenen und raketentragenen Messmethoden ermöglicht wird. Die im Observatorium und seiner unmittelbaren Umgebung installierten Instrumente werden durch verschiedene internationale Forschungseinrichtungen beigestellt, wobei das IAP an einigen wichtigen Instrumenten als Betreiber und wissenschaftlicher Nutzer maßgeblich beteiligt ist. Im Einzelnen handelt es sich hierbei um ein Rayleigh/Mie/Raman-Lidar, ein VHF-Radar, ein MF-Radar und ein Meteor-Radar. 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 Kalium/Eisen-Lidars verwendet, welches im Frühjahr 2008 nach ALOMAR gebracht wurde und dort in den Jahren 2008 und 2009 wichtige Messungen zur Temperaturstruktur der Mesopausenregion durchgeführt hat. Zurzeit wird dieses Lidar in Kühlungsborn für den Einsatz in der Antarktis vorbereitet.

Zahl der Mitarbeiter

Ende Dezember 2009 waren am IAP insgesamt 65 Mitarbeiter tätig, davon 23 Wissenschaftler, 13 wissenschaftlich-technische Angestellte, 7 für Verwaltung, Bibliothek und Sekretariat, 19 mit der Abfassung von Diplom- und Doktorarbeiten sowie als Praktikanten beschäftigte Studenten und 3 Arbeiter. Zur Vergütung dieser Mitarbeiter standen dem IAP im Berichtszeitraum 32 Planstellen, Annex-Mittel und eingeworbene Drittmittel zur Verfügung. Von den Planstellen sind 15 von Wissenschaftlern besetzt.

Generelle Arbeitsmittel

Als generelle Arbeitsmittel standen den Mitarbeitern des IAP im Berichtszeitraum zur Verfügung: eine effiziente Ausstattung an eigenen Rechnern und Zugang zu auswärtigen Großrechnern für die numerische Modellierung atmosphärischer Prozesse, 2 Rayleigh/Mie/Raman-Lidars, 1 transportables Kalium/Eisen-Lidar, 2 stationäre Metallatom-Lidars, 2 VHF-Radars, 2 MF-Radars, 2 Meteorwind-Radars, 1 Vakuumpumpstand für Tests und Kalibrierung von Instrumenten auf Höhenforschungsraketen, 1 Bodenstation für den Aufstieg von Radiosonden, Ozonsonden und sonstigen instrumentierten Ballons, 1 Ionosonde und 2 Messstrecken für Phasenhöhenmessungen. Seit Ende 2009 werden außerdem zum ersten Mal Wasserdampf-Profile mit einem neuen Mikrowellenspektrometer in Kühlungsborn durchgeführt. Art und Umfang der mit unseren eigenen Instrumenten gewonnenen Beobachtungen werden durch vielfältige Kooperationen mit deutschen und internationalen Forschungseinrichtungen noch deutlich erweitert. Für theoretische Arbeiten standen verschiedene Modelle zur Verfügung (KMCM, COMMA/IAP, LIMA, CARMA, ECHAM, MM5), teilweise durch Kooperation mit externen Einrichtungen.

Sonstige infrastrukturelle Maßnahmen

Der Schwerpunkt der Investitionstätigkeiten im Berichtszeitraum lag beim neuen VHF-Radar in ALOMAR. Der personelle und finanzielle Aufwand war beachtlich. Allein im Jahr 2009 wurden insgesamt etwa 2900 Mann-Stunden für den Aufbau des neuen Radars eingesetzt. Das Projekt wird finanziell in erheblichem Umfang durch das BMBF unterstützt. Die Inbetriebnahme wird 2010 erwartet. Damit steht den Mitarbeitern des Instituts ein hochmodernes und flexibles Messinstrument zur Verfügung, welches zu den weltweit besten seiner Art gehört.

Im Berichtszeitraum wurde die Renovierung der so genannten „Villa“ in Kühlungsborn in Angriff genommen. Die Arbeiten werden sich bis ins Jahr 2011 erstrecken und beinhalten den Ersatz der Ölheizung durch eine moderne Gasheizung, neue Infrastruktur für die Großrechner, vollständige Erneuerung der elektrischen Leitungen etc., sowie die Einrichtung zusätzlicher Gästewohnungen und Büros für Gastwissenschaftler. Damit wird langfristig dieses schöne Gebäude für das IAP erhalten, einige Missstände abgestellt und neue Möglichkeiten geschaffen.

Am IAP wurde die „Matrixstruktur“ weiter fortgeführt, d. h., neben der Abteilungsstruktur gibt es drei abteilungsübergreifende Arbeitsgruppen, die sich mit einer bestimmten wissenschaftlichen Thematik beschäftigen. Diese Arbeitsgruppen werden überwiegend von jungen Nachwuchswissenschaftlern aus dem IAP geleitet. Es hat eine Reihe von Treffen dieser Arbeitsgruppen stattgefunden, auf denen deutlich wurde, dass die Bündelung der Expertisen aus verschiedenen Abteilungen signifikante Fortschritte bei den behandelten Themen brachte.

Das IAP hat in Kooperation mit drei weiteren Instituten aus Mecklenburg-Vorpommern im Rahmen des sogenannten SAW-Verfahrens³ Projektmittel zur Einrichtung einer Graduiertenschule über Wellen und Turbulenz in der Atmosphäre und im Ozean eingeworben. Daraus hat sich eine Kooperation mit den übrigen Instituten entwickelt, die von allen Beteiligten als sehr fruchtbar und anregend beurteilt wird. Sie soll über das Ende des ILWAO-Projektes hinaus fortgeführt werden. Inzwischen gibt es bereits ein neues „Pakt-Projekt“ über die Bedeutung von Wellen und Turbulenz für Eisschichten in der Mesosphäre.

Rechentchnik (Th. Linow, J. Schacht, P. Schubert)

Die Konsolidierung der Rechnerinfrastruktur wurde im Berichtszeitraum fortgeführt. Das vor 4 Jahren beschaffte Multiprozessorsystem der Firma SGI mit 44 Prozessorkernen wurde so intensiv genutzt, dass es häufig zu Engpässen kam. Deshalb wurde das System im Februar 2008 auf aktuell 64 Prozessorkerne erweitert. Für besonders rechenintensive Aufgaben wird zzt. noch ein Vektorrechnersystem (SX6 der Firma Fa. NEC) aus dem Jahre 2002 verwendet, welches inzwischen

³SAW=Senatsausschuss Wettbewerb der WGL

jedoch bei weitem nicht mehr ausreicht, um den wachsenden Anforderungen gerecht zu werden. Im Jahre 2009 wurde deshalb eine Ausschreibung für ein neues System durchgeführt. Da weltweit keine Vektorrechner mehr angeboten werden, wurde ein Skalarrechner der Firma SGI ausgewählt, der über 600 Prozessorkerne (Cores) verfügt, die alle auf den gesamten Hauptspeicher (Global Shared Memory) von 3,2 TByte zugreifen können. Der neue Rechner erreicht eine theoretische Spitzenleistung von 6,4 TFlop/s (6,4 Billionen Fließkommaoperationen in der Sekunde!), die in der Praxis zu ca. 85% (5,4 TFlop/s) erreicht werden. Die Lieferung erfolgt im Jahr 2010.

Eine ständige Herausforderung besteht in der Bereitstellung von genügend Speicherplatz für die immer höher aufgelösten Messungen, Modellrechnungen und zur Sicherung von Servern und Arbeitsplatzrechnern. Da das bestehende Massenspeichersystem („Fileserver“) trotz Aktualisierung der vorhandenen Hardware ständig ausgelastet ist, wurde ein neuer Fileserver mit dem vier- bis fünffachen der bisherigen Kapazität bestellt (Kapazität des neuen System: 1,3 PByte). Die Lieferung erfolgt im Jahr 2010. Durch den Bau des neuen VHF-Radars auf ALOMAR wird vor Ort die Beschaffung einer rechentechnischen Infrastruktur und die sichere Anbindung an das Netzwerk des IAP erforderlich. In diesem Zusammenhang wurde das lokale Netz in ALOMAR umstrukturiert und über sichere Verbindungen leichter zugänglich gemacht.

Für den internationalen Datenaustausch und wissenschaftliche Kommunikation verfügt das IAP über eine Internetanbindung mit einer Bandbreite von 150 Mbit/s, die vom Wissenschaftsnetz des DFN bereitgestellt wird. Der Gesamtumfang an empfangenen und gesendeten Daten erreicht monatlich etwa 1 Terabyte. Ein nicht unerheblicher Anteil davon wird im Rahmen von Emails verwendet. Wöchentlich werden etwa eine Million Emails empfangen, von denen der größte Teil (etwa 95%) unerwünscht sind. Um die Mitarbeiter des Instituts nicht mit diesen so genannten „spam mails“ zu belasten, wird eine aufwendige Filtertechnik eingesetzt.

Zusammenarbeit mit der Universität Rostock

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

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 neuen Abteilungsleiter des IAP zu Professoren an der Universität Rostock bestens bewährt.

Anlässlich der Jahrestagung der WGL in Rostock wurde im November 2009 an der Universität Rostock ein „Leibniz-Wissenschaftscampus“ gegründet, der die Kooperation zwischen den WGL-Instituten in Rostock und Umgebung und der Universität Rostock weiter verbessern soll. Für das IAP ist dabei das Thema „Atmosphäre und Ozean verstehen“ von besonderem Interesse.

Drittmittelprojekte

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 133 zeigen, war das IAP hierbei erfreulich erfolgreich. Drittmittel wurden im Berichtszeitraum von verschiedenen Einrichtungen eingeworben, so z. B. von der Deutschen Forschungsgemeinschaft, dem Bundesministerium für Bildung, Wissenschaft, Forschung und Technologie, dem Ministerium für Bildung, Wissenschaft und Kultur Mecklenburg-Vorpommern, dem Bundesministerium der Verteidigung, dem Deutschen Zentrum für Luft- und Raumfahrt und der Europäischen Gemeinschaft.

Nationale und internationale Kooperationen

Enge Kooperationsbeziehungen bestehen auf nationaler Ebene mit insgesamt 37 Einrichtungen, davon 19 Universitäts-Instituten, 6 Instituten der HGF, 4 WGL-Instituten, 3 Max-Planck-Instituten und 5 sonstigen Einrichtungen. Auf internationaler Ebene bestehen Kooperationen mit 68 ausländischen Forschungseinrichtungen. Einzelheiten zu diesen Kooperationspartnern sind am Ende des Berichtes ab Seite 136 zu finden.

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

Die Mehrheit der in diesem Bericht vorgestellten Arbeiten sind 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 am IAP

In den Jahren 2008/2009 haben am IAP insgesamt 4 nationale und internationale Konferenzen stattgefunden. Außerdem haben Mitarbeiter des IAP insgesamt 11 Fachsitzungen auf internationalen Tagungen organisiert, darunter in Wien (EGU), Montreal (COSPAR), Sopron (IAGA), Stockholm (LPMR), San Francisco (AGU) und in Bad Reichenhall (ESA/PAC). Hervorzuheben ist die Fachsitzung in Berlin über die wissenschaftlichen Fortschritte im CAWSES-Schwerpunktprogramm der DFG, an der ca. 50 Gäste aus dem In- und Ausland teilnahmen. Vom wissenschaftlichen Austausch abgesehen sollen diese Fachtagungen auch dazu dienen, die Rolle des IAP auf dem Gebiet der Atmosphärenphysik im internationalen Umfeld zu festigen.

Bilder aus dem Institutsleben

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

- Bild 1: Verabschiedung von Dr. Ing. Nobert Grieger am 29. April 2009.
- Bild 2: Promotion von Frau Dr. Irina Strelnikova an der Universität Rostock am 08. Mai 2009.
- Bild 3: Die Mitarbeiter/innen des Instituts beim Tag der offenen Tür am 14. November 2009.
- Bild 4: Fahrradtour des IAP beim Betriebsausflug zum Salzhaff.
- Bild 5: Auf der Fahrradfähre während des Betriebsausfluges.
- Bild 6: Ballonstart am Tag der offenen Tür, der am 14. November 2009 durchgeführt wurde.
- Bild 7: Die jüngsten Gäste unseres Tages der offenen Tür beim Experimentieren.
- Bild 8: Die Laserstrahlen der beiden RMR-Lidars in der Teleskophalle auf ALOMAR.
- Bild 9: Bundespräsident Köhler unterhält sich vertraulich mit Frau Theuerkauf während seines Besuches beim Stand des IAP auf der Jahrestagung der WGL in Rostock. Ministerpräsident Seling und Minister Tesch schauen amüsiert zu.
- Bild 10: Feierliche Eröffnung des Fahrradweges an der Schlossstraße durch den Bürgermeister der Stadt Kühlungsborn, Herrn Rainer Karl.
- Bild 11: Der Container des Fe-Lidars auf ALOMAR.
- Bild 12: Das ALOMAR-Observatorium mit den beiden Laserstrahlen der RMR-Lidars.
- Bild 13: Luftaufnahme des neuen VHF-Radars auf ALOMAR.
- Bild 14: Gruppenbild beim Aufbau des neuen VHF-Radars auf ALOMAR.
- Bild 15: Nachtaufnahme des neuen VHF-Radars auf ALOMAR.

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

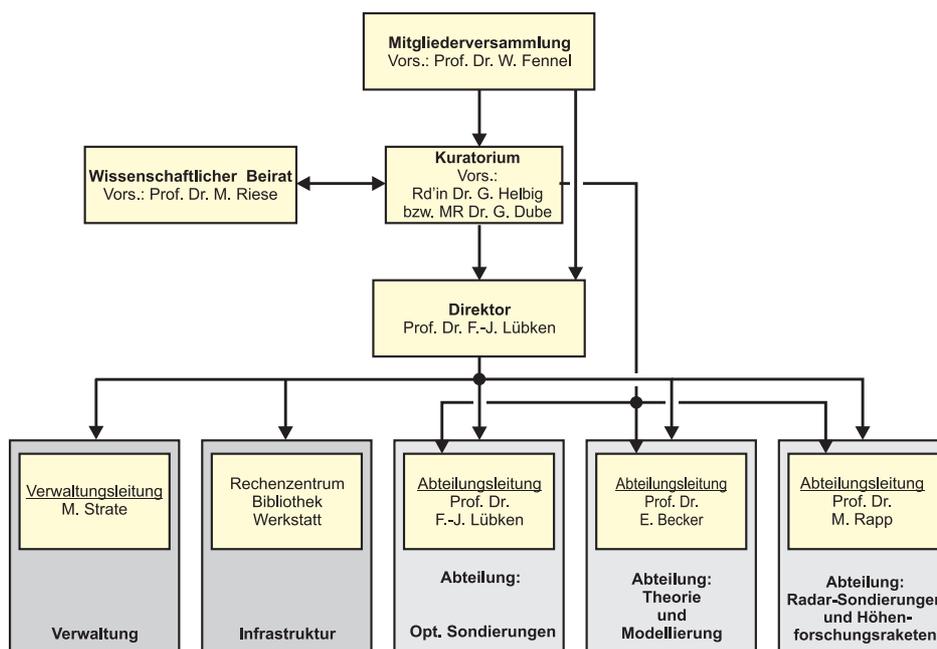


Bild 15

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 vom 31.12.2009)**



Wissenschaftliche Arbeitsschwerpunkte in den Jahren 2008/2009

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

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

Hinzu kommen zusätzliche wichtige Arbeitsfelder, die ab Seite 21 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) durchgeführt. Außerdem werden Daten aus vorangegangenen Messungen in Spitzbergen verwendet. Hervorzuheben sind die Temperaturmessungen unter Tageslichtbedingungen in der Mesopausenregion mit Resonanz- und Rayleigh-Lidars, sowie die in der Entwicklung befindlichen Windmessungen mit dem RMR-Lidar in der oberen Stratosphäre und Mesosphäre. Messungen mesosphärischer Winde im Höhenbereich von 65 - 95 km werden ferner kontinuierlich mit Mittelfrequenz- und Meteorradars durchgeführt. Dabei wurden im zurückliegenden Berichtszeitraum erstmalig Meteorradar-Messungen genutzt, um auf Routinebasis Impulsflüsse abzuleiten. 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 Schwerewellen und Turbulenz auf die globale Zirkulation der Mesosphäre wird mit Hilfe des mechanistischen Zirkulationsmodells KMCM untersucht. Diese Ergebnisse des IAP fließen auch in andere numerische Modelle der Dynamik und Chemie der Mesopausenregion ein.

NLC, PMSE und PMWE

Das IAP widmet sich besonders geschichteten Phänomenen in der oberen Mesosphäre, wie NLC, PMSE und PMWE. Hierbei geht es insbesondere um die Charakterisierung der Morphologie dieser Schichten sowie um ein Verständnis der Zusammensetzung und Bildung der Eisteilchen, einschließlich der geophysikalischen Randbedingungen, die für die Erzeugung von NLC und PMSE von Bedeutung sind (Temperatur, Wasserdampf, Turbulenz, etc.). Das Interesse an NLC und PMSE liegt darin begründet, dass sie die besonderen thermischen und dynamischen Eigenschaften der

sommerlichen Mesopause in mittleren und polaren Breiten widerspiegeln. Neben experimentellen Untersuchungen mit Lidars, Radars und raketengebundenen Instrumenten werden Modellrechnungen unterschiedlicher Komplexität zum tieferen Verständnis dieser Phänomene durchgeführt, z. B. mit den Modellen LIMA und CARMA. Mit LIMA ist es z. B. gelungen, die interhemisphärischen Unterschiede von Eisschichten zu simulieren.

Ein bisher nicht beantworteter Aspekt bei der Erzeugung der o. g. Schichten betrifft den Nukleationsprozess, von dem allgemein angenommen wird, dass er heterogen an so genannten Meteorstaubteilchen stattfindet. Zur Untersuchung der Rolle dieser Staubteilchen für die Mikrophysik mesosphärischer Eispartikel wurden im Berichtszeitraum im Rahmen des ECOMA-Projektes insgesamt drei Höhenforschungsraketen bei gleichzeitiger Anwesenheit mesosphärischer Eiswolken gestartet. Alle diese Höhenforschungsraketen waren mit einem am IAP entwickelten Partikeldetektor ausgestattet und lieferten detaillierte Messungen der Verteilung mesosphärischer Eisteilchen und Meteorstaubpartikel. Diese Messungen belegen, dass Meteorstaubpartikel in den Sommermonaten ein Konzentrationsminimum haben, wodurch die Standardhypothese der Nukleation mesosphärischer Eiswolken an diesen Partikeln in Frage gestellt werden muss.

Ferner gelang es im Berichtszeitraum erstmalig, mikrophysikalische Parameter mesosphärischer Eiswolken direkt aus Radarmessungen abzuleiten. Durch den quantitativen Vergleich absoluter PMSE-Signalstärken bei zwei unterschiedlichen Radarfrequenzen gelang es, Eisteilchenradien abzuleiten, die in vorzüglicher Übereinstimmung mit unabhängigen optischen Messungen sind.

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 strahlungsaktiven Spurengasen.

Wellen und Turbulenz

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

Mit Hilfe von Metallresonanz/Rayleigh-Lidars und Radars vermessen Mitarbeiter des IAP die thermische und dynamische Struktur von der Troposphäre bis zur unteren Thermosphäre und leiten daraus Gezeiten- und Schwerewellenparameter ab. Der vorhandene Datensatz ist inzwischen so angewachsen, dass auch jahreszeitliche Variationen der Schwerewellenaktivität untersucht werden können. Aus den Messungen mit dem Fe-Lidar auf ALOMAR wurden zum ersten Mal überhaupt thermische Gezeiten in der polaren MLT-Region abgeleitet. Diese sind um ein Vielfaches größer als aufgrund von idealisierten Modellrechnungen zu erwarten war. Die nichtlineare Wechselwirkung von Gezeiten und Schwerewellen wird auf der Basis eines neuen Ray-Tracing-Modells sowie mit Hilfe von KMCM untersucht. Dabei wird die nichtlineare Wechselwirkung von Gezeiten und Schwerewellen erstmals vollständig berücksichtigt.

Die dynamische Kopplung von unterer und mittlerer Atmosphäre hängt auf der saisonalen und längerfristigen Zeitskala vor allem von den planetaren Rossby-Wellen ab. Die Genauigkeit, mit der gängige Klima-Chemie Modelle die Struktur der stehenden Rossby-Wellen und deren dekadische

Variationen beschreiben, wird systematisch analysiert. Auch wird untersucht, wie das Brechen barokliner Wellen in der Troposphäre mit den planetaren Wellen in Wechselwirkung steht. Die durch planetare Rossby-Wellen ausgelöste interhemisphärische Kopplung im Bereich der Mesopause ist ebenfalls wichtiges Forschungsthema am IAP.

Turbulenz spielt für unser Verständnis der gesamten Atmosphäre eine entscheidende Rolle. Sie ist eng mit dem Brechen von Wellen und der Deposition von Wellenimpuls verknüpft, liefert direkte Beiträge zur großskaligen Wärmebilanz und mischt Spurenstoffe. Am IAP werden die Morphologie sowie die räumliche und zeitliche Verteilung von Schwerewellen und Turbulenz in der MLT anhand von Raketen- und Radarmessungen und mit KMCM untersucht. Darüber hinaus wird die bei sehr hoher Auflösung simulierte Makroturbulenz in der Troposphäre und Stratosphäre analysiert. In diesem Zusammenhang ist die theoretische Beschreibung der dynamischen Schwerewellenquellen von Bedeutung. Für diesen Höhenbereich 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 in der Stratosphäre bis zum so genannten „viskosen Unterbereich“ der Turbulenz vermessen und somit die zuverlässige Ableitung turbulenter Parameter ermöglicht.

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. Dies betrifft z. B. den Transport von Methan, Wasserdampf und Eisteilchen in der Mesosphäre oder den für die Photochemie wichtigen Eintrag von atomarem Sauerstoff aus der Thermosphäre in die Mesosphäre.

Einige Spurengase, insbesondere Wasserdampf, spielen bei der Interpretation von NLC und PMSE eine wichtige Rolle. Diejenigen chemischen Prozesse, die bei der globalen Verteilung der Spurengase bis in die untere Thermosphäre wichtig sind, werden mit dem in der Optikabteilung des IAP entwickelten Chemie-Transportmodell der Mesosphäre MECTM analysiert. Dieses Modell wird durch unterschiedliche dynamische Felder angetrieben (COMMA/IAP, LIMA und KMCM). Bei den Untersuchungen geht es um langfristige Variationen, z. B. im Zusammenhang mit dem solaren Zyklus, sowie um den Einfluss der Mischung durch Schwerewellen.

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 12 Jahren vor, so dass z. B. Veränderungen mit dem solaren Zyklus untersucht werden können. Die Messungen zeigen diesbezüglich Variationen, die mit unserem bisherigen Verständnis der involvierten Prozesse nicht erklärt werden können. Diese Studien sind u. a. für die im DFG-Schwerpunkt CAWSES behandelten Themen von Bedeutung.

Die Messungen werden begleitet von Untersuchungen mit den Modellen COMMA/IAP und LIMA, womit die möglichen Ursachen für die große Diskrepanz zwischen dem beobachteten und dem modellierten Temperaturtrend in der Mesosphäre aufgespürt werden sollen. So wurde z. B. mit LIMA gezeigt, dass Trends in der Stratosphäre zu signifikanten Effekten in mesosphärischen Eisschichten führen.

Die Klimasensitivität der Mesosphäre, die sich bereits allein aus einer bodennahen Erwärmung und den damit einhergehenden dynamischen Veränderungen ergibt, wurde mit KMCM untersucht. Dabei ergeben sich verstärkte Schwerewellenquellen, die zu einer Abkühlung unterhalb der polaren Sommermesopause und einer Erwärmung darüber führen. Weiterhin wird die beobachtete langfristige Temperaturabnahme in der winterlichen Mesosphäre über Mitteleuropa teilweise auf eine Veränderung der planetaren Wellenstruktur, die mit Veränderungen der Ozonverteilung in Wechselwirkung steht, zurückgeführt. Basis dieser Sensitivitätsstudie ist das Klimamodell MAECHAM5.

Zusätzliche wichtige Arbeitsfelder am IAP

Neben den oben aufgeführten Forschungsschwerpunkten werden die im folgenden vorgestellten wichtigen Arbeitsgebiete am IAP bearbeitet.

Methodenentwicklung

Zur Ableitung verlässlicher atmosphärischer Messgrößen aus Radar- und Lidarverfahren werden die Mess- und Auswertemethoden ständig weiterentwickelt. Zur weiteren qualitativen Verbesserung der mittels Metallresonanz- und Rayleigh-Lidars gewonnenen Temperaturprofile wird die Einsatzfähigkeit bei Tageslicht weiterentwickelt. Hierzu gehören u. a. besonders schmalbandige spektrale Filter im Nachweisweig sowie Teleskope mit kleinem Sichtfeld, deren Überlapp mit dem Laserstrahl durch geeignete Regelungstechnik gewährleistet sein muss. In diesem Zusammenhang steht auch die inzwischen abgeschlossene Entwicklung eines Eisenlidars, mit dem in den Jahren 2008 und 2009 Temperaturmessungen auf ALOMAR durchgeführt wurden und welches zzt. auf den Einsatz in der Antarktis vorbereitet wird. Die Verbesserung der Tageslichtfähigkeit des RMR-Lidars in Kühlungsborn wurde im Berichtszeitraum weiter vorangetrieben. Die vor wenigen Jahren begonnene Neuentwicklung von Windmessungen in der Stratosphäre und Mesosphäre mit dem RMR-Lidar in ALOMAR zeigt deutliche Fortschritte, sodass bald mit Routinemessungen zu rechnen ist. Ende 2009 wurde ein neuartiges Mikrowellenspektrometer für die Messung von Wasserdampfprofilen über Kühlungsborn in Betrieb genommen. Die hiermit gewonnenen Daten sind u. a. für die Interpretation von Eisschichten von großer Bedeutung. Zurzeit werden die Systemparameter optimiert und die Datenauswertung entwickelt.

Um erstmalig horizontal aufgelöste Messungen von Winden und Turbulenz zu ermöglichen, wurde das seit 10 Jahren im Betrieb befindliche ALWIN VHF-Radar durch das neue „Middle Atmosphere ALOMAR Radar System“ (MAARSY) ersetzt. Dabei handelt es sich um einen aus 433 Yagi-Antennen bestehenden so genannten „Phased Array“, wobei jede einzelne Antenne über ein eigenes Sende- und Empfangsmodul verfügt. Durch geeignete Phasenansteuerung jeder einzelnen Antenne ist damit gewährleistet, dass der Radarstrahl von Puls zu Puls in eine andere Richtung geschwenkt werden kann. Die ersten Messungen mit MAARSY sind für das Frühjahr 2010 vorgesehen. Zur Vorbereitung dieser Messungen wird gleichzeitig an der Entwicklung geeigneter neuer Messverfahren und Auswertalgorithmen gearbeitet.

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

Die Nutzung verfügbarer globaler und regionaler Zirkulationsmodelle und deren Verwendung für IAP-spezifische Fragestellungen ist permanenter Bestandteil der Forschungsarbeiten. Fortlaufende Aufgabe ist zudem die Weiterentwicklung von eigenen Modellen und Auswertalgorithmen. Die Theorieabteilung arbeitet insbesondere an weiteren Verbesserungen des Turbulenzmodells in Verbindung mit sehr hohen räumlichen Auflösungen sowie an der Anpassung von KMCM an die parallele Architektur des neuen Großrechners. Weiterhin wird ein neues Verfahren zur Berechnung des Strahlungstransfers entwickelt, das erstmals eine kontinuierliche Erfassung der langwelligen Strahlung von der Oberfläche bis zur Mesopausenregion gestattet und darüber hinaus für hohe räumliche Auflösungen geeignet ist.

Metallatomschichten in 80 bis 110 km Höhe

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

1 CAWSES-Aktivitäten am IAP

(F.-J. Lübken, E. Becker, U. Berger, N. Engler, A. Gabriel, P. Hoffmann, D. H. W. Peters, M. Rapp, W. Singer)

Im Sommer 2005 hat die DFG ein Schwerpunktprogramm (SPP) zum Thema „Climate And Weather of the Sun Earth System“ (CAWSES) eingerichtet, das sich in drei Phasen von je 2 Jahren bis 2011 erstreckt. Insgesamt wird die DFG etwa 10 Millionen Euro für Projekte ausgeben, wovon der größte Teil für Doktoranden und Nachwuchswissenschaftler bereit gestellt wird. Ziel des SPP ist ein besseres Verständnis des Einflusses der Sonne auf die Erdatmosphäre. Im Vordergrund stehen Fragestellungen, die das solar-terrestrische System als Ganzes beinhalten. Die Sonne modifiziert die Atmosphäre durch die Absorption von Strahlung und Teilchen, durch die Erzeugung und Veränderung von photochemisch relevanten Spurengasen, sowie durch die Anregung von Wellen (inkl. atmosphärischer Gezeiten). Die beteiligten physikalischen und chemischen Prozesse sind durch eine Reihe von komplizierten Mechanismen gekoppelt (siehe Abb. 1.1). Obwohl die Gesamtintensität der solaren Strahlung um weniger als 0,1% schwankt, kann der solare Antrieb in der Erdatmosphäre stark variieren, insbesondere in der oberen Atmosphäre. Hier wird der energiereiche Teil des solaren Spektrums, welcher um mehrere 100% variieren kann, absorbiert. Durch verschiedenartige Kopplungsprozesse, wie z. B. durch den Transport von Spurengasen oder durch die Ausbreitung von Wellen, kann eine lokale Störung vertikal und horizontal bis in große Entfernungen transportiert werden. Die mittel- und langfristigen Variationen der solaren Aktivität und ihr Einfluss auf die Erdatmosphäre sind auch zur Einschätzung des anthropogenen Klimatrends von Bedeutung. Folgende Themenfelder werden im Schwerpunktprogramm untersucht:

- Charakterisierung der Variabilität des solaren Antriebes durch elektromagnetische Strahlung und durch den Einfall von geladenen und ungeladenen Teilchen.
- Reaktion der thermischen, dynamischen, elektrodynamischen und kompositorischen Struktur der Atmosphäre auf die solare Variabilität im Höhenbereich von der oberen Troposphäre bis zur unteren Thermosphäre und auf Zeitskalen von Stunden bis Jahrhunderten. Dies beinhaltet eine Untersuchung des Neutralgases, des Plasmas und der Aerosole.
- Untersuchung der Kopplungsmechanismen innerhalb der Atmosphäre, einschließlich des Transportes von Spurengasen und der Erzeugung, Ausbreitung und Vernichtung von Wellen (z. B. planetare Wellen, Schwerewellen, Gezeiten, Turbulenz).
- Nachweis des solaren Signals in nicht direkt beeinflussten atmosphärischen Parametern, sowie Untersuchung der relevanten physikalischen und chemischen Prozesse.
- Vergleich der durch solare Aktivitätsschwankungen bedingten langfristigen Veränderungen mit anthropogenen Klimatrends. Der Schwerpunkt liegt hierbei auf Höhenschichten oberhalb der Troposphäre.

Ein signifikanter Teil der hier angeschnittenen wissenschaftlichen Fragen werden am IAP schon seit einigen Jahren bearbeitet. Im Rahmen des SPP gibt es am IAP fünf Projekte, die sich größtenteils über die Gesamtzeit des SPP erstrecken:

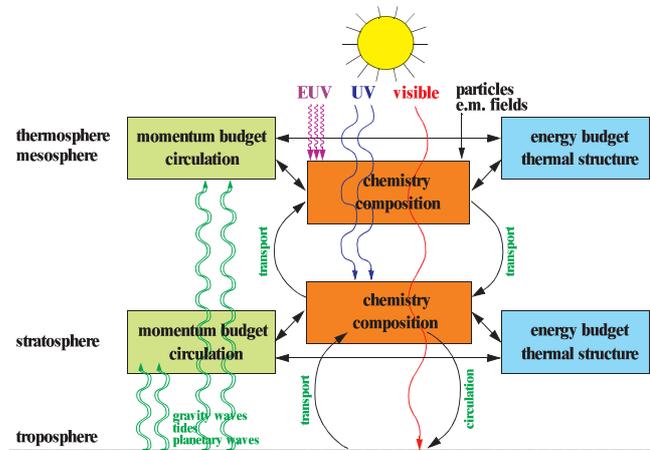


Abb. 1.1: Skizze zur Wechselwirkung solarer Strahlung und Partikel mit einigen wichtigen physikalischen und chemischen Prozessen in der Atmosphäre.

- Solar variability and trend effects in layers and trace gases in the upper atmosphere (SOLEIL)
- Investigation of the influence of charged aerosol particles on the scattering of radar waves using EISCAT (AEROSOL)
- Atmospheric coupling by gravity waves: climatology of gravity wave activity, mesospheric turbulence and their relations to solar activity (GW-TURB)
- Influence of solar radiation perturbations on the coupling of atmospheric layers (SORACAL)
- Koordinierung des Schwerpunktes. Dies beinhaltet die Finanzierung der Mitgliedschaft Deutschlands im EISCAT-Verbund und die Koordinierung entsprechender Messungen.

Im Projekt SOLEIL geht es darum, langfristige Variationen in NLC und PMSE besser zu verstehen. Diese Eiswolken werden seit einigen Jahren als mögliche Indikatoren für anthropogene Trends diskutiert. Das am IAP entwickelte Modell LIMA/Eis (siehe Kap. 9) beschreibt die Morphologie von NLC/PMSE sehr gut, wie Vergleiche mit Lidar-, Radar- und Satellitenmessungen zeigen. So stimmen z. B. die mittleren Höhen von NLC und die interhemisphärischen Unterschiede in der Häufigkeit von Eiswolken hervorragend mit den Beobachtungen von Lidars bzw. von Satelliten überein.

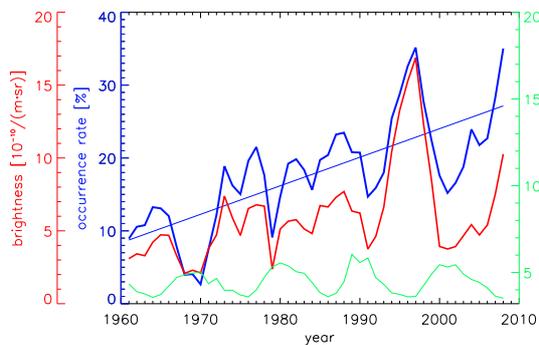


Abb. 1.2: Modellrechnungen mit LIMA/Eis: langzeitliche Variationen der Häufigkeit (blau) und Helligkeit (rot) von NLC. Neben einem Trend erkennt man den Einfluss solarer Strahlung, wie der Vergleich mit der solaren Aktivität (Ly_α , grün) zeigt.

Sommerechos (PMSE) bei verschiedenen Frequenzen durchgeführt. Ziel dieser Messungen war zum einen eine Überprüfung der derzeit vorhandenen theoretischen Beschreibung von PMSE und zum anderen eine erstmalige Ableitung mikrophysikalischer Parameter der an der Entstehung der Radarechos beteiligten Eispartikel. Diese Messungen wurden in Tromsø (69°N), Nordnorwegen, mit den EISCAT VHF- und UHF-Radars (224 MHz und 930 MHz) und in Longyearbyen (78°N), Spitzbergen, mit dem SOUSY-Svalbard Radar (SSR) und dem EISCAT Svalbard Radar (50 MHz und 500 MHz) durchgeführt. Details sind in den Kap. 32 und 33 erläutert. Hier sollen zwei wesentliche Ergebnisse hervorgehoben werden. Zum einen wurde gezeigt, dass aus den Beobachtungen abgeleitete absolute Signalstärken zu einem überragenden Teil ($>95\%$) mit den Erwartungen aufgrund der Theorie übereinstimmen. Zum anderen wurden aus diesen Daten unter Zuhilfenahme dieser Theorie Eisteilchenradien abgeleitet, die in hervorragender Übereinstimmung mit den Ergebnissen unabhängiger optischer Messungen des SOFIE-Instrumentes auf dem US-amerikanischen AIM Satelliten sind. Damit wurde erstmalig demonstriert, dass Radarmessungen zur quantitativen Ableitung mikrophysikalischer Parameter mesosphärischer Eiswolken geeignet sind. Dadurch wird ein neues Beobachtungsfenster zur Erforschung dieser Wolken geöffnet.

Kürzlich wurde mit LIMA/Eis demonstriert, dass Trends in Eiswolken in den letzten ca. 50 Jahren wesentlich durch Trends in der Stratosphäre verursacht werden (siehe Abb. 1.2). Die Trends in NLC stimmen gut mit Satellitenbeobachtungen von SBUV überein. Außerdem wurde eine sehr gute Korrelation zwischen NLC-Höhen und der Temperatur in 83 km Höhe gefunden, woraus man durch Vergleich von aktuellen mit historischen Höhenmessungen von NLC auf einen sehr kleinen Temperaturtrend in NLC-Höhen von nur $0,01\text{--}0,02\text{ K/Jahr}$ schließen kann. Es bleibt zu untersuchen, welchen Einfluss Änderungen von Spurengaskonzentrationen auf NLC haben.

Im Rahmen des Projektes AEROSOL wurden im Verlauf der zurückliegenden 4 Jahre systematisch Messungen von Polaren Mesosphärischen Som-

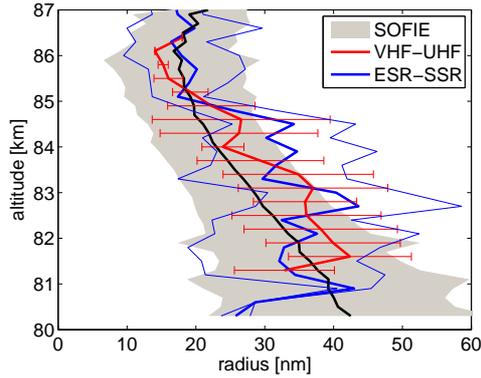


Abb. 1.3: Höhenprofile (Mittelwerte und Standardabweichungen) von Eisteilchenradien abgeleitet aus Radarmessungen mit EISCAT-Radars in Nordnorwegen (in rot) und Spitzbergen (in blau) im Vergleich zu Satellitenmessungen mit dem SOFIE-Experiment auf dem AIM-Satelliten (in schwarz).

tionen der Schwerwellenaktivität in der Mesosphäre und unteren Thermosphäre. Bei der Untersuchung der Breitenabhängigkeit der Schwerwellen (siehe auch Kap. 22) zeigt sich im Sommer in mittleren Breiten im Vergleich zu hohen Breiten ein stärkerer westwärts gerichteter Strahlstrom, sowie eine um ca. 3 km geringere Höhe der Umstellung der sommerlichen Zonalwinde. Die damit geänderten Filterbedingungen für Schwerwellen führen zu einer erhöhten Schwerwellenaktivität in mittleren Breiten (Abb. 1.4). Dieses experimentelle Resultat befindet sich im Einklang mit den Ergebnissen des KMCM.

Weitere Schwerpunkte des Projektes sind: a) Bestimmung der Variabilität von mittlerem Wind und Wellenaktivität im Sonnenzyklus in mittleren und arktischen Breiten sowie die Bestimmung der globalen Struktur der Wellenaktivität im Rahmen weltweit abgestimmter Kampagnen des internationalen CAWSES Gezeiten-Projektes, b) die vertikale Kopplung durch Wellen während stratosphärischer Erwärmungen, c) die Auswirkung von starken Aktivitätsstürmen der Sonne (Einfall hochenergetischer solarer Protonen in die Atmosphäre) in Mesosphäre und unterer Thermosphäre, d) der Vergleich von Radarbeobachtungen (mittlere Winde und Gezeiten) mit Satellitenbeobachtungen und Ergebnissen globaler Zirkulationsmodelle.

Die stratosphärische Ozonschicht spielt eine bedeutende Rolle im Klimasystem der Erde. Es ist bekannt, dass planetare Wellen zonal asymmetrische (längenabhängige) Strukturen in der Ozonschicht verursachen. Die Rückwirkung der damit induzierten Strahlungsänderung auf Temperaturverteilung, Wellenausbreitung und atmosphärische Zirkulation ist jedoch noch ungeklärt. Im Rahmen des Projektes SORACAL (siehe auch Kap. 43 bis 45) werden mit Hilfe des Klimamodells MAECHAM5 die langfristigen Änderungen in der beobachteten, längenabhängigen Ozonanomalie (Abweichung vom zonalen Mittel) und deren Einfluss auf die dynamische Kopplung von Tropo-, Strato- und Mesosphäre untersucht.

Im Projekt GW-TURB werden atmosphärische Schwerwellen untersucht, da sie von großer Bedeutung für die Kopplung zwischen den verschiedenen Regionen der mittleren Atmosphäre sind. Schwerwellen werden im Allgemeinen in der Troposphäre erzeugt und bei der Ausbreitung in die oberen Schichten der Atmosphäre durch das Windfeld von Stratosphäre und unterer Mesosphäre gefiltert bevor sie in der oberen Mesosphäre und unteren Thermosphäre dissipieren. Der Transport von Impuls und Energie durch Schwerwellen in große Höhen resultiert in einer residuellen Zirkulation, die für die großen Abweichungen des Temperatur- und Windfeldes vom Strahlungsgleichgewicht verantwortlich ist.

Beobachtungen von Wind, Temperatur, Turbulenz und Impulsfluss mittels Radar- und Lidarmethoden in polaren, mittleren und niederen Breiten sind die Basis für die Bestimmung von jahreszeitlichen und von der solaren Aktivität bedingten Variationen der Schwerwellenaktivität in der Mesosphäre und unteren Thermosphäre.

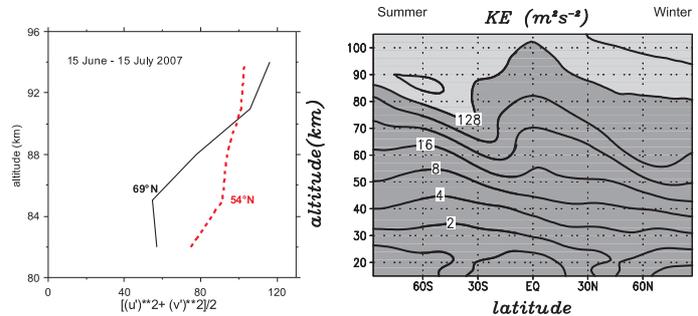


Abb. 1.4: Sowohl Radarbeobachtungen in Andenes (69°N) und Juliusruh (54°N) als auch das Kühlungsborner Mechanistische Zirkulationsmodell (KMCM) zeigen mit abnehmender Breite eine Zunahme der Schwerwellenaktivität im Sommer.

Abb. 1.5 zeigt die Entwicklung der längenabhängigen Ozonanomalie für die mittlere Stratosphäre, abgeleitet aus assimilierten Daten (ERA-40). Sichtbar wird die Verstärkung einer wellenförmigen Struktur (Maximum bzw. Minimum in einer Breite von ca. 0° bzw. 150°) während der letzten 4 Dekaden (signifikanter Trend: ca. 0.2 mg/kg pro Dekade). Überlagert ist eine zeitliche Variation, die möglicherweise mit dem 11-jährigen Zyklus der Sonnenaktivität zusammenhängt. Diese Entwicklung wurde durch unabhängige Satellitenmessungen (SAGE, GOME, ODIN) und neuere Assimilationen (ERA-Interim) bestätigt. Modellrechnungen mit dem MAECHAM5 für die 1990er Dekade zeigten, dass die Ozonanomalie überraschend starke Temperaturanomalien verursacht, die mit zunehmender Höhe nicht nur anwachsen, sondern aufgrund der Dämpfung kleinerer Skalen in der stabil geschichteten Stratosphäre auch eine höhere statistische Sicherheit aufweisen (siehe Kap. 43) - ein Hinweis darauf, dass Änderungen in höheren Schichten der Atmosphäre ein interessanter Klimaindikator für natürliche oder anthropogene Änderungen in den unteren Schichten sein können. Die noch ungeklärten Ursachen für die Änderungen in der längenabhängigen Ozonanomalie sowie der mögliche Einfluss des 11-jährigen Sonnenzyklus sind Gegenstand der noch laufenden Projektarbeiten. Die Ergebnisse fließen in die internationalen Bemühungen zur Verbesserung künftiger Klimaprognosen ein.

Am 1. Januar 2007 übernahm die DFG die Mitgliedschaft in EISCAT von der Max-Planck-Gesellschaft. Die Mitgliedschaft ist nun Teil des Schwerpunktprogramms CAWSES und wurde vom IAP im Rahmen des CAWSES-Koordinatorienprojektes eingeworben. Damit liegt die deutsche Beteiligung an EISCAT bei nunmehr 5% des Gesamtvolumens und ermöglicht Nutzergruppen aus dem Schwerpunktprogramm, wissenschaftliche Experimente mit den Hochleistungsradars in Nord-Skandinavien durchzuführen. Tabelle 1.1 zeigt eine Auflistung der EISCAT-Experimente mit deutscher Beteiligung für die vergangenen zwei Jahre. Im Zeitraum 2003 bis 2009 wurden insgesamt etwa 1200 Beobachtungsstunden bei EISCAT genutzt. Mit Beginn der Mitgliedschaft der DFG im Jahre 2007 stehen den Nutzern noch 25% der Messzeit der vorigen Jahre zur Verfügung. Über Ergebnisse der Projekte mit deutscher Beteiligung wurden inzwischen drei Statusberichte herausgegeben und mehrere Publikationen verfasst.

Tab. 1.1: EISCAT-Experimente mit deutscher Teilnahme

Zeit	Nutzer	Kampagne	Beschreibung
2008-05/06	M. Rapp/J. Röttger	ESR PMSE	PMSE @ 500 MHz
2008-07	M. Rapp	ECOMA	PMSE während der ECOMA Raketenkampagne
2008-11	B. Heber	Delay	D-Schicht während des solaren Minimums
2009-01	S. Nozawa	DELTA-2	DELTA-2 Raketenkampagne mit gleichzeitigen bodengebundenen Messungen
2009-03	I. Strelnikova	CharPa	Unterstützung der REXUS-Studentenrakete
2009-06	M. Rapp/J. Röttger	PMSE	Wellenlängenabhängigkeit von PMSE
2009-12	A. Kero/M. Rapp	Tequila	Tequila-Sunrise Kampagne zur Messung von Meteorstaubpartikeln

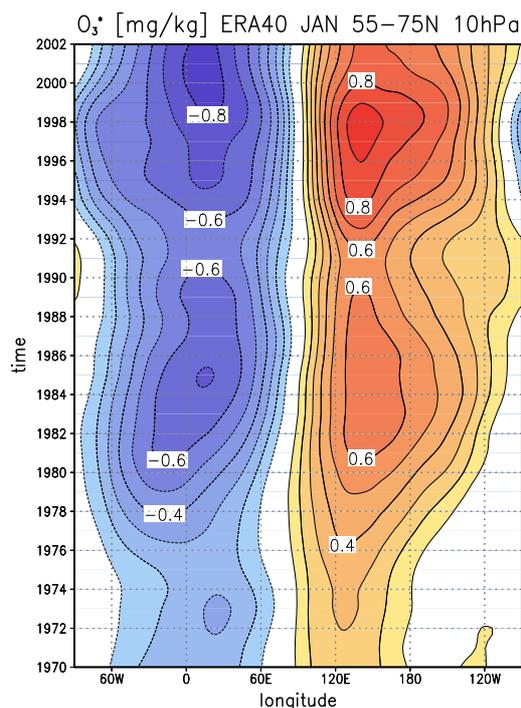


Abb. 1.5: Zeitlicher Verlauf der längenabhängigen Ozonanomalie $O_3^* = O_3 - [O_3]$ in 10hPa (ca. 30km) für $55^\circ - 75^\circ N$ und Januar (Monatsmittel, laufendes Mittel über ± 3 Januare).

2 Übersichtsartikel: Forschung mit Höhenforschungsraketen am IAP

(M. Rapp, B. Strelnikov, I. Strelnikova, H.-J. Heckl, D. Petzsch, T. Köpnick, F.-J. Lübken)

Seit nunmehr 10 Jahren werden am IAP in situ Messungen in der mittleren Atmosphäre mit Hilfe von meteorologischen Raketen und instrumentierten Höhenforschungsraketen durchgeführt. Der Einsatz von Raketen ist erforderlich, da der am IAP im Fokus stehende Höhenbereich von ~ 50 – 110 km zum einen wegen des geringen Auftriebes nicht mehr mit Flugzeugen oder Ballons erreicht werden kann, zum anderen aber die Neutralgasdichte immer noch so hoch ist, dass Satelliten wegen der resultierenden Reibung bereits nach kürzester Zeit abgebremst, ihre Flughöhe verlassen und zerstört würden. Entsprechende Aktivitäten am IAP waren bis Ende 2007 in der Abteilung „Optische Sondierungen und Höhenforschungsraketen“ angesiedelt und liegen seit Anfang 2008 in der Verantwortung der neustrukturierten Abteilung „Radarsondierungen und Höhenforschungsraketen“.

Grundlegende Motivation für solche in situ Messungen ist prinzipiell, zum einen Messgrößen mit ansonsten unerreichbarer räumlicher Auflösung zu erhalten und zum anderen Größen zu messen, die mit Fernerkundungsmethoden überhaupt nicht zugänglich sind. Ein weiterer Vorteil von Projekten mit Höhenforschungsraketen ist die Einfachheit der Einbeziehung von Studierenden in die Projektplanung und Durchführung, da typische Projektlaufzeiten nur wenige Jahre betragen, so dass zum Beispiel Promovierenden die Gelegenheit gegeben werden kann, ein Projekt von der Planung, über die Durchführung bis hin zur wissenschaftlichen Verwertung zu begleiten und dabei auch über die Forschung hinaus wertvolle Erfahrungen zu sammeln.

Ein Paradebeispiel eines solchen Projektes mit Höhenforschungsraketen ist das seit 2005 laufende und vom Deutschen Zentrum für Luft- und Raumfahrt finanziell geförderte ECOMA-Projekt, welches federführend vom IAP und dem norwegischen FFI in Zusammenarbeit mit Arbeitsgruppen in Österreich, Schweden und den USA durchgeführt wird. ECOMA steht abkürzend für „Existence and Charge state Of meteoric smoke particles in the Middle Atmosphere“. Im Rahmen von ECOMA werden also Partikel meteoritischen Ursprungs in Hinblick auf ihre Konzentration in der mittleren Atmosphäre und ihre sonstigen physikalischen Eigenschaften (wie etwa Ladungseigenschaften) untersucht. Es ist seit Jahrzehnten bekannt, dass Meteoroiden in einem Höhenbereich zwischen 70 – 110 km verdampfen und dabei ihr Material in der Atmosphäre deponieren. Es wird ferner seit Jahrzehnten spekuliert, dass ein Teil dieses Materials rekondensieren kann, wobei sehr kleine sub-nanometergroße Meteorstaubpartikel (abgekürzt MSPs) gebildet werden. Von diesen MSPs wird wiederum angenommen, dass sie an einer Vielzahl atmosphärenphysikalisch relevanter Prozesse beteiligt sind, wie der Nukleation leuchtender Nachtwolken und polarer Stratosphärenwolken. Aufgrund ihrer winzigen Abmessungen haben sich aber direkte Messungen von MSPs bisher als sehr schwierig erwiesen.

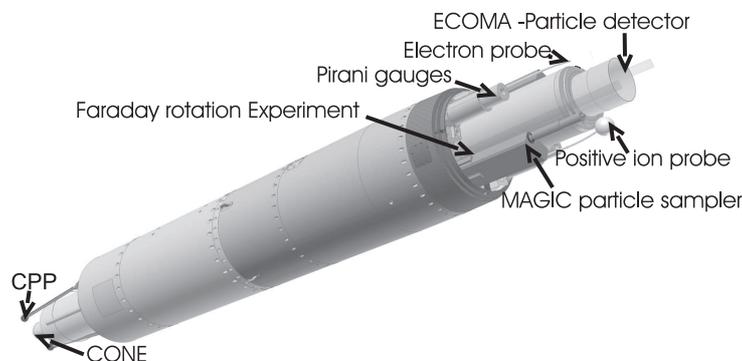


Abb. 2.1: Die ECOMA-Nutzlast mit einem Durchmesser von 14 Zoll und einer Gesamtlänge von 2.9 m.

Um die oben erwähnten Spekulationen zu beenden und die Eigenschaften von MSPs erstmalig direkt zu vermessen, wurde die ECOMA-Raketennutzlast konzipiert. Abb. 2.1 zeigt die ECOMA-Nutzlast und gibt einen Überblick über die eingesetzten wissenschaftlichen Instrumente. Kern der Nutzlast ist der ECOMA-Partikeldetektor, mit dessen Hilfe sowohl natürlich geladene als auch ungeladene MSPs detektiert werden. Ferner werden Elektronendichten sowohl absolut mit dem Faraday-Rotationsexperiment der TU Graz als auch relativ (aber mit sehr hoher räumlicher Auflösung) mit der elektrostatischen Elektronenprobe (EP) des norwegischen FFI gemessen. Weiterhin wird eine weitere elektrostatische Sonde benutzt, um positive Ionen mit hoher räumlicher Auflösung zu vermessen. Ferner gibt es Instrumente zum Einsammeln von MSPs zur späteren Analyse im Labor (U. Stockholm), zur Bestimmung des Raketenpotentials (FFI), zur Messung der Neutralgasdichte und ihrer kleinskaligen Fluktuationen und der Neutralgastemperatur (IAP).

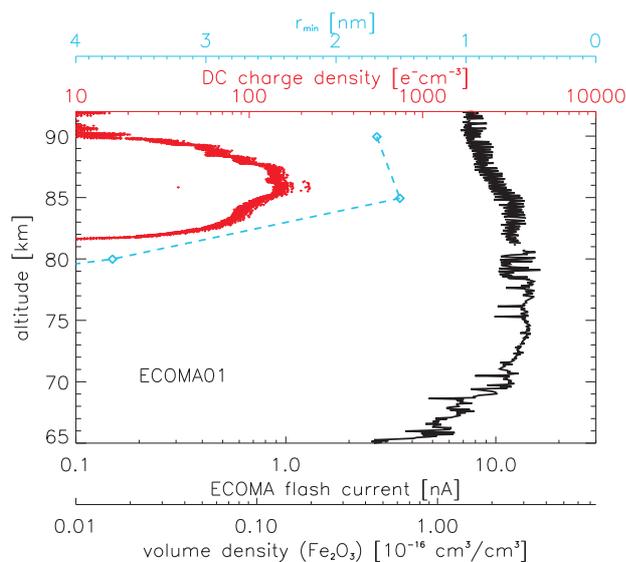


Abb. 2.2: Ergebnisse des Fluges ECOMA01.

beiden obigen Profile zeigt, dass das Profil geladener MSPs auf einen wesentlich kleineren Höhenbereich beschränkt ist als das Profil der Volumendichte geladener und neutraler MSPs. Dieser Unterschied wurde auf die aerodynamischen Eigenschaften des Instrumententeiles zur direkten Messung von Ladungsdichten zurückgeführt, wonach die Messempfindlichkeit bezüglich der Größe detektierbarer MSPs stark von der Höhe abhängt (blaue Kurve). Dies zeigt, dass viele frühere Messungen mit sogenannten Faraday-Cups auf diesen Effekt hin korrigiert werden müssen, und dass die vom IAP neu entwickelte Methode zur Messung der Partikelvolumendichte wesentlich besser geeignet ist, ein möglichst unverfälschtes Bild der Verteilung von MSPs in der mittleren Atmosphäre zu erhalten.

Nach dem erstmaligen Nachweis der Existenz der MSPs in der gesamten Mesosphäre war eine der zentralen Fragestellungen des ECOMA-Projektes nach dem Zusammenhang von MSPs und mesosphärischen Eisparkeln. Dazu wurden insgesamt vier ECOMA-Nutzlasten unter Bedingungen des polaren Sommers gestartet, wobei begleitende Messungen mit Lidaren und Radaren sowie zusätzliche optische Messungen mit Photometern (U. Stockholm) an Bord der Raketen belegen konnten, dass alle vier Nutzlasten im Höhenbereich von 80–90 km eine mesosphärische Eiswolke durchquerten. Dieser Schluss ist auch im Einklang mit simultan durchgeführten vertikal hochaufgelösten Temperaturmessungen an Bord der ECOMA-Nutzlasten, wie sie in Abb. 2.3

Seit Beginn des Projektes im Jahr 2005 wurden bisher drei Kampagnen durchgeführt, in deren Verlauf insgesamt 6 ECOMA-Nutzlasten erfolgreich gestartet wurden. Im Folgenden sollen einige der aus diesen Messungen resultierenden wissenschaftlichen Highlights näher erläutert werden. Abb. 2.2 zeigt die während des ersten ECOMA-Fluges im September 2006 gemessenen Höhenprofile der Anzahldichte geladener MSPs (in rot), sowie der Volumendichte aller - also geladener und ungeladener - MSPs (in schwarz). Das letztere Profil zeigt erstmalig, dass MSPs tatsächlich in der gesamten Mesosphäre auftreten, wobei auch ein Vergleich mit mikrophysikalischen Modellen (nicht gezeigt) belegt, dass die abgeleiteten Volumendichten tatsächlich im Bereich des Erwarteten liegen. Der Vergleich der

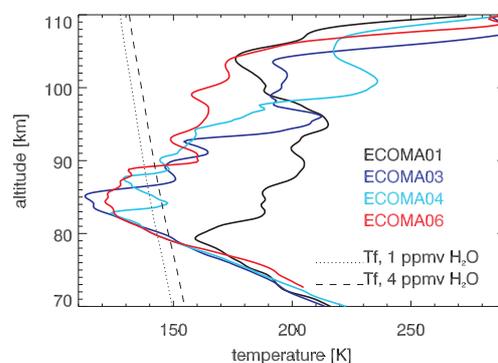


Abb. 2.3: Übersicht über alle hochaufgelösten Temperaturmessungen im Rahmen des ECOMA-Projektes.

dargestellt sind. In dieser Abbildung vergleichen wir die während dreier Sommerflüge (ECOMA03, -04, -06) gemessenen Temperaturen zum einen mit der Frostpunkttemperatur für Wassereis (gestrichelte und gepunktete Linie) und zum anderen mit dem Temperaturprofil des Septemberfluges ECOMA01. Deutlich zeigt sich hier zum einen, dass während aller Sommerflüge im Höhenbereich von 80–90 km eine Übersättigung auftritt. Zum anderen wird deutlich, dass der Septemberflug tatsächlich unter „winterlichen“ Bedingungen durchgeführt wurde, also zu wesentlich höheren Umgebungstemperaturen als im Sommer, so dass die Existenz von Eispartikeln im September ausgeschlossen werden kann.

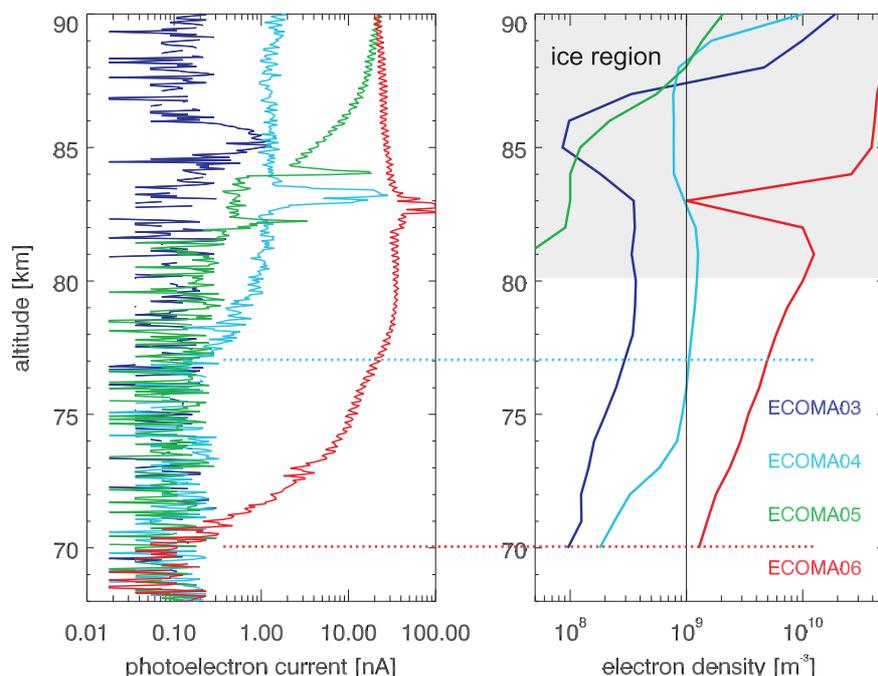


Abb. 2.4: Übersicht über Ergebnisse aller ECOMA Partikelvolumendichte- und Elektronendichtemessungen unter Bedingungen des polaren Sommers.

Abb. 2.4 gibt einen Überblick über die Ergebnisse aller ECOMA Partikelvolumendichte- (linker Teil der Abb.; die gezeigten Photoelektronenströme sind der Partikelvolumendichte proportional) und Elektronendichtemessungen (rechter Teil) unter Bedingungen des polaren Sommers. In allen im rechten Teil der Abb. gezeigten Profilen fallen die deutlichen Maxima im Höhenbereich zwischen 82 und 86 km auf. Hier konnte durch direkten Vergleich mit Photometermessungen gezeigt werden, dass es sich um Signaturen großer Eispartikel handelt (Teilchenradien > 20 nm). Ansonsten ist bemerkenswert, dass die vertikale Ausdehnung der Partikelsignaturen von Flug zu Flug stark variiert. Vor allem sticht der große Unterschied zu den Messungen im September 2006 ins Auge (siehe Abb. 2.2): Während im September im gesamten untersuchten Höhenbereich oberhalb von 60 km Signaturen von MSPs beobachtet wurden, reichen die entsprechenden Messungen in den Sommermonaten in keinem Fall tiefer als 70 km. In einem der Fälle (Flug ECOMA03) wurden sogar überhaupt keine Partikelsignaturen außerhalb der bereits erwähnten Eisschichten detektiert. Hier konnte gezeigt werden, dass Photodetachment- und Photoionisationsprozesse den Ladungszustand im Sommer so verändern, dass die messbaren Ströme stark reduziert werden. Die ECOMA-Messungen zeigen damit erstmalig, dass MSPs im Sommer entweder neutral oder positiv geladen sein müssen, was signifikante (negative) Auswirkungen auf ihre Eignung als potentielle Nukleationskeime mesosphärischer Eispartikel hat. Ferner zeigt der detaillierte Vergleich dieser ECOMA-Messungen mit Modellen, dass die jahreszeitliche Variation der MSPs vor allem durch Transportprozesse dominiert wird, wodurch die MSP-Konzentration gerade im polaren Sommer minimiert wird. Damit stellen die ECOMA-Ergebnisse die derzeitige Grundannahme unseres mikrophysikalischen Verständnisses mesosphärischer Eiswolken in Frage, nämlich dass mesosphäri-

sche Eispartikel durch heterogene Nukleation an MSPs entstehen. Unsere Ergebnisse machen damit deutlich, dass größere Anstrengungen unternommen werden müssen, um den Nukleationsprozess dieser Eiswolken neu zu definieren.

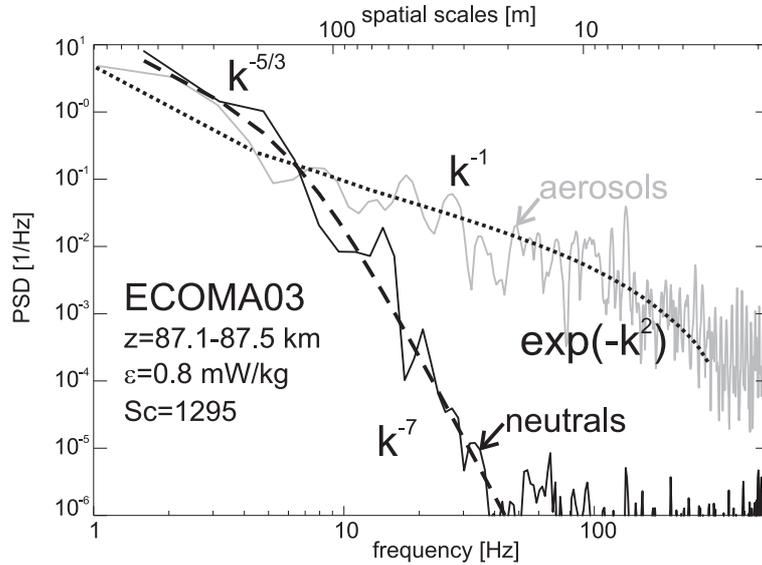


Abb. 2.5: Leistungsdichtespektren kleinskaliger Fluktuationen der Neutralgasdichte und geladener Partikel während des Fluges ECOMA03.

Wie in der Einleitung bemerkt sind in situ Messungen auf Höhenforschungsraketen besonders geeignet, um Ergebnisse mit ansonsten unerreichter räumlicher Auflösung zu erhalten. Als Beispiel für ein solches Ergebnis zeigt Abb. 2.5 Leistungsdichtespektren von kleinskaligen Fluktuationen, wie sie aus Messungen der Neutralgasdichte und der Anzahldichte geladener Partikel mit Sensoren der ECOMA-Nutzlast bestimmt wurden. Deutlich zeigt sich, dass die kleinskaligen Fluktuationen in den schweren geladenen Partikeln zu wesentlich kleineren Skalen Strukturen zeigen als im Neutralgas. Dies liegt an der wesentlich geringeren Diffusivität der schweren und damit auch trägen Partikel, so dass kleinskalige Strukturen durch Diffusion wesentlich langsamer zerstört werden als im Neutralgas. Aus dem quantitativen Vergleich der beiden Spektren lässt sich somit sogar der Diffusionskoeffizient (hier beschrieben durch die Schmidt-Zahl $Sc = \text{kinematische Viskosität}/\text{Diffusionskoeffizient}$) der Partikel und daraus der Radius der Partikel bestimmen (hier ~ 14 nm).

Begleitend zu den Aktivitäten mit instrumentierten Höhenforschungsraketen werden am IAP schon seit vielen Jahren Messungen mit meteorologischen Raketen durchgeführt. Mit meteorologischen Raketen werden sogenannte Fallende Kugeln oder Folienwolken in eine Höhe von etwa 110 km transportiert, von wo aus sie eine ballistische Trajektorie zurück zum Erdboden beschreiben. Auf dem Weg dorthin werden sie von den Winden horizontal verweht bzw. von der nach unten hin immer dichter werdenden Atmosphäre abgebremst. Aus einer genauen Vermessung der Bahnkurve mit einem Bahnverfolgungsradar können daher horizontale Winde, Dichten und Temperaturen bestimmt werden. Diese Daten werden am IAP derzeit vornehmlich zur Validierung und Ergänzung bodengebundener Messverfahren genutzt.

Neben diesen streng wissenschaftlich orientierten Projekten mit Höhenforschungsraketen beteiligt sich das IAP ferner seit einigen Jahren mit Studentenexperimenten an einem Ausbildungsprojekt, welches gemeinsam vom Deutschen Zentrum für Luft- und Raumfahrt (DLR) sowie von der Schwedischen Raumfahrtagentur (SSC) betrieben wird. Das Programm REXUS/BEXUS (Raketen- und Ballon-Experimente für Universitäts-Studenten) bietet Studenten die Möglichkeit, wissenschaftliche und technische Experimente auf Raketen und Ballonen unter speziellen Atmosphärenbedingungen durchzuführen. Die Experimente werden in Form kleiner Projekte durchgeführt. Sie beginnen mit der Idee und Planung und enden mit der Veröffentlichung der Ergebnisse.

Dazwischen bauen und testen die Studenten die Experimentausrüstung, führen die Versuche in der Rakete oder beim Ballonflug durch und werten die gewonnenen Daten aus. Es gibt einen festen Zeitplan mit definierten Meilensteinen. Die Projektlaufzeit für ein REXUS-Experiment beträgt etwa 1.5 Jahre.

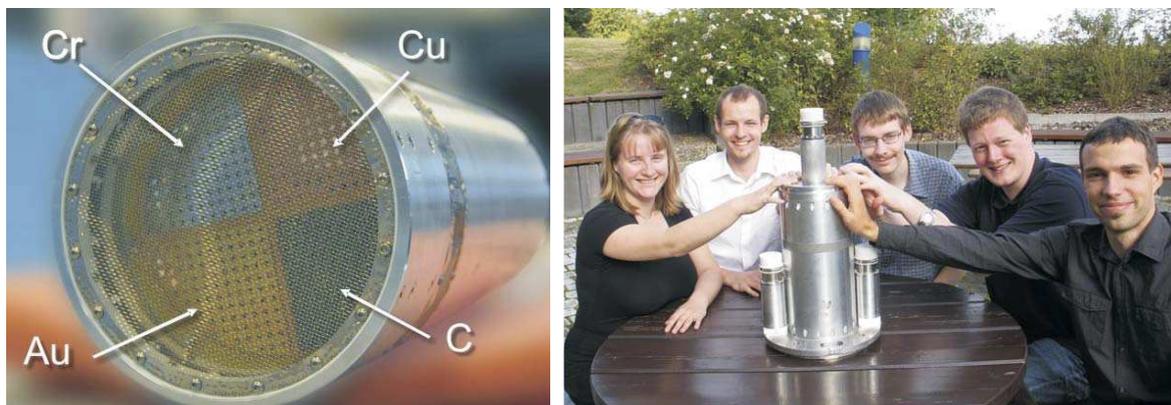


Abb. 2.6: Links: Foto des CHARPA-Experimentes mit seiner in vier Teile segmentierten Elektrode, wobei jedes Segment aus einem anderen leitenden Material besteht. Rechts: Aufnahme des MONDARO-Experimentes mit dem MONDARO-Team bestehend aus Studenten der U. Rostock.

Am IAP wurden bisher zwei Studentenprojekte im Rahmen von REXUS durch IAP-Mitarbeiter betreut. Im Rahmen des Projektes CHARPA (Charge state of mesospheric smoke particles) wurde ein, auf einem Faraday-Cup basierender, Partikeldetektor aufgebaut, dessen Messelektrode in vier Segmente geteilt wurde (linker Teil in Abb. 2.6). Jedes dieser Segmente wurde mit einem anderen leitenden Material beschichtet. Hiermit sollte untersucht werden, inwiefern unterschiedliche elektrische Eigenschaften des Elektrodenmaterials z.B. durch Kontaktelektrizitätseffekte Einfluss auf zu messende Ladungssignale nehmen. CHARPA wurde im März 2009 von der schwedischen Raketenbasis Esrange erfolgreich gestartet und die gewonnenen Daten werden derzeit ausgewertet.

Beim derzeit laufenden Projekt MONDARO (Messung von neutraler Gasdichte in der Atmosphäre mittels Rakete) handelt es sich um eine Anordnung dreier sogenannter Pirani-Sensoren, mit deren Hilfe die Neutralgasdichte mit hoher Auflösung während des Raketenfluges gemessen werden soll. Von grundlegender Problematik bei solchen Messungen ist prinzipiell die Berücksichtigung von Störeinflüssen durch den Überschallflug der Höhenforschungsrakete. In allen Instrumenten, die diesem Überschallfluss ausgesetzt sind, kommt es zu einer wesentlichen Erhöhung des lokalen Druckes und der Dichte, so dass diese vor der Ableitung von Atmosphärenparametern korrigiert werden müssen. Während diese Korrekturen für Instrumente, die entlang der Symmetrieachse der Rakete aufgebaut sind, weitestgehend etabliert sind, besteht Forschungsbedarf zur Korrektur von Messungen mit Instrumenten, die außerhalb dieser Symmetrieachse aufgebaut sind. MONDARO besteht daher aus drei Sensoren, von denen einer entlang der Symmetrieachse aufgebaut ist, während die beiden anderen seitlich angebracht sind. Ziel wird es sein, durch den Vergleich der drei Messungen und durch Einbeziehung dreidimensionaler aerodynamischer Rechnungen neue Korrekturverfahren abzuleiten, so dass auch Messungen mit Sensoren in „nicht-idealer“ Position in Zukunft hochwertige Messergebnisse liefern werden. Der Start dieses Experimentes ist für März 2010 geplant.

3 Schwerewellen und Turbulenz im hochaufgelösten Zirkulationsmodell des IAP: Gegenwärtiger Stand und Perspektiven

(E. Becker)

Die dynamischen Wechselwirkungen in der Atmosphäre erstrecken sich über einen sehr großen Skalenbereich. So wird etwa in der Troposphäre durch barokline Wellen mit Abmessungen von ca. 5000 km der überwiegende Teil der kinetischen Energie in der Atmosphäre mit einer Rate von 2 bis 3 W/m² generiert. Diese Energie wird mit derselben Rate irreversibel in Wärme überführt (dissipiert), und zwar auf der inneren turbulenten Skala, welche in der Troposphäre nur wenige cm und in der oberen Mesosphäre einige 10 m beträgt. Zwischen der Erzeugung und Vernichtung der kinetischen Energie liegt die Energiekaskade. Damit ist gemeint, dass durch nichtlineare dynamische Wechselwirkungen die Energie von großen zu immer kleineren Skalen transformiert wird, bis schließlich der turbulente Trägheitsbereich erreicht ist, in dem die Energie unweigerlich dissipiert wird. Dieser Prozess, durch den die größten und kleinsten Skalen in der Atmosphäre in Wechselwirkung stehen, wird in allen heutigen Wetter- und Klimamodellen unzureichend beschrieben; denn die in den Modellen explizit beschriebenen (aufgelösten) Skalen übersteigen die turbulente Skala um Größenordnungen, so dass die nicht aufgelösten Skalen mithilfe von Parametrisierungen beschrieben werden müssen. Dafür werden aber lediglich eine turbulente Diffusion oder rein numerische Verfahren herangezogen. Zwar gibt es Parametrisierungen für subskalige dynamische Prozesse wie zum Beispiel Schwerewellen. Jedoch beschreiben diese Methoden nur eine vertikale Kopplung (siehe Kap. 41) und nicht die mit der Energiekaskade einhergehende Skalenwechselwirkung.

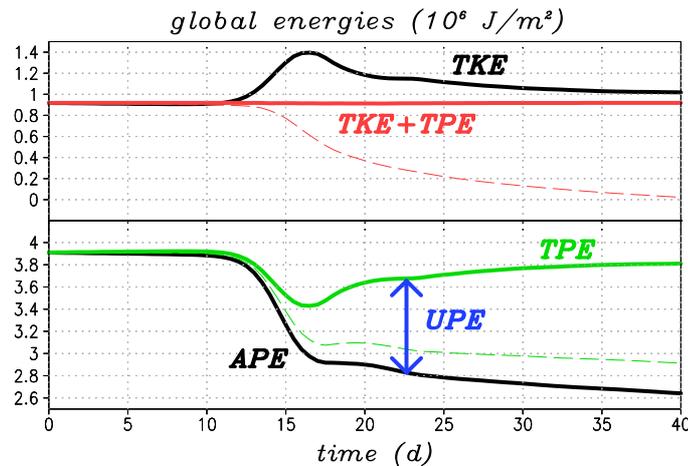


Abb. 3.1: Zeitliche Entwicklung der globalen Energetik bei der Simulation eines baroklinen Lebenszyklus in einer adiabatischen Modellatmosphäre. Die schwarzen Linien illustrieren die Gegenläufigkeit von totaler kinetischer Energie (TKE) und verfügbarer potentieller Energie (APE) während der Anwachsphase der baroklinen Welle (Tage 1 bis 17). Danach wird TKE wieder abgebaut und durch Dissipation nicht verfügbare potentielle Energie (UPE, blau) generiert. Diese zeigt sich als Differenz zwischen totaler potentieller Energie (TPE, grüne Linien) und APE. In einer konventionellen Simulation (gestrichelte Linien) fehlt diese Produktion von TPE. Die Gesamtenergie TKE+TPE (rote Linien) ist nur mit den neuen Ansätzen erhalten. (Die TPE enthält unterschiedliche additive Konstanten für die beiden Plots.)

In der Theorieabteilung des IAP haben wir vor etwa 10 Jahren begonnen, uns mit dieser Problematik auseinanderzusetzen. Da bisherige Formulierungen der Horizontaldiffusion, mit der die Energiekaskade in den meisten GCMs balanciert wird, die hydrodynamischen Axiome verletzen, wurde zunächst eine allgemein gültige, axiomatisch korrekte Spannungstensorformulierung der Horizontaldiffusion für GCMs aufgestellt. Diese wurde später in Zusammenarbeit mit U. Burkhardt von der DLR in Oberpfaffenhofen auf den nichtlinearen Mischungswegansatz von J. Smagorinsky erweitert. Damit konnte zum Beispiel ein barokliner Lebenszyklus konsistent mit dem Energiesatz

und dem Zweiten Hauptsatz simuliert werden (siehe Abb. 3.1). Weiterhin wurde die Haftbedingung in die Parametrisierung der Grenzschicht allgemein eingeführt. Zusammen mit der neuen Horizontaldiffusion konnte nun der Lorenzsche Energiezyklus der Troposphäre bezüglich der nicht aufgelösten Skalen erstmals thermodynamisch konsistent simuliert werden. Insbesondere zeigte sich anhand von Simulationen mit dem KMCM, dass der Spektralalgorithmus für den dynamischen Modellkern, wie er seit über 20 Jahren in den meisten Klimamodellen verwendet wird, kaum numerische Fehler besitzt. Entscheidend für dieses Ergebnis war die korrekte Berücksichtigung der Dissipation, die aufgrund von turbulenter Reibung (horizontale und vertikale Impulsdiffusion) als interne Entropieproduktion auftritt. Das globale Integral der Dissipation beträgt etwa 2 bis 3 W/m² und entspricht der Intensität des Lorenzischen Energiezyklus, wonach man die Dynamik der Atmosphäre analog zu einer Wärmekraftmaschine betrachten kann. Wird die Dissipation in einem Modell nicht berücksichtigt, tritt sie als künstliches Radiative Forcing⁴ auf, sofern man andere Modellfehler vernachlässigen kann.

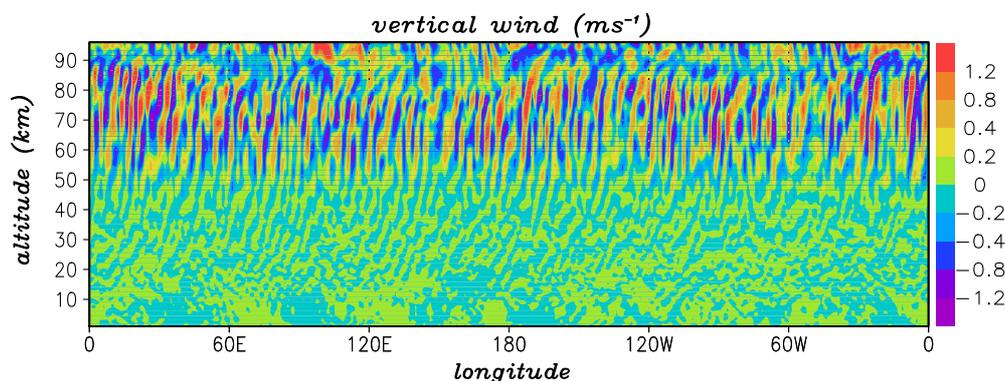


Abb. 3.2: Typische Momentaufnahme des Vertikalwindes entlang eines Breitenkreises in der Sommerhemisphäre aus einer hoch aufgelösten Simulation mit dem KMCM. Oberhalb von etwa 30 km Höhe zeigt der Vertikalwind ostwärts laufende Schwerewellen. Zwischen 80 und 90 km verkürzen sich deren vertikale Wellenlängen. Dies triggert die turbulente Diffusion, wodurch die Wellenamplituden stark gedämpft werden.

In einer 2009 veröffentlichten Studie wurde gezeigt, dass die Intensität des Lorenz-Zyklus eng mit den Quellen für die internen Schwerewellen verknüpft ist. Damit ist eine bislang unbeachtete Kausalkette gegeben, nach der rein dynamische Veränderungen der Troposphäre zu großen Veränderungen in der Mesopausenregion führen können, denn die obere Mesosphäre wird bekanntlich durch die in der Troposphäre generierten Schwerewellen dynamisch gesteuert. Um diesen Mechanismus aufzeigen zu können, wurde die vertikale und horizontale turbulente Diffusion im KMCM mit dem Richardson-Kriterium für die dynamische Instabilität von Schwerewellen skaliert, so dass die Turbulenzparametrisierung einheitlich von der Grenzschicht bis zur Mesopausenregion verwendet werden kann. Insbesondere werden Schwerwelleneffekte in der MLT selbstkonsistent beschrieben (siehe Abb. 3.2). Die Anwendung dieses Konzeptes in einem einfachen Klimaszenarium, bei dem nur die mit der globalen Erwärmung einhergehenden troposphärischen thermischen Veränderungen vorgegeben wurden, ergibt eine signifikante Verstärkung des Lorenz-Zyklus aufgrund der verringerten statischen Stabilität der Troposphäre (größte Erwärmung in Bodennähe). Durch die damit einhergehende Verstärkung der Schwerwellenquellen kommt es zu einer dynamisch bedingten Abkühlung unterhalb der Sommer-Mesopause um mehrere Grad und einer starken Erwärmung darüber (Abb. 3.3).

⁴Das Radiative Forcing wird üblicherweise zur Quantifizierung von Klimaänderungsfaktoren herangezogen wird. Es beschreibt die global gemittelte externe diabatische Erwärmung der Atmosphäre unter bestimmten Voraussetzungen. Im klimatologischen Gleichgewicht muss das Radiative Forcing identisch Null sein.

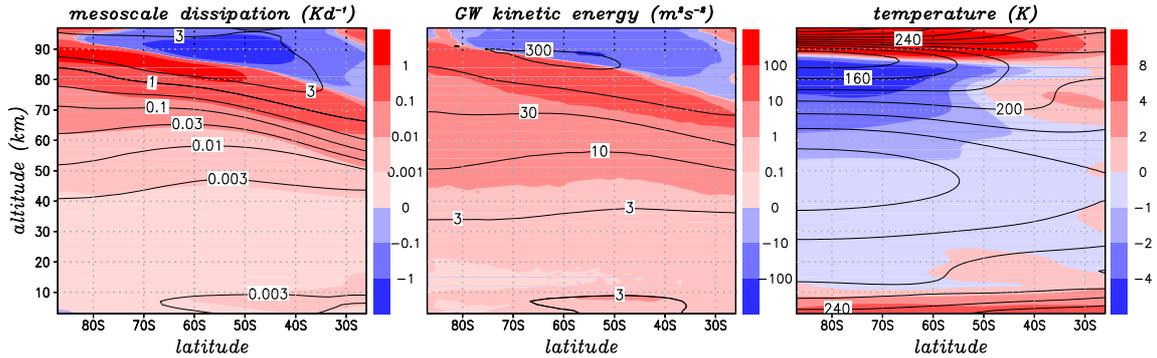


Abb. 3.3: Einfaches Klimaszenarium mit dem KMCM (siehe Text). Die Farben zeigen die klimatologischen Veränderungen in der südlichen Sommerhemisphäre für die Dissipation nur aufgrund der Mesoskalen, die kinetische Energie der Schwerewellen und für die Temperatur. Als Referenz sind die Ergebnisse für die mittlere Klimatologie mit schwarzen Isolinien eingezeichnet.

Der Mischungswegansatz von J. Smagorinsky kann einen Abfall des kinetischen Energiespektrums bei den kleinsten aufgelösten Skalen nicht simulieren. Hierin zeigt sich das eingangs angesprochene Parametrisierungsproblem für die nicht aufgelösten Skalen. Als Abhilfe haben wir den Smagorinsky-Ansatz mit einer spannungstensorbasierten Hyperdiffusion ergänzt. Diese ist im Ortsraum formuliert, wirkt nur auf die kleinsten Skalen und beinhaltet die Umwandlung von kinetischer in thermische Energie nach dem Energiesatz. Bei sehr hoher Auflösung kann mit diesem kombinierten Verfahren das Makroturbulenzspektrum der oberen Troposphäre realistisch simuliert werden. Die im Kapitel 37 beschriebenen Ergebnisse zeigen zudem, dass die dreidimensionalen Strömungskomponenten die Energiekaskade und den Verlauf des Spektrums für Wellenlängen kleiner als etwa 300 km in der oberen Troposphäre bestimmen. Die Strömung verhält sich bei diesen Skalen im Mittel bereits wie eine turbulente Strömung, obwohl der eigentliche turbulente Trägheitsbereich erst bei sehr viel kleineren Skalen erreicht wird. Daher scheint es in der Tat vernünftig, die nicht aufgelösten Skalen mithilfe einer Diffusion zu repräsentieren, wohl wissend, dass man so auch alle nicht aufgelösten Wellen plus kleinräumige Turbulenz pauschal als großskalige Turbulenz behandelt. Um die Turbulenzparametrisierung weiter zu verbessern, arbeitet die Theorieabteilung zusammen mit den kanadischen Kollegen T. A. Shaw und N. McFarlane an einem prognostischen Verfahren, bei dem Vertikal- und Horizontaldiffusion einheitlich aus der turbulenten kinetischen Energie abgeleitet werden. Darüber hinaus wird der diagnostische Ansatz weiter entwickelt, indem der Selbstähnlichkeitsansatz von M. Germano auf die Horizontaldiffusion angewendet wird (siehe Kap. 48).

Die Besonderheit des KMCM besteht darin, dass Schwerewellen bei sehr hoher numerischer Auflösung und unter Verwendung speziell entwickelter Parametrisierungen für die turbulente Diffusion in einem globalen Modell bis zur unteren Thermosphäre beschrieben werden können. Damit kann die Wechselwirkung von Gezeiten und Schwerewellen (siehe Kap. 42) oder der dynamische Einfluss eines SPE (siehe Kap. 50) genauer als bisher möglich untersucht werden. Auch wird das KMCM mit dem in der Optikabteilung entwickelten Chemie-Transport-Modell (MECTM) gekoppelt. Hier zeigen sich erstmals große Mischungseffekte durch Schwerewellen in den Spurenstoffverteilungen der MLT (siehe Kap. 40). In Zukunft wird eine ähnliche Kopplung von KMCM und CARMA realisiert, um den Einfluss von Schwerewellen und Turbulenz auf Aerosole in der MLT erstmals auf globaler Skala zu untersuchen. Dies geschieht in enger Zusammenarbeit mit der Radarabteilung im Rahmen eines im SAW-Verfahren genehmigten Projektes. Eine weitere Anwendung betrifft die Erweiterung des KMCM mit einem neuen Strahlungstransferschema, das einheitlich von der Oberfläche bis zur unteren Thermosphäre formuliert ist (siehe Kap. 39). Damit soll die relative Bedeutung von dynamisch induzierten und strahlungsbedingten Klimaänderungen in der mittleren Atmosphäre abgeschätzt werden.

4 Stationen der optischen Sondierung mit Lidar-Systemen

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

Zu den wissenschaftlichen Schwerpunkten des IAP gehört 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 (siehe Abb. 4.1). Die Lidarinstrumente werden vor allem zur Beobachtung thermodynamischer Parameter wie Temperatur und Wind sowie geschichteter Strukturen in der Meso- und unteren Thermosphäre, wie leuchtender Nachtwolken (NLC) oder Metallschichten eingesetzt.



Abb. 4.2: Teleskophalle des IAP-Hauptgebäudes in Kühlungsborn mit dem Laserstrahl des RMR-Lidars (grün, sowie infrarot und ultraviolett).

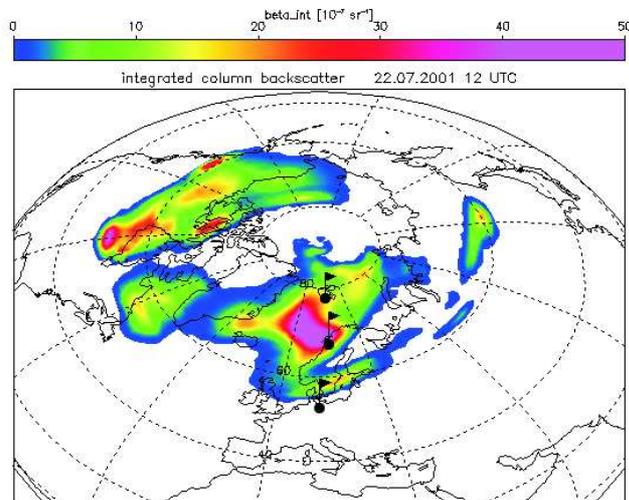


Abb. 4.1: Standorte der Lidar-Systeme des IAP (siehe Markierungen bei 54°N und 69°N). Die Hintergrundgrafik zeigt farbig die Ausdehnung einer leuchtenden Nachtwolke nach Berechnungen des LIMA-Modells (siehe Kapitel 9).

Ein gemeinsamer Aspekt der Messungen aller Standorte ist die Untersuchung von leuchtenden Nachtwolken (NLC), die vor allem in polaren Breiten (siehe Kap. 6, 8, 9 und 10) und gelegentlich auch in mittleren Breiten (siehe Kap. 7) beobachtet werden. Im Gegensatz zum Standort Andenes sind in Kühlungsborn auch im Sommer Messungen bei Dunkelheit und damit bei deutlich besserem Signal-Rausch-Verhältnis möglich. Durch die Kombination der Kühlungsborner Lidar-Systeme können NLC bei insgesamt fünf Wellenlängen untersucht und so Rückschlüsse auf Partikeleigenschaften gezogen werden. Nächtliche Sondierungen von NLC werden jedoch vor allem für einzigartige Lidar-Messungen der Temperatur in NLC-Höhe (ca. 83 km) genutzt, die Aussagen über die Entstehungs- und Transportmechanismen der Eispartikel ermöglichen. Seit 2009 sind erstmals auch Messungen bei Tageslicht in mittleren Breiten möglich. Temperaturmessungen werden in Kühlungsborn nicht nur in der Mesopausenregion, sondern von der Troposphäre bis in die untere Thermosphäre durchgeführt (ca. 1 bis 105 km). Die hohe zeitliche Auflösung ermöglicht über einen extrem weiten Höhenbereich Untersuchungen der zeitlichen Variation der Temperatur aufgrund von Schwerewellen und Gezeiten.

Das ALOMAR-RMR-Lidar in Andenes (69°N) erlaubt die Beobachtung von Temperaturen und ihrer Variation in der Stratosphäre und Mesosphäre bei Tag und Nacht. Mehrfarbenmessungen an NLC werden seit 1997 mit hoher Empfindlichkeit (und bereits seit 1994 mit geringerer Empfindlichkeit) durchgeführt. Der daraus entstandene Datensatz von 1270 Stunden NLC-Messungen ermöglicht umfangreiche statistische Auswertungen (siehe Kap. 11).

Zudem sind hier zukünftig Untersuchungen des Horizontalwinds mit dem Lidar möglich, die die am gleichen Standort durchgeführten Radar-Windmessungen auf einen für die Wellenausbreitung sehr wichtigen Höhenbereich ausdehnen. Die Messungen des RMR-Lidars am ALOMAR-Observatorium werden durch eine Reihe weiterer aktiver und passiver Fernerkundungsinstrumente ergänzt, die von internationalen Instituten betrieben werden, sowie durch wenige Kilometer entfernt an der Andøya Rocket Range (ARR) gestartete Höhenforschungsraketen für in-situ-Messungen.

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



Abb. 4.4: Das mobile Eisen-Temperatur-Lidar während der Messkampagne auf ALOMAR.

Grund des ungewöhnlich guten Wetters im Januar 2009 konnten zusätzlich viele Messungen während einer starken stratosphärischen Erwärmung (siehe Kap. 6) durchgeführt werden. Durch weitere Verbesserungen des Instruments kann zudem seit Anfang 2009 gleichzeitig zur Doppler-Temperaturmessung bei 386 nm auch die zweite Wellenlänge von 772 nm genutzt werden. Erste Versuchsmessungen im Sommer 2008 zeigen, dass durch den Einsatz eines Dreifach-Etalons mit extrem hoher spektraler Auflösung sowohl stratosphärische Aerosole als auch NLC mit hoher zeitlicher Auflösung beobachtet werden können.

Die Kombination der Beobachtungen an den Stationen Kühlungsborn (54°N) und Andenes (69°N) ermöglicht die breitenabhängige Untersuchung der Temperaturstruktur der leuchtenden Nachtwolken oder der Aktivität von Schwerewellen. Zudem kann damit für die Modellierung und Interpretation von physikalischen und chemischen Vorgängen in der mittleren Atmosphäre auf vergleichbare Datensätze an mehreren Stationen zurückgegriffen werden.

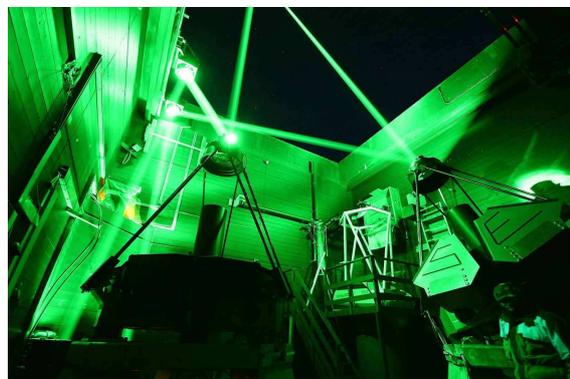


Abb. 4.3: Teleskope des ALOMAR RMR-Lidars in Nord-Norwegen mit Nd:YAG-Laserstrahlen (grün, sowie infrarot und ultraviolett). Die Teleskope sind für Windmessungen 30° aus dem Zenit geneigt.

Zwischen Mai 2008 und August 2009 wurden erstmalig mit diesem neuentwickelten Fe-Lidar Messungen auf ALOMAR durchgeführt. Neben der Untersuchung der mesosphärischen Eisenschicht lag der Schwerpunkt vor allem auf der Bestimmung der Temperatur im Höhenbereich 80 bis 100 km. Erstmals wurde dabei der Fernbetrieb des Instrumentes getestet, der Messungen ohne erfahrenen Bediener vor Ort gestattet.

Durch die Fernkontrolle konnte innerhalb nur eines Jahres eine Klimatologie der Temperaturen für Andøya erstellt werden (siehe Kap. 6). Die Messungen im Sommer 2008 zeigen unerwartet starke thermische Gezeiten (siehe Kap. 42). Aufgrund

des ungewöhnlich guten Wetters im Januar 2009 konnten zusätzlich viele Messungen während einer starken stratosphärischen Erwärmung (siehe Kap. 6) durchgeführt werden. Durch weitere Verbesserungen des Instruments kann zudem seit Anfang 2009 gleichzeitig zur Doppler-Temperaturmessung bei 386 nm auch die zweite Wellenlänge von 772 nm genutzt werden. Erste Versuchsmessungen im Sommer 2008 zeigen, dass durch den Einsatz eines Dreifach-Etalons mit extrem hoher spektraler Auflösung sowohl stratosphärische Aerosole als auch NLC mit hoher zeitlicher Auflösung beobachtet werden können.

Die Kombination der Beobachtungen an den Stationen Kühlungsborn (54°N) und Andenes (69°N) ermöglicht die breitenabhängige Untersuchung der Temperaturstruktur der leuchtenden Nachtwolken oder der Aktivität von Schwerewellen. Zudem kann damit für die Modellierung und Interpretation von physikalischen und chemischen Vorgängen in der mittleren Atmosphäre auf vergleichbare Datensätze an mehreren Stationen zurückgegriffen werden.

5 Neue technische Entwicklungen bei den Lidarsystemen des IAP

(M. Gerding, G. Baumgarten, G. von Cossart, R. Eixmann, J. Fiedler, J. Hildebrand, J. Höffner, T. Köpnick, M. Kopp, F.-J. Lübken, M. Priester)

Die IAP-Lidars in Kühlungsborn und ALOMAR wurden in den vergangenen beiden Jahren kontinuierlich für Atmosphärenmessungen genutzt (siehe folgende Kapitel). In diesem Kapitel beschreiben wir die wichtigsten technischen Neuerungen an den verschiedenen Stationen, z.B. in Bezug auf Messungen bei Tageslicht oder eine weitere Automatisierung des Lidarbetriebs.

Weiterentwicklung des Kühlungsborner RMR-Lidars

In den letzten Jahren wurde das Kühlungsborner RMR-Lidar entscheidend weiterentwickelt, um auch bei Tag NLC und Temperaturen in der Mesosphäre untersuchen zu können. Im Sommer 2009 gelangen mit einem vollständig neuen Nachweiszweig erste Messungen von NLC bei Tag. Zurzeit wird ein neuer Sendezweig aufgebaut, so dass zukünftig ein neues RMR-Lidar zur Verfügung steht, das Messungen von NLC und Temperaturen unabhängig vom Sonnenstand erlaubt.

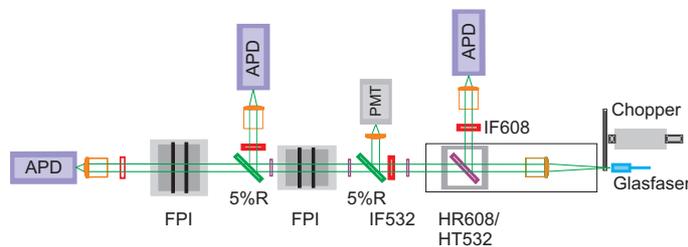


Abb. 5.1: Schemazeichnung des neuen Nachweiszweiges des IAP RMR-Lidars für Messungen bei Tag und Nacht. Das Licht gelangt von rechts über eine Glasfaser in den Nachweiszweig (IF: Interferenzfilter, FPI: Etalon).

grundunterdrückung darstellt. Im neuen Nachweiszweig konnte das Sichtfeld auf ca. $60 \mu\text{rad}$ reduziert werden, d.h. auf nur 6 m Durchmesser in 100 km Höhe. Eine aktive Strahlstabilisierung reduziert dabei die Strahlbewegungen aufgrund atmosphärischer Turbulenz innerhalb von nur 30 ms auf ca. $5 \mu\text{rad}$. Das kleine Sichtfeld erleichtert außerdem den effizienten Betrieb von Fabry-Perot-Etalons zur spektralen Filterung des Signals im Nachweiszweig (Abb. 5.1). Das vom Teleskop gesammelte Licht gelangt in der Abbildung von rechts über eine Glasfaser in den Nachweiszweig. Für die Tag-Messungen von Temperaturen und NLC wird der geradeaus verlaufende Strahlengang verwendet. Ein hochempfindlicher Detektor (APD) registriert die Photonen, die die Interferenzfilter und Etalons passiert haben. Die spektrale Breite der transmittierten Strahlung wird dabei auf weniger als $1/50000$ der ursprünglichen Breite reduziert. Die übrigen Detektoren (APD, PMT) dienen der Kontrolle der Etalontransmission und ermöglichen Beobachtungen in der Stratosphäre.

Der neue Nachweiszweig wurde im Sommer 2009 erstmals für Atmosphärenmessungen eingesetzt. Die Daten bestätigen die sehr gute Untergrundunterdrückung und die hohe Transmission der Etalons (jeweils mehr als 90%). Auf Antrieb gelangen Beobachtungen von NLC bei Tag. In Abb. 5.2 ist exemplarisch ein Rohdatenprofil nach Abzug des Untergrundes gezeigt (vgl. Kap. 7). Das verbleibende Rauschen beträgt nur höchstens $1/20$ der Zählrate aus der NLC. Die neuen Lidartechniken ermöglichen zukünftig erstmalig die Untersuchung der tageszeitlichen Variation von NLC in mittleren Breiten. Weltweit konnte diese auch für Vergleiche mit Satellitenmessungen wichtige Frage bisher nur in polaren Breiten beantwortet werden, vor allem vom ALOMAR-RMR-Lidar des IAP und vom mobilen IAP Fe-Lidar.

Die große Untergrundunterdrückung des neuen RMR-Lidars wird deutlich, wenn man die Untergrundzählraten mit den Werten des alten RMR-Lidars und des ebenfalls tageslichtfähigen K Lidars in Kühlungsborn vergleicht. Der Untergrund des RMR-Lidars variierte bei der Messung am 17. Juni 2009 zwischen rund 100 und 200 Photonen pro Datensatz und Höhenkanal (grüne Linie in

Abb. 5.3, links). Zur gleichen Zeit war der Untergrund des K-Lidars (rote Linie) ca. 20-mal größer und schwankte wetterbedingt sehr stark. Der Sonnenstand lag mit teilweise über 50° im Bereich der maximal möglichen Werte. Die Messung vom 1./2. Juli 2009 zeigt die Untergrundzählrate bei Sonnenaufgang im Vergleich der beiden RMR-Lidars (Abb. 5.3, rechts). Während der Untergrund des alten Lidars (hellgrüne Linie) ab einem Sonnenstand von -10° stark ansteigt, bleibt er beim neuen Lidar (grüne Linie) noch für 2 h bis etwa 0° Sonnenstand nahezu konstant. Die Messung mit dem Nacht-Lidar muss in der Dämmerung bei einem Sonnenstand von ca. -7° (1:30 UT) abgebrochen werden, endet mit dem neuen Lidar aber erst wetterbedingt gegen 4 UT.

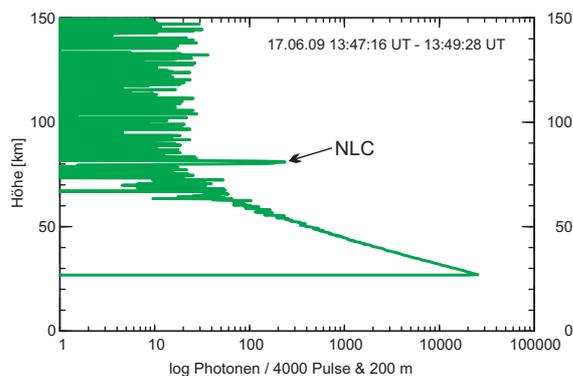


Abb. 5.2: Rohdatenprofil des RMR-Lidars vom 17. Juni 2009 bei ca. 48° Sonnenstand. Nach Abzug des Untergrundes erkennt man eine NLC in 81 km Höhe und ein verbleibendes Rauschen von ca. 10 Photonen.

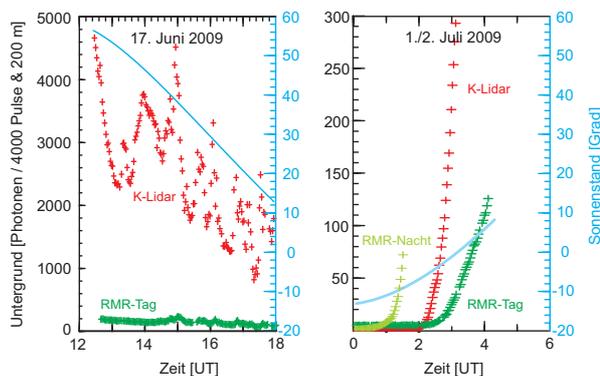


Abb. 5.3: Zeitverlauf des Untergrundes an zwei Messtagen mit dem neuen und dem alten RMR-Lidar (hellgrün bzw. grün) sowie dem K-Lidar (rot) in Kühlungsborn. Der niedrige Untergrund des neuen RMR-Lidars ist deutlich erkennbar.

Weiterentwicklung des mobilen Fe-Lidars

Von Juni 2008 bis Juli 2009 wurden mit dem mobilen Fe-Lidar erstmals kontinuierliche Messungen bei ALOMAR durchgeführt (siehe Kap. 6). Abb. 5.5 zeigt den Aufbau des Fe-lidars einschließlich neuer Nachweisbank mit insgesamt 5 Etalons und 8 Detektionskanälen für die beiden Wellenlängen 386 nm und 772 nm.

Die Unterdrückung des solaren Untergrundes erfolgt durch ein extrem kleines Sichtfeld von nur $47 \mu\text{rad}$ und effizienter spektraler Filterung mittels Doppel- bzw. Dreifachetalon. Dabei profitiert das Fe-Lidar bei 386 nm zusätzlich von einer starken Fraunhoferlinie. Diese Wellenlänge wird durch eine neu entwickelte Frequenzverdopplung des Alexandrite-Ringlasers erreicht. Die fundamentale Wellenlänge des Laser (772 nm) wird weiterhin genutzt, um mit einem neuen Verfahren Aerosole von der Stratosphäre bis zur Mesosphäre zu messen. Hierzu wird das zurückgestreute Signal mittels eines Dreifachetalons gefiltert. Das dritte, konfokale Etalon zeichnet sich durch eine extrem geringe spektrale Breite von $<0.05 \text{ pm}$ aus. Die spektrale Breite ist damit ca. 2 Größenordnungen kleiner als das zurückgestreute, dopplerverbreiterte Rayleighsignal, wodurch das Aerosolsignal effizient von der Rayleighstreuung getrennt werden kann. Während der Messung ist das konfokale Etalon mittels Rubidium-Sättigungsspektroskopie stabilisiert, die im System auch als Frequenznormal für die Messung der Frequenz jedes einzelnen Laserpulses mit 100 kHz Auflösung genutzt wird. Noch während der laufenden Messungen wurde das Fe-Lidar soweit automatisiert, dass ein vollständiger Fernbetrieb mit minimalem technischen Support durch einen Techniker vor Ort möglich ist.

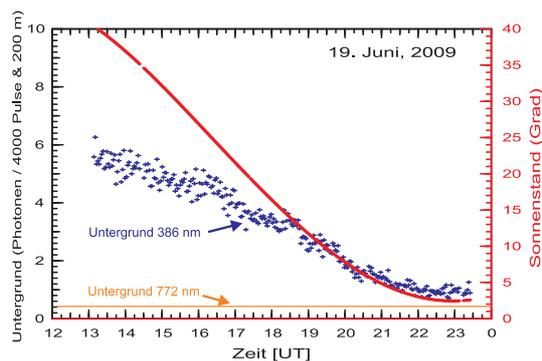


Abb. 5.4: Untergrund des Fe-Lidars für 386 nm und 772 nm in Abhängigkeit vom Sonnenstand bei $47 \mu\text{rad}$ FOV.

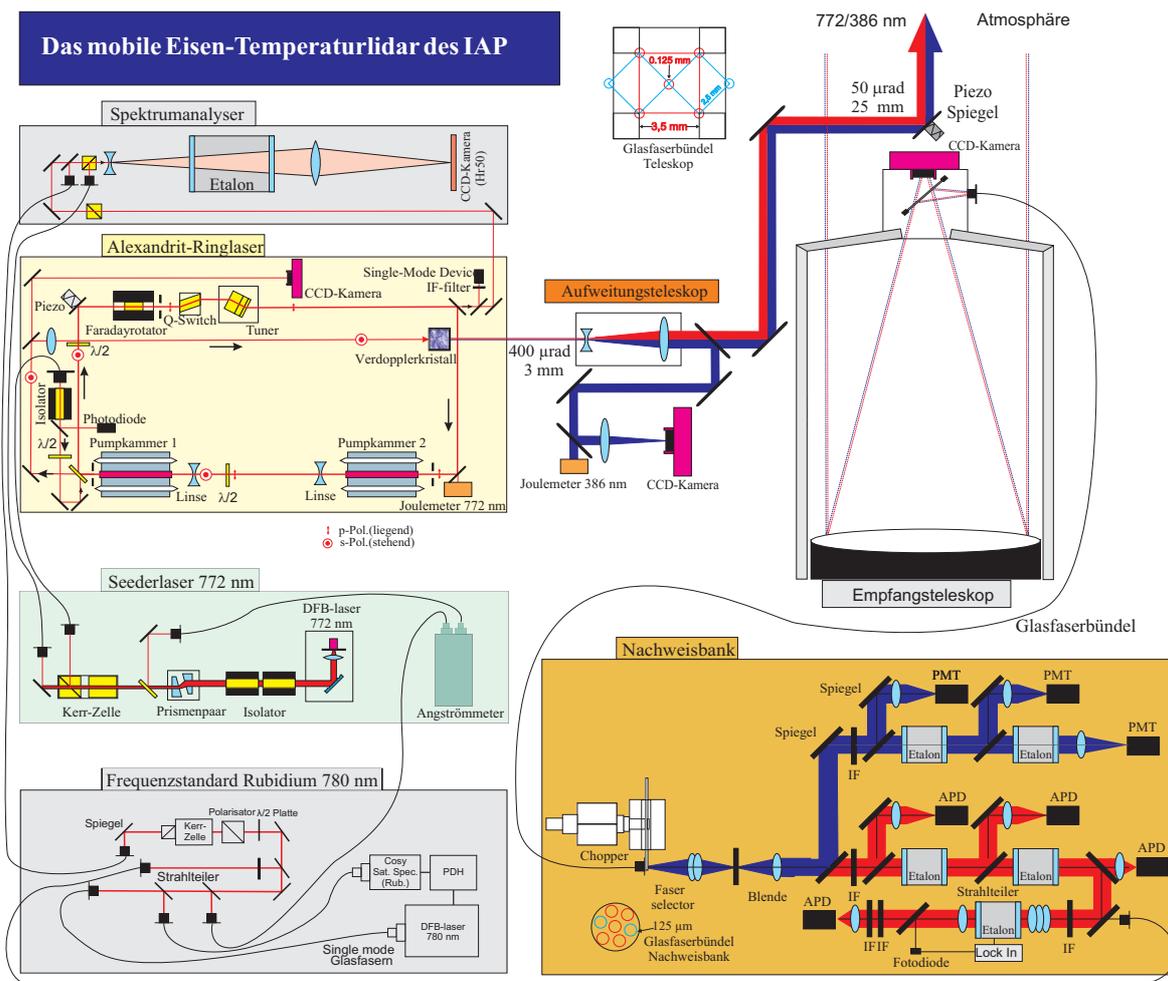


Abb. 5.5: Das mobile Fe-Lidar mit Frequenzverdopplung, Nachweisbank und Sättigungsspektroskopie.

Abb. 5.4 zeigt den Untergrund in Abhängigkeit vom Sonnenstand. Gegenüber dem mobilen Kalium-Lidar konnte der Untergrund bei höherem Sonnenstand um bis zu 3 Größenordnungen gesenkt werden. Der Untergrund bei 772 nm ist aufgrund der geringeren spektralen Breite nur noch durch das Eigenrauschen des Detektors limitiert. Diese Grenze, die für 386 nm als auch 772 nm ungefähr gleich ist, wurde in Abb. 5.4 schematisch eingezeichnet. Nur bei sehr ungünstigen, diesigen Wetterbedingungen ist beim konfokalen Etalon noch ein leichter Anstieg des Untergrundes zu beobachten. Bei Testmessungen mit einem konfokalen Etalon von 0,014 pm spektraler Breite zeigt sich auch bei solchen Wetterlagen kein Anstieg des Untergrundes mehr.

Weiterentwicklung des ALOMAR RMR-Lidars

Das ALOMAR Rayleigh/Mie/Raman-Lidar (RMR-Lidar) ist für die gleichzeitige Messung von Temperaturen, Winden und Aerosolen in der Atmosphäre konzipiert. Dafür ist es als komplexes Doppelsystem ausgelegt, bestehend aus zwei Leistungslasern, zwei Empfangsteleskopen und einer optischen Bank zur spektralen Analyse und Intensitätsteilung des aus der Atmosphäre zurückgestreuten Lichts. Die Entwicklungsarbeiten der letzten beiden Jahre konzentrierten sich auf die Erhöhung der Zuverlässigkeit und die weitere Automatisierung des Gesamtsystems.

Abb. 5.6 zeigt exemplarisch eine Atmosphärenmessung unter Verwendung aller derzeit verfügbaren Kanäle. Dies sind im Einzelnen: 8 Kanäle für die drei Laserwellenlängen (1064 nm, 532 nm, 355 nm), 5 Kanäle zur Detektion von Raman-verschobenen Wellenlängen (Rotation, Vibration), 3 Kanäle zur Analyse der Dopplerverschiebung bei 532 nm, sowie ein sehr schmalbandiger Kanal

(Bandbreite 120 MHz) bei 532 nm. Alle Kanäle der drei Laserwellenlängen sind mit Fabry-Perot-Etalons ausgestattet und dadurch voll tageslichtfähig. Es wurde eine neue Software entwickelt die während des Messbetriebs eine schnelle Optimierung der spektralen Etaloneigenschaften erlaubt.

Durch die weitere Automatisierung der Ablaufsteuerung können nun die Laser und Teleskope ohne manuelle Schaltvorgänge betrieben werden. Zum Beispiel besteht keine Notwendigkeit mehr, den Laserraum für die Inbetriebnahme zu betreten. Damit ist das Lidar im Prinzip komplett per Softwaresteuerung zu betreiben, was auch einen Testbetrieb vom IAP aus ermöglicht. Die Zuverlässigkeit des Lidarsystems hängt damit auch wesentlich vom Computernetzwerk auf ALOMAR ab. Zurzeit wird das Lidar von 10 miteinander vernetzten Rechnern gesteuert. Zur Gewährleistung eines störungsarmen Betriebes wurde deshalb für das RMR-Lidar ein eigenes lokales Netzwerk installiert. Zur Unterstützung des operationellen Messbetriebs und zur Ferndiagnose und -steuerung wurden Netzwerkkameras im Observatoriumsgebäude installiert. Sie zeigen die Bewölkungsbedingungen in unterschiedlichen Himmelsrichtungen sowie wichtige technische Installationen. Dies ermöglicht eine umfassende Systemeinschätzung über das Internet (Abb. 5.7).

Der Schwerpunkt beim Austausch von Komponenten, die bereits seit vielen Jahren im Einsatz sind, lag bei der Laserstrahlführung in der Teleskophalle. Dort wurden die Spiegelhalter und Controller ersetzt sowie eine neue Software zur Steuerung der Spiegel entwickelt. Es stellte sich heraus, dass unter ungünstigen klimatischen Bedingungen (Temperatur, Feuchte) auf den Primärspiegeln der 1,8-m-Teleskope Wasser kondensieren und bei den Wintermessungen der letzte Strahlführungsspiegel vereisen kann. Zur Lösung dieser Probleme wurden Heizmatten an den Substraten/Haltern installiert um die Spiegeltemperaturen gegenüber der Umgebung zu erhöhen.

In seiner 16-jährigen Betriebszeit hat das ALOMAR RMR-Lidar insgesamt 9450 Stunden in der Atmosphäre gemessen. 2009 war mit 940 Stunden das Rekordjahr bezüglich der Messzeit. Diese überdurchschnittliche Nutzung des Geräts zeigt die hohe Stabilität und die durch die Automatisierung erleichterte Bedienung des Lidars.

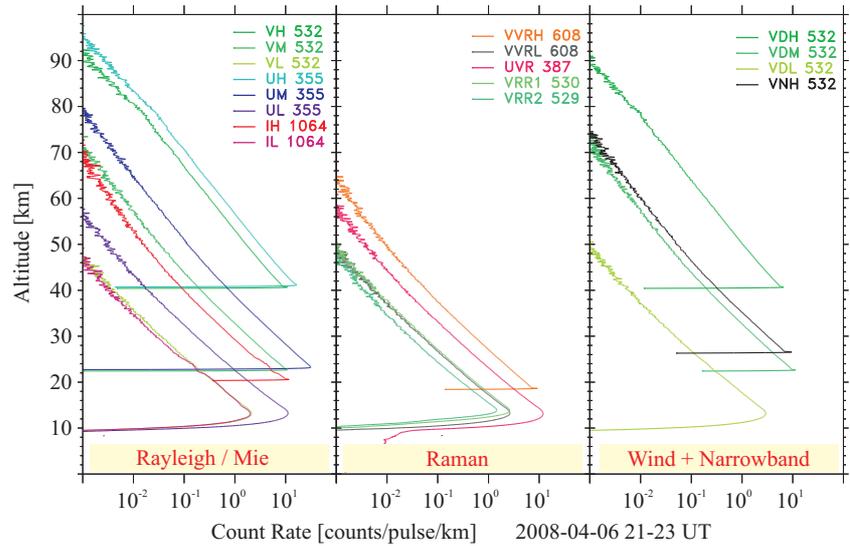


Abb. 5.6: Höhenprofile aller Kanäle während einer zweistündigen Lidar-messung. In den Kanalnamen sind die Wellenlängen kodiert.

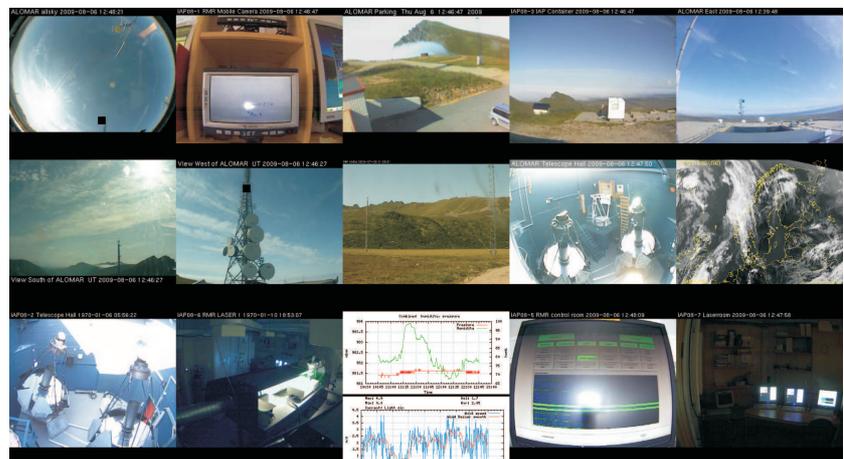


Abb. 5.7: Die Nutzung von Netzwerkkameras unterstützt den operationellen Lidarbetrieb und Ferndiagnosen.

6 Ergebnisse des Fe-Lidars auf ALOMAR

(J. Höffner, J. Lautenbach, B. Kaifler, T. Köpnik, F.-J. Lübken, S. Meyer)

Anfang Juni 2008 wurde das mobile Fe-lidar nach Andøya, 69°N gebracht, um dort erstmals Temperaturmessungen mit dem neu entwickelten Verfahren der Resonanzstreuung anhand freier Eisentome durchzuführen (siehe Kap. 5). Ursprünglich waren nur Temperaturmessungen während der ECOMA Kampagne (18. Juni - 12. Juli 2008 - siehe Kap. 2) geplant, da sich noch wesentliche Teile des Instrumentes in der Entwicklungen befanden und Messungen nur mit hohem Aufwand durchzuführen waren. Noch während der laufenden Kampagne konnten einige der Entwicklungen erfolgreich zu Ende geführt werden. Darunter eine effizientere Frequenzverdopplung und ein einfacherer Betrieb der Sättigungsspektroskopie die als Frequenznormal dient. Gegen Ende der Kampagne war die Entwicklung der Software weit genug fortgeschritten, um einen Fernbetrieb des Instruments zu realisieren. Die Messungen einschließlich An- bzw. Abschalten sind nun mit minimalen Support eines unerfahrenen Bedieners vor Ort möglich. Dank Fernkontrolle konnten nach Abschluss der Kampagne von Kühlungsborn aus weitere Messungen durchgeführt werden. Die nachfolgenden Messungen bestätigten, dass sowohl das Lasersystem als auch der Empfangszweig (siehe Kap. 5) langzeit stabil sind. Insgesamt wurden an 53 Tagen über 400 Stunden Temperaturen, die Eisendichte und teilweise NLC's bzw. stratosphärische Aerosole gemessen. Abb. 6.1 zeigt, dass in nur einem Jahr ein weitgehend vollständiges Bild der thermischen Struktur der Mesopausenregion und der Metalldichte erstellt werden konnte.

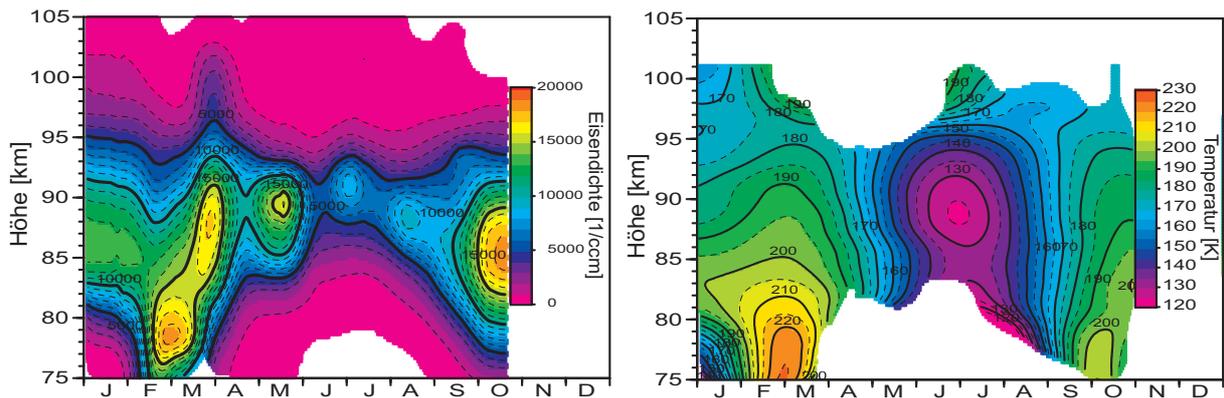


Abb. 6.1: Jahrgang der Eisendichte und Temperatur, Andøya, 69°N, 2008-2009.

Der Jahrgang der Eisendichte links ist vollkommen unerwartet und wurde bisher bei keinem anderen Metall an irgendeinem Standort beobachtet. Im Frühjahr reicht die Unterkante der Metallschicht bis 65 km herunter. Im Vergleich zu Modellen liegt die Unterkante in den Wintermonaten ca. 10 km tiefer. Die Metallschicht ist im gesamten Jahresverlauf stark strukturiert und zeigt eine Dynamik die mit keinem der bisherigen Modelle zu erklären ist. Die Einzelmessungen ergaben unerwartet starke sporadische Schichten oberhalb 100 km Höhe, eine Oberkante die insbesondere im Winter weit in die Thermosphäre reicht und eine Unterkante der Metallschicht die stark vom Sonnenstand abhängig ist. Die Beobachtungen stehen damit im Widerspruch zu etablierten Modellen die das Verhalten andere Metallschichten gut beschreiben können.

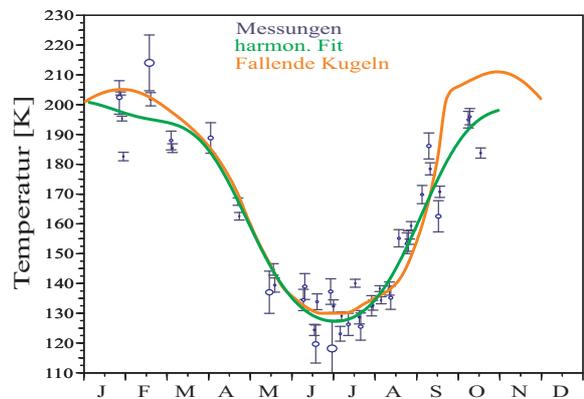


Abb. 6.2: Vergleich Fe-Lidar Temperaturen mit raketengebunden Messungen in 89 km Höhe

Die Temperaturmessungen auf der rechten Seite von Abb. 6.2 zeigen deutlich eine kalte Sommermesopause bei ca. 89 km Höhe mit Temperaturen unter 130 K. Damit ist die Sommermesopause ca. 10 K wärmer als in den Jahren 2001-2003 mit dem mobilen K-Lidar auf Spitzbergen, 78°N gemessen wurden. Der Vergleich der Fe-Lidar Temperaturen mit älteren, raketengebunden Messungen in Abb. 6.2 ist in überraschend guter Übereinstimmung. Nur in den Wintermonaten sind größere Abweichungen zu beobachten. Beim Vergleich ist jedoch zu berücksichtigen, dass die raketengebundenen Messungen nicht zeitgleich sondern vor mehr als 10 Jahren auf Andøya durchgeführt wurden. Von Messungen an anderen Standorten (z.B. Lidarmessungen in Kühlungsborn) ist bekannt, dass es im Winter starke Variationen in der Temperatur von Jahr zu Jahr gibt. So fanden die Messungen im Januar 2009 während einer der stärksten je beobachteten Stratosphärenwärmung (SSW) statt.

Die ECMWF-Temperaturen in Abb. 6.3 zeigen deutlich den Anstieg der Temperaturen während der SSW zwischen dem 19. und 25. Januar in 35 km Höhe. Die Messungen des Fe-Lidars in Abb. 6.4 zeigen im gleichen Zeitraum eine starke Abkühlung in der Mesosphäre. In 85 km Höhe kam es während der SSW zu einer Abkühlung um 60 K. Im Verlauf einer Woche stieg die Temperatur anschließend wieder an. Das letzte Temperaturprofil vom 27.1.2009 entspricht weitgehend dem normalen Winterzustand. Der Einfluss der SSW im Januar ist auch in Abb. 6.1 deutlich erkennbar. Für den Vergleich in 6.2 wurden die Messungen im Januar während der SSW nicht berücksichtigt. Für einen genaueren Vergleich der beiden Messmethoden im Winter wären mehrjährige Messungen notwendig, die zurzeit nicht geplant sind.

Die Temperaturmessungen auf Andøya wurden erstmals mit einem neuen Verfahren auf Gezeiten hin analysiert. Die Analyse des mittleren Sommerzustandes in Abb. 6.4 ergab starke Gezeiten mit großen Amplituden und Perioden von 12 und 24 Stunden. Gezeitenmodelle wie GSWM (Global Scale Wave Model) zeigen dagegen in den Polregionen nur schwache thermische Gezeiten mit Amplituden von unter einem Kelvin. Starke Gezeiten werden auch im Wind beobachtet und sind indirekt in anderen Parametern wie z.B. der Höhe/Helligkeit von NLC/PMSE sichtbar (siehe auch Kap. 42). Eine Analyse der Gezeiten im Jahresgang würde ebenfalls weitere mehrjährige Messungen erfordern. Zurzeit befindet sich das Fe-Lidar wieder in Kühlungsborn und für eine 18-monatige Kampagne in der Antarktis vorbereitet. Die Messungen ab voraussichtlich November 2010 auf der Australischen Station Davis, 69°S sollen insbesondere den mittleren Sommerzustand erfassen, um einen besseren Vergleich der Nordhemisphäre mit der Südhemisphäre zu ermöglichen.

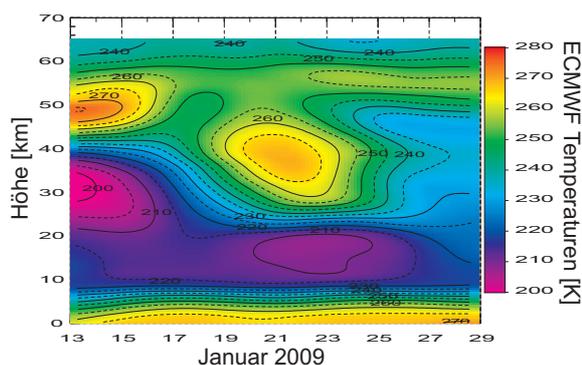


Abb. 6.3: ECMWF Temperaturen während der Stratosphärenwärmung im Januar 2009.

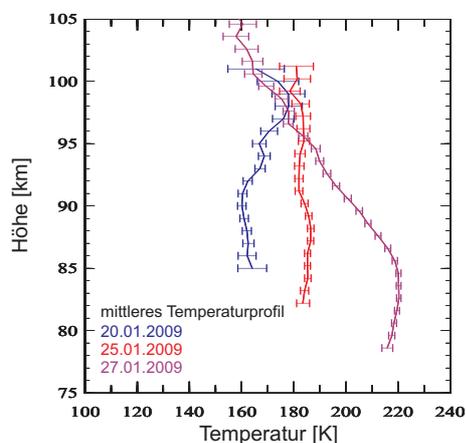


Abb. 6.4: Anstieg der Temperaturen am Ende der Stratosphärenwärmung, Januar 2009.

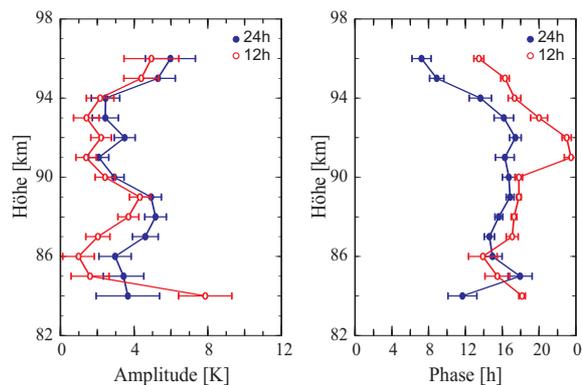


Abb. 6.5: Gezeitenamplituden und Phasen Juni-August 2008.

7 Das Jahr 2009: Rekordbeobachtungen von NLC über Kühlungsborn

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

Mit den Kühlungsborner Lidars werden seit 1997 regelmäßige NLC-Sondierungen über die gesamte Sommersaison durchgeführt. Die mit hoher Empfindlichkeit durchgeführten Nachtmessungen mit dem RMR-Lidar werden dabei durch Messungen mit dem Kalium-Lidar und zeitweise mit dem Metall-Lidar ergänzt. Insgesamt wurden bisher über weit mehr als 50 Stunden NLC beobachtet (etwa 1500 Höhenprofile). Dieser größte NLC-Datensatz aus mittleren Breiten ermöglicht die Bestimmung typischer NLC-Parameter für den Standort Kühlungsborn sowie den Vergleich der NLC-Häufigkeiten in den einzelnen Jahren. Am Ende dieses Kapitels werden wir die im Sommer 2009 erstmals bei Tageslicht mit dem Kühlungsborner RMR-Lidar durchgeführten NLC-Sondierungen vorstellen.

Die NLC-Häufigkeit über Kühlungsborn variiert zwischen 1997 und 2009 zwischen 0 % und knapp 20 %. Abbildung 7.1 zeigt die Häufigkeit für die einzelnen Jahre und stellt sie dem Fluss kurzweiliger solarer Strahlung (Ly_α) gegenüber. Insbesondere zwischen 2000 und 2003 war die Wahrscheinlichkeit einer NLC-Beobachtung sehr niedrig. Gleichzeitig erreichte der Ly_α -Fluss sein Maximum. Allgemein wird aufgrund der Photodissoziation von Wasserdampf durch Ly_α und durch eine kleine Aufwärmung eine Antikorrelation von NLC-Häufigkeiten und solarer Aktivität erwartet (vgl. Kap. 8 & 11). In den letzten Jahren variierte die NLC-Häufigkeit stark von Jahr zu Jahr. Nach einer unerwartet geringen Häufigkeit 2008 wurde 2009 der bisher höchste Wert beobachtet. Die Ly_α -Einstrahlung zeigt jedoch keine nennenswerte Variation und kann damit die Variation der NLC-Häufigkeit nicht erklären, jedenfalls nicht ohne Effekte zweiter Ordnung zu berücksichtigen.

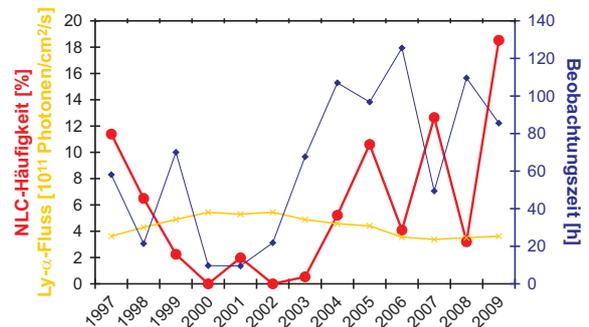


Abb. 7.1: Häufigkeit von NLC-Beobachtungen mit den IAP-Lidars in Kühlungsborn im Vergleich der Jahre 1997-2009. Zum Vergleich sind die gesamte zeitliche Abdeckung und die Menge der kurzweiligen solaren Einstrahlung angegeben.

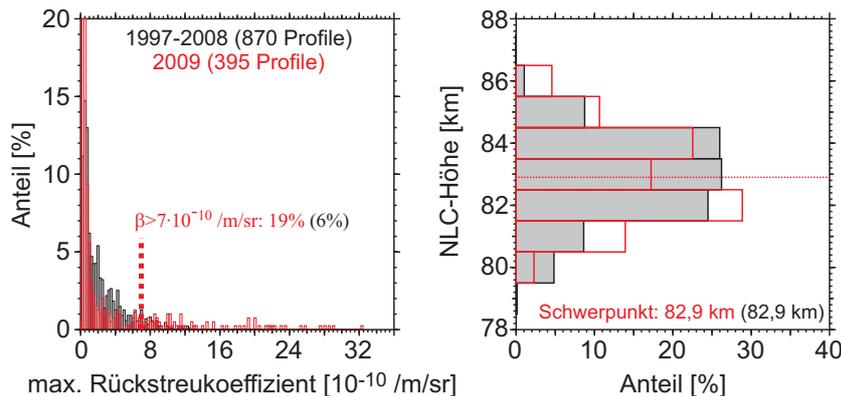


Abb. 7.2: Statistische Verteilung von NLC im Vergleich der Perioden 1997-2008 und 2009: a) Helligkeitsverteilung der NLC, b) Höhenverteilung

aus den einzelnen Rückstreuprofilen. Bis einschließlich 2008 betrug der größte gemessene Rückstreukoeffizient $\beta \approx 12 \cdot 10^{-10} m^{-1} sr^{-1}$. Der Anteil von NLC mit $\beta > 7 \cdot 10^{-10} m^{-1} sr^{-1}$ lag bei ca. 6 %. 2009 dagegen wurden bei zwei verschiedenen Ereignissen weitaus größere Rückstreukoeffizienten bis maximal $\beta = 32 \cdot 10^{-10} m^{-1} sr^{-1}$ beobachtet. Der Anteil von NLC mit $\beta > 7 \cdot 10^{-10} m^{-1} sr^{-1}$ verdreifachte sich auf 19 %. Da im Allgemeinen starke (helle) NLC in gerin-

NLC-Untersuchungen mit Lidars erlauben nicht nur die Bestimmung der Existenz bzw. Häufigkeit von NLC, sondern u.a. auch ihrer Helligkeit (sog. Rückstreukoeffizient) und Höhe. Im Vergleich der Daten von 2009 mit den vorhergehenden Jahren fällt auf, dass im Sommer 2009 auch die bisher hellsten NLC über Kühlungsborn beobachtet wurden. Abbildung 7.2 (links) zeigt die Verteilung der maximalen Hellig-

gerer Höhe gefunden werden als schwache NLC, kann man auch einen Höhenunterschied zwischen 2009 und den Vorjahren erwarten. Dieser wird jedoch nicht beobachtet (Abb. 7.2). Die mittlere NLC-Höhe liegt in beiden Perioden bei 82,9 km. Dies deutet darauf hin, dass sich auch andere Parameter der Atmosphäre wie Temperatur oder Wasserdampfgehalt 2009 geändert haben.

Die Temperatur in der gesamten unteren und mittleren Atmosphäre bis ca. 105 km Höhe wird etwa seit 2003 mit den Lidars in Kühlungsborn gemessen. Damit können Variationen der Temperatur simultan zu NLC im selben Höhenbereich beobachtet werden. In Abbildung 7.3 (links) sind die Temperaturen in 83 km Höhe für die Jahre 2003 bis 2009 gegenübergestellt. Da die einzelnen Datensätze Messlücken und eine starke natürliche Variabilität aufweisen, sind jeweils

die Ergebnisse harmonischer Analysen gezeigt (Sinusfunktion mit 1, 0,5 und 0,25 Jahren Periode), die den mittleren Zustand der Atmosphäre gut repräsentieren. Es fällt auf, dass sowohl der Sommer 2008 als auch 2009 deutlich kälter waren als die Sommer der Vorjahre. Damit liefern die Temperaturmessungen keine Erklärung für den starken Unterschied in den NLC-Häufigkeiten 2008 und 2009. Der rechte Teil der Abb. 7.3 zeigt Höhenprofile der Aktivität kurzperiodischer Schwerewellen (etwa < 4 h Periode) im Sommer. Man erkennt eine relativ große Aktivität 2008 und eine geringe Aktivität 2009 (80–85 km). Da diese Klasse von Schwerewellen NLC eher vernichtet als fördert, könnte dies die unterschiedlichen NLC-Häufigkeiten erklären. Die Unterschiede in der Wellenaktivität sind jedoch nicht signifikant, da die Variabilität innerhalb der Sommer weitaus größer ist als der Unterschied der Mittelwerte.

Eine abschließende Erklärung für die unterschiedlichen NLC-Häufigkeiten 2008 und 2009 und die relativ hellen NLC 2009 kann aus den vorhandenen Messungen nicht abgeleitet werden. Die Windmessungen mit dem MF-Radar in Juliusruh geben keinen Hinweis auf verstärkten NLC-Transport (Advektion). Zukünftig soll die Analyse auf Wasserdampfprofile ausgedehnt werden. Während hier für die vergangenen Jahre auf Satellitendaten zurückgegriffen werden muss, stehen neuerdings eigene Messungen mit einem Wasserdampfradiometer zur Verfügung (siehe Kap. 16).

NLC-Messungen mit dem RMR-Lidar in Kühlungsborn konnten bisher vor allem in den Nachtstunden mit sehr hoher Empfindlichkeit durchgeführt werden. Weitgehende technische Entwicklungen (siehe Kap. 5) ermöglichten im Sommer 2009 die ersten NLC-Messungen bei 532 nm bei Tageslicht. Abbildung 7.4 zeigt ein Beispiel, in dem die Beobachtungszeit einer einzelnen NLC

durch das neue Detektorsystem nahezu verdoppelt wurde. Mit dem neuen Tageslicht-System wird die mögliche Beobachtungszeit im Sommer etwa verfünffacht (früher 4–5 h/Tag). Außerdem werden erstmals gleichzeitige Messungen von Eisteilchen mit RMR-Lidar und VHF-Radar möglich.

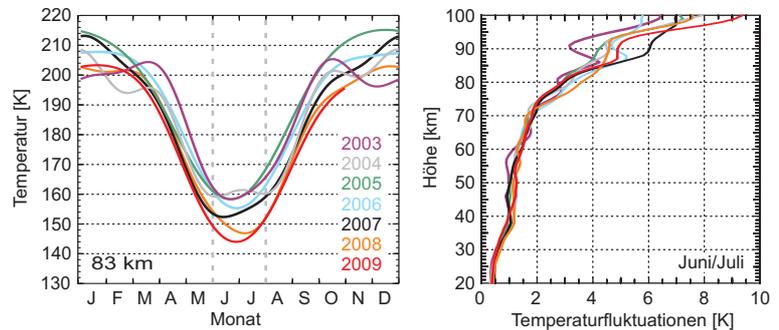


Abb. 7.3: Lidarmessungen der Temperatur und ihrer Variabilität: a) Jahresgang der Temperatur bei 83 km für die Jahre 2003 bis 2009, b) Temperaturvariabilität (Schwerewellenaktivität) im Sommer in der Mesopausenregion

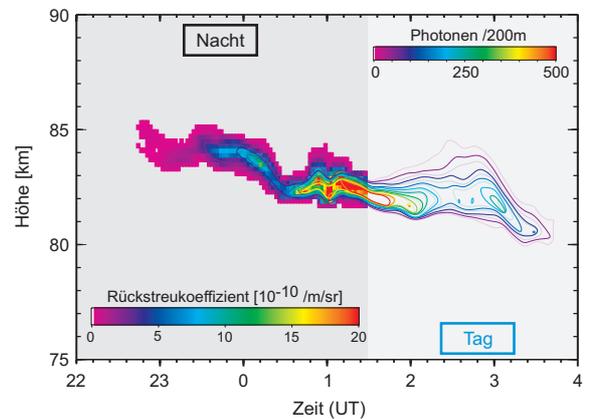


Abb. 7.4: Zeitlicher Verlauf einer NLC-Beobachtung am 1./2. Juli 2009. Die Messung mit dem Nacht-Detektor musste um 1:32 UT wegen des steigenden Untergrundes abgebrochen werden, während der neue (Tag-) Detektor in Betrieb blieb. Die Daten des neuen Detektors sind als Zählrate (Photonen/200 m) dargestellt.

8 Modellierung von Trends in mesosphärischen Eisschichten mit LIMA/Eis

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

Mesosphärische Eiswolken entstehen im Sommer in Höhen zwischen 80 und 92 km in mittleren und polaren Breiten. Mit Hilfe des dreidimensionalen, zeitabhängigen Eisteilchenmodells LIMA/Eis werden Langzeit-Simulationen auf dekadischen Zeitskalen durchgeführt. Damit werden erfolgreich Trends in PMC, die aus Satelliten-gestützten SBUV-Messungen der letzten 28 Jahren abgeleitet werden, reproduziert. Hierzu wurden für alle Sommer von 1961 bis 2008 die räumliche und zeitliche Entwicklung der Eiswolken jeweils für die Nord- und Südhemisphäre berechnet. In den Simulationen blieben Treibhausgase, wie z. B. Kohlendioxid und Ozon, unverändert. Der Temperaturentrend in der Mesosphäre folgt ausschließlich aus den Vorgaben der tropo- und stratosphärischen ECMWF-Daten, die das wahre Trendverhalten der unteren Atmosphäre enthalten.

Im Folgenden werden die Trendanalysen für die NLC-Entwicklung in der Nordhemisphäre vorgestellt. In Abb. 8.1 sind die Zeitreihen der zonal gemittelten Juli-Temperaturen bei 83 km Höhe und die saisonalen Mittel der NLC-Höhen bei 69°N dargestellt. Ein allgemeiner Trend ist sowohl in den Temperaturen als auch in den NLC-Höhen erkennbar. Der Trend ändert sein Vorzeichen Mitte der 90er Jahre. In den Sommern 1975/1976 besitzen die ECMWF-Daten eine systematische Abweichung, die durch fehlerhafte Satellitendaten bedingt ist. Dieser Fehler paust sich bis in die Höhe der Eisschichten durch. Dies ist ein erster Hinweis darauf, dass stratosphärische Bedingungen die Temperaturen im Mesopausenbereich zwischen 80-90 km beeinflussen. Man erkennt aus Abb. 8.1 auch, dass eine hohe Korrelation zwischen NLC-Höhen und der Temperatur in 83 km Höhe besteht. NLC-Höhen sind also ein sehr sensibler Indikator für die Temperatur der sommerlichen Mesopausenregion. Damit kann man aus dem Vergleich von aktuellen und historischen Messungen von NLC-Höhen Rückschlüsse auf Temperaturänderungen ziehen.

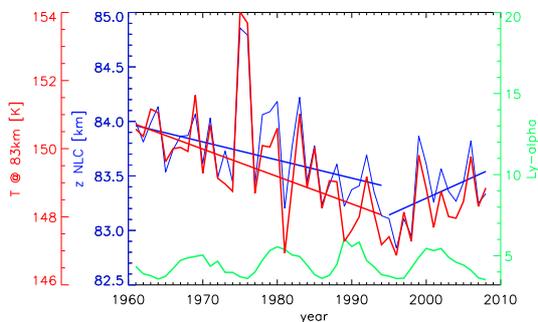


Abb. 8.1: Ergebnisse von LIMA/Eis in 69°N: Zeitreihen der zonal gemittelten Temperaturen in 83 km Höhe (rot) und der NLC-Höhen (blau). Anhand der Variation der Ly_{α} -Strahlung (grün, Einheiten: 10^{11} photons/($cm^2 \cdot s$)) erkennt man den solaren Zyklus.

gestellten Version von LIMA/Eis keinen Langzeittrend besitzen (siehe Kap. 9)? Abb. 8.3 zeigt das Höhenprofil des Temperaturentrends. In NLC-Höhen um 83 km existiert ein Trend von circa 0.5 K/Dekade. Diese Temperaturänderungen bewirken einen schwachen Trend in NLC-Höhen, jedoch einen signifikanten Trend in der Häufigkeit von NLC. Ein wesentlicher Beitrag zu den mesosphärischen Temperaturänderungen liegt in einer starken Abkühlung in der Stratosphäre bei ~ 40 km, der durch die reale ECMWF-Datenbasis vorgegeben wird. Diese Abkühlung in der Stratosphäre bewirkt ein Absinken („Schrumpfen“) der Flächen gleichen Druckes bzgl. fester geometrischer Höhen in der Mesosphäre und trägt somit wesentlich zur Abkühlung in NLC-Höhen bei.

Weitere klimarelevante Eisparameter sind die Helligkeit und Auftrittshäufigkeit von NLC (siehe Abb. 1.2 in Kap. 1). Beide mit LIMA/Eis berechneten Zeitreihen zeigen eine Zunahme über die letzten Jahrzehnte und eine starke Korrelation untereinander. In Abb. 8.2 ist der Vergleich der PMC-Häufigkeiten von LIMA/Eis mit Satellitendaten gezeigt. Die sehr gute Übereinstimmung führt zu der Folgerung, dass die von LIMA modellierten mittleren Temperaturen, auf der die modellierte Eisbildung basiert, weitestgehend realistisch sind. Auch die Wasserdampfzeitreihe in Abb. 8.2 zeigt einen schwachen Trend mit einer Modulation durch den solaren Zyklus. Auch hier stimmen Modellierung und Satellitendaten sehr gut überein.

Was verursacht den Temperaturentrend in der Mesosphäre, wo doch die Spurengase in der hier vor-

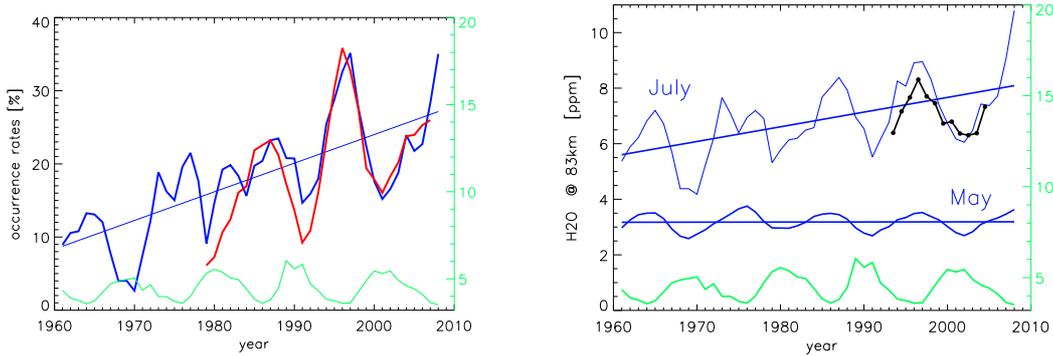


Abb. 8.2: Links: LIMA/Eis-Zeitreihe der saisonal gemittelten NLC-Auftrittshäufigkeit (blau) für 69°N im Vergleich zu SBUV Satellitendaten (rot; die Originaldaten wurden mit einem Faktor 6 skaliert). Rechts: LIMA/Eis-Zeitreihen von Wasserdampf bei 83 km für 30.-31. Mai und 1.-10. Juli bei 69°N. Zum Vergleich sind Satellitenmessungen von HALOE für 80 km und 65°N - 70°N gezeigt (schwarz). Die Zeitreihen in beiden Abb. wurden mit einem laufenden Mittel über 2 Jahre geglättet.

Welchen Einfluss haben Temperatur, Wasserdampfgehalt und die mit dem solaren Zyklus variierende Ly_α -Strahlung auf NLC? In Abb. 8.4 ist das Ergebnis einer Sensitivitätsstudie gezeigt, die sich aus drei verschiedenen warmen Sommern mit jeweils drei verschiedenen Wasserdampfgehalten unter drei verschiedenen solaren Bedingungen zusammensetzt. Es zeigt sich, dass alle drei Parameter (Temperatur, Wasserdampf, Ly_α) von etwa gleich großer Bedeutung für Eisschichten sind. So kann man z. B. durch geeignete Kombination sowohl eine Verstärkung als auch eine Abschwächung der Häufigkeit von NLC erreichen. Dies bedeutet u. a., dass mit abnehmender solarer Intensität nicht zwangsläufig ein verstärktes Auftreten von NLC verbunden sein muss. In der Tat zeigen unsere Lidarmessungen von NLC eine komplexe Abhängigkeit vom solaren Zyklus (s. Kap. 11). Zusammenfassend lässt sich feststellen, dass die Modellrechnungen mit LIMA/Eis hervorragend mit einer Vielzahl verschiedenster Beobachtungen von Eisschichten übereinstimmen, und zwar sowohl für die Nord- als auch für die Südhemisphäre (hier nicht diskutiert). Das Trendverhalten von Häufigkeiten und Helligkeit von NLC belegen die Klimasensitivität dieser Eisschichten: schon kleine Temperaturunterschiede bewirken eine signifikante Änderung in der Morphologie dieser Schichten. Andererseits bedeutet die nicht vorhandene Änderung der NLC-Höhen in den letzten ca. 120 Jahren eine starke Einschränkung für Temperaturtrends in der Mesopausenregion.

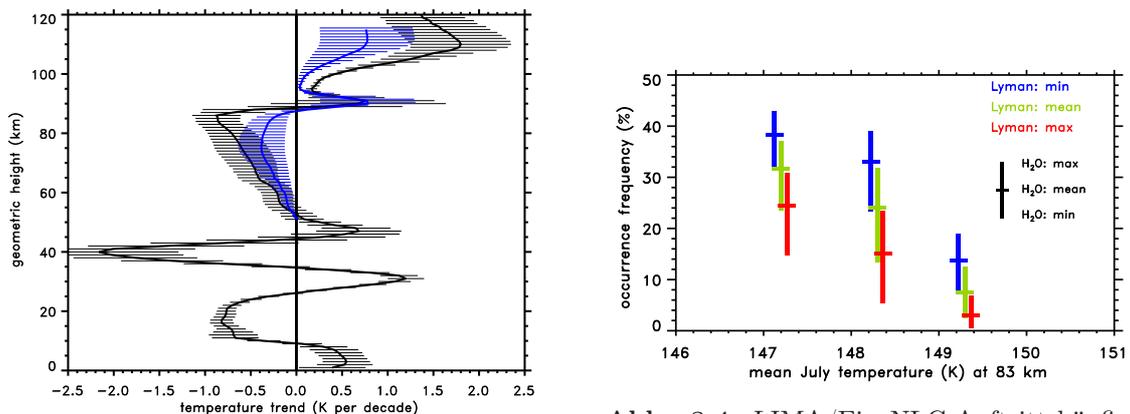


Abb. 8.3: Schwarze Linie: LIMA Temperaturtrends für Juli von 1961 - 2008 bei 69°N als Funktion der geometrischen Höhe. Der Beitrag zum mesosphärischen Trend durch eine Abkühlung in der Stratosphäre ist als blaue Linie gezeigt.

Abb. 8.4: LIMA/Eis NLC-Auftrittshäufigkeiten für drei Sommer (kalt, mittel und warm) mit mittleren Juli-Temperaturen von 147.3, 148.3 und 149.3 K. Weiterhin gibt es zu jeder Temperatur eine Variation der Häufigkeit mit der Konzentration von Wasserdampf und Ly_α .

9 Das Modell LIMA/Eis

(U. Berger, G. Baumgarten, F.-J. Lübken, J. Kiliani, M. Grygalashvily, D. Rachholz)

LIMA ist ein Zirkulationsmodell der mittleren Atmosphäre, das auf dem Vorläufer COMMA/IAP basiert. Es ist ein globales 3-d Gitterpunktmodell, das sich mit einer Vertikalaufösung von 1,1 km vom Erdboden bis in die untere Thermosphäre (0-150 km) erstreckt. Dynamik, Strahlung und mesosphärische Chemie werden im Modell berechnet. LIMA weist im Vergleich zu COMMA/IAP zwei fundamentale Neuentwicklungen auf. Zum Ersten wird hier eine hochaufgelöste sphärische Dreiecksgitterstruktur (Ikosaederbasis) mit einer Maschenweite von 110 km eingesetzt. Zum Zweiten werden für den Bereich der Tropo- und unteren Stratosphäre ECMWF-Daten in einer $1^\circ \times 1^\circ$ Auflösung eingebunden, die eine realistische Darstellung der aktuellen Wettersituation auf einer globalen Skala ermöglicht. Die solcherart angeregte Wellenaktivität dringt in die obere Atmosphäre vor und führt zu einer großen internen Variabilität in der Meso- und unteren Thermosphäre.

Aus den LIMA-Simulationen wird ein Datenarchiv erstellt, aus dem die Information für Simulationen zu leuchtenden Nachtwolken mit LIMA/Eis zur Verfügung gestellt werden. Deshalb besteht die Anforderung an LIMA, den Bereich der sommerlichen Mesopausenregion (80-95 km), wo die Eisbildung stattfindet, möglichst genau gemäß der beobachteten thermischen und dynamischen Zustände zu berechnen.

LIMA/Eis ist ein 3-d Lagrange'sches Eistransportmodell und beschreibt die Bildung und den Lebenszyklus von Eisteilchen in der polaren Sommermesopausenregion. Es enthält Module zur Behandlung einer vereinfachten mesosphärischen Chemie und des Transports von Wasserdampf, sowie zur Berechnung der Mikrophysik einzelner Eisteilchen. Hierfür benötigt das Eistransportmodell eine fortlaufende Initialisierung, einmal pro Stunde, aus 3-d atmosphärischen Hintergrundwinden, Temperaturen, Luftdrücken und -dichten, die vom globalen Modell LIMA zur Verfügung gestellt werden.

LIMA/Eis berechnet eine Eiswolkenverteilung während einer ganzen Sommersaison jeweils für die Nordhemisphäre vom 15. Mai bis zum 25. August und für die Südhemisphäre vom 15. November bis zum 25. Februar (siehe Kap. 8). Hierbei wird die Sommermesopausenregion mit 40 Millionen Nukleationskeimen, den sogenannten Hunten'schen Staubteilchen, aufgefüllt, auf deren Trajektorien die potentielle Eisbildung simuliert wird. Innerhalb eines Zeitschritts von 45 s wird für jedes der Staub-/Eisteilchen der dreidimensionale Transport durch den Hintergrundwind, eine Sedimentationsgeschwindigkeit und turbulente Partikeldiffusion berechnet. Weiterhin muss zum ersten Zeitschritt ein 3-d Wasserdampffeld von LIMA als Startwert zur Verfügung gestellt werden, während innerhalb des Zeitraums der Eissimulation Wasserdampfwerte als Randwerte der 3-d Eissimulationsdomäne (78 bis 94 km Höhe mit 100 m Auflösung, 37.5°N/S bis 90°N/S als Breitenbereich mit $1^\circ \times 1^\circ$ Auflösung) von LIMA spezifiziert werden (siehe Kap. 17).

Die aktuelle Gesamtmenge aller einzelnen Eisteilchen bildet dann Eiswolken mit großräumigen Strukturen, die statistische Analysen der Eisparameter zulassen, wie z.B. mittlere Eisradien oder die Anzahl Eisteilchen pro Volumen. Die Normierung der 40 Millionen Teilchen auf wahre physikalische Einheiten, wie z.B. Anzahl Teilchen pro cm^{-3} , erfolgt über eine universelle Skalierungskonstante. Anschließende Streustrahlungs-Rechnungen erlauben den Vergleich beobachteter Eisparameter, wie z.B. Häufigkeit, Helligkeit und Höhe der Eiswolken, mit Lidar- bzw. Satellitenbeobachtungen (siehe auch Kap. 1, 8).

Abb. 9.1 zeigt einen Schnappschuss der Verteilung von 40 Millionen Staub/Eis-Teilchen, Abb. 9.2 zeigt daraus abgeleitete Größen, nämlich mittleren Radius und Anzahldichte der Eisteilchen sowie Rückstreuoeffizient. Aus den modellierten Eisverteilungen lassen sich alle beobachtbaren Größen von Eiswolken ableiten. Zusätzlich enthält der Lagrange'sche Ansatz Informationen über die 'Lebensgeschichte' aller Eis- und Staubteilchen und erlaubt somit die Beantwortung von Fragestellungen wie z.B. über das Alter von Eisteilchen oder auch an welchen Orten eigentlich Eisteilchen gebildet werden, die letztendlich über unserer Lidar-Station Kühlungsborn als leuchtende Nachtwolke beobachtet werden. Die Simulation von Eisschichten mit LIMA wird für vielfache Zwecke

verwendet, wie z.B. Untersuchungen zu Trends und solarem Zyklus, Vergleich mit Lidar, Radar und Satellitenbeobachtungen etc.

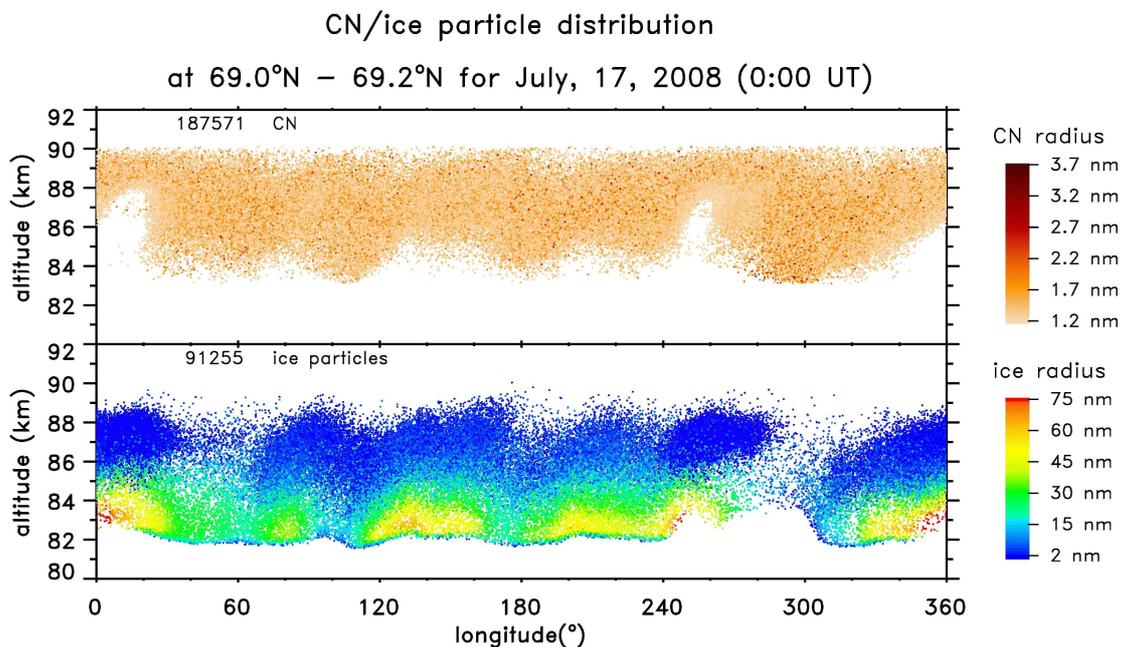


Abb. 9.1: Schnappschuss aller Staub- (187571 Stück) und Eisteilchen (91255 Stück) aus dem 40 Millionen-System, die sich in dem Breitenband 69°N - 69.2°N zum Zeitpunkt 17. Juli 2008 (0:00 UT) befinden.

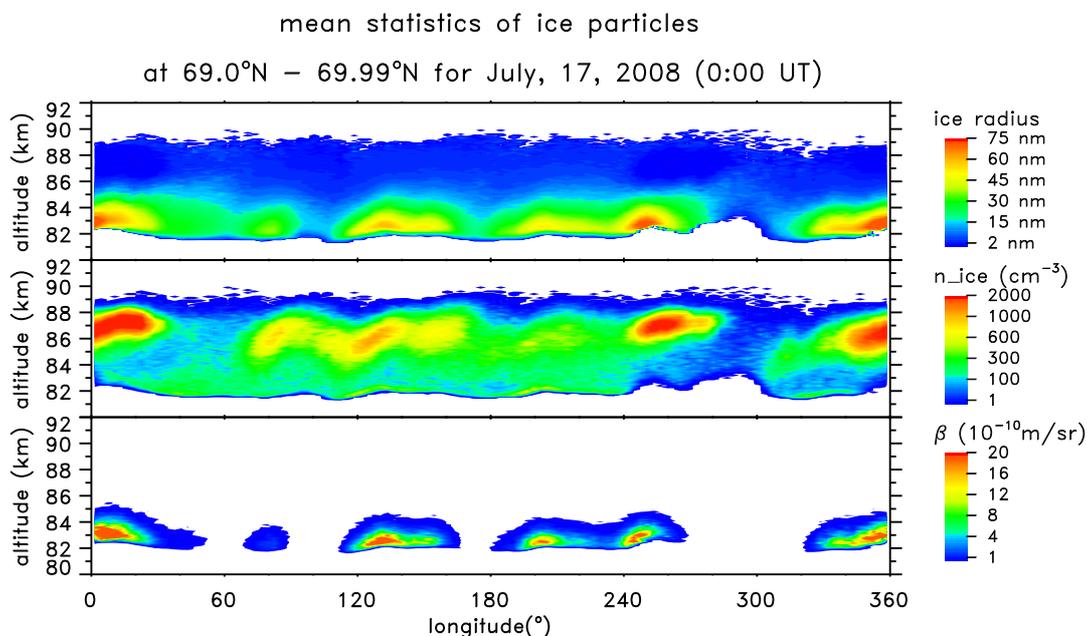


Abb. 9.2: Zugehörige Verteilung der Mittleren Eisradien, Anzahl Eisdichten und theoretisches Lidar-Rückstreusignal. Aus Gründen einer besseren Statistik wurde das Breitenband auf 69°N - 69.99°N erweitert. Wahre physikalische Einheiten werden über eine Normierungskonstante aus dem 40 Millionenensystem berechnet.

10 Eigenschaften von Eisteilchen aus Lidar- und Satellitenmessungen

(G. Baumgarten, J. Fiedler, M. Rapp, G. von Cossart)

Durch die extrem niedrigen Temperaturen in der Mesopausenregion kann Wasserdampf gefrieren und Eisteilchen bilden. Sind die Eisteilchen zu einer Größe von wenigen 10 Nanometern angewachsen, können sie durch optische Instrumente beobachtet werden. Die genaue Kenntnis der Form und Größe der Teilchen in NLC ist für die Interpretation und Modellierung der NLC von Bedeutung, da diese die Existenz und Helligkeit sowie die Wachstums- und Fallgeschwindigkeit der NLC-Teilchen bestimmen. Die letzten beiden Parameter sind von entscheidender Bedeutung für die Bildung der NLC. Um aus Messungen der Eiswolken in der Sommermesopausenregion Rückschlüsse auf den Zustand der Hintergrundatmosphäre (z.B. Temperatur oder Wasserdampfverteilung) ziehen zu können, müssen präzise Beobachtungen der Teilcheneigenschaften und komplexe Modelle kombiniert werden. Zum Vergleich der Signale von verschiedenen Messinstrumenten, sei es vom Satelliten aus, oder mit bodengebundenen Lidars, ist die Kenntnis der Teilcheneigenschaften notwendig da die Streugeometrien unterschiedlich sind (Abb. 10.1). Die Größe der NLC-Teilchen wird mittels Lidar über den Unterschied der Rückstreuung bei den drei ausgesendeten Laserwellenlängen (1064 nm, 532 nm, 355 nm) bestimmt. Diese Methode ist derzeit die weltweit einzige mit der gleichzeitig die mittlere Teilchengröße und die Breite der Größenverteilung bestimmt werden kann.

Mit dem ALOMAR RMR-Lidar ist ein einmaliger Datensatz von Mehrfarbenbeobachtungen von NLC gewonnen worden. Mit diesem ist es z.B. möglich die zeitliche Variation der NLC zu untersuchen. Im Vergleich zu Satelliteninstrumenten ist die räumliche Auflösung des Lidars höher und erlaubt auch kleinskalige Fluktuationen zu beobachten (Abb. 10.2). Die Ableitung der Teilchengröße aus den Mehrfarbenmessungen erfolgt durch den Vergleich der Messdaten mit einer Simulation der Streuung von Licht an Eisteilchen. Die vom IAP durchgeführten Simulationen der optischen Eigenschaften von NLC wurden auf die Satellitengeometrie erweitert und werden mittlerweile auch von amerikanischen und europäischen Wissenschaftlern zur Interpretation unterschiedlicher Messungen verwendet. Außergewöhnlich ist bei den Lidardaten im Vergleich zu Satellitendaten neben der räumlichen Auflösung auch, dass gleichzeitig mehrere Parameter der Größenverteilung aus den Lidarmessungen bestimmt werden können.

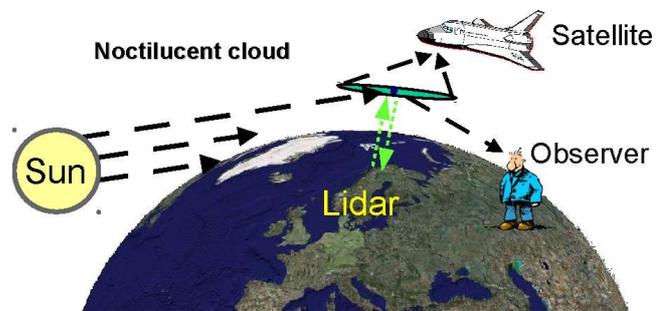


Abb. 10.1: Leuchtende Nachtwolken (NLC) werden von Satelliten und Lidars in verschiedenen Beobachtungsgeometrien untersucht. Während beim Lidar die Rückstreuung des ausgesendeten Laserlichts untersucht wird, nutzen Satelliten das gestreute Sonnenlicht. Für eine gemeinsame Interpretation der Beobachtungen ist die Kenntnis der Teilcheneigenschaften notwendig.

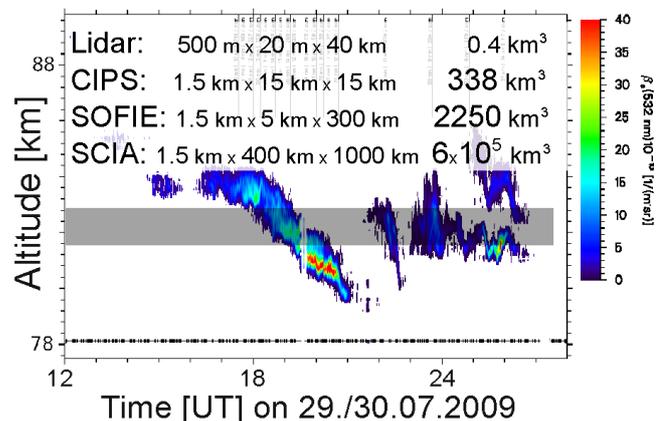


Abb. 10.2: Die unterschiedlichen Messmethoden unterscheiden sich deutlich in der Größe des Messvolumens. Dabei liefert das Lidar die detailliertesten Beobachtungen, während die verschiedenen Satelliten große Bereiche abdecken können.

Um die mikrophysikalischen Prozesse zu quantifizieren ist die simultane Beobachtung der Größe und der Breite der Größenverteilung in den Wolken notwendig. So beobachten wir mit dem Lidar eine starke Korrelation von Verteilungsbreite und mittlerer Teilchengröße (Abb. 10.3). Die Breite der Verteilung steigt an, wenn die Teilchen größer werden. Durch den Vergleich mit mikrophysikalischen Simulationen der NLC konnten wir erkennen, dass die turbulente Durchmischung (Eddy-Diffusion) in der Atmosphäre zu einer Mischung von kleinen und großen Eisteilchen führt. Je länger die Eddy-Diffusion wirkt, desto breiter wird die Verteilung. Damit die Eddy-Diffusion zu einer effektiven Durchmischung von großen und kleinen Teilchen führt, muss ein Gradient in der Teilchengröße vorliegen. Mit dem Lidar konnten wir im Höhengchnitt der NLC eine deutliche Veränderung der Teilchengröße finden (Abb. 10.4). Während am oberen Rand der NLC viele kleine Teilchen vorhanden sind, finden sich die großen Teilchen am unteren Rand der NLC. Dieser Gradient der Teilchengröße sowie die vorhandene Turbulenz durch brechende Schwerewellen führt letztendlich zu der beobachteten Korrelation der Teilcheneigenschaften. Diese genaue Untersuchung der vertikalen Struktur ist über das Verständnis der mikrophysikalischen Vorgänge in NLC hinaus auch zur Interpretation von Satellitenmessungen notwendig. Satelliteninstrumente untersuchen häufig nur das integrale Signal aus der vertikalen Säule und zur Ableitung der Teilchengröße wird meist eine feste Breite der Größenverteilung angenommen.

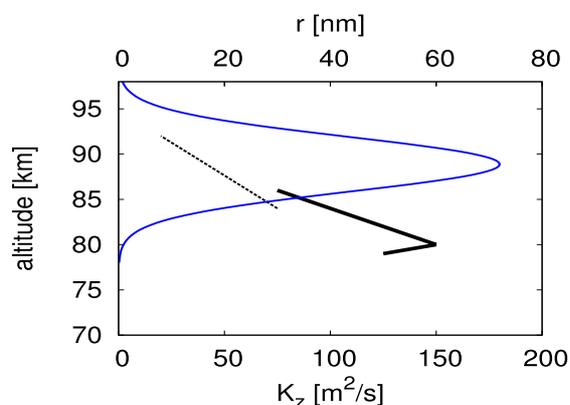


Abb. 10.4: Vergleich der Teilchengröße (schwarz) und der turbulenten Durchmischung (blau)

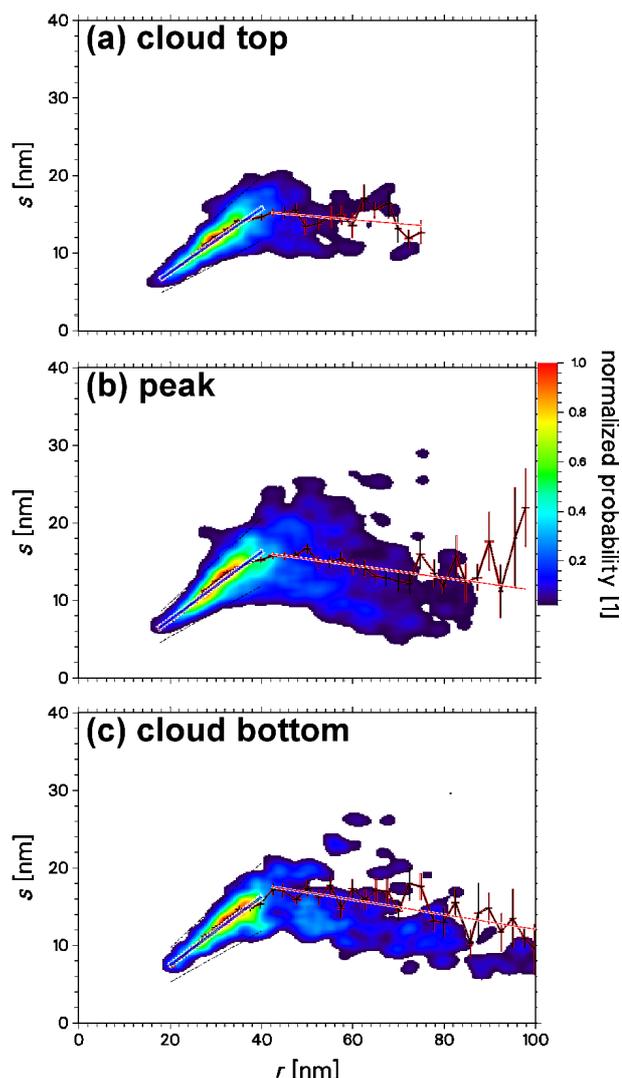


Abb. 10.3: Verteilungsbreite und mittlere Größe für verschiedene Höhen in der NLC. Im oberen Bereich der NLC wird eine starke Korrelation dieser Parameter beobachtet. Für größere NLC-Teilchen also insbesondere im unteren Bereich der NLC-Schicht, werden auch Wolken beobachtet, bei denen die Teilchenparameter nicht korreliert sind.

Für die Analyse der verschiedenen Methoden sind die Beobachtungsgeometrie und die Auswirkungen der Größenverteilung im Messvolumen zu berücksichtigen. Messungen von Experimenten auf ENVISAT (Environmental Satellite - ESA), AIM (Aeronomy of Ice in the Mesosphere - NASA) oder Odin (Schwedisch Aeronomy/Astronomy Satellite) werden mit unseren Ergebnissen verglichen, einerseits zur Validierung dieser Experimente, andererseits um die Lidarbeobachtungen im globalen Zusammenhang zu interpretieren. Die Messung der Teilcheneigenschaften erlaubt es auch, die mikrophysikalischen Prozesse in Modellen richtig umzusetzen.

11 NLC über ALOMAR: Variationen mit dem solaren Zyklus

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

Seit 1997 wird das ALOMAR RMR-Lidar regelmäßig zur Beobachtung von NLC eingesetzt. Die NLC-Saison bei 69° N reicht von Anfang Juni bis Mitte August. In diesem Zeitraum wurde von 1997–2009 mit dem Lidar 4105 Stunden gemessen, davon zeigten 1735 Stunden NLC. Dies ist weltweit der umfangreichste mit einem Lidar bestimmte NLC-Datensatz. Die Häufigkeit des Auftretens und die Eigenschaften der Eisteilchen zeigen Variationen auf Zeitskalen von Minuten bis Jahren. So wurden zum Beispiel im Sommer 2009 die hellsten Wolken des gesamten 13-jährigen Datensatzes detektiert. Diese Rekordmessung ist in Abb. 11.1 gezeigt. Als Maß für die Wolkenhelligkeit wird der Volumenrückstreukoeffizient (β , Einheit $10^{-10} \text{ m}^{-1} \text{ sr}^{-1}$) verwendet. Das von den Eisteilchen in ca. 82 km zurückgestreute Signal erreicht den Wert der Luftmolekül-Streuung in 45 km (Rayleigh-Äquivalent).

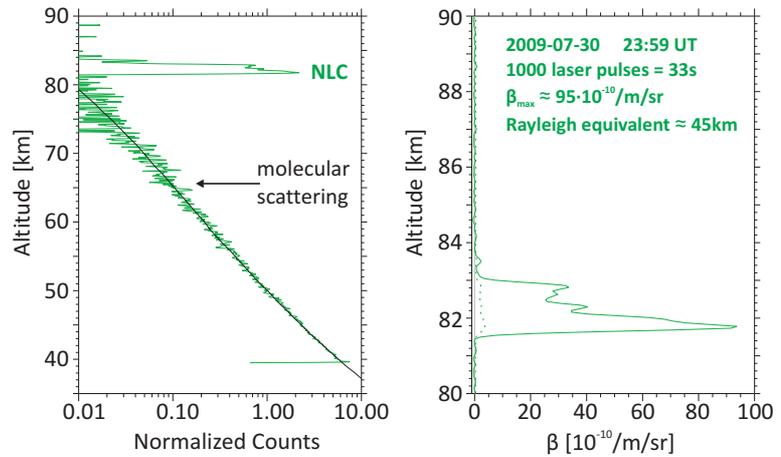
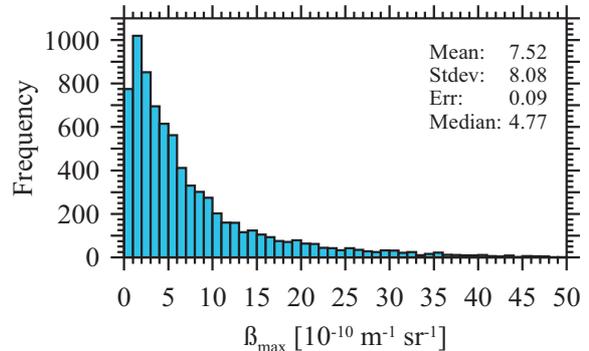


Abb. 11.1: Messung der hellsten NLC des 13-jährigen Datensatzes am 30. Juli 2009. Das NLC-Signal erreichte die Stärke der Molekülstreuung in 45 km Höhe (links) und hatte einen maximalen Volumenrückstreukoeffizienten $\beta \approx 95 \times 10^{-10} \text{ m}^{-1} \text{ sr}^{-1}$ (rechts).

Abb. 11.2 charakterisiert den Gesamtdatensatz in Form der Helligkeitsverteilung auf der Basis von 15-minütigen Mittelwerten. Enthalten sind 7650 Parameterbestimmungen an 413 unterschiedlichen Tagen. Wolken geringer Helligkeit werden weitaus häufiger beobachtet als sehr helle Wolken. Die Detektionsgrenze für schwache NLC ist durch den Abfall des Histogramms bei kleinen β -Werten gegeben und liegt für den Gesamtdatensatz bei $\beta_{\text{max}} \approx 2$. Die Langzeit-Detektionsgrenze wird durch die ersten Jahre der Zeitreihe bestimmt und liegt bei $\beta_{\text{max}} = 4$. Diese und weitere Grenzwerte werden für die Definition von Helligkeitsklassen benutzt, die ebenfalls in Abb. 11.2 gezeigt sind.



NLC classes defined by $\beta_{\text{max}} [10^{-10}/\text{m}/\text{sr}]$:

- >0 all clouds
- >4 long-term limit
- >13 strong clouds
- 1-4 faint clouds
- 4-7 weak clouds
- 7-13 medium clouds

Abb. 11.2: Häufigkeitsverteilung der NLC-Helligkeiten von 1997–2009 auf der Basis von 7650 Einzelmessungen, entsprechend 1735 Stunden. Im unteren Teil der Abbildung sind die Bereiche der Volumenrückstreukoeffizienten zur Definition unterschiedlicher NLC-Klassen angegeben.

Die Häufigkeit von NLC aller Helligkeitsklassen zeigt Jahr-zu-Jahr-Variationen, die mit zunehmender Helligkeit ansteigen. Schwache NLC treten während 9% der Zeit auf und zeigen nur eine geringe Variabilität, während in der Klasse der starken (= hellsten) Wolken die Variabilität den Faktor 5 erreicht (Abb. 11.3). Für die Klasse der sehr schwachen NLC (rote Kurve) wurden nur Lidarmessungen berücksichtigt bei denen der Messfehler die potentielle Detektion solcher Wolken gestattete. Auch hier zeigt sich eine recht geringe Variabilität um den Mittelwert von 19% herum. Bodengebundene visuelle Beobachtungen sowie Satellitendaten über mehrere solare Zyklen zeigen eine signifikante Antikorrelation der Wolkenhäufigkeit mit der solaren Strahlung. Ein zugrunde liegender Prozess dabei ist die erhöhte Photolyse von Wasserdampf im kurzwelligen Spektralbereich während solarer Maxima, was in der Folge zu

einer Verringerung der NLC-Häufigkeit führen kann. Unsere Zeitreihe der hellsten NLC (grüne Kurve) zeigt diese Antikorrelation von 1997 bis 2004. In den drei folgenden Jahren nahmen NLC-Häufigkeit und solare Strahlung ab. Erst mit dem Erreichen des solaren Minimums traten die hellen NLC wieder häufiger auf. Über den gesamten 13-jährigen Datensatz sehen wir dadurch keine signifikante Antikorrelation zwischen NLC-Häufigkeit und solarer Strahlung. Die Eigenschaften von NLC werden wesentlich durch den vorhandenen Wasserdampf und die Temperatur der Mesopausenregion bestimmt. Modellrechnungen mit LIMA zeigen eine zufällige Kombination von geringer solarer Strahlung und niedriger Temperatur Mitte der 1990er Jahre (Kap. 8). Dies erklärt die gleichzeitig außerordentlich große NLC-Häufigkeit in diversen Messreihen.

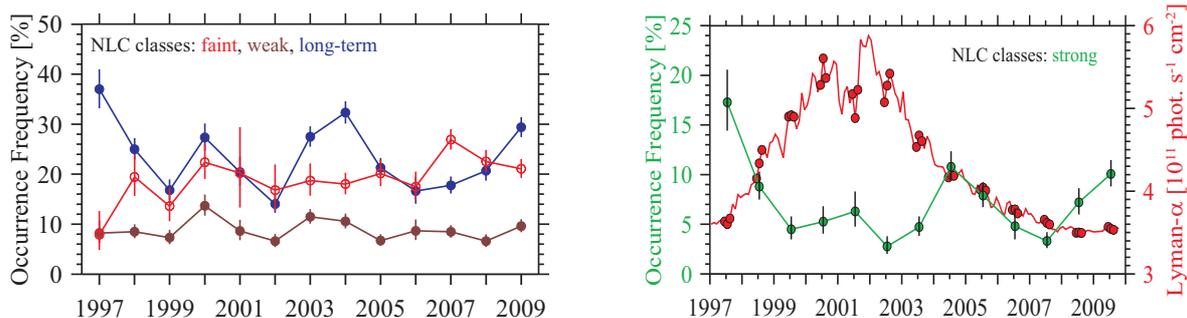


Abb. 11.3: Jahr-zu-Jahr-Variationen der NLC-Häufigkeit für unterschiedliche Helligkeitsklassen. Die rote Kurve rechts zeigt den solaren Ly_{α} -Fluss (121.6 nm).

Aus der Beobachtung der Wolken auf allen drei Laserwellenlängen (1064 nm, 532 nm, 355 nm) kann mit Hilfe eines optischen Modells die mittlere Größe (sowie Breite der Verteilung) und Anzahl der NLC-Teilchen bestimmt werden. Hieraus wird die Eis-Volumendichte berechnet. Im Mittel über alle Jahre enthält die Klasse der hellsten Wolken die ca. dreifache Wassermenge im Vergleich zur Klasse der schwachen Wolken. Die Wichtung der Volumendichte mit der Häufigkeit des NLC-Auftretens ergibt den in den Wolken transportierten Wassergehalt (Abb. 11.4), der unter anderem für den Wasserhaushalt der Mesopausenregion von Bedeutung ist. Die Variabilität wird offenbar überwiegend von der Variabilität des Auftretens der hellsten Wolken bestimmt.

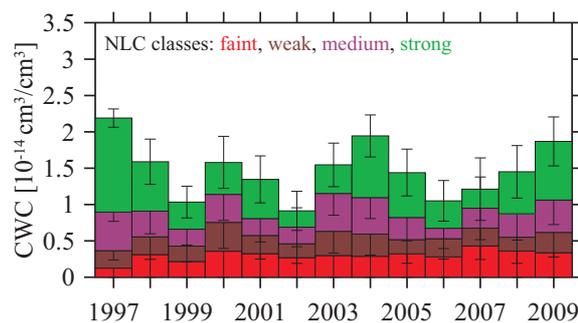


Abb. 11.4: Jahr-zu-Jahr-Variation des NLC-Wassergehalts, akkumuliert für alle Helligkeitsklassen.

Die ersten Messungen der NLC-Höhe wurden vor ca. 120 Jahren durch Triangulation realisiert. Unsere Messungen mit einer sehr präzisen Lasermethode sind in Abb. 11.5 gezeigt und ergeben mittlere Höhen die sich nur um wenige hundert Meter von den historischen Höhen unterscheiden (Gesamtdatensatz: 83.3 km, hellste Wolken: 82.5 km). Die NLC-Höhe hat sich innerhalb ihrer natürlichen Variabilität (ca. 1 km) über 120 Jahre praktisch nicht geändert. Modellrechnungen zeigen eine Abhängigkeit der NLC-Höhe von der Temperatur von ca. 0.25 km/K, woraus ein nur sehr geringer Temperaturtrend im Höhenbereich des NLC-Auftretens folgt.

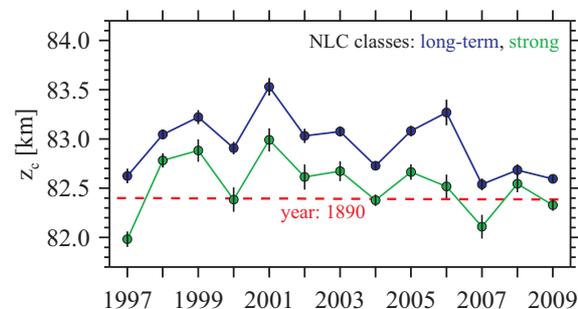


Abb. 11.5: Jahr-zu-Jahr-Variationen der NLC-Höhe für unterschiedliche Helligkeitsklassen, sowie die historische Höhe von 1890.

12 Kleinskalige Variationen in Eisschichten

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

Das Rayleigh-/Mie-/Raman-Lidar im ALOMAR-Observatorium in Nordnorwegen war während der Sommermonate 2008 und 2009 insgesamt 1000 Stunden in Betrieb. Die seit 1997 währende NLC-Statistik umfasst mehr als 4000 Messstunden und ist damit der größte aus Lidardaten gewonnene Datensatz. Abb.12.1 zeigt einen Ausschnitt einer der längsten zusammenhängenden Messungen, die meist durch die Wetterbedingungen limitiert werden. Diese Messung wurde im Doppellidar-Betrieb mit zwei geneigten Laserstrahlen gewonnen, die in der mittleren NLC-Höhe von 83 km etwa 40 km horizontalen Abstand haben (ausgenommen die schattierten Bereiche). Aufgetragen sind die NLC-Helligkeiten, bestimmt aus der Stärke der Rückstreuung des Laserpulses, als Funktion der Höhe und der Messzeit. Trotz der hohen Variabilität der NLC, die in dieser Messung deutlich wird, weisen beide NLC-Strukturen Ähnlichkeiten auf. Ein direkter Vergleich der mit einer Auflösung von 40 m gemessenen Höhen zeigt, dass im Mittel der Höhenunterschied mit 24 m gering ist. Zu bestimmten Zeiten erscheinen die NLC-Schichten jedoch verschoben mit einer Höhendifferenz von mehr als 500 m oder sind in ihrem spektralen Verhalten unterschiedlich. Eine typische mittlere Zeitverschiebung zwischen den Messungen in beiden Strahlen, wie sie mittels Kreuzkorrelationsanalyse bestimmt werden, beträgt 10 Minuten. Dies entspricht in etwa der mittleren Windgeschwindigkeit in dieser Höhe, die mit Radars gemessen wird.

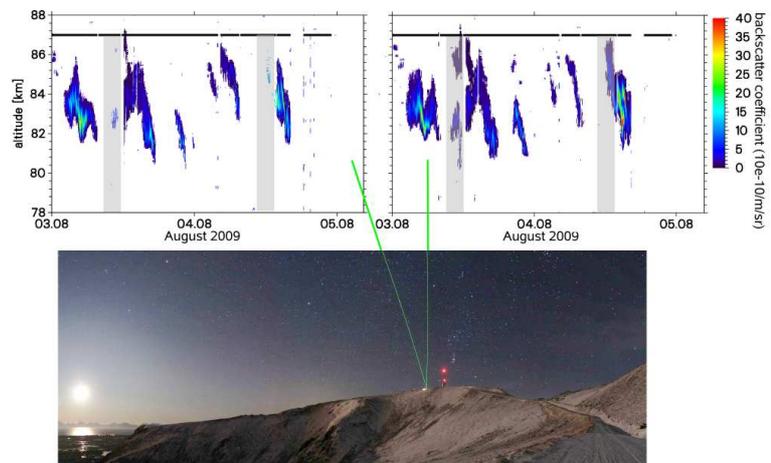


Abb. 12.1: Das ALOMAR RMR-Lidar ist ein Doppellidar mit zwei Laserstrahlen. Die NLC-Schicht in etwa 83 km Höhe wird in einer horizontalen Entfernung von etwa 40 km gemessen. Die NLC-Strukturen im Zeitraum vom 3.-5. August 2009 weisen auf großen Zeitskalen eine deutliche Ähnlichkeit auf.

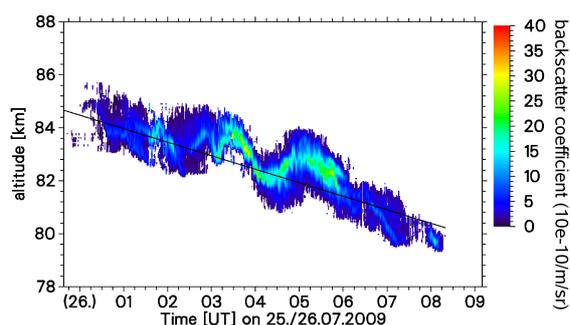


Abb. 12.2: NLC-Schicht gemessen am 26. Juli 2009. Die mittlere Schichtneigung (schwarze Linie) beträgt -0.59 km/h.

Auflösung von einer Minute die Schwerpunktshöhe der NLC-Schicht bestimmt und diese nach der Zeit abgeleitet. Die sich daraus ergebende Geschwindigkeitsverteilung zeigt Aufwärtsbewegungen bis 1.4 km/h und Abwärtsbewegungen bis -2.8 km/h. Zur spektralen Untersuchung sind Methoden wie die Wavelet-Transformation geeignet. Dabei wird eine Zeitserie nach in der Zeit lokalisierten Funktionen, sogenannten Wavelets, entwickelt. Dies erlaubt im Gegensatz zur Fourier-Transformation eine zusätzliche Zeitauflösung der Spektren. Für die NLC in Abb. 12.2 ergibt sich eine vorherrschende Periode von 2 h aus den Schwankungen der Höhe als auch der Helligkeit. Eine

In Lidarmessungen werden oft mit der Zeit absinkende NLC-Schichten beobachtet, was als Hinweis auf die Sedimentation der Eisteilchen im Schwerfeld gewertet wird. Am 3. und 4. August 2009 (Abb. 12.1) betragen die Sinkraten der einzelnen Schichten zwischen -0.22 und -1.4 km/h. Abb. 12.2 zeigt eine weitere NLC-Schicht vom 26. Juli 2009 im Detail. Hier sind der linearen Bewegung von -0.59 km/h deutliche Wellenbewegungen aufgeprägt. Solche Strukturen sind ein Hinweis auf das Wirken von Schwerewellen. Zur Bestimmung der Vertikalbewegung auf kleineren Zeitskalen wird zunächst mit der maximal möglichen

Periode von 1 h ist in der ersten Hälfte der Messung in der Höhe deutlicher ausgeprägt, in der letzten Hälfte in den Schwankungen der Helligkeit. Desweiteren tritt eine Schwingung mit Perioden zwischen 0.5 und 0.6 h gegen 3 Uhr als auch kurz nach 6 Uhr auf, zusätzlich wird in der Variation der Helligkeit zwischen 3 und 4 Uhr eine weitere signifikante Periode von 0.3 h beobachtet. Ähnlich dem Fourier-Spektrum kann aus dem Wavelet-Spektrum auch eine mittlere Steigung bestimmt werden. Das Spektrum der maximalen Helligkeit fällt in diesem Fall mit -1.6 ($\approx -5/3$) ab. Eine Steigung von $-5/3$ wurde ebenfalls aus dem mittleren Wavelet-Spektrum, das aus neunzig Zeitserien von Schwerpunkthöhen aus den Jahren 2005–2008 bestimmt wurde, bestätigt. Dieser Wert ist charakteristisch für Modulationen, die von Trägheitsschwerewellen erzeugt werden. Im Mittel verhält sich die NLC somit auf diesen Zeitskalen, die horizontalen Skalen von 10 bis 100 km entsprechen, annähernd als passiver Tracer.

Die vertikale Struktur von NLC kann so ausgeprägt sein, dass vollständig voneinander getrennte Schichten auftreten, zwischen denen das Signal unter die Rauschgrenze fällt. Abb. 12.3 zeigt einen Fall vom 29. Juli 2008. Solche Mehrfachschichten, wie sie auch in den mit dem VHF-Radar ALWIN gemessenen PMSE (s.a. Abb. 12.4) beobachtet werden, können verursacht werden durch einen entsprechenden Verlauf der Temperatur mit mehreren lokalen Minima und Maxima. Im gezeigten Fall spricht die deutliche Wellenbewegung und phasenstarre Beziehung der Doppelschicht für eine starke vertikale Kopplung. Die Lidardaten weisen in etwa 11 % der Fälle mehr als eine Schicht auf.

Im Mittel erreicht die untere von zwei Schichten die doppelte Helligkeit der oberen und der mittlere vertikale Abstand beträgt 1.6 km. Darüber hinaus können einzelne, vertikal ausgedehnte Schichten eine innere Struktur mit mehreren lokalen Maxima besitzen. Auch zeigt sich, dass die untere Hälfte einer Schicht im Allgemeinen heller ist, was in Einklang steht mit der generellen Beobachtung, dass NLC in niedrigeren Höhen heller sind. Dies folgt ebenfalls aus Teilchenmessungen, die in der unteren Hälfte der NLC-Schichten größere Teilchenradien bestätigen (s. Kap. 10).

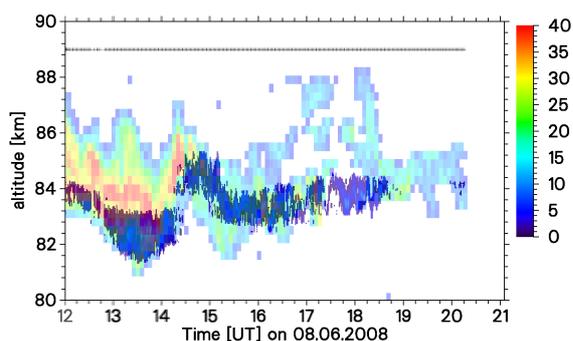


Abb. 12.4: NLC aus Lidar- und PMSE aus Radardaten (transparent hinterlegt). Die Einheit der Farbskala ist $10^{-10}/\text{m}/\text{sr}$ bzw. dB.

scheinlichkeit bei Wind aus Nordosten auftreten.

Großes Potential bietet auch die Kombination der Lidardaten mit weiteren Instrumenten wie bodengestützten Kameras, die ebenfalls NLC mit kleinskaligen Strukturen zeigen. Der Himmel über ALOMAR wird von zwei in Trondheim und Lycksele aufgebauten Kameras beobachtet. Durch eine neue Technik zur Projektion der Kamerabilder können diese Aufnahmen direkt mit den Lidarmessungen verglichen werden (s. Kap. 13).

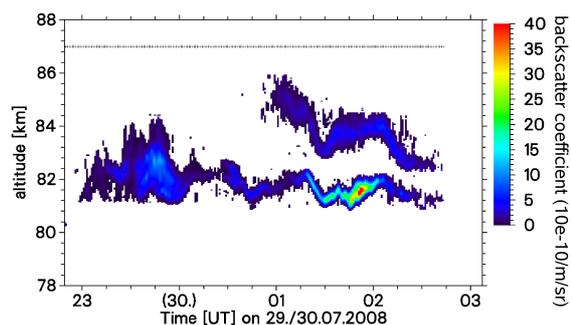


Abb. 12.3: Doppelschicht-Struktur gemessen am 29. Juli 2008. Mehrfachschichten dieser Art treten in 11 % der von dem RMR-Lidar gemessenen NLC auf.

NLC treten oft gemeinsam mit PMSE auf, für deren Entstehung ebenso wie für die Entstehung von NLC die Präsenz von Eisteilchen von Bedeutung sind. NLC sind häufig in den unteren Bereich der weiter ausgedehnten PMSE-Schicht eingebettet, wobei die Unterkanten beider Phänomene meist gut übereinstimmen (s. Abb. 12.4 für ein Beispiel). Nur sehr selten werden NLC ohne die Präsenz von PMSE beobachtet. Die Bedingungen, die für die Bildung von NLC-Teilchen günstig sind, werden zudem von den Windverhältnissen mitbestimmt. Der Vergleich mit Windmessungen in NLC-Höhe durch das MF- und Meteorradar in Andenes hat gezeigt, dass NLC mit erhöhter Wahr-

13 Das Netzwerk von NLC-Kameras des IAP

(G. Baumgarten, M. Gerding, J. Hildebrand, B. Kaifler, N. Kaifler, M. Priester)

Das IAP betreibt ein europaweites, automatisiertes Kamera-Netzwerk zur Beobachtung von Leuchtenden Nachtwolken. Es besteht aus zehn hochauflösenden Digitalkameras, die zwischen 37°N und 69°N den Nordhimmel beobachten (Abb. 13.1). Die räumliche Auflösung beträgt ca. 100 m in Höhe der NLC. Sie ist im Wesentlichen durch die Drift der Wolken mit etwa 40 m/s limitiert, die eine kurze Belichtungszeit erfordert. Die Belichtungszeit und Aufnahme rate werden permanent mittels Computer den aktuellen Beleuchtungsverhältnissen angepasst, die vor allem durch die Sonnenelevation bestimmt sind. Die Bilder werden per Internet an das IAP übertragen und archiviert, sowie in einer reduzierten Auflösung in Echtzeit der Öffentlichkeit zugänglich gemacht. In der Dämmerung werden zwischen 2 und 20 Bilder pro Minute aufgenommen und das Datenvolumen beträgt insgesamt etwa 7 GB/Tag.

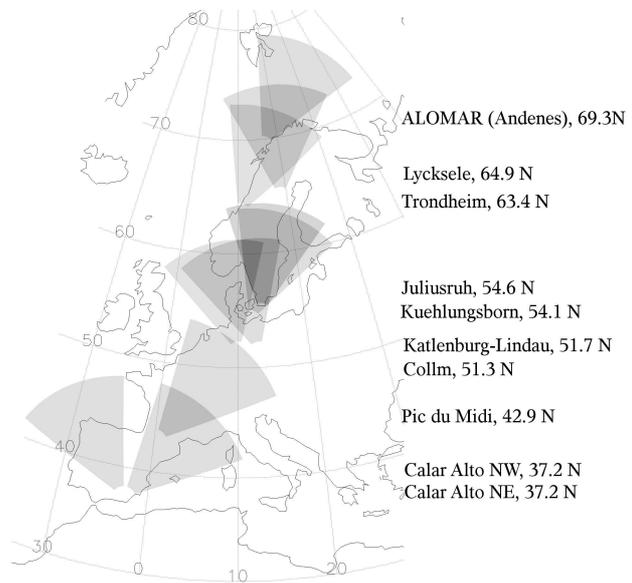


Abb. 13.1: Die Standorte des NLC-Kameranetzwerks des IAP. Die Ausrichtung ist jeweils so gewählt, dass Sonnenauf- bzw. -untergänge beobachtet werden können, sowie dass Lidarstationen im Blickfeld liegen.

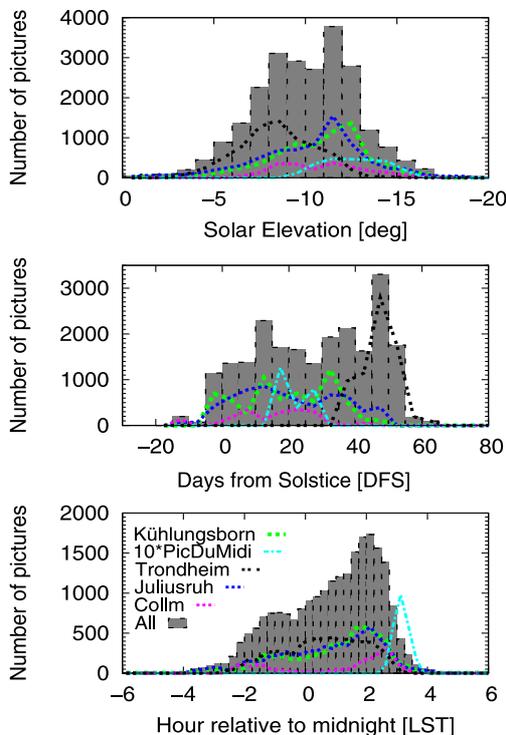


Abb. 13.2: NLC-Beobachtungen 2007–2008 für verschiedene Standorte. In Norddeutschland werden NLC häufiger beobachtet als in südlichen oder nördlichen Breiten.

Während der NLC-Saisons 2007 und 2008 wurden 750.000 Bilder aufgenommen, von denen 24.000 NLC-Strukturen enthalten. Deren Statistik ist in Abb. 13.2 aufgeführt. Die Beobachtung von NLC ist sehr stark von der Sonnenelevation und damit von der Lokalzeit abhängig. Optimale Bedingungen für eine Beobachtung ergeben sich für solare Elevationswinkel zwischen -5° und -17° . Die höchste Detektionswahrscheinlichkeit liegt bei 10%. Aufgrund des Sonnenstandes können im Breitenband von 51° – 59° N während 27% der Zeit in den zwanzig Tagen um die Sommersonnenwende prinzipiell NLC beobachtet werden. Die Kameras in hohen Breiten können aufgrund des Polartages NLC erst nach dem 11. Juli (Trondheim), dem 21. Juli (Lycksele) und dem 10. August (ALOMAR) beobachten. Die südlichste NLC wurde 20 Tage nach Sommersonnenwende auf dem Pic du Midi bei 43° N registriert. Während beider NLC-Saisons wurde keine NLC bei 37° N beobachtet. An den südlichen Standorten ist die Beobachtung nur etwa 4 Stunden vor und nach Mitternacht möglich. Die früheste NLC der Saison beobachtete die Kamera am Standort Juliusruh am 1. Juni (20 Tage vor Sommersonnenwende) und die letzte der Saison am 24. August die Kamera in Trondheim (64 Tage nach Sommersonnenwende). Das Maximum der Saison liegt breitenabhängig zwischen 20 (Kuehlungsborn) und 50 Tagen (Trondheim) nach der Sommersonnenwende.

Dieser Unterschied ist auf den Einfluss der solaren Elevation auf die Sichtbarkeit von NLC zurückzuführen.

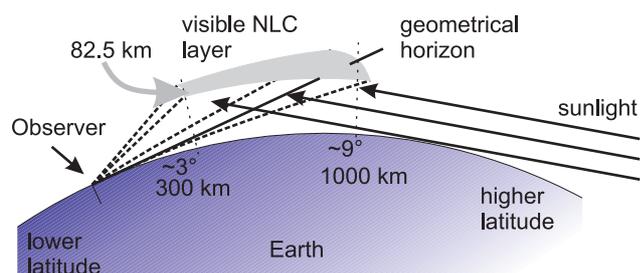


Abb. 13.3: Beobachtungsgeometrie von NLC. NLCs werden häufig 300 bis 1000 km nördlich vom Beobachtungsort gesehen.

bekannt sein, was durch Kalibration mit Hilfe von Sternen im Bild gelingt. Damit können vom Boden gewonnene Kameraaufnahmen direkt mit Satellitenmessungen verglichen werden und die großräumige Struktur und Bewegung der leuchtenden Nachtwolken erfasst werden. Da auch Kameras in Richtung von ALOMAR und Esrange blicken, ist ebenfalls ein Vergleich mit Raketen- und Lidarmessungen möglich. Während der ECOMA/MASS-Kampagne gelang es, eine untere Schwelle für NLC-Beobachtungen mit Kameras zu bestimmen. Eine durch das ALOMAR RMR-Lidar beobachtete schwache NLC der Helligkeit $\beta = 4 \times 10^{-10} \text{ m}^{-1} \text{ sr}^{-1}$ war in den Kamerabildern aus Trondheim, die den Himmel über ALOMAR beobachten, nicht sichtbar, obwohl die Kamera prinzipiell NLC auf diese Entfernung detektieren kann.

Um NLC-Strukturen deutlicher sichtbar zu machen, wurde ein Algorithmus entwickelt, der den Rayleigh-Hintergrund des Bildes, der durch die Sonneneinstrahlung verursacht wird, subtrahiert und kleinskalige NLC-Strukturen von etwa $5 \text{ km} \times 5 \text{ km}$ hervorhebt (Abb. 13.4). Dies erlaubt die Beobachtung von besonderen Strukturen, wie einer stehenden Welle, die sich während der ECOMA/MASS-Kampagne südlich von ALOMAR 250 km in WNW-SSE-Richtung erstreckte und nur etwa 10 km breit war. Die Struktur könnte von einer gegen den mittleren Wind laufenden Schwerewelle erzeugt worden sein. Die Analyse der projizierten Bilder in Kombination mit der mittleren Windrichtung aus Radarmessungen zeigt, dass die NLC teilweise als passiver Tracer dem mittleren Wind folgt. Beim Transport auf die stehende Struktur zu wird die NLC jedoch kontinuierlich heller, und bei Erreichen der Struktur innerhalb von etwa 100 s unsichtbar. Die abrupte Abnahme der NLC-Helligkeit ist mit einem horizontalen Temperaturgradienten von mehr als 3 K/km erklärbar.

Der Einsatz des NLC-Kameranetzwerkes ist somit vielfältig: Durch die große Nord-Süd-Abdeckung kann ein großräumiges Bild der NLC-Wolken, deren Auftreten, Ausbreitung und Transport gewonnen werden. Durch die hohe Auflösung der Kameras können andererseits physikalische Parameter auf kleinen Skalen abgeleitet werden. Durch den Vergleich mit hochpräzisen Lidarmessungen kann die visuelle Beobachtung der NLC genau verstanden werden, was insbesondere für die Interpretation langer Zeitreihen von NLC-Beobachtungen notwendig ist.

Für die detaillierte Auswertung der Kamerabilder ist eine Projektion der Bilder auf sphärische Koordinaten und in die NLC-Höhe von 83 km notwendig. Der dazu am IAP entwickelte Algorithmus berücksichtigt u. a. das Dichteprofil der Atmosphäre und den Einfluss der Lichtbrechung durch die Atmosphäre. Dies führt zu einer Korrektur von etwa 40 km für nahe dem Horizont beobachtete NLC, die bis zu 1100 km vom Standort des Beobachters entfernt sind. Für die Projektion muss die Ausrichtung der Kamera genau

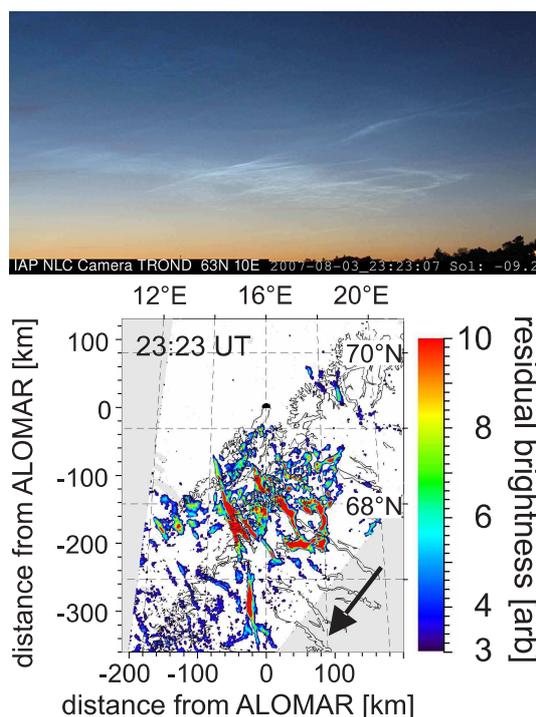


Abb. 13.4: Kleinskalige Strukturen während der ECOMA/MASS-Raketenkampagne.

14 Windmessungen mit einem Lidar über ALOMAR

(J. Hildebrand, G. Baumgarten, J. Fiedler, P. Hoffmann, F.-J. Lübken, T. Köpnick, G. v. Cossart)

Windmessungen in der mittleren Atmosphäre sind für das Verständnis dynamischer und thermischer Prozesse unentbehrlich. Leider ist der Höhenbereich zwischen ungefähr 30 und 70 km messtechnisch nur schwer greifbar: Ballone können so hoch nicht steigen und für Radarmessungen fehlen elektrische Ladungen. Raketenmessungen können diesen Höhenbereich abdecken, aber sie erlauben nur sporadische Messungen. Satelliten decken nur einen Teil des Höhenbereichs ab und erlauben keine zeitlich und räumlich hoch aufgelösten Messungen. Das ALOMAR RMR-Lidar deckt einen durchgängigen Höhenbereich von etwa 15–90 km ab, in dem Aerosol-, Temperatur- und Windmessungen möglich sind.

Prinzip der Windmessungen

Das Prinzip der Windmessung mit dem RMR-Lidar beruht auf dem Doppler-Effekt: Licht, das an einem bewegten Objekt gestreut wird, erfährt eine Verschiebung seines Spektrums. Als Streuzentren kommen in der mittleren Atmosphäre Luftmoleküle in Frage, die sich mit dem Wind bewegen. Auf Grund der thermischen Bewegung der Luftmoleküle wird das rückgestreute Spektrum zusätzlich, abhängig von der Temperatur, verbreitert. Die Frequenzverschiebung ist ein direktes Maß für die Windgeschwindigkeit in Blickrichtung. Bei einer Windgeschwindigkeit von 1 ms^{-1} beträgt sie 3,76 MHz. In Abb. 14.1 sind drei Rückstreuenspektren für 100 ms^{-1} entlang (magenta) und entgegen (grün) der Blickrichtung und Windstille (blau) dargestellt. Obwohl das Detektionssystem so entworfen ist, dass es möglichst unempfindlich für die thermische Breite des rückgestreuten Lichts ist, muss diese auf Grund des großen Temperaturbereichs der mittleren Atmosphäre berücksichtigt werden.

Da die Frequenzverschiebung nur etwa 10^{-8} der emittierten Frequenz ($\nu = 563 \text{ THz}$, $\lambda = 532 \text{ nm}$) beträgt, bedarf es für ihre Bestimmung eines sehr empfindlichen Frequenzdiskriminators. Molekulares Iod besitzt im Bereich der verwandten Laserwellenlänge mehrere Absorptionslinien mit steilen Flanken. Die für das Doppler Rayleigh Iodine System (DoRIS) gewählte Flanke steigt auf einer Breite von etwa 1/10 der Breite des rückgestreuten Lichtes von minimaler auf maximale Transmission an. Leitet man Licht durch eine Iod-Dampfzelle, so ist deren Transmission stark abhängig von der Frequenz des Lichts. Auf diese Weise lässt sich die geringe Frequenzverschiebung in eine leichter zu messende Intensitätsänderung überführen. In Abb. 14.2 ist das Transmissionsspektrum der Iod-Zelle (rot) und ein (berechnetes) atmosphärisches Rückstreuenspektrum (blau) dargestellt. Die schraffierte Fläche

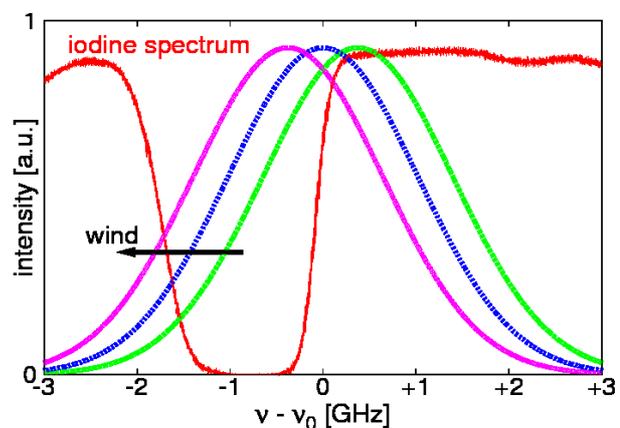


Abb. 14.1: Verschiebung des Rückstreuenspektrums auf Grund verschieden hoher Windgeschwindigkeiten. Zum Vergleich ist das Transmissionsspektrum molekularen Iods bei 532 nm gezeigt.

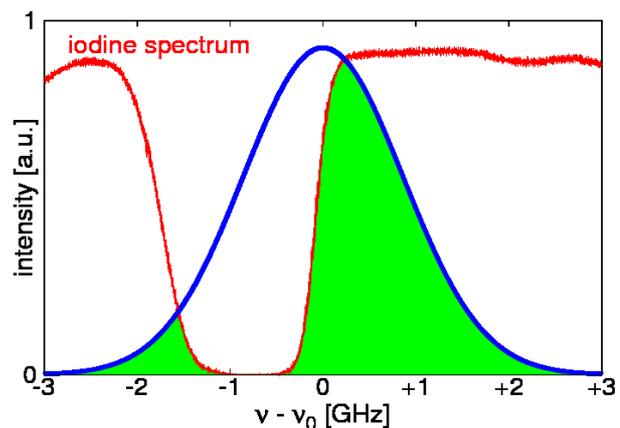


Abb. 14.2: Faltung von rückgestreutem Spektrum und Iod-Spektrum bei $\lambda = 532 \text{ nm}$: das detektierte Signal ist proportional zur schraffierten Fläche.

ist proportional zum hinter der Iod-Dampfzelle gemessenen Signal. Verschiebt sich das Rückstreuungsspektrum, ändert sich die Fläche und folglich das Messsignal.

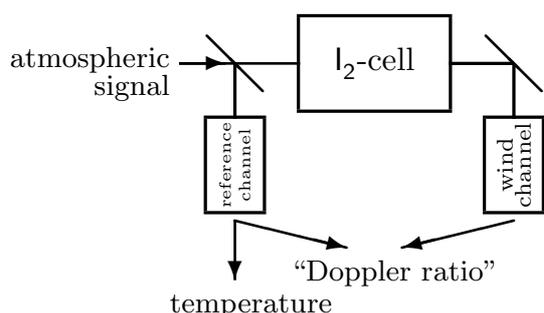


Abb. 14.3: Messprinzip zur Bestimmung des Doppler-Verhältnisses: das aus der Atmosphäre empfangene Signal wird in zwei Kanälen nachgewiesen.

Bei der Berechnung des Verhältnisses beider Kanäle muss beachtet werden, dass beide Kanäle verschieden empfindlich auf Lichteinfall reagieren könnten. Dieser Umstand wird berücksichtigt, indem beide Detektoren zeitweise mit einer Lichtquelle beleuchtet werden, deren Frequenz absolut stabil ist. Dadurch können beide Kanäle kalibriert werden.

Weiterhin wird die Frequenz des ausgesendeten Lichts überwacht, um die notwendige Stabilität zu gewährleisten. Das geschieht mit einem weiteren Iod-Spektrometer, das eine relative Frequenzmessung für einzelne Laserpulse erlaubt. Obwohl große Anstrengungen unternommen werden, die Frequenz der Leistungslaser zu stabilisieren, lassen sich geringe Frequenzablagen (wenige MHz) nicht vermeiden. Mit dem Pulsspektrometer lassen sich diese Abweichungen messen und können bei der Bestimmung der Windgeschwindigkeit berücksichtigt werden.

Ergebnisse

Ein Beispiel für Windmessungen mit DoRIS ist in Abb. 14.4 gezeigt. Diese Messung wurde erstmals ohne Bezug auf eine externe Referenz analysiert. Alleine durch die vor Ort durchgeführten Kalibrationsmessungen konnte die absolute Windgeschwindigkeit bestimmt werden. Die gemessenen Höhenprofile für Temperatur, Vertikal- und Meridionalwind stimmen gut mit Modellergebnissen des ECMWF überein. Sowohl der sehr geringe, mit der Höhe quasi konstante, Vertikalwind (Mitte) wird gut wieder gegeben, als auch der ungewöhnlich große Meridionalwind (rechts). Vor allem die über den weiten Höhenbereich gute Übereinstimmung beim Vertikalwind verdeutlicht die Güte der gemessenen Windgeschwindigkeiten. Ein unabhängiger Beleg für die Qualität der Lidarmessungen ist der Vergleich zu den Windmessungen mit dem Meteorradar des IAP in Andenes am oberen Rand des Höhenprofils.

Die Lidar- und Radarmessungen des IAP ergänzen sich optimal, wodurch weltweit einmalig ein durchgehendes Windprofil in der mittleren Atmosphäre bestimmt werden kann.

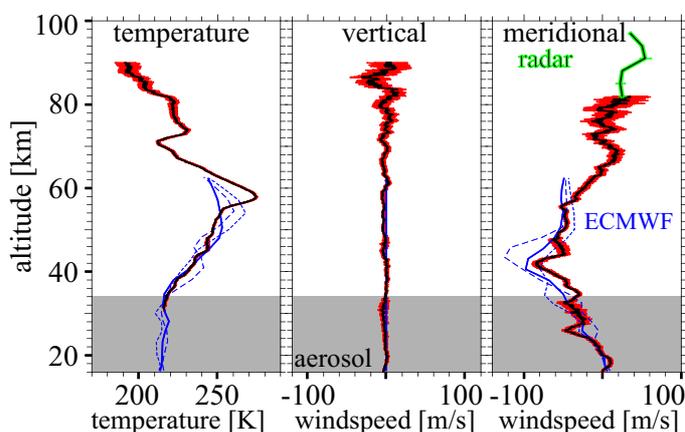


Abb. 14.4: Temperatur- und Windprofile, gemessen mit dem ALOMAR RMR-Lidar (schwarz/rot) am 17. Januar 2009, zwischen 17 und 18 Uhr. Zum Vergleich sind Ergebnisse eines Wettervorhersagemodells (blau) sowie des Meteorradars des IAP (schwarz/grün) dargestellt.

15 Ballongetragene Turbulenzmessungen in der Stratosphäre mit LITOS

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

Die Stratosphäre ist aufgrund ihres überwiegend positiven Temperaturgradienten typischerweise stabil geschichtet. Trotzdem findet in diesem Höhenbereich - wenn auch in geringerem Maße als in der Mesosphäre - Brechung von Schwerewellen statt. Bei der Brechung der Wellen entstehen immer kleinere Strukturen im Wind- und Temperaturfeld, bis hin zu sog. Turbulenzzellen. Stratosphärische Turbulenz ist durch räumliche Strukturen von wenigen Zentimetern gekennzeichnet, während Schwerewellen typische vertikale Wellenlängen von einigen hundert Metern ausbilden. Ein repräsentatives Turbulenzspektrum für die Stratosphäre ist in Abb. 15.1 dargestellt.

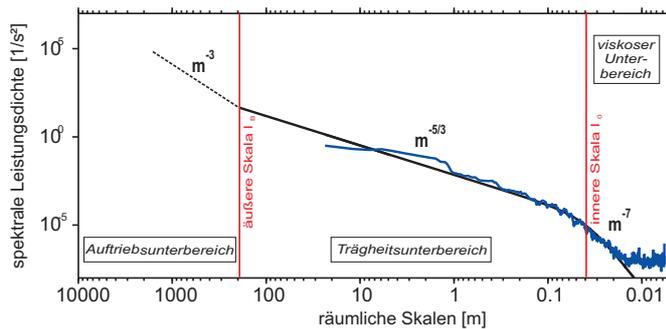


Abb. 15.1: Theoretisches Turbulenzspektrum (schwarze Linie) mit typischen Werten der inneren und äußeren Skala für eine Höhe von 16 km. Das von LITOS gemessene Spektrum (blau) entspricht dem charakteristischen Verlauf im Trägheits- und viskosen Unterbereich.

sphäre beeinflusst, d.h. durch die Dissipation der Wellenenergie. Da nur wenige Messverfahren für Turbulenzmessungen in der Stratosphäre zur Verfügung stehen, ist das Wissen über die Stärke, Häufigkeit und Ausdehnung der Turbulenz in diesem Höhenbereich noch sehr begrenzt.

Ballonmessungen bilden die einzige Möglichkeit, um in der Stratosphäre Strukturen von wenigen Zentimetern Ausdehnung, und damit die innere Skala l_0 und die Energiedissipationsrate ε zu erfassen. Am IAP wurde eine neuartige Ballonnutzlast (LITOS) entwickelt, mit der wir kleinste Schwankungen des Windes bis in die mittlere Stratosphäre (35 km) messen können. Die weltweit einzigartige Auflösung von 2,5 mm ermöglicht es, das turbulente Spektrum bis in den viskosen Bereich abzutasten. Damit kann erstmals, ein detailliertes Höhenprofil der Energiedissipationsrate für die Stratosphäre erstellt werden. Von besonderem Interesse ist hierbei der Zusammenhang zwischen ε und speziellen geophysikalischen Situationen wie z. B. dem Brechen von Schwerewellen.

Für die Turbulenzmessung mit Ballons nutzen wir aus, dass sich der Ballon mit der umgebenden Luftströmung mitbewegt. Windscherungen in der Atmosphäre sorgen dafür, dass in Höhe der Gondel jeweils eine etwas andere Windgeschwindigkeit herrscht als in der Höhe des Ballons. Diese kleine Winddifferenz lässt sich mit großer Präzision messen. Bei unserem Instrument werden die Winddifferenzen mit einem Konstant-Temperatur-Anemometer bestimmt. Das Messprinzip des Anemometers beruht auf dem Effekt der Kühlung eines beheizten Drahtes durch den umgebenden Luftstrom. Der Draht wird dabei auf

Das Spektrum ist in Unterbereiche eingeteilt, die jeweils durch einen bestimmten Gradienten der vertikalen Wellenzahl m gekennzeichnet sind. Der Übergang zwischen dem Trägheitsunterbereich und dem viskosen Unterbereich definiert die sog. innere Skala l_0 . Mit Hilfe von l_0 und der kinematischen Viskosität ν ist es möglich, die Energiedissipationsrate ε auszurechnen, die angibt, wieviel Energie in Wärme umgewandelt wird. Im Mittel ist ε in der Stratosphäre deutlich geringer als z.B. in der Mesosphäre. Dennoch wird der Energietransport von der Troposphäre in die Mesosphäre durch das Brechen der Schwerewellen in der Strato-



Abb. 15.2: Am IAP entwickelte Nutzlast LITOS kurz nach dem Start in Kühlungsborn.

einer konstanten Temperatur von 240°C gehalten. Eine Änderung der Windgeschwindigkeit würde die Temperatur des Drahtes und damit seinen Widerstand ändern. Durch eine elektronische Regelung wird diese Änderung wieder ausgeglichen und die Regelspannung als Messsignal ausgegeben, welche damit direkt von der Windgeschwindigkeit abhängt. Das Signal wird mit einer Frequenz von 2000 Hz abgetastet, woraus sich bei einer durchschnittlichen Aufstiegsrate des Ballons von 5 m/s die vertikale Auflösung von $2,5\text{ mm}$ ergibt.

Abb. 15.2 zeigt die neue Nutzlast LITOS kurz nach dem Start in Kühlungsborn. Das Konstant-Temperatur-Anemometer wurde in eine Styroporbox mit einer Seitenlänge von 35 cm integriert. Zusammen mit der Elektronik für die Telemetrie und die Ortung wiegt die Nutzlast weniger als 5 kg und kann damit von jeder beliebigen Radiosondenstation gestartet werden. Seit 2007 haben wir mehrere erfolgreiche Ballonaufstiege in Kühlungsborn und in Kiruna (Nordschweden) durchgeführt. Im Folgenden werden Ergebnisse des Fluges vom 8. Oktober 2008 im Rahmen der BEXUS-6-Kampagne in Kiruna gezeigt.

In der überwiegend nicht-turbulenten Stratosphäre detektierten wir bei diesem Flug zahlreiche dünne turbulente Schichten mit einer vertikalen Ausdehnung von 20 m bis 100 m , vereinzelt bis 500 m . Ein Beispiel für zwei turbulente Schichten ist in Abb. 15.3 gezeigt. Man erkennt die sehr starken Signalfuktuationen in den Höhenbereichen von 16300 bis 16410 m und 16450 bis 16540 m und die jeweils sehr scharfe Abgrenzung zu den nicht-turbulenten Bereichen. Das Spektrum für den unteren turbulenten Bereich ist in Abb. 15.1 eingezeichnet. Es zeigt einen Gradienten der vertikalen Wellenzahl von $m^{-5/3}$ zwischen $\sim 5\text{ m}$ und $0,08\text{ m}$ und einen Gradienten von m^{-7} zwischen $0,03\text{ m}$ und $0,015\text{ m}$. Dieser Verlauf ist, wie anfangs erwähnt, kennzeichnend für den Trägheitsunterbereich und den viskosen Unterbereich des turbulenten Spektrums. Bei Skalen kleiner als $0,015\text{ m}$ ist das Rauschniveau unseres Instrumentes zu erkennen. Für den BEXUS-6-Flug wurde die innere Skala l_0 des Spektrums mit Hilfe eines theoretischen Modells bestimmt. Aus dem zeitgleich gemessenen Profil von Temperatur und Luftdichte wurde die kinematische Viskosität ν und anschließend die Energiedissipationsrate ε ausgerechnet. In Abb. 15.3 sind die Werte für l_0 und ε zusammen mit den gemessenen Signalfuktuationen im Höhenbereich von $16,3\text{ km}$ bis $16,6\text{ km}$ dargestellt.

Innerhalb der turbulenten Schichten können die Werte der inneren Skala erheblich variieren. Dies spiegelt sich auch in den berechneten Energiedissipationsraten wieder. Darüber hinaus zeigen die Ergebnisse, dass große Signalfuktuationen (d.h. Fluktuationen in der Windgeschwindigkeit) nicht gleichzusetzen sind mit einer gesteigerten Umwandlungsrate der Energie in Wärme.

Um zukünftig eine Klimatologie der Energiedissipationsrate für die Stratosphäre zu erhalten, sind weitere Ballonaufstiege für Kühlungsborn geplant. Dabei soll auch die Stärke, Häufigkeit und Ausdehnung der Turbulenz im Zusammenhang mit dem Brechen von Schwerewellen genauer untersucht werden.

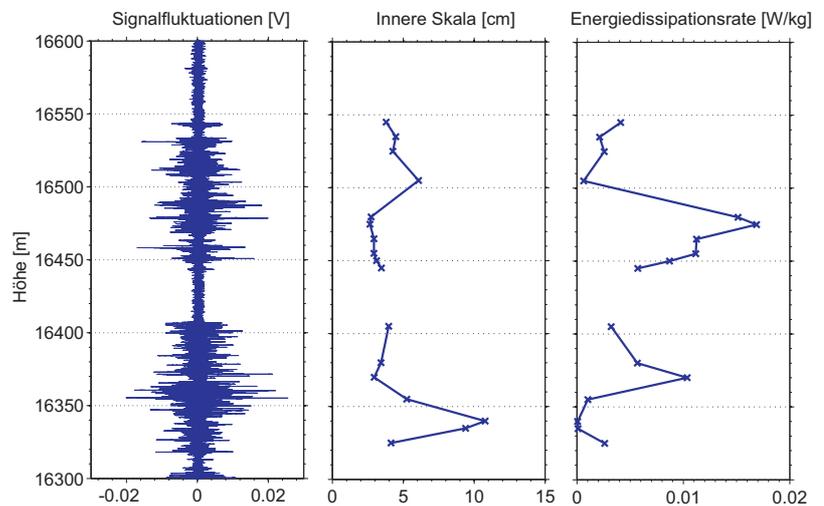


Abb. 15.3: Die gemessenen Signalfuktuationen des Fluges vom 8. Oktober 2008 zusammen mit der inneren Skala l_0 sowie den berechneten Energiedissipationsraten ε für den Höhenbereich von $16,3\text{ km}$ bis $16,6\text{ km}$. Die kinematische Viskosität beträgt $\nu \approx 9 \times 10^{-5}\text{ m}^2/\text{s}$.

16 MISI: das neue Mikrowellenspektrometer zu Messung von Wasserdampfprofilen über Kühlungsborn

(F.-J. Lübken, M. Priester)

Die Konzentration von Wasserdampf in der mittleren Atmosphäre hat für die am IAP verfolgten wissenschaftlichen Ziele eine große Bedeutung. Dies betrifft z. B. die als NLC und PMSE bekannten Eisteilchen, die aus Wasserdampf kondensieren und die einen wichtigen Forschungsschwerpunkt am IAP darstellen. Man kann die Ursachen für jährliche und dekadische Variationen von NLC-Parametern erst dann schlüssig ergründen, wenn die entsprechenden Veränderungen in der Konzentration von Wasserdampf bekannt sind. Warum ist z. B. die Häufigkeit von NLC über Kühlungsborn in 2009 soviel größer als in 2008, obwohl die Temperaturen in der oberen Mesosphäre praktisch gleich sind und die meridionalen Winde keine verstärkte Drift von Eiswolken aus polaren Breiten erkennen lassen? Die naheliegende Vermutung liegt in einer erhöhten Konzentration von Wasserdampf. Leider gibt es diesbezüglich kaum Messungen.

Zwar spielt H_2O im Vergleich zur Temperatur für den Sättigungsdampfdruck eine untergeordnete Rolle und hat somit kaum Einfluss auf die Übersättigung. Jedoch bestimmt die Menge an Wasserdampf, die für die Bildung von Eisteilchen verfügbar ist, die Größe der Eisteilchen und damit (wegen der r^6 -Abhängigkeit des Streuquerschnitts) ganz entscheidend die Sichtbarkeit und Nachweisbarkeit von NLC. Wasserdampf spielt auch zur Verifikation von Chemie/Transport-Modellen eine wichtige Rolle, da die Konzentration sowohl von photochemischen Prozessen (z. B. Erzeugung durch Oxidation von Methan und Zerstörung durch Photodissoziation durch $\text{Ly}\alpha$) als auch vom Transport aus der unteren Atmosphäre bestimmt wird.

Das Max-Planck-Institut für Sonnensystemforschung in Lindau betreibt seit ca. 10 Jahren auf ALOMAR ein Mikrowellenspektrometer zur Bestimmung von Wasserdampfprofilen bis zu einer Höhe von ca. 80 km, bei einer Integration über mehrere Tage. Im Rahmen des Schwerpunktprogramms CAUSES wurde dieses Gerät im Jahre 2008 durch ein neuartiges Instrument ersetzt, welches aufgrund einer wesentlich besseren Empfindlichkeit in der Lage ist, H_2O -Profile bis ca. 85 km innerhalb weniger Stunden zu messen. Das IAP hat ein praktisch baugleiches Instrument angeschafft. Dieses Gerät wurde im Herbst 2009 in Kühlungsborn installiert und wird MISI genannt (MICrowave Spectrometer at IAP). Die hier dargestellten Eigenschaften von MISI beruhen im wesentlichen auf der Beschreibung des ALOMAR-Instruments durch *Hallgren et al.* [2009].

Das Spektrometer detektiert einen Rotationsübergang von Wasserdampf bei 22 GHz und vermisst die spektrale Form des Signals. Da die spektrale Breite bis zu einer Höhe von 85 km durch Stöße mit Molekülen der Hintergrundatmosphäre bestimmt wird, kann man aus dem breiten (bzw. schmalen) Teil des Spektrums die Konzentration in niedrigen (bzw. großen) Höhen ableiten.

Das Instrument besteht aus einer Empfangsantenne, einer Verstärker- und Mischereinheit sowie einem Spektrometer. Das Eingangssignal wird durch einen OMT (ortho mode transducer) in die horizontale und vertikale Polarisation auf-

gespalten, wodurch die insgesamt nachweisbare Signalstärke fast verdoppelt wird. Wie in der Mikrowellen-Radiometrie üblich, werden Strahlungsleistungen im Folgenden als äquivalente Temperatur angegeben. Dies beruht darauf, dass bei großen Wellenlängen (genauer: $h \cdot \nu \ll k \cdot T$) die Planck-Funktion der Hohlraumstrahlung in die Rayleigh-Jeans-Näherung übergeht, bei der die



Abb. 16.1: Aufnahme des neuen Mikrowellenspektrometers des IAP am Standort in Kühlungsborn.

gemessene Intensität bei fester Frequenz proportional zur Temperatur ist. Diese Näherung gilt sehr gut für cm-Wellen, also z. B. für die Wellenlänge unseres Spektrometers ($\lambda \sim 1,5$ cm).

Zur Kalibrierung der Intensitätsmessung wird die Antenne zwischen den Atmosphärenmessungen mit den Strahlungen von zwei Hohlraumstrahlern bei festen Temperaturen (50 K und 120 K) gespeist. Die Besonderheit des Instruments besteht darin, dass sich die Empfangsantenne, der OMT sowie die erste Verstärkerstufe (HEMT-Verstärker: high electron mobility transistor) innerhalb des auf 30 Kelvin gekühlten Dewars befinden, sodass die Rauschtemperatur auf nur 32-34 K reduziert wird. Dies stellt im Vergleich zur bisherigen Version eine erhebliche Verbesserung dar.

Abbildung 16.1 zeigt das neue Instrument in Kühlungsborn kurz nach der Installation. Man erkennt deutlich einen der ellipsenförmigen Spiegel, den Dewar (mit den beiden Einkoppelfenstern) sowie das Gestell für Computer etc. Das schwarze Fenster nach draußen besteht aus Plastazote, welches für Mikrowellenstrahlung transparent ist, andererseits das Eindringen von Regenwasser etc. verhindert.

Am 16. Oktober 2009 wurde das erste Wasserdampfprofil überhaupt in Kühlungsborn gemessen (siehe Abb. 16.2). Das Signal wurde über einen Zeitraum von nur 8 Stunden aufsummiert. Für die Qualität der Messung spricht, dass es praktisch keine systematischen Abweichungen zwischen gemessenem Signal und Fit gibt. Im rechten Teil der Abbildung ist das abgeleitete Wasserdampfprofil dargestellt. Man erkennt deutlich die beiden Maxima in ca. 40 km und ca. 60 km Höhe, die vermutlich auf die Erzeugung von Wasserdampf durch die Oxidation von Methan, bzw. durch autokatalytische Prozesse hervorgerufen werden. Im Vergleich zu Satellitenmessungen erscheinen die Konzentrationen etwas zu niedrig. Zurzeit wird untersucht, worin diese Abweichungen zurückzuführen sein könnten.

Mit dem neuen Wasserdampfspektrometer steht dem IAP ein neues Instrument zur Verfügung, welches sich hervorragend in die vorhandene Infrastruktur einfügt und das Spektrum der experimentellen und theoretischen Möglichkeiten zur Untersuchung der Stratosphäre und Mesosphäre erheblich erweitert.

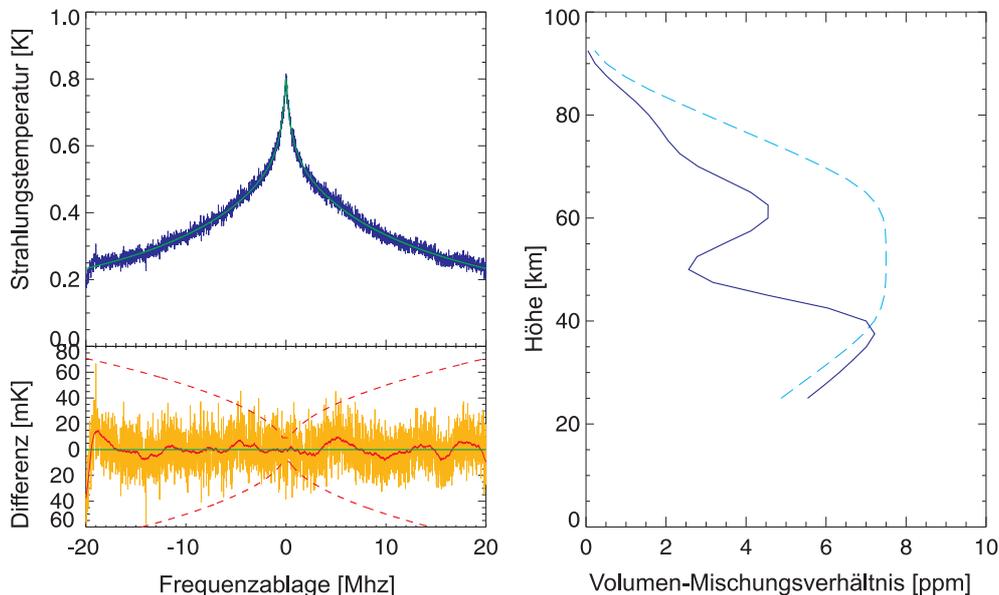


Abb. 16.2: Diese Abbildung zeigt das am 16. Oktober 2009 gemessene Wasserdampf-Profil, das erste in Kühlungsborn überhaupt. Links oben: gemessenes Spektrum nach Abzug des Untergrunds (blau) und Fit eines theoretischen Spektrums (grün). Links unten: Differenz zwischen Messung und Fit. Rechts: aus dem Spektrum abgeleitetes Wasserdampf-Profil (durchgezogene Linie) und a-priori-Profil (gestrichelt).

17 Solarer Zyklus und die Wasserdampfverteilung in der MLT-Region

(G. R. Sonnemann, M. Grygalashvily, U. Berger)

Wasserdampf ist in der MLT-Region ein Schlüsselkonstituent. Die Begründung dieser Aussage ist vielfältig und kann hier nicht allumfassend vertieft werden. Insbesondere aber ist Wasserdampf eine Voraussetzung zur Bildung von Eisteilchen im Mesopausenbereich, welche als NLCs oder als PMSEs beobachtet und gemessen werden können. Die Häufigkeit des Auftretens und die Helligkeit von NLCs werden seit ihrem ersten beobachteten Erscheinen im Jahre 1883 mehr oder anfänglich minder genau registriert. Zur Bewertung langer Beobachtungsreihen von NLCs oder PMSEs ist neben dem Temperaturtrend auch die Kenntnis von Wasserdampftrends erforderlich.

Die Wasserdampfkonzentration in der MLT-Region wird sowohl durch den advektiven und diffusiven Transport als auch durch chemische Prozesse bestimmt. Vor allem oberhalb der mittleren Mesosphäre wird Wasserdampf durch Photolyse, im Wesentlichen durch die Ly_α -Strahlung, abgebaut, welche mit dem solaren Aktivitätszyklus von Minimum zum Maximum etwa um den Faktor 2 variieren kann. Dies spiegelt sich in der Variation des Wasserdampfmischungsverhältnisses wider. Die Stärke der Variation ist jedoch auf Grund der Absorption der Ly_α -Strahlung durch O_2 und durch variable Transportprozesse sehr höhenabhängig. Eine entscheidende Größe hierbei ist der vertikale Wind der nicht nur einen ausgeprägten Jahresgang besitzt, im Sommer aufwärts und im Winter abwärts gerichtet ist, sondern in seiner Stärke beachtliche Jahr-zu-Jahr Variationen aufweist, die wiederum mit dem Solarzyklus zusammenhängen können, aber vornehmlich aus tieferen Schichten gesteuert werden und somit klimatische Variationen der mittleren Atmosphäre darstellen. Daneben gibt es einen Trend im stratosphärischen Wasserdampf, der sich in die MLT-Region durchpaust. Dieser Trend hat einerseits zur Ursache, dass die Methankonzentration (CH_4) einen anthropogenen Trend aufweist. Ein Methanmolekül wird im Wesentlichen in der Stratosphäre zu zwei Wasserdampfmolekülen oxidiert. Andererseits unterliegen die Austauschprozesse zwischen Troposphäre und Stratosphäre langfristigen Variationen, die allerdings mit unseren Modellen nicht berechnet werden können.

Um den Einfluss des anthropogenen Anstiegs von Methan, aber auch von N_2O und CO_2 , auf das Wasserdampfmischungsverhältnis von dem Einfluss der Variation der Ly_α -Strahlung und einer natürlichen Variationen der Winde zu separieren, führten wir mehrere Modellexperimente auf der Basis des globalen 3D-Modells LIMA durch. Der Vorteil dieses Modells besteht darin, dass es reale ECMWF-Daten (horizontale Winde, Temperatur und Druck) bis 35 km Höhe assimiliert und somit für die übergelagerten Schichten eine weitgehend reale Dynamik im Modell erzeugt. Aus vorhergehenden Modellrechnungen eines 120-Jahrelaufs auf der Basis des Modells COMMA-IAP hatte sich gezeigt, dass mit dem Anstieg der Methankonzentration auch die Wasserdampfkonzentration moduliert durch die Ly_α -Strahlung anstieg. Dieses Ergebnis stand aber für die letzten solaren Zyklen, für die es auch Wasserdampfmessungen gab, nicht im Detail im Einklang mit den mesosphärischen Messungen. Wir untersuchten deshalb 3 Fälle: Fall 1 (grüne Linie in den Abbildungen) verwendet dabei die jährliche Variation der von LIMA entsprechend dem letzten Solarminimum berechneten Dynamik, welche für alle Jahre des Modelllaufs verwendet wird. Die Konzentration der anthropogenen Spurenstoffe stieg entsprechend gemessener Zuwachsraten an. Dieser Fall korrespondiert zu dem COMMA-IAP Modelllauf. Der Fall 2 (blaue Linie) steht für keine Berücksichtigung des anthropogenen Anstiegs der Spurenstoffe, aber hier geht die variable Dynamik so wie sie durch LIMA berechnet wurde in den Modelllauf ein. Der Fall 3 berücksichtigt schließlich sowohl den Anstieg der Spurenstoffe als auch die natürliche Variation der Dynamik. In allen drei Fällen variiert die Ly_α -Strahlung entsprechend realer Messungen.

Wir präsentieren im Folgenden beispielhaft Ergebnisse für die geographischen Breiten von ALOMAR (68,75°N) und Kühlungsborn (53,75°N). Abb. 17.1a und Abb. 17.1b zeigen die Wasserdampfmischungsverhältnisse in ALOMAR und Kühlungsborn in 87 km Höhe gemittelt über den Zeitraum vom 1. Juni bis 31. August für die Jahre 1961 bis 2008. Der Trend in der Dynamik

kompensiert für die letzten drei Zyklen besonders in Kühlungsborn den anthropogenen Anstieg der Wasserdampfkonzentration, während ohne Berücksichtigung des Anstiegs der Spurenstoffe die Wasserdampfkonzentration sogar beachtlich abnähme. Der Einfluss der internen Dynamik ist offensichtlich, wenn man auf die Variationen von Jahr zu Jahr schaut, die nur zum geringsten Teil aus der Variation der Ly_α -Strahlung erklärt werden können.

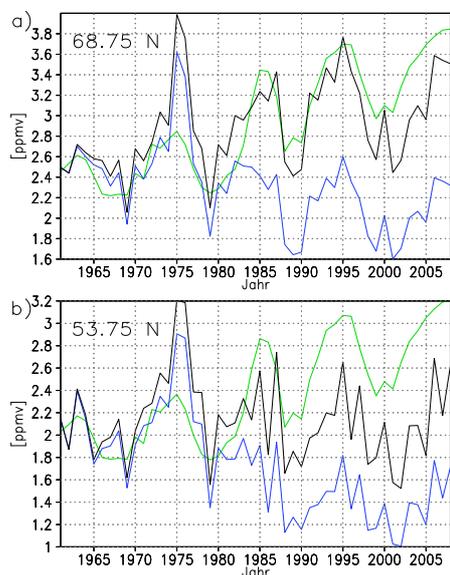


Abb. 17.1: Wasserdampfmischungsverhältnisse in 87 km Höhe in ALOMAR (oben) und Kühlungsborn (unten) gemittelt 1. Juni bis 31. August. Grün: konstante jährliche Variation der dynamischen Parameter und anthropogener Anstieg von Methan und anderer Spurenstoffe. Blau: reale Modelldynamik, aber konstantes Mischungsverhältnis der Spurenstoffe. Schwarz: Realfall mit Anstieg der Spurenstoffe und realer Modelldynamik. Die Ly_α -Strahlung entspricht jeweils den Messungen.

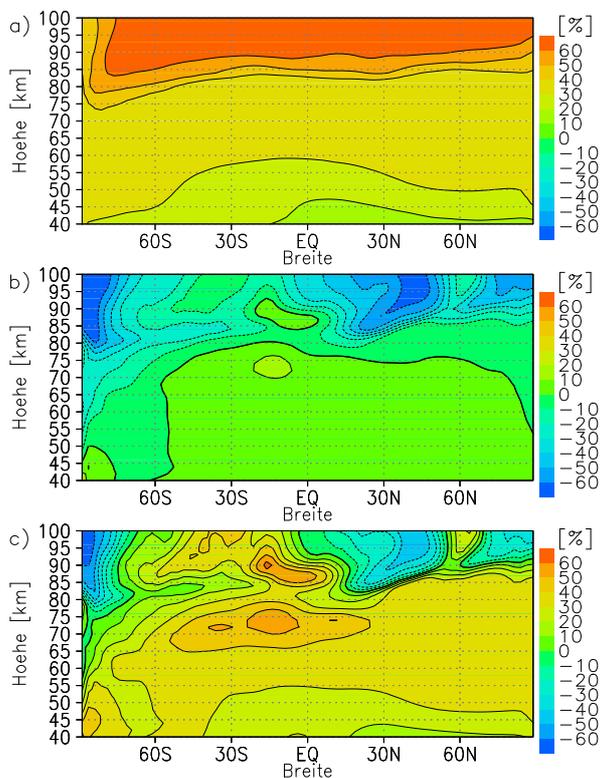


Abb. 17.2: Höhen-Breitenschnitt der relativen Abweichungen des Wasserdampfmischungsverhältnisses in % zwischen den Jahren 2008 und 1964 entsprechend der drei in Abb. 17.1a bis 17.1c beschriebenen Fälle. 1964 ist das Bezugsjahr.

Abb. 17.2a-c zeigen die relativen Abweichungen des Wasserdampfmischungsverhältnisses entsprechend der Formel $V_R = 100\% \cdot (H_2O_{2008} - H_2O_{1964}) / H_2O_{1964}$ für die drei zuvor beschriebenen Fälle wieder über die Sommermonate gemittelt. Die Jahre 1964 und 2008 entsprechen Jahren des solaren Aktivitätsminimums. Die Höhen-Breitenschnitte demonstrieren, dass die relativen Abweichungen sowohl von der Höhe als auch von der geografischen Breite abhängen. Interessant ist hierbei, dass ohne Berücksichtigung der Dynamik (Abb. 17.2a) die Werte auf Grund einer positiven Rückkopplung in der Chemie mit der Höhe zunehmen. Diese Rückkopplung besteht darin, dass mit der Erhöhung der Wasserdampfkonzentration auch die Konzentration des OH-Radikals durch die Photolyse von Wasserdampf bedingt ansteigt, welches den molekularen Wasserstoff zu Wasserdampf oxidiert. Damit steigt das Wasserdampfmischungsverhältnis auf Kosten des molekularen Wasserstoffs an, dessen Mischungsverhältnis relativ zu den Werten tieferer Schichten geringer anwächst. Genau dieses inverse Verhalten zeigen die Rechnungen. Die Dynamik allein (Abb. 17.2b) bewirkt im Mesopausenbereich eine Abnahme der Werte, so dass es real (Abb. 17.2c) zu einem komplizierten Verhalten kommt, wobei sich in der sommerlichen Mesopausenregion hoher Breiten beide Effekte teilweise kompensieren, was durch den Verlauf der Nulllinie angezeigt wird.

18 Internationale Leibniz Graduiertenschule für Schwerewellen und Turbulenz in der Atmosphäre und im Ozean

(F.-J. Lübken, E. Becker, M. Rapp, M. Gerding, A. Theuerkauf, P. Hoffmann, M. Placke, S. Brune, U. Schaefer-Rolffs)

Die Institute der Leibniz-Gemeinschaft erhalten einen Teil der Erhöhungen der institutionellen Förderung im Wettbewerbsverfahren (Stichwort „Pakt für Forschung“). Das Verfahren zur Bewertung und Empfehlung von Projekten wird vom Senatsausschuss Wettbewerb (SAW) der WGL geleitet. Im Rahmen dieses Verfahrens wurde auf Antrag des IAP im Jahre 2008 das Graduiertenkolleg „International Leibniz Graduate School for Gravity Waves and Turbulence in the Atmosphere and Ocean“ (ILWAO) eingerichtet (Laufzeit: bis 2011). An der Graduiertenschule sind außer dem IAP drei weitere Forschungseinrichtungen aus Mecklenburg-Vorpommern beteiligt (siehe Abb. 18.1). Neben den insgesamt 8 neu angestellten Doktoranden arbeiten eine Reihe von fest angestellten Wissenschaftlern an der wissenschaftlichen Problematik von ILWAO.

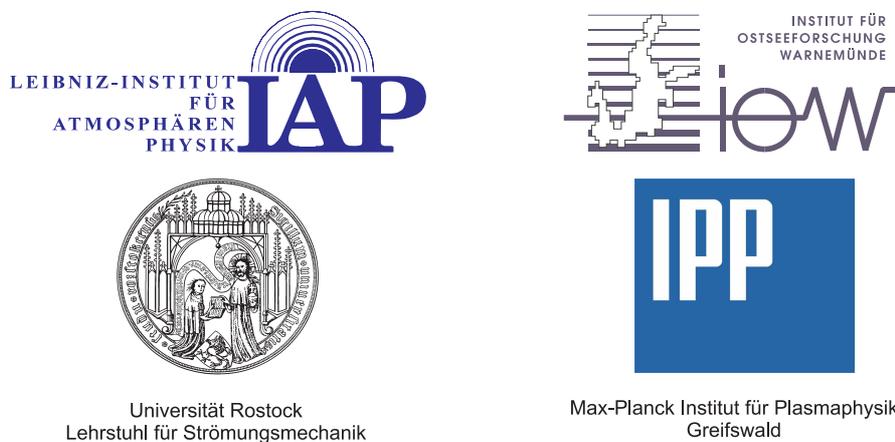


Abb. 18.1: Die an der Graduiertenschule beteiligten Forschungseinrichtungen.

Schwerewellen und Turbulenz spielen für die Atmosphärenphysik und Ozeanographie eine entscheidende Rolle, da sie ganz wesentlich die relevanten Erhaltungsgrößen, wie z. B. Energie, Impuls und Spurengaskonzentrationen, beeinflussen. Da sich Schwerewellen über große Entfernungen ausbreiten können, stellen sie außerdem einen der wichtigsten Kopplungsmechanismen in der Atmosphäre und im Ozean dar. Die Bedeutung von Schwerewellen und Turbulenz für das Verständnis der Atmosphäre zeigt sich zum Beispiel am ungewöhnlichen Jahresgang der Temperatur in der polaren Mesopausenregion („kalt“ im Sommer, „warm“ im Winter). Diese drastische Abweichung vom Strahlungsgleichgewicht ist praktisch ausschließlich auf den Einfluss von Wellen und Turbulenz zurückzuführen. Schwerewellen werden in den unteren Schichten erzeugt, breiten sich nach oben aus und brechen in der oberen Atmosphäre, wobei sie Turbulenz erzeugen. Leider ist unser Verständnis nahezu aller beteiligten Prozesse unzureichend. In den letzten Jahren sind deutliche Fortschritte bei den Messungen von Schwerewellen und Turbulenz

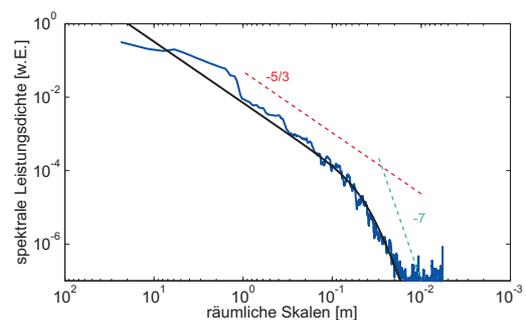


Abb. 18.2: Ballonmessungen von Turbulenz in der Stratosphäre: Spektrum von Windfluktuationen in einer turbulenten Schicht zwischen 16,345 und 16,365 km Höhe. Das gemessene Spektrum (blau) wird sehr schön durch ein theoretisches Spektrum beschrieben (schwarz), welches einen Anteil mit einer Steigung von $m^{-5/3}$ (rot) und m^{-7} (grün) beinhaltet. Die turbulente Energiedissipationsrate beträgt in diesem Fall 4,35 mW/kg.

sowie bei deren Modellierung zu verzeichnen. So ist es z. B. am IAP gelungen, die weltweit ersten Schwerewellen-Messungen mit Lidars von der Troposphäre bis ca. 120 km durchzuführen. Außerdem werden am IAP seit 2007 ballongetragene Turbulenzmessungen in der Troposphäre und Stratosphäre mit bisher nicht erreichter zeitlicher (und damit räumlicher) Auflösung durchgeführt. Von 2007 bis 2009 fanden insgesamt 3 Flüge von Kühlungsborn und 2 Flüge von Kiruna statt (siehe auch Kap. 15). In Abb. 18.2 ist das Spektrum von Windfluktuationen in einer turbulenten Schicht zwischen 16,345 km und 16,365 km Höhe während des Fluges vom 8. Oktober 2008 in Kiruna gezeigt. Das gemessene Spektrum wird sehr schön durch einen theoretischen Fit beschrieben. Die zuverlässige Ableitung quantitativer Resultate ist nur aufgrund der hohen räumlichen Auflösung von bis zu einigen Millimetern möglich.

Schwerewellen werden auch aus kontinuierlichen Messungen mit den VHF-, MF- und Meteorradars des IAP abgeleitet (siehe auch Kap. 22 und 23). Abb. 18.3 zeigt den mittleren Jahresgang der Aktivität kurz-periodischer Schwerewellen im Vergleich zum Zonalwind. Man erkennt ein ausgeprägtes Minimum im Frühjahr und ein deutliches Maximum im Sommer in Höhen von etwa 87-91 km, in der auch die Umkehr der zonalen Winde von Ost nach West auftritt.

Die experimentellen Untersuchungen werden durch theoretische Studien über Wellen und Turbulenz und durch hochaufgelöste Modellrechnungen zu deren Einfluss auf die globale Zirkulation begleitet. In theoretischen Untersuchungen auf Basis des Zirkulationsmodells KMCM wurde das atmosphärische Makroturbulenzspektrum von der Troposphäre bis zur Mesopausenregion bei sehr hoher Auflösung analysiert (siehe Kap. 37 und 38). Abbildung 18.4 zeigt den charakteristischen Übergang des Energiespektrums von der Tropo- zur Stratosphäre von ca. 10–15 km. Dies spiegelt die nur in der Troposphäre vorhandene barokline Instabilität wider. In der oberen Troposphäre wird der mesoskalige Anteil (Wellenlängen kleiner als ca. 500 km) simuliert, der dem beobachteten $n^{-5/3}$ -Gesetz folgt und weitgehend den dynamischen Schwerewellenquellen entspricht. Wesentlich für dieses Ergebnis war u. a. eine Weiterentwicklung des Turbulenzmodells.

Im Weltozean und in der Ostsee kann die großskalige meridionale Zirkulation nur durch mittlere vertikale Mischungskoeffizienten erklärt werden, die viel größer sind als typische Messwerte. Hierbei spielen interne Schwerewellen und deren sukzessives Zerfallen in Turbulenz vermutlich eine wesentliche Rolle. Am IOW werden deshalb erstmals räumlich hochaufgelöste Turbulenz-, Strömungs- und Dichtemessungen in einer dichtegetriebenen Bodenströmung durchgeführt. Am LSM der Universität Rostock werden Untersuchungen im Strömungskanal durchgeführt, um unter kontrollierten Bedingungen Einzelheiten zum Übergang Welle/Turbulenz studieren zu können. Turbulenz-ähnliche Strukturen, die man gelegentlich im Plasma der unteren Thermosphäre beobachtet, werden am IPP in Greifswald analysiert.

Im Rahmen von ILWAO werden teilweise einzigartige Messungen und Modellrechnungen durchgeführt. Schwerewellen und Turbulenz spielen wegen ihrer Rolle als Kopplungsmechanismus auch für Klimafragen eine wichtige Rolle. Neben den wissenschaftlichen Arbeiten werden im Rahmen der Graduiertenschule gemeinsame Lehrveranstaltungen durchgeführt. Diese sind eingebettet in den Studienschwerpunkt „Physics of Atmosphere and Ocean“, der im neuen Studiengang „Master of Science in Physics“ am Physikalischen Institut der Universität Rostock eingerichtet wurde.

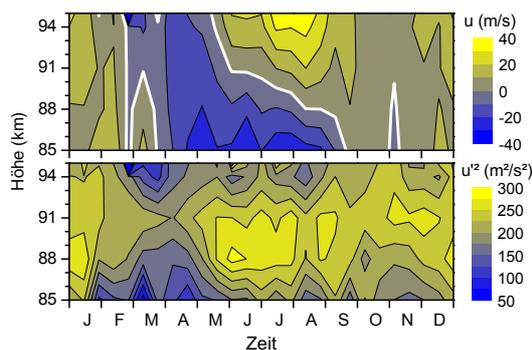


Abb. 18.3: Radarmessungen der Schwerewellenaktivität in der Mesosphäre (unten) im Vergleich zum Zonalwind (oben) nach Beobachtungen mit dem Meteorradar in Andenes.

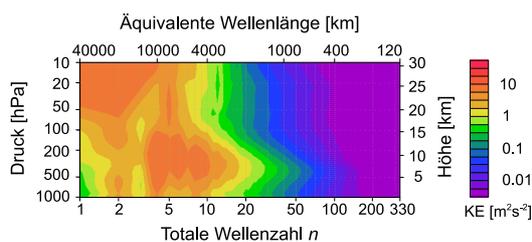


Abb. 18.4: Spektrum der kinetischen Energie pro Masse (KE) bezüglich der horizontalen Wellenzahl (n).

19 Die Radar-Systeme des IAP

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

Die Radarexperimente des IAP stellen einen wesentlichen Bestandteil der bodengebundenen atmosphärischen Fernerkundungsverfahren zur Beobachtung der Troposphäre und unteren Stratosphäre (2–18 km) sowie der Mesosphäre und unteren Thermosphäre (60–110 km) dar. Alle Systeme sind für den unbeaufsichtigten und kontinuierlichen Dauerbetrieb ausgelegt. Die Lage der Standorte in Kühlungsborn, Juliusruh und auf der Insel Andøya (Abb. 19.1) ermöglichen es, breitenkreisübergreifende Untersuchungen atmosphärischer Phänomene durchzuführen. In diesem Zusammenhang sind vor allem die Radare auf Andøya in Nordnorwegen von herausragender Bedeutung. Die Nähe zum ALOMAR-Observatorium und zur Andøya Rocket Range erlaubt den koordinierten Einsatz von Radar, LIDAR, Ballonmessungen und Höhenforschungsraketen über nationale Messkampagnen hinaus.



Abb. 19.1: IAP-Radar-Standorte

Die VHF-Radare ALWIN und OSWIN

Das OSWIN-Radar in Kühlungsborn und das ALWIN-Radar auf Andøya benutzen eine Frequenz von 53.3 MHz, was Experimente in der Tropa-, Strato- und Mesosphäre erlaubt. Die Antennenfelder bestehen jeweils aus 144 Vier-Element-Yagi-Antennen, die zu Gruppen mit je 4 Antennen zusammengefasst sind. Ein phasengesteuertes Einspeisen des Sendeimpulses in die verschiedenen Antennengruppen ermöglicht es, den 6° schmalen Antennenstrahl in bis zu 9 feste Positionen zu schwenken, die 7°, 14° und 21° vom Zenit entfernt liegen können. Höhenprofile des 3-D Windvektors können nach der klassischen Doppler-Beam-Swinging Methode, aber auch nach der Spaced-Antenna Methode bestimmt, und Radarreflektivität sowie Turbulenz abgeleitet werden. In den Sommermonaten liegt das Augenmerk auf der Erfassung von Radarsignaturen in der Mesosphärenregion, den sogenannten (polaren) mesosphärischen Sommerechos (siehe Kap. 27).



Abb. 19.2: Das OSWIN-VHF-Radar in Kühlungsborn



Abb. 19.3: Die VHF-Radare MAARSY und ALWIN64 in Andenes

Im Frühjahr 2009 wurde am Standort des ALWIN-Radars auf Andøya mit dem Bau des neuen, leistungsfähigeren **M**iddle **A**tmosphere **A**LOMAR **R**adar **S**ystem (**MAARSY**, siehe Kap. 20) begonnen. Um die langjährige Messreihe polarer mesosphärischer Sommerechos an diesem Standort auch während der Bauphase fortführen zu können, wurde das ALWIN-Radar mit einer reduzierten Anzahl von insgesamt 64 Antennen verlegt, und im Sommer 2009 als ALWIN64 am neuen Standort

betrieben. In Abb. 19.3 sind die 433 Yagi-Antennen von MAARSY (links) und das verkleinerte Antennenfeld des ALWIN-Radars (rechts) zu sehen.

Die MF-Radare auf Andøya (N) und in Juliusruh (D)

Der Frequenzbereich zwischen 2–3 MHz ist bestens geeignet, ganzjährig kontinuierliche Messungen im Höhenbereich zwischen 50–95 km durchzuführen. Die MF-Radare des IAP werden zur Untersuchung der Dynamik der Atmosphäre eingesetzt und können dabei skalenübergreifende Datensätze von Turbulenz, internen Schwerewellen, Gezeiten und planetaren Wellen liefern. Die umfangreichen Messungen sind dabei prädestiniert, die Wechselwirkungen der verschiedenen Wellen untereinander oder auf die Hintergrundzirkulation zu erforschen. Ein Überblick über die technischen Parameter der Geräte ist in Tab. 19.1 zu finden.



Abb. 19.4: Das MF-Radar auf Andøya

Das Andenes-MF-Radar auf Andøya (Abb. 19.4) 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 aufgenommen. Das Windfeld wird aus den Beobachtungsdaten mit Hilfe der Full Correlation Analysis (FCA) bestimmt.

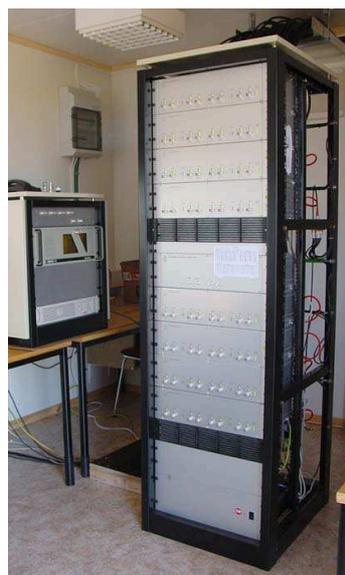


Abb. 19.5: Sender des Saura MF-Radars

Das Saura-MF-Radar auf Andøya (Abb. 19.5) arbeitet auf einer Frequenz von 3.17 MHz und hat eine Spitzenleistung von 116 kW. Das Antennenfeld besteht aus 29 Kreuzdipolen, die als Mills-Cross angeordnet sind, wobei jedem Dipol ein in Leistung und Phase frei steuerbares Sende-/Empfangsmodul zugeordnet ist. Diese modulare Struktur ermöglicht es, den bis zu 6.4° schmalen Radarstrahl in jede Himmelsrichtung mit bis zu 15° Zenitablage zu schwenken, und kontinuierliche Experimente zur Untersuchung der dynamischen Eigenschaften (kleinskalige Strukturen, Turbulenz, siehe dazu Kap. 26) der oberen Mesosphäre aber auch klassische Windmessungen im Doppler-Beam-Swinging- und Spaced-Antenna-Verfahren durchzuführen. Die Aussendung von Signalen mit wechselnder Polarisation von Datenpunkt zu Datenpunkt erlaubt zudem die Bestimmung der Elektronendichte aus differentiellen Absorptions- (DAE) und differentiellen Phasenmessungen (DPE) im Höhenbereich von ca. 60–90 km.

Das Juliusruh-MF-Radar ist eine kleinere Variante des Saura-MF-Radars. Es arbeitet auf 3.18 MHz und erreicht eine maximale Sendeleistung von 128 kW. Die Antenne besteht aus 13 gekreuzten Dipolen, die ebenfalls als Mills-Cross Antenne angeordnet sind und eine Strahlbreite von 18° erzeugen.

Tab. 19.1: Technische Parameter der MF-Radare

	Andenes, Andøya (N)	Saura, Andøya (N)	Juliusruh, Rügen (D)
Frequenz	1.98 MHz	3.17 MHz	3.18 MHz
Sendeleistung	50 kW	116 kW	128 kW
Höhenbereich	50–98 km	60–90 km	60–90 km
Impulsbreite	27 μ s	$\geq 10 \mu$ s	$\geq 27 \mu$ s
Messergebnisse	Wind	Wind, Turbulenz Elektronendichte	Wind Elektronendichte

Die Ionosonde in Juliusruh

Die Ionosonde des Typs DPS (Digital Portable Sounder) in Juliusruh wird zur Analyse langzeitiger Variabilität und zur Kurzfristvorhersage der Funkwellenausbreitung in der Ionosphäre genutzt. Die Sendefrequenz wird dabei in 50 kHz-Schritten von 1 bis etwa 15 MHz variiert. Die Sonde arbeitet mit kurzen elektromagnetischen Impulsen und erreicht eine Spitzenleistung von 250 W. Die Impulse werden über eine gekreuzte Rhombusantenne senkrecht in die Atmosphäre abgestrahlt, dort total reflektiert, wenn die Sendefrequenz gleich der Plasmafrequenz ist, und mittels 4 gekreuzter Rahmenantennen empfangen. Aus den Echos werden Amplitude, Laufzeit, Dopplerverschiebung, Polarisation und Einfallswinkel bestimmt und für alle Frequenzen in einem Ionogramm dargestellt. Aus den Ionogrammen werden Standardparameter, wie zum Beispiel die Grenzfrequenzen und Höhen der ionosphärischen E-, Es-, F1- und F2-Schicht bestimmt. Desweiteren werden Profile der Elektronendichte im Höhenbereich zwischen 100–300 km abgeleitet.



Abb. 19.6: Die Ionosonde in Juliusruh

Die SKiYMET Meteor-Radare

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



Abb. 19.7: Meteor-Radar-Sendeantenne

Aus den gemessenen Radialwindgeschwindigkeiten wird das Windfeld über den gesamten Beobachtungsbereich bestimmt. Die Diffusion der Plasmaschweife kann dazu genutzt werden, in der Höhe des maximalen Flusses die Temperatur abzuschätzen. Aus dem berechneten Windfeld können auch Rückschlüsse über die Schwerwellenaktivität und die Impulsflüsse gezogen werden (siehe Kap. 23). Ein anderer Aspekt dieser Radare ist die Untersuchung der astrophysikalischen Eigenschaften der Meteore. So kann aus den Daten die Meteorogeschwindigkeit, die Radiantposition oder die Elektronenliniendichte im Reflektionspunkt bestimmt werden.

Die SKiYMET-Experimente werden durch die Möglichkeit ergänzt, das ALWIN-Radar auf Andøya als Meteor-Radar zu nutzen. Dadurch ist sichergestellt, dass an beiden Standorten die Meteor-Beobachtungen auf den Frequenzen 32.5 MHz und 53.5 MHz kontinuierlich aufgezeichnet werden können.

20 Das neue MST-Radar in Nordnorwegen

(R. Latteck, W. Singer, M. Rapp, T. Renkwitz, J. Trautner, N. Engler, D. Keuer, M. Zecha, M. Placke, T. Barth, H.-J. Heckl, T. Köpnick, J. Wedrich, Q. Li, D. Tao, W. Teschner)

Im Jahr 2009 begann das IAP mit dem Aufbau eines neuen, leistungsfähigen MST-Radars auf der nordnorwegischen Insel Andøya (69.30° N, 16.04° E). Das neue **M**iddle **A**tmosphere **A**LOMAR **R**adar **S**ystem (**MAARSY**) ersetzt das bisherige ALWIN-Radar, welches kontinuierlich mehr als 10 Jahre lang auf Andøya betrieben wurde. Die wesentlichen Anforderungen an das neue System sind (1) klassische DBS-Beobachtung mit verbesserter zeitlicher und räumlicher Auflösung sowie frei schwenkbarem Radarstrahl, (2) Mehrfachstrahlsondierung und (3) Multiempfänger- und Multifrequenz-Betrieb für moderne interferometrische Anwendungen mit der Zielstellung, horizontale Strukturen polarer mesosphärischer Sommerechos (PMSE), verursacht durch mesosphärische Eiswolken, sowie dreidimensionale Strukturen des Windfeldes und turbulenter Parameter zu untersuchen.

Das neue MST-Radar ist ein monostatisches Radar mit einer aktiven Phased-Array-Antenne. Die Radarfrequenz ist 53.5 MHz und die maximale Spitzenleistung beträgt ca. 800 kW. Weitere wesentliche Systemparameter sind in Tab. 20.1 aufgeführt. Die Antenne besteht aus 433 3-Elemente-Yagi-Antennen, die in einer gleichseitigen Dreiecksgitterstruktur angeordnet sind. Abb. 20.1 zeigt eine Skizze des neuen MAARSY Antennenfeldes. Das kreisrunde Feld mit einem Durchmesser von 90 m entspricht einer Fläche von ca. 6300 m². Die Antenne besitzt ein symmetrisches Strahlungsdiagramm mit einer

Strahlbreite von 3.6° und einem Richtungsgewinn von 33.5 dBi. Die Dreiecksgitterstruktur des Antennenfeldes ermöglicht es, den Strahl bis zu 30° aus dem Zenit heraus in jede beliebige Himmelsrichtung zu schwenken, ohne das Nebenkeulen die Richtwirkung beeinträchtigen.

Tab. 20.1: Systemparameter des neuen VHF-Radars

Radarfrequenz	53.5 MHz
Spitzenleistung	~ 800 kW
Pulslängen	≥ 0,33 μs
Bandbreite	5 MHz
Pulsformen	Rechteck, Gauss, Trapezoid
Antennenfeld	433 3-Element Yagi
Eff. Antennenfläche	~ 6300 m ²
Strahlbreite	3.6°
Richtungsgewinn	33.5 dBi
Schwenkwinkel	0° ≤ φ ≤ 360°; 0° ≤ θ ≤ 30°
Empfangskanäle	16
Höhenauflösung	≥ 25 m

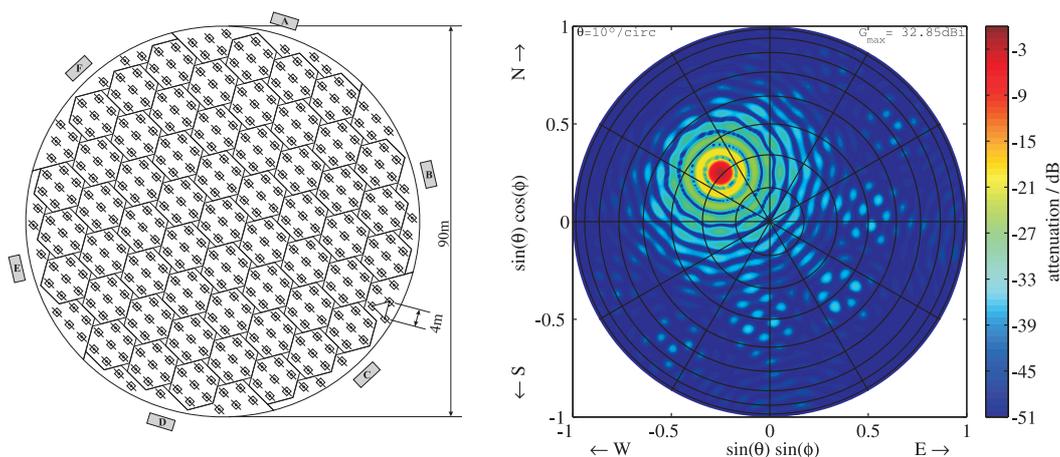


Abb. 20.1: Links: Skizze des Antennenfeldes. Jedes Symbol markiert die Position einer 3-Element-Yagi-Antenne. Die sechs mit A-F bezeichneten Rechtecke stellen die Container zur Aufnahme der Sende-Empfangs-Module dar. Rechts: Berechnetes Strahlungsdiagramm der neuen Antenne für einen um 21° nach Nordwesten geschwenkten Radarstrahl.

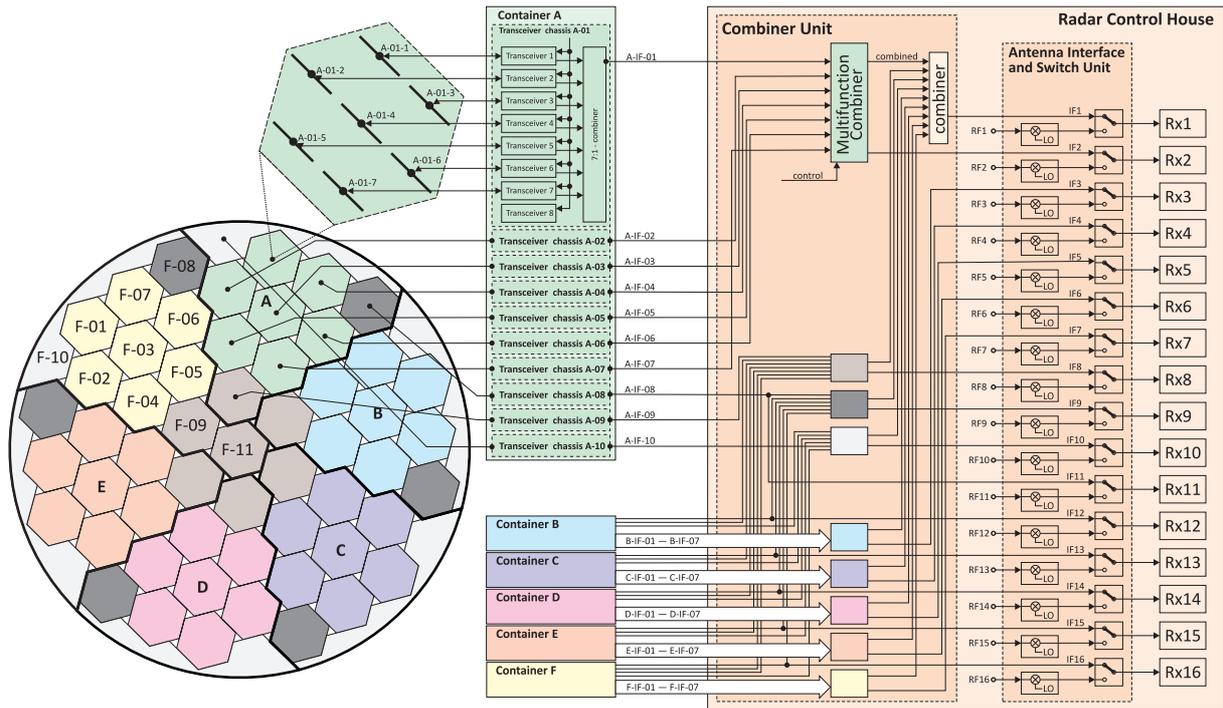


Abb. 20.2: Blockschaltbild des neuen VHF-Radars. Die Transceiverausgangssignale jeweils 7 benachbarter Antennen einer Hexagonal- oder Wabenstruktur sind fest zu insgesamt 61 Empfangssignalen zusammengefasst. Multifunktionscombiner ermöglichen eine weitere Signalzusammenfassung benachbarter Antennengruppen zu sogenannten *Anemonen*-Strukturen oder die Auswahl einzelner, den Waben zugehöriger Signale, die auf die 16-Kanal-Datenerfassung geschaltet werden können.

Das Antennenfeld ist in 61 Untergruppen unterteilt, 55 der Gruppen sind Sechsecke und bestehen aus jeweils 7 Antennen, 6 Untergruppen enthalten jeweils 8 Antennen und befinden sich am Rand des Antennenfeldes wodurch das Gesamtfeld einer Kreisform angenähert wird. Der Öffnungswinkel des Strahlungsdiagramms einer einzelnen Sechseckstruktur beträgt ca. 30° , der einer Kombination von 7 benachbarten hexagonalen Untergruppen (*Anemonen*-Struktur) beträgt ca. 11° .

Die 433 am IAP entwickelten und gebauten Yagi-Antennen sind mittels gleichlanger Kabel mit 433 Sendempfangs-Modulen verbunden, die sich in 6 Containern am Rande des Feldes befinden. Frequenz, Phase und Ausgangsleistung der Transceiver sind regelbar und werden kontinuierlich überwacht. Die Send- und Empfangstechnik des Radars wird von der australischen Firma Genesis Software Pty. Ltd. hergestellt.

Auf dem Empfangsweg werden die Ausgangssignale von jeweils 7 Transceivern, die jeweils 7 Antennen einer Wabenstruktur zugeordnet sind, zu insgesamt 61 Empfangssignalen zusammengefasst und über gleichlange Koaxialkabel dem Radarkontrollhaus zugeführt. In der ersten Ausbaustufe kommt dort ein 16-Kanal-Empfangssystem zum Einsatz. Daher werden über 9 steuerbare Multifunktionscombiner weitere Signalzusammenfassungen benachbarter Antennengruppen (*Anemonen*) vorgenommen oder Signale einzelner Waben ausgewählt und auf 15 Kanäle der Datenerfassung geschaltet. Dieses ermöglicht die Auswahl einer Vielzahl von Kombinationen separierter Empfangsantennengruppen für interferometrische Applikationen. Ein zweites Ausgangssignal jedes Multifunktionscombiners ist fest mit einem 9-zu-1-Combiner verbunden, dessen Ausgang somit das zusammengesetzte Empfangssignal des gesamten Antennenfeldes liefert. Dieses wird auf den 16. Empfangskanal der Datenerfassung geführt, der für klassische Doppler-Beam-Swinging-Experimente reserviert ist.

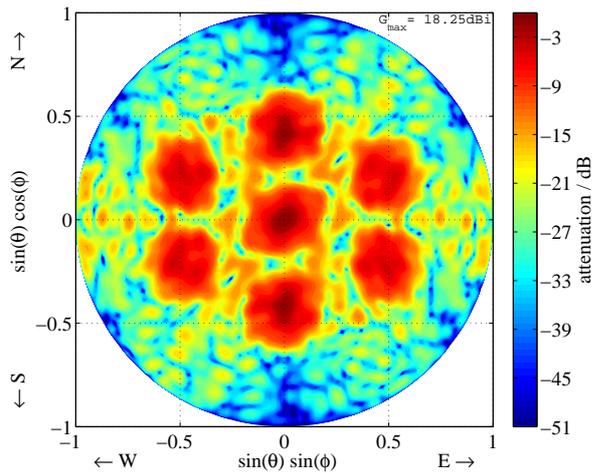


Abb. 20.3: Antennenstrahlungsdiagramm einer 7-Strahl-Konfiguration des neuen VHF-Radars.

Das Diagramm zeigt ein kreisförmiges Strahlungsdiagramm mit einer zentralen vertikalen Achse (N/S) und einer horizontalen Achse (W/E). Die Achsen sind mit $\sin(\theta) \cos(\phi)$ und $\sin(\theta) \sin(\phi)$ beschriftet. Die Werte reichen von -1 bis 1. Ein Farbskala rechts zeigt die Dämpfung in dB von -3 bis -51. Ein Text im Diagramm gibt $G'_{\max} = 18.25\text{dBi}$ an.

Abb. 20.3 zeigt das Antennenstrahlungsdiagramm für eine Mehrstrahl-Konfiguration bestehend aus einem vertikalen und 6 geschwenkten Radarstrahlen.

Im September 2008 wurde mit dem Abbau des alten ALWIN-Radars begonnen. Teile der Antenne sowie der Container mit der Sende-Empfangstechnik wurden rund 100 m westlich des alten Standortes wieder aufgebaut. Dieses verkleinerte Radar nutzt 6 der neuen Antennen zum Senden und 64 der alten Yagi-Antennen für den Empfang. Mit diesem kleineren System konnte die 15-jährige Messreihe polarer mesosphärischer Sommerechos auf Andøya auch im Jahr 2009 während des Aufbaus der neuen Antenne fortgeführt werden.

Der Aufbau des Antennenfeldes begann im Mai 2009 mit dem Ausbringen der Antennenfundamente und wurde im August mit der Verlegung von über 44 km Koaxialkabel abgeschlossen. Abb. 20.4 zeigt ein Foto des Antennenfeldes während des Aufbaus im August 2009.

Die Radarsteuerung und Datenerfassung sowie 217 Transceiver-Module werden im Frühjahr 2010 installiert. In dieser ersten Ausbaustufe werden die Antennen von 31 Waben des geplanten Feldes angesteuert. Eine symmetrische Anordnung von 3 Anemonen und 3 Waben wird ein symmetrisches Strahlungsdiagramm mit einem 5.8° schmalen Radarstrahl erzeugen, mit dem Doppler-Beam-Swinging-Experimente durchgeführt werden. Die verbleibenden 7 Waben bilden eine weitere Anemonenstruktur, die für Interferometrie sowie für erste Tests mit Mehrfachstrahlexperimenten genutzt wird. Der vollständige Ausbau des Systems ist für das Frühjahr 2011 geplant.



Abb. 20.4: Blick auf das Antennenfeld des neuen VHF-Radars in Andenes während der Aufbauphase im August 2009.

21 Technologische Ansätze für horizontal aufgelöste Beobachtungen in der Mesosphäre

(T. Renkwitz, W. Singer, R. Latteck)

Alle Radarexperimente des IAP zur Sondierung der Mesosphäre wurden bislang derartig durchgeführt, dass entweder der Radarstrahl an einen festen Punkt, definiert in Azimut- und Zenitwinkel, gesteuert wurde oder sequentiell zwischen wenigen verschiedenen fest definierten Punkten geschwenkt werden konnte. Bei dem 53.5 MHz VHF-Radar ALWIN konnten für die bisherigen Untersuchungen fünf feste Radarstrahlpositionen genutzt werden. Ziel aktueller Bestrebungen ist es, mehrere Radarstrahlen gleichzeitig zu nutzen, um damit horizontal aufgelöste Beobachtungen in der Mesosphäre durchführen zu können.

Für dieses Ziel wurde für das VHF-Radar in Andenes eine Schaltung auf Basis einer Butler-Matrix entworfen, die es ermöglicht gleichzeitig mehrere Strahlrichtungen zu erzeugen. Eine Butler-Matrix ist eine reziproke Struktur, die aus 3 dB-Hybridkopplern (Leistungsteilern) und Phasenschiebern besteht. Durch die Hybridkoppler werden einerseits jeweils die Empfangskanäle sowie die Ausgänge voneinander entkoppelt, andererseits erhält jeweils ein Ausgang des Hybridkopplers einen 90° Phasenversatz. Zusammen mit den Phasenschiebern entstehen somit möglichst günstige Ausgangsphasen für die Antennen. Für einen Empfangskanal werden die Antennen durch die Matrix phasenverschoben gespeist, wodurch das Strahlungsmaximum der Antennenrichtcharakteristik aus der Hauptrichtung (Zenit) heraus geschwenkt wird. Zeitgleich werden für die übrigen Empfangskanäle auf gleiche Weise Strahlungsmaxima in anderen Schwenkwinkeln erzeugt. Die durch eine Butler-Matrix entstehende Anzahl verschiedener Strahlrichtungen ist durch die Anzahl verfügbarer Empfangskanäle und gleichvieler unabhängiger Antennen vorgegeben. Der schematische Aufbau einer 4-Kanal Butler-Matrix ist in der Abb. 21.1 gezeigt, wobei die Hybridkoppler als Ellipsen und die Phasenschieber als Rechtecke dargestellt sind. Mit dieser Matrix ist es möglich, vier getrennte Strahlungsmaxima für ebenso viele Empfangskanäle zu erzeugen. Die aus einer Simulation erhaltenen Strahlungsdiagramme von vier individuellen Antennengruppen, die mit einer 4-Kanal Butler-Matrix gespeist werden, sind in Abb. 21.2 dargestellt.

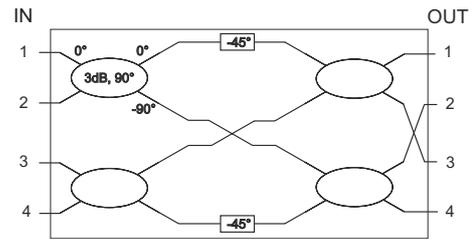


Abb. 21.1: Schematische Darstellung einer 4-Kanal Butler-Matrix.

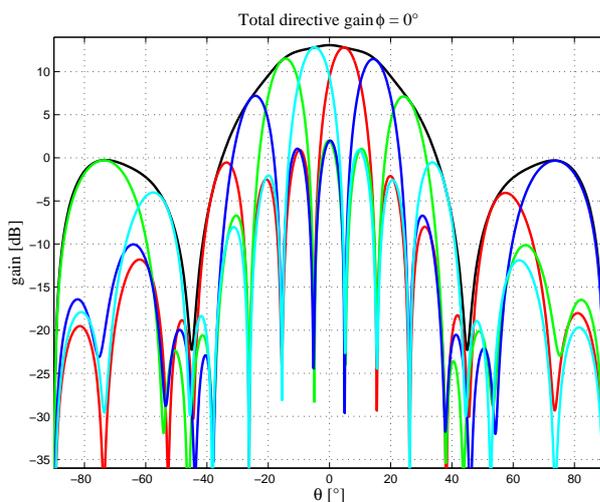


Abb. 21.2: Simuliertes Strahlungsdiagramm in Abhängigkeit des Zenitwinkels θ für eine 4-Kanal Butler-Matrix mit vier Antennengruppen.

Im Sommer 2008 wurde das bisherige VHF-Radar ALWIN abgebaut, um Platz für ein leistungsstärkeres Nachfolgesystem zu schaffen. Von dem zuvor vorhandenen Array aus 144 Antennen, wurden 64 Antennen erhalten und an einem dicht benachbarten Ort wiederaufgebaut und fortan als Empfangsantennenarray genutzt. Des Weiteren wurden drei gekreuzte Yagi-Antennen als Muster des neuen Antennenarrays als Sendeantenne aufgebaut. Dieser Aufbau (ALWIN64) wird seither bis zur Inbetriebnahme des im Bau befindlichen Nachfolgesystems MAARSY (siehe Kap. 20) genutzt, wodurch u.a. die Messreihe polarer mesosphärischer Sommerechos für 2009 fortgesetzt werden konnte.

Das Empfangssystem des VHF-Radars besteht aus 16 verfügbaren Kanälen. Aus diesem Grund wurde eine 16-Kanal Butler-Matrix auf-

gebaut und in das Radarsystem integriert. Eine 16-Kanal Butler-Matrix ist durch eine geeignete Verschaltung in zwei Dimensionen von acht 4-Kanal Matrizen möglich. Mit dem vorhandenen 16-Kanal Empfangssystem und dieser 16-Kanal Butler-Matrix können nun zeitgleich 16 unabhängige Strahlungsmaxima bei einem geeigneten Antennenarray erzeugt werden. Eine vereinfachte resultierende Richtcharakteristik als Projektion für 85 km Höhe ist in Abb. 21.3 dargestellt.

Seit November 2009 wird das ALWIN64-Antennenarray zusammen mit der 16-Kanal Butler-Matrix betrieben. Zur Verifizierung der Funktion der Butler-Matrix und damit der Richtcharakteristik wurden sechs Kanäle ausgewählt. Für diese sechs Kanäle (siehe Abb. 21.3) wird seither kosmisches Rauschen aufgezeichnet. Ziel dabei ist es, unterschiedliche Charakteristika der Tagesgänge und im nächsten Schritt räumlich separierte Absorptionseffekte der D-Schicht zu erkennen und mit dem in der Nähe von Andenes auf 38 MHz betriebenen AIRIS Riometer zu vergleichen. Dazu wird für aufeinanderfolgende Tage die Rauschleistung der einzelnen Kanäle zu einer ungestörten Quiet-Day-Curve zusammengefasst. Eine Quiet-Day-Curve der empfangenen Rauschleistung (P_n) ist in Abb. 21.4 für die ausgewählten Kanäle dargestellt. Diese charakteristische Kurve wurde aus 15 Tagen störungsfreier Daten erstellt und dient fortan als Referenz für weitere Untersuchungen. Aufgrund des Verlaufes dieser Kurve ist deutlich zu erkennen, dass die gewählten Kanäle unterschiedliche Strahlungsmaxima haben müssen, da sie zu gleichen Zeitpunkten reproduzierbar unterschiedliche Rauschleistungen empfangen. Des Weiteren wurde Kanal 5 derartig gewählt, dass die Richtung des Maximums dieser Richtcharakteristik nahe der Bahn von Cassiopeia A liegt. Cassiopeia A ist ein Überrest einer Supernova und wird in der Radioastronomie häufig als kosmische Radioquelle genutzt. Somit ist es seither möglich, täglich die Position dieses Kanals anhand der Emissionen von Cassiopeia A zu prüfen (siehe Abb. 21.4, Sternzeit 01:13). Die übrigen Tagesgänge entsprechen mit ihrem Verlauf den generellen Erwartungen. Als weiterer Schritt ist der Vergleich mit Daten des Andenes-Riometers geplant. Dafür werden die Daten eines Tages mit der Quiet-Day-Curve verglichen. Es scheint sehr wahrscheinlich, dass der gewählte Aufbau Absorptionsbeobachtungen zulässt, entsprechende typische Riometer-Absorptionskurven konnten bereits für drei Tage im November gefunden werden, an denen zeitgleich das benachbarte Magnetometer deutliche Änderungen der Magnetfeldkomponenten detektiert hat. Für weitere Untersuchungen werden Daten des Riometers bei ähnlichen Strahlrichtungen mit den Daten der Butler-Matrix verglichen.

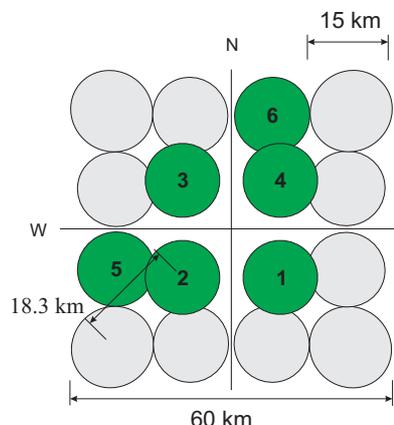


Abb. 21.3: Projektion der vereinfachten Richtcharakteristik der 16-Kanal Butler-Matrix mit 16 Antennengruppen auf 85 km Höhe

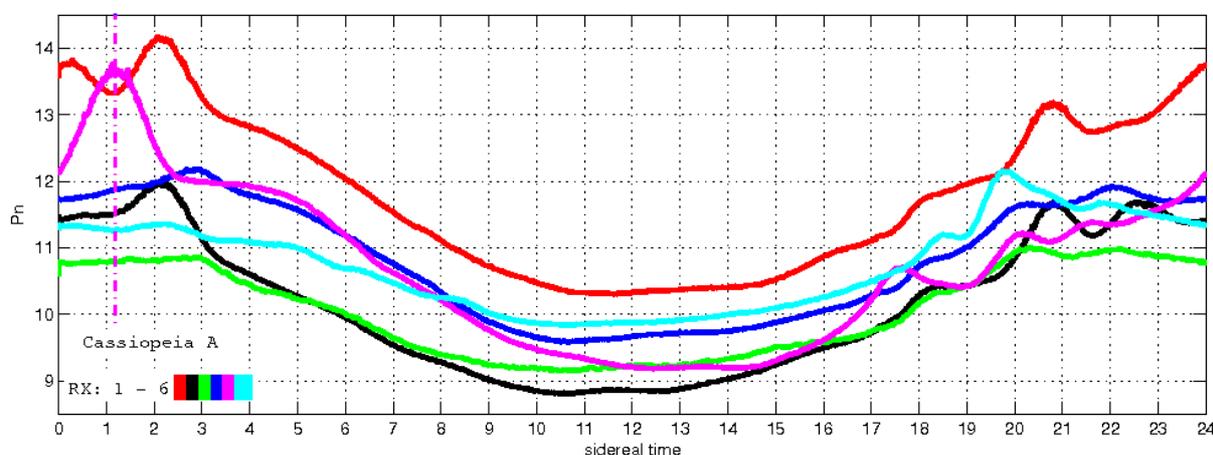


Abb. 21.4: Resultierende Quiet-Day-Curve aus 6 Kanälen der 16-Kanal Butler-Matrix für Nov./Dez. 2009.

22 Jahreszeitliche und Breitenvariation der mesosphärischen Schwerewellenaktivität

(P. Hoffmann, E. Becker, W. Singer, R. Latteck, D. Keuer, M. Placke, S. Lützwow)

Die Windsysteme und der thermische Zustand in der Mesopausenregion werden wesentlich durch die vertikale Kopplung durch Wellen bestimmt. Eine besondere Rolle spielen dabei atmosphärische Schwerewellen. Umfassendes Ziel ist es, die Anregung, Ausbreitung und Dissipation von Schwerewellen zu verstehen. Zur experimentellen Untersuchung von Schwerewellen stellen die mit den Radaranlagen des IAP durchgeführten Messungen der Windfelder eine geeignete Basis dar. Gründe dafür bestehen in den kontinuierlichen wetterunabhängigen Messungen mit einer hohen vertikalen und zeitlichen Auflösung.

Die vertikale Ausbreitung der Schwerewellen wird wesentlich durch die vorherrschenden Hintergrundwinde bestimmt. Zu ihrer Untersuchung wurden hier die Windwerte der MF-Radare aus Höhen von 70–82 km mit den Ergebnissen der Meteor-Radare aus Höhen von 82–

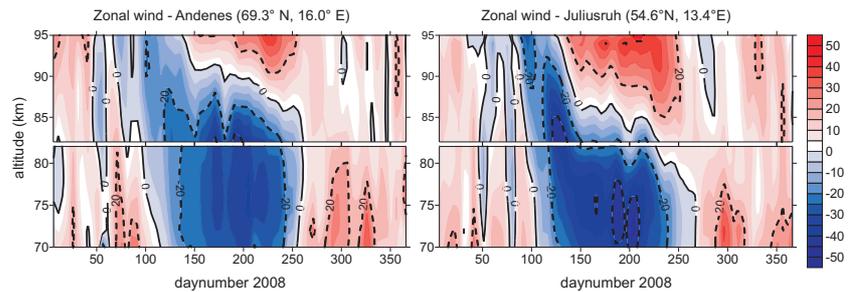


Abb. 22.1: Jahresgang der zonalen Winde nach MF- und Meteor-Radar-Beobachtungen in Andenes und Juliusruh im Jahr 2008.

Beobachtungen werden an den Messstationen Andenes (69° N) und Juliusruh (54° N) (siehe Kap. 19) durchgeführt und gestatten somit auch Aussagen zur Breitenabhängigkeit. Abb. 22.1 beschreibt den Jahresgang des zonalen Windes an beiden Messorten während des Jahres 2008. Die jahreszeitliche Variation ist durch einen typischen westwärts gerichteten Sommerjet im Höhenbereich unterhalb von 85 km bestimmt. Im Vergleich dazu sind die ostwärts gerichteten Winde im Winter und während der Äquinoktien sehr variabel. Mit Hilfe dieser Messungen sind Aussagen zur saisonalen Variation der Schwerewellenaktivität möglich, wie sie in diesem und im nächsten Beitrag gezeigt werden.

Die in Andenes und in Juliusruh gemessenen Windfelder unterscheiden sich besonders im Sommer. In mittleren Breiten wird ein stärkerer westwärts gerichteter Strahlstrom sowie eine um ca. 3 km geringere Höhe der Umstellung der sommerlichen Zonalwinde (85–86 km) im Vergleich zu den Ergebnissen in hohen Breiten beobachtet. Dieses Verhalten tritt auch in anderen Jahren auf.

Zur Abschätzung der Wellenaktivität werden die Fluktuationen der Winde ausgewertet. In Abb. 22.2 ist das mittlere Spektrum der Meridionalwinde des MF-Radars in Andenes für eine Höhe von 82 km dargestellt. Neben den durch thermische Gezeiten erzeugten Maxima für Perioden von 24 h und 12 h folgt das Spektrum einem für Schwerewellen charakteristischem Verlauf von $f^{-5/3}$. Die Bestimmung der Schwerewellenaktivität erfolgt hier aus der Summe der spektralen Leistungsdichte für definierte Periodenbereiche nach vorherigem Abzug der mittleren Grundwinde und Gezeitenwellen. In Abb. 22.3 sind die so bestimmten Varianzen der zonalen Winde für Perioden zwischen 3–9 Stunden als Proxy für die Schwerewellenaktivität dargestellt. Sie sind zu den Ergebnissen der meridionalen Windfluktuationen (nicht gezeigt) vergleichbar.

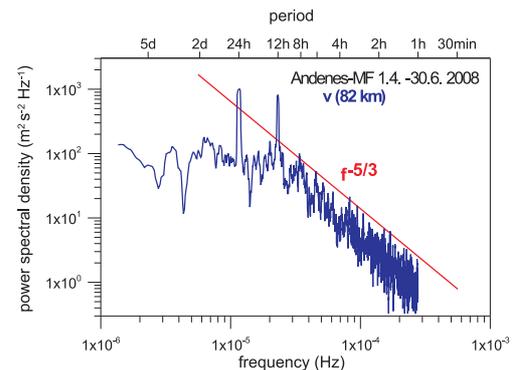


Abb. 22.2: Frequenzspektrum der meridionalen Winde gemittelt über 30 Minuten aus Messungen mit dem MF-Radar in Andenes (69° N, 16° E) in 82 km Höhe.

In beiden Breiten zeigt die jahreszeitliche Variation Minima der Schwerewellenaktivität während der Äquinoktien bis zu Höhen von ~ 90 km. Unterhalb von 80 km wird im Sommer eine reduzierte Schwerewellenaktivität beobachtet. Es zeigt sich aber auch, dass in mittleren Breiten die im Sommer beobachtete höhenmäßige Absenkung der westwärts gerichteten Winde (Abb. 22.1) mit einer stärkeren Aktivität von Schwerewellen mit Perioden zwischen 3–9 Stunden einhergeht.

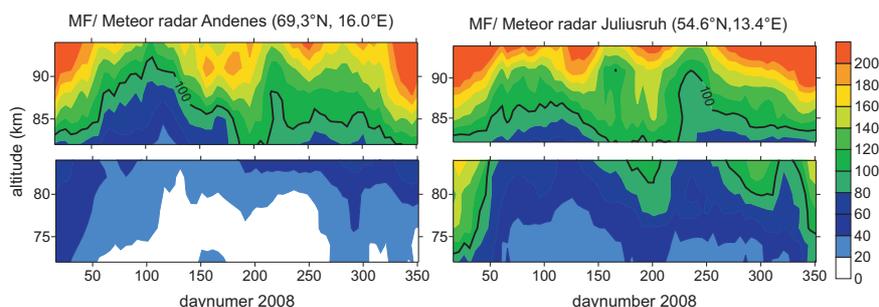


Abb. 22.3: Mittlere Varianzen in m^2s^{-2} der zonalen Winde für Perioden von 3–9 Stunden aus Messungen mit den MF- und Meteor-Radaren in Andenes (69°N) (links) und Juliusruh (54°N) (rechts) im Jahr 2008.

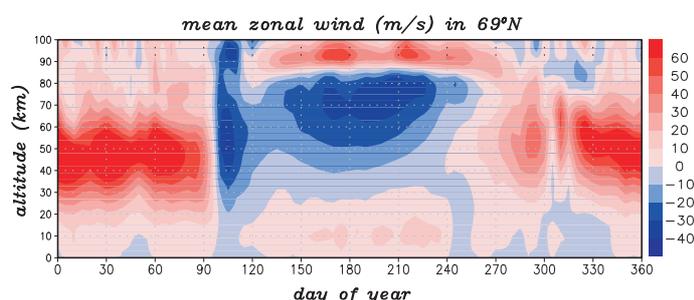


Abb. 22.4: Jahresgang der zonalen Winde abgeleitet aus Simulationen mit dem KMCM für 69°N .

Die entsprechenden Jahresgänge der Schwerewellenaktivität (Abb. 22.5) zeigt ebenso eine gute Übereinstimmung mit den experimentellen Ergebnissen (Abb. 22.3) für Andenes (69°N) und Juliusruh (54°N). An beiden Breitengraden zeigen sich Maxima während der Sommermonate in Höhen zwischen 80 und 90 km sowie Minima während der Äquinoktien. Auch die Breitenabhängigkeit der Schwerewellenaktivität befindet sich im Einklang mit den experimentellen Resultaten.

Eine Analyse der Modelldaten zeigt, dass im Sommer die mesosphärischen Schwerewellen hauptsächlich nach Osten propagieren. Sie breiten sich daher bis in das Gebiet der Windumkehr nahezu konservativ aus. Dadurch wird auch das Amplitudenmaximum in 85–90 km erklärt. Weiterhin sind die troposphärischen Schwerewellenquellen in mittleren Breiten stärker als in hohen Breiten. Daher nimmt die Schwerewellenaktivität in der sommerlichen Mesosphäre zu polaren Breiten hin ab. Dies erklärt auch die in hohen Breiten beobachtete Verschiebung der Höhen der maximalen Schwerewellendämpfung und der Windumkehr nach oben.

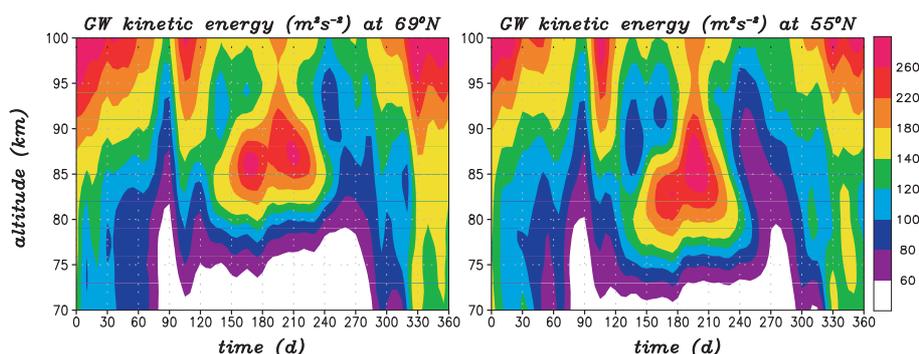


Abb. 22.5: Mittlere Jahresgänge der Schwerewellenaktivität (m^2s^{-2}) aus Modellierungen mit dem KMCM für 69°N und 55°N .

23 Schwerewellen- und Impulsflussmessungen mit Meteorradaren

(M. Placke, P. Hoffmann, E. Becker, W. Singer, M. Rapp)

Atmosphärische Schwerewellen werden hauptsächlich in der Troposphäre beispielsweise durch die Orographie, an Fronten oder durch konvektive Prozesse angeregt und breiten sich aufwärts bis in die MLT-Region aus. Dabei transportieren sie Impuls und Energie, durch deren Deposition die Dynamik der mittleren Atmosphäre kontrolliert wird und typische Zirkulationsmuster wie die Zonalwindumkehr in der Mesopause zustande kommen. Zur Analyse kurzperiodischer Schwerewellen aus Meteorradarmessungen eignet sich eine Methode von Hocking (2005). Der Vorteil dieser Methode besteht darin, dass gleichzeitig Windvarianzen und zugehörige Schwerewellen-Impulsflüsse über ein Regressionsverfahren aus den Radialwindmessungen einzelner Meteore bestimmt werden können. Die Methode fand bereits für mehrere weltweit verteilte Meteorradare Anwendung, wurde bislang jedoch nicht validiert. Ein geeignetes Modell für eine solche Validierung ist das KMCM, das Schwerewellen in der MLT-Region mit hoher räumlicher Auflösung direkt beschreibt. Die dreidimensional angeordneten Modell-Gitterpunkte können als Meteoräquivalente in einem beliebigen Atmosphären-Untersuchungsgebiet betrachtet werden (vgl. Abb. 23.1). Analog zu realen Meteoranalysen stehen für die modellierten Daten Informationen wie Position (Höhe, Zenitwinkel Θ und Azimutwinkel Φ) und Wind (zonal, meridional und vertikal) zur Verfügung, wobei nur Zenitwinkelbereiche zwischen 10° und 50° untersucht werden. Zur Datenanalyse werden genau wie beim Meteorradar sechs Höhenintervalle mit jeweils 3 km vertikaler Ausdehnung um die zentralen Höhen bei 82, 85, 88, 91, 94 und 97 km betrachtet. Aus den KMCM-Daten, die in Zeitschritten von 11.25 Minuten vorliegen, lassen sich Windvariationen direkt bestimmen, indem von jedem Einzelwert der jeweilige mittlere Wind des jeweiligen Höhenintervalls abgezogen wird. Abb. 23.2 zeigt exemplarische mittlere Vertikalprofile für Varianzen und Impulsfluss über 10 Modelltage mit permanenten Januarbedingungen an der geographischen Position von Andenes (Nordnorwegen) für einen Mittelungszeitraum von 4 h. Rote Kurven stellen direkte Berechnungen der Größen aus den bestimmten Windvariationen dar. Schwarze Kurven sind Ergebnisse nach Anwendung der Hocking'schen Methode. Für die dargestellten Horizontalwindvarianzen und den meridionalen Fluss zonalen Impulses ist eine gute Übereinstimmung der Ergebnisse beider Methoden zu erkennen, was die Anwendbarkeit der Meteorermethode von Hocking verdeutlicht.

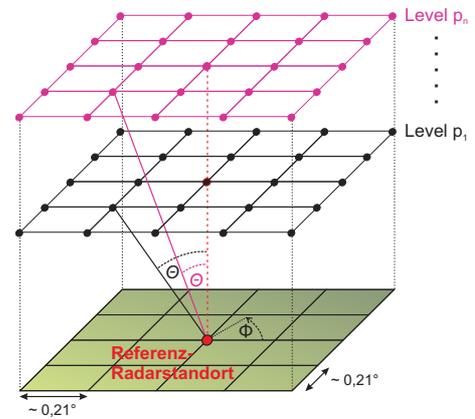


Abb. 23.1: Schema für KMCM. Die Gitterpunkte liegen auf horizontalen Gitterebenen konstanten Druckes und haben einen Breiten- und Längenabstand von jeweils etwa 0.21° .

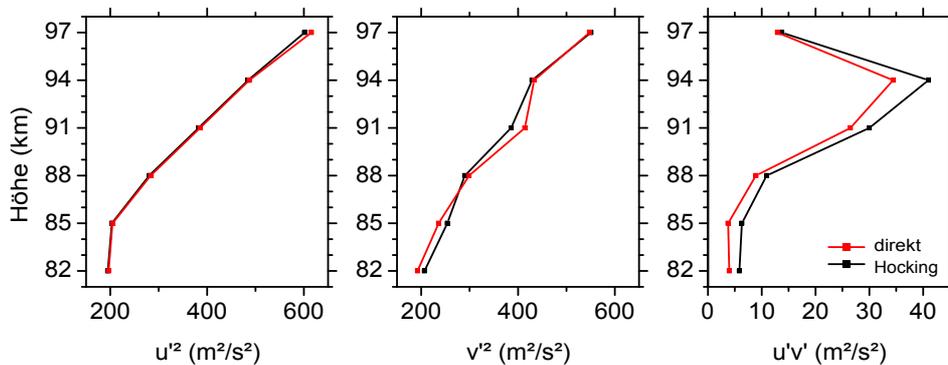


Abb. 23.2: Vertikalprofile für die Horizontalwindvarianzen u'^2 und v'^2 sowie für den Impulsfluss $u'v'$.

Ergebnisse für die Anwendung der Methode von Hocking auf die Meteorradare in Andenes in polaren Breiten (69.3° N, 16.0° E) und Juliusruh in mittleren Breiten (54.6° N, 13.4° E) werden in Abb. 23.3 gezeigt. Einerseits wird die Kopplung zwischen kurzperiodischen Schwerewellen und der Hintergrundzirkulation untersucht, andererseits werden die Ergebnisse für die unterschiedlichen geographischen Breiten verglichen. Dargestellt sind gleitende Mittelwerte über 14 Tage für Wind, Windvarianz und Impulsfluss, jeweils gemittelt über 2 Jahre von Juli 2007 bis Juni 2009. Der Zonalwind zeigt an beiden Radarstandorten die typische Struktur für den MLT-Bereich mit überwiegend Westwind im Winter und Ostwind im Sommer, wobei sich der Wind im Verlauf des Sommers in großen Höhen beginnend und zu niedrigeren Höhen durchsetzend von Ost- auf Westwind umkehrt. Diese Zonalwindumkehr erfolgt in hohen Breiten in größeren Höhen als in mittleren Breiten. Die berechnete Zonalwindvarianz zeigt eine halbjährliche Variation mit einem Maximum im Sommer und einem sekundären Wintermaximum. Während der Frühjahrs- und Herbstumstellung sind die Varianz und die damit verbundene Schwerewellenaktivität minimal. Die Strukturen sind für hohe und mittlere Breiten sehr ähnlich, weisen aber größere Magnituden in hohen Breiten auf. Die Kopplung der Schwerewellen mit der Hintergrundzirkulation ist im unteren Bild verdeutlicht, das den vertikalen Fluss zonalen Impulses zusammen mit den Nulllinien des Zonalwindes zeigt. So dominiert unterhalb der sommerlichen Zonalwindumkehr Ostwind und der Impulsfluss ist in Richtung Osten maximal. Nach der Windumkehr erfolgt auch eine Umkehrung im Impulsfluss, die für Juliusruh am deutlichsten hervortritt. Dies hängt damit zusammen, dass sich Schwerewellen generell nur dann aufwärts ausbreiten können, wenn sie entgegen dem Hintergrundwind gerichtet sind. So können sich westwärts wandernde Schwerewellen mit negativem zonalen Impulsfluss nur bei Westwind vertikal ausbreiten. Aufgrund der mit der Höhe abnehmenden Luftdichte wachsen die Amplituden der aufwärts wandernden Schwerewellen exponentiell an. Dies kann im Mesopausenbereich zum Brechen der Wellen führen, wobei ihr Impuls auf den Hintergrundwind übertragen wird und damit eine Umkehrung des gesamten Windregimes bewirkt. Dieser Effekt wird in Abb. 23.3 für beide Radarstandorte deutlich.

Die Ergebnisse demonstrieren die Wichtigkeit der Welle-Grundstrom-Wechselwirkung, die durch die Anwendung der Methode von Hocking auf Meteorradardaten direkt erhalten wird. Diese Methode ist gut anwendbar auf die Vielzahl von weltweit verteilten Meteorradaren, die kontinuierlich, automatisch und relativ kostengünstig betrieben werden. Sie bildet zusammen mit der fast identischen Ausstattung der Radare mit Hard- und Software eine gute Grundlage für vergleichende Studien an verschiedenen Orten der Erde.

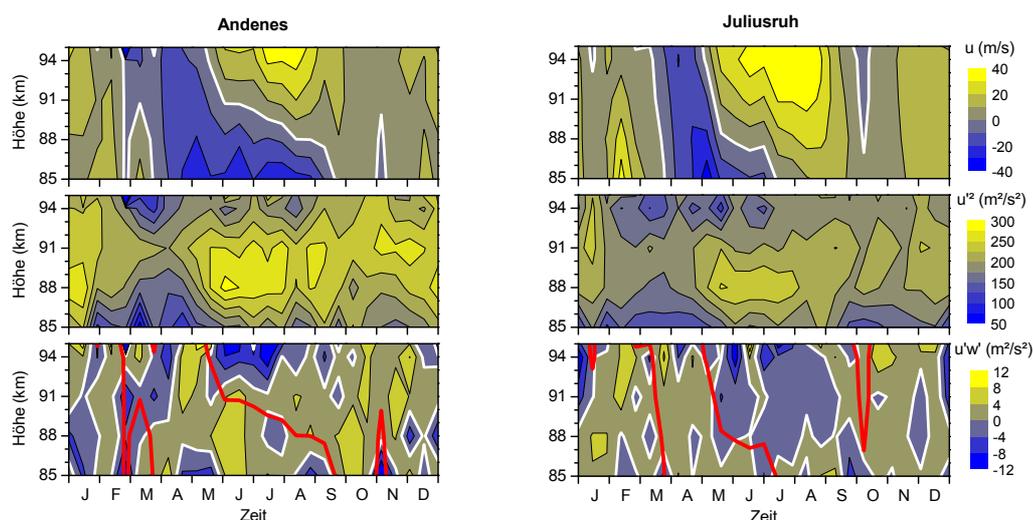


Abb. 23.3: Höhen-Zeit-Querschnitte für den Zonalwind u (oben), die Zonalwindvarianz u'^2 (Mitte) und den vertikalen Fluss zonalen Impulses $u'w'$ (unten) in Andenes (links) und Juliusruh (rechts). Nulllinien sind weiß dargestellt. Die roten Linien in den unteren Abbildungen entsprechen den Nullwindlinien aus den oberen Abbildungen.

24 Vertikale Kopplung durch Wellen bis zur unteren Thermosphäre

(P. Hoffmann, N. Grieger, Ch. Zülicke, W. Singer und das Team des ISSI-Projektes)

Vertikale Kopplungsvorgänge in der Mesosphäre/unteren Thermosphäre werden wesentlich durch die Wirkung von Wellen unterschiedlicher Periodenbereiche bestimmt. Zu ihrer Untersuchung werden bodengebundene MF- und Meteor-Radaranlagen eingesetzt, mit denen dynamische Prozesse im Höhenbereich von ca. 70–98 km erfasst werden können. Abb. 24.1 beschreibt den Jahresgang des zonalen Windes und der Amplitude der halbtägigen Gezeitenwelle abgeleitet mit einer Auflösung von 10 Tagen aus Beobachtungen mit dem MF-Radar in Andenes während des Jahres 2009. Die jahreszeitliche Variation der Zonalwinde ist durch einen typischen westwärts gerichteten Sommerjet im Höhenbereich unterhalb von 88 km bestimmt. Im Vergleich dazu sind die ostwärts gerichteten Winde im Winter sehr variabel und zeigen eine kurzzeitige Windumkehr im Zusammenhang mit einer stratosphärischen Erwärmung (SSW), die ein typisches Beispiel eines vertikalen Kopplungsprozesses darstellt. Markantes Merkmal des Jahresganges der halbtägigen Gezeitenwelle (Abb. 24.1, unten) ist das Maximum zur Herbstumstellung in Höhen oberhalb von 90 km. Es ist offensichtlich, dass die vertikalen Kopplungsvorgänge im Zusammenhang mit der SSW auch die darüberliegenden Höhenschichten beeinflussen. Auch die in der Troposphäre und Stratosphäre thermisch angeregten Gezeitenwellen mit Perioden von 24, 12 und 8 Stunden erreichen ihre Maxima in Höhen oberhalb von 100 km, in denen sie auch den stärksten Einfluss auf den Hintergrundwind haben. Das wird beispielsweise durch Ergebnisse des HAMMONIA-Modells bestätigt. Der für eine feste Zeit (0:00 UT) abgeleitete Jahresgang der halbtägigen Gezeitenwelle am Standort Andenes (69° N, 16° E) (Abb. 24.2, oben) zeigt maximale Amplituden in Höhen von ca. 110 km. Zum Vergleich ist in Abb. 24.1 (unten) der aus Meteor- und MF-Radarmessungen in Andenes abgeleitete Jahresgang der halbtägigen Gezeitenwelle dargestellt, der auf das Maximum zur Herbstumstellung hinweist. Abb. 24.2 verweist aber auch deutlich auf den nicht erfassten Höhenbereich von 100–120 km.

Um Kopplungsprozesse auch in den darüberliegenden Höhen zu verstehen, wurde eine internationale Zusammenarbeit mit dem Ziel der Einbindung weiterer Experimente initiiert. Insbesondere geht es dabei um die Bestimmung der Winde aus Messungen in der ionosphärischen E-Schicht (90–120 km) mit den EISCAT-Radaranlagen (siehe Kap. 31 und 32). Das vom IAP eingeworbene Projekt „Bridging the gap between the middle and upper atmosphere: Coupling processes due to winds and waves over an extended altitude range“ wird vom „International Space Science Institute“ (ISSI) in Bern (Schweiz) als Organisation zur Förderung der Zusammenarbeit von Wissenschaftlern aus aller Welt auf dem Gebiet der Geo- und Atmosphärenphysik unterstützt.

Die Kombination der Windwerte aus EISCAT-Messungen (100–120 km) und kontinuierlich durchgeführten MF- und Meteor-Radarmessungen (70–98 km) stellt eine Zielstellung des Projektes dar. Da die Ableitung der Windwerte aus EISCAT-Messungen nur während spezieller Kampagnen bei ionosphärisch ungestörten Bedingungen möglich ist, konzentrieren sich die Hauptaktivitäten des Projektes auf konkrete Fallstudien a) zur Untersuchung der zeitlichen Entwicklung des Einflusses der Wellen auf Wind und Temperatur bis zu thermosphärischen Höhen während der Herbstumstellung der Zirkulation und b) zu dynamischen Kopplungsprozessen von der Stratosphäre bis zur unteren Thermosphäre während stratosphärischer Erwärmungen.

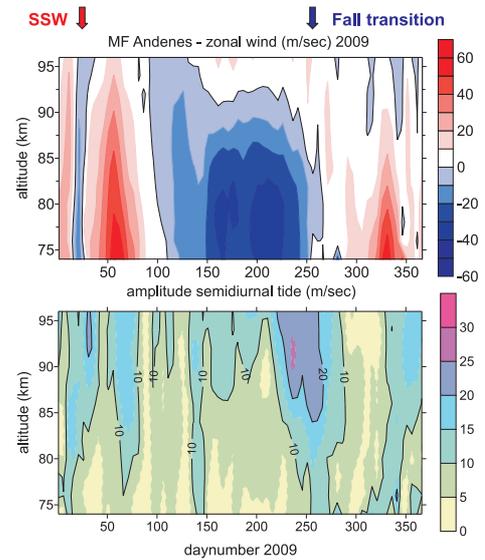


Abb. 24.1: Saisonaler Verlauf der zonalen Winde und der halbtägigen Gezeitenwelle nach Beobachtungen mit dem MF-Radar in Andenes im Jahr 2009. Die kurzzeitige Umstellung der Windsysteme nach einer stratosphärischen Erwärmung und die Herbstumstellung der Zirkulation (siehe Text) sind markiert.

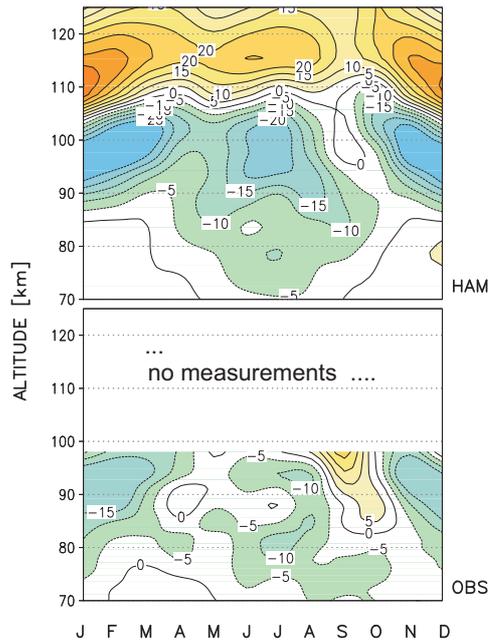


Abb. 24.2: Halbtägige Gezeit des meridionalen Windes (m/s) um 0:00 UT aus Modellierungen mit HAMMONIA (HAM) und Meteor- und MF-Radarbeobachtungen (OBS) in Andenes im Jahr 2005.

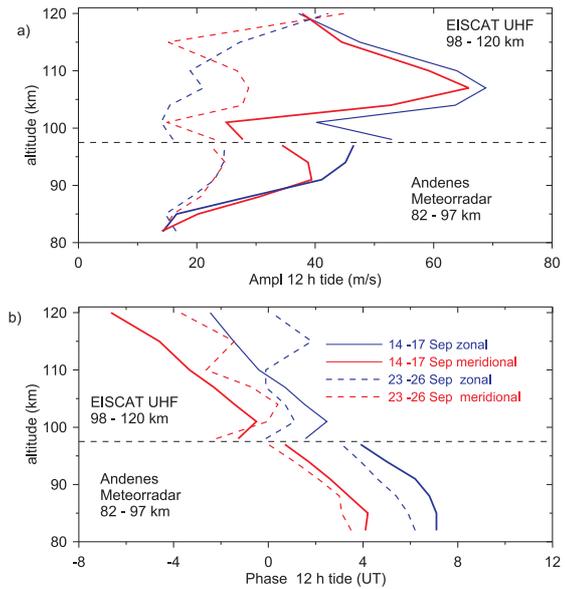


Abb. 24.3: (a) Amplituden und (b) Phasenwerte der halbtägigen Gezeitenwelle vor und nach der Umstellung der Zirkulation im Herbst 2009 aus Messungen mit dem EISCAT-UHF-Radar in Tromsø (70° N, 19° E) und dem Meteor-Radar in Andenes (69° N, 16° E) (EISCAT-Daten: S. Nozawa, Univ. Nagoya, Japan).

Für jeden dieser Schwerpunkte wurden zwei Events zur detaillierten Bearbeitung ausgewählt. Zur Untersuchung der Längenabhängigkeit und zur Einordnung der punktuellen Beobachtungen in einem globalen Zusammenhang werden zusätzlich noch Ergebnisse der Messungen mit Incoherent Scatter Radars (ISR) in Nordamerika sowie Satellitenbeobachtungen (TIDI auf TIMED) hinzugezogen. Die Interpretation der Ergebnisse wird durch Modellierungen (HAMMONIA, KMCM) unterstützt.

Ein Ergebnis der Kombination von Beobachtungen zonaler und meridionaler Winde mit dem EISCAT-UHF-Radar in Tromsø und dem Meteorradar in Andenes während der Herbstumstellung 2009 ist in Abb. 24.3 dargestellt. Das Maximum der Gezeitenaktivität mit Amplituden von ca. 70 ms^{-1} wird in Höhen oberhalb von 100 km erreicht. Nach der Herbstumstellung der Zirkulation nehmen die Amplituden der halbtägigen Gezeit in beiden Höhenbereichen deutlich ab. Die in Abb. 24.3, b) gezeigten Phasenwerte entsprechen den Maxima der ostwärts gerichteten (blau) bzw. nordwärts gerichteten Winde (rot). Beide Komponenten zeigen insbesondere in der Periode vom 14. – 17.09.2009, in der auch die stärksten Amplituden auftreten, eine Differenz von ca. 3 Stunden mit einer überraschend guten Übereinstimmung der vertikalen Phasenverläufe. Allein aus der Ähnlichkeit der Amplituden, der Phasendifferenz und der vertikalen Phasenänderung kann auf eine dominierende, zirkular polarisierte halbtägige Gezeitenwelle mit einer vertikalen Wellenlänge von ca. 40 km für diese Periode geschlossen werden. In der zweiten Periode nach der Herbstumstellung zeigen sich neben den deutlich geringeren Amplituden auch unterschiedliche vertikale Phasenverläufe in beiden Höhenbereichen als Hinweis für die Existenz unterschiedlicher Gezeitenmoden.

Von besonderem Interesse sind auch vertikale Kopplungsprozesse während der SSW, die in den darüberliegenden Höhenschichten zur kurzzeitigen Umstellung der Winde und Temperaturen durch die Änderung der Wellenstruktur führen können. Abkühlungen in der Mesosphäre im Zusammenhang mit SSW wurden auch in Temperaturmessungen mit den Lidaranlagen des IAP nachgewiesen (siehe Kap. 6). Neueste Ergebnisse aus ISR-Messungen in Millstone Hill während einer SSW zeigen aber auch eine Erwärmung in Höhen von ca. 130 km und sind Gegenstand der weiteren Untersuchungen.

25 Radarinterferometrie zur Untersuchung kleinskaliger Prozesse in Tropo- und Mesosphäre

(M. Zecha, P. Hoffmann, M. Rapp)

Das Beobachtungsgebiet, das mit einer einzelnen Radarmessung erfasst wird, ist horizontal durch die Radarstrahlbreite und vertikal durch die Signalpulslänge und Abtastzeit bestimmt. Da die Werte für die technischen Größen Strahlbreite, Pulslänge und Abtastzeit entsprechend dem vorhandenen Radar limitiert sind, ergeben sich Grenzen für das kleinstmögliche Messvolumen. Um die räumliche Auflösung zu verbessern, können jedoch Phasendifferenzen der vom selben Objekt rückgestreuten Signale genutzt werden. Dieses Verfahren wird als Radarinterferometrie bezeichnet.

Für typische Radarsysteme des IAP kann das Radarmessvolumen in der Mesosphäre bis zu einigen Kubikkilometern groß sein. In der Atmosphäre treten aber häufig auch wesentlich kleinskaligere räumliche Variationen auf. Sie lassen sich mit klassischen Radarverfahren nicht auflösen, können aber die Bestimmung atmosphärischer Parameter beeinflussen. Beispielsweise kann bei einer ungleichmäßigen Verteilung der Einzelstreuer im Radarvolumen das Streuzentrum außerhalb des Mittelpunktes liegen. Die Empfangsrichtung des Rückstreusignals stimmt dann aber nicht exakt mit der Schwenkrichtung des Radarstrahls überein. So wird ein vertikal ausgerichtetes Radar ein Signal empfangen, dessen Ursprung außerhalb des Zenits liegt. Die aus der Dopplerverschiebung bestimmte radiale Windgeschwindigkeit kann damit nicht mehr als vertikaler Wind interpretiert werden, da sie neben der vertikalen auch eine horizontale Windkomponente besitzt. Da die horizontalen Winde typischerweise wesentlich größer als die vertikalen Winde in der Atmosphäre sind, kann diese horizontale Komponente nicht vernachlässigt werden, sie beeinflusst den Messwert wesentlich und muss korrigiert werden.

Werden mehrere separate Antennen zum Empfang genutzt, kann das mittlere Streuzentrum bestimmt werden, indem die Phasenunterschiede der einzelnen Empfangssignale und unter Ausnutzung trigonometrischer Beziehungen der Ursprung der sich ausbreitenden Wellenfront ermittelt werden. Damit lassen sich die tatsächliche Empfangsrichtung des Rückstreusignals und daraus schließlich die Größen der horizontalen und vertikalen Windkomponente ableiten.

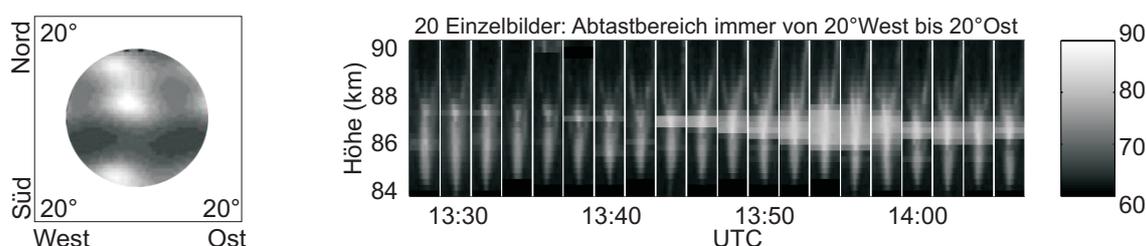


Abb. 25.1: Einzelnes Streumuster (links) und zeitliche Abfolge von Streumustern in West-Ost-Richtung (rechts) während eines MSE-Ereignisses über Kühlungsborn.

Sind die Streuer im Radarvolumen so ungleich verteilt, dass sie mehrere Streuzentren bilden, kann dieses Verfahren erweitert werden und ein Abbild der Streueranordnung erzeugt werden. Dieses Verfahren wird als kohärentes Radarimaging (CRI, Interferometrie im Ortsraum) bezeichnet. Abb. 25.1 (links) zeigt ein Beispiel für ein Streuerabbild während eines MSE-Ereignisses im Sommer 2007, wie es aus Messungen mit dem OSWIN-Radar in Kühlungsborn abgeleitet wurde. Es sind deutlich mehrere Streuzentren als helle Flecken erkennbar. Hierbei handelt es sich quasi um eine Momentanaufnahme in einem Höhenkanal. Veränderungen der Streumuster können durch aufeinanderfolgende Bilder veranschaulicht werden. Abb. 25.1 (rechts) zeigt im Zweiminutenabstand eine zeitliche Abfolge von Streumustern für ein MSE-Ereignis. Aus Übersichtlichkeitsgründen sind hier Schnitte in West-Ost-Richtung in einem Höhenbereich zwischen 84 und 90 km dargestellt. Die hellen Bereiche markieren die Streuerkonzentrationen. Es ist erkennbar, dass sich zwischen 13:40

und 14:00 Uhr im oberen Bereich der MSE (87–89 km) die Streuzentren aus dem Mittelpunkt entfernen bzw. diffuser werden. Dies sind Hinweise auf das Auftreten von geneigten Schichten bzw. eine abnehmende Aspektempfindlichkeit der MSE mit zunehmender Höhe.

Um innerhalb des Radarmessvolumens den Höhenbereich der Streuerkonzentrationen feiner aufzulösen, kann ein ähnliches Verfahren genutzt werden. Anstelle der nahe beieinander liegenden Empfangsantennen werden dann nahe beieinander liegende Frequenzen genutzt. Dieses Verfahren wird als Range Imaging (RIM, Interferometrie im Frequenzraum) bezeichnet. Werden zwei Frequenzen so ausgewählt, dass sich die Anzahl ihrer Wellenperioden innerhalb eines Höhenkanals um maximal eine Periode unterscheidet, können Phasendifferenzen untereinander eindeutig einer Höhe innerhalb des Radarmessvolumens zugeordnet werden. Dadurch kann innerhalb eines Höhenkanals eine einzelne dünne Schicht detektiert werden. Werden mehr als zwei Frequenzen verwendet, können sogar mehrere Schichten innerhalb des Höhenkanals separiert werden.

Dieses Verfahren wurde sowohl auf Messungen des OSWIN-Radars in Kühlungsborn als auch des ALWIN-Radars in Andenes angewandt. Abb. 25.2 (oben) zeigt ein Beispiel für Untersuchungen in der Tropo-/Stratosphäre. Im linken Bild wird die Rückstreustärke im Höhenbereich von 2 bis 16 km dargestellt, wie man sie mit den klassischen Radarverfahren bei einer Höhenauflösung von 300 m erhält. Demgegenüber zeigt das rechte Bild eine wesentlich bessere Höhenauflösung bei Anwendung des RIM-Verfahrens. Die Feinstrukturen treten hier deutlicher hervor, beispielsweise wird der Anstieg der Tropopause von 10 auf 12 km und ihr weiterer Verlauf klarer ersichtlich. In Abb. 25.2 (unten) ist ein Beispiel für Untersuchungen während eines PMSE-Ereignisses dargestellt. Wiederum zeigt sich, dass der Verlauf der PMSE mit dem RIM-Verfahren (rechtes Bild) wesentlich detaillierter wiedergespiegelt werden kann als mit dem klassischen Radarverfahren mit 300 m Höhenauflösung (linkes Bild). Da die Ober- und Unterkante der PMSE mit RIM-Verfahren klarer wiedergegeben werden, können auch Wellenbewegungen (hier weiß markiert) wesentlich besser erkannt werden.

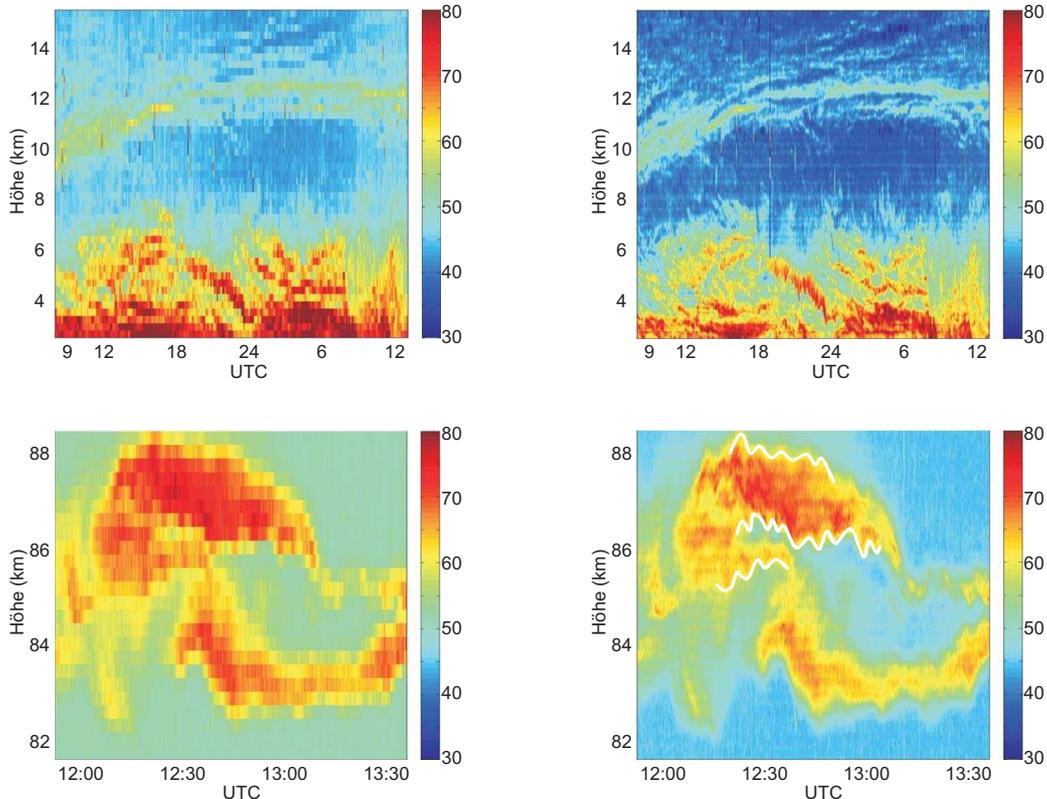


Abb. 25.2: Beispiele für relative Rückstreustärken mit der klassischen 300 m Höhenauflösung (links) und dem hochauflösenden RIM-Verfahren (rechts) in der Tropo- und Stratosphäre über Kühlungsborn (oben) und in der Mesosphäre über Andenes (unten)

26 Turbulenzmessung mit dem 3 MHz Radar in Andenes

(N. Engler, W. Singer, R. Latteck, M. Rapp)

Das 3 MHz Doppler-Radar in Nordnorwegen (69° N, 16° E) wurde während einer Kampagne im Sommer 2005 zu Messungen der atmosphärischen Turbulenz genutzt. Dafür wurde ein spezielles Messprogramm entwickelt, welches die Auswertung der gemessenen spektralen Breiten nach verschiedenen Methoden ermöglicht. Dafür wurde eine Sequenz aus Dopplermessungen mit einem Zenitablagewinkel von 12.2° konfiguriert, wobei hierfür ein schmaler und ein breiter Radarstrahl verwendet wurden. Abb. 26.1 zeigt die Signalstärken der verschiedenen Konfigurationen als Höhen-Zeit-Intensitätsdarstellung für den Zeitraum der Kampagne. Lücken in den Daten sind auf externe Interferenzen oder auf Partikelpräzipitationen nach solaren Ereignissen zurückzuführen.

Zur Bestimmung der turbulenten Energiedissipationsrate ε wurde aus den gemessenen Zeitreihen die spektrale Breite bestimmt. Die gemessene spektrale Breite (σ_{obs}^2) enthält Beiträge des Hintergrundwindes ($\sigma_{beam+shear}^2$), von Schwerewellen (σ_{wave}^2) und von Turbulenz (σ_{turb}^2). Die Beiträge des Hintergrundwindes und der Schwerewellen müssen bestimmt werden und von der beobachteten spektralen Breite separiert werden. Dazu wurden zum einen die Methode der single-beamwidth (1BW) verwendet, mit der der Anteil zur Strahlverbreiterung aufgrund des Hintergrundwindes mit einer analytischen Beschreibung berechnet wurde. Die zweite Methode basiert auf dem dual-beamwidth (2BW) Experiment, bei dem zwei Radarstrahlen mit verschiedenen Strahlbreiten (θ_{nb}^2 und θ_{wb}^2) das gleiche Volumen beleuchten. Unter der Annahme, dass Verbreiterung durch den Hintergrundwind proportional zur Strahlbreite und die turbulente Verbreiterung in beiden Strahlen identisch ist, kann letztere mit diesem Experiment direkt ermittelt werden. Diese Beschreibung ist somit unabhängig vom Hintergrundwind und hängt ausschließlich von den gemessenen spektralen Breiten und von den jeweiligen Strahlbreiten ab.

Aus dem turbulenten Anteil der spektralen Breite kann die turbulente Energiedissipationsrate ε bestimmt werden, welche proportional zu σ_{turb}^2 und der Brunt-Väisälä-Frequenz (ω_B) ist. Zur Bestimmung von ω_B wurden mittlere Temperaturen aus Messungen mit Fallenden Kugeln für einen vergleichbaren Zeitraum genutzt. Ein Beitrag, der die Deposition kinetischer Energie durch das Brechen hochfrequenter Schwerewellen beinhaltet, wird ebenfalls berücksichtigt.

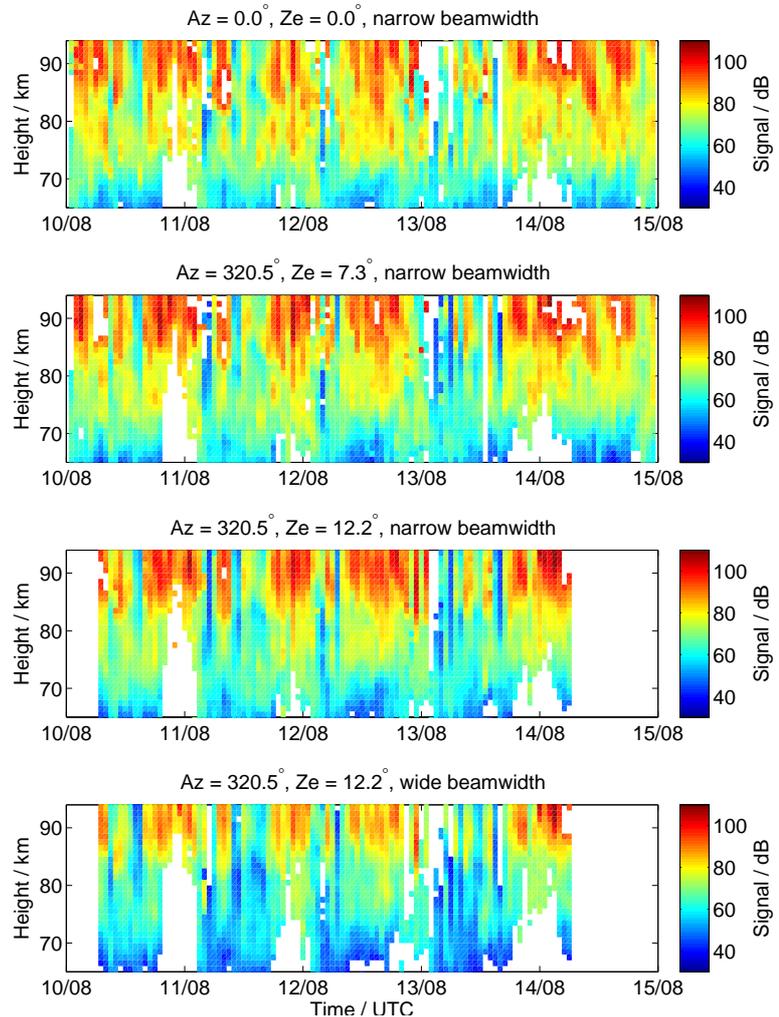


Abb. 26.1: Signalstärken der verschiedenen genutzten Radarstrahlkonfigurationen mit variiertem Zenitwinkel und Strahlbreite für den vertikalen und die nach NW geschwenkten Radarstrahlen.

Abb. 26.2 zeigt die aus der spektralen Breite ermittelte Turbulenzstärke für den schmalen und den breiten Radarstrahl, bei der die Strahlverbreiterung durch den Hintergrundwind nach der 1BW-Methode bestimmt wird. Die Ergebnisse aus dem Höhenintervall 70 – 94 km korrelieren für alle Strahlrichtungen sehr gut, exemplarisch ist hier der Vergleich für die nordwestwärts gerichteten Radarstrahlen gezeigt. Die Unterschiede resultieren aus der Größe des beobachteten Volumens, welches für den breiten Strahl deutlich größer ist. Aus der Modellierung des Strahlungsdiagramms sind die Strahlbreiten θ_{nb} und θ_{wb} zu 6.3° und 13.4° bestimmt worden, was bedeutet, dass in einer Höhe von 85 km ein Volumen mit dem Durchmesser von ca. 10 km im Fall des schmalen und von ca. 20 km für den breiten Strahl beleuchtet wird. Das beleuchtete Volumen des schmalen Strahls ist im breiten enthalten. Für den breiten Strahl werden auch weniger Antennenelemente verwendet, sodass das Signal-zu-Rauschverhältnis etwas schlechter ist.

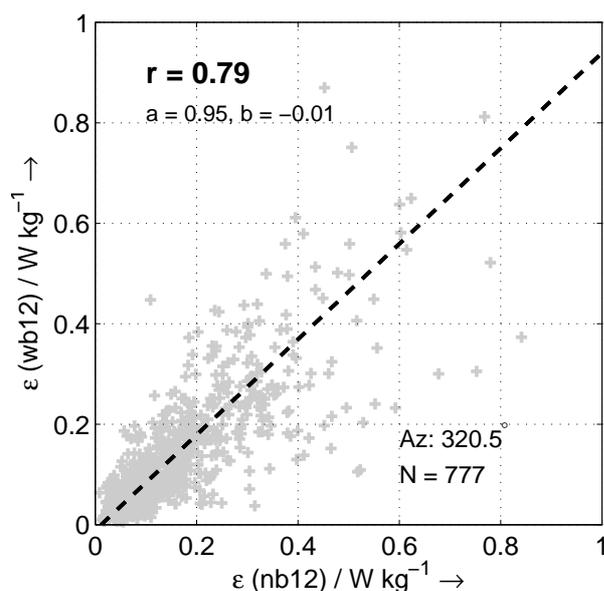


Abb. 26.2: Vergleich der turbulenten Energiedissipationsraten, ermittelt aus dem schmalen und dem breiten Radarstrahl nach der 1BW-Methode für 12.2° Zenitablage.

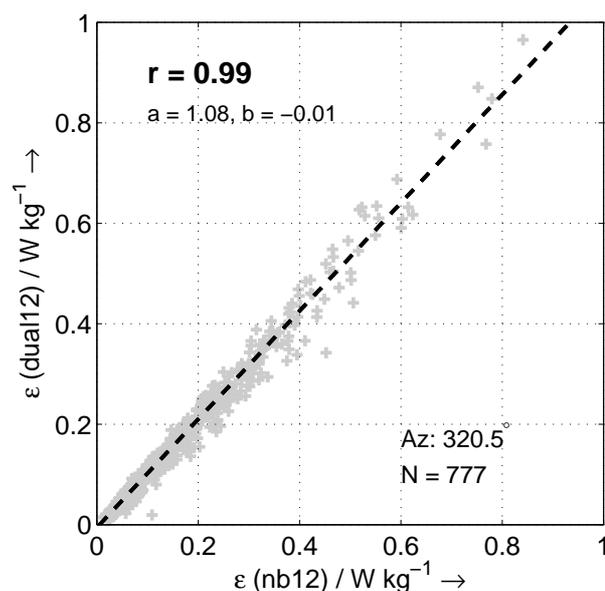


Abb. 26.3: Vergleich der turbulenten Energiedissipationsraten nach der 2BW-Methode zur 1BW-Methode für 12.2° Zenitablage für den nordwestwärts gerichteten Radarstrahl.

Das 2BW-Experiment kann als unabhängige Methode betrachtet werden, da diese nicht vom simultan gemessenen Hintergrundwind abhängt. In Abb. 26.3 wird die Turbulenzstärke nach der 2BW- zur 1BW-Methode für die NW-Strahlen verglichen. Die Dissipationsraten sind hoch korreliert und die lineare Regression weist einen Anstieg nahe 1 auf.

Der Vergleich der Turbulenzstärken zeigt, dass beide Methoden sehr gute Ergebnisse liefern. Die Werte für die 2BW-Methode sind identisch zu denen in Abb. 26.2 und die Bestimmung der Turbulenzstärke ist unabhängig vom simultan gemessenen Hintergrundwind. Damit kann auf der Basis dieses Experiments angenommen werden, dass die turbulente Energiedissipationsrate bei Messungen mit dem 3 MHz-Radar unter einem Zenitablagewinkel von 12.2° eine gute Beschreibung für die im untersuchten Volumen vorzufindenden Geschwindigkeitsfluktuationen darstellt.

Die 2BW-Methode kann dazu genutzt werden, die 1BW-Methode zu validieren. Wünschenswert wäre ein direkter Vergleich mit hochaufgelösten in situ Messungen auf Höhenforschungsraketen zur Validierung der beiden vorgestellten Methoden. In Zukunft wird es auch möglich sein, ähnliche Experimente mit MAARSY (siehe Kap. 20) durchzuführen und zu vergleichen.

27 Langfristige Veränderungen von (P)MSE

(J. Bremer, P. Hoffmann, R. Latteck, W. Singer, M. Zecha)

Da für die Untersuchung langfristiger Variationen in der Mesopausenregion Temperatur-Messreihen nur sehr eingeschränkt zur Verfügung stehen, werden zunehmend Messgrößen verwendet, die leichter beobachtbar sind und maßgeblich von der Temperatur abhängen. Dabei handelt es sich um starke Radarechos, die vorzugsweise im VHF-Bereich in der sommerlichen Mesopausenregion in polaren Breiten (PMSE) und in abgeschwächter Form auch in mittleren Breiten (MSE) beobachtet werden. Diese Echos sind eng verbunden mit den in der sommerlichen Mesopausenregion gemessenen tiefen Temperaturen und dem Auftreten von Wolken kleiner Eisteilchen. Diese Eiswolken können vom Boden aus mit dem Auge bzw. mit speziellen Lidargeräten beobachtet (NLC) oder vom Satelliten detektiert werden (PMC). Langzeitbeobachtungen dieser Messgrößen gestatten somit Rückschlüsse auf mögliche Änderungen der Temperatur bzw. des Wasserdampfgehaltes im Mesopausenbereich.

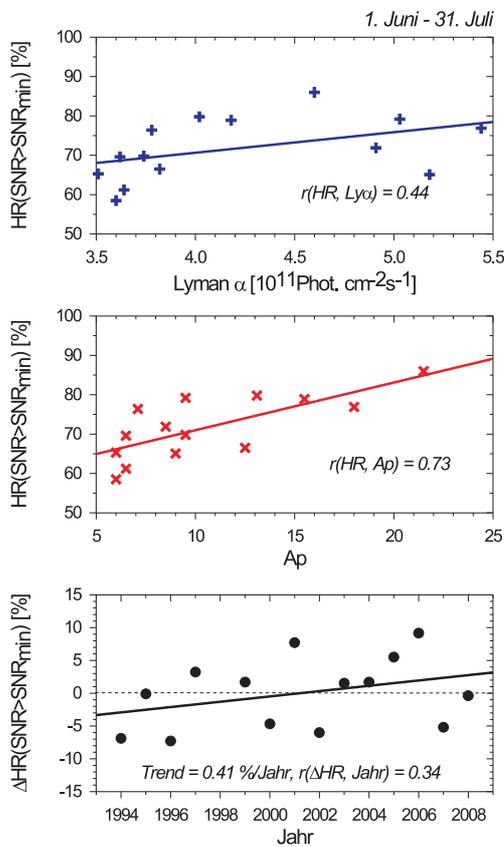


Abb. 27.1: Abhängigkeit der PMSE-Häufigkeit in Andenes von solarer $\text{Ly}\alpha$ Strahlung (oben) und geomagnetischer Aktivität (Mitte) sowie PMSE-Trend nach Eliminierung dieser Anteile (unten).

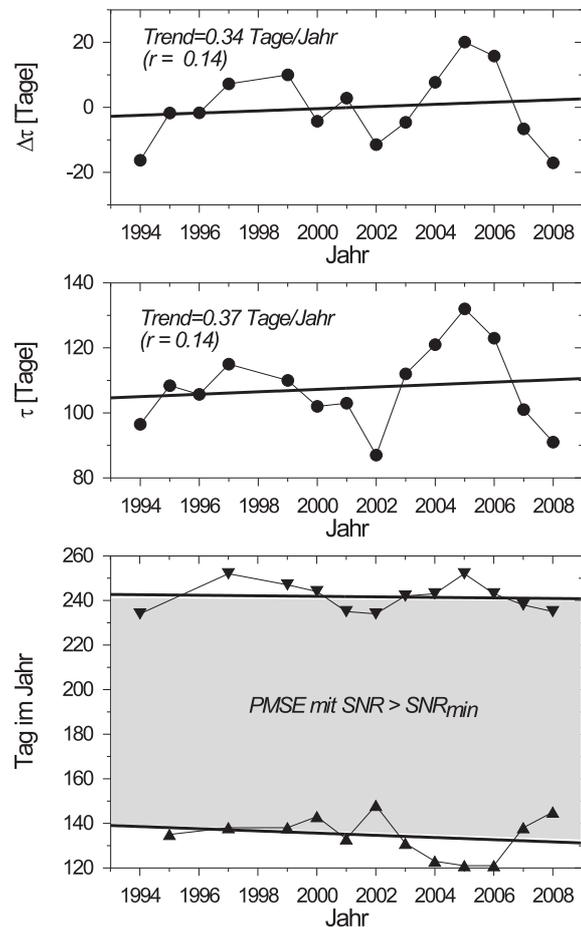


Abb. 27.2: Langzeitige Variationen der PMSE-Dauer in Andenes.

Seit 1994 werden in Andenes in Nordnorwegen und seit 1998 in Kühlungsborn VHF-Radar Messungen von mesosphärischen Sommerechos (P)MSE durchgeführt. In Abb. 27.1 sind Ergebnisse der PMSE-Beobachtungen in Andenes dargestellt. Dabei wurde die mittlere jährliche Häufigkeitsrate HR von PMSE (für Zeitraum vom 1. Juni bis 31. Juli) mit einem Signal-zu-Rauschabstand (SNR) größer einem konstanten Grenzwert SNR_{min} verwendet und ihre Abhängigkeit von der solaren $\text{Ly}\alpha$ Strahlung (oberes Bild) und der geomagnetischen Aktivität (mittleres Bild) dargestellt.

In beiden Fällen wurde ein positiver Zusammenhang gefunden, insbesondere für den Einfluss der geomagnetischen Aktivität. Die Ursache dieser Korrelation ist der positive Zusammenhang der Radarechos mit der Ionisation in der Mesopausenregion. Mit Hilfe einer Zweifachkorrelation können die solar und geomagnetisch bedingten Anteile aus der PMSE-Häufigkeitsrate eliminiert werden. Der verbleibende Rest ΔHR ist im unteren Teil der Abb. 27.1 aufgetragen. Der daraus abgeleitete positive Trend (Signifikanzniveau 86%) kann durch eine Abkühlung im Mesopausenbereich und/oder eine Zunahme des Wasserdampfgehaltes gedeutet werden.

In Abb. 27.2 sind im unteren Teil der Beginn und das Ende der PMSE-Saison aufgetragen, im mittleren Teil die daraus abgeleitete Dauer τ und im oberen Teil die Dauer $\Delta\tau$ nach Eliminierung der solar und geomagnetisch bedingten Anteile. Aus Abb. 27.2 ergibt sich eine schwache Zunahme der Länge der PMSE-Saison, allerdings ist dieser Trend nicht signifikant. In ähnlicher Weise wie die PMSE-Ergebnisse aus Andenes wurden die MSE-Beobachtungen aus Kühlungsborn analysiert. In Abb. 27.3 sind die Häufigkeitsraten der saisonalen Mittelwerte wieder in Abhängigkeit von der solaren Ly_α Strahlung (oberes Bild) und der geomagnetischen Aktivität (mittleres Bild) dargestellt.

Das untere Bild zeigt die langfristige MSE-Variation nach Eliminierung der solar und geomagnetisch bedingten Anteile. In qualitativer Übereinstimmung mit den PMSE-Ergebnissen zeigen auch die MSE-Daten einen positiven Zusammenhang mit der Ly_α -Strahlung und besonders ausgeprägt mit der geomagnetischen Aktivität. Der Trend im unteren Bild von Abb. 27.3 ist wie bei den PMSE positiv, aber nicht signifikant.

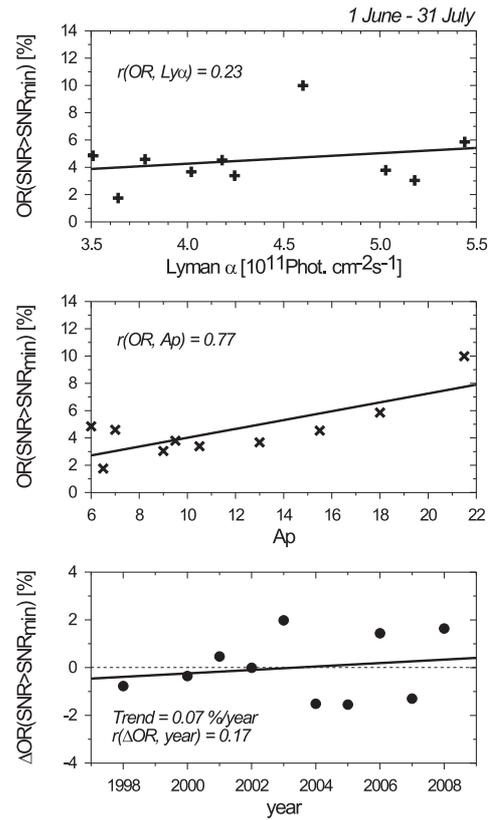


Abb. 27.3: Abhängigkeit der Häufigkeitsrate OR von MSE in Kühlungsborn von der solaren Ly_α Strahlung (oberes Bild) und von der geomagnetischen Aktivität (mittleres Bild) sowie der Trend der MSE-Häufigkeit nach Eliminierung der solar und geomagnetisch bedingten Anteile (unteres Bild).

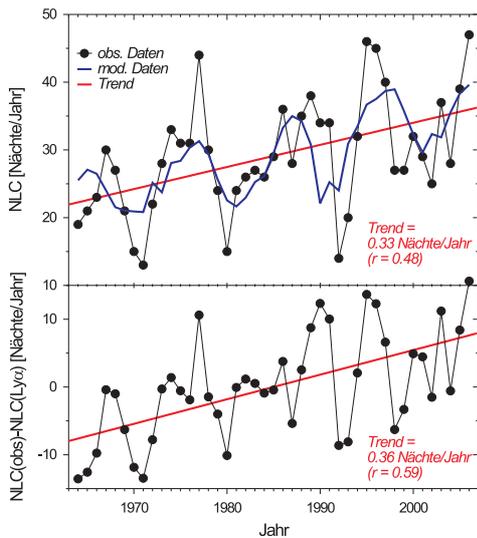


Abb. 27.4: Langzeitige Variation der jährlichen Anzahl von Nächten mit NLC (einschließlich schwacher NLC-Echos) nach Daten von Kirkwood et al. (2008).

Die Analysen der MSE-Dauer (hier nicht gezeigt) ergaben einen schwachen, nicht signifikanten Trend in qualitativer Übereinstimmung mit den PMSE-Ergebnissen und sind damit ein weiterer Indikator für Trends der mesosphärischen Temperatur (Abkühlung) und/oder des mesosphärischen Wasserdampfes (Zunahme). Gestützt wird diese Interpretation durch positive Trends in NLC- oder PMC-Beobachtungen.

Dazu ist in Abb. 27.4 ein Beispiel für NLC-Trends nach Daten von Kirkwood et al. (2008) dargestellt. Im oberen Teil dieser Abbildung sind die Beobachtungsdaten (schwarze Punkte) zusammen mit einem daraus berechneten Regressionsmodell (blaue Kurve) und dem linearen Trend (rote Gerade) aufgetragen, während im unteren Teil der durch die solare Ly_α Strahlung bedingte Anteil eliminiert wurde. Beide Trends sind positiv und hoch signifikant. Noch deutlicher sind solche positiven Trends in PMC-Datenreihen auf beiden Hemisphären (hier nicht gezeigt).

28 Längenabhängigkeit von PMSE in arktischen Breiten

(R. Latteck, W. Singer)

Polare mesosphärische Sommerechos werden mit VHF-Radaren seit über 20 Jahren an verschiedenen Standorten auf der Nordhalbkugel und seit 7 Jahren auch auf der Südhalbkugel kontinuierlich beobachtet. Am IAP wird dafür seit 1998 das VHF-Radar ALWIN in Andenes/Nordnorwegen genutzt, das 2010 durch das neue, leistungsfähigere System MAARSY (siehe Kap. 20) ersetzt wird. Vergleiche der Auftrittshäufigkeiten und absoluten Stärke der PMSE, die an verschiedenen Standorten beobachtet werden, erfordern kalibrierte Radargeräte oder identische Radarexperimente (gleiche Radartechnik und Betriebsparameter).

In hohen arktischen Breiten wurden mit kalibrierten Radarexperimenten geringere Reflektivität und Auftrittshäufigkeiten der PMSE über Resolute Bay (75° N, 95° W) im Vergleich mit Messungen in Andenes (69° N, 16° E) beobachtet und Unterschiede in der Hintergrundionisation über Andenes und Resolute Bay als Ursache angenommen. Die Radarreflektivität ist neben weiteren Faktoren proportional zum Quadrat der Elektronendichte, und Resolute Bay befindet sich innerhalb der Polarkappe während Andenes sich unterhalb des Polarlichtovals befindet, was an letzterem Standort zu höherer Ionisation führen sollte. Bedingt durch die an beiden Stationen verwendete sehr unterschiedliche Radartechnik und Antennen bestehen aber weiterhin Zweifel an dieser Annahme.

Die in den letzten Jahren an vielen Punkten der Nord- und Südhalbkugel aufgebauten SKiYMET-Radare (siehe Kap. 19) ermöglichen sowohl die Sondierung der Ionisationsspuren verglühender Meteoroiden im Höhenbereich von 70–100 km als auch die Erfassung der kohärenten Rückstreuung der Radarsignale von PMSE-Strukturen. Die auf Frequenzen zwischen etwa 30 und 37 MHz arbeitenden Meteor-Radare nutzen eine Sendeantenne mit Rundstrahlcharakteristik und ein aus 5 Empfangsantennen bestehendes Interferometer zur Bestimmung der Position eines Meteors. Zur gleichzeitigen Erfassung von PMSE-Signalen und Meteoroiden wird ein eindeutiger Entfernungsbereich von 140 km bei einer Auflösung von 2 km gewählt. Empfangsseitig wird durch die phasengerechte Kombination der Signale der 5 Empfangsantennen ein vertikaler Radarstrahl von etwa 10° Strahlbreite geformt, und das PMSE-Signal gebildet. Abb. 28.2 zeigt Höhen-Zeit-Schnitte der PMSE, die am 12. Juli 2008 in Andenes mit dem ALWIN-MST-Radar und dem SKiYMET-Meteorradar simultan beobachtet wurden. Die Strukturen werden vom MST-Radar mit 300 m gegenüber 2000 m beim Meteorradar deutlich besser aufgelöst, die zeitliche Entwicklung der PMSE-Schicht wird aber auch vom Meteorradar gut wiedergegeben.

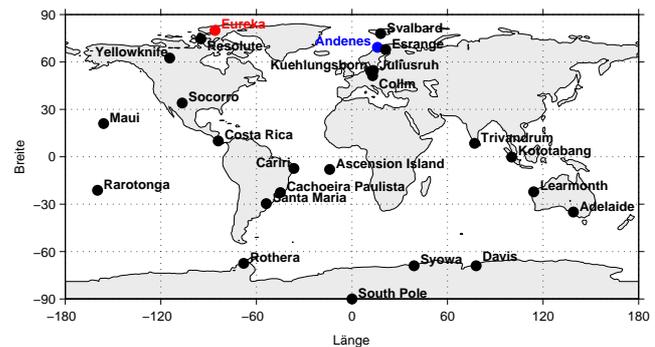


Abb. 28.1: Standorte von SKiYMET-Radaren

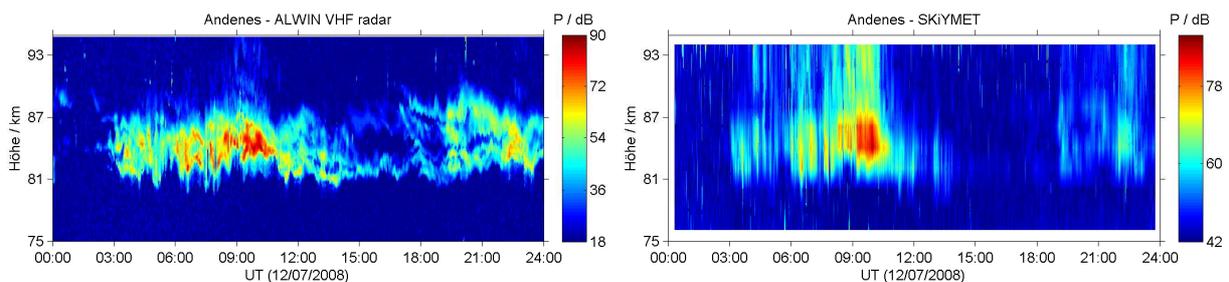


Abb. 28.2: Beispiel einer simultan durchgeführten PMSE-Beobachtung in Andenes

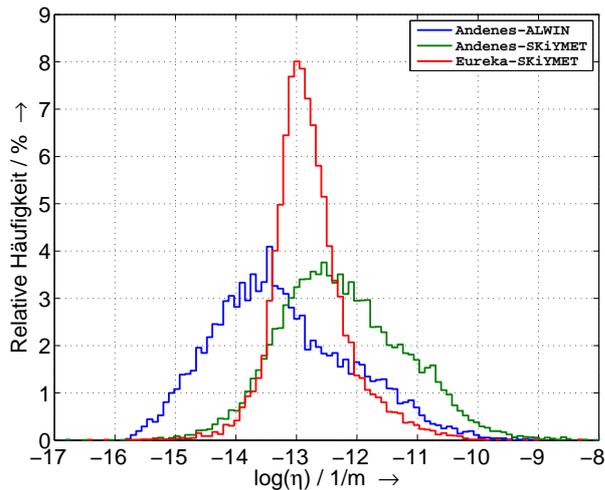


Abb. 28.3: Verteilung der stärksten, im Zeitraum 11.07. – 14.08.2008 über Andenes und Eureka gemessenen, PMSE-Reflektivitäten.

direkt vergleichbar, die Kurve der ALWIN-Ergebnisse ist auf Grund der Frequenzabhängigkeit der Volumenreflektivität im Vergleich zur Kurve des Andenes SKiYMET-Radars zu kleineren Werten hin verschoben. Die Form der Verteilungen beider Beobachtungen in Andenes stimmt aber sehr gut überein, was für die Qualität der Kalibrierung beider Radars spricht.

Zum Vergleich der Ergebnisse aller drei Radare sind in Tab. 28.1 Medianwerte und Dezile der Verteilungen der Volumenreflektivität dargestellt. Die Unterschiede zwischen den Andenes- und Eureka-Ergebnissen werden vor allem in den oberen Dezilwerten deutlich. Im gemeinsamen Beobachtungszeitraum wurden über Andenes deutlich mehr und stärkere Echos als über Eureka gemessen. Dieses Ergebnis bestätigt Vergleiche früherer Beobachtungen mit den MST-Radaren in Andenes und Resolute Bay.

Tab. 28.1: Medianwerte und Dezile der Verteilungen der Volumenreflektivität aus PMSE-Radar-Beobachtungen über Andenes und Eureka.

Radar	$Q_{0.1}$	$Q_{0.5}$	$Q_{0.9}$
Andenes ALWIN	2.2e-15	4.0e-14	1.7e-12
Andenes SKiYMET	2.6e-14	3.9e-13	1.1e-11
Eureka SKiYMET	3.2e-14	1.4e-13	7.2e-13

Im Rahmen des DFG-Schwerpunktprogramms CAWSES wurde ein räumlich hoch aufgelöstes 3-D Modell der atmosphärischen Ionisation (AIMOS) durch in die Atmosphäre einfallende energiereiche Teilchen, wie Elektronen, Protonen und Alphateilchen, verfügbar (Kallenrode und Wissing, Universität Osnabrück). Das Modell basiert auf der Hintergrundatmosphäre des HAMMONIA-Modells und den Messungen energetischer Teilchen durch zwei Satelliten (GOES 10/11 und NOAA 15/16) auf polaren Umlaufbahnen in den Jahren 2002–2005.

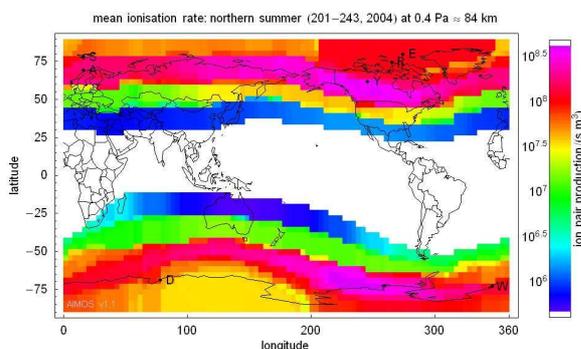


Abb. 28.4: Globale Verteilung der Ionisationsrate im Sommer 2004 in 84 km

Im Juli und August 2008 wurden in einer ersten Kampagne PMSE-Messungen mit den SKiYMET-Meteorradars in Andenes/Norwegen (32.55 MHz; 69° N, 16° E) und Eureka/Kanada (33.4 MHz; 80° N, 86° W) durchgeführt. Beide Radare sind kalibriert, so dass die Reflektivität der beobachteten Echos bestimmt und die Ergebnisse quantitativ verglichen werden konnten. In Andenes wurde zudem zeitgleich das Standard-PMSE-Experiment mit dem ebenfalls kalibrierten MST-Radar ALWIN durchgeführt. Die Verteilung der stärksten, im Zeitraum 11.07. – 14.08.2008 und im Höhenbereich zwischen 80 und 90 km mit allen drei Radaren gemessenen, Echos ist in Abb. 28.3 anhand der Volumenreflektivitäten dargestellt. Die Ergebnisse der SKiYMET-Radare sind in dieser Abbildung direkt vergleichbar, die Kurve der ALWIN-Ergebnisse ist auf Grund der Frequenzabhängigkeit der Volumenreflektivität im Vergleich zur Kurve des Andenes SKiYMET-Radars zu kleineren Werten hin verschoben. Die Form der Verteilungen beider Beobachtungen in Andenes stimmt aber sehr gut überein, was für die Qualität der Kalibrierung beider Radars spricht.

Unter ungestörten Bedingungen kommt der Hauptbeitrag zur ionosphärischen Ionisation von Elektronen sowohl in der Polarkappe (Elektronen solaren Ursprungs) als auch im Polarlichtoval (Elektronen magnetosphärischen Ursprungs). Die Ionisation im Polarlichtoval übersteigt dabei die Ionisation in der Polarkappe deutlich wie es Abb. 28.4 für die globale Verteilung der Ionisationsrate im Sommer 2004 in 84 km Höhe zeigt. Während Andenes (A) sich im Auroraoval befindet, liegen Eureka (E) und Resolute Bay (R) innerhalb der Polarkappe mit einer wesentlich geringeren Ionisationsrate.

29 Meridionalwindvariationen und (P)MSE

(P. Hoffmann, O. Zeller, J. Bremer, M. Zecha, W. Singer, R. Latteck)

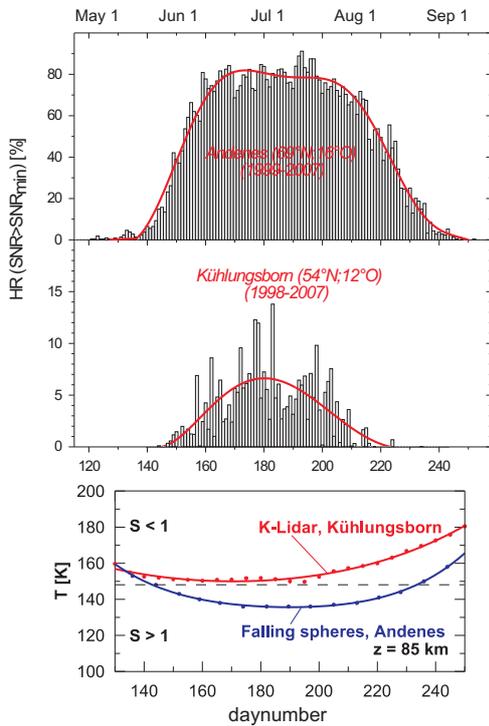


Abb. 29.1: Oben: Mittlere jahreszeitliche Variation der (P)MSE-Häufigkeit in Andenes (69° N) und Kühlungsborn (54° N). Unten: Mittlere Temperaturen in 85 km Höhe in Kühlungsborn (Gerding et al., 2007) und in Andenes (Lübken, 1999).

verwenden wir dazu kontinuierliche Messungen des meridionalen Windes mit den MF- und Meteor-Radaren des IAP in Andenes und in Juliusruh.

In der oberen sommerlichen Mesosphäre ist der horizontale Temperaturgradient äquatorwärts gerichtet und zeigt in 85 km eine deutliche Zunahme. Negative meridionale Winde (aus Nord) bewirken eine Advektion kalter Luftmassen in niedere Breiten und umgekehrt führt ein positiver Meridionalwind (zum Pol) zu einer Advektion warmer Luftmassen in hohe Breiten. Im Sommer 2006 werden in mittleren Breiten vorwiegend negative Meridionalwinde \bar{v} (Abb. 29.2) beobachtet, die aber auch deutliche Variationen im Höhenbereich mesosphärischer Sommerechos aufweisen. Variationen mit Perioden von 4–7 Tagen beeinflussen besonders die Schwankungen von Wind und Temperatur in der Mesosphäre und bilden daher den Schwerpunkt der folgenden Untersuchungen.

Zur Illustration des möglichen Einflusses dieser Windvariationen wird hypothetisch eine 6-Tage-Welle mit einer Amplitude von $|\Delta v_{max}| = 5 \text{ ms}^{-1}$ angenommen (Abb. 29.3, links). Negative Δv bewirken eine Zunahme der Advektion kalter Luftmassen aus nördlicher Richtung und führen somit zu einer Temperaturabnahme. Zu der Zeit, bei der Δv positiv wird, wird das Temperaturminimum T_{min} erreicht. Da zu dieser Zeit die größte Dichte von Eisteilchen erwartet wird, sollte nur durch die Advektion nach 1.5 Tagen die (P)MSE-Häufigkeitsrate ihr Maximum zeigen.

Mit VHF-Radaren des IAP werden in der sommerlichen Mesosphäre vor allem in hohen Breiten starke Radarechos (PMSE) beobachtet (siehe Kap. 27 und 28). Abb. 29.1 beschreibt im oberen Bild den mittleren jahreszeitlichen Verlauf der PMSE-Häufigkeit nach Messungen in hohen Breiten in Andenes. Hier werden PMSE von Mitte Mai bis Ende August mit einer Häufigkeit von ca. 80% beobachtet. In mittleren Breiten treten diese Echos auch auf, aber mit einer deutlich geringeren Häufigkeitsrate von 7% und werden hier als MSE bezeichnet. Diese Echos sind eng verbunden mit tiefen Temperaturen in der sommerlichen Mesopausenregion, die die Bildung von Eisteilchen ermöglichen. Die Unterschiede in den Häufigkeitsraten können durch die mittleren Temperaturen an beiden Standorten (Abb. 29.1, unten) erklärt werden. Die gestrichelte Linie kennzeichnet bei einer Temperatur von ca. 148 K den Sättigungsgrad $S=1$ für ein Wasserdampf-mischungsverhältnis von 4 ppmv in einer Höhe von 85 km als untere Grenze für die Existenz von Eisteilchen. Danach ist die mittlere Temperatur in mittleren Breiten in der Nähe des Frostpunktes, während die Temperaturen in hohen Breiten deutlich darunter liegen. Durch den Einfluss von Wellen unterschiedlicher Periodenbereiche auf Wind und Temperatur treten mesosphärische Sommerechos mit deutlichen Variationen auf. Ziel dieses Beitrages ist es zu klären, welchen Einfluss planetare Wellen auf die (P)MSE haben. Als Basis

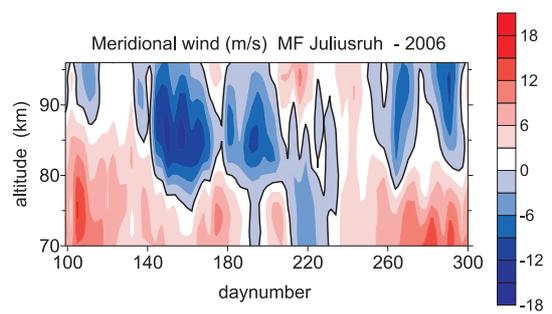


Abb. 29.2: Meridionalwind in Juliusruh im Sommer 2006.

Ausgehend von dieser Hypothese wurden die Ergebnisse in mittleren Breiten mit einer Stichtaganalyse untersucht (Abb. 29.3, rechts). Dazu wurden insgesamt 57 Intervalle von jeweils 7 Tagen so ausgewählt, dass am Tag 0 die stärkste Zunahme von v im Höhenbereich 84–88 km auftritt bei einer Windänderung größer als 5 ms^{-1} . Die mittleren Häufigkeitsraten der MSE an diesen Tagen sind durch die roten Balken beschrieben. Im umgekehrten Fall (Abb. 29.3, rechts unten) wurde der Tag mit der stärksten Abnahme von v als Stichtag gewählt. Die in beiden Stichtaganalysen erhaltenen Variationen von Δv ähneln dem Schema mit der angenommenen 6-Tage-Welle (Abb. 29.3, links). Das trifft auch auf Variationen der Häufigkeitsrate der MSE zu, die zum Stichtag im oberen Bild das erwartete Maximum und im unteren Bild ein Minimum zeigen. Die Ergebnisse sind mit 95% signifikant und zeigen, dass in mittleren Breiten die Häufigkeit der MSE durch Variationen der meridionalen Winde und der damit verbundenen Advektion kalter Luftmassen beeinflusst wird. Das wird auch durch zusätzliche Kreuzkorrelationen der MSE-Häufigkeitsraten und Winde (hier nicht gezeigt) bestätigt.

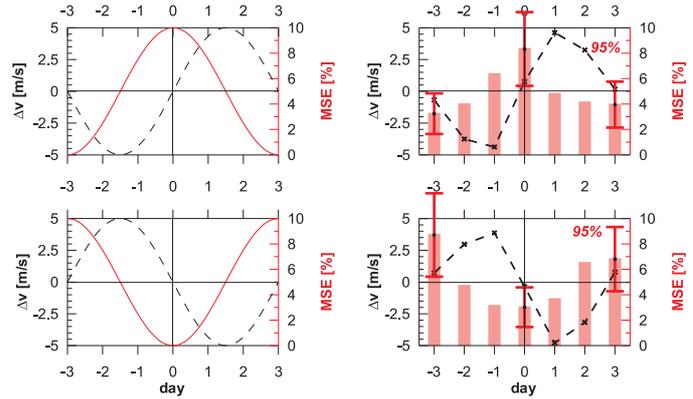


Abb. 29.3: Links: Schema zum Zusammenhang zwischen MSE (durchgezogene Linie) und vertikalem Wind v (gestrichelte Linie) bei einer 6-Tage-Welle. Rechts: Stichtaganalyse zwischen v (gestrichelte Linie) und MSE-Häufigkeit (rote Balken): (oben, $n=58$) maximale Zunahme von v , (unten, $n=57$) maximale Abnahme von v am Tag 0.

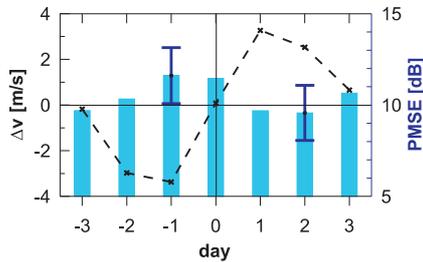


Abb. 29.4: Stichtaganalyse ($n=52$) zwischen v (gestrichelte Linie) und zugehörigen PMSE-Werten (SNR, blaue Balken). Tag 0: maximale Zunahme von v .

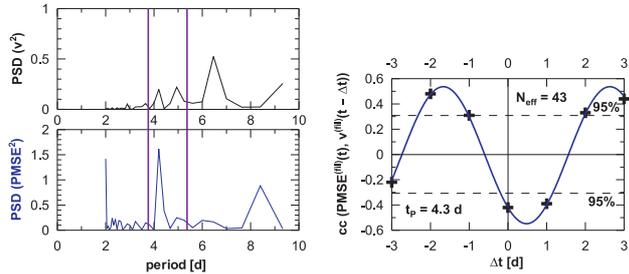


Abb. 29.5: Links: Spektrum der PMSE-Tageswerte (unten) aus Höhen von 81.2–88.4 km und v (oben) aus Höhen von 84–88 km vom 1.6. – 23.8.2002. Die vertikalen Linien begrenzen ein Rechteck-Bandpassfilter. Rechts: Kreuzkorrelation der gefilterten PMSE-Werte und Meridionalwinde.

In hohen Breiten liegt die mittlere Temperatur in der sommerlichen Mesosphäre deutlich unter dem Frostpunkt des Wasserdampfes. Da die gesamte PMSE-Saison im Mittel von einem negativen Meridionalwind geprägt ist, ist hier ein geringerer mittlerer Einfluss der Meridionalwindvariationen auf die PMSE im Vergleich zu den Resultaten in mittleren Breiten zu erwarten. Das wird auch durch eine Stichtaganalyse analog zu Abb. 29.3 bei Fällen mit einer hinreichend starken Änderung von v bestätigt aus den Jahren 1999 – 2006 (Abb. 29.4). Das Ergebnis zeigt ein Maximum der PMSE-Werte am Tag -1 und weicht in dem hier gezeigten statistischen Mittel deutlich von dem in mittleren Breiten gefundenen Zusammenhang ab. Eine Ausnahme bilden kurzzeitige Perioden mit erhöhten Amplituden planetarer Wellen sowie die PMSE-Variationen im Sommer 2002. In letzterem Jahr wurden aufgrund höherer mittlerer Temperaturen in der oberen Mesosphäre ein ansatzweise ähnliches Verhalten wie in mittleren Breiten beobachtet. Als Beispiel dafür wird in Abb. 29.5 die Kreuzkorrelation der Tageswerte der PMSE-Werte und Meridionalwinde nach vorheriger Filterung gezeigt. Aus dem Fit der Kreuzkorrelationswerte über die gesamte Saison kann auf eine Variation von 4.3 Tagen geschlossen werden.

30 Starke Aspektempfindlichkeit in PMSE während der ECOMA-2008-Kampagne

(N. Engler, W. Singer, R. Latteck, B. Strelnikov, M. Rapp)

Während der ECOMA-2008-Kampagne im Juni/Juli 2008 wurden Radarmessungen mit dem ALWIN-MST-Radar auf 53.5 MHz durchgeführt, die eine hohe zeitliche und räumliche Auflösung haben. Die Signalstärke während des ECOMA-04 Raketenstarts ist in Abb. 30.1 für den vertikalen und den um 7° geschwenkten Radarstrahl gezeigt. Es ist deutlich eine Schichtstruktur zu erkennen, deren Eigenschaften in dieser Studie näher untersucht werden. Deutlich hervorgehoben ist die stark zurückgestreute Leistung aus der oberen Schicht, die sowohl im vertikalen als auch im geschwenkten Strahl auftritt. Im Gegensatz dazu ist die untere Schicht nur im vertikalen Strahl zu beobachten.

Es ist bekannt, dass die Rückstreuung von Radiowellen aus der Atmosphäre abhängig ist vom Winkel, unter dem die streuenden Strukturen beleuchtet werden. Der als Aspektempfindlichkeit θ_s bekannte Parameter kann zur Charakterisierung der beobachteten Strukturen genutzt werden und enthält Informationen über die Anisotropie der Streuzentren. Eine hohe Aspektempfindlichkeit beschreibt stark anisotrope Strukturen, die zu einer spiegelartigen Reflektion der Radarwellen führen. Beschreibt man die Streuzentren in einer bestimmten Höhe mit Hilfe eines Polardiagramms, so ist die rückgestreute Leistung eines Streuzentrums an der Position θ proportional zu $\exp(-\theta^2/\theta_s^2)$. Der Radarstrahl kann mit einem ähnlichen Polardiagramm beschrieben werden, unter der Annahme, dass sowohl das Polardiagramm des Radarstrahls als auch jenes der Streuer einer Gauss-Verteilung mit einer bestimmten Breite (θ_0 und θ_s) entspricht. Betrachtet man nun die zurückgestreute Leistung eines geschwenkten und des vertikalen Radarstrahls, so kann daraus eine Abschätzung für den Grad der Anisotropie der Streuzentren erfolgen. Abb. 30.2 zeigt schematisch den Einfluss anisotroper Streuer auf das Polardiagramm des Radarstrahls. Neben der Größe der rückgestreuten Leistung wird auch der effektive Streuwinkel verändert. Da in dem beobachteten Volumen alle Streuer zum Signal beitragen, kann dieser Parameter auch nur als mittleres Maß der Anisotropie von turbulenten Strukturen mit einer vertikalen Ausdehnung in der Größe der Bragg-Skala (= halbe Radarwellenlänge) angesehen werden. Es lassen sich einige Zusammenhänge mit anderen simultan gemessenen Messgrößen wie Hintergrundwind und Turbulenzstärke untersuchen, die Aufschluss über den Grund der beobachteten anisotropen Streuzentren geben können. Als abgeleiteten Parameter kann das Anisotropieverhältnis (l_x/l_z) definiert werden, welches als ein Maß für die horizontale und vertikale Ausdehnung des Polardiagramms angesehen werden kann. Dieser Parameter ist proportional zu $1 + \sin^{-2} \theta_s$, und ermöglicht die Diskussion in Anlehnung an eine „geometrische“ Ausdehnung der Streuer.

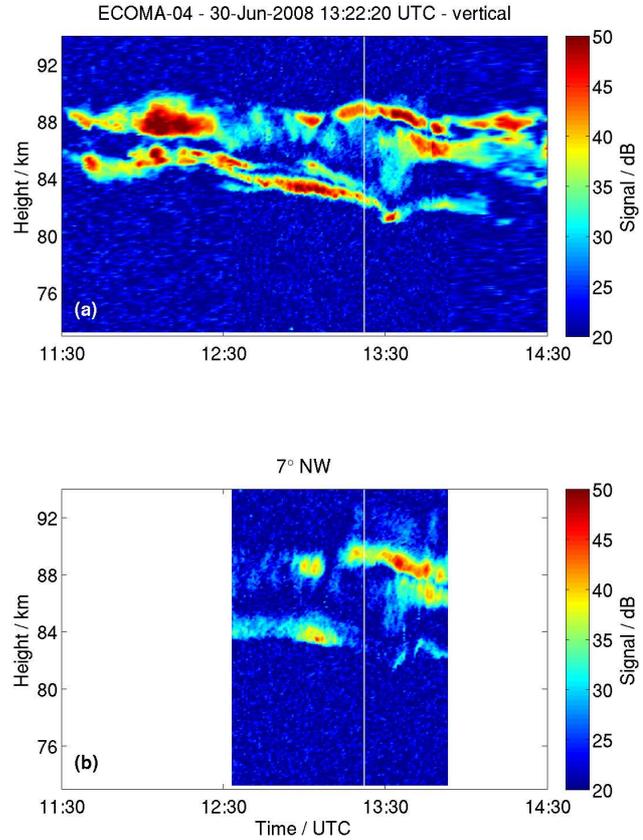


Abb. 30.1: Signalstärken des vertikalen und um 7° geschwenkten Radarstrahls für den analysierten Zeitraum. Die vertikale Linie kennzeichnet den Start der ECOMA-04 Rakete am 30.06.2008 um 13:22 UT.

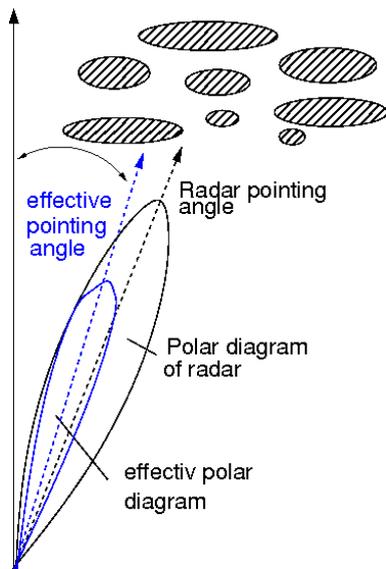


Abb. 30.2: Schematische Darstellung des Einflusses von horizontal ausgedehnten Strukturen, die in einem effektiven Zenitwinkel resultieren. Das Polar diagramm des Radarstrahls wird durch die Asymmetrie der Streuer verändert.

Diese Modellvorstellung wurde in einem Schema dargestellt, welches in Abb. 30.4 gezeigt ist. Die turbulenten Strukturen im unteren Bereich sind durch den starken Wind horizontal verformt und weisen eine hohe Anisotropie auf. Das schematische Profil des Anisotropieverhältnisses (l_x/l_z) ist im unteren Höhenbereich sehr hoch. Im mittleren Höhenbereich verringert sich die Windgeschwindigkeit drastisch und die Anisotropie der Streuer nimmt ab, wie das Schema zeigt. Im oberen Bereich nimmt der Hintergrundwind wieder zu und bewirkt ebenfalls horizontal ausgedehntere Strukturen mit erhöhter Anisotropie. Dies ist eine stark idealisierte Darstellung der turbulenten Strukturen, die helfen kann, die dynamischen und strukturellen Prozesse in der Atmosphäre zu verstehen.

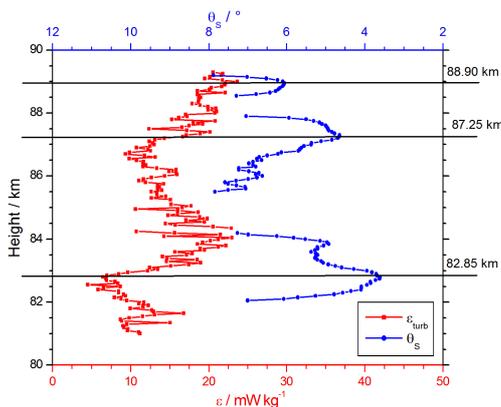


Abb. 30.3: Aspektempfindlichkeit (blau) und turbulente Energiedissipationsrate (rot) für den Zeitraum des Raketenstarts.

Der Aspektempfindlichkeitsparameter wird aus den, über 15 min gemittelten, rückgestreuten Signalstärken des vertikalen und des um 7° nach NW geschwenkten Radarstrahls berechnet und ist in Abb. 30.3 für die oben beschriebenen Messungen am 30.06.2008 als mittleres Höhenprofil dargestellt. Die Skalierung der zugehörigen oberen Achse ist umgekehrt dargestellt, denn für die Interpretation dieses Parameters ist zu berücksichtigen, dass kleine Winkel θ_s eine hohe und große θ_s eine geringe Aspektempfindlichkeit bedeuten. Zusätzlich ist die turbulente Energiedissipationsrate, welche aus der spektralen Breite bestimmt wurde, für dieselbe Zeit hinzugefügt. Es sind drei charakteristische Bereiche zu erkennen, die mit Hilfe der horizontalen Linien markiert sind. Es ist bei den unteren beiden Maxima in der Aspektempfindlichkeit deutlich zu erkennen, dass diese gerade dann auftreten, wenn die Turbulenzstärke nach einem Minimum wieder ansteigt. In dem hier gezeigten Beispiel ist das Ansteigen der Turbulenzstärke an einen starken vertikalen Windgradienten geknüpft, wobei der mittlere Hintergrundwind stark nachlässt. Es ist bekannt, dass Windscherung einen Einfluss auf die Turbulenz und auf die Anisotropie der turbulenten Strukturen hat. Die obere Linie kennzeichnet einen Bereich, in dem höhere Turbulenz gemessen wird. Die für diese Schicht bestimmte Aspektempfindlichkeit ist in diesem Fall deutlich geringer als die, die für die untere stark aspektempfindliche Schicht bestimmt wurde.

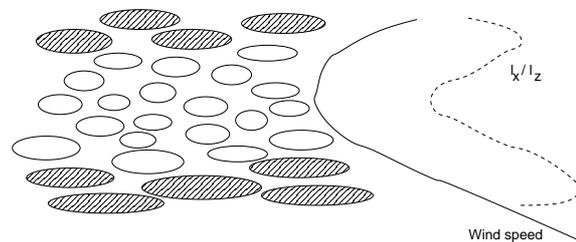


Abb. 30.4: Schematische Darstellung der vertikalen und horizontalen Verteilung der Streuzentren.

31 Statistische Eigenschaften von PMSE bei hohen Frequenzen

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

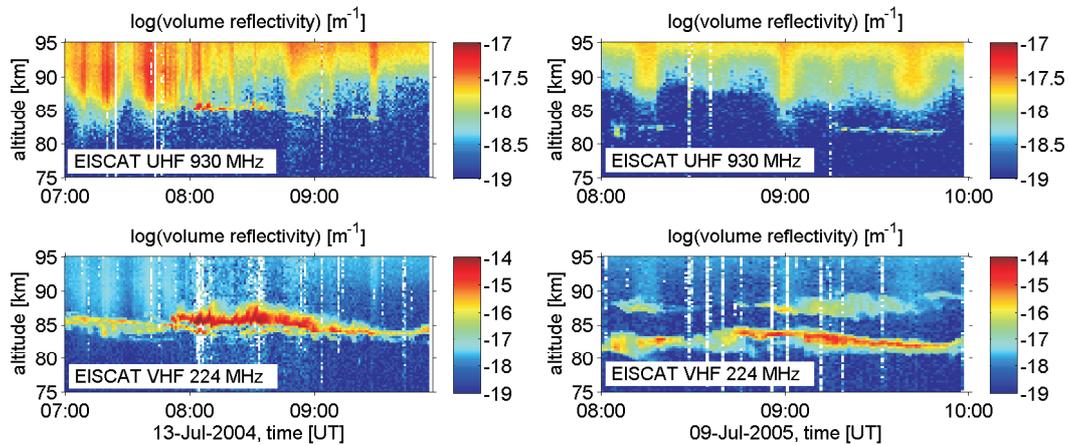


Abb. 31.1: PMSE gemessen mit dem EISCAT-UHF (obere Reihe) und dem VHF (untere Reihe) System. Rechts: 13. Juli 2004, links: 09. Juli 2005.

Polare mesosphärische Sommerechos (PMSE) sind starke Radarechos aus der sommerlichen Mesopausenregion, die im Frequenzbereich von ~ 2 bis ~ 1000 MHz beobachtet werden. PMSE treten in polaren Breiten in Höhen zwischen 80–92 km von Mitte Mai bis Ende August auf. Häufig bilden sie dünne Schichten, oft auch Mehrfachschichten. Die Echostärke und die detektierbare vertikale Ausdehnung dieser Schichten hängt von der Radarfrequenz ab. In Abb. 31.1 sind PMSE-Beobachtungen für zwei Tage und zwei Radarfrequenzen (UHF und VHF, Tab. 31.1) in Abhängigkeit von Höhe und Zeit dargestellt.

Die Radarwellen werden an Irregularitäten der mesosphärischen Elektronendichte mit räumlichen Skalen der halben Radarwellenlänge rückgestreut. Da solche Irregularitäten im viskosen Bereich der Neutralgas-Turbulenz liegen, können sie durch molekulare Diffusion schnell vernichtet werden. Bei Anwesenheit kleiner Eisteilchen, deren Bildung durch die extrem kalten Temperaturen in der sommerlichen Mesopausenregion möglich ist, wird jedoch die Elektronendiffusivität stark reduziert. Dadurch bleiben die für den Rückstreuprozess notwendigen irregulären Strukturen im Elektronengas über einen längeren Zeitraum erhalten.

Aus der Theorie ist bekannt, dass zur Bildung der PMSE-Schichten sowohl genügend hohe Elektronendichten als auch erhöhte Turbulenzstärke und größere geladene Eisteilchen notwendig sind. Je höher die Radarfrequenz ist, desto schwächere Signale werden in PMSE-Schichten detektiert. Dies bedeutet, dass Radare mit höherer Frequenz empfindlicher auf Änderungen dieser Parameter reagieren. Im Folgenden werden statistische Ergebnisse von Beobachtungen bei 2 Radarfrequenzen präsentiert.

In Abb. 31.2 sind die PMSE-Häufigkeiten für die EISCAT-VHF- und UHF-Radare (Tab. 31.1) dargestellt. Insgesamt betrug die PMSE-Häufigkeit für das VHF Radar im Juli 2004/2005 ca. 85%. Das ist wesentlich mehr als die PMSE-Häufigkeit für das UHF-Radar, die während desselben Zeitraums unter 6% lag. Das deutet darauf hin, dass die Bedingungen für UHF-PMSE deutlich

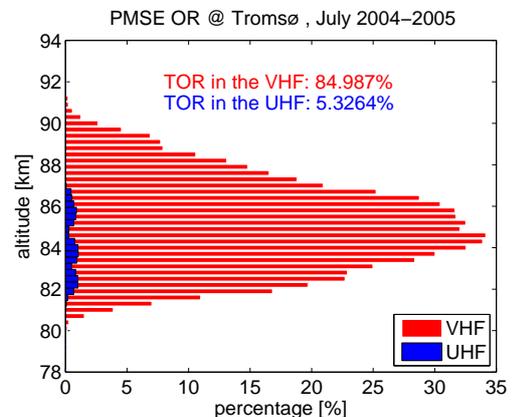


Abb. 31.2: PMSE-Häufigkeit für Juli (2004, 2005) gemessen mit dem EISCAT-UHF (blau) und VHF (rot) Radar.

seltener erfüllt sind. Dies spiegelt sich auch in den Volumenreflektivitäten (Abb. 31.3) wider. Es werden nämlich im VHF-Bereich stärkere und häufigere PMSE gemessen.

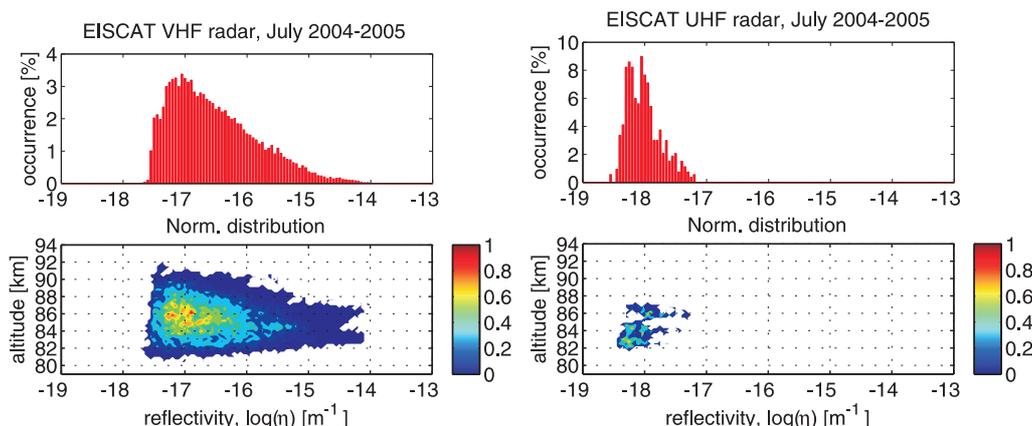


Abb. 31.3: Obere Reihe: PMSE-Häufigkeitsverteilung als Funktion der Volumenreflektivität (das Integral über der Verteilung ergibt 100%). Untere Reihe: PMSE-Häufigkeit als Funktion der Volumenreflektivität und Höhe (normiert auf Eins). Links: VHF, Rechts: UHF Messungen.

Tab. 31.1: System- und Experimentparameter der VHF- und UHF-EISCAT-Radare in Tromsø

	VHF	UHF
Radarfrequenz / MHz	224	929
Radarwellenlänge / m	1.34	0.32
Spitzenleistung / MW	3	2
Höhenauflösung / m	300	300

Die Elektronendichte kann nicht direkt in der PMSE-Schicht gemessen werden. Deswegen wurde die Elektronendichte oberhalb der Schicht in einer Höhe von 90 km bestimmt. Die PMSE-Häufigkeit in Abhängigkeit von dieser Elektronendichte ist in Abb. 31.4 dargestellt. Hieraus ergibt sich, dass die Elektronendichte ein Minimum übersteigen muss, um PMSE zu ermöglichen. Dieses Minimum liegt für das VHF-Radar bei $5 \times 10^9 \text{ m}^{-3}$, und für das UHF bei $1 \times 10^{10} \text{ m}^{-3}$.

Der Vergleich spektraler Breiten (Abb. 31.5) gemessenen während gleichzeitiger UHF- und VHF-PMSE-Ereignisse und ausschließlicher VHF-PMSE-Ereignisse zeigt, dass die spektrale Breite oberhalb von 85 km größer ist, wenn UHF-PMSE auftritt. Das weist daraufhin, dass für UHF-PMSE auch stärkere Turbulenz nötig ist.

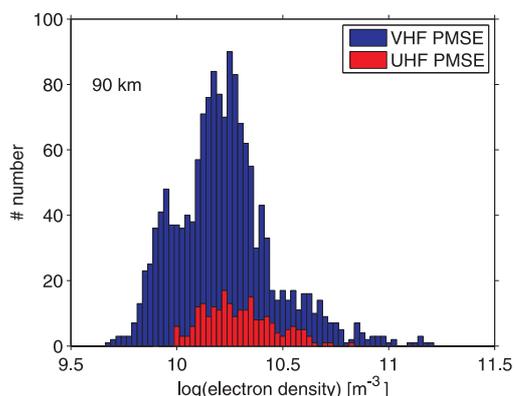


Abb. 31.4: PMSE-Häufigkeitsverteilung als Funktion der Elektronendichte in 90 km Höhe. Rote Balken: UHF-Messungen, blau: VHF-Messungen

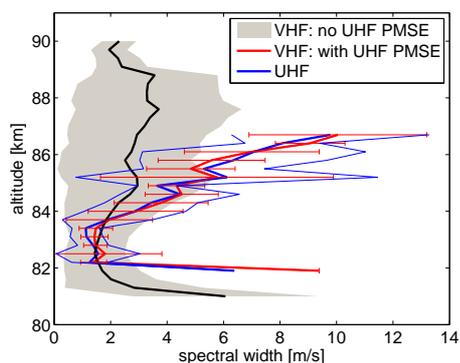


Abb. 31.5: Spektrale Breite als Funktion der Höhe. Schwarz: VHF-Radar, wenn keine PMSE-Signale in UHF gemessen wurden. Rot (VHF) und Blau (UHF): gleichzeitige Messungen.

32 Vermessung mikrophysikalischer Aerosolparameter mit Radars

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

Wie bereits in Kap. 31 dargestellt, sind polare mesosphärische Sommerechos (PMSE) ein Phänomen, das in polaren Breiten während der Sommersaison auftritt. In diesem Kapitel wurde auch gezeigt, dass Hintergrundparameter bestimmte Kriterien erfüllen sollten, um PMSE insbesondere bei höheren Frequenzen messen zu können, z.B. sollten die Elektronendichte und Turbulenzstärke genügend hoch sein. Aus der Theorie ist bekannt, dass das Leistungsdichtespektrum nur dann zu kleineren Skalen erweitert sein kann, wenn die geladenen Eisteilchen die Elektronendiffusivität stark reduzieren. Die Elektronendiffusivität ist antiproportional zu r_A^2 (r_A ist der Teilchenradius). Dies bedeutet, je größer die Eisteilchen sind, desto kleinere Strukturen werden gebildet, welche auch bei höheren Frequenzen als PMSE nachgewiesen werden können. Das ist auch ein Grund, weshalb PMSE bei UHF-Radarmessungen deutlich seltener vorkommen (Abb. 31.2).

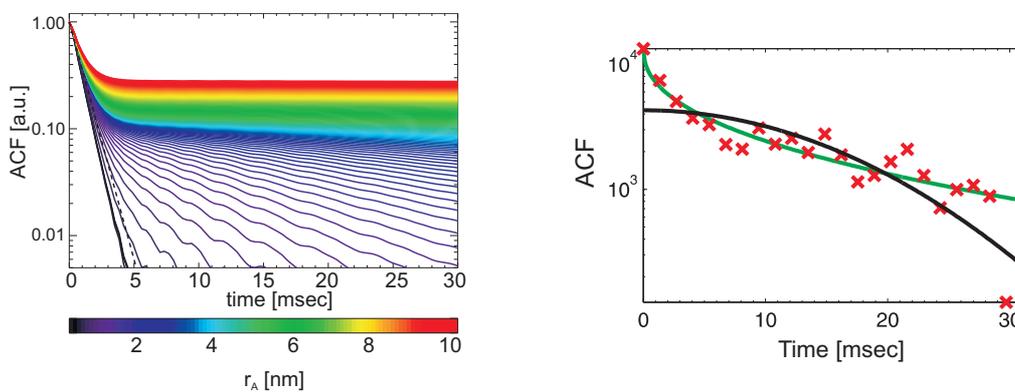


Abb. 32.1: Links: theoretische Autokorrelationsfunktionen für ein UHF-Radar für verschiedene Teilchenradien. Rechts: UHF gemessene Autokorrelationsfunktion (rote Kreuze: Messwerte, schwarze Linie: Gauss-Verteilung) während eines VHF-PMSE-Ereignisses.

Ein einfacher Beweis für die Existenz geladener schwerer Teilchen in einer PMSE-Schicht kann aus der spektralen Form (oder Form der Autokorrelationsfunktion) abgeleitet werden. Wenn das Signal von kohärenten Strukturen zurückgestreut wird, dann entspricht das Spektrum einer Gauss-Verteilung und hat ein höheres Signal-zu-Rausch-Verhältnis als das Signal der gleichzeitig beitragenden inkohärenten Thomson-Streuung an den Umgebungselektronen. In diesem Fall ist die Information über die Eisteilchen auf Grund des stärkeren kohärenten Signals im Spektrum unterdrückt. Wenn zwei Radare mit unterschiedlicher Frequenz gleichzeitig messen wird das PMSE-Signal oft nur bei der niedrigen Frequenz gemessen. Dabei enthält das gemessene Signal mit höherer Frequenz keinen Beitrag von kohärenten Strukturen, sondern die Information über die Anwesenheit geladener Eisteilchen. Die Autokorrelationsfunktion dieses Signals entspricht der Theorie inkohärenter Streuung mit geladenen Teilchen.

Diese Untersuchung wurde für das EISCAT VHF- und UHF-Radar durchgeführt (die Radarparameter sind in Tab. 31.1 aufgelistet). Abb. 32.1 stellt die theoretisch zu erwartenden Autokorrelationsfunktionen für das UHF-Radar und verschiedene Teilchengrößen dar (links). Rechts ist die mit dem UHF-Radar gemessene Autokorrelationsfunktion gezeigt, die während eines VHF-PMSE-Ereignisses gemessen wurde. Die Form der Autokorrelationsfunktion zeigt deutlich, dass geladene Eisteilchen im Messvolumen existieren und den Rückstreuprozess beeinflussen. Wenn die Teilchenradien größer sind als 5 nm, ist eine direkte Größenabschätzung bei dieser Methode fehlerbehaftet.

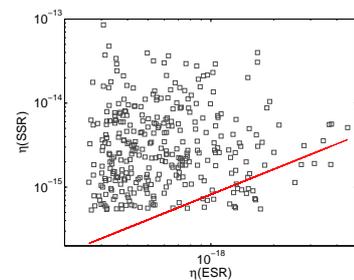


Abb. 32.2: Streudiagramm der Volumenreflektivitäten, die gleichzeitig mit ESR und SSR in Juni 2006 gemessen wurden. Rote Linie zeigt $\eta_{\text{SSR}}/\eta_{\text{ESR}} = (\lambda_{\text{SSR}}/\lambda_{\text{ESR}})^3 = 816$ (s. Text für weitere Erklärungen.)

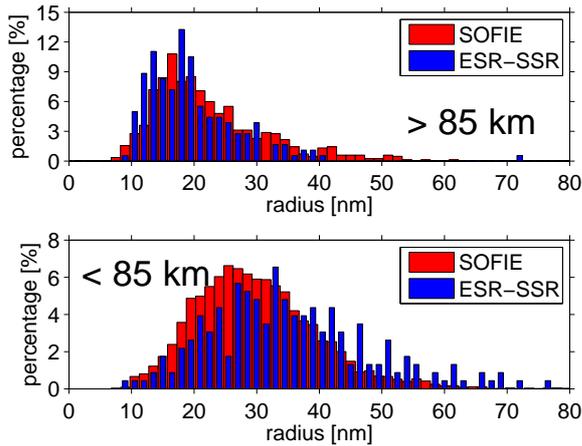


Abb. 32.3: Teilchengrößenverteilung oberhalb (oben) und unterhalb (unten) 85 km. Rot - Messungen mit den SOFIE Satellit. Blau - Messung mit zwei Radarfrequenzen.

nämlich der Teilchengröße abhängig. Folglich werden von den gemessenen Volumenreflektivitäten bei zwei verschiedenen Frequenzen die Teilchengrößen abgeleitet.

Die Messungen wurden mit zwei kalibrierten Radaren auf Svalbard (78° N, 16° E) nämlich mit dem EISCAT Svalbard Radar (ESR) und dem SOUSY Svalbard Radar (SSR) (Details der Radare sind in Tab. 32.1 zusammengefasst) durchgeführt. In Abb. 32.2 sind die Volumenreflektivitäten, die gleichzeitig mit ESR und SSR gemessen wurden, dargestellt. Im Extremfall (wenn die Teilchen sehr groß sind) ist die Volumenreflektivität proportional zu der Radarwellenlänge in der dritten Potenz. In diesem Fall ist das Verhältnis der Volumenreflektivitäten eine Konstante. Für ESR-SSR hat diese Konstante einen Wert von 816 und wurde als rote Linie in Abb. 32.2 eingezeichnet. Der Theorie zufolge sollte das Verhältnis größer oder gleich dieser Konstanten sein. Tatsächlich zeigen die Messungen (Abb. 32.2), dass 94% aller Messwerte diese Erwartung erfüllen.

Tab. 32.1: System- und Experimentparameter der Radare auf Svalbard

	ESR	SSR
Radarfrequenz / MHz	500	53.5
Radarwellenlänge λ / m	0.6	5.6
Spitzenleistung / MW	0.8	0.004
Höhenauflösung / m	300	300

in the Mesosphere) Satellit hervorragend überein, obwohl dort völlig unabhängige Messverfahren eingesetzt wurden. Ferner stimmen unsere Messergebnisse gut mit den Ergebnissen mikrophysikalischer Modelle überein.

Die von uns erstmals durchgeführten Messungen demonstrieren, dass die Vermessung mikrophysikalischer Aerosolparameter mit Radaren möglich ist. Mit den Ergebnissen wurde die PMSE-Theorie qualitativ und quantitativ bestätigt.

Daher wurde eine andere Methode herangezogen, die auf dem Verhältnis der Volumenreflektivitäten basiert, welche bei zwei verschiedenen Frequenzen in der PMSE-Schicht gemessen wurden. Aus der Theorie ist der Zusammenhang zwischen der Volumenreflektivität, der Radarparameter, der Turbulenzstärke, der Elektronendichte und der Teilchengröße bekannt. Wenn eine von zwei Messfrequenzen relativ groß ist, dann hängt das Verhältnis der Volumenreflektivitäten nur von der Teilchengröße, den Radarwellenlängen und der Turbulenzstärke ab. Ein Maß der Turbulenzstärke ist die turbulente Energiedissipationsrate, die aus der gemessenen spektralen Breite abgeleitet wurde. Damit ist das Verhältnis der Volumenreflektivitäten nur von einer Unbekannten,

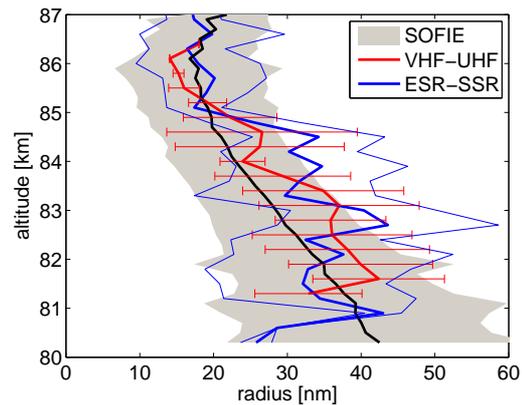


Abb. 32.4: Höhenprofile der Teilchenradien.

Abb. 32.3 zeigt die so ermittelte statistische Verteilung von Eisteilchenradien in PMSE-Schichten oberhalb und unterhalb von 85 km. Die mittleren Radien, abgeleitet aus beiden Datensätzen (UHF-VHF, Tab. 31.1 und ESR-SSR, Tab. 32.1), sind als Höhenprofile in Abb. 32.4 dargestellt. Die Ergebnisse stimmen mit Messungen des SOFIE (Solar Occultation For Ice Experiment) auf dem AIM (Aeronomy of Ice

33 Aufladungsprozesse von Meteorstaub- und Eispartikeln

(M. Rapp)

Mesosphärische Aerosolpartikel wie Meteorstaub- und Eispartikel, die sich unter den extremen thermischen Bedingungen der kalten Sommermesopause bilden und von uns als NLC oder PMSE beobachtet werden, existieren in einem Höhenbereich, der durch die gleichzeitige Anwesenheit freier Ladungsträger (Elektronen und positive Ionen) charakterisiert ist. Ferner kann in diesem Höhenbereich UV-Strahlung bis zu Wellenlängen von etwa 180 nm und die solare Ly_α -Strahlung bei 121.6 nm eindringen. Unter diesen Umgebungsbedingungen sollten sich die Aerosolpartikel zum einen durch die Anlagerung von Elektronen und positiven Ionen und zum anderen auch durch den Photoeffekt bzw. durch Photodetachment aufladen. Ein Verständnis der Aufladung der Partikel ist für eine Reihe von Phänomenen wichtig, wie etwa für die Rückstreuung von Radarwellen und für Nukleationsprozesse, also die Bildung neuer Aerosolpartikel.

In der Vergangenheit wurden vor allem die Aufladungseigenschaften von Eispartikeln betrachtet und es wurde geschlossen, dass Photodetachment und Photoemission gegenüber den anderen Aufladungsprozessen vernachlässigbar sein sollten. Der Grund dafür liegt darin, dass Wassereis im gesamten sichtbaren Wellenlängenbereich im wesentlichen durchsichtig ist, d.h. dass keine Photonen absorbiert werden und so mit den Partikeln wechselwirken können. Ferner steigt zwar der Absorptionsquerschnitt von Wassereis zu Wellenlängen kürzer als ~ 200 nm stark an, allerdings fällt in diesem Wellenlängenbereich das solare Spektrum bereits stark ab, so dass nur wenige Photonen zur Absorption zur Verfügung stehen (Abb. 33.1).

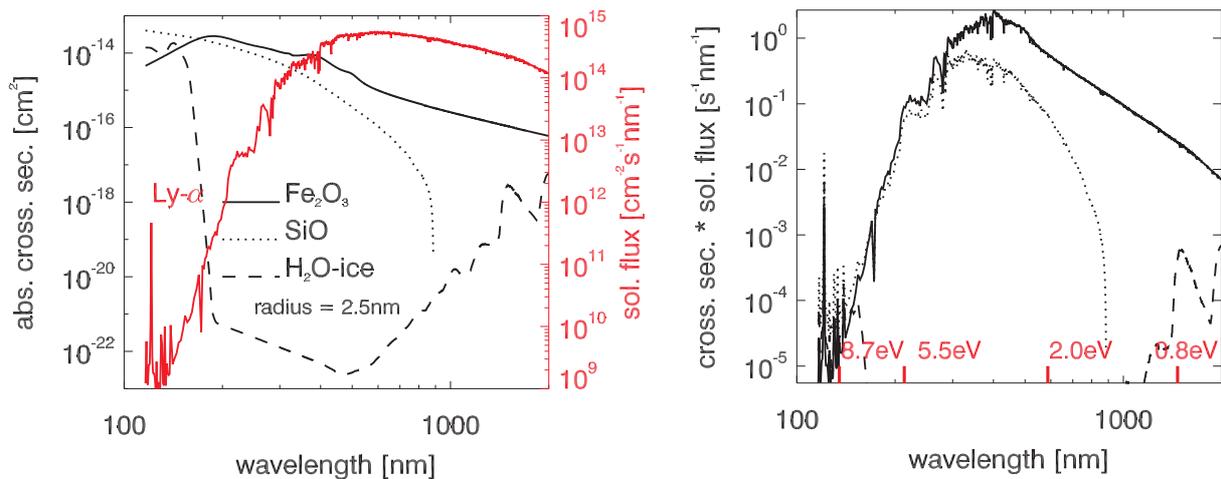


Abb. 33.1: Linkes Bild: Berechnete Absorptionsquerschnitte in Abhängigkeit von der Wellenlänge für verschiedene Materialien (schwarze Linien) im Vergleich zum solaren Spektrum (rote Linie). Rechtes Bild: Wellenlängenabhängigkeit des Produktes aus Absorptionsquerschnitt und Fluss solarer Photonen. An der unteren x-Achse sind ferner Austrittsarbeiten und Elektronenaffinitäten von Wassereis (8.7 eV/0.8 eV) und von typischen Metalloxiden (5.5 eV/2.0 eV) markiert.

Ganz anders verhält es sich jedoch bei Oxiden wie Fe₂O₃ und SiO, die beide als Kandidat für die Zusammensetzung von Meteorstaubpartikeln in der Diskussion sind. Beide Substanzen absorbieren stark auch im sichtbaren Spektralbereich, so dass anzunehmen ist, dass Prozesse wie Photodetachment und Photoionisation bei der Aufladung dieser Partikel eine wesentlich größere Rolle spielen als bei Wassereis.

Um die relative Wichtigkeit der verschiedenen Ladungsprozesse für die Aufladung von Wasserpartikeln auf der einen Seite und Meteorstaubpartikeln auf der anderen Seite zu quantifizieren, wurden die Zeitkonstanten der verschiedenen relevanten Prozesse miteinander verglichen (Abb. 33.2). Diese Analyse zeigt, dass in der Gegenwart solarer Strahlung das Photodetachment

eines Elektrons von einem negativ geladenen Meteorstaubpartikel (hier aus Fe_2O_3 bestehend angenommen) mit großem Abstand der schnellste Prozess ist, so dass sich diese Partikel unter diesen Bedingungen im Gegensatz zu früheren Erwartungen nicht negativ aufladen können. Ferner zeigen unsere Rechnungen, dass sogar die Photoemission eines Elektrons von einem anfänglich neutralen Partikel schneller ist als die Rekombination eines einfach positiv geladenen Partikels mit einem Elektron. Daraus folgt, dass Meteorstaubpartikel in Gegenwart solarer Einstrahlung entweder neutral oder sogar positiv geladen sein sollten. Die äquivalente Analyse für Wassereispartikel (rechter Teil der Abb. 33.2) zeigt im Vergleich dazu, dass die Elektronenanlagerung in fast allen Fällen schneller vor sich geht als Photodetachment. Photoionisation kann für (reines) Wassereis aufgrund der hohen Austrittsarbeit (8.7 eV) und des sehr geringen solaren Flusses bei den entsprechenden kurzen Wellenlängen sogar vollständig ausgeschlossen werden.

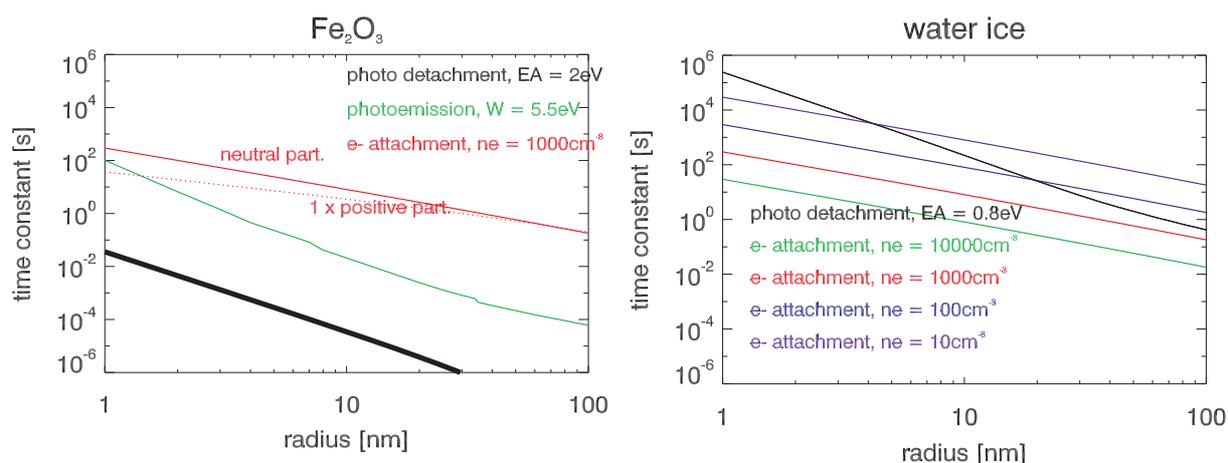


Abb. 33.2: Zeitkonstanten verschiedener Aufladungsprozesse als Funktion des Partikelradius für aus Fe_2O_3 -bestehende Meteorstaubpartikel (linkes Bild) und Wassereispartikel (rechtes Bild).

Zum Schluss sei der Einfluss solarer Einstrahlung auf die zu erwartende statistische Ladungsverteilung von Meteorstaubpartikeln noch einmal verdeutlicht.

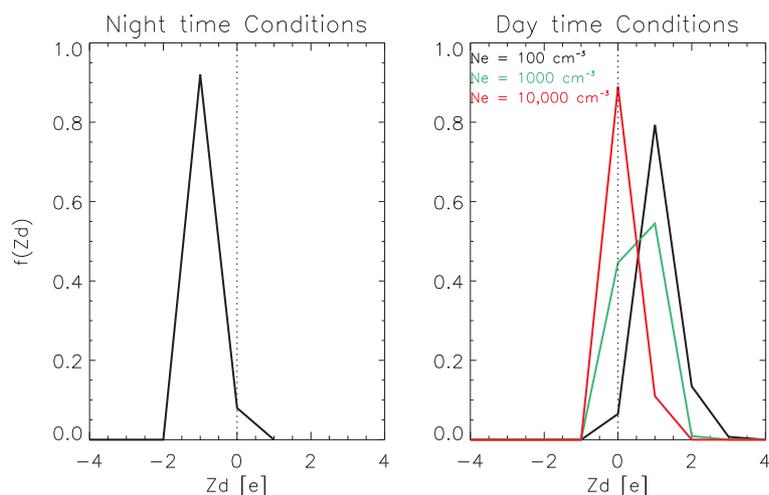


Abb. 33.3: Statistische Ladungsverteilung von Fe_2O_3 -Meteorstaubpartikeln mit einem typischen Radius von 1 nm für Nachtbedingungen (also keine solare Einstrahlung) und für Tagesbedingungen bei verschiedenen Elektronendichten.

Abb. 33.3 zeigt wie erwartet, dass sich Meteorstaubpartikel unter Nachtbedingungen zu einem Großteil durch die Anlagerung eines Elektrons negativ aufladen sollten. Demgegenüber wird der Ladungszustand bei Tagesbedingungen von der Elektronendichte mitbestimmt: Während bei hohen Elektronendichten nahezu alle Partikel neutral sind, also im Mittel gar keine Ladung tragen, kann bei sehr geringen Elektronendichten der Großteil der Partikel eine einfache positive Ladung tragen. Bemerkenswerter Weise sind diese Modellprognosen in guter Übereinstimmung mit Messungen auf Höhenforschungsraketen während des

ECOMA-Projektes (siehe Kap. 2, Abb. 2.4 und die dazugehörige Diskussion).

34 Jahres- und tageszeitliche Variation der Elektronendichte der D-Schicht polarer Breiten

(W. Singer, R. Latteck, M. Rapp)

Die Verfügbarkeit von Elektronendichten in der unteren Ionosphäre in Höhen zwischen 55 km und 90 km ist begrenzt einerseits durch Beschränkungen in Beobachtbarkeit und andererseits durch Schwierigkeiten in der Interpretation bodengebundener Messdaten. Die relativ hohe Neutralgasdichte erschwert Sondenmessungen mit Höhenforschungsraketen. Raketengebundene Ausbreitungsmessungen mit Radiowellen liefern Elektronendichten mit guter absoluter Genauigkeit bei einer Höhengauflösung von 1–2 km. Sondenmessungen für Elektronen und Ionen erreichen die beste Höhengauflösung herab bis zu Meterskalen.

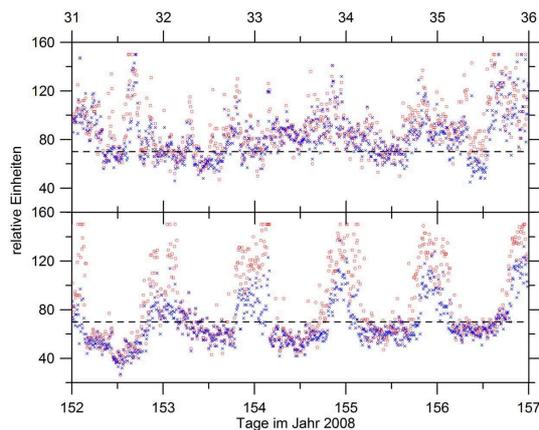


Abb. 34.1: Tageszeitliche Variation des Hintergrundrauschens der ordentlichen (o) und außerordentlichen (x) Komponente im Februar und Juni 2008.

aus diesen unabhängigen Messungen werden Höhenprofile der Elektronendichte, im Allgemeinen alle 9 Minuten, seit Sommer 2003 bestimmt. Unter ungestörten Ionosphärenbedingungen wird ein Höhenbereich von 60 bis 85 km überdeckt. Unter gestörten Bedingungen, u.a. bei geomagnetischen Störungen und solaren Aktivitätsstürmen (siehe Kap. 28), werden zuverlässige Messdaten bis in 55 km Höhe erhalten. Bei erhöhtem externen Störpegel oder Interferenz durch Fremdsender (bevorzugt nachts und im Winter) ist der Höhenbereich eingeschränkt. Der externe Störpegel der o- und x-Komponente wird in den Höhen 40–45 km bestimmt, und ein Wert von 70 Einheiten ist die obere Grenze für eine zuverlässige Bestimmung der Elektronendichte (Abb. 34.1).

Bodengebundene Messungen von D-Schicht-Elektronendichten werden vorrangig mittels partieller Reflexionsmessungen gewonnen. Impulse mit zirkularer Polarisation entsprechend der ordentlichen (o) und außerordentlichen (x) magnetoionischen Komponente werden vom MF-Radar in Saura nahe Andenes (69° N, 16° E) auf der Frequenz 3.17 MHz in vertikaler Richtung abgestrahlt (siehe Kap. 19). Der nur etwa 6° breite Antennenstrahl ermöglicht es, die an ionosphärischen Irregularitäten unterhalb der E-Schicht rückgestreuten Signale mit einer Höhengauflösung von 1 km zu empfangen. Es werden das Amplitudenverhältnis von außerordentlicher und ordentlicher Komponente (differentielle Absorptionsmessung - DAE) und die Phasendifferenz zwischen beiden Komponenten (differentielle Phasenmessung - DPE) in Abhängigkeit von der Höhe ermittelt und

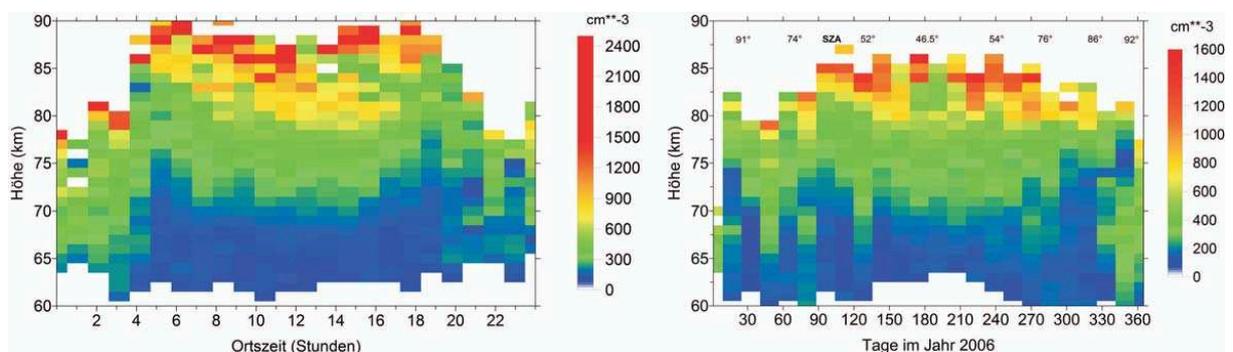


Abb. 34.2: Links: Mittlere tageszeitliche Variation der Elektronendichte im Juni 2007 nach Stunden-Medianwerten. Rechts: Jahreszeitliche Variation der Elektronendichte in 69° N für 12 Uhr Ortszeit im Jahr 2006. Der Jahresgang der solaren Zenitdistanz (SAZ) für die Ortszeit 12 Uhr ist oben angegeben.

Die Ionisation der unteren Ionosphäre in hohen Breiten wird im Wesentlichen durch die solare EUV-Strahlung und einfallende energetische Teilchen (magnetosphärische Elektronen, solare Protonen) bestimmt. In Abwesenheit einfallender energetischer Teilchen zeigen die Elektronendichten der D-Schicht eine ausgeprägte Abhängigkeit vom solaren Zenitwinkel mit zunehmenden Elektronendichten bei abnehmendem Zenitwinkel. Die mittlere tageszeitliche Variation erreicht im Juni (Abb. 34.2, links) das Maximum nahe Mittag Ortszeit bei einem Zenitwinkel von etwa 47° , nachts werden Zenitwinkel von 87° erreicht. Elektronendichten größer als 300 cm^{-3} treten oberhalb von 72 km auf, nach Mitternacht sinkt dies Höhe auf 67 km ab bedingt durch einfallende Teilchen im Abendsektor.

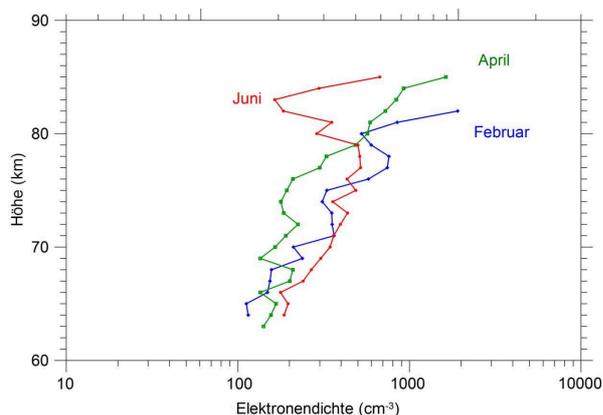


Abb. 34.3: Mittlere monatliche Höhenprofile der Elektronendichte für Februar, April und Juni 2008 für eine solare Zenitdistanz von 80° .

Die jahreszeitliche Variation der Elektronendichte für 12 Uhr Ortszeit ist durch die starke Variation der solaren Zenitdistanz mit 93° im Dezember und 46.5° zur Sommersonnenwende im Juni bestimmt (Abb. 34.2, rechts). Mittlere monatliche Elektronendichteprofile für Februar, April und Juni 2008 sind in Abb. 34.3 dargestellt. Die jahreszeitliche Variation bei konstantem Zenitwinkel von 80° ist gering mit den niedrigsten Elektronendichtewerten im April. Das mittlere Juniprofil zeigt ein ausgeprägtes Minimum der Elektronendichte (bite out) um 83 km. Das Auftreten von Minima in Höhen zwischen 80 und 90 km ist ein charakteristisches Phänomen der sommerlichen Mesopausenregion in hohen Breiten. Es steht in enger Verbindung mit

dem Auftreten polarer mesosphärischer Sommerechos (PMSE) im VHF-Bereich, die durch Inhomogenitäten der Elektronendichte von der Größe der halben Radarwellenlänge in Gegenwart von negativ geladenen Eisteilchen in der kalten sommerlichen Mesopause hervorgerufen werden.

Ein direkter Vergleich von bodengebundenen Elektronendichtemessungen des Saura MF-Radars mit gleichzeitigen in situ Messungen konnte während der ECOMA-Kampagne am 30. Juni 2008 durchgeführt werden. Das ALWIN VHF-Radar beobachtete eine starke PMSE-Doppelschicht zwischen 82 und 84 km sowie zwischen 88 und 89.5 km während des Fluges der Höhenforschungsrakete ECOMA04 (Abb. 34.4, links). In situ Elektronendichten (Radiowellen-Ausbreitungsmessungen) und Elektronendichten nach DAE- und DPE-Messungen befinden sich in guter Übereinstimmung. Beide zeigen einen *bite out* in Höhe der unteren PMSE-Schicht (Abb. 34.4, rechts).

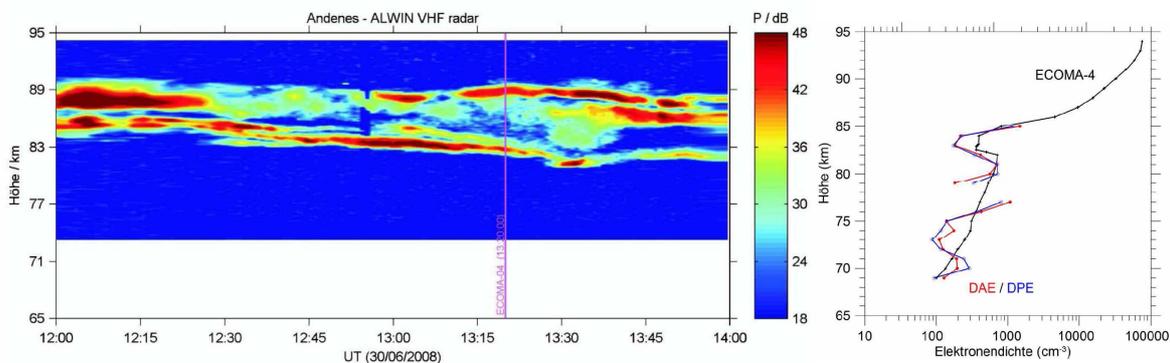


Abb. 34.4: Links: Polare mesosphärische Sommerechos nach Messungen des ALWIN VHF-Radars am 30. Juni 2008 während des Starts der Höhenforschungsrakete ECOMA04. Rechts: Höhenprofile der Elektronendichte nach in situ Faraday-Messungen während des ECOMA04 Fluges (13:22 UT) und nach bodengebundenen DAE- (Punkte) und DPE- (offene Kreise) Messungen am 30. Juni 2008, 13:11-13:38 UT.

35 Der Feuerball vom Januar 2009

(D. Keuer, W. Singer, G. Stober)

Am 17. Januar gegen 19 Uhr (UT) war über Nordeuropa ein seltenes Ereignis zu beobachten. Ein ungewöhnlich heller Meteor war weithin sichtbar. Visuelle Beobachtungen gab es aus dem Bereich der deutschen Ostseeküste, aus Polen, Schweden und Dänemark. Es lag daher nahe, zu untersuchen, ob dieses starke Ereignis auch in unseren Registrierungen zu finden ist.

Es wurden folgende Messungen herangezogen.

- ⇒ Meteor Radar auf 36.2 MHz (51.3° N, 13.0° E), Universität Leipzig, Collm
- ⇒ Meteor Radar auf 53.5 MHz (54.1° N, 11.8° E und 54.6° N, 13.4° E), Juliusruh/Rügen und Kühlungsborn
- ⇒ Meteor Radar auf 32.5 MHz (54.6° N, 13.4° E), Juliusruh/Rügen
- ⇒ MF-Radar auf 3.18 MHz (54.6° N, 13.4° E), Juliusruh/Rügen

Diese hier aufgeführten Radare arbeiten weitgehend automatisch zur Erfassung dynamischer Parameter im Höhenbereich von 60–110 km. Die Messwerte von ungewöhnlichen Ereignissen werden im Routinebetrieb von der Software als Störung verworfen. Es musste also versucht werden, durch Erstellung spezieller Programme, Signaturen der Meteore in den Rohdaten nachzuweisen. In den Daten der Radare vom Collm und Kühlungsborn konnten aber keinerlei Spuren des Feuerballs entdeckt werden.

Einen ersten Hinweis lieferte das Juliusruher MF-Radar. Es zeigte eine plötzliche Erhöhung der Echoamplitude im Höhenbereich um 82 km um den Faktor 100 genau zum Ereigniszeitpunkt um 19:08 Uhr UT (Abb. 35.1). Nach etwa 10 Minuten war der Normalzustand wieder erreicht. In der Aufzeichnungslücke um 19:15 Uhr war das Radar für die Routinemessung der am Ort arbeitenden Ionosonde abgeschaltet. Das zu diesem Zeitpunkt aufgenommene Ionogramm zeigte eine ungewöhnlich starke sporadische E-Schicht.

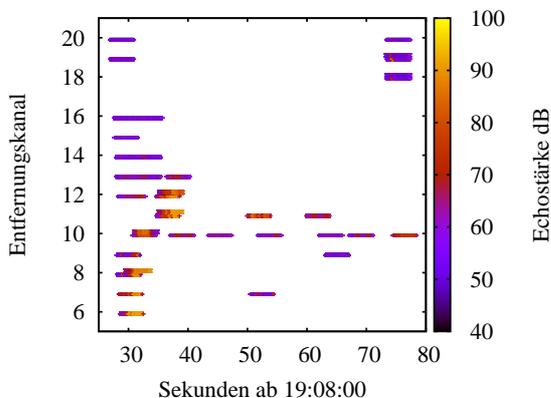


Abb. 35.2: Ausgangsmaterial zur Berechnung der Bahn des Feuerballs.

Aus diesen so bestimmten Raumpunkten lässt sich die Bahn des Meteoroiden berechnen. Abb. 35.3 zeigt das Resultat der Berechnungen, wobei die Abbremsung des

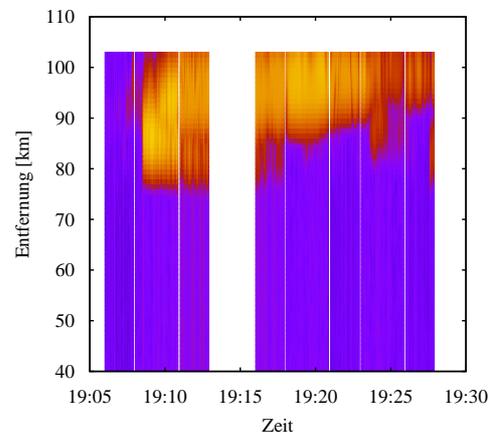


Abb. 35.1: Zurückgestreute Signalstärke, aufgetragen über Zeit und Höhe, des MF-Radars Juliusruh. Hellere Farben entsprechen höheren Signalstärken.

Die Daten, die die Juliusruher Meteorradare lieferten, ließen eine detailliertere Untersuchung zu. Abb. 35.2 zeigt jeweils 4 Sekunden lange Abschnitte zurückgestreuter Leistung, die auf den Feuerball zurückzuführen sind. Im Verlauf der x-Achse sind die Sekunden ab 19:08 Uhr (UT) aufgetragen. Hieraus lässt sich der genaue Zeitpunkt der Störungen, die der Feuerball verursachte, entnehmen. Die y-Achse bezeichnet den Entfernungskanal des Radargerätes. Er ist das Maß für den Abstand der Störung zum Radarstandpunkt. Die noch fehlende Richtung zum Ereignis, die notwendig ist, um die Koordinaten einzelner Beobachtungspunkte zu bestimmen, liefert die interferometrische Auswertung der Signale aller 5 Empfangsantennen.

Meteoroiden in den unteren Atmosphärenschichten nicht berücksichtigt wurde. Er trat vom Osten in die Atmosphäre ein, überquerte Juliusruh und wäre etwa 150 km weiter westlich gelandet. Unter Berücksichtigung der atmosphärischen Reibung ist die Distanz natürlich kürzer.

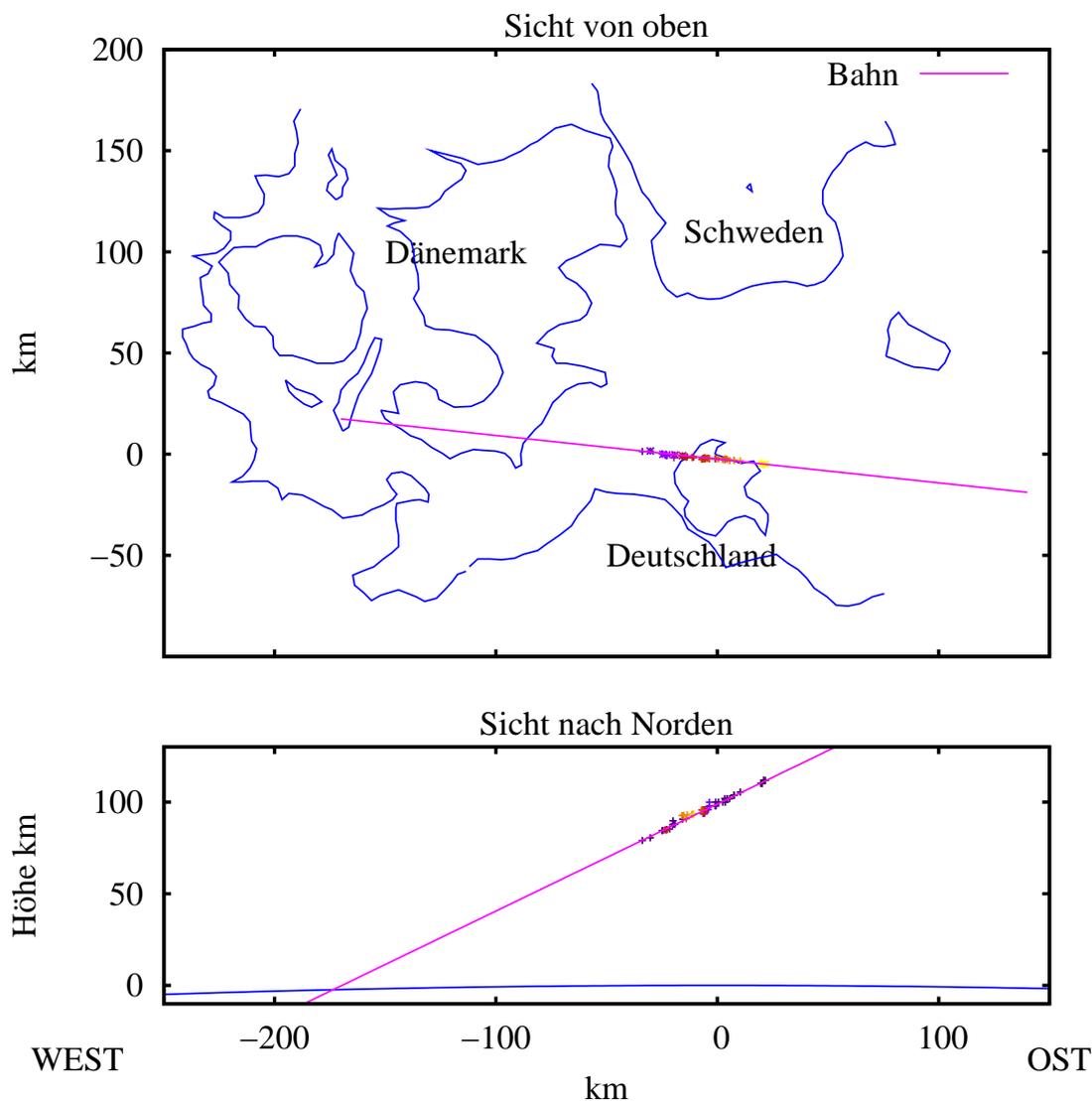


Abb. 35.3: Oben: Ansicht der Bahn von oben, Ländergrenzen sind eingezeichnet. Unten: Sicht in Richtung Nord. Eingezeichnet sind die einzeln errechneten Raumpunkte

Die Extrapolation der Bahn rückwärts in den Kosmos gibt Aufschluss über die Herkunft des Feuerballs. So ist es möglich das Ereignis einem bestimmten Radianten zuzuordnen. Demnach kam der Meteoroid aus dem Sternbild Krebs (Rektaszension $08^h 19^m$, Deklination $20^\circ 48'$). Aus dem beobachteten Bahnteil des Feuerballs sowie den dazugehörigen Auftrittszeiten lässt sich die Durchschnittsgeschwindigkeit errechnen. Wir erhalten eine Geschwindigkeit von 27.5 km/s relativ zur Erdoberfläche. Eine genauere Aussage ist über die Auswertung der Dopplerverschiebung des Radarechos möglich. Leider sind die Geschwindigkeitswerte, bedingt durch die zu niedrige Abtastrate, mehrdeutig. Diese Mehrdeutigkeit lässt sich mit Hilfe der Durchschnittsgeschwindigkeit auflösen. Wir erhalten daraus in 89.7 km Höhe 27.4 km/s, in 87.7 km 26.8 km/s und in 84.6 km 24.4 km/s als Momentangeschwindigkeit.

36 Ionosondenmessungen und Funkwettervorhersage

(J. Mielich)

Im Rahmen einer Vereinbarung zwischen dem IAP und dem Bundesministerium der Verteidigung wird seit 1994 am Institut ein Drittmittelprojekt zur „Vorhersage für die Ausbreitung von Funkwellen durch die Ionosphäre (Funkwettervorhersage)“ bearbeitet. Dabei geht es einerseits um die zeitnahe Beschreibung des aktuellen Ionosphärenzustandes sowie der geomagnetischen Variation. Ein weiterer wichtiger Aspekt ist die kurz- und langfristige Vorhersage ionosphärischer Ausbreitungsbedingungen.

Da Aufbau und Zustand der Ionosphäre maßgeblich von der Sonneneinstrahlung bzw. vom Sonnenstand abhängen, variiert auch die Radiowellen-Ausbreitung neben der Position von Sendee- und Empfangsort mit der Tageszeit, der Jahreszeit und dem ca. 11-jährigen Sonnenfleckenzyklus. Das erfordert eine regelmäßige und kontinuierliche Überwachung und Sondierung der Ionosphäre, was seit über 50 Jahren am IAP-Standort in Juliusruh mit Ionosonden erreicht wird (siehe Institutsbericht 2006/2007). Unter den aus Ionosondenmessungen in Juliusruh abgeleiteten ionosphärischen Standardparametern ist der Parameter foF2 der wichtigste. foF2 ist die sog. kritische Frequenz, oberhalb derer bei Vertikalreflexion kein Signal von der Ionosphäre mehr reflektiert wird. Sie ist ein Maß für das Maximum der Elektronendichte in der ionosphärischen F-Schicht. Für die Radiowellen-Ausbreitung im Kurzwellenbereich des elektromagnetischen Spektrums (3–30 MHz) ist der Parameter foF2 und dessen Vorhersage von entscheidender Bedeutung. Abb. 36.1 zeigt den zeitlichen Verlauf der in Juliusruh gemessenen foF2.

Langfrist-Prognosen im Sinne der ionosphärischen Radiowellenausbreitung sind Funkprognosen auf Monatsbasis. Hierbei ist das IAP Herausgeber von PC-Programmen (Abb. 36.2) zur Berechnung von weltweiten Funkprognosen für den Kurzwellenfunk (HF-Funkprognose-Programme RPPx, Damboldt/Süßmann 2000-2007). Nach einer Reihe von nutzerspezifischen Eingaben erfolgt die Ergebnis-Ausgabe als Tagesgang von Monatsmittelwerten ausbreitungsspezifischer Parameter wie Empfangsfeldstärke, Signal-Rausch-Abstand und MUF (maximum usable frequency - höchstmögliche Übertragungsfrequenz für eine vorgegebene Entfernung zwischen Sender und Empfänger).

Im Gegensatz zur Langfrist-Prognose bezieht sich die Kurzfrist-Prognose auf die Vorhersage des aktuellen Ionosphärenzustandes bzw. der geomagnetischen Aktivität. Sie beschreibt die tägliche Abweichung bzw. Korrektur der wahren Ausbreitungsbedingungen gegenüber den Monatsmittelwerten als Ergänzung zur Langfristprognose. Produkte der Kurzfrist-Prognose sind der sog. Funkwetter- und der Geophysikalische Tagesbericht, die werktäglich morgens den Nutzern zur Verfügung gestellt werden. Bei Bedarf werden Funkstör-Meldungen herausgegeben sowie fernmündliche Funkberatung gewährt. Grundlage des Funkwetter-Tagesberichtes ist die foF2-Vorhersage, die auf einem geomagnetisch korrelierten Autoregressions-Modell für foF2-Werte einer Station (hier Juliusruh) beruht. Ein in Juliusruh installiertes Fluxgate-Magnetometer dient zur Überwachung des Erdmagnetfeldes und liefert verschiedene Störungsindizes, die in die foF2-Vorhersage mit einfließen. Starke geomagnetische Stürme bewirken eine Verschlechterung der ionosphärischen Radiowellen-Ausbreitung (Abb. 36.3).

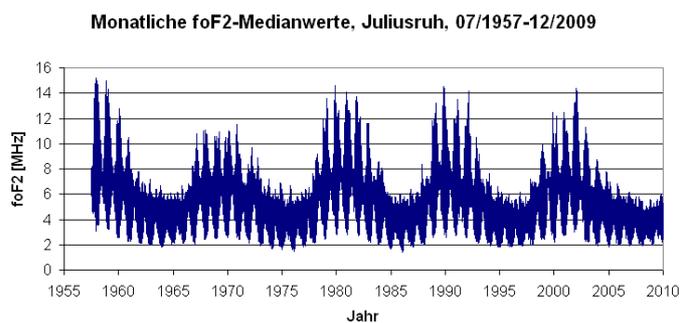


Abb. 36.1: Medianwerte der ionosphärischen Grenzfrequenz foF2 gemessen in Juliusruh zwischen 1957 und 2009. Die langwellige Periode ist bedingt durch den 11-jährigen Aktivitätszyklus der Sonne.

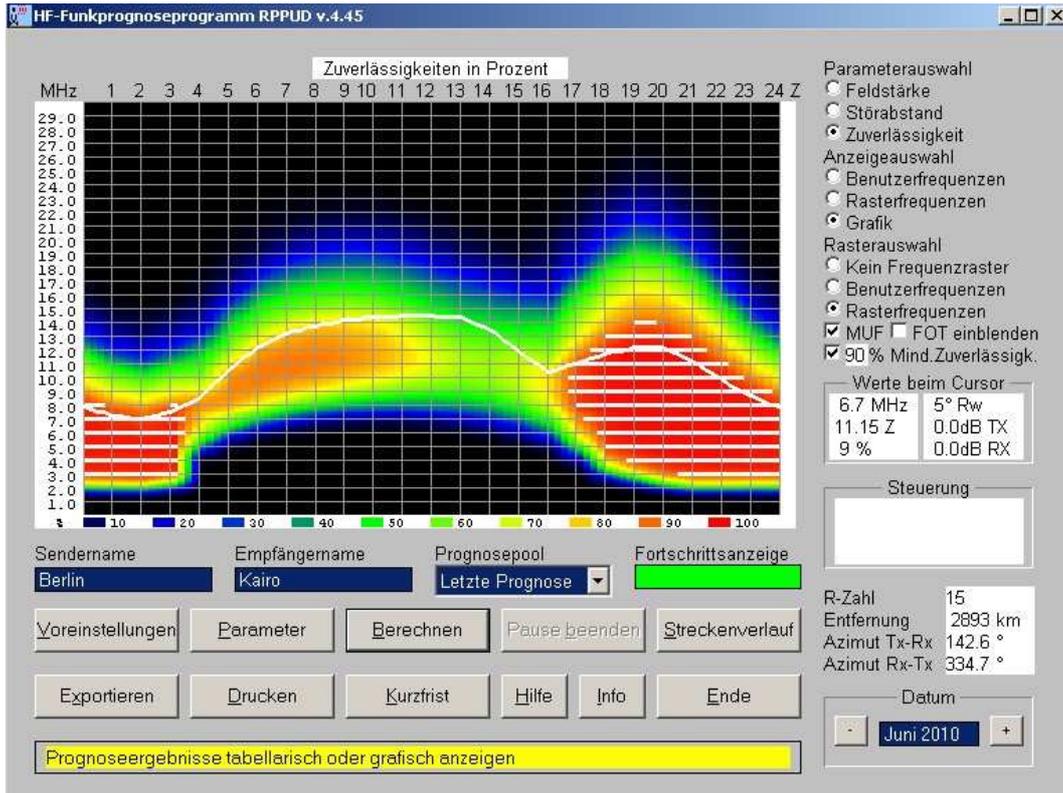


Abb. 36.2: Beispiel einer Funkprognose mit dem Programm RPPU (Radio Propagation Prediction Universal) für eine Verbindung von Berlin nach Kairo für den Monat Juni 2010 mit einer prognostizierten Sonnenfleckenzahl von 15. Farblich codiert ist die Zuverlässigkeit für eine Verbindung in Abhängigkeit von der Tageszeit (x-Achse) und der verwendeten Sendefrequenz (y-Achse). Die waagerechten weißen Linien morgens und abends zeigen Übertragungsfrequenzen mit einer Mindestzuverlässigkeit von 90%, d.h. Verbindung an 27 von 30 Tagen des Monats. Die gewellte weiße Linie markiert die MUF.

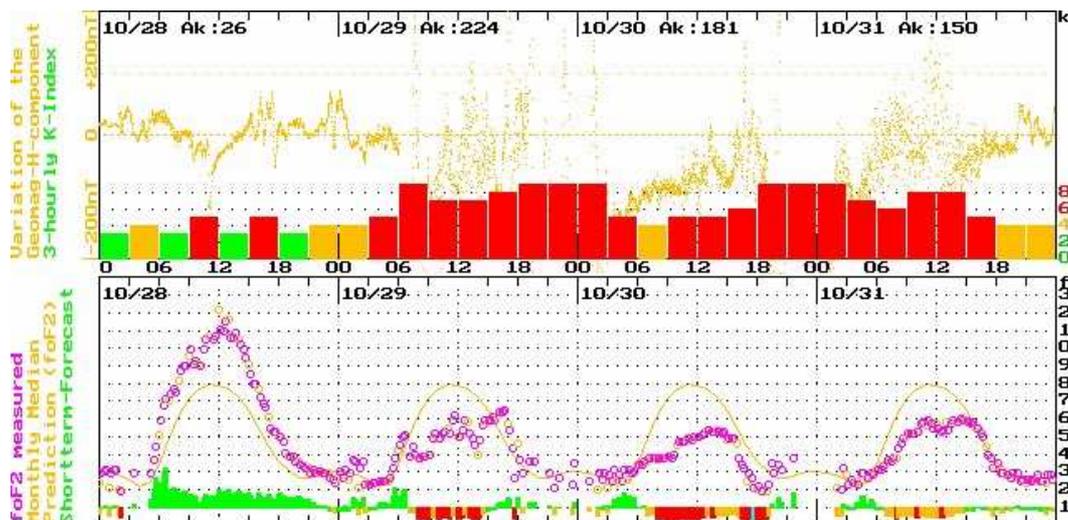


Abb. 36.3: Starker geomagnetischer und ionosphärischer Sturm am 29.-31.10.2003 - Beispiel für das Monitoring ionosphärischer Radiowellen-Ausbreitungs-Bedingungen mit Hilfe geomagnetischer Messungen in Juliusruh (Oben: gelb: Variation der geomagnetischen Feldstärke; grüne, gelbe und rote Balken: sog. 3-stündliche-K-Indizes, hier mit z.T. maximalem Wert 9) und Ionosondendaten (Unten: violette Kreise: automatisch bestimmte foF2; gelbe Kurve: Langfristprognose monatlicher foF2-Mittelwerte).

37 Makroturbulenz der Tropo- und Stratosphäre in globalen Zirkulationsmodellen

(S.Brune, E.Becker)

Atmosphärische Bewegungen mit horizontalen Größenordnungen von einigen Kilometern bis hin zum Erdumfang und damit verbundenen zeitlichen Perioden von wenigen Minuten bis mehreren Tagen werden insbesondere im Bereich der oberen Troposphäre und unteren Stratosphäre unter dem Begriff der atmosphärischen Makroturbulenz zusammengefasst. Unser globales Zirkulationsmodell KMCM ist bei einem horizontalen spektralen Abbruch T330 (horizontale Auflösung ca. 60 km) in der Lage, den meso- und großskaligen Teil des makroturbulenten Bereiches zu erfassen. Zur Beschreibung der Makroturbulenz wird häufig die spektrale horizontale kinetische Energie pro Masse (KE) herangezogen. Wir haben diese Betrachtungsweise um das zeitliche Budget der KE erweitert, um die einzelnen Quellen und Senken der KE genauer analysieren zu können. Einige Ergebnisse sollen im Folgenden vorgestellt werden.

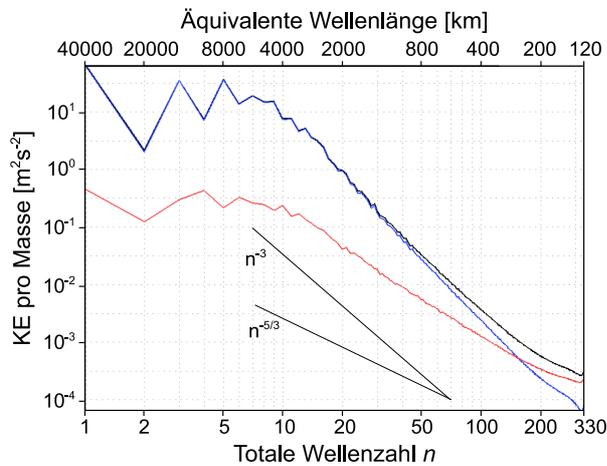


Abb. 37.1: Spektrum der kinetischen Energie pro Masse (schwarz) sowie der Quadrate von Vorticity (blau) und Divergenz (rot) als Funktion der totalen horizontalen Wellenzahl n (1 bis 330) für eine Höhe von etwa 11 km (220 hPa). Die Übergangswellenzahl ist bei $n_r \approx 120$.

ein Divergenzspektrum. Beide Parameter sind prognostische Variablen im KMCM und daher leicht verfügbar. Wie in Abb. 37.1 zu sehen, dominiert die Enstrophie (blaue Kurve) über weite Teile des Spektrums. Bei höheren Wellenzahlen gewinnt die Divergenz (rote Kurve) zunehmend an Bedeutung und übertrifft sogar den Anteil der Enstrophie ab einer bestimmten Übergangswellenzahl n_r . Vereinfachend repräsentiert das Enstrophiespektrum den zweidimensionalen (rein horizontalen) Anteil des Windfeldes. Die volle dreidimensionale Betrachtung erfordert die Hinzunahme des Divergenzspektrums. Es deutet sich an, dass die KE für Wellenzahlen kleiner als n_r zweidimensional dominiert ist, während für Wellenzahlen größer als n_r zunehmend dreidimensionale Prozesse wichtig werden.

Die Betrachtung des KE-Budgets (siehe Kap. 38) verfeinert die Analyse zusätzlich. Die zeitliche Änderung der KE wird dabei in einzelne Komponenten zerlegt, wie sie sich aus den Bewegungsgleichungen ergeben: horizontale Advektion, vertikale Advektion, adiabatische Umwandlung und Impulsdiffusion. Während die Summe aller Komponenten also Null ist (im klimatologischen Mittel ändert sich die KE nicht), liefern die einzelnen Komponenten im Allgemeinen Beiträge verschieden von Null. So sollte z.B. der Beitrag der Impulsdiffusion auf allen Skalen negativ sein.

Das Spektrum der KE ist in Abb. 37.1 dargestellt (schwarze Kurve). In der oberen Troposphäre dominiert der Energieeintrag bei totalen Wellenzahlen zwischen 4 und 10. Von diesen ausgehend wird die Energie sowohl zu größeren als auch zu kleineren Wellenzahlen verschoben. Sie durchläuft dabei sogenannte Trägheitsbereiche, die sich jeweils durch eine logarithmische Abhängigkeit der KE von der totalen Wellenzahl n auszeichnen, wie sie in ähnlicher Weise auch bei der „vollentwickelten“ Turbulenz zu finden sind (rein zweidimensionaler Fall: $\log(KE) \propto n^{-3}$, rein dreidimensionaler Fall: $\log(KE) \propto n^{-5/3}$). Es ist bisher nicht gänzlich geklärt, inwieweit die bekannten Theorien zur Turbulenz auf die von uns betrachteten weitaus größeren Skalen Anwendung finden können.

Eine erste verbesserte Analyse gelingt durch die Aufteilung des KE-Spektrums in ein Enstrophiespektrum (Quadrat der Vorticity) und

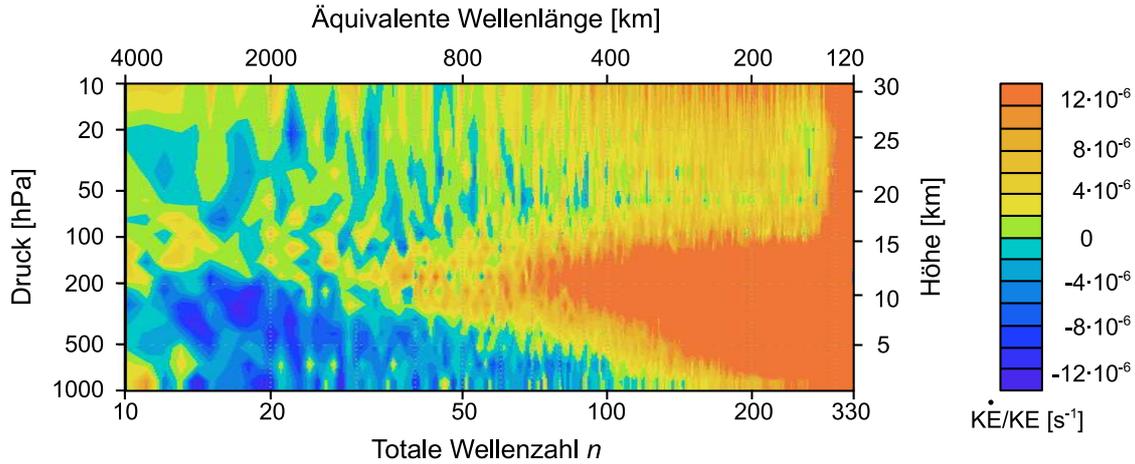


Abb. 37.2: Anteil der horizontalen Advektion an der zeitlichen Änderung der horizontalen kinetischen Energie. Der Übergang zwischen Verminderung (blau) und Erhöhung (orange) liegt in der oberen Troposphäre zwischen $n = 80$ (5 km, 550 hPa) und $n = 30$ (10 km, 250 hPa).

Im Zusammenhang mit der atmosphärischen Makroturbulenz soll der Anteil der horizontalen Advektion näher betrachtet werden. Im Mittel (Abb. 37.2) zeigt sich ein deutlicher Übergang von negativen Werten (Verminderung der KE, bei 250 hPa bis $n = 40$) zu positiven Werten (Vergrößerung der KE, bei 250 hPa ab $n = 60$), wobei dieser Effekt mit zunehmender Höhe abnimmt und in der unteren Stratosphäre ab Höhen über 15 km mangels Energieeintrag durch barokline Wellen keine Rolle mehr spielt. Die „Umlagerung“ der KE von größeren zu kleineren Skalen steht im Zusammenhang mit einer Netto-Energiekaskade zu eben jenen kleineren Skalen, obwohl wir uns mit Blick auf das Spektrum der KE noch deutlich im n^{-3} -Trägheitsbereich befinden. Nach der Turbulenztheorie (n^{-3} -Abhängigkeit bedeutet 2D-Fall) sollte die Kaskade der KE in diesem Wellenzahlbereich exakt verschwinden. Genau dieses Verhalten zeigt sich im Modell, wenn wir ausschließlich die reinen zweidimensionalen Advektionsterme im KE-Budget berücksichtigen. Offensichtlich ist diese Vereinfachung aber für einen vollen Modelllauf nicht ausreichend.

Wir versuchen, die Makroturbulenz in Höhen zwischen etwa 6 km und 15 km aus der Sicht der KE wie folgt zu erklären: einem dominierenden Energieeintrag bei großen synoptischen Skalen (Wellenzahlen 4 bis 10, barokline Wellen in mittleren Breiten) stehen drei Trägheitsbereiche im Spektrum gegenüber, die durch quasi-logarithmische Abhängigkeiten der KE von der totalen Wellenzahl charakterisiert sind. Für planetare Wellenzahlen (kleiner als 4) existiert ein großskaliger Trägheitsbereich, in dem die eingetragene Energie im Wesentlichen durch zweidimensionale Prozesse zu den größten Skalen transferiert und in der Grenzschicht dissipiert wird. Der Bereich der Wellenzahlen 10 bis etwa 80 mit einer Abhängigkeit von KE nahe bei n^{-3} ist gekennzeichnet durch eine dominierende Enstrophiekaskade und eine „versteckte“ Energiekaskade (Verminderung KE durch horizontale Advektion), beide zu kleineren Skalen. Für Wellenzahlen größer als 100 tritt die Enstrophiekaskade deutlich zurück, dreidimensionale Effekte dominieren (Divergenzspektrum, Erhöhung der KE durch horizontale Advektion), das KE-Spektrum nähert sich eher einer $n^{-5/3}$ Abhängigkeit.

Die atmosphärische Makroturbulenz für alle aufgelösten horizontalen Skalen kleiner als die Skala des Energieeintrags (totale Wellenzahl n 4 bis 10) kann durch Energie- und Enstrophiekaskaden zu kleineren Skalen charakterisiert werden. In Abhängigkeit der relativen Bedeutung der beiden Kaskaden zueinander bilden sich zwei Trägheitsbereiche aus, die bei Wellenzahlen um $n_r \approx 120$ ineinander übergehen.

38 Spektrales Energiebudget von Schwerewellen in der Mesosphäre

(S.Brune, E.Becker)

Atmosphärische Schwerewellen üben einen großen Einfluss auf die Dynamik der Mesosphäre aus. Mit unserem globalen Zirkulationsmodell KMCM gelingt es, neben dem großskaligen auch Teile des mesoskaligen Bereiches des Schwerewellenspektrums (globale Wellenzahlen n bis 210, horizontale Wellenlängen größer als 200 km) aufzulösen und über den gesamten Höhenbereich von der Grenzschicht bis über die Mesopause hinaus zu modellieren. Ähnlich wie in Kap. 37 soll erneut die spektrale horizontale kinetische Energie pro Masse (KE) sowie ihre zeitliche Änderung (KE-Budget) analysiert werden.

Das Spektrum der KE ist in Abb. 38.1 für den gesamten modellierten Höhenbereich gezeigt. In der oberen Troposphäre bei etwa 10 km Höhe sind die Mesoskalen im KE-Spektrum relativ stark besetzt („Nase“), die Energie barokliner Wellen (Wellenzahlen n 4 bis 10) wird durch makroturbulente Prozesse auf die größeren Wellenzahlen übertragen, u.a. werden Schwerewellen generiert. In der unteren Stratosphäre wird die KE der Mesoskalen durch Dämpfung von Trägheitsschwerewellen deutlich reduziert, nur ein kleinerer Anteil erreicht darüberliegende Schichten der Atmosphäre. In der oberen Stratosphäre und in der Mesosphäre steigt die KE der Mesoskalen relativ gesehen wieder an, wobei die kleineren Skalen immer bedeutender werden.

Die Zerlegung des KE-Budgets entsprechend den Bewegungsgleichungen in vier Terme (horizontale Advektion, vertikale Advektion, adiabatische Umwandlung und Impulsdiffusion, Abb. 38.2) ermöglicht eine wesentlich detailliertere Interpretation. Neben der hydrostatischen Näherung und der Boussinesq-Approximation verwenden wir für die Mesosphäre zwei weitere wesentliche Eigenschaften: die KE ist nach Mittelung über etwa 15 Modelltage zeitlich konstant, die totale Ableitung verschwindet also, der Anteil der horizontalen Advektion tritt gegenüber den anderen Termen zurück, in den Bewegungsgleichungen können Terme mit horizontalen Gradienten vernachlässigt werden. Letzteres findet man auch in der Säulenapproximation wieder, wie sie in herkömmlichen Schwerewellenparametrisierungen vorgenommen wird.

Diese Vereinfachungen führen für das Schwerewellen-KE-Budget in der Mesosphäre zu einer Balance zwischen Impulsdiffusion auf der einen Seite sowie vertikaler Advektion und adiabatischer Umwandlung auf der anderen Seite. Letztere Summe ist im KMCM für die Mesosphäre ab einer Wellenzahl $n \approx 80$ und in Höhen über 60 km positiv, wie in Abb. 38.2 zu sehen. Unter den obigen Annahmen ist aber eine Schwerwellensenke durch eben jene positive Summe aus Vertikaladvektion und adiabatischer Umwandlung charakterisiert, die Analyse des KE-Budgets zeigt die Mesosphäre also als eine Region des Schwerewellenbrechens.

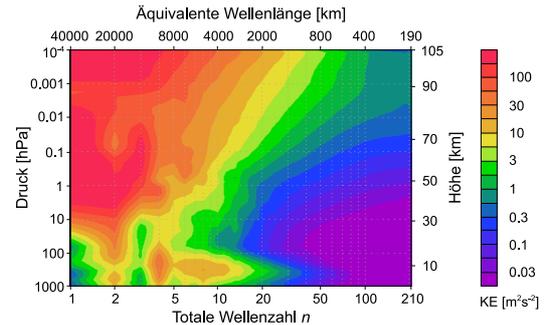


Abb. 38.1: Spektrum der horizontalen kinetischen Energie pro Masse als Funktion der totalen horizontalen Wellenzahl n (1 bis 210) von der Grenzschicht bis 105 km Höhe.

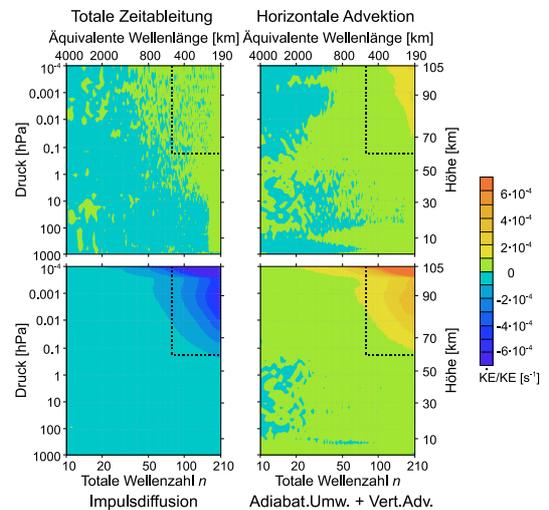


Abb. 38.2: Totale zeitliche Ableitung der KE sowie Anteile durch horizontale Advektion, Impulsdiffusion und vertikaler Advektion + adiabatischer Umwandlung, gewichtet mit KE und gemittelt über 16 Modelltage.

39 Berechnung des Strahlungstransports von der Oberfläche bis zur Mesopausenregion

(R. Knöpfel, E. Becker)

Schwerewellen haben einen großen Einfluss auf die allgemeine Zirkulation der Atmosphäre, indem sie Energie und Impuls transportieren und weit entfernt vom Ort ihrer Entstehung an die mittlere Strömung abgeben können. Dieser Austausch von Energie und Impuls kann aber nur stattfinden, wenn das Nichtwechselwirkungs-Theorem verletzt ist. Das ist z.B. der Fall, wenn die von der Welle erzeugten Wind- und Temperaturfluktuationen durch turbulente Diffusion oder durch langwellige Strahlung gedämpft werden. Letzteres wird auch als Strahlungsdämpfung bezeichnet. Solche Wechselwirkungen zwischen kleinskaligen Wellen und dem Strahlungsfeld sind unter anderem für die Entstehung der quasi-zweijährigen Oszillation in den Tropen (QBO) wichtig. Mit unserem neuen Strahlungsmodell, eingebaut in das mechanistische Modell KMCM, wollen wir solche Wechselwirkungen zwischen Strahlung und Dynamik zukünftig untersuchen. Dazu muss unsere Strahlungsparametrisierung numerisch effizient und einfach genug sein, damit wir mit der notwendigen hohen Auflösung rechnen können ($T210/L190$, $\Delta t \sim 30s$). Um die Strahlungsdämpfung der Wellen während ihrer Ausbreitung in der gesamten Atmosphäre richtig zu erfassen, ist es außerdem notwendig, eine einzige kontinuierliche, vom Erdboden bis zur unteren Thermosphäre durchgehende Beschreibung der Strahlung zu verwenden. In anderen Zirkulationsmodellen für die mittlere Atmosphäre setzt sich die Strahlung aus unterschiedlichen Parametrisierungen für die untere und die mittlere Atmosphäre zusammen (Fomichev et al., 2002, *J. Geophys. Res.*), die Troposphäre wird vorgeschrieben (Liu & Robler, 2002, *J. Geophys. Res.*) oder es wird für die Aktualisierung der Strahlungsgrößen ein größerer Zeitschritt als für die Dynamik des Modells verwendet.

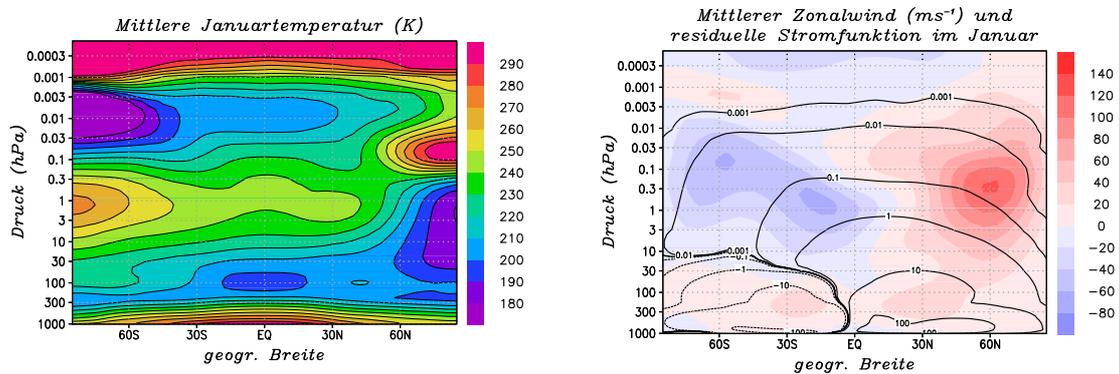


Abb. 39.1: Zonal gemittelte Januar-Klimatologien der Temperatur (in K) und des Zonalwindes (ms^{-1}) und Konturlinien der residuellen Stromfunktion ($10^9 kgs^{-1}$)

Unser Modellierungsansatz baut auf Arbeiten von Frierson und Held auf, die mit einem vereinfachten physikalischen Zirkulationsmodell für die Troposphäre bereits erfolgreich Klimasimulationen zum hydrologischen Kreislauf durchführten (Frierson et al., 2007, *J. Atmos. Sci.*). Um dieses Konzept für unsere Anwendungen auf die mittlere Atmosphäre zu erweitern, müssen bezüglich der Strahlungsrechnung einige Punkte berücksichtigt werden: Zur Beschreibung der langwelligen Strahlung darf nicht nur ein einziges Band verwendet werden; stattdessen müssen diskrete Bänder für bestimmte Frequenzbereiche (sechs in unserem Modell für die Absorber Wasserdampf, Ozon und CO_2) definiert werden. Da die Druckverbreiterung und somit die Überlappung der einzelnen Absorptionslinien mit der Höhe stark abnimmt, muss die Frequenzabhängigkeit der Strahlungsgrößen innerhalb unserer breiten, langwelligen Bänder berücksichtigt werden. Dazu lösen wir zusätzlich zu den allgemeinen Eddington-Gleichungen für die mittleren Strahlungsflüsse noch die zusätzlichen Gleichungen für die Störungsamplituden. Mathematisch entspricht dieses Verfahren der quasi-

linearen Dynamik und wird hier erstmals auf die Strahlung angewendet. Wegen der exponentiell mit der Höhe abnehmenden Luftdichte können in der oberen Atmosphäre warme Gebiete nicht mehr effizient durch Stoßanregung und anschließende Emission von Photonen gekühlt werden und die Energie von absorbierten Photonen kann über die Stoßabregung nicht mehr vollständig in eine Temperaturerhöhung umgesetzt werden (Abweichung vom lokalen thermodynamischen Gleichgewicht). Diese verminderte Effizienz der Absorption und Emission ist in unserer langwelligen Strahlungsrechnung als isotrope Streuung ganz allgemein berücksichtigt. Der Koeffizient dieser Streuung, die in der mittleren und oberen Atmosphäre in Konkurrenz zur Absorption und Emission tritt, wird für jedes Band aus dem Zwei-Niveau-Modell berechnet. Für die langwellige Strahlung lösen wir somit vier gekoppelte Differentialgleichungen für jedes der sechs Bänder. Im kurzwelligen Frequenzbereich wird die an der Atmosphärenobergrenze ankommende Sonnenstrahlung energetisch auf vier absorbierende und ein fünftes, mit der Atmosphäre nicht wechselwirkendes Band, aufgeteilt. Damit soll die Absorption der Sonnenstrahlung durch molekularen Sauerstoff oberhalb der Mesopause, durch Ozon und NO_2 in der Stratosphäre sowie die Wasserdampfabsorption vor allem in der Troposphäre beschrieben werden.

Erste Anwendungen unseres neuen Strahlungsschemas im KMCM bei grober Auflösung ($T31/L50$) und ohne Parametrisierung der Schwerewellen liefern Klimatologien, die den Erwartungen entsprechen. In Abb. 39.1 sind Monatsmittel der Temperatur, des Zonalwindes sowie die residuelle Stromfunktion im Januar dargestellt. Alle wichtigen Strukturen der Atmosphäre im Januar werden vernünftig wiedergegeben. In der Troposphäre nimmt die Temperatur mit der Höhe bis zur Tropopause ab und erreicht in den Tropen ein Minimum von 200 K . Die Stratosphäre und die untere Mesosphäre befinden sich, abgesehen von der Polarnacht, ungefähr im Strahlungsgleichgewicht; die Temperatur nimmt vom Winterpol zum Sommerpol hin zu. In der Mesopausenregion kehrt sich dieser meridionale Temperaturgradient wegen der durch aufgelöste Schwerewellen angetriebenen Zirkulation um. Betrachtet man den Zonalwind, sind in der Troposphäre die Westwindjets der mittleren Breiten zu sehen. Die mittlere Atmosphäre ist entsprechend der thermischen Wind-Relation durch Westwinde in der Winterhemisphäre und Ostwinde in der Sommerhemisphäre dominiert. Oberhalb der Mesopause ist eine schwache Windumkehr angedeutet. Die residuelle Stromfunktion zeigt in der Stratosphäre das erwartete Verhalten mit aufsteigender Luft in den Tropen und einem Absinken an beiden Polen. In der mittleren Atmosphäre steigt die Luft in einer einzigen geschlossenen Zelle über dem Sommerpol auf und sinkt am Winterpol wieder ab. Zur weiteren Validierung unserer Simulationen ist in Abb. 39.2 die Strahlungsenergiebilanz an der Atmosphärenobergrenze gezeigt. Im Jahresmittel ist die absorbierte Sonnenstrahlung am Äquator maximal und nimmt zu den Polen hin ab. Die in den Weltraum abgestrahlte langwellige Strahlung zeigt eine weniger stark ausgeprägte Breitenabhängigkeit. Dies führt insgesamt zu einem Energieüberschuss in den Tropen und zu Energiedefiziten polwärts von etwa 35° . Die Summe der breitengewichteten polaren Energiedefizite und des tropischen Energieüberschusses muss im klimatologischen Gleichgewicht Null sein. Diese Konsistenzbedingung ist in unserem Modell bis auf einen Fehler von $0,1\text{ W/m}^2$ erfüllt. Das bedeutet, dass die internen Energieumwandlungen in unserem Modell konsistent sind und auch die Bodenbilanz exakt erfüllt ist.

Als nächstes sollen nun Simulationen mit höherer Auflösung durchgeführt werden, um möglichst viele Wellen explizit aufzulösen und deren Wechselwirkung mit dem Strahlungsfeld zu untersuchen.

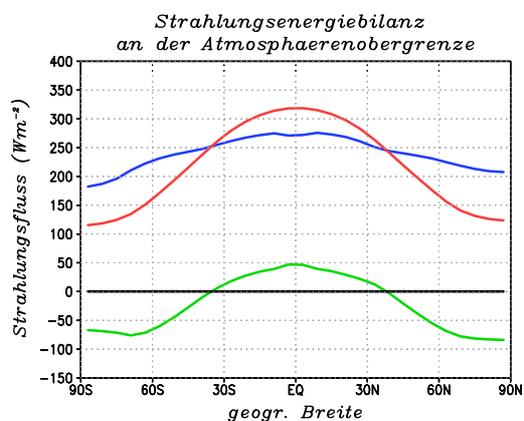


Abb. 39.2: Strahlungsflüsse an der Atmosphärenobergrenze: absorbierte Sonnenstrahlung (rot), langwellige Abstrahlung (blau) und Nettoeffekt (grün)

40 Einfluss interner Schwerewellen auf den Transport chemischer Konstituenten

(M. Grygalashvily, E. Becker, G. R. Sonnemann)

In der mittleren Atmosphäre sind Dynamik und Chemie eng miteinander gekoppelt. Der Grund hierfür liegt in der Tatsache, dass die charakteristischen Transportzeiten in der Größenordnung der charakteristischen chemischen Zeiten der die Energiebilanz der mittleren Atmosphäre bestimmenden Konstituenten bzw. chemischen Familien liegen. Die wesentlichsten chemischen Familien und Konstituenten sind die Odd Oxygen und Odd Hydrogen Familien, sowie der Wasserdampf und der molekulare Wasserstoff. Die beiden letzteren sind die dominanten Quellen für die Odd Hydrogen Familie, welche die Odd Oxygen Familie katalytisch abbaut. Betrachtet man den Vertikaltransport, d.h. den Austausch zwischen den Höhenschichten, so wird in Modellen üblicherweise der vertikale Wind sowie eine Diffusion berücksichtigt. Der Höhenbereich unterhalb von etwa 75 km ist advektionsbestimmt, d.h. der Vertikaltransport der chemischen Konstituenten erfolgt wesentlich über die großskaligen Winde. In der Thermosphäre dagegen erfolgt der Vertikaltransport wesentlich über die molekulare Diffusion. Darüber hinaus ist eine turbulente Diffusion in beiden Höhenbereichen von Bedeutung. Im Bereich um die Mesopause sind der diffusive und advektive Transport in etwa gleichrangig.

Interne Schwerewellen sind für die Dynamik der mittleren Atmosphäre von zentraler Bedeutung. Allerdings wurde der direkte Einfluss der internen Schwerewellen auf den Transport von chemischen Konstituenten bislang nur auf der Grundlage sehr einfacher Modelle diskutiert. Es handelt sich bei diesem Einfluss um eine nichtlineare Vermischung, die aus der Wechselwirkung von Wellentransport und Turbulenz resultiert. Die Ergebnisse der Modelle waren zum Teil kontrovers, zeigten aber, dass durch die Berücksichtigung der Schwerewellen ein beachtenswerter Effekt zu erwarten ist. Dies gab Anlass, den Einfluss der internen Schwerewellen auf den Transport chemischer Konstituenten und chemischer Familien mittels Kombination zweier Modelle des IAP zu untersuchen. Bei den Modellen handelt es sich um das KMCM (siehe Kap. 3) sowie um das MECTM, das den Transport und die Chemie der mittleren Atmosphäre beschreibt, wobei die Wind- und Temperaturfelder vom KMCM berechnet werden. In einem Kontrolllauf wurden alle internen Schwerewellen mit horizontalen Wellenlängen größer als 350 km, so wie sie vom KMCM bei der verwendeten Auflösung simuliert werden, für den Transport und die Chemie im MECTM berücksichtigt. Für einen zweiten Lauf wurden alle Wellenlängen kleiner als 1000 km in den KMCM-Daten vor der Chemietransportrechnung abgeschnitten. Aus den Differenzen beider Läufe lässt sich der Einfluss der internen Schwerewellen auf die chemischen Konstituenten ableiten.

In bisherigen Modellabschätzungen ohne Berücksichtigung der Schwerewellen gab es bezüglich des Wasserdampfes besonders in der oberen Wintermesosphäre große Diskrepanzen zu Mikrowellenmessungen der Kollegen vom MPI für Sonnensystemforschung in Katlenburg-Lindau. Abb. 40.1 zeigt das absolute Wasserdampfmischungsverhältnis für den oben beschriebenen Kontrolllauf mit aufgelösten Schwerewellen in einem globalen Schnitt am 30. Januar. Die relative Abweichung zum Lauf ohne Schwerewellen ist in Abb. 40.2a dargestellt. Die maximalen Abweichungen in der oberen Wintermesosphäre entsprechen etwas mehr als 1 ppmv. Die Nulllinie liegt für die Sommerhemisphäre etwas oberhalb von 80 km, aber für die Winterhemisphäre fällt diese Linie zum Pol hin steil bis in die obere Stratosphäre ab. Oberhalb dieser Linie sind die Abweichungen positiv

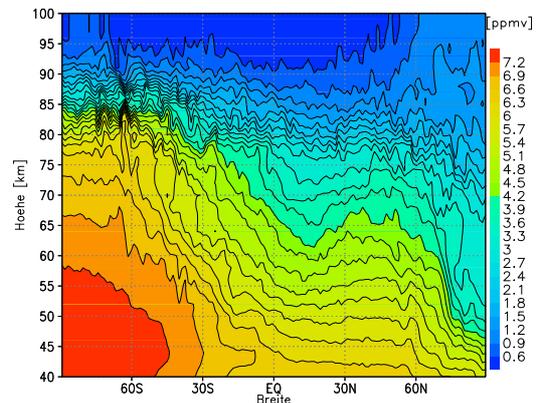


Abb. 40.1: Absolutes Massenmischungsverhältnis des Wasserdampfes für den Kontrolllauf mit aufgelösten Schwerewellen für den 30. Januar im zonalen Mittel.

und unterhalb negativ, mit maximalen negativen Werten in sommerlich niederen Breiten um 60-65 km Höhe. Aufgrund der niederen Absolutwerte im Mesopausenbereich ist die relative Abweichung besonders in winterlichen hohen Breiten am größten, wodurch sich die Diskrepanz zwischen Modellrechnung und Mikrowellenmessung stark reduziert. In der Sommerhemisphäre erhöht sich im Höhenbereich der NLCs und der PMSEs die Wasserdampfkonzentration unter dem Einfluss von internen Schwerewellen.

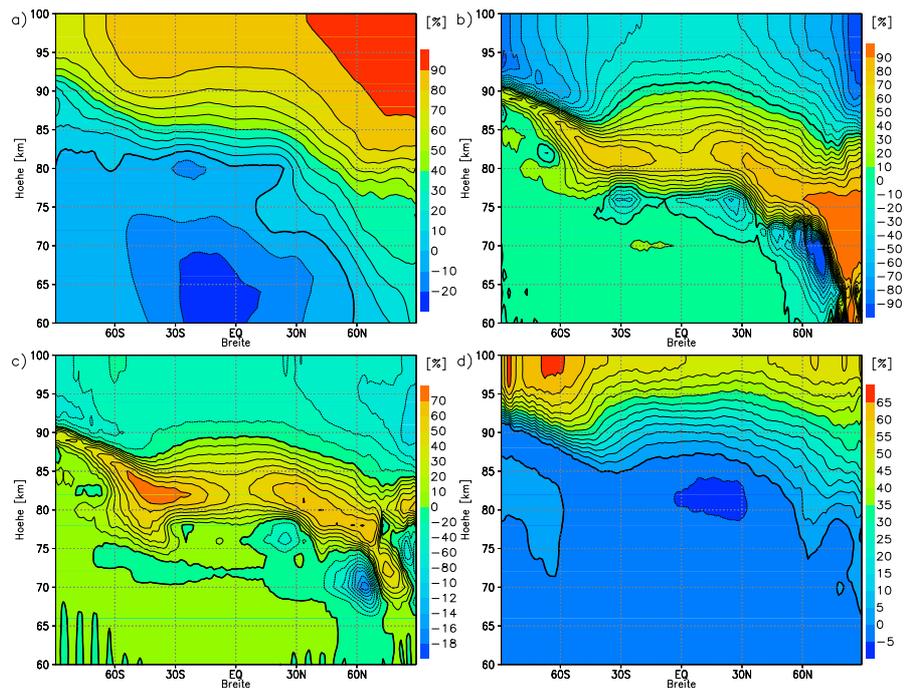


Abb. 40.2: Relative Änderungen von Massenmischungsverhältnissen, die sich durch die Berücksichtigung von internen Schwerewellen ergeben. Gezeigt sind zonale Mittel am 30. Januar für a) Wasserdampf, b) atomaren Sauerstoff, c) Ozon und d) Kohlenstoffdioxid.

Der atomare Sauerstoff besitzt in der unteren Thermosphäre unterhalb seines absoluten Maximums um 95 km Höhe einen starken Gradienten mit nach unten abnehmenden Werten. Abb. 40.2b zeigt, dass besonders unterhalb des Mesopausenbereichs (75-85 km) erhebliche positive relative Abweichungen auftreten. Sie resultieren aus dem durch interne Schwerewellen induzierten Abwärts-transport dieses Konstituenten vom höher gelegenen Maximum, wo die Abweichungen zu leicht negativen Werten hin tendieren. Dass hier die Abnahme nicht eine ähnliche Größenordnung erreicht, liegt vor allem an dem schnellen Nachschub aus der Thermosphäre, bedingt durch die sich mit der Höhe verstärkende molekulare Diffusion.

Die Zunahme der atomaren Sauerstoffkonzentration bewirkt einerseits ein Anwachsen der Ozonkonzentration, andererseits eine Verstärkung der chemischen Erwärmungsrate, die im Wesentlichen die stufenweise Rekombination von atomarem zu molekularem Sauerstoff darstellt. Abb. 40.2c verdeutlicht, dass um die Höhe des maximalen Anwachsens des atomaren Sauerstoffs auch das Ozonmischungsverhältnis maximal ansteigt.

Kohlenstoffdioxid ist chemisch inert und trägt als infrarot aktives Gas wesentlich zur Kühlung der oberen Atmosphäre bei. Auf Grund seines hohen Molekulargewichts entmischt es sich relativ schnell oberhalb der Turbopause. Abb. 40.2d zeigt den Einfluss der internen Schwerewellen auf die Verteilung des Kohlenstoffdioxids. Unterhalb des Mesopausenbereichs bleibt das Mischungsverhältnis relativ unberührt, während weiter oberhalb die Werte kontinuierlich anwachsen. Daraus folgt eine verstärkte Strahlungskühlung sowie eine entsprechende Rückkopplung zur Dynamik.

Mit unserem Modellexperiment werden Schwerewellen erstmals in einem globalen Chemie-Transportmodell der MLT explizit berücksichtigt. Zur Berechnung des totalen Einflusses der internen Schwerewellen muss man zu noch höheren numerischen Auflösungen übergehen, als dies mit den bisherigen Rechnern möglich war. Unabhängig von dieser Einschränkung werden die Größenordnungen des Mischungseffektes durch Schwerewellen in ihrer raum-zeitlichen Verteilung richtig abgeleitet. Besonders im Mesopausenbereich, der durch starke vertikale Gradienten der Mischungsverhältnisse aller chemisch aktiven Konstituenten gekennzeichnet ist, tritt das Mischen gleichrangig zu den anderen Transportmechanismen hinzu.

41 Ray-Tracing in mesosphärischen Gezeitenwellen

(F. Senf)

An die Modellierung der mittleren Atmosphäre werden besondere Anforderungen gestellt. Mit komplexen grob aufgelösten Zirkulationsmodellen werden moderne Computer an ihre Grenzen geführt, so dass ein wichtiger Teil des Bewegungsspektrums unterhalb der Auflösungsgrenze verbleibt. Jener beeinflusst aber essenziell die großskaligen Prozesse. Es muss ein Weg gefunden werden, die Wirkung der Subskalen auf die aufgelöste Strömung approximativ zu bestimmen. Man spricht hier von Parametrisierung. Nicht-lokale Effekte der Subskalen versucht man durch propagierende Schwerewellen und lokale Effekte durch turbulente Mischung zu beschreiben. In mechanistischen Zirkulationsmodellen können sehr hohe Auflösungen erreicht und ein großer Teil des Schwerewellenspektrums explizit und nichtlinear beschrieben werden (siehe Kap. 3). Mit Hilfe von Ray-Tracing-Rechnungen kann eine Brücke zwischen einfacher Schwerewellenparametrisierung und hoch aufgelöster, nichtlinearer Simulation geschlagen werden. Gezielte Modellexperimente dienen zur Verbesserung des theoretischen Verständnisses für das dynamische Verhalten der Schwerewellen und können zur Diagnose von komplexen, nichtlinearen Strömungssituationen benutzt werden. Dieser Beitrag befasst sich mit der Ausbreitung von Schwerewellen in solaren Gezeiten und deren Parametrisierung und wurde in Zusammenarbeit mit Ulrich Achatz von der Universität Frankfurt erstellt.

Beim Ray-Tracing wird ein gegebenes Wellenfeld in kleine Einzelteile zerlegt. Diese definieren die Wellenteilchen und werden mit voranschreitender Zeit durch das räumlich und zeitlich variable Hintergrundmedium entlang der Gruppengeschwindigkeit der Schwerewellen verfolgt. Durch den Weg eines Wellenteilchens entsteht ein Strahl, woraus sich der Begriff Ray-Tracing ableitet. Es besteht eine Analogie zur geometrischen Optik, bei der die Ausbreitung eines Lichtwellenfelds durch Strahlen genähert wird. Wie Variationen des Brechungsindex Lichtstrahlen beugen oder streuen, bewirken Variationen der Strömungsmuster eine Refraktion oder Modulation der Schwerwelleneigenschaften. In konventionellen Schwerewellenparametrisierungen werden zeitliche und horizontale Veränderungen der Strömung gegenüber vertikalen vernachlässigt. Frequenz und horizontale Wellenzahl der Schwerewellen werden auf einen Anfangswert fixiert und nur die vertikale Wellenzahl aus der Dispersionsrelation berechnet. Es entsteht eine Art vertikale Säule, in der sich Wellenzüge instantan an die Strömung anpassen. Diese Art von Schwerewellenparametrisierung wird in den meisten komplexen Zirkulationsmodellen der mittleren Atmosphäre verwendet. Die benutzte Approximation erweist sich besonders dann als unzureichend, wenn die zeitliche Veränderung des Hintergrundmediums und die Dauer der Schwerwellenausbreitung vergleichbar werden.

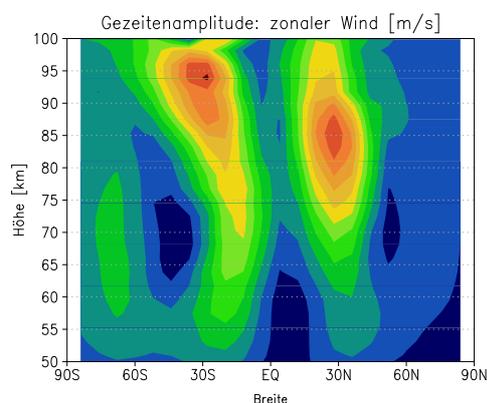


Abb. 41.1: Berechnete Amplitude des zonalen Windes einer migrierenden ganztägigen Gezeit für eine mittlere Januar-Strömung.

und Gezeitenwellen muss also die durch die Strömung berücksichtigen. Alle bisher in der

Gezeitenwellen, welche durch Absorption solarer Strahlung des Wasserdampfes in der Troposphäre und des Ozons in der Stratosphäre angeregt werden, dominieren die tageszeitlichen Variationen in der tropischen Mesosphäre. Die Amplituden können bis zu 20 Kelvin und 30 m/s in der Mesopausenregion betragen. Die migrierende ganztägige Gezeit ist eine planetare Welle mit Wellenzahl eins, die sich sonnen-synchron in Richtung Westen bewegt. Diese Strömungsstruktur wird üblicherweise durch Amplitude (siehe Abb. 41.1) und Phase als Funktion der Breite und Höhe charakterisiert. Solare Gezeiten beeinflussen kontinuierlich die Bewegung der Schwerewellen und die Deposition des transportierten Pseudo-Impulses. Eine konsistente Beschreibung der Wechselwirkung zwischen Schwere- und Gezeitenwellen muss also die durch die Gezeit verursachte Zeitvariation der Hintergrundströmung berücksichtigen. Alle bisher in der Literatur erschienenen Arbeiten zu diesem Thema

verwenden aber konventionelle Schwerewellenparametrisierungen und haben daher große Defizite. Diese werden mit Hilfe eines Ray-Tracing-Modells, welches die raum-zeitliche Veränderung der Ausbreitungsbedingungen der Schwerewellen berücksichtigt, behoben.

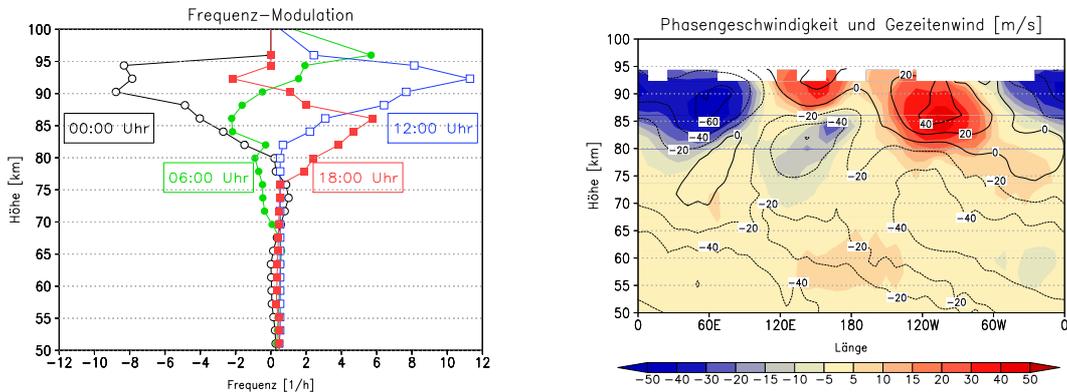


Abb. 41.2: Links: Vertikalprofile der absoluten Frequenz für vier verschiedene Lokalzeiten (0:00 Uhr - schwarz, 6:00 Uhr - grün, 12:00 Uhr - blau, 18:00 Uhr - rot) für ein Wellenfeld mit den Anfangswerten von 410 km für die horizontale Wellenlänge, 7 m/s für die horizontale Phasengeschwindigkeit und mit Azimut-Richtung Südost. Rechts: Längenvariationen der horizontalen Phasengeschwindigkeit (farbig) und des Hintergrundwindes in Richtung der Wellenausbreitung (konturiert) für dieselben Anfangswerte.

Wie links in Abb. 41.2 zu sehen, verursacht die Transienz der Gezeitenströmung eine periodische Modulation der absoluten, in einem festen Bezugssystem gemessenen, Frequenz eines typischen Schwerewellenfeldes. Gezeigt ist das Ergebnis einer Ray-Tracing-Simulation in der Gezeitenwelle aus Abb. 41.1 bei 20°S. Bis in die mittlere Mesosphäre bleibt die Frequenz nahezu konstant mit der Höhe und unabhängig von der Lokalzeit. In der oberen Mesosphäre aber bestimmen Gezeitenvariationen die absolute Frequenz und bewirken Schwankungen, die um eine Größenordnung den Anfangswert übersteigen. Die Modulation der Schwerewellenfrequenz beeinflusst die horizontale Phasengeschwindigkeit. In der konventionellen Sichtweise ist es beliebt, die als konstant angenommene Phasengeschwindigkeit dem Hintergrundwind in Richtung der Wellenausbreitung als Funktion der Höhe gegenüberzustellen. Die Differenz beider, die intrinsische Phasengeschwindigkeit, zeigt an, wie stark sich die Amplituden des Schwerewellenzuges durch eine Windscherung aufbauen. Geht die intrinsische Phasengeschwindigkeit gegen Null, führt das, in der sogenannten kritischen Schicht, zum Kollaps der Welle. Der vertikale Verlauf der absoluten sowie der intrinsischen horizontalen Phasengeschwindigkeit muss also richtig abgeschätzt werden.

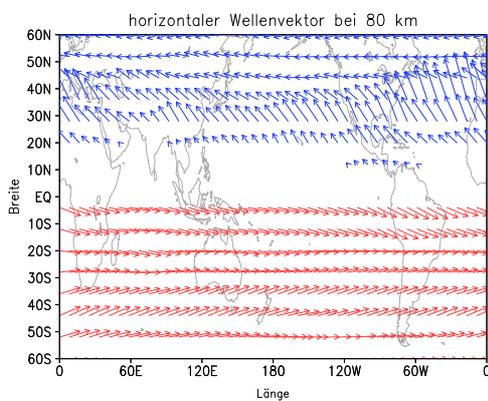


Abb. 41.3: Horizontaler Wellenvektor in 80 km für zwei verschiedene Ausbreitungsrichtungen (westwärts - blau, ostwärts - rot) des Wellenfeldes mit einer Anfangsphasengeschwindigkeit von 30 m/s.

Das rechte Bild in Abb. 41.2 zeigt farbig die horizontale Phasengeschwindigkeit und mit Konturen den Hintergrundwind als Funktion der Höhe und Länge bei 20°S. In der oberen Mesosphäre schwankt die Phasengeschwindigkeit um bis zu 50 m/s und folgt dem Verlauf des Hintergrundwindes. Dieses Verhalten verringert die vertikale Variation der intrinsischen Phasengeschwindigkeit. Die kritische Filterung und die einhergehende Deposition des Pseudo-Impulses werden durch die Transienz der Gezeitenwelle abgeschwächt.

Zusätzlich bewirken besonders die meridionalen Gradienten der Gesamtströmung eine Refraktion des horizontalen Wellenvektors und Pseudo-Impulses. In Abb. 41.3 sieht man die räumliche Verteilung des horizontalen Wellenvektors in 80 km Höhe. Dargestellt sind zwei verschiedene Wellenfelder mit einer Anfangsphasengeschwindigkeit von 30 m/s: westwärts laufende

Schwerewellen (blau) und ostwärts laufende Schwerewellen (rot). Anfänglich ist die Verteilung des horizontalen Wellenvektors homogen und zonal ausgerichtet (nicht dargestellt). Durch die meridionalen Gradienten der zeitlich mittleren Januarströmung wird der Wellenvektor gedreht. Es ist bekannt, dass Wellenpakete, die gegen die Windströmung laufen, bessere vertikale Ausbreitungsbedingungen vorfinden als Schwerewellen in Richtung des Hintergrundwindes. In einer typischen Januar-Stratosphäre existiert auf der Nordhalbkugel ein Westwind- und auf der Südhalbkugel ein Ostwindband. Diese Windstruktur unterstützt westwärts laufende Schwerewellen auf der Nordhalbkugel und ostwärts laufende Schwerewellen auf der Südhalbkugel, welche zur Übersichtlichkeit jeweils nur bis zum Äquator gezeigt sind. Die horizontale Refraktion hängt im Besonderen von den Vorzeichen des Hintergrundgradienten und der zonalen Wellenzahl ab und bewirkt immer eine Drehung des horizontalen Wellenvektors hin zu den Windmaxima. Weiterhin lässt sich eine Modulation des Wellenvektors durch die Gradienten der Gezeitenwelle erkennen. Die Drehung der Ausbreitungsrichtung bewirkt zudem, dass sich anfangs zonal laufende Schwerewellen aus dem Bereich der Tropen/Subtropen wegbewegen.

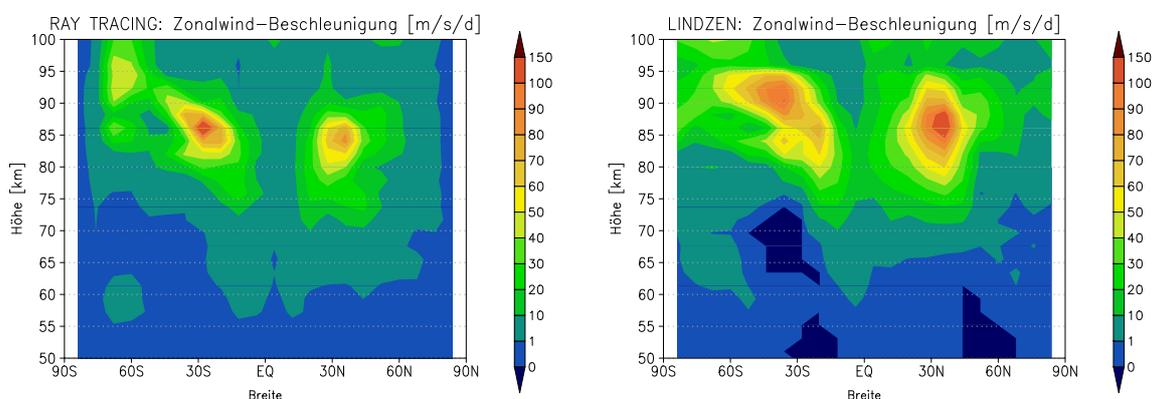


Abb. 41.4: Amplitude der Zonalwindbeschleunigung der migrierenden Tagesgezeit für eine Ray-Tracing-Simulation (links) und eine konventionelle Parametrisierung (rechts). Die Beschleunigung wird durch die Divergenz des Schwerewellenimpulsflusses hervorgerufen.

Zeitliche Modulation und räumliche Refraktion der Schwerewelleneigenschaften haben Einfluss auf die Hintergrundströmung. Dabei verringert zum einen die Modulation der Schwerwellenfrequenz die kritische Filterung und somit die Deposition des Pseudo-Impulses in kritischen Schichten. Zum anderen führt die Refraktion des horizontalen Wellenvektors der Schwerewellen zu einer Verringerung des in tropischen und subtropischen Breiten deponierten Pseudo-Impulses. Beide Effekte verkleinern die Kraftwirkung auf die Gezeitenströmung, welche durch die Divergenz des Pseudo-Impulsflusses hervorgerufen wird. Analog wie eine migrierende Gezeitenwelle in Amplitude und Phase zerlegt wird, kann man die migrierende Komponente der Kraft durch die Schwerewellen mit einer Amplitude und Phase darstellen. Die Amplitude der zonalen Kraftkomponente, genannt Zonalwind-Beschleunigung, ist in Abb. 41.4 für eine Ray-Tracing-Simulation (links) und eine konventionelle Parametrisierung (rechts) gezeigt. Sie ist in der anspruchsvollen Ray-Tracing-Simulation im Bereich der Tropen/Subtropen bis zu 50 % kleiner im Vergleich mit einer konventionellen Parametrisierung. Konventionelle Parametrisierungen überschätzen demzufolge den Effekt der Schwerewellen auf die Gezeitenströmung. Das Resultat der Kraftwirkung auf die Gezeit hängt von den relativen Phasenlagen des Gezeitenwindes und der durch Schwerewellen induzierten Zonalwindbeschleunigung ab. Ist die Kraft proportional zu lokal-zeitlichen Änderungen des Windes, verändert sich die vertikale Wellenzahl der Gezeit, und ist die Kraft proportional zum Wind, verändert sich die Amplitude. Die genaue Wirkung der durch Schwerewellen induzierten Kraft auf die Gezeitenwellen wird Gegenstand zukünftiger Untersuchungen sein.

42 Nichtlineare Wechselwirkung von Schwerewellen und Gezeiten

(E. Becker, N. Engler, N. Grieger, J. Höffner, R. Knöpfel, F. Senf, H. Voß)

Durch den Tagesgang der Sonneneinstrahlung werden in der Tropo- und Stratosphäre Gezeitenwellen angeregt, die sich nach oben ausbreiten und von der Mesopausenregion an zu großen Wind- und Temperaturvariationen führen. Obwohl diese Gezeiten vor allem in niedrigen Breiten relevant sind, werden auch in polaren Regionen, z.B. im Sommer auf Andøya (68°N), deutliche Temperatur- und Windgezeiten mit Amplituden von bis zu 5 K und 10 m/s im Mesopausenbereich gemessen (Abb. 42.1). Insbesondere zeigen diese einen Übergang von einer ganztägigen zu einer halbtägigen Gezeit bei etwa 90 km – ein Effekt, der auch im polaren Winter beobachtet wird. Da die Messungen der turbulenten Dissipation mit dem Saura-MF Radar nahe Andenes (siehe Kap. 19) ebenfalls einen deutlichen Tagesgang haben, ist zu vermuten, dass thermische Gezeiten nicht nur in niedrigen sondern auch in hohen Breiten für die mittlere Zirkulation von grundlegender Bedeutung sind. Den möglichen Mechanismus haben wir in einer Modellstudie untersucht. Dazu wurde die hoch aufgelöste Version des KMCM mit der in dem linearen Gezeitenmodell des IAP verwendeten thermischen Gezeitenanregung, die mit HAMMONIA berechnet wurde, ergänzt. Mit dieser Methodik wird die volle nichtlineare Wechselwirkung zwischen Gezeiten und Schwerewellen in einem globalen Zirkulationsmodell erfasst (siehe Kap. 41). Abb. 42.2 zeigt die so berechneten mittleren Tagesgänge bei ungefähr der Breite und Länge von Andøya für Sommerbedingungen. Man erkennt in der Temperatur und im Zonalwind den Übergang von einer ganztägigen zu einer halbtägigen Gezeit bei etwa 90 km. Auch beschreibt das Modell eine ganztägige Gezeit der Dissipation.

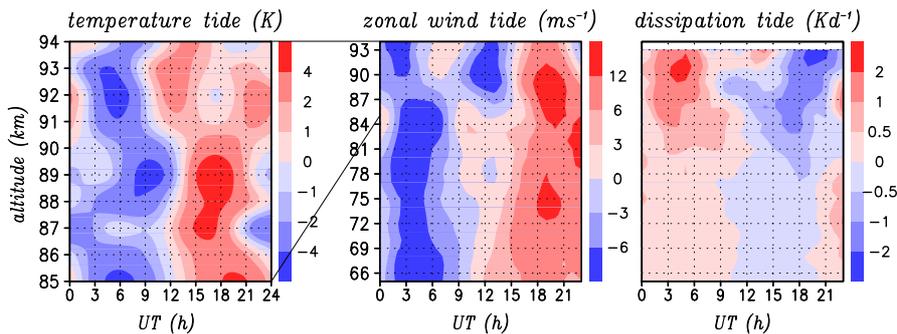


Abb. 42.1: Mittlere Gezeitenvariationen für die Temperatur, den Zonalwind und die turbulente Dissipation über Andøya im Sommer aus Lidar- und Radarmessungen des IAP. Zu beachten ist bei der Temperaturgezeit das limitierte Höhenintervall von 85 bis 94 km.

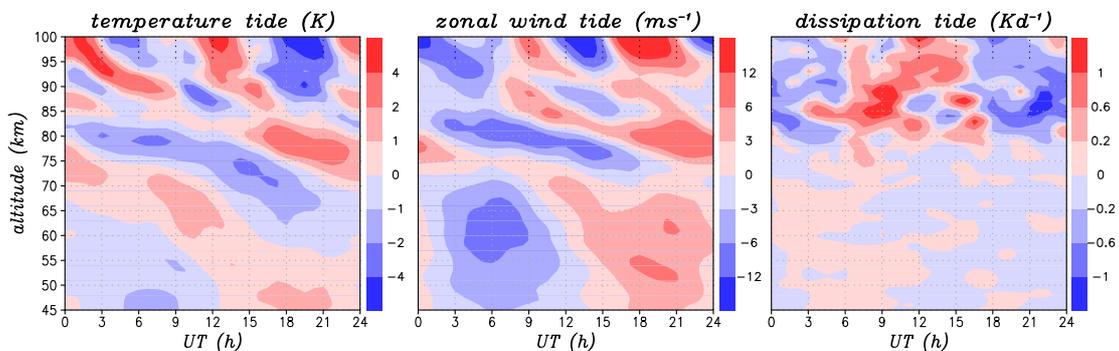


Abb. 42.2: Mittlere Gezeitenvariationen für die Temperatur, den Zonalwind und die turbulente Dissipation in der Sommer-MLT bei 68° Süd und 20° Ost aus einer Januarsimulation mit aufgelösten Schwerewellen.

In Abb. 42.3 ist die Gezeit des Zonalwindes und die der mittleren Schwerwellenamplituden in Längen-Zeitschnitten dargestellt. In 60 km Höhe führt die migrierende ganztägige Gezeit im Zonalwind offenbar zu einer Modulation der Schwerwellen, so dass ein Muster wie im Zonalwind mit umgekehrtem Vorzeichen entsteht. Diese Variation ergibt sich daraus, dass die turbulente Dämpfung der Schwerwellen in der positiven Phase der Zonalwindgezeit am stärksten ist. In 85 km Höhe hat sich die in der unteren Mesosphäre aufgeprägte Gezeitenstruktur in den Schwerwellen um etwa 60 Längengrade mit der Wellenausbreitung nach Osten verschoben, während der Zonalwind hier bereits eine nichtmigrierende halbtägige Komponente aufweist. Um zu klären, wie diese Gezeiteneffekte in den Schwerwellen die globale Zirkulation beeinflussen, vergleichen wir die Klimatologie der Simulation mit Gezeitenanregung mit der entsprechenden Kontrollsimulation ohne diese Anregung. Wie in Abb. 42.4 zu sehen ist, bewirken Gezeiten eine deutliche Erwärmung der sommerlichen Mesopausenregion um etwa 5 bis 10 Grad, die mit einer positiven Änderung des Zonalwindes einhergeht. Beide Effekte werden offenbar durch eine Abschwächung der residuellen Zirkulation in diesem Höhenbereich ausgelöst. Ursache dafür ist die Nichtlinearität in der Gezeitenmodulation der Schwerwellen: In der positiven Phase der Zonalwindgezeit haben die hauptsächlich ostwärts propagierenden Schwerwellen kürzere vertikale Wellenlängen und werden daher durch Turbulenz gedämpft, dagegen bleibt die Ausbreitung aufgrund längerer vertikaler Wellenlängen während der negativen Phase der Zonalwindgezeit weitgehend ungedämpft. Der Nettoeffekt ist eine Abschwächung der Impulsdeposition durch Schwerwellen im Bereich der Mesopause mit den entsprechenden Konsequenzen für die residuelle Zirkulation. Die Wechselwirkung von Gezeiten und Schwerwellen ist demnach in hohen Breiten der MLT grundsätzlich von Bedeutung und stellt neue Anforderungen an deren korrekte Beschreibung in Zirkulationsmodellen.

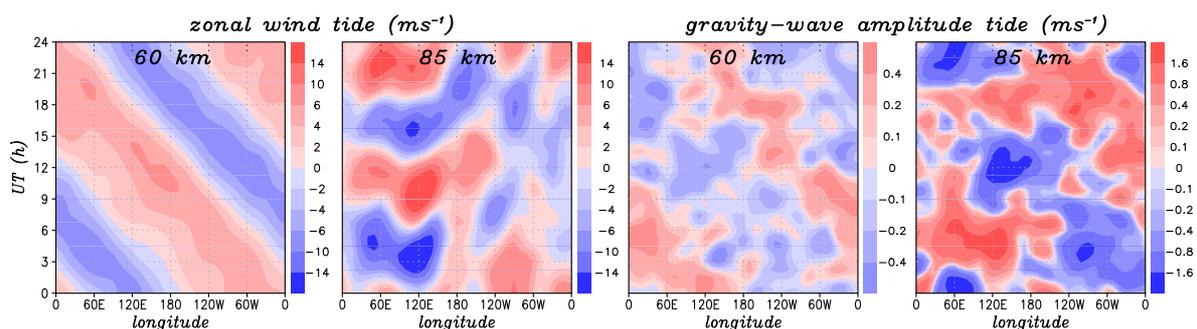


Abb. 42.3: Mittlere Gezeitenvariationen für den Zonalwind und die mittlere Windamplitude der Schwerwellen in der Sommermesosphäre bei ca. 60 und 85 km Höhe und 68° Süd aus einer Januarsimulation mit aufgelösten Schwerwellen.

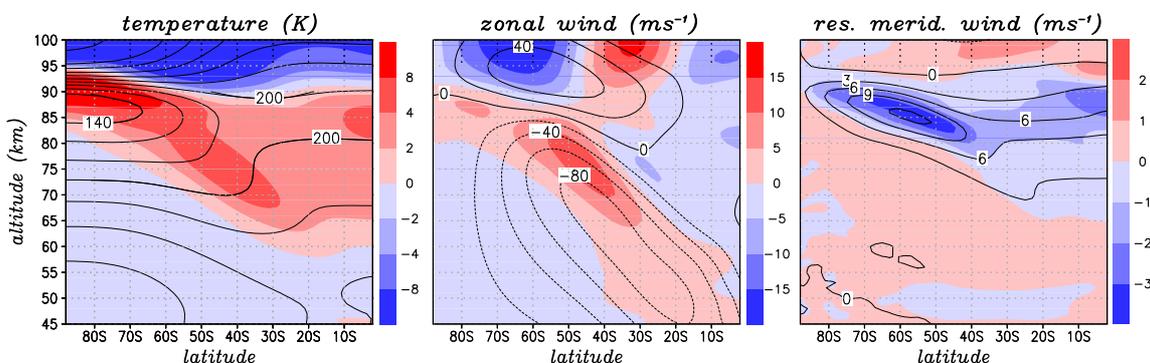


Abb. 42.4: Modellabschätzung der klimatologischen Änderungen von Temperatur, Zonalwind und residuellem Meridionalwind in der südlichen Sommer-MLT. Die Farben zeigen Differenzen der KMCM-Simulation mit Gezeitenanregung zur Kontrollsimulation ohne Gezeiten. Als Referenz ist die Kontrollklimatologie mit schwarzen Isolinien eingezeichnet.

43 Stationäre Wellenstruktur in Klima-Chemie-Modellen

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

Die Studie entstand als Beitrag des IAP zur Validierung von Klima-Chemie-Modellen (CCMs) im Rahmen des WMO-SPARC Projektes CCMVAL. Ziel dieser Untersuchungen ist es, die Resultate heutiger CCMs mit Beobachtungsdaten in bestimmten dekadischen Zeiträumen zu vergleichen und das in einem breiten Spektrum der wichtigsten physikalischen Größen, um die Qualität der Modellierung in diesen ausgewählten Größen zu quantifizieren. Als Beobachtungsperiode wurde der Zeitraum von 1980-99 ausgewählt, da die Satellitendaten auch eine verbesserte Assimilation in der Stratosphäre erlauben.

Unsere Arbeiten fokussieren sich auf die Untersuchung der stationären planetaren Wellenstruktur und deren Vergleich mit den ERA40 Reanalysen als Beobachtungsbasis, weil die planetaren Wellen wesentlich zum Wärme-, Impuls- und Ozontransport beitragen. Die Methode der Musterkorrelation wurde benutzt, um die Unterschiede zwischen den Modellergebnissen und den Reanalysen sowohl in den Klimamustern (Mittel über 20 Jahre von 1980-99) als auch in den Trendmustern (lineare Regression mit der Zeit) auf 6 Druckschichten bis zur Stratopause zu quantifizieren. Nach einem umfangreichen Datentransfer der Modelldaten vom BADC und der Beobachtungsdaten vom ECMWF wurden die monatlich gemittelten Muster der zonalen Asymmetrie (definiert als Abweichungen vom zonalen Mittelwert) für das Geopotential und für die Temperatur berechnet. Anschließend wurden die Musterkorrelationen der Differenzen in den Wellenstrukturen zwischen den Modellen und den Reanalysen für die mittleren nördlichen Breiten aller neun zur Verfügung gestellten CCM-Experimente bestimmt. Dies sind die CCM-Experimente mit dem CMAM aus Kanada, dem E39C des DLR und des ECHAMCHEM vom MPI-Hamburg, sowie dem GEOSCCM aus den USA, dem MRI aus Japan, dem UMSLIMCAT aus GB und den drei verschiedenen WACCM Experimenten aus den USA.

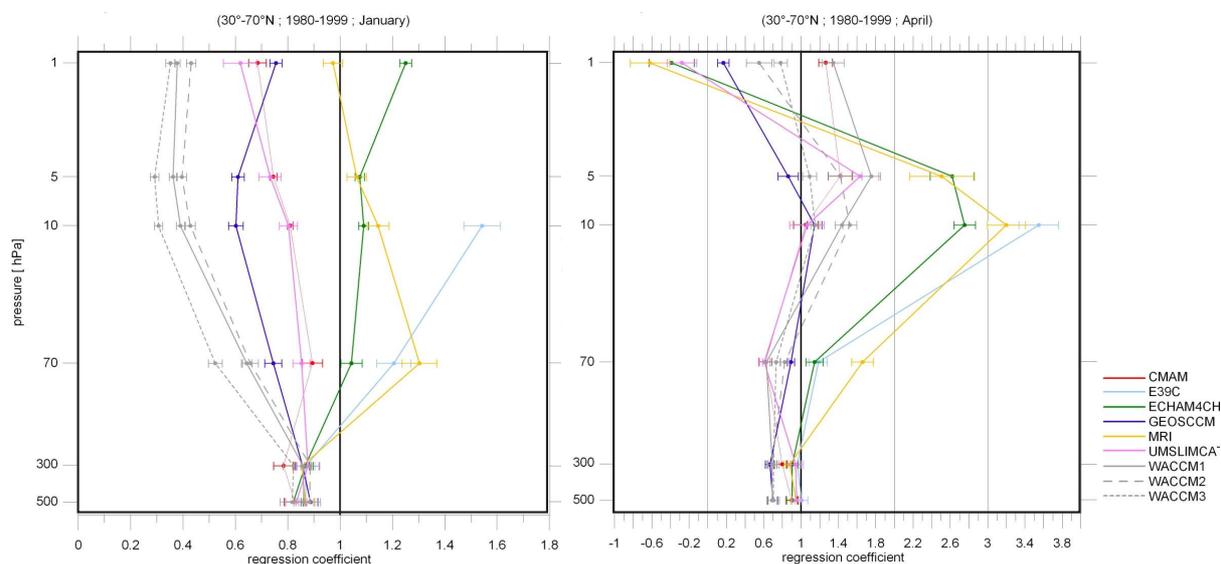


Abb. 43.1: Profile von Regressionskoeffizienten der Klimamuster des Geopotentials für die stationäre Wellenstruktur (links für Januar und rechts für April). Eingezeichnet ist auch der Vertrauensbereich von 95 Prozent. Die unterschiedlichen Experimente sind farblich markiert und in der obigen Legende angegeben. Ein Regressionskoeffizient von 1 bedeutet Mustergleichheit und von -1 eine Phasenverschiebung von 180 Grad. Beträgsmäßig größere Werte weisen auf zu große Amplituden hin.

Im Winter und Frühjahr spielen planetare Wellen der zonalen Wellenzahlen 1-3, die auch ultralange Wellen genannt werden, eine wichtige Rolle in der Dynamik der mittleren Atmosphäre. Ultralange Wellen werden in der Troposphäre angeregt und breiten sich vertikal in Abhängigkeit vom zonal gemittelten Grundzustand bis in die Mesosphäre aus. Im Sommer wird durch Ostwind in der Stratosphäre die Ausbreitung planetarer Wellen stark reduziert.

In der Abb. 43.1 sind als Beispiel für die Monate Januar und April die Ergebnisse der Regressionsanalyse der Klimamuster der stationären Wellenstruktur dargestellt. Für den Januar des rezenten Klimazustandes zeigen alle Modelle eine Unterbestimmung des stationären Geopotentials mit etwa 15 Prozent in der Troposphäre. In der Stratosphäre finden wir 3 Modellgruppen, die eine Überbestimmung der stationären Wellen sowie eine relativ mittlere bzw. starke Unterbestimmung der stationären Wellenstruktur aufweisen. Die Unterbestimmung kann man sich als Amplitudenunterschätzung oder auch als Phasenverschiebung vorstellen, was aber im Einzelfall anhand der Muster überprüft werden kann. Weiterhin erkennen wir die nicht erwartete starke Variabilität der Modellergebnisse in der Stratosphäre. Im April liegen die Modellresultate etwas besser im Vergleich zum Januar, aber MRI, sowie E39C und ECHAM4CHEM weisen einen 2- bis 3-fachen Anstieg der Amplituden-Überschätzung auf.

Der saisonale Verlauf (Abb. 43.2) verdeutlicht diese Probleme einiger Modelle mit der Frühjahrsumstellung durch zu große Amplitude im Frühjahr im Vergleich zu den Reanalysen. Es ist zu beachten, dass im weiteren Verlauf, also zum Sommer, die ultralangen Wellenamplituden in der Stratosphäre stark abnehmen, bevor sie im Herbst wieder zunehmen. Bereits in der Troposphäre werden die planetaren Wellen über das ganze Jahr als zu schwach in allen Modellen bestimmt, was an der geringeren horizontalen Auflösung liegen könnte.

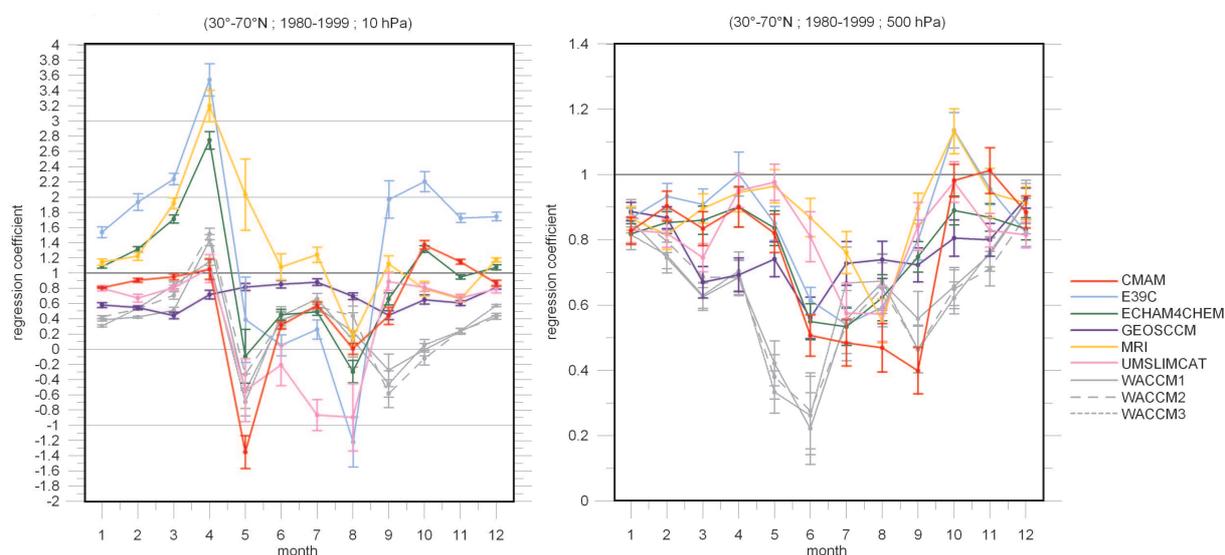


Abb. 43.2: Saisonaler Verlauf der monatlichen Regressionskoeffizienten für die Druckschicht in der mittleren Stratosphäre (30 hPa - links) und in der mittleren Troposphäre (500 hPa - rechts), sonst wie Abb. 43.1.

Für die Trendmuster (nicht gezeigt) sind alle Modelle unzureichend in der Beschreibung der dekadischen Änderungsmuster der ERA40 Reanalysen nicht nur im Winter sondern auch im saisonalen Verlauf.

Zusammenfassend wurden in dieser Studie folgende Probleme in der Modellierung der stationären Wellenstruktur der Periode von 1980-99 identifiziert: 1) - zu verbessernde Beschreibung zonal asymmetrischer Klimastrukturen, sprich ultralanger, quasi-stationärer Wellen im mittleren Geopotential, d.h. es existieren zu große Differenzen in der Amplitude und Phasenlage; 2) - die linearen Trendmuster der zonal asymmetrischen Änderungen werden nicht richtig beschrieben. Die Hauptfrage, die wir hieraus ableiten, ist: In welcher Weise kann man durch Prozessstudien eine bessere CCM-Darstellung der quasi-stationären Wellenstruktur in den rezenten Klima- und in den dekadischen Trendmustern erreichen?

Hierzu werden in Zukunft weitere Studien im Rahmen des CAWSES-DFG-Projektes SORACAL vorgenommen. Informationen dazu werden in den Kapitel (Kap. 1, Kap. 44, Kap. 45) angegeben.

44 Stationäre Wellen in Ozon und H₂O auf Basis der ODIN-Satellitendaten

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

Im Rahmen des SPP CAWSES (Projekt SORACAL, siehe Kap. 1) untersuchen wir die langfristigen Änderungen in den zonal asymmetrischen bzw. längenabhängigen Komponenten von Ozon, H₂O und anderen strahlungswirksamen Absorbern auf Grundlage von unterschiedlichen Beobachtungsdaten, um deren Einfluss und Rückwirkung auf die dynamische Kopplung von Tropo-, Strato- und Mesosphäre mit Hilfe der Klimamodelle MAECHAM5 und HAMMONIA zu quantifizieren und zu verstehen. Innerhalb eines zurzeit laufenden Kooperationsprojektes mit der Arbeitsgruppe H. Körnich (Department of Meteorology, Stockholms University) diagnostizieren wir hierzu die dreidimensionalen O₃- und H₂O-Verteilungen, die aus den ODIN-Satellitenmessungen 2001-2009 gewonnen wurden. Die Resultate bilden ebenfalls eine unabhängige und wichtige Basis zur Validierung der Spurengasverteilungen in assimilierten Daten (z.B. ERA-Interim) und in den sehr hochreichenden Chemie-Klimamodellen (CCMs) wie dem HAMMONIA (siehe Kap. 43).

Abb. 44.1 zeigt den mittleren jahreszeitlichen Zyklus der längenabhängigen O₃-Anomalie (d.h. gemittelt jeweils über die Herbst-, Winter-, Frühlings- und Sommermonate) für nördliche Breiten (60°N). Sichtbar wird eine prägnant ausgeprägte Welle-1-Struktur - mit einem Maximum und einem Minimum entlang der Breite und Amplituden von ca. 0.6 mg/kg (10-20% des zonal gemittelten O₃) -, die sich in den Herbstmonaten konfiguriert, innerhalb der Wintermonate verharret und dann in den Frühlingsmonaten zerfällt. Während der Sommermonate ist die Amplitude dieser Wellenstruktur dagegen sehr gering (max. 0.1-0.2 mg/kg).

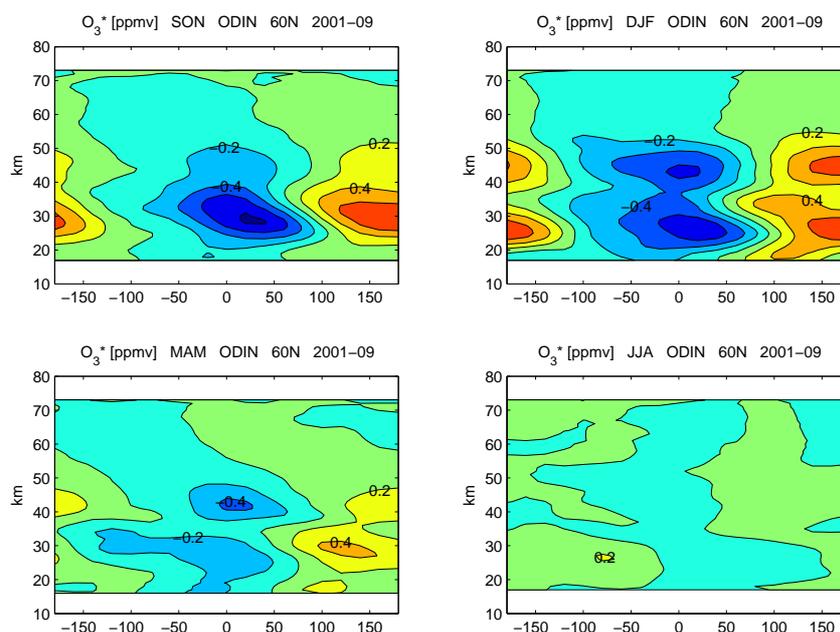


Abb. 44.1: Jahreszeitlicher Zyklus der mittleren längenabhängigen Ozonanomalie (Abweichung vom zonalen Mittel $O_3^* = O_3 - [O_3]$) bei 60°N, abgeleitet aus den ODIN-Satellitendaten 2001-2009 (Herbst: SON, Winter: DJF, Frühling: MAM, Sommer: JJA; Abstand der Isolinien: 0.2 mg/kg).

Im Vergleich zu anderen Datensätzen zeigen die ODIN-Daten bemerkenswert deutlich, dass sich die Wellenstruktur in den Herbstmonaten zunächst in der unteren und mittleren Stratosphäre entwickelt (wahrscheinlich aufgrund der in der Troposphäre durch planetare Wellen angefachten Transportprozesse), und während der Wintermonate ein zweites, in Phase liegendes Maximum in der oberen Stratosphäre bildet (wahrscheinlich aufgrund der Rückwirkung der Wellenstruktur über Strahlung, Temperatur und Chemie). Weitere Untersuchungen zu dieser noch nicht ausreichend

verstandenen Vertikalstruktur sind Gegenstand der zurzeit laufenden Projektarbeiten.

Die mittleren Verteilungen von H_2O (Abb. 44.2) zeigen ebenfalls eine prägnante Welle-1-Struktur, die in den Herbstmonaten anwächst und während der Frühlingsmonate zerfällt, mit maximalen Amplituden von ca. 0.3 ppmv (ca. 10-20% des zonal gemittelten H_2O) in der mittleren Stratosphäre und mittleren Mesosphäre, jedoch mit einem Phasensprung beim Übergang von der Strato- in die Mesosphäre. Erwähnt seien hier - als Grundlage unserer Untersuchungen - die Arbeiten von Lossow et al. (*ACP, 2008; JGR, 2009*), die den jahreszeitlichen Zyklus der zonal gemittelten H_2O -Verteilungen als Folge jahreszeitlicher Schwankungen im meridionalen Transport darstellten.

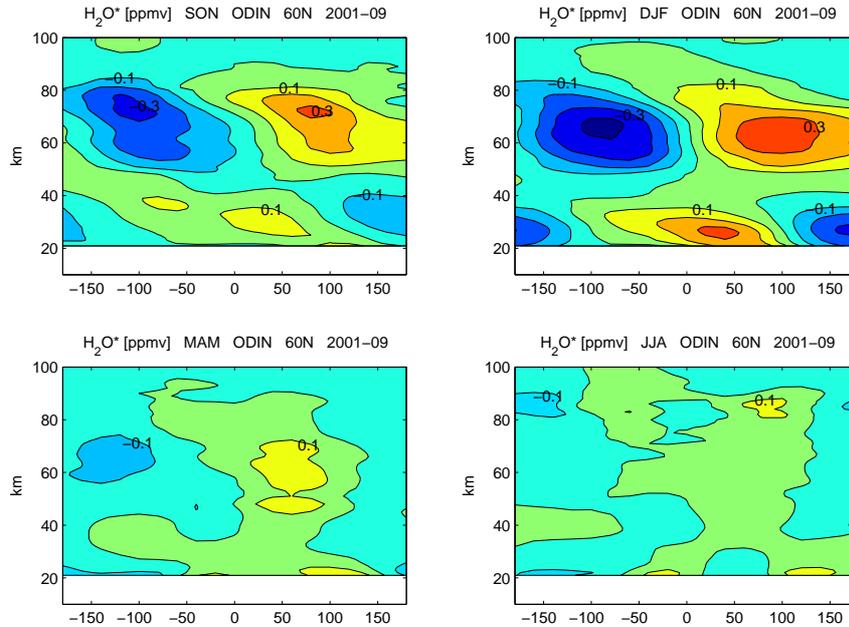


Abb. 44.2: Jahreszeitlicher Zyklus der mittleren längenabhängigen Anomalie in H_2O (Abweichung vom zonalen Mittel $\text{H}_2\text{O}^* = \text{H}_2\text{O} - [\text{H}_2\text{O}]$) bei 60°N , abgeleitet aus den ODIN-Satellitendaten 2001-2009 (Herbst: SON, Winter: DJF, Frühling: MAM, Sommer: JJA; Abstand der Isolinien: 0.1 ppmv).

Zur Interpretation von Abb. 44.2 ist einerseits zu berücksichtigen, dass (1) die primäre Quelle von stratosphärischem H_2O bekanntermaßen die CH_4 -Oxidation ist, und (2) der troposphärische Eintrag von CH_4 -angereicherter Luft in die untere Stratosphäre einem troposphärischen Eintrag von Ozon-armer Luft entspricht. In der unteren Stratosphäre führen daher längenabhängige Anomalien im Spurenstoff-Transport zu einer Antikorrelation der Wellenstrukturen in H_2O - als Produkt der CH_4 -Oxidation - und O_3 (vgl. Abb. 44.1 und Abb. 44.2). In der oberen Stratosphäre ändert sich dagegen bei geringeren CH_4 -Konzentrationen die mittlere Struktur der H_2O -Verteilung (Stratosphäre: mit zunehmender Höhe zunehmend; Mesosphäre: mit zunehmender Höhe wieder abnehmend), so dass dann die längenabhängigen Anomalien im Transport zu dem erwähnten Phasensprung der mesosphärischen H_2O -Anomalien gegenüber tieferen Schichten führen könnten. Andererseits dürfte allerdings auch die mit dem Dargestellten zusammenhängende stationäre Welle-1-Struktur in der Temperatur, die sich durch die gesamte mittlere Atmosphäre zieht (siehe Kap. 45), über die Temperaturabhängigkeit der CH_4 -Oxidation einen wesentlichen Beitrag zu den längenabhängigen Anomalien im H_2O liefern. Eine genauere Untersuchung dieser sehr komplexen Zusammenhänge erfolgt zurzeit mit Hilfe des CCM HAMMONIA (Kooperation mit H. Schmidt, MPI Hamburg), das bemerkenswert ähnliche Wellenstrukturen in O_3 und H_2O wie in den ODIN-Daten sowie eine der obigen Interpretation entsprechende Welle-1-Struktur in CH_4 aufweist (hier noch nicht gezeigt). In die zurzeit laufenden Projektarbeiten werden ebenfalls die stationären Wellenstrukturen auf der Südhemisphäre sowie extern angeregte Variationen, z.B. durch den 11-jährigen Zyklus der Sonnenaktivität, einbezogen.

45 Einfluss von planetaren Wellenstrukturen im Ozon auf langfristige Änderungen in Temperaturprofilen über Europa

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

Schwerpunkt des CAUSES-Projektes SORACAL ist die Analyse des Einflusses zonal asymmetrischer Ozonanomalien O_3^* , die aus planetaren Wellen herrühren, auf die dynamische Kopplung von Tropo-, Strato- und Mesosphäre (siehe Kap. 44). Hierzu wurden die O_3^* -Anomalien der ECMWF Reanalysen 1957-2002 (ERA40) ermittelt und in das Klimamodell MAECHAM5 (vom MPI Hamburg zur Verfügung gestellt) implementiert. Es zeigte sich zunächst, dass die O_3^* -induzierte Strahlungsanomalie im Sinne einer Rückwirkung die Ausbreitung planetarer Wellen bis in die Strato- und Mesosphäre verändern kann. Im weiteren Verlauf der Projektarbeiten analysierten wir die Wirkung von O_3^* in den Änderungen lokaler Temperaturprofile, die ohne Einbettung in die großräumige planetare Wellenstruktur nicht verstanden werden können.

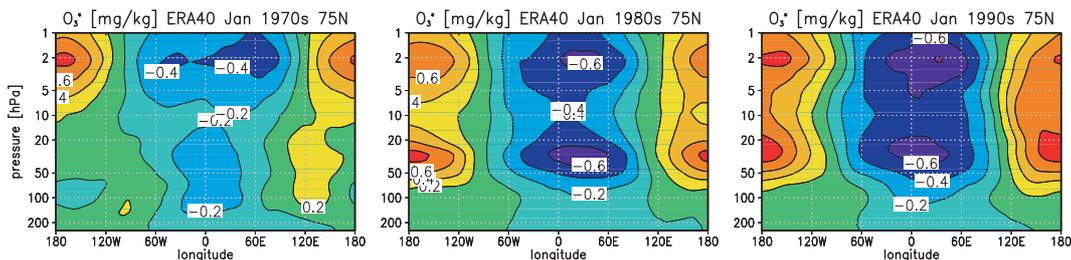


Abb. 45.1: Dekadische Mittel der O_3^* -Anomalie ($O_3^* = O_3 - [O_3]$, $[O_3]$: zonales Mittel) für Januar bei $75^\circ N$, abgeleitet aus ERA-40 (von links nach rechts: 1970er-, 1980er-, 1990er Dekade; Isolinien in 0.2 mg/kg).

Abb. 45.1 zeigt dekadische Mittel der O_3^* -Anomalie für Januar bei $75^\circ N$. Sichtbar wird eine anwachsende Welle-1-Struktur (ein Maximum und ein Minimum), die während der 1990er Dekade eine Amplitude von ca. 0.6 mg/kg erreicht (ca. 10-20% des zonal gemittelten O_3). Diese Wellenstruktur wird von Satellitenmessungen bestätigt (siehe Kap. 44). Auf Basis von Modellrechnungen für die 1990er Dekade zeigt Abb. 45.2 die mittlere Temperaturanomalie $T^* = T - [T]$ bei $50^\circ N$ für eine Kontrollrechnung ohne O_3^* -Anomalie (Abb. 45.2, links; eine mit zunehmender Höhe westwärts gerichtete Phasenneigung der Welle-1-Struktur wird üblicherweise in der mittleren Atmosphäre beobachtet) sowie die O_3^* -induzierten Änderungen (Abb. 45.2, rechts).

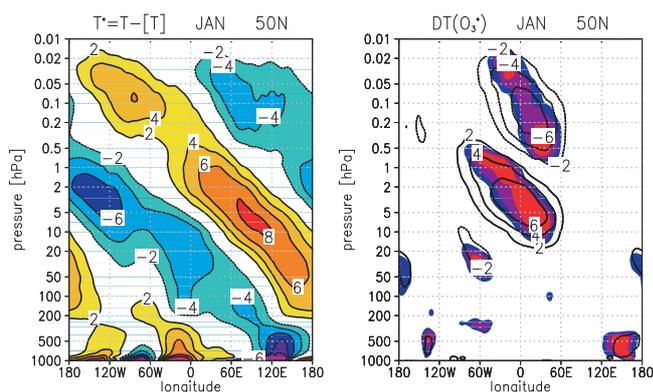


Abb. 45.2: links: Mittlere Temperaturanomalien $T^* = T - [T]$ ($[T]$: zonales Mittel) für den Januar der 1990er Dekade bei $50^\circ N$ für eine Kontrollrechnung ohne O_3^* -Anomalie; rechts: O_3^* -induzierte Differenzen $DT(O_3^*)$ (kolorierte Flächen: 90%-, 95%-, 99%-Signifikanz).

Die O_3^* -Anomalie verursacht demnach Änderungen in der planetaren Wellenstruktur, die mit zunehmender Höhe nicht nur anwachsen, sondern auch aufgrund der Dämpfung kleinerer Skalen in der stabil geschichteten Stratosphäre eine höhere statistische Sicherheit aufweisen. Änderungen in höheren Schichten der Atmosphäre könnten daher ein interessanter Klimaindikator für Änderungen in den unteren Schichten sein.

Da die O_3^* -Anomalie über 3 Dekaden von den 1960ern bis zu den 1990ern nahezu linear anwuchs (ca. 0.2 mg/kg pro Dekade), können wir die O_3^* -induzierte Änderung als Beitrag zum Temperaturtrend näherungsweise bestimmen ($DT(O_3^*)/3$) und mit beobachteten Änderungen vergleichen. Für die Wintermonate zeigen Lidar-Messungen über

Haute-Provence (Abb. 45.3, links; Kooperation mit P. Keckhut, OHP) eine Erwärmung von ca. $+2 \text{ K}$ pro Dekade in der oberen Stratosphäre und eine Abkühlung von ca. -6 K pro Dekade in der

unteren Mesosphäre, im Sommer dagegen einen einheitlich negativen, mit der Höhe zunehmenden Trend von ca. -1 K bis -4 K pro Dekade. Hier ist zu beachten, dass die bekannte generelle Abkühlung der mittleren Atmosphäre aufgrund anthropogener CO₂-Emissionen eher durch die Sommermonate repräsentiert wird, den Winterprofilen jedoch der Einfluss vertikal propagierender planetarer Wellen überlagert ist.

Die O₃*-induzierte Änderung (Abb. 45.3, rechts, blaue Linie) zeigt für den Winter ebenfalls eine Erwärmung der oberen Stratosphäre (ca. +2 K pro Dekade) bzw. eine Abkühlung der unteren Mesosphäre (ca. -2 K pro Dekade), ungefähr der Differenz zwischen Winter- und Sommerprofil der Lidar-Daten entsprechend. Das beobachtete Winterprofil setzt sich demgemäß aus der generellen Abkühlung der mittleren Atmosphäre und einer während der Wintermonate sich überlagernden, O₃*-induzierten Vertikalstruktur zusammen (zur Demonstration zeigt die hellblaue Kurve in Abb. 45.3, rechts, ein entsprechendes Profil, unter Annahme einer generellen Abkühlung von -1 K pro Dekade).

Diese Temperaturänderungen lassen sich bis in die unteren Schichten der Atmosphäre, wo die planetaren Wellen angeregt werden, verfolgen. Nach ERA40 zeigen die Differenzen in den Profilen der 1960er und 1990er Jahre eine einheitliche Abkühlung der Stratosphäre von ca. -1 K pro Dekade im zonal gemittelten Profil $D[T]$ (Abb. 45.4, links, schwarze Kurve), jedoch eine ausgeprägte Wellenstruktur im lokalen Profil DT (Abb. 45.4, links, hellblaue Kurve), d.h. eine überlagerte Anomalie DT^* mit ca. -1 K pro Dekade in der unteren Stratosphäre und ca. +1 K pro Dekade in der oberen Stratosphäre (Abb. 45.4, Mitte). Falls der O₃*-induzierten Änderung $DT(O_3^*)$ (Abb. 45.4, rechts, blaue Kurve) das analytisch genäherte Profil $D[T]^0$ hinzugefügt wird, nähert sich das entstehende Profil $DT(O_3^*)/3 + D[T]^0$ dem lokalen Profil DT der ERA40 Daten deutlich an, mit Ausnahme der stärkeren Erwärmung in der oberen Stratosphäre, die in den ERA40 Daten wegen der starken Dämpfung in den obersten Schichten des Assimilationsmodells offenbar unterschätzt wird (vgl. die Lidar-Messungen).

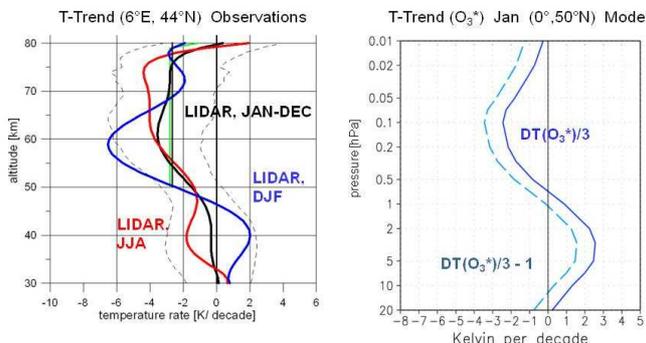


Abb. 45.3: Trend im Temperaturprofil, links: aus LIDAR-Messungen über Haute-Provence 1979-2005 (JAN-DEC: Jahresmittel, DJF: Winter, JJA: Sommer; gestrichelte Linien: Standardabweichung; die Daten wurden bereit gestellt von P. Keckhut, OHP, Haute-Provence), rechts: aus Modellrechnungen mit und ohne O₃* für Winterbedingungen (dunkelblau) plus einem addierten Trend von -1 K pro Dekade, die anthropogenen CO₂-Effekte (hellblau) repräsentierend.

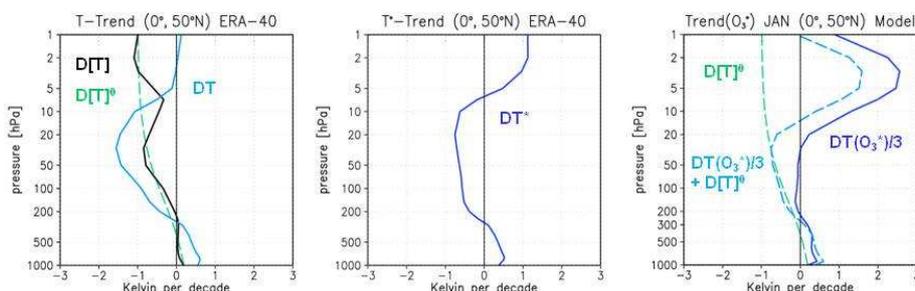


Abb. 45.4: Temperaturänderung zwischen den 1960er und 1990er Jahren über Europa für Januar; links: lokales Profil DT (hellblau) und zonal gemitteltes Profil $D[T]$ (schwarz) sowie ein analytisch genähertes Profil $D[T]^0$ (grün, gestrichelt); Mitte: Anomalie $DT^* = DT - D[T]$; rechts: O₃*-induzierte Änderungen $DT(O_3^*)/3$ (blau) sowie ein zur Demonstration zusammengesetztes Profil $DT(O_3^*)/3 + D[T]^0$ (hellblau).

Die geschilderten Analysen sind wichtig für das Verständnis lokaler Temperaturänderungen und liefern ebenfalls einen Beitrag zur Validierung von Klimaszenarien (siehe Kap. 43).

46 Saisonaler Zyklus des Rossby-Wellenbrechens in der Dekade 1990-99

(D.H.W. Peters, A. Gabriel, H. Voß)

Die baroklinen Rossby-Wellen mit horizontalen Wellenlängen um die 4000 km stellen das Bindeglied zwischen der großräumigen allgemeinen Zirkulation und den Großwetterlagen dar. Es ist bekannt, dass diese Wellen z.B. die blockierenden Hochdrucklagen und die damit verbundenen Ozonminilöcher im Wesentlichen hervorrufen. Andererseits haben Änderungen der stationären Wellenstruktur (Kap. 43) im Winter, die durch zonale Ozonanomalien in der Stratosphäre bewirkt sein können (Kap. 45), einen entscheidenden Einfluss auf das regionale Brechungsverhalten der Rossby-Wellen und umgekehrt. Die weiter unten gezeigten Resultate liefern daher einen wichtigen Beitrag zum Verständnis der dynamischen Kopplung von Troposphäre und mittlerer Atmosphäre. Wir unterscheiden 4 Typen des Rossby-Wellenbrechens (RWB) nach Peters und Waugh (1996, *J. Atmos. Sci.*), wobei für die Großwetterlagen über Mittel- und Nordeuropa der sogenannte RWB-P2 Typ im Winter von großer Bedeutung ist.

In dieser Studie wird im Rahmen der DFG-Forschergruppe PANDOWAE, die sich mit der Generierung, Ausbreitung und dem Brechen von Rossby-Wellen beschäftigt, mittels des IAP-Projektes VARNAER der saisonale Verlauf der Ereignisse von Rossby-Wellenbrechen des Typs RWB-P2 untersucht. Um den Einfluss der mittleren Grundströmung auf das Brechungsverhalten der Rossby-Wellen zu bestimmen, wurden die ERA-40-Reanalysen des ECMWF verwandt. Methodisch wird nach einem von uns entwickelten Verfahren vorgegangen. Zuerst wird ein Brechungsereignis durch das Überschlagen der Kontur des Ertelschen Wirbelwertes in der Tropopausenregion fixiert, dann werden die meridionalen Impulsflüsse berechnet und anschließend anhand des mittleren Grundstroms in die 4 Typen klassifiziert. Ein RWB-P2 Typ liegt vor, wenn ein südwärts gerichteter Impulsfluss in einem diffluenten Grundstrom die Überschlagsregion dominiert.

In der Abb. 46.1 werden die RWB-P2 Resultate für die vier Jahreszeiten der 1990er Dekade sowie die des dekadischen Mittelwertes dargestellt.

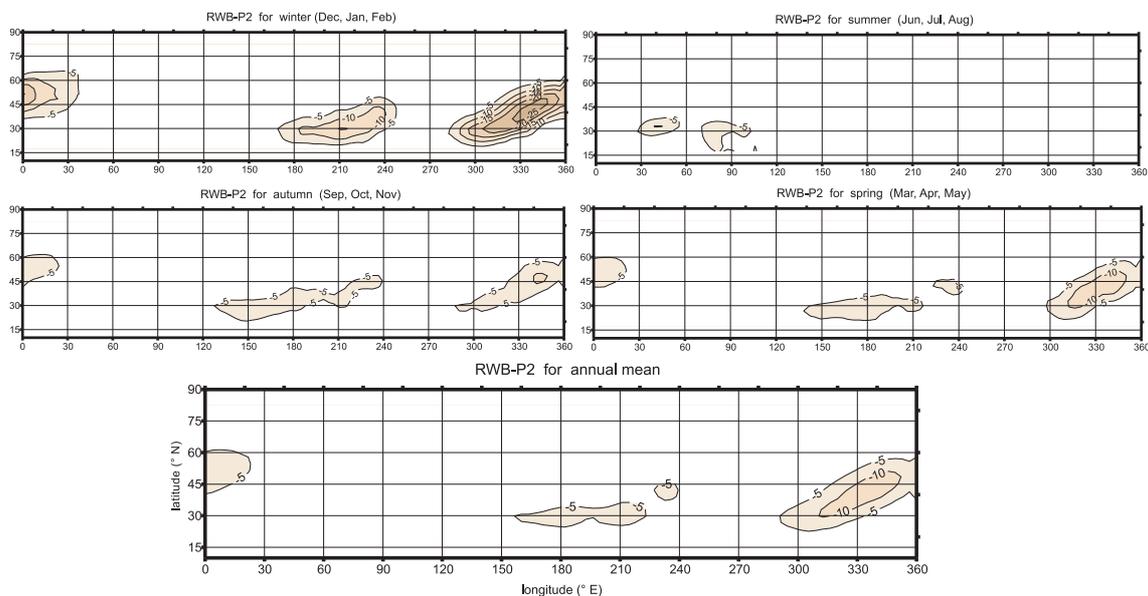


Abb. 46.1: Verteilung der mittleren Häufigkeit von Ereignissen des Rossby-Wellenbrechens vom Typ RWB-P2 ($m^*m/s /s /d$) für die vier Jahreszeiten (linke Spalte: Winter, Herbst, rechte: Sommer, Frühling) und dem Mittel über die gesamte Dekade (untere Reihe) von 1990-99. Die gezeigten Werte sind aufgrund des südwärts gerichteten Impulsflusses negativ, welcher zur Bestimmung des Indizes benutzt wurde. Bildet man den Betrag, so hat man ein Maß für die Häufigkeit des Rossby-Wellenbrechens.

Die häufigsten Ereignisse des Rossby-Wellenbrechens findet man über dem Pazifischen Ozean (150°-240° Ost) sowie über der Nordatlantik - Europa Region (300°-30° Ost). Die letzteren treten im Jahresmittel der 1990er Dekade am häufigsten auf und zeigen eine nordostwärts gerichtete Neigung. Die meisten Ereignisse werden im Winter über dem Nordatlantik beobachtet, abnehmend zum Sommer und zunehmend zum Herbst. Interessanterweise findet man auch im Sommer über dem indischen Subkontinent RWB-P2 Ereignisse, die mit dem Auftreten des Sommermonsuns in Verbindung stehen könnten.

Als Beispiel der täglichen saisonalen Variation wird in der Abb. 46.2 ein Hovmöller-Diagramm des Jahres 1990 gezeigt. Einen ähnlichen Verlauf finden wir in allen Jahren mit einer gemeinsamen deutlichen Abnahme der Häufigkeit der Ereignisse des Rossby-Wellenbrechens vom Typ RWB-P2 im Sommer, eine Zunahme im Herbst, Dominanz im Winter sowie Abschwächung im Frühjahr. Weiterhin kann nachgewiesen werden, dass dieser Jahresverlauf mit der Veränderung des Grundwindes wie folgt zusammenhängt. Im mittleren Winter besteht der Grundstrom in der subtropischen Tropopausenregion aus einem intensiven Strahlstrom über dem Pazifik und über dem Nordatlantik, welcher stark nach Nordosten geneigt ist mit einer ausgeprägten antizyklonalen Scherung auf der Äquatorseite. Diese Struktur bedingt eine difffluente Grundströmung sowohl im Ostpazifik als auch über dem östlichen Nordatlantik. Im Sommer dagegen ist der Strahlstrom über dem Nordatlantik reduziert und weist im Mittel nicht die starke Nordost-Neigung der winterlichen Grundströmung auf. Dies bedingt eine starke Reduktion der Grundwinddiffluenz vor allem über der Nordatlantik-Europa Region einschließlich der antizyklonalen Scherung und erklärt damit das Verschwinden der RWB-Ereignisse vom Typ RWB-P2 in dieser Region im Sommer.

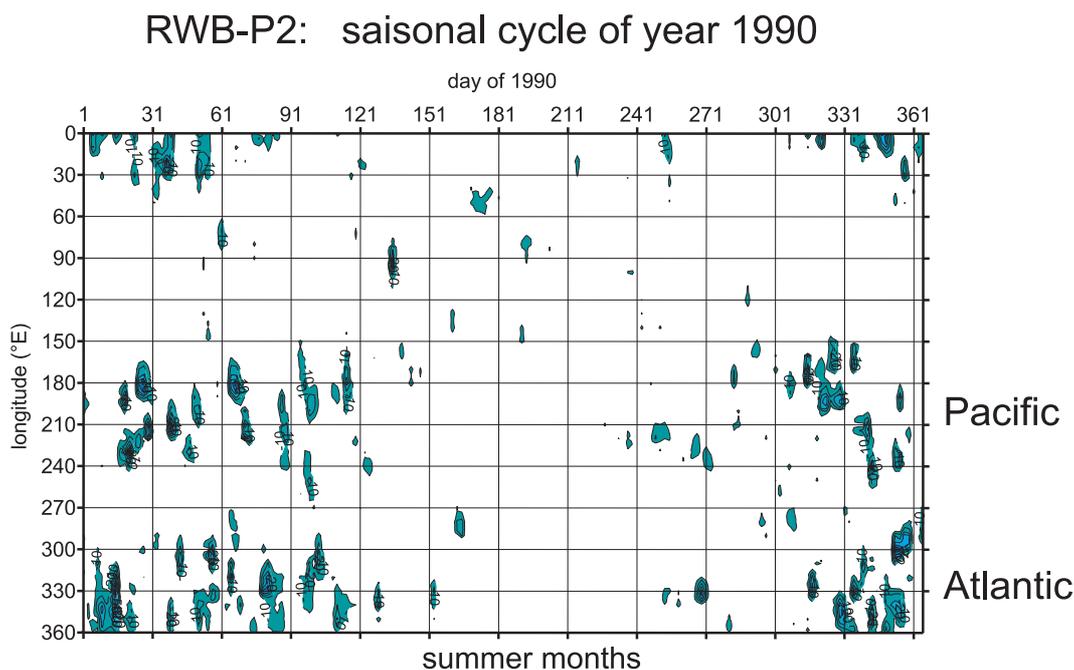


Abb. 46.2: Hovmöller Diagramm: Zeitliche und regionale Entwicklung der Häufigkeit des Rossby-Wellenbrechens vom Typ RWB-P2 ($m^2m/s^2/d$) gemittelt über die nördliche Hemisphäre (15°- 75°N) für das Jahr 1990. Die gezeigten Werte sind aufgrund des südwärts gerichteten Impulsflusses negativ, welcher zur Bestimmung des Indizes benutzt wurde. Bildet man den Betrag, so hat man ein Maß für die Häufigkeit des Rossby-Wellenbrechens.

Im Rahmen des Projektes ist auch eine Ausdehnung der Untersuchungen auf weitere Dekaden geplant, um deren dekadische Variabilität zu studieren, nebst einer Modellstudie, die die Ergebnisse der diagnostischen Arbeiten mit einem mechanistischem Modellansatz basierend auf dem Allgemeinen Zirkulationsmodell des MPI für Meteorologie, ECHAM5, vertiefen wird.

47 Trägheitsschwerwelleneffekte im Bodenwind und Niederschlag

(Ch. Zülicke, D.H.W. Peters)

Trägheitsschwerwellen spielen eine wichtige Rolle bei der vertikalen Kopplung der verschiedenen Schichten der Atmosphäre. Sie werden im Wesentlichen in der Troposphäre angeregt, wobei sich auch verschiedene Prozesse überlagern können. Auf deren Untersuchung ist das DFG-Projekt *PIGW - Precipitation and Inertia-Gravity Waves* gerichtet. Insbesondere ging es dabei um die Frage, inwieweit sich Strukturen von aus Tropopausenniveau absteigenden Wellen in den Bodengebieten wie Wind und Niederschlag nachweisen lassen. Der Zusammenhang mit dem Niederschlag ist deshalb von besonderem Interesse, weil die Freisetzung von latenter Wärme aufsteigende Schwerwellen auslösen kann. Das ist in Abb. 47.1 schematisch dargestellt.

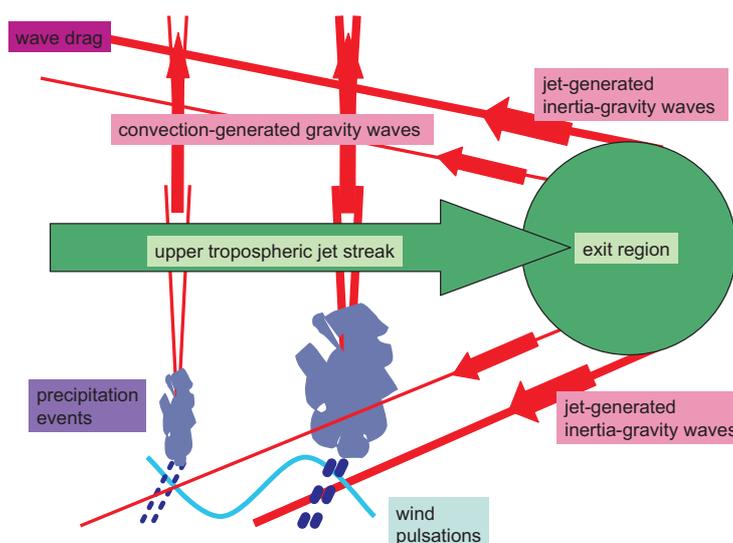


Abb. 47.1: Schematische Darstellung der Kopplung der unteren und oberen Troposphäre durch Trägheitsschwerwellen. Die Wellenpakete werden spontan aus dem Austrittsgebiet des Strahlstromstreifens auf Tropopausenniveau abgestrahlt (rote Linien markieren die Lage gleicher Phase, dicke Pfeile die Gruppengeschwindigkeit). Ein Teil von ihnen breitet sich gegen den Wind aufwärts in die Stratosphäre aus, ein anderer Teil abwärts in die Troposphäre. Durch damit verbundene Hebungs Vorgänge kann tiefe Konvektion ausgelöst werden, die ihrerseits Schwerwellen anregen kann, die sich aufwärts ausbreiten können. Derartige Prozesse zeigen sich in Bodennähe in Windpulsen und Niederschlagsereignissen, während sie den Wellenfluss in der mittleren Atmosphäre modulieren.

An dieser Stelle sollen die Validierung der Wind- und Niederschlagsfelder aus Simulationen des MM5 dargestellt werden. Dazu wird die LEWIZ-Kampagne *K1* (17.-19.12.1999) mit hoher Auflösung (24 km horizontal, 250 m vertikal) herangezogen und mit folgenden Beobachtungsdaten verglichen: MESAN (*Mesoscale Analysis System* des SMHI Norrköping), ELIAS (*European Land Data Assimilation System* von Franz Rubel an der Universität Wien), BALTRAD (*BALTEX radar network* am SMHI Norrköping), GFZGPS (*GFZ Potsdam, GPS atmospheric soundings*) sowie DWDPI und DWDMI (*DWD Offenbach, international radar composites and MIRIAM automated weather stations*). Bei der Auswahl dieser Daten musste sichergestellt werden, dass die nachzuweisenden Trägheitsschwerwellen mit einer charakteristischen Zeit von ca. 6 - 12 h und einer Ausdehnung von ca. 300 - 500 km entsprechend abgetastet werden. Das erfordert eine zeitliche Registrierung schneller als 3 h und ein Stationsnetz mit unter 150 km Stationsabständen.

In Abb. 47.2 sind einige Zeitreihen für die Position des Gotland-Beckens (65.5°N , 20.0°O) gezeigt. Was den Wind betrifft, so stimmen sowohl der Verlauf als auch die Stärke von MM5-Simulation und MESAN-Beobachtungen hervorragend überein. Die fünf mit *W* gekennzeichneten Pulse lassen sich Trägheitsschwerwellen zuschreiben, die aus einem Starkwindgebiet in 8 km Höhe

abgestrahlt wurden. Der Ablauf der Niederschlagstätigkeit ist ebenfalls durch fünf mit P gekennzeichnete Ereignisse gekennzeichnet, die fast gleichzeitig mit den Windpulsen auftreten. Die Korrespondenz zwischen Simulation und Beobachtung ist ebenfalls gut, vor allem wenn man die Streuung innerhalb der Beobachtungen berücksichtigt. Somit schlussfolgern wir, dass Trägheitsschwerewellen Wind und Niederschlag modulieren können, was sich in hochaufgelösten Simulationen und Beobachtungen nachweisen lässt.

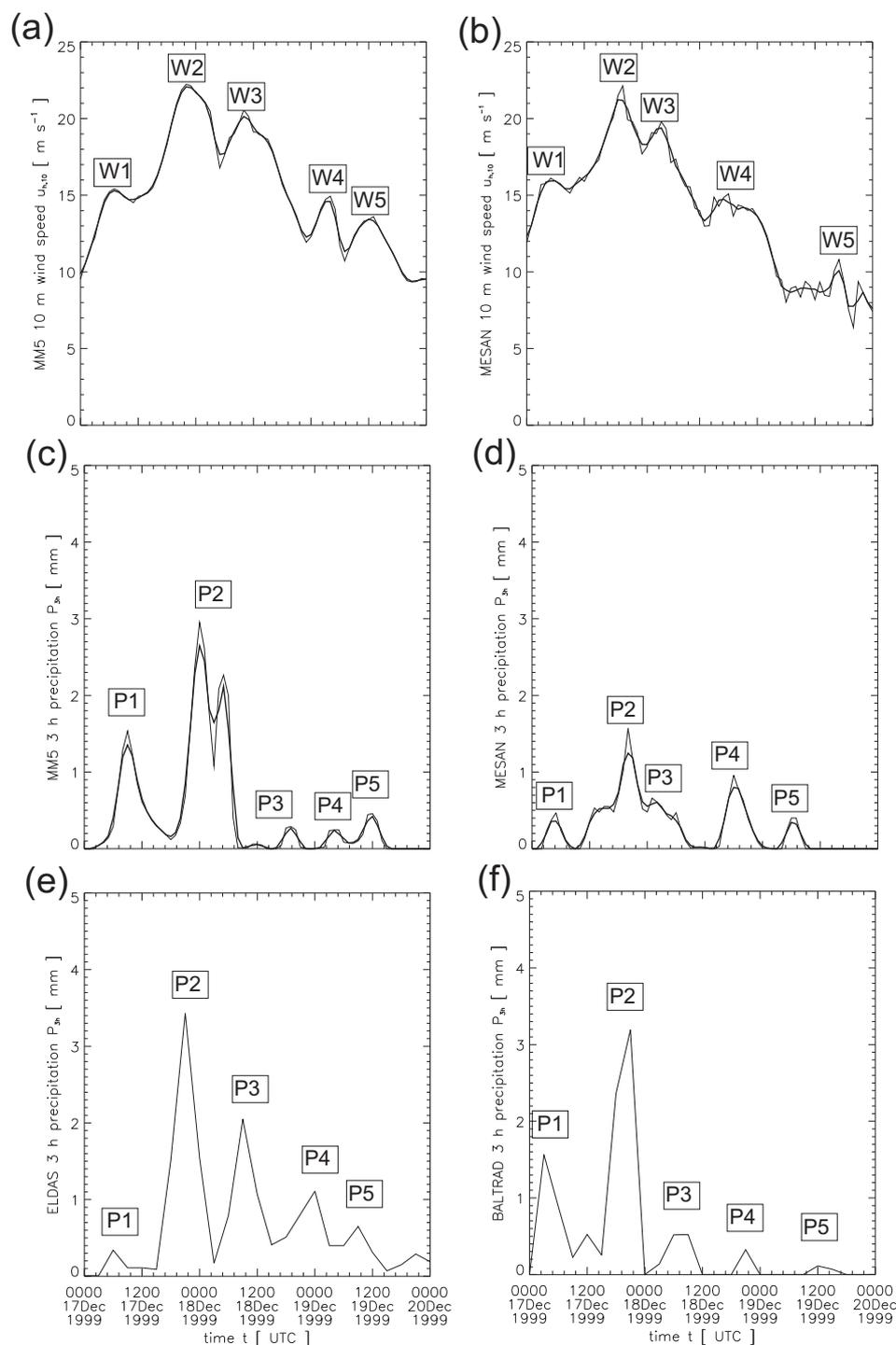


Abb. 47.2: Zeitreihen von Wind und Niederschlag für das Gotland-Becken. Die 10 m Windgeschwindigkeit ist aus (a) MM5-Simulationen und (b) MESAN-Assimilationen. Der über 3 h akkumulierte Niederschlag ist aus (c) MM5-Simulationen, (d) MESAN, (e) ELDAS-Interpolationen und (f) BALTRAD-Beobachtungen. Fünf Windereignisse sind mit W , fünf Niederschlagsereignisse mit P gekennzeichnet.

48 Ein skaleninvariantes Turbulenzmodell

(U. Schaefer-Rolffs)

Globale Zirkulationsmodelle können wie alle Nachbildungen natürlicher Systeme die Natur nur bis zu einem gewissen Grad beschreiben; irgendwann setzen die verfügbaren Ressourcen der gewünschten Komplexität Grenzen. Bei GCMs muss vor allem die räumliche horizontale und vertikale Auflösung an die vorhandene Rechnerkapazität angepasst werden. Daher können Prozesse und Variablen unterhalb einer bestimmten Skala nicht aufgelöst werden und müssen geeignet parametrisiert werden. Ein solcher Prozess ist die Energiekaskade, d.h. kinetische Energie wird von großen Wirbeln zu immer kleineren Wirbeln übertragen. Am Ende dieser Kaskade verwenden GCMs Turbulenzmodelle, um dem System die Energie, die sich bei den kleinsten aufgelösten Skalen ansammelt, zu entziehen.

In vielen *Large Eddy Simulations* wird die Turbulenz in Form einer diffusiven Reibung parametrisiert. Hieraus ergeben sich Aussagen zur Energiedissipation, die mit dem Energieeintrag durch bestimmte Quellterme bei großen Skalen im Mittel übereinstimmen müssen, damit das modellierte System stabil läuft. Der prinzipielle Ansatz ist universell: Alle Größen einer Gleichung werden formal in einen aufgelösten und einen Subskalenterm, $X = \overline{X} + X'$, aufgeteilt, und nur der aufgelöste Anteil wird betrachtet. Schwierigkeiten bereiten hierbei die Produktterme wegen $\overline{u_i u_j} \neq \overline{u_i} \overline{u_j}$, wobei u_i und u_j Geschwindigkeitskomponenten sind. Gelöst wird dieses Problem in den Navier-Stokes-Gleichungen durch die Einführung von Spannungstermen in der Form $\overline{u_i u_j} = \overline{u_i} \overline{u_j} + (\overline{u_i u_j} - \overline{u_i} \overline{u_j}) = \overline{u_i} \overline{u_j} + \tau_{ij}$. In einem funktionierenden *sub-grid scale*-Modell wird der Spannungstensor τ dann geeignet parametrisiert, häufig durch den Scherungstensor S , d.h. durch räumliche Ableitungen der aufgelösten Winde.

Der meistverwendete Ansatz dieser Art geht auf Arbeiten von L. Prandtl und J. Smagorinsky zurück. Er beruht auf der Annahme, dass ein Fluidpaket eine gewisse Strecke zurücklegen kann, bevor die Eigenschaften irreversibel verändert worden sind; der Diffusionskoeffizient hat also die Form $K = l^2 |S|$. Die Wegstrecke l wird als „Mischungsweg“ bezeichnet und ist zumeist ein äußerer Parameter in den Simulationen. In Modellen kann diese Länge mit der Gitterweite bzw. der kleinsten räumlichen Auflösung Δ verknüpft werden und man erhält den dimensionslosen Smagorinskyparameter $c_S = l/\Delta$, welcher in vielen technischen Simulationen ungefähr den Wert 0.1...0.2 hat. Es ist klar, dass diese Annahme eine Näherung darstellt; es ist nicht zu erwarten, dass der Mischungsweg (und somit auch der Smagorinskyparameter) im ganzen Simulationsgebiet, insbesondere im Randbereich, konstant bleibt.

In der bisherigen Version des KMCM wird für die Horizontaldiffusion der nichtlineare Ansatz $\tau_{Smag} := -2l^2 |S| S$ verwendet. Jedoch taucht bei den jeweils höchsten Wellenzahlen stets ein Umbiegen des Spektrums auf. Dies ist allerdings kein alleiniges Problem des KMCMs, sondern ist auch von anderen spektralen GCMs, die sich durch eine vernachlässigbare numerische Diffusion auszeichnen, bekannt, so dass die Defizite des Turbulenzmodells sichtbar werden. Um das Spektrum „geradezubiegen“, wird zumeist eine zusätzliche *Hyperdiffusion* in das Modell eingebaut, welche hauptsächlich bei den hohen Wellenzahlen das Spektrum in die richtige Form bringt (siehe Kap. 3 und Abb. 37.1). Äquivalent dazu besteht die Möglichkeit, einen zusätzlichen Diffusionsterm einzufügen, der nur „gefilterte“ Geschwindigkeiten dämpft, d.h. ab einer bestimmten Wellenzahl. Allerdings sind diese Vorgehensweisen nicht physikalisch; übertrüge man diese auf eine Strömung in einem Kanal, so flösse das Wasser bergauf.

Ein weiteres Problem des Smagorinskymodells ist die fehlende Skaleninvarianz. Aus Symmetriebetrachtungen der Navier-Stokes-Gleichungen folgt u.a. neben Translations- und Rotationssymmetrie, dass die Gleichungen auch invariant gegenüber Änderung der Größenskalen des Systems sein müssen, d.h. dass Variablen mit bestimmten Faktoren $a, b > 0$ gestaucht oder gedehnt werden können, vgl. Abb. 48.1. Gerade diese Eigenschaft von Fluiden gestattet es Ingenieuren, technische Bauteile im Strömungskanal zu testen. Es zeigt sich, dass die Skaleninvarianz in den Navier-Stokes-Gleichungen durch die Transformation $t^* = bt$, $\vec{x}^* = a\vec{x}$, $\vec{v}^* = ab^{-1}\vec{v}$ und $p^* = a^2 b^{-2} p$ beschrieben

werden kann. Wird aber diese Invarianz durch eine ungeschickte Parametrisierung der Spannungsterme verletzt, so können Effekte auftreten, die keinen physikalischen Hintergrund besitzen.

Man kann nun zeigen, dass τ wie v^2 skalieren muss, $\tau^* = a^2 b^{-2} \tau$. Die nichtlineare Horizontaldiffusion nach Smagorinsky weicht hiervon ab; es gilt $\tau_{Smag}^* = b^{-2} \tau_{Smag}$, weil der Mischungsweg l bzw. die Gitterweite Δ vorgegebene äußere Parameter sind und nicht mitskalieren. Es ist aus technischen Simulationen wandnaher Strömungen bekannt, dass dies keine Schwierigkeiten im Modell macht, solange man Skalen deutlich größer als die Gitterweite betrachtet. Sind Gitterweite und typische Größenordnungen jedoch vergleichbar, versagt die Parametrisierung.

Eine Erweiterung des Smagorinskymodells stellt das dynamische Smagorinskymodell nach M. Germano, im Weiteren Germanomodell genannt, dar. Entstanden ist diese Parametrisierung aufgrund detaillierter Untersuchungen der *sub-grid scale*-Spannungen des Smagorinskymodells bzgl. Translationssymmetrien in technischen Simulationen. Grundlage der

Idee ist die Annahme, dass sich das Verhalten der gerade noch aufgelösten Wirbel zu den nachfolgenden nicht aufgelösten Wellenzahlen extrapolieren lässt. Wenn also (aus den Simulationen) bekannt ist, wie sich das Fluid bei Wellenzahlen $k \lesssim T$ verhält, folgt daraus näherungsweise auch das Verhalten für Wellenzahlen $k \gtrsim T$ (wobei T die maximale Wellenzahl der Simulation bezeichnet). Hierzu wird ein so genannter „Testfilter“ eingeführt, der bei einer kleineren Wellenzahl (meist $k_F = T/2$) alle Beiträge höherer Wellenzahl abschneidet. Anschließend wird aus der Differenz der gefilterten und nicht gefilterten Spannungstensoren, $\tau_F - \tau$, und den dazugehörigen Smagorinskymodellen eine Gleichung für den Smagorinskyparameter c_S abgeleitet, in der nur aufgelöste Variablen vorkommen.

Auf diese Weise kann man in der Simulation bei jedem Zeitschritt und an jedem Gitterpunkt c_S neu bestimmen. Der Smagorinskyparameter c_S ist also weder räumlich noch zeitlich konstant; es entfällt ein äußerer Parameter des Modells, welcher sonst vorgegeben wäre. Zudem zeigt sich, dass das Germanomodell die Skaleninvarianz erhält; die Parametrisierung ist somit physikalisch konsistent und eine mögliche Fehlerquelle ist ausgeschaltet. Drittens bewirkt der Testfilteransatz, dass der Smagorinskyparameter stärker auf hohe Wellenzahlen reagiert und führt daher zu einer etwas höheren Dämpfung dieser Wellenzahlen. Damit wirkt sich das Germanomodell ähnlich wie der Ansatz mit gefilterten Geschwindigkeiten auf das Spektrum aus mit dem Unterschied, dass die Filterung hier im Diffusionsparameter und nicht direkt in den Geschwindigkeiten selbst geschieht.

Das Germanomodell scheint also ein viel versprechendes Konzept zu sein, um die Beschreibung der Horizontaldiffusion in Klimamodellen zu verbessern. Bisher wurde es in dreidimensionalen technischen Simulationen, insbesondere bei wandnahen Strömungen verwendet; allerdings ist bereits eine zweidimensionale Version, geeignet für die Horizontaldiffusion, formuliert worden und soll zunächst durch einfache analytische Funktionen getestet und anschließend in das KMCM eingebaut werden.

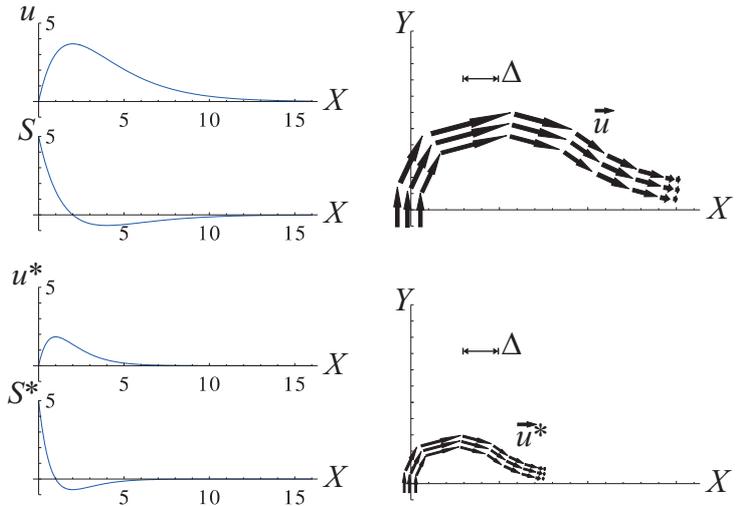


Abb. 48.1: Links: Eindimensionaler Wind mit einer Skalierung von $a = 1/2$ und $b = 1$ in den unteren Graphen. Räumliche Strecken x , z.B. der Abstand von Nullstelle und Maximum der Windamplitude u sowie die Amplitude selbst halbieren sich, während die Amplitude der Windscherung $S = \partial_x u$ konstant bleibt. Rechts: Das zweidimensionale Windfeld \vec{u} skaliert mit $a = 1/2$ und $b = 1$, während die Gitterweite Δ (hier übertrieben dargestellt) konstant bleibt. Wird nun der Spannungstensor τ mit S und Δ nach dem einfachen Mischungswegansatz parametrisiert, zeigt τ_{Smag} ein anderes Skalierungsverhalten als τ . Man beachte, dass die Längeneinheiten X, Y aller Koordinatensysteme nicht mittransformiert werden.

49 Vergleich der planetaren Wellenaktivität der Winter 2002-2003 und 2004-2005

(D.H.W. Peters, P. Vargin, A. Gabriel, B. Wecke, H. Voß)

Die Arbeit entstand in enger Zusammenarbeit mit Dr. P. Vargin vom ZAO aus Moskau, der im Rahmen einer Kooperation (DFG Projekt SORACAL) am Institut beschäftigt war.

Im Winter spielen planetare Wellen der zonalen Wellenzahlen 1-3, die auch ultralange Wellen genannt werden, eine wichtige Rolle in der Dynamik der mittleren Atmosphäre. So bestimmen sie durch relative starke meridionale Wärmeflüsse die stratosphärischen Erwärmungen in polaren Regionen und erzeugen durch Deposition von westwärts gerichtetem Drehimpuls die Reduktion des vorherrschenden Westwindes in der winterlichen mittleren Atmosphäre. Ultralange Wellen werden in der Troposphäre angeregt und breiten sich vertikal bis in die Mesosphäre aus, in Abhängigkeit vom zonal gemittelten Grundzustand. Darüber hinaus führt die Welle-Grundstrom Wechselwirkung im zeitlichen Verlauf zu dem sogenannten Vacillation-Phänomen.

In dieser Arbeit werden zwei Winter analysiert, die sich dadurch unterscheiden, dass im Mittel in der ersten Winterhälfte 2002-03 ein relativ warmer und relativ schwacher Polarwirbel beobachtet wurde, während 2004-05 durch einen kalten und starken Polarwirbel gekennzeichnet war. In Abb. 49.1 ist der winterliche Verlauf der zonal gemittelten Temperatur und des zonal gemittelten Zonalwindes dargestellt. Das Vacillation-Phänomen tritt in beiden Wintern auf, aber die Perioden sind 2002-03 deutlich kürzer.

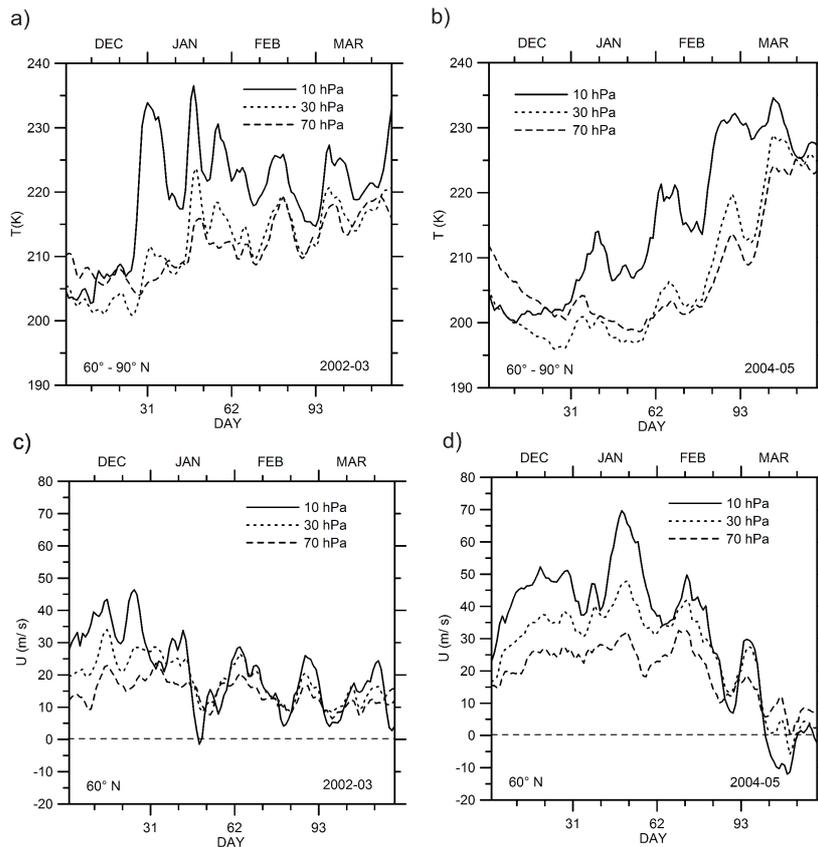


Abb. 49.1: Winterlicher Verlauf der zonal gemittelten Temperatur für die Polarkappe 60° - 90° N (a, b) und des zonal gemittelten Zonalwindes bei 60° N (c, d) auf den Druckschichten (10-, 30-, 70 hPa) der Stratosphäre für 2002-03 (a, c) und 2004-05 (b, d). Die Zeitachse beginnt mit dem 1. Dezember.

Nach einem kalten Winterstart trat Ende Dezember 2002 eine plötzliche Erwärmung der Stratosphäre auf (Abb. 49.1.a). In 10 hPa nahm die Temperatur um 25 K zu, aber weitaus schwächer

in 30- und 70 hPa. Nach 15 Tagen wurde die nächste Erwärmung in der arktischen Region mit 18 K Zunahme beobachtet. Insgesamt traten 6 Erwärmungen bis Ende März auf. Im Mittel führte dies zu einem relativ warmen polaren Winter in der ersten Hälfte von 2002-03.

Im Vergleich dazu waren in der ersten Hälfte des Winters 2004-05 signifikant kältere Temperaturen in der Polkappe vorhanden; mittlere Temperaturen bis 195 K in der unteren Stratosphäre erlauben regional die Bildung von polaren stratosphärischen Wolken, die den Ozonabbau durch heterogene Chemie beschleunigen können. Die erste Erwärmung fand 2005 Anfang Januar statt (etwa 10 K) gefolgt von 3 weiteren (Abb. 49.1.b). Alle Erwärmungen in 2002-03 und 2004-05 waren mit Reduzierungen des zonal gemittelten Zonalwindes durch ultralange Wellen verbunden (Abb. 49.1.c, Abb. 49.1.d). Insbesondere trat Mitte Januar 2003 ein sogenanntes Major-Warming auf und Mitte März 2005 schon das sogenannte Final-Warming, die durch Ostwindphasen bei 60°N unterhalb 10 hPa gekennzeichnet sind.

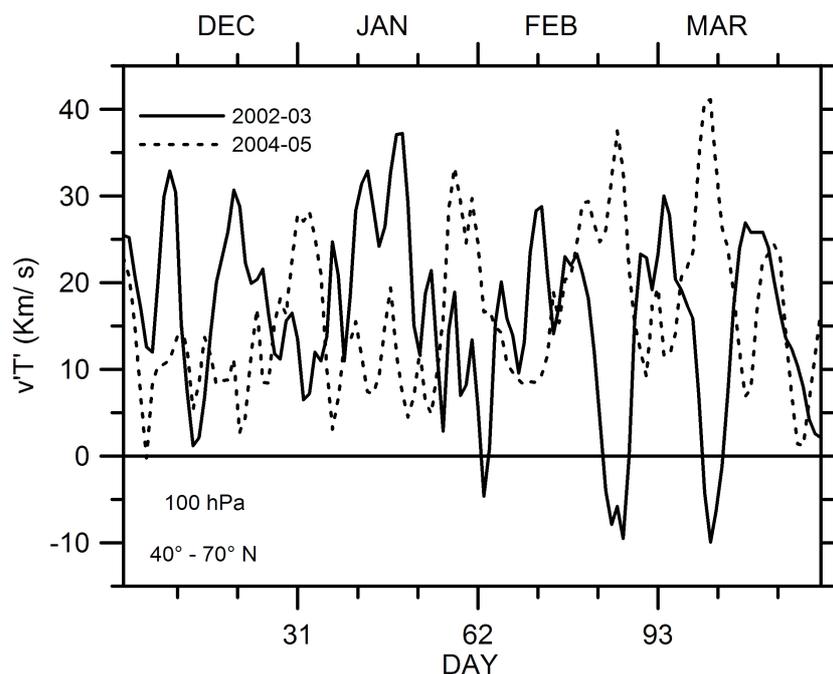


Abb. 49.2: Zeitliche Entwicklung des meridionalen Wärmeflusses durch ultralange Wellen in der Druckschicht von 100 hPa gemittelt zwischen 40° und 70°N für die Winter 2002-02 und 2004-05.

In Abb. 49.2 ist der meridionale Wärmefluss durch Wellen als Funktion der Zeit dargestellt. Dieser Fluss entspricht der vertikalen Komponente des EP-Flusses. Aus Abb. 49.2 folgt dann, dass vor jeder Erwärmung der beiden Winter eine deutliche Zunahme der EP-Flüsse stattgefunden hat, die als Ursache der stratosphärischen Erwärmungen betrachtet werden. Insbesondere wurde während des Major-Warming im Januar 2003 eine Aufspaltung (auch Splitting genannt) des polaren Wirbels in zwei separate Wirbel beobachtet.

Interessanter Weise haben wir gefunden, dass zuerst ein erhöhter sogenannter Plumb-Fluss über dem Ostpazifik auftrat, gefolgt von einem ebenfalls zunehmenden Plumb-Fluss über dem Ostatlantik, wobei beide jeweils mit einer quasi-stationären Antizyklone in Verbindung stehen. Die Hochdruckgebiete werden durch zwei ausgeprägte Wellenzüge synoptischer Rossby-Wellen verstärkt, die ebenfalls nacheinander über Indochina bzw. über dem mittleren, östlichen Pazifik angeregt werden. Ein Vergleich mit dem Splitting-Ereignis des Major-Warming von 2009 der Nordhemisphäre (Harada et al., 2009, *J. Atmos. Sci.*, *accepted*) zeigt einen ähnlichen Verlauf, aber in 2009 begann die Initialzündung über dem Ostatlantik, also genau umgekehrt. Im Unterschied dazu wurden vor dem Splitting-Ereignis der 2002-Südhemisphären-Erwärmung zwei zeitgleiche, nahezu parallele, Rossby-Wellenzüge beobachtet.

50 Dynamische Erwärmung der Sommermesopause durch solare Protonenereignisse

(E. Becker)

Von einem solaren Protonenereignis (SPE = Solar Proton Event) spricht man, wenn die von der Sonne emittierten Protonen besonders hohe Energien erreichen. Dies passiert typischerweise während so genannter koronaler Massenauswürfe oder solarer Flares. Treffen die Protonen auf das Erdmagnetfeld, werden sie zu den Polkappen gelenkt, wo sie in die Atmosphäre eintauchen und dort temporär zu messbaren Veränderungen vor allem in der mittleren Atmosphäre führen können. Der wichtigste unmittelbare Einfluss eines SPE ist der temporäre Abbau von Ozon im Höhenbereich von etwa 40 bis 70 km. Dieser Abbau passiert durch katalytische Reaktionen mit Radikalen der Odd Hydrogen und Odd Nitrogen Familien (HO_x und NO_x), welche wiederum als Folge der Ionisierung von H_2O und N_2 durch hochenergetische Protonen entstehen. Für die Sommer-MLT ergibt sich als Folge eine temporäre diabatische Abkühlung der unteren Mesosphäre aufgrund der verminderten Ozon-Absorption von UV-Licht. Diese Abkühlung ist am Pol maximal und beträgt 2 bis 3 Kelvin pro Tag für ein typisches SPE. Eine solche Störung dauert ca. 5 Tage.

Von Savigny et al. (2007, JGR) haben für das SPE im Januar 2005 anhand von Messungen mit dem SCIAMACHY-Instrument auf dem Satelliten ENVISAT festgestellt, dass es während und einige Tage nach dem SPE zu einer drastischen Erwärmung der Sommermesopause um 10 Grad im zonalen Mittel kam, so dass selbst die üblicherweise vorhandenen Eiswolken quasi verschwanden. Dieser Effekt widerspricht zunächst einer Abkühlung durch Ozonabbau und kann auch mit anderen Effekten, die sich aus der Absorption hochenergetischer Protonen im Mesopausenbereich ergeben, nicht erklärt werden. Vielmehr stellt sich die Frage nach einer großskaligen Änderung der Zirkulation in der Sommer-MLT, die durch ein SPE induziert wird.

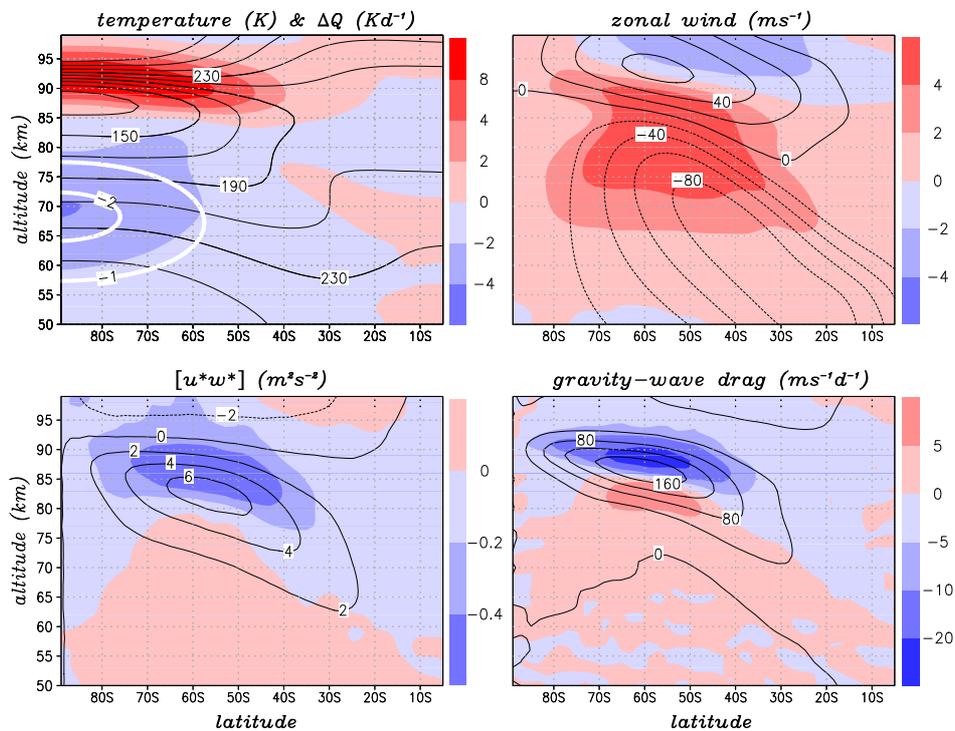


Abb. 50.1: Zeitlich und zonal gemittelte Felder in der Sommer-MLT aus Zeitscheibensimulationen. Die Farben zeigen die durch eine SPE-Störung induzierten relativen Veränderungen von Temperatur, Zonalwind, des vertikalen Flusses von zonalem Impuls durch Schwerewellen ($[u^*w^*]$) und der entsprechenden Impulsdeposition (gravity-wave drag). Die schwarzen Isolinien entsprechen den absoluten Größen in der Kontrollsimulation. Die weißen Isolinien im Temperaturplot geben die diabatische Abkühlung an, die die Störung durch ein SPE im Modell repräsentiert.

In Zusammenarbeit mit C. von Savigny von der Universität Bremen haben wir diese Frage auf Basis des KMCM im Rahmen einer Sensitivitätsstudie untersucht. Um eine eindeutige Kausalität zu gewährleisten, wurden Zeitscheibenrechnungen bei Januarbedingungen durchgeführt. Damit ist folgendes gemeint: Aus einer Kontrollsimulation wird ein beliebiger Zeitpunkt im Januar als Anfangsbedingung für die Simulation eines SPE ausgewählt. Diese SPE-Simulation selbst unterscheidet sich von der Kontrollsimulation nur dadurch, dass das Modell durch Vorgabe der oben beschriebenen diabatischen Abkühlung in der unteren polaren Sommermesosphäre über einen Zeitraum von 5 Tagen gestört wird. Die SPE-Simulation wird dann noch für weitere 10 Tage ohne diese Störung fortgesetzt. So entsteht eine Zeitscheibe von 15 Tagen, die im Rahmen unseres mechanistischen Modells ein SPE repräsentiert, wenn man sie mit der entsprechenden Zeitscheibe der Kontrollsimulation vergleicht. Insgesamt wurden so 6 verschiedene Zeitscheiben für ein SPE-Ereignis berechnet. Daraus ergibt sich bereits eine sehr robuste Statistik der Differenzen zwischen den SPE-Zeitscheiben und denen der Kontrollsimulation. Die Temperaturdifferenz in Abb. 50.1 spiegelt klar die Abkühlung um einige Grad in der unteren polaren Mesosphäre aufgrund der SPE-Störung wider. Gleichzeitig ist eine Erwärmung von mehr als 10 Grad weiter oben im Mesopausenbereich zu erkennen.

Diese Erwärmung lässt sich anhand der Plots in Abb. 50.1 wie folgt erklären. Die Abkühlung der unteren Mesosphäre führt aufgrund der Gradientenwindbeziehung zu einer positiven Anomalie des mittleren Zonalwindes. Dies bewirkt zusammen mit der Dispersionsrelation für Schwerewellen (Verkürzung der vertikalen Wellenlängen, wenn die sich die Differenz zwischen Hintergrundwind und Phasengeschwindigkeit verkleinert), dass die in der Sommer-MLT vorwiegend nach Osten propagierenden Schwerewellen in etwas niedrigeren Höhen durch turbulente Diffusion gedämpft werden. Damit verschieben sich Impulsdeposition und residuelle Zirkulation etwas nach unten, was die Temperaturerhöhung im Mesopausenbereich rein dynamisch erklärt. Abb. 50.2 illustriert den zeitlichen Verlauf dieser dynamischen Veränderungen. Der Effekt ist bereits einen Tag nach dem Einsetzen der SPE-Störung ausgeprägt und klingt nach Wegfall der Störung nur langsam ab.

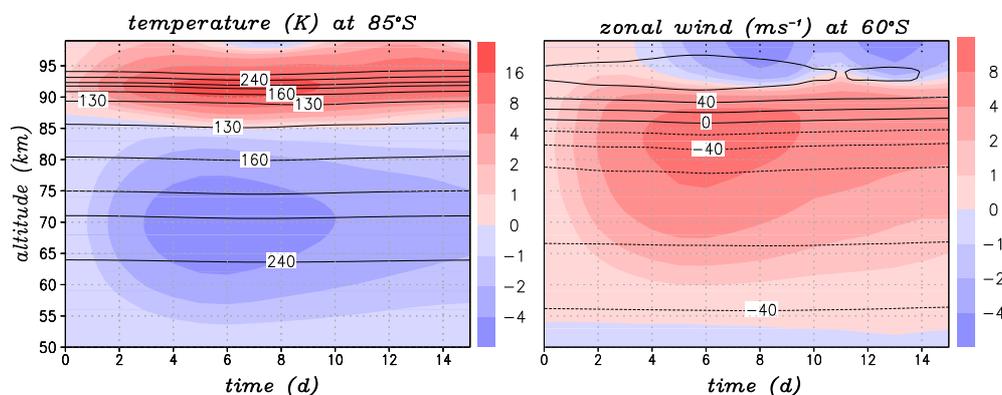


Abb. 50.2: Aus Zeitscheibensimulationen berechneter zeitlicher Verlauf der Temperatur in Polnähe und des Zonalwindes in mittleren Breiten während und nach einem SPE. Die Farben zeigen die durch eine SPE-Störung induzierten relativen Veränderungen, die schwarzen Isolinien die Ergebnisse der Kontrollsimulation.

Die angegebene Interpretation der dynamischen Erwärmung der Sommermesopause durch ein SPE ist qualitativ richtig. Die genaue Auswertung der Impulsbilanz ergibt, dass die sich verändernden Beiträge von propagierenden planetaren Wellen die Veränderung der Impulsdeposition durch Schwerewellen zu etwa einem Viertel kompensieren. Weiterhin begrenzen die Veränderungen der direkten thermischen Effekte durch Schwerewellen (Dissipation, Diffusion) die simulierte Erwärmung der Sommermesopause.

A Liste der Drittmittelprojekte

(sortiert nach Drittmittelgebern)

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

DFG Förderkennzeichen LU 1174/3-2

Beteiligte Wissenschaftler: Lübken, Berger, Kiliani

Laufzeit: 01.05.2007 – 30.11.2009

Application as coordinator of the CAUSES priority programme I, II and III

DFG Förderkennzeichen LU 1174/5-1,2,3

Beteiligter Wissenschaftler: Lübken

Laufzeit: 01.07.2005 – 31.12.2011

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

DFG Förderkennzeichen RA 1400/2-2

Beteiligte Wissenschaftler: Rapp, Strelnikova, Li

Laufzeit: 01.05.2007 – 30.09.2011

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

DFG Förderkennzeichen GE 1625/2-1

Beteiligte Wissenschaftler: Gerding, Rauthe, Eixmann, Lübken

Laufzeit: 01.10.2006 – 30.09.2009

INTACCO: Interaktive Kopplung zwischen dem dynamischen Modell und dem chemischen Transportmodell im Rahmen des globalen dreidimensionalen Modells der mittleren Atmosphäre COMMA-IAP

DFG Förderkennzeichen SO 268/4-1

Beteiligte Wissenschaftler: Sonnemann, Grygalashvyly, Berger

Laufzeit: 01.07.2005 – 30.09.2008

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

Laufzeit: 01.03.2006 – 31.12.2010

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

DFG Förderkennzeichen SI 501/5-1

Beteiligte Wissenschaftler: Singer, Hoffmann, Zecha

Laufzeit: 01.05.2007 – 28.02.2010

SAGES: Simulation und Analyse des globalen atmosphärischen Energiespektrums von der Grenzschicht bis zur Mesopause, Teil I und II

DFG Förderkennzeichen BE 3208/2-1,2

Beteiligte Wissenschaftler: Becker, Brune

Laufzeit: 01.9.2005 – 31.12.2010

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

DFG Förderkennzeichen PE 474/4-1,2

Beteiligte Wissenschaftler: Peters

Laufzeit: 01.04.2005 – 31.12.2010

SORACAL: The Influence of Solar Radiation Perturbations on the Coupling of Atmosphere, Layers I and II

DFG Förderkennzeichen PE 474/5-1,2

Beteiligte Wissenschaftler: Peters, Gabriel

Laufzeit: 01.10.2005 – 30.09.2010

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

DFG Förderkennzeichen PE 474/7-1

Beteiligte Wissenschaftler: Peters, Vargin

Laufzeit: 01.04.2008 – 30.03.2011

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

DFG Förderkennzeichen AC 71/2-1

Beteiligte Wissenschaftler: Achatz, Senf

Laufzeit: 01.08.2005 – 31.07.2011

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

DLR Förderkennzeichen 50OE0301 und 50OE801

Beteiligte Wissenschaftler: Rapp, Lübken, Strelnikov, Strelnikova

Laufzeit: 01.10.2004 – 31.12.2010

SWACI: Space Weather Application Center - Ionosphere

DLR Förderkennzeichen SWACI

Beteiligte Wissenschaftler: Bremer, Mielich

Laufzeit: 01.07.2007 – 31.12.2010

Mitigation of Ionospheric Effects on Radio Systems (MIERS)

EU-Projekt COST-296

Beteiligte Wissenschaftler: Bremer, Singer

Laufzeit: 04.02.2005 – 03.02.2009

DIAS: European Digital upper Atmosphere Server

EU-Projekt 11150111503C3DMAL1

Beteiligte Wissenschaftler: Bremer, Zecha, Mielich

Laufzeit: 01.04.2004 – 31.12.2008

AIRIS: Andøya Imaging Riometer for Ionospheric Studies

EU Förderkennzeichen ALOMAR-ARI

Beteiligte Wissenschaftler: Singer, Latteck

Laufzeit: 01.10.2006 – 31.12.2008

Seasonal variation of the aspect sensitivity of radar backscatter in the MF/HF frequency range and its relation to temperature, turbulence and electron density in the high latitude summer mesosphere

EU Förderkennzeichen ALOMAR-ARI

Beteiligte Wissenschaftler: Engler, Latteck

Laufzeit: 01.10.2006 – 31.12.2008

Gravity wave momentum fluxes derived by Meteor radar measurements and their relation to the gravity wave activity at high and mid-latitudes

EU Förderkennzeichen ALOMAR-ARI

Beteiligte Wissenschaftler: Hoffmann, Singer, Placke

Laufzeit: 01.10.2006 – 31.12.2008

DAAD: Idealised model study of austral polar vortex splitting for September 2002

BMBF Förderkennzeichen A/07/09274

Beteiligte Wissenschaftler: Peters, Vargin

Laufzeit: 01.12.2007 – 29.02.2008

VHF-Radar: Ein leistungsstarkes VHF-Radar in Nordnorwegen: Klimamonitoring in der mittleren Atmosphäre

BMBF Förderkennzeichen 01LP0802A

Beteiligte Wissenschaftler: Rapp, Lübken, Latteck, Zecha, Hoffmann, Singer, Engler, Keuer, Trautner, Li, Renkwitz, Placke, Barth, Heckl, Wedrich

Laufzeit: 01.05.2008 – 31.12.2009

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

BMBF/Land Förderkennzeichen ZIP M-V

Beteiligte Wissenschaftler: Lübken, Becker, Rapp

Laufzeit: 01.10.2009 – 31.12.2010

Wirtschaft trifft Wissenschaft: Technologietransfer Leibniz Nordost

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

Beteiligte Wissenschaftler: Hoffmann, Lübken, Eixmann

Laufzeit: 01.07.2009 – 30.06.2011

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

Vereinbarung mit BMVg

Beteiligte Wissenschaftler: Rapp, Mielich, Singer

Laufzeit: 1.1.1994 – ...

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 Klima-Rechenzentrum, Hamburg	U. Schlese
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
Fraunhofer Institut für Lasertechnik Aachen	C. Fricke-Begemann, D. Hoffmann
Geoforschungszentrum Potsdam	J. Wickert
Hochschule Wismar	A. Ahrens, S. Pawletta
Institut für Umweltphysik, Universität Bremen	C. von Savigny, J. P. Burrows, M. Sinnhuber
Institut für Astronomie und Astrophysik der Universität München	A. Kutepov
Institut für Atmosphäre und Umwelt der 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 der Freien Universität Berlin	K. Labitzke, U. Langematz, B. Naujokat, I. Kirchner, M. Kunze
Institut für Meteorologie und Klimaforschung, Forschungszentrum Karlsruhe	T. Leisner, S. Jones
Institut für Physik der Atmosphäre, Universität Mainz	V. Wirth

Institut für Physik der Atmosphäre, DLR Oberpfaffenhofen	U. Burkhardt, R. Sausen, M. Dameris, A. Dörnbrack,
Leibniz Institute für Meereswissenschaften an der Christian-Albrechts Universität zu Kiel (IFM-GEOMAR)	K. Krüger
Max-Planck-Institut für Meteorologie Hamburg	H. Schmidt
Max-Planck-Institut für Sonnensystemforschung, Katlenburg-Lindau	P. Hartogh, C. Jarchow, A. Medvedev, Song Li, J. Röttger
Max-Planck-Institut für Chemie Mainz	J. Schneider
Meteorologisches Institut der Universität Hamburg	K. Fraedrich, H. Borth
Meteorologisches Institut der Universität München	J. Craig
Physikalisches Institut der Universität Bonn	K. H. Fricke
Physikalisches Institut der Bergischen Universität Wuppertal	D. Offermann, J. Oberheide
Rheinisches Institut für Umweltforschung der Universität Köln	H. Elbern, A. Kliouchnikova
Universität Leipzig Institut für Geophysik und Geologie Institut für Meteorologie Leibniz-Institut für Troposphärenforschung, Leipzig	Ch. Jacobi, G. Stober J. Heintzenberg
Universität Rostock Physikalisches Institut Institut für Strömungsmechanik Institut für Bodenkunde und Pflanzenernährung Institut für Ostseeforschung Warnemünde Institut für Nachrichtentechnik und Informationselektronik	K.-H. Meiwes-Broer, R. Red- mer, S. Lochbrunner A. Leder S. Thiele-Bruhn H. Burchard, E. Hagen, R. Feistel E. Müller, R. Kohlschmidt
Zentrum für Sonnenenergie- und Wasserstoff-Forschung Stuttgart	A. Kaifel

Ausländische Institutionen (nach Ländern sortiert) :

Arecibo Observatory, Arecibo, Puerto Rico, USA	S. Raizada, J. Friedman, S. Gonzales
Center for Atmospheric Research, University of Massachusetts, Lowell, MA, USA	B. Reinisch
Colorado Research Associates, Division of Northwest Research Association Inc., Boulder, CO, USA	D. Fritts, D. Riggin, D. Janches, B. Williams
Colorado State University, Fort Collins, CO, USA Department of Physics, Department of Aerospace Engineering and Science	C. Y. She X. Chu
Columbia University New York, USA	J. Perlwitz
Department of Electrical Engineering, Pennsylvania State University	C. Croskey, J. Mitchell
Department of Physics and Astronomy, Clemson University, Clemson, SC, USA	G. Lehmacher
Department of Earth and Planetary Science, Johns Hopkins University, Baltimore, MD, USA	D. W. Waugh
GATS, Inc., Driggs, Idaho, USA	M. E. Hervig
Geophysical Institute, University of Alaska, Fairbanks, Alaska, USA	R. L. Collins
Hampton University, Virginia, USA	J. M. Russell
National Center for Atmospheric Research, Boulder, CO, USA	R. R. Garcia, 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
National Oceanic and Atmospheric Administration, Boulder, CO, USA	R. Hill
Naval Research Laboratory, Washington, DC, USA	M. Stevens, D. Siskind, M. Fromm
Science Systems and Applications Inc. (SSAI), MD, USA	M. T. DeLand
State University of New York, Stony Brook, NY, USA	M. Geller
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 S. Palo, J. Forbes S. Robertson
University of California, Davis, USA	T. Nathan
Virginia Polytechnic Institute and State University, Virginia, USA.	S. Bailey
<hr/>	
Andøya Rocketrange / ALOMAR, Andenes, Norwegen	M. Gausa, E. Thrane
Auroral Observatory, University of Tromsø, Norwegen	O. Havnes, T. Hansen, C. Hall
Department of Geosciences, University of Oslo, Norwegen	J. E. Kristjansson
Department of Physics, University of Oslo, Norwegen	J. Moen
Forsvaret Forskningsinstitutt, Kjeller, Norwegen	T. Blix, U.-P. Hoppe
Norsk Institutt for Luftforskning, Tromsø, Norwegen	G. Hansen, K. Stebel
Norwegian University of Science and Technology, Trondheim, Norwegen	P. Lillebekken, O. Grandum, P. Espy
<hr/>	
British Antarctic Survey, Cambridge, Großbritannien	M. Jarvis, R. Hibbins
Cambridge University, Großbritannien	H.-F. Graf
Department of Electronic & Electrical Engineering, University of Bath, Großbritannien	N. J. Mitchell, D. Pancheva
Hovemere Ltd., Großbritannien	D. Rees
University of Leeds, Großbritannien	J. M. C. Plane
<hr/>	
Central Aerological Observatory, Moscow region, Russland	P. Vargin, A. Yushkov
Institute of Atmospheric Physics (Russ. Acad. Sci.), Moskau, Russland	N. Pertsev, V. Suchodojew
Institute for Numerical Mathematics (Russ. Acad. Sci.), Moskau, Russland	V. 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
Centre for Research in Earth and Space Science, York University, Toronto, Ontario, Kanada	M. und G. Shepherd
Department of Physics, University of Toronto, Ontario, Kanada	T.G. Shepherd, Ch. McLandress, N. McFarlane, T. Shaw
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
Department of Meteorology, Stockholm University, Schweden	J. Gumbel, H. Körnich
EISCAT Scientific Association, Kiruna, Schweden	E. Turunen, M. Rietveld,
Swedish Institute for Space Physics, Kiruna, Schweden	S. Kirkwood, P. Dalin, H. Nilsson
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, J. Lautenbach
Observatorium Pic du Midi, Universität Paul Sabatier, Toulouse, Frankreich	D. Le Queau
Service d'Aéronomie, CNRS, Frankreich	A. Hauchecorne, Ph. Keckhut, J. P. Marcovici, F. Dalaudier
Ecole normale supérieure (ENS) Paris, Frankreich	R. Plougonven
National Institute of Information and Communication Technology, Tokyo, Japan	K. Igarashi, Y. Murayama, K. Sakanoi
Research Institute of Sustainable Humanosphere, Kyoto University, Japan	S. Fukao, M. Yamamoto
National Institute of Polar Research	T. Nakamura

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

FMI Arctic Research Center, Sodankylä, Finland	A. Karpechko, E. Kyrö, V. Sofieva
Sodankylä Geophysical Observatory, Finland	A. Kero

Technische Universität Graz, Österreich	M. Friedrich
Eidgenössische Technische Hochschule (ETH) Zürich, Schweiz	H. Wernli
Deutsch-Spanisches Astronomisches Zentrum auf Calar Alto, Almeria, Spanien	E. de Guindos Carretero, J. Helmling
Institute for Space Applications and Remote Sensing, National Observatory of Athens, Griechenland	A. Belehaki
Institute of Atmospheric Physics, Prag, Tschechien	J. Laštovicka
Instituto Nazionale di Geofisica, Rom, Italien	B. Zolesi

B Liste der Veröffentlichungen

- Achatz, U., N. Grieger,** and H. Schmidt (2008), Mechanisms controlling the diurnal solar tide: Analysis using a GCM and a linear model, *J. Geophys. Res.*, *113*, A08303, doi:10.1029/2007JA012967.
- Baumgarten, G.,** and **J. Fiedler** (2008), Vertical structure of particle properties and water content in noctilucent clouds, *Geophys. Res. Lett.*, *35*, L10811, doi:10.1029/2007GL033084.
- Baumgarten, G.,** and **F.-J. Lübken** (2008), Noctilucent clouds: Research at the edge of space, in *SPIE*, doi:10.1117/2.1200807.1218.
- Baumgarten, G., J. Fiedler, F.-J. Lübken,** and **G. von Cossart** (2008), Particle properties and water content of noctilucent clouds and their interannual variation, *J. Geophys. Res.*, *113*, D06203, doi:10.1029/2007JD008884.
- Baumgarten, G., J. Fiedler,** K. H. Fricke, **M. Gerding,** M. Hervig, **P. Hoffmann,** **N. Müller,** P.-D. Pautet, **M. Rapp,** C. Robert, D. Rusch, C. von Savigny, and **W. Singer** (2009a), The noctilucent cloud (NLC) display during the ECOMA/MASS sounding rocket flights on 3 August 2007: Morphology on global to local scales, *Ann. Geophys.*, *27*, 953–965.
- Baumgarten, G., M. Gerding, B. Kaifler,** and **N. Müller** (2009b), A trans-European network of cameras for observation of noctilucent clouds from 37°N to 69°N, in *Proceedings of the 19th ESA Symposium on European Rocket and Balloon Programmes and Related Research, 7-11 June 2009, Bad Reichenhall, Germany (ESA SP-671)*.
- Baumgarten, G., J. Fiedler,** and **M. Rapp** (2010), On microphysical processes of noctilucent clouds (NLC): Observations and modeling of mean and width of the particle size-distribution, *Atmos. Chem. Phys.*, *submitted*.
- Becker, E.** (2009), Sensitivity of the upper mesosphere to the Lorenz energy cycle of the troposphere, *J. Atmos. Sci.*, pp. 647–666, doi:10.1175/2008JAS2735.1.
- Becker, E.,** and C. McLandress (2009), Consistent scale interaction of gravity waves in the Doppler-spread parameterization, *J. Atmos. Sci.*, pp. 1434–1449, doi:10.1175/2008JAS2810.1.
- Becker, E.,** and C. von Savigny (2010), Dynamical heating of the polar summer mesopause induced by solar proton events, *J. Geophys. Res.*, in press.
- Belova, A., S. Kirkwood, D. Murtagh, N. Mitchell, **W. Singer,** and W. Hocking (2008), Five-day planetary waves in the middle atmosphere from Odin satellite data and ground-based instruments in Northern hemisphere summer 2003, 2004, 2005 and 2007, *Ann. Geophys.*, *26*, 3557–3570.
- Berger, U.** (2008), Modeling of middle atmosphere dynamics with LIMA, *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, pp. 1170–1200, doi:10.1016/j.jastp.2008.02.004.
- Brattli, A., Ø. Lie-Svendsen, K. Svenes, U.-P. Hoppe, **I. Strelnikova,** **M. Rapp,** **R. Latteck,** and M. Friedrich (2009), The ECOMA 2007 campaign: Rocket observations and numerical modelling of aerosol particle charging and plasma depletion in a PMSE/NLC layer, *Ann. Geophys.*, *27*, 781–796.
- Bremer, J.** (2008), Long-term trends in the ionospheric E and F1 regions, *Ann. Geophys.*, *26*, 1189–1197.

- Bremer, J.**, and **D. Peters** (2008), Influence of stratospheric ozone changes on long-term trends in the meso- and lower thermosphere, *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, *70*, 1473–1481, doi:10.1016/j.jastp.2008.03.024.
- Bremer, J.**, **P. Hoffmann**, **R. Latteck**, **W. Singer**, and **M. Zecha** (2009), Long-term changes of (polar) mesosphere summer echoes, *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, pp. 1571–1576, doi:10.1016/j.jastp.2009.03.010.
- Büttner, R., M. Brede, A. Leder, and **F.-J. Lübken** (2009), Laboruntersuchungen zu schwerewellen, in „*Lasermethoden in der Strömungsmesstechnik*“, *17. Fachtagung 2009 Erlangen, (8. - 10. September 2009)*.
- Chen, J.-S., and **M. Zecha** (2009), Multiple-frequency range imaging using the OSWIN VHF Radar: Phase calibration and first results, *Radio Sci.*, *44*, doi:10.1029/2008RS003916.
- Chen, J.-S., **P. Hoffmann**, **M. Zecha**, and C. H. Hsieh (2008), Coherent Radar imaging of mesosphere summer echoes: Influence of Radar beam pattern and tilted structures on atmospheric echo center, *Radio Sci.*, *43*,RS1002, doi:10.1029/2006RS003593.
- Chen, J.-S., C.-L.Su, Y.-H. Chu, G. Hassenpflug, and **M. Zecha** (2009), Extended application of a novel phase calibration approach of multiple-frequency range imaging to the Chung-Li and MU VHF Radars, *J. Atmos. Ocean. Techn.*, doi:10.1175/2009JTECHA1295.1.
- Collins, R. L., S. M. Bailey, **F.-J. Lübken**, and A. W. Merkel (2009), Foreword special issue on global perspectives on the aeronomy of the summer mesopause region, *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, pp. 285–288, doi:10.1016/j.jastp.2008.11.001.
- Eckermann, S. D., K. W. Hoppel, L. Coy, J. P. McCormack, D. E. Siskind, K. Nielsen, A. Kochenash, M. H. Stevens, C. R. Englert, **W. Singer**, and M. Hervig (2009), High-altitude data assimilation system experiments for the northern summer mesosphere season of 2007, *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, pp. 531–551, doi:10.1016/j.jastp.2008.09.036.
- Eixmann, R.**, **D. H. W. Peters**, **C. Zülicke**, **M. Gerding**, and A. Dörnbrack (2010), On the upper tropospheric formation and occurrence of high and thin cirrus clouds during anticyclonic poleward Rossby wave breaking events, *Tellus*, *accepted*.
- Engler, N.**, **W. Singer**, **R. Latteck**, and **B. Strelnikov** (2008), Comparison of wind measurements in the troposphere and mesosphere by VHF/MF Radars and in situ techniques, *Ann. Geophys.*, *26*, 3693–3705.
- Engler, N.**, **W. Singer**, **R. Latteck**, **M. Rapp**, and **B. Strelnikov** (2009), A case study of extreme aspect sensitive VHF Radar backscatter in the vicinity of PMSE during the ECOMA 2008 rocket campaign, in *Proceedings of the 19th ESA Symposium on European Rocket and Balloon Programmes and Related Research, 7-11 June 2009, Bad Reichenhall, Germany (ESA SP-671)*.
- Fentzke, J. T., D. Janches, **I. Strelnikova**, and **M. Rapp** (2009), Meteoric smoke particle properties derived using dual-beam Arecibo UHF observations of D-region spectra during different seasons, *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, *71*, 1982–1991, doi:10.1016/j.jastp.2009.09.002.
- Fiedler, J.**, **G. Baumgarten**, and **G. von Cossart** (2008), A middle atmosphere Lidar for multi-parameter measurements at a remote site, in *Reviewed and revised papers presented at the 24th International Laser Radar Conference*, pp. 824–827.
- Fiedler, J.**, **G. Baumgarten**, and **F.-J. Lübken** (2009), NLC observations during one solar cycle above ALOMAR, *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, pp. 424–433, doi:10.1016/j.jastp.2008.11.010.

- Friedrich, M., and **M. Rapp** (2009), News from the lower ionosphere: A review of recent developments, *Surv. Geophys.*, *30*, 525–559, doi:10.1007/s10712-009-9074-2.
- Friedrich, M., K. M. Torkar, **W. Singer**, **I. Strelnikova**, **M. Rapp**, and S. Robertson (2009), Signatures of mesospheric particles in ionospheric data, *Ann. Geophys.*, *27*(2), 823–829.
- Fromm, M., E. P. Shettle, K. H. Fricke, C. Ritter, T. Trickl, H. Giehl, **M. Gerding**, J. E. Barnes, M. O’Neill, S. T. Massie, U. Blum, I. S. McDermid, T. Leblanc, and T. Deshler (2008), Stratospheric impact of the Chisholm pyrocumulonimbus eruption: 2. Vertical profile perspective, *J. Geophys. Res.*, *113*, D08203, doi:10.1029/2007JD009147.
- Gabriel, A.**, and **D. Peters** (2008), A diagnostic study of different types of Rossby wave breaking events in the Northern extratropics, *J. Met. Soc. Japan*, *86*(5), 613–631.
- Gabriel, A.**, **D. Peters**, I. Kirchner, and H.-F. Graf (2010), Long-term changes in longitude-dependent stratospheric ozone and their influence on atmospheric circulation, *J. Climate*, *submitted*.
- Gerding, M.**, **J. Höffner**, **J. Lautenbach**, and **M. Rauthe** (2008a), Temperature structure of the atmosphere between 1 and 105 km at 54°N from resonance, Rayleigh, and Raman Lidar, in *Reviewed and revised papers presented at the 24th International Laser Radar Conference, Boulder, Colorado, USA*, pp. 781–784.
- Gerding, M.**, **J. Höffner**, **J. Lautenbach**, **M. Rauthe**, and **F.-J. Lübken** (2008b), Seasonal variation of nocturnal temperatures between 1 and 105 km altitude at 54°N observed by Lidar, *Atmos. Chem. Phys.*, *8*, 7465–7482.
- Gerding, M.**, **A. Theuerkauf**, **O. Suminska**, **T. Köpnick**, and **F.-J. Lübken** (2009a), Balloon-borne hot wire anemometer for stratospheric turbulence soundings, in *Proceedings of the 19th ESA Symposium on European Rocket and Balloon Programmes and Related Research, 7-11 June 2009, Bad Reichenhall, Germany (ESA SP-671)*.
- Gerding, M.**, **G. Baumgarten**, **J. Höffner**, **J. Fiedler**, **R. Eixmann**, and **F.-J. Lübken** (2009b), Temperature and aerosol soundings in the middle atmosphere at different mid and high-latitude Lidar stations during day and night, in *Remote Sensing of Clouds and the Atmosphere XIV, R. H. Picard (Ed.), Proc. SPIE, Vol. 7475 (SPIE, Bellingham, WA), 74750A-1–74750A-12*.
- Grygalashvyly, M.**, **G. Sonnemann**, and P. Hartogh (2009), Long-term behavior of the concentration of the minor constituents in the mesosphere - a model study, *Atmos. Chem. Phys.*, *9*, 2779–2992.
- Grygalashvyly, M.**, P. Hartogh, **G. Sonnemann**, and A. S. Medvedev (2010), The Doppler-Sonnemann effect on the photochemistry on Mars, *Adv. Geoscience*, *accepted*.
- Hartogh, P., **G. R. Sonnemann**, Song Li, **M. Grygalashvyly**, **U. Berger**, and **F.-J. Lübken** (2010), Water vapor measurements at ALOMAR over a solar cycle compared with model calculations by LIMA, *J. Geophys. Res.*, *submitted*.
- Hervig, M. E., L. L. Gordley, M. H. Stevens, J. M. Russell III, S. M. Bailey, and **G. Baumgarten** (2009), Interpretation of SOFIE PMC measurements: Cloud identification and derivation of mass density, particle shape, and particle size, *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, pp. 316–330, doi:10.1016/j.jastp.2008.07.009.
- Hildebrand, J.**, **G. Baumgarten**, **J. Fiedler**, and **F.-J. Lübken** (2009), Wind measurements with the ALOMAR RMR-Lidar: Method description and initial results, in *Proceedings of the 19th ESA Symposium on European Rocket and Balloon Programmes and Related Research, 7-11 June 2009, Bad Reichenhall, Germany (ESA SP-671)*.

- Hoffmann, P., M. Rapp, J. Fiedler, and R. Latteck** (2008), Influence of tides and gravity waves on layering processes in the polar summer mesopause region, *Ann. Geophys.*, *26*, 4013–4022.
- Hoffmann, P., W. Singer, J. Bremer, E. Becker, D. Keuer, R. Latteck, N. Engler, M. Rapp, O. Zeller, and M. Placke** (2009), Langjährige Radarbeobachtungen dynamischer Prozesse in der Mesosphäre in mittleren und hohen Breiten, in *Mitteilungen der Deutschen Meteorologischen Gesellschaft*, *2*, pp. 7–8.
- Höffner, J., and J. Lautenbach** (2009), Daylight measurements of mesopause temperature and vertical wind with the mobile scanning iron Lidar, *Opt. Lett.*, *34*, 1351–1353.
- Jacobi, C., C. Arras, D. Kürschner, **W. Singer, P. Hoffmann, and D. Keuer** (2009), Comparison of mesopause region meteor Radar winds, medium frequency Radar winds and low frequency drifts over Germany, *Adv. Space Res.*, *43*, 247–252, doi:10.1016/j.asr.2008.05.009.
- Jakowski, N., **J. Mielich**, C. Borries, L. Cander, A. Krankowski, B. Nava, and S. M. Stankov (2008), Large scale ionospheric gradients over Europe observed in October 2003, *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, pp. 1894–1903, doi:10.1016/j.jastp.2008.03.020.
- Jumelet, J., S. Bekki, C. David, P. Keckhut, and **G. Baumgarten** (2009), Size distribution time series of a polar stratospheric cloud observed above Arctic Lidar Observatory for Middle Atmosphere Research (ALOMAR) (69°N) and analyzed from multiwavelength Lidar measurements during winter 2005, *J. Geophys. Res.*, *114*, D02202, doi:10.1029/2008JD010119.
- Keckhut, P., R. William, C. Claud, T. Leblanc, W. Steinbrecht, B. Funatsu, H. Bencherif, I. S. McDermid, A. Hauchecorne, C. Long, R. Lin, and **G. Baumgarten** (2010), Potentiality and uncertainties to monitor the middle atmospheric temperature with the ground-based Lidars network in synergy with space observations, *J. Geophys. Res.*, *submitted*.
- Keuer, D., P. Hoffmann, and W. Singer** (2009), Pulse coding to reduce the influence of man-made noise on MF Radar observations of wind, in *Proceedings of the 12th International Workshop on Technical and Scientific Aspects of MST Radar (MST12), 17-23 May 2009, London/Ontario, Canada*.
- Körnich, H., and E. Becker** (2010), A simple model for the interhemispheric coupling of the middle atmosphere circulation, *Adv. Space Res.*, *in press*.
- Kulikov, M. Y., A. M. Feigin, and **G. R. Sonnemann** (2009), Retrieval of water vapor profile in the mesosphere from satellite ozone and hydroxyl measurements by the basic dynamic model of mesospheric photochemical system, *Atmos. Chem. Phys.*, *9*, 8199–8210.
- Latteck, R., W. Singer, R. J. Morris, W. K. Hocking, D. J. Murphy, D. A. Holdsworth, and N. Swarnalingam** (2008), Similarities and differences in polar mesosphere summer echoes observed in the Arctic and Antarctica, *Ann. Geophys.*, *26*, 2795–2806.
- Latteck, R., W. Singer, M. Rapp, and T. Renkowitz** (2009a), The new MST Radar on Andøya/Norway, in *Proceedings of the 19th ESA Symposium on European Rocket and Balloon Programmes and Related Research, 7-11 June 2009, Bad Reichenhall, Germany (ESA SP-671)*.
- Latteck, R., W. Singer, M. Rapp, and T. Renkowitz** (2009b), The new MST Radar on Andøya/Norway, in *Proceedings of the 12th International Workshop on Technical and Scientific Aspects of MST Radar (MST12), 17-23 May 2009, London/Ontario, Canada*.
- Latteck, R., W. Singer, M. Rapp, and T. Renkowitz** (2010), The new MST Radar on Andøya/Norway, *Adv. Radio Sci.*, *submitted*.

- Lautenbach, J., J. Höffner, F.-J. Lübken,** and **M. Zecha** (2008), The thermal structure at the topside and above of polar mesosphere summer echoes over Spitsbergen 78°N, *Ann. Geophys.*, *26*, 1083–1088.
- Laštovička, J., R. Akmaev, G. Beig, **J. Bremer**, J. Emmert, C. Jacobi, M. J. Jarvis, G. Nedoluha, Y. I. Portnyagin, and T. Ulich (2008), Emerging pattern of global change in the upper atmosphere and ionosphere, *Ann. Geophys.*, *26*, 1255–1268.
- Lehmacher, G. A., M. F. Larsen, S. Bilén, C. L. Croskey, J. D. Mitchell, **F.-J. Lübken, M. Rapp,** and R. Collins (2009), „Where is the turbopause?“ rocket campaign: Overview and first results, in *Proceedings of the 19th ESA Symposium on European Rocket and Balloon Programmes and Related Research, 7-11 June 2009, Bad Reichenhall, Germany (ESA SP-671)*.
- Li, Q.,** and **M. Rapp** (2010), PMSE-observations with the EISCAT VHF and UHF-Radars: Statistical properties, *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, *submitted*.
- Li, Q., M. Rapp,** J. Röttger, **R. Latteck, M. Zecha,** and C. Hall (2009), Frequency dependence of PMSE: Results from simultaneous and common volume measurements with EISCAT Radars, in *Proceedings of the 12th International Workshop on Technical and Scientific Aspects of MST Radar (MST12), 17-23 May 2009, London/Ontario, Canada*.
- Li, Q., M. Rapp,** J. Röttger, **R. Latteck, M. Zecha, I. Strelnikova, G. Baumgarten,** M. Hervig, C. Hall, and M. Tsutsumi (2010), Microphysical parameters of mesospheric ice clouds derived from calibrated observations of polar mesosphere summer echoes at Bragg wavelengths of 2.8 m and 30 cm, *J. Geophys. Res.*, *accepted*.
- Liu, R. Q., C. Jacobi, P. Hoffmann, **G. Stober,** and E. G. Merzlyakov (2010), A piecewise linear model for detecting climatic trends and their structural changes with application to MLT winds over Collm (52°) N, *Geophys. Res. Lett.*, *submitted*.
- Lübken, F.-J., G. Baumgarten, J. Fiedler, M. Gerding, J. Höffner,** and **U. Berger** (2008), Seasonal and latitudinal variation of noctilucent cloud altitudes, *Geophys. Res. Lett.*, *35*, L06801, doi:10.1029/2007GL032281.
- Lübken, F.-J., J. Lautenbach, J. Höffner, M. Rapp,** and **M. Zecha** (2009a), First continuous temperature measurements within polar mesosphere summer echoes, *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, pp. 453–463, doi:10.1016/j.jastp.2008.06.001.
- Lübken, F.-J., U. Berger,** and **G. Baumgarten** (2009b), Stratospheric and solar cycle effects on long-term variability of mesospheric ice clouds, *J. Geophys. Res.*, D00106, doi:10.1029/2009JD012377.
- Lübken, F.-J., U. Berger,** and **G. Baumgarten** (2009c), LIMA model trends of mesospheric ice layers and comparison with Lidar observations at ALOMAR, in *Proceedings of the 19th ESA Symposium on European Rocket and Balloon Programmes and Related Research, 7-11 June 2009, Bad Reichenhall, Germany (ESA SP-671)*.
- Lübken, F.-J.,** J. Austin, U. Langematz, and J. Oberheide (2010), Introduction to the Climate And Weather of the Sun Earth System special section, *J. Geophys. Res.*, *submitted*.
- Megner, L., J. Gumbel, **M. Rapp,** and D. E. Siskind (2008a), Reduced meteoric smoke particle density at the summer pole- implications for mesospheric ice particle nucleation, *Adv. Space Res.*, *41(1)*, 41–49, doi:10.1016/j.asr.2007.09.006.
- Megner, L., D. E. Siskind, **M. Rapp,** and J. Gumbel (2008b), Global and temporal distribution of meteoric smoke: A two-dimensional study, *J. Geophys. Res.*, *113*, D03202, doi:10.1029/2007JD009054.

- Megner, L., M. Khaplanov, **G. Baumgarten**, J. Gumbel, J. Stegman, **B. Strelnikov**, and S. Robertson (2009), Large mesospheric ice particles at exceptionally high altitudes, *Ann. Geophys.*, *27*, 943–951.
- Morris, R. J., A. R. Klekociuk, **R. Latteck**, **W. Singer**, D. A. Holdsworth, and D. J. Murphy (2009), Inter-hemispheric asymmetry in polar mesosphere summer echoes and temperature at 69° latitude, *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, pp. 464–469, doi:10.1016/j.jastp.2008.09.042.
- Nesse, H., D. Heinrich, B. Williams, U.-P. Hoppe, J. Stadsnes, M. Rietveld, **W. Singer**, U. Blum, M. I. Sandanger, and E. Trondsen (2008), A case study of a sporadic sodium layer observed by the ALOMAR Weber Na Lidar, *Ann. Geophys.*, *26*, 1071–1081.
- Nilsson, H., S. Kirkwood, R. J. Morris, **R. Latteck**, A. Klekociuk, D. J. Murphy, **M. Zecha**, and E. Belova (2008), Simultaneous observations of polar mesosphere summer echoes at two different latitudes in Antarctica, *Ann. Geophys.*, *26*, 3783–3792.
- Offermann, D., **P. Hoffmann**, P. Knieling, R. Koppmann, J. Oberheide, and W. Steinbrecht (2010), Long-term trends and solar cycle variations of mesospheric temperature and dynamics, *J. Geophys. Res.*, *submitted*.
- Paeth, H., **M. Rauthe**, and S.-K. Min (2008), Multi-model Bayesian assessment of climate change in the northern annular mode, *Global and Planetary Change*, *60*(3–4), 193–206, doi:10.1016/j.gloplacha.2007.02.004.
- Pancheva, D., P. Mukhtarov, N. J. Mitchell, E. Merzlyakov, A. K. Smith, B. Andonov, **W. Singer**, W. Hocking, C. Meek, A. Manson, and Y. Murayama (2008a), Planetary waves in coupling the stratosphere and mesosphere during the major stratospheric warming in 2003/2004, *J. Geophys. Res.*, *113*, D12105, doi:10.1029/2007JD009011.
- Pancheva, D., P. Mukhtarov, N. J. Mitchell, B. Andonov, E. Merzlyakov, **W. Singer**, Y. Murayama, S. Kawamura, J. Xiong, W. Wan, W. Hocking, D. Fritts, D. Riggan, C. Meek, and A. Manson (2008b), Latitudinal wave coupling of the stratosphere and mesosphere during the major stratospheric warming in 2003/2004, *Ann. Geophys.*, *26*, 467–483.
- Papayannis, A., V. Amiridis, L. Mona, G. Tsaknakis, D. Balis, J. Bösenberg, A. Chaikovski, F. D. Tomasi, I. Grigorov, I. Mattis, V. Mitev, D. Müller, S. Nickovic, C. Pérez, A. Pietruczuk, G. Pisani, F. Ravetta, V. Rizi, M. Sicard, T. Trickl, M. Wiegner, **M. Gerding**, R. E. Mamouri, G. D’Amico, and G. Pappalardo (2008), Systematic Lidar observations of Saharan dust over Europe, in the frame of EARLINET (2000-2002), *J. Geophys. Res.*, *113*, D10204, doi:10.1029/2007JD009028.
- Peters, D.**, **A. Gabriel**, and **G. Entzian** (2008), Longitude - dependent decadal ozone changes and ozone trends in boreal winter month during 1960-2000, *Ann. Geophys.*, *26*, 1275–1286.
- Peters, D. H. W.**, P. Keckhut, and **A. Gabriel** (2010), Temperature trend profiles in the middle atmosphere over Western Europe: evidence of a zonally asymmetric component, *J. Geophys. Res.*, *submitted*.
- Petzsch, D.**, R. Barth, R. Matschos, R. Steinwehr, R. Püstow, **B. Strelnikov**, and **M. Rapp** (2009), Mondaro student experiment on the REXUS sounding rocket, in *Proceedings of the 19th ESA Symposium on European Rocket and Balloon Programmes and Related Research, 7-11 June 2009, Bad Reichenhall, Germany (ESA SP-671)*.
- Placke, M.**, C. Jacobi, **P. Hoffmann**, **W. Singer**, **E. Becker**, **M. Rapp**, and **G. Stober** (2009), Gravity wave momentum fluxes in the mesosphere/ lower thermosphere at high- and mid- latitudes, in *Proceedings of the 12th International Workshop on Technical and Scientific Aspects of MST Radar (MST12), 17-23 May 2009, London/Ontario, Canada*.

- Placke, M., P. Hoffmann, E. Becker, C. Jacobi, W. Singer, and M. Rapp** (2010a), Gravity wave momentum fluxes in the MLT–Part II: Meteor Radar investigations at high and mid latitudes in comparison with modeling studies, *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, submitted.
- Placke, M., G. Stober, and C. Jacobi** (2010b), Gravity wave momentum fluxes in the MLT–Part I: Seasonal variation at Collm (51.3° N, 13.0° E), *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, submitted.
- Rapp, M.** (2009), Charging of mesospheric aerosol particles: The role of photodetachment and photoionization from meteoric smoke and ice particles, *Ann. Geophys.*, *27*, 2417–2422.
- Rapp, M., and F.-J. Lübken** (2009), Comment on „Ice iron/sodium film as cause for high noctilucent cloud Radar reflectivity“ by P. M. Bellan, *J. Geophys. Res.*, *114*, D11204, doi:10.1029/2008JD011323.
- Rapp, M., and S. Robertson** (2009), Preface: ECOMA/MASS: aerosol particles near the polar summer mesopause, *Ann. Geophys.*, *27*.
- Rapp, M., and I. Strelnikova** (2009), Measurements of meteor smoke particles during the ECOMA-2006 campaign: 1. Particle detection by active photoionization, *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, *71*, 477–485, doi:10.1016/j.jastp.2008.06.002.
- Rapp, M., I. Strelnikova, R. Latteck, P. Hoffmann, U.-P. Hoppe, I. Häggström, and M. Rietveld** (2008), Polar mesosphere summer echoes (PMSE) studied at Bragg wavelengths of 2.8 m, 67 cm, and 16 cm, *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, *70*, 947–961, doi:10.1016/j.jastp.2007.11.005.
- Rapp, M., I. Strelnikova, B. Strelnikov, R. Latteck, G. Baumgarten, Q. Li, L. Megner, J. Gumbel, M. Friedrich, U. Hoppe, and S. Robertson** (2009), First in situ measurement of the vertical distribution of ice volume in a mesospheric ice cloud during the ECOMA/MASS rocket-campaign, *Ann. Geophys.*, *27*, 755–766.
- Rapp, M., I. Strelnikova, B. Strelnikov, P. Hoffmann, M. Friedrich, J. Gumbel, L. Megner, U.-P. Hoppe, S. Robertson, S. Knappmiller, M. Wolff, and D. R. Marsh** (2010a), Rocket-borne in-situ measurements of meteor smoke: Charging properties and implications for seasonal variation, *J. Geophys. Res.*, accepted.
- Rapp, M., I. Strelnikova, B. Strelnikov, M. Friedrich, J. Gumbel, U.-P. Hoppe, T. Blix, O. Havnes, P. Bracikowski, K. Lynch, and S. Knappmiller** (2010b), Microphysical properties of mesospheric aerosols: an overview of in situ-results from the ECOMA-project, in *Aeronomy of the Earth's Atmosphere and Ionosphere*, edited by M. A. Abdu, D. Pancheva, and A. Bhattacharyya, Springer-Book, submitted.
- Rauthe, M., M. Gerding, and F.-J. Lübken** (2008), Seasonal changes in gravity wave activity measured by Lidars at mid-latitudes, *Atmos. Chem. Phys.*, *8*, 6775–6787.
- Renkwitz, T., W. Singer, and R. Latteck** (2009), Study of multibeam ability for the VHF MST Alwin Radar system, in *Proceedings of the 12th International Workshop on Technical and Scientific Aspects of MST Radar (MST12), 17-23 May 2009, London/Ontario, Canada*.
- Robert, C. E., C. von Savigny, J. P. Burrows, and **G. Baumgarten** (2009), Climatology of noctilucent cloud radii and occurrence frequency using SCIAMACHY, *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, pp. 408–423, doi:10.1016/j.jastp.2008.10.015.
- Robertson, S., M. Horányi, S. Knappmiller, Z. Sternovsky, R. Holzworth, M. Shimogawa, M. Friedrich, K. Torkar, J. Gumbel, L. Megner, **G. Baumgarten, R. Latteck, M. Rapp, U. Hoppe, and M. E. Hervig** (2009), Mass analysis of charged aerosol particles in NLC and PMSE during the ECOMA/MASS campaign, *Ann. Geophys.*, *27*, 1213–1232.

- Schaefer-Rolffs, U.**, I. Lerche, and R. C. Tautz (2009), Particle radiation from relativistic plasmas contained by soliton waves, *J. Phys. A: Math. Theor.*, *42*, doi:10.1088/1751-8113/42/10/105501.
- Schmale, J., J. Schneider, T. Jurkat, C. Voigt, H. Eichler, M. Rautenhaus, M. Lichtenstern, H. Schlager, G. Ancellet, F. Arnold, **M. Gerding**, I. Mattis, M. Wendisch, and S. Borrmann (2010), Aerosol layers from the 2008 eruptions of Mt. Okmok and Mt. Kasatochi: In situ UT/LS measurements of sulfate and organics over Europe, *J. Geophys. Res.*, submitted.
- Schöch, A.**, **G. Baumgarten**, and **J. Fiedler** (2008), Polar middle atmosphere temperature climatology from rayleigh Lidar measurements at ALOMAR (69° N), *Ann. Geophys.*, *26*(7), 1681–1698.
- Senf, F.**, P. M. Altrock, and U. Behn (2009), Nonequilibrium phase transitions in finite arrays of globally coupled stratonovich models: strong coupling limit, *New Journal of Physics*, *11*, doi:10.1088/1367-2630/11/6/063010.
- Senior, A., M. T. Rietveld, M. J. Kosch, and **W. Singer** (2010), Diagnostic radio plasma heating in the polar summer mesosphere using cross-modulation: Theory and observations, *J. Geophys. Res.*, submitted.
- Sica, R. J., M. R. M. Izawa, K. A. Walker, C. Boone, S. V. Petelina, P. S. Argall, P. Bernath, G. B. Burns, V. Catoire, R. L. Collins, W. H. Daffer, C. De Clercq, Z. Y. Fan, B. J. Firanski, W. J. R. French, P. Gerard, **M. Gerding**, J. Granville, J. L. Innis, P. Keckhut, T. Kerzenmacher, A. R. Klekociuk, E. Kyrö, J. C. Lambert, E. J. Llewellyn, G. L. Manney, I. S. McDermid, K. Mizutani, Y. Murayama, C. Piccolo, P. Raspollini, M. Ridolfi, C. Robert, W. Steinbrecht, K. B. Strawbridge, K. Strong, R. Stübi, and B. Thuraiajah (2008), Validation of the Atmospheric Chemistry Experiment (ACE) version 2.2 temperature using ground-based and space-borne measurements, *Atmos. Chem. Phys.*, *8*(1), 35–62.
- Singer, W.**, **R. Latteck**, L. F. Millan, N. J. Mitchell, and **J. Fiedler** (2008a), Radar backscatter from underdense meteors and diffusion rates, *Earth, Moon and Planets*, doi:10.1007/s11038-007-9220-0.
- Singer, W.**, **R. Latteck**, and D. Holdsworth (2008b), A new narrow beam doppler Radar at 3 MHz for studies of the high-latitude middle atmosphere, *Adv. Space Res.*, *41*, 1487–1493, doi:10.1016/j.asr.2007.10.006.
- Singer, W.**, **R. Latteck**, and M. Friedrich (2009a), Diurnal and seasonal variability of D-region electron densities at 69° N, in *Proceedings of the 12th International Workshop on Technical and Scientific Aspects of MST Radar (MST12), 17-23 May 2009, London/Ontario, Canada*.
- Singer, W.**, N. Swarnalingam, J. M. Wissing, **R. Latteck**, C. Meek, M.-B. Kallenrode, A. H. Manson, J. Drummond, and W. K. Hocking (2009b), Longitudinal differences of PMSE strength at high Arctic latitudes, in *Proceedings of the 12th International Workshop on Technical and Scientific Aspects of MST Radar (MST12), 17-23 May 2009, London/Ontario, Canada*.
- Singer, W.**, **R. Latteck**, M. Friedrich, M. Wakabayashi, and **M. Rapp** (2010), Seasonal and solar activity variability of D-region electron density at 69° N, *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, submitted.
- Sonnemann, G.**, and P. Hartogh (2009), Upper stratospheric ozone decrease events due to a positive feedback between ozone and the ozone dissociation rate, *Nonlin. Processes Geophys.*, *16*, 409–418.
- Sonnemann, G.**, P. Hartogh, **M. Grygalashvily**, Song Li, and **U. Berger** (2008), The quasi 5-day signal in the mesospheric water vapor concentration at high latitudes in 2003 - a comparison

- between observations at ALOMAR and calculations, *J. Geophys. Res.*, *113*(D4), D04101, doi:10.1029/2007JD008875.
- Sonnemann, G.**, P. Hartogh, S. Li, **M. Grygalashvyly**, and **U. Berger** (2009), A QBO-signal in mesospheric water vapor measurements at ALOMAR (69.29° N, 16.03° E) and in model calculations by LIMA over a solar cycle, *Atmos. Chem. Phys. Discuss.*, *9*, 883–903.
- Sonnemann, G.**, P. Hartogh, **M. Grygalashvyly**, Song Li, and **U. Berger** (2010a), Microwave water vapor measurements at ALOMAR over a solar cycle and calculations by means of the real date model LIMA, *Adv. Geoscience*, *accepted*.
- Sonnemann, G.**, P. Hartogh, **M. Grygalashvyly**, and A. S. Medvedev (2010b), A new coupled 3d-model of the dynamics and chemistry of the martian atmosphere, *Adv. Geoscience*, *accepted*.
- Stevens, M.-H., C. Englert, M. Hervig, S. V. Petelina, **W. Singer**, and K. Nielsen (2009), The diurnal variation of polar mesospheric cloud frequency near 55° N observed by SHIMMER, *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, pp. 401–407, doi:10.1016/j.jastp.2008.10.009.
- Stevens, M.-H., D. E. Siskind, S. D. Eckermann, L. Coy, J. P. McCormack, C. R. Englert, K. W. Hoppel, K. Nielsen, A. J. Kochenash, M. E. Hervig, C. E. Randall, J. Lumpe, S. M. Bailey, **M. Rapp**, **P. Hoffmann**, and **J. Fiedler** (2010), Tidally induced variations of PMC altitudes and ice water content using a data assimilation system, *J. Geophys. Res.*, *submitted*.
- Stober, G.**, **W. Singer**, and C. Jacobi (2009), Evaluation of absolute Radar calibration using cosmic noise (QDC) and simulated signals, in *Proceedings of the 12th International Workshop on Technical and Scientific Aspects of MST Radar (MST12), 17-23 May 2009, London/Ontario, Canada*.
- Stober, G.**, C. Jacobi, and **W. Singer** (2010a), Meteoroid mass determination from specular observed underdense trails, *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, *submitted*.
- Stober, G.**, **W. Singer**, C. Jacobi, and P. Hoffmann (2010b), Cosmic radio noise observations using a mid-latitude meteor Radar, *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, *submitted*.
- Stober, G.**, C. Jacobi, and **D. Keuer** (2010c), Distortion of meteor count rates due to cosmic radio noise and atmospheric particularities, *Adv. Radio Sci.*, *accepted*.
- Strelnikov, B.**, **M. Rapp**, **I. Strelnikova**, **N. Engler**, and **R. Latteck** (2009a), Small-scale structures in neutrals and charged aerosol particles as observed during the ECOMA/MASS rocket campaign, *Ann. Geophys.*, *27*, 1449–1456.
- Strelnikov, B.**, **M. Rapp**, **M. Zecha**, T. A. Blix, M. Friedrich, and T. K. Yeoman (2009b), PMSE and E-region plasma instability: In situ observations, *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, *71*, 143–157, doi:10.1016/j.jastp.2008.10.003.
- Strelnikov, B.**, **M. Rapp**, **I. Strelnikova**, **R. Latteck**, **N. Engler**, T. A. Blix, U.-P. Hoppe, and M. Friedrich (2009c), Small-scale structures in neutral and plasma species in the middle atmosphere as observed during the ECOMA rocket campaigns, in *Proceedings of the 19th ESA Symposium on European Rocket and Balloon Programmes and Related Research, 7-11 June 2009, Bad Reichenhall, Germany (ESA SP-671)*.
- Strelnikova, I.**, and **M. Rapp** (2010), Studies of polar mesosphere summer echoes with the EISCAT VHF and UHF Radars: Information contained in the spectral shape., *Adv. Space Res.*, pp. 247–259, doi:10.1016/j.asr.2009.09.007.

- Strelnikova, I., M. Rapp, B. Strelnikov, G. Baumgarten, R. Latteck, M. Friedrich, U.-P. Hoppe, and J. Gumbel** (2009a), In situ studies of meteor smoke particles in the middle atmosphere during the ECOMA-rocket campaigns, in *Proceedings of the 19th ESA Symposium on European Rocket and Balloon Programmes and Related Research, 7-11 June 2009, Bad Reichenhall, Germany (ESA SP-671)*.
- Strelnikova, I., M. Rapp, B. Strelnikov, G. Baumgarten, A. Brattli, K. Svenes, U.-P. Hoppe, M. Friedrich, J. Gumbel, and B. Williams** (2009b), Measurements of meteor smoke particles during the ECOMA-2006 campaign: 2. Results, *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, *71*, 486–496, doi:10.1016/j.jastp.2008.07.011.
- Swarnalingam, N., W. K. Hocking, **W. Singer**, and **R. Latteck** (2009), Calibrated measurements of PMSE strengths at three different locations observed with SKiMET Radars and narrow beam VHF Radars, *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, *71*, 1807–1813, doi:10.1016/j.jastp.2009.06.014.
- Theuerkauf, A., M. Gerding, and F.-J. Lübken** (2009), First results of high resolution balloon-borne turbulence measurements in the stratosphere, in *Proceedings of the 19th ESA Symposium on European Rocket and Balloon Programmes and Related Research, 7-11 June 2009, Bad Reichenhall, Germany (ESA SP-671)*.
- von Savigny, C., C. E. Robert, **G. Baumgarten**, H. Bovensmann, and J. P. Burrows (2009), Comparison of NLC particle sizes derived from SCIAMACHY/Envisat observations with ground-based Lidar measurements at ALOMAR (69°N), *Atmos. Meas. Tech.*, pp. 523–531.
- Ward, W. E., J. Oberheide, L. P. Goncharenko, T. Nakamura, **P. Hoffmann, W. Singer**, L. C. Chang, J. Du, D.-Y. Wang, P. Batista, B. Clemesha, A. H. Manson, D. M. Riggan, C.-Y. She, T. Tsuda, and T. Yuan (2010), On the consistency of model, ground-based and satellite observations of tidal signatures: Initial results from the CAWSES tidal campaigns, *J. Geophys. Res.*, *accepted*.
- Zecha, M.**, and J. Röttger (2009), Occurrence of polar mesosphere summer echoes at very high latitudes, *Ann. Geophys.*, *27*(3), 1331–1342.
- Zeller, O.**, and **J. Bremer** (2009), The influence of geomagnetic activity on mesospheric summer echoes in middle and polar latitudes, *Ann. Geophys.*, *27*, 831–837.
- Zeller, O., P. Hoffmann, J. Bremer, and W. Singer** (2009), Mesosphere summer echoes, temperature, and meridional wind variations at mid- and polar latitudes, *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, pp. 931–942, doi:10.1016/j.jastp.2009.03.013.
- Zülicke, C.**, and **D. Peters** (2008a), Impact of upper-level jet-generated inertia-gravity waves on surface wind and precipitation, *Atmos. Chem. Phys. Discuss.*, *7*, 15,873–15,909.
- Zülicke, C.**, and **D. Peters** (2008b), Parameterization of strong stratospheric inertia-gravity waves forced by poleward-breaking Rossby Waves, *Mon. Weather Rev.*, *136*, 98–119, doi:10.1175/2007MWR2060.1.

Diplomarbeiten, Masterarbeiten, Dissertationen

Diplomarbeiten

N. Müller

Beobachtung von Fluktuationen im Minutenbereich in leuchtenden Nachtwolken mit dem ALOMAR RMR-Lidar (69°N)

Universität Heidelberg, Juni 2009

St. Lauterbach

Aerodynamische Berechnungen zu raketengestützten in situ Neutralgasdichtemessungen in der mittleren Atmosphäre

Hochschule Neubrandenburg, Juni 2008

S. Meyer

Temperaturstruktur und Gezeiten der polaren Mesosphäre - Experimentelle Untersuchungen mittels Doppler-LIDAR

Universität Rostock, November 2009

Masterarbeiten

T. Renkwitz

Analysis and optimization of medium gain X-Yagi antennas for the EISCAT 3D 237.7 MHz incoherent scatter radar active array

Universität Rostock, Juni 2008

S. Sadeghi

Estimation of the Absorption of Extraterrestrial Radio Noise Using a Narrow Beam VHF Radar at 53.5 MHz in Andenes, Norway

Chalmers University Göteborg, August 2008

O. Suminska

Application of a constant temperature anemometer for balloon-borne stratospheric turbulence soundings

Universität Rostock, Januar 2009

Dissertationen

M. Rauthe

Lidarmessungen von Temperaturen und Schwerewellen zwischen 1-105 km über Kühlungsborn (54°N, 12°O)

Universität Rostock, Februar 2008

M. Grygalashvily

Three-dimensional modeling of minor chemical constituents in the mesosphere/lower thermosphere region

Universität Rostock, August 2008

O. Zeller

Einfluss der Variationen atmosphärischer Größen und der Ionisation auf mesosphärische Radarechos in polaren und mittleren Breiten

Universität Rostock, Juli 2008

I. Strelnikova

Mesospheric aerosol particles: Evidence from rocket and radar techniques

Universität Rostock, Juli 2009

C Mitarbeiter des Instituts

Stand: 31. Dezember 2009

Wissenschaftler	Dr. G. Baumgarten, Prof. Dr. E. Becker, Dr. U. Berger, Dr. R. Eixmann, Dr. N. Engler, Dr. J. Fiedler, Dr. A. Gabriel, Dr. M. Gerding, Dr. M. Grygalashvyly, Dr. J. Höffner, Dr. P. Hoffmann, D. Keuer, Dr. R. Latteck, Prof. Dr. F.-J. Lübken, PD Dr. D. Peters, Prof. Dr. M. Rapp, Dr. U. Schaefer-Rolffs, Dr. G. Stober, Dr. B. Strelnikov, Dr. I. Strelnikova, Dr. P. Vargin, Dr. M. Zecha, Dr. Ch. Zülicke
Infrastruktur/Techniker	Th. Barth, H.-J. Heckl, T. Köpnick, Th. Linow, N. Meesen, J. Mielich, M. Priester, J. Schacht, P. Schubert, C. Schütt, J. Trautner, H. Voß, R. Waschow, B. Wecke, J. Wedrich
Verwaltung/Bibliothek/ Sekretariat	W. Baseda, A. Kurreck, J. Liedtke, M. Rosenthal, A. Ruß, J. Spill, M. Strate, R. von Rein
Doktoranden	S. Brune, J. Hildebrand, B. Kaifler, N. Kaifler, J. Kiliani, R. Knöpfel, M. Kopp, Q. Li, M. Placke, T. Renkwitz, F. Senf, A. Theuerkauf
Diplomanden, studentische und wissenschaftliche Hilfskräfte	R. Barth, S. Mitreiter, D. Petzsch, Ch. Possehl, D. Rachholz, G. Teiser, T. Viehl, S. Lützwow

D Mitglieder der Gremien

Stand: 31. Dezember 2009

Mitglieder des eingetragenen Vereins „IAP“:

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

Mitglieder des Kuratoriums:

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

Mitglieder des Wissenschaftlichen Beirats:

Prof. Dr. M. Riese (Vorsitzender)	Forschungszentrum Jülich
Prof. Dr. J. Burrows	Universität Bremen
PD Dr. M. Dameris	DLR Oberpfaffenhofen
Prof. Dr. W. Ertmer	Universität Hannover
Prof. Dr. K. Fraedrich	Universität Hamburg
Prof. Dr. J. Gumbel	Stockholm University, Sweden
Prof. Dr. U.-P. Hoppe	Forsvarets Forskningsinstitut (FFI) Kjeller, Norway
Prof. Dr. Th. Leisner	Forschungszentrum Karlsruhe
Prof. Dr. G. Peters	Universität Hamburg
Prof. Dr. V. Wirth	Universität Mainz

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

§ 1 Name, Sitz, Aufgabe, Geschäftsjahr

- (1) Der Verein führt den Namen „Leibniz-Institut für Atmosphärenphysik e.V. an der Universität Rostock“. Der Verein soll in das Vereinsregister eingetragen werden. Sitz des Vereins ist Kühlungsborn.
- (2) Das Institut dient der Forschung auf dem Gebiet der Atmosphärenphysik.
- (3) In der Forschung soll das Institut enge Verbindung mit den Einrichtungen der Universität Rostock halten. Es stellt sein Personal und seine Einrichtungen für die Ausbildung der Studenten auf dem Gebiet der Atmosphärenphysik zur Verfügung.
- (4) Das Institut arbeitet mit in- und ausländischen Einrichtungen und Arbeitsgruppen auf dem Gebiet der Atmosphärenphysik zusammen.
- (5) Die durch die Institutsangehörigen gewonnenen Erkenntnisse werden in geeigneter Form veröffentlicht.
- (6) Das Geschäftsjahr des Instituts ist das Kalenderjahr.

§ 2 Zweck des Instituts

- (1) Mit der in § 1 genannten Aufgabenstellung verfolgt das Institut einen ausschließlich und unmittelbar gemeinnützigen Zweck im Sinne der §§ 59, 60 Abgabeordnung (AO).
- (2) Da das Institut keine wirtschaftliche Tätigkeit ausübt, gilt es als „Idealverein“ im Sinne des § 21 BGB. Die Mittel des Instituts dürfen nur für satzungsgemäße Zwecke verwendet werden. Die Mitglieder erhalten keine Zuwendungen aus Mitteln des Instituts.

§ 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) 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.
- (3) Die Mitglieder können mit einer Frist von drei Monaten zum Schluß eines Geschäftsjahres ihren Austritt aus dem Verein erklären. Im übrigen gilt § 10 Abs. 4 und 5 der Vereinbarung zur Gründung einer Einrichtung der „Blauen Liste“ vom 17.12.1991. Die Mitgliederversammlung kann in bestimmten Fällen (die hinreichend genau zu spezifizieren sind) eine Streichung von Mitgliedern aus der Mitgliederliste beschließen.
- (4) Die Mitgliedschaft ist beitragsfrei.
- (5) Der Vorsitzende der Mitgliederversammlung bestimmt aus dem Kreis der Mitglieder des Vereins bei seiner Verhinderung einen Stellvertreter.

§ 4 Organe des Vereins

Die Organe des Vereins sind:

- a) die Mitgliederversammlung
- b) das Kuratorium
- c) der Direktor des Instituts.

§ 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 wählt aus ihrer Mitte einen Vorsitzenden.
- (3) Die Mitgliederversammlung wird im Auftrag ihres Vorsitzenden durch den Direktor des Instituts unter Übersendung der Tagesordnung einberufen; dabei ist eine Frist von drei Wochen zu wahren.
- (4) 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. Beschlüsse mit finanziellen Auswirkungen, Satzungsänderungen oder die Auflösung des Vereins bedürfen der Zustimmung von Bund und Land.
- (5) 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) Entgegennahme eines Berichtes des Direktors über die Institutsarbeit im abgelaufenen Geschäftsjahr und die weitere Planung sowie über die Jahresrechnung und das Ergebnis der Rechnungsprüfung.
- (2) Beschlussfassungen über
 - a) den Jahresabschluß
 - b) die Entlastung des Kuratoriums und des Direktors
 - c) die Wahl des Abschlußprüfers
 - d) Satzungsänderungen
 - e) die Auflösung gem. § 15
 - 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) Den Vorsitz des Kuratoriums führt jährlich abwechselnd der Vertreter des Bundes oder des Landes. Für die Vertretung gilt Entsprechendes.
 - (3) 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.
 - (4) 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.
 - (5) 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.
 - (6) Der Institutsdirektor nimmt an den Sitzungen des Kuratoriums teil, sofern dieses im Einzelfall nicht anders beschließt.

§ 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) der jährliche Wirtschaftsplan, 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 und innen. Er ist Vorstand des Vereins im Sinne von § 26 BGB.
- (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 Wirtschaftsplanes.
- (4) Der Direktor hat das Kuratorium zu dessen Sitzungen 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 jährlichen Wirtschaftsplanes;
 - 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.
- (7) Der Direktor beruft mindestens einmal halbjährlich eine Versammlung der Institutsangehörigen ein, in der über Institutsangelegenheiten berichtet und diskutiert wird.

§ 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.
- (2) Der wissenschaftliche Beirat wählt aus seiner Mitte den Vorsitzenden und dessen Stellvertreter. Der wissenschaftliche Beirat kann sich eine Geschäftsordnung geben.
- (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.
- (2) Er gibt Empfehlungen zu den Arbeitsprogrammen des Instituts einschließlich der geplanten Zusammenarbeit mit in- und ausländischen Einrichtungen. Er berät das Kuratorium in Berufsangelegenheiten und nimmt Stellung zum wissenschaftlichen Jahresbericht des Direktors. Er bewertet die wissenschaftliche Arbeit des Instituts und berichtet dem Kuratorium darüber.

§ 12 Abteilungsleiter

- (1) Die Abteilungsleiter arbeiten im Rahmen des geltenden Forschungsprogramms selbstständig.
- (2) Die Abteilungsleiter sollten Mitglieder des Lehrkörpers der Universität Rostock sein.

§ 13 Forschung mit Mitteln Dritter

Das Institut wird im Rahmen seiner Aufgabenstellung gemäß § 1 auch solche Forschungsvorhaben durchführen, die aus Mitteln Dritter finanziert werden.

§ 14 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.

§ 15 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 sind die vom Land überlassenen Immobilien und Geräte an das Land zurückzugeben. Im übrigen fällt das Vermögen den beiden Zuwendungsgebern (Bund und Land) im Verhältnis der von ihnen geleisteten Zuwendungen zur Verwendung für gemeinnützige Zwecke anheim. Beschlüsse über die künftige Verwendung des Vermögens dürfen erst nach Zustimmung des Bundes und des Landes ausgeführt werden.