LEIBNIZ-INSTITUT FÜR ATMOSPHÄRENPHYSIK e.V.

an der Universität Rostock

Ostseebad Kühlungsborn

Instituts bericht 2002/2003



Leibniz-Institut für Atmosphärenphysik \diamond Schlossstr. 6 \diamond 18225 Kühlungsborn Telefon: 038293–680 \diamond Fax: 038293–6850 \diamond Internet: www.iap-kborn.de

Frontispiz:

Das 1996 bezogene Hauptgebäude des Leibniz-Instituts für Atmosphärenphysik in Kühlungsborn.

LEIBNIZ-INSTITUT FÜR ATMOSPHÄRENPHYSIK e.V.

an der Universität Rostock

Institutsbericht 2002/2003

Herausgeber: Prof. Dr. F.-J. Lübken Prof. Dr. G. Schmitz Dr. J. Bremer

Redaktion: Herr M. Düffer Herr Dr. N. Engler Frau M. Rosenthal Herr A. Schöch Frau U. Scholze Frau H. Voß

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/

Druck: Druckerei

Erschienen: Mai 2004

Inhaltsverzeichnis

Lis	ste der verwendeten Abkürzungen	6
Vo	prwort	7
Ei	nleitung	9
Bi	lder aus dem Institutsleben	14
Or	ganisation des IAP	18
W	issenschaftliche Arbeitsschwerpunkte in den Jahren 2002/2003	19
1	Übersichtsartikel: Aerosole in der oberen Atmosphäre	24
2	Übersichtsartikel: Zur Kopplung von Troposphäre, Stratosphäre und Mesosph – Dynamische Prozesse	äre 27
3	Übersichtsartikel: Trends in der Erdatmosphäre	32
4	Übersichtsartikel: Das IAP und die Forschungsstation ALOMAR	34
5	Stationen der optischen Sondierung mit Lidar-Systemen	37
6	Die Lidar-Systeme des IAP	39
7	Erste Messungen mit dem neuen Eisenlidar	42
8	Lidarmessungen und Modellierung von Schwerewellen über Kühlungsborn zwischen 1 und 100 km Höhe	44
9	NLC-Messungen auf Spitzbergen (78° N)	46
10	Temperaturen und Kaliumdichten auf Spitzbergen $(78^{\circ}\mathrm{N})$	48
11	Temperaturen, NLC und PMSE auf Spitzbergen	50
12	Beobachtungen leuchtender Nachtwolken in 69° N von 1997 bis 2003	52
13	Form und Größe von Teilchen leuchtender Nachtwolken	54
14	Lidar-Messungen von Temperaturen und Schwerewellen über ALOMAR	56
15	Tägliche Temperatur-Variationen in der Mesopausenregion	58
16	Windmessungen mit fallenden Kugeln in polaren Breiten	60
17	Erste in situ Turbulenzmessung in 78° N	62
18	Die MIDAS/MaCWAVE Kampagne im Sommer 2002 in 69° N	64
19	Modellierung von PMSE	67
20	3-d Modellierung von polaren mesosphärischen Eiswolken	69
21	Photochemische Modellierung von Wasserdampf in der mittleren Atmosphäre	71

22	Untersuchung des troposphärischen Aerosols innerhalb von EARLINET	73
23	Radaranlagen in polaren Breiten	75
24	Das ALOMAR-MF-Doppler-Radar in Saura/Nordnorwegen	77
25	Radaranlagen am IAP in mittleren Breiten	80
26	Langzeitige Variationen von PMSE und MSE	82
27	Erste simultane Beobachtungen von mesosphärischen Sommerechos und Temperaturen über Kühlungsborn	84
28	Mehrfachschichten in PMSE	86
29	Einfluss von Wind und Wellen auf PMSE und MSE	88
30	Näherungsverfahren zur Ableitung von Turbulenzparametern aus Radarmessungen	90
31	Vergleiche von Turbulenzparametern aus VHF-Radar- und Raketen- messungen	92
32	Trends in der Meso- und unteren Thermosphäre	94
33	Validierung des globalen Modells HAMMONIA mit Radar-, Lidar- und Raketendaten	96
34	Schwerewellenanalysen aus simultanen Radar-Beobachtungen an zwei Stationen	98
35	Jahres- und tageszeitliche Variation der Temperatur der arktischen Mesopau- senregion nach Meteorradar-Beobachtungen	100
36	Der Leoniden-Meteorschauer 2002 nach Radarbeobachtungen in arktischen und mittleren Breiten	1 02
37	Jahres- und tageszeitliche Variationen der Meteorraten am Polarkreis und in mittleren Breiten	104
38	Die ganztägige Gezeit in der Stratosphäre und der Mesosphäre und ihre Abhängigkeit vom Hintergrundwind und von planetaren Wellen	106
39	Zum Jahresgang der nichtmigrierenden ganztägigen Gezeit	110
40	Die Bedeutung des schnellen Anwachsens transienter Störungen in der Brechung mesosphärischer Schwerewellen	112
41	Modulation der globalen Zirkulation der oberen Mesosphäre durch hohe Ross Wellenaktivität im Südwinter 2002	ру- 114
42	Zur Dynamik der Zirkulationszelle in der tropischen Stratosphäre	118
43	Die Beschreibung der Mischungsbarrieren in der Stratosphäre und unteren Mesosphäre durch die effektive Diffusion	ւ 120

44	Der Einfluss stationärer Wellen auf die Annularen Moden der Troposphär und Stratosphäre	е 122	
45	Zur Kohärenz von interannualen und dekadischen Variationen im Ozon un in der stratosphärischen Temperatur	${ m d} 124$	
46	Dekadische längenabhängige Ozonänderungen der Nordhemisphäre für de mittleren Januar 1960-2000	n 126	
47	Zum Einfluss dekadischer längenabhängiger Ozonänderungen auf die Zirkulation über der Nordatlantik-Europa Region	128	
48	Eine Studie zum Rossby-Wellenbrechen in der oberen Troposphäre der winterlichen Südhemisphäre	131	
49	Trägheitsschwerewellen und Rossby-Wellenbrechen über Norddeutschland	133	
50	Regionale Modellstudien zur Anregung und Ausbreitung von Trägheitsschwerewellen	135	
51	Berücksichtigung der Haftbedingung in Grenzschichtparametrisierungen vo Klimamodellen	n 137	
Liste der Drittmittelprojekte		139	
Liste der kooperierenden Institutionen und Wissenschaftler		142	
Liste der Veröffentlichungen		146	
Di	plomarbeiten, Promotionen, Habilitationen	156	
M	itarbeiter des Instituts	157	
M	Mitglieder der Gremien		
Di	e Satzung des Vereins "IAP"	159	

Liste der verwendeten Abkürzungen

AFO-2000	Atmosphärenforschung 2000
ALOMAR	Arctic lidar observatory for middle atmosphere research
ALWIN	ALOMAR-Wind-Radar
ARR	Andøya Rocket Range
BLK	Bund-Länderkommission
CARMA	Community aerosol and radiation model for atmospheres
CAWSES	Climate and Weather of the Sun-Earth System
COMMA	Cologne model of the middle atmosphere
CONE	Combined neutral and electron sensor
CTM	Chemie-Transport Modelle
DBS	Doppler beam swinging
DEKLIM	Deutsches Klimaforschungsprogramm
DROPPS	Distribution and role of particles in polar summer
ECMWF	European center for medium range weather forecast
EISCAT	European incoherent scatter scientific association
EOF	Empirical orthogonal function
EZMW	Europäisches Zentrum für mittelfristige Wettervorhersage
FCA	Full correlation analysis
GCM	General circulation model
IAP	Leibniz-Institut für Atmosphärenphysik
KLR	Kosten-Leistungs-Rechnung
KMCM	Kühlungsborn mechanistic general circulation model
LEWIZ	Letzter Winter im Zwanzigsten Jahrhundert
LT	Local time
MaCWAVE	Mountain and Convective Waves Ascending Vertically
MEDEC	Mesospheric dynamics, energetics, and chemistry
MIDAS	Middle atmosphere investigation of dynamics and structure
MSE	Mesosphere summer echo
MST	Mesosphere, stratosphere, thermosphere
NAT	Nitric acid trihydrate
NCEP	National center for environmental protection
NLC	Noctilucent cloud(s)
OSWIN	Ostsee-Wind-Radar
PIP	Principle interaction pattern
PMSE	Polar mesosphere summer echo(es)
PSC	Polar stratospheric cloud
RMR	Rayleigh/Mie/Raman
ROMA	Rocket borne observations of the middle atmosphere
SA	Spaced antenna
SKiYMET	All-sky interferometer meteor radar
SOUSY	Sounding system for atmospheric structure and dymanics
SPARC	Stratospheric processes and their role in climate
UARS	Upper atmosphere research satellite
UKMO	United Kingdom meteorological office
UT	Universal time
WGL	Wissenschaftsgemeinschaft Gottfried Wilhelm Leibniz

Vorwort

Hiermit legt das IAP seinen sechsten Institutsbericht seit der Gründung des Instituts vor. Dieser Bericht, der die Jahre 2002 und 2003 umfasst, wendet sich in erster Linie an die Zuwendungsund Drittmittelgeber des IAP¹, sowie an interessierte Kollegen im In- und Ausland. In den nachfolgenden Einzelbeiträgen werden die wesentlichen wissenschaftlichen Arbeiten des Instituts vorgestellt. Sie konnten schon allein aus Platzgründen nicht wie ein wissenschaftler Übersichtsartikel verfasst werden. Dies erklärt auch das auf ein Mindestmaß reduzierte Zitieren von externen Arbeiten. Obwohl der Bericht nicht populär-wissenschaftlich formuliert werden konnte, hoffen wir, dass auch interessierte Laien durch diesen Bericht einen Einblick in die wesentlichen Aspekte des wissenschaftlichen Betätigungsfeldes des IAP gewinnen können.

In Abänderung zu den bisherigen Institutsberichten werden einige wissenschaftliche Themen aus den Forschungsschwerpunkten des Instituts in insgesamt vier Übersichtsartikeln dargestellt. Damit sollen einige wichtige Aspekte übergeordneter wissenschaftlicher Fragestellungen mit institutsweiter Relevanz behandelt werden.

Im Berichtszeitraum 2002/2003 hat das IAP seine positive Entwicklung der vorangegangenen Jahre fortgeführt und seine Position als wissenschaftliche Einrichtung auf dem Gebiet der Atmosphärenphysik im internationalen Rahmen ausgebaut und gefestigt. Die unter Federführung des IAP betriebenen Instrumente und meßtechnischen Einrichtungen, sowie die am Institut entwickelten theoretischen Werkzeuge erlauben es den Mitarbeitern des IAP, experimentelle Forschung und Modellierung in internationaler Spitzenstellung zu betreiben. Die experimentell und theoretisch ausgerichteten Aktivitäten des Instituts wurden weiter auf die wissenschaftlichen Schwerpunkte des Instituts fokussiert.

Von ausschlaggebender Bedeutung für die nationale und internationale Reputation des IAP sind die Veröffentlichungen von Mitarbeitern des IAP in wissenschaftlichen Fachzeitschriften. Hier ist erfreulicherweise zu berichten, dass in den Jahren 2002 und 2003 insgesamt 134 Aufsätze mit wissenschaftlichen Ergebnissen vom IAP erschienen sind, davon 98 in Zeitschriften mit internationaler Begutachtung (siehe Liste auf Seite 146). Hinzu kamen etwa 112 Vorträge und Poster auf internationalen Fachkonferenzen.

Für das IAP, das abseits der großen deutschen Wissenschaftszentren liegt, sind Kontakte zu nationalen und internationalen Wissenschaftlern von besonderer Wichtigkeit. Daher pflegen Mitarbeiter des IAP regen wissenschaftlichen Austausch mit Wissenschaftlern aus bedeutenden nationalen und internationalen Forschungseinrichtungen. Im Berichtszeitraum haben 16 internationale Wissenschaftler für einen längeren Zeitraum am IAP gearbeitet. Mitarbeiter des IAP haben Forschungszentren auf der ganzen Welt besucht und bestehende Kollaborationen fortgeführt bzw. neue gegründet.

Die bodengebundenen Experimente des IAP wurden im Berichtszeitraum weiter ausgebaut und qualitativ verbessert. Ein besondere Herausforderung bestand dabei in der Modernisierung des MF-Radars in Andenes, sowie im Betrieb des transportablen Kalium-Lidars in Longyearbyen (Spitzbergen). Außerdem wurde ein neuartiges Eisenlidar entwickelt und für erste Messungen in der Atmosphäre verwendet. Das ALOMAR-Observatorium spielte für das IAP, wie bereits in den vergangenen Jahren, eine wichtige Rolle. Durch den weiteren technischen Ausbau und die qualitative Verbesserung des dort vorhandenen Instrumentariums wurden neuartige wissenschaftliche Ergebnisse erzielt, die international Beachtung finden. Die im Jahre 2000 am IAP eingeführte Technik der insitu-Messungen mit Höhenforschungsraketen hat sich gut in die Infrastruktur des IAP integriert und eine Reihe von wichtigen Ergebnissen erzielt. Die hierzu erforderliche Errichtung eines neuen Eichlabors und die Installation einer Kalibrieranlage ist inzwischen abgeschlossen. Einige Sensoren wurden inzwischen am IAP gebaut, an diesen Einrichtungen getestet und erfolgreich auf Höhenforschungsraketen eingesetzt. Im Berichtszeitraum fand auf der Andøya Rocket Range die große internationale Messkampagne MaCWAVE statt, in der zahlreiche erfolgreiche Raketensondierungen durchgeführt werden konnten. Die bodengebun-

¹Eine Liste der Abkürzungen befindet sich auf Seite 6.

denen Instrumente von ALOMAR spielten für den wissenschaftlichen Erfolg dieser Kampagne eine ganz wesentliche Rolle. Die theoretischen Arbeiten haben mit der Weiterentwicklung der Modelle bis in die untere Thermosphäre, sowie mit neuen konzeptionellen Modellen neue wichtige Ergebnisse zum Prozessverständnis der Kopplung atmosphärischer Höhengebiete erzielt. Die unterschiedlichen Modelle sind in vielversprechender Weise mit IAP-Daten und mit externen Ergebnissen verknüpft worden. Durch den Vergleich von Messungen untereinander, und von Messungen mit theoretischen Resultaten ist die Zusammenarbeit zwischen allen drei Abteilungen weiter verstärkt worden.

Neben den Abteilungen des IAP wurden am Anfang des Berichtszeitraumes abteilungsübergreifende Arbeitsgruppen eingerichtet und somit die sogenannte "Matrixstruktur" realisiert. In diesen Arbeitsgruppen wurden wichtige wissenschaftlichen Arbeiten geleistet, die sich in einigen Kapiteln dieses Berichtes wiederfinden.

Im Berichtszeitraum hat sich das IAP maßgeblich an zwei großen Forschungsprogrammen des BMBF beteiligt (AFO-2000 und DEKLIM) und hier in Konkurrenz mit anderen Einrichtungen erhebliche Drittmittel eingeworben. Leider wird es in nächster Zeit keine entsprechende Fortsetzung eines vergleichbaren Programms geben. Dies bedeutet unter anderem, dass sich die Mitarbeiter des IAP verstärkt um Drittmittel bei anderen Einrichtungen, insbesondere bei der DFG, bemühen werden. Dies erfordert viel Arbeit und Mühen, insbesondere, da die Anzahl der Anträge bei der DFG massiv gestiegen ist, was leider zu entsprechend geringen Bewilligungsquoten führt. In diesem Zusammenhang ist auch das Bemühen des IAP zu sehen, sich am zukünftigen internationalen Forschungsprogramm CAWSES zu beteiligen. Zur Koordinierung der nationalen Aktivitäten hat im Oktober 2003 am IAP eine Fachtagung zu CAWSES stattgefunden, aus der ein Schwerpunktantrag an die DFG hervorging.

Nach den Gründungsjahren sind die wichtigsten Entwicklungen bezüglich der baulichen und instrumentellen Ausstattung des IAP im wesentlichen abgeschlossen. In den nächsten Jahren wird es darum gehen, die Position des IAP im internationalen Vergleich zu festigen und auszubauen. Das wichtigste Kapital des IAP hierfür sind seine Mitarbeiter, ohne die der Erfolg bei den wissenschaftlichen Arbeiten nicht denkbar ist. Als Direktor möchte ich mich 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 Lange, Angelika Kurreck, Monika Rosenthal, Angelika Ruß, Christa Wendt, Renate Waschow und Jessica Liedtke), die Bibliothekarin (Roswitha Mehl), den Mechaniker (Herrn 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, wird hiermit ausdrücklich gewürdigt.

Neben den eingeworbenen 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 Herrn Dr. G. Hahn, für die gute Zusammenarbeit. Den Mitgliedern der Gremien des IAP (Kuratorium, wissenschaftlicher Beirat und Verein) sei für ihre tatkräftige Unterstützung bei der Führung des IAP ebenfalls herzlichst gedankt.

Kühlungsborn, im März 2004

Prof. Dr. Franz-Josef Lübken

— Direktor —

Einleitung

$Gr \ddot{u}n dung sg eschichte$

Auf Empfehlung des Wissenschaftsrates wurde am 1. Januar 1992 das "Institut für Atmosphärenphysik an der Universität Rostock e.V." 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 Gründungsbeauftragen 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 bestellt.

Rechtsform des IAP

Das Institut für Atmosphärenphysik wird als eingetragener Verein (e.V.) geführt. Die Vereins-Satzung ist ab Seite 159 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 158 am Ende dieses Berichtes aufgeführt.



Geographische Lage der Gelände des IAP in Kühlungsborn und Juliusruh.

Die Mitgliederversammlung und das Kuratorium tagte im Berichtszeitraum einmal pro Jahr. Die wissenschaftlichen Arbeiten und Ergebnisse des Instituts wurden dem Wissenschaftlichen Beirat am 6./7. November 2002 und am 6. Oktober 2003 vorgestellt. Bei dieser Gelegenheit wurde auch über zukünftige Zielstellungen beraten.

Lage und derzeitige bauliche Ausstattung

Das IAP liegt einige Kilometer südöstlich des Ostseebades Kühlungsborn an der Straße nach Kröpelin und damit Luftlinie 24 km westlich der Hafenstadt Rostock (siehe Bild 1). Seine geographischen Koordinaten sind 54°07'N, 11°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, (3) einem separat liegenden Lager-Gebäude. Die-

se 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 neueingestellter IAP-Mitarbeiter besitzt das Institut ferner 2 Gästeappartements im Ort Kühlungsborn.

Das IAP besitzt eine eigene Außenstation am nördlichen Rande des kleinen Ortes Juliusruh an der Ostküste der Insel Rügen (siehe Bild 1). Ihre geographischen Koordinaten sind 54°38'N, 13°24'O. Auf dieser Außenstation befinden sich ein kombiniertes Wohn- 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 in Nordnorwegen auf der Insel Andøya (geographische Koordinaten: 69°17'N, 16°01'O, d. h. 2 Grad nördlich des Polarkreises, Bild 2). Im Jahre 1993/94 wurde dort von norwegischen Forschungsinstitutionen ein modernes Observatoriumsgebäude für das Studium vielfältiger atmosphärenphysikalischer Prozesse errichtet. Der Vorteil dieses Standortes liegt u. a. darin, daß er in unmittelbarer Nähe zum Startplatz für Höhenforschungsraketen "Andøya Rocket Range" liegt, wodurch der koordinierte Einsatz von bodengebundenen und raketengetragenen Messmethoden ermöglicht wird. Die in dem 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 Natrium-Resonanzlidar, ein VHF-Radar, ein MF-Radar, ein Meteor-Radar und eine Ionosonde. Hierdurch bietet sich den Wissenschaftlern des IAP die Möglichkeit zum Studium der arktischen Atmosphäre mit modernen experimentellen Methoden.

Neben den Messungen an den etablierten Standorten Kühlungsborn, Juliusruh und ALOMAR wurde das mobile Kalium-Lidar im Jahre 2001 in sehr hohe polare Breiten (Spitzbergen, 78°N) transportiert und mit ihm wichtige Messungen zur Temperaturstruktur der oberen Atmosphäre durchgeführt. Im September 2003 wurde dieses Lidar zurück nach Kühlungsborn transportiert.

Zahl der Mitarbeiter

Ende Dezember 2003 waren am IAP insgesamt 65 Mitarbeiter tätig. Von diesen sind 27 Wissenschaftler, 9 technische Angestellte, 6 Verwaltungskräfte, 4 Arbeiter, 1 Auszubildende und 15 mit der Abfassung von Diplom- und Doktorarbeiten beschäftigte Studenten. Zur Vergütung dieser Mitarbeiter standen dem IAP im Berichtszeitraum 32 Planstellen, annex-Mittel und eingeworbene Drittmittel zur Verfügung.

Generelle Arbeitsmittel

Als generelle Arbeitsmittel standen den Mitarbeitern des IAP Ende 2001 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, 1 Meteorwind-Radar, 1 Vakuumpumpstand für Tests und Kalibrierung von Instrumenten auf Höhenforschungsraketen, 1 Bodenstation für Radiosonden- und Ozonsonden-Aufstiege, 1 Ionosonde und 2 Meßstrecken für Phasenhöhenmessungen. 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, CARMA, ECHAM, MM5), teilweise durch Kooperation mit externen Einrichtungen.

Sonstige infrastrukturelle Maßnahmen

Bezüglich der Infrastruktur des IAP war die Fertigstellung des Eichlabors ein wesentlicher Schritt zur Etablierung der am IAP neu geschaffenen experimentellen Untersuchungen mit Hilfe von Höhenforschungsraketen. Die neue Kalibrieranlage wurde im Frühjahr 2002 installiert und für den Test von raketengetragenen Sensoren genutzt. Diese Sensoren wurden in Sommer 2002 (Andøya, MaCWAVE) und im Sommer 2003 (Ny Ålesund) auf Raketenflügen erfolgreich eingesetzt.

Im Berichtszeitraum wurde das MF-Radar auf Andøya grundlegend überholt und erneuert, was großen Arbeitseinsatz von Wissenschaftlern und Technikern des IAP erforderte. Dieses Radar ermöglicht uns jetzt praktisch permanente Turbulenzmessungen in der unteren Ionosphäre, welche mit Ergebnissen von raketengetragenen Instrumenten verglichen werden können. Entscheidend dabei ist, daß die sehr unterschiedlichen Methoden gleichzeitig und praktisch am gleichen Ort eingesetzt werden, was weltweit nur auf Andøya möglich ist. Die baulichen Maßnahmen des Instituts konzentrierten sich im Berichtszeitraum auf die Erhaltung und Renovierung der Gebäude in Juliusruh.

Im Berichtszeitraum wurde am Institut die "Matrixstruktur" weiter fortgeführt, d. h., neben der Abteilungsstruktur gibt es jetzt drei abteilungsübergreifende Arbeitsgruppen, die sich mit einer bestimmten wissenschaftlichen Thematik beschäftigen. Diese Arbeitsgruppen werden von jungen Nachwuchswissenschaftlern aus dem IAP geleitet. Es haben 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.

Die Bund/Länder-Kommission (BLK) hat beschlossen, daß in allen WGL-Instituten die als "Kosten/Leistungs-Rechnung" (KLR) bezeichnete betriebswirtschaftliche Organisationsform einzuführen ist. Das IAP hat sich dieser Herausforderung gestellt und konkrete Maßnahmen zur Realisierung der KLR durchgeführt. Im Laufe des Jahres 2003 wurde die Einführung der KLR abgeschlossen und die Umsetzung der von der BLK festgesetzten Mindestanforderungen von einem unabhängigen Wirtschaftsprüfer zertifiziert.

Rechentechnik

(M. Düffer, Th. Linow, J. Schacht)

Der Ausbau der rechentechnischen Infrastruktur des IAP wurde im Berichtszeitraum kontinuierlich fortgesetzt. Hervorzuheben ist die Beschaffung eines neuen Superrechnersystems vom Typ SX6-4B der Firma NEC als Ersatz für den veralteten Vectorrechner SX4-B (ebenfalls von NEC). Zur Installation des neuen Rechners mussten umfangreichere Baumassnahmen in der Villa durchgeführt werden, da der bisher verfügbare Raum den gestiegenen Erfordernissen bzgl. Größe, Klimatisierung etc. nicht mehr genügte. Die hiermit verbundenen Umzugs- und Installationsarbeiten betrafen das gesamte Rechenzentrum und mußten ohne größere Beeinträchtigung des Rechenbetriebes durchgeführt werden. Der neue Vektorrechner verfügt über 4 Prozessoren mit einer Spitzenleistung von je 8 Gflop (1 Gflop = 1 Milliarde Fließkomma-Operationen in der Sekunde). Er ist damit um den Faktor 9 schneller als das bisherige System. Ferner ist der neue Rechner mit einem Hauptspeicher von 32 GByte und einem Festplattenspeicher von 750 GByte ausgestattet.

Im Berichtszeitraum ist der Bedarf an Speicherkapazität auf dem zentralen Speichermedium des IAP ("Fileserver") weiterhin stark gestiegen. Die Speicherkapazität wurde durch den Einsatz neuartiger Magnetbandlaufwerke erhöht und beträgt z. Zt. ca. 15 TByte. Trotz dieser Massnahmen wird in Kürze die Anschaffung eines neuen Fileservers erforderlich werden. Ein weiterer Schwerpunkt im Berichtszeitraum war die Erhöhung der Leistungsfähigkeit der Netzwerksicherheitstechnik. Diese Maßnahmen wurden aufgrund der erhöhten Sicherheitsrisiken insbesondere im Internet erforderlich. Besonderes Augenmerk wurde dabei gerichtet auf den einwandfreien Betrieb einer sogenannten "Firewall", die den unberechtigten Zugang zum Rechnernetz des IAP verhindert. Ferner wurden umfangreiche Maßnahmen zum Schutz vor Computerviren durchgeführt und eine zentrale Filterung unerwünschter Emails (SPAM) eingerichtet.

Das IAP ist über das Deutsche Forschungsnetz (DFN) an das Internet angeschlossen. Im Berichtszeitraum verfügte das Institut über eine Bandbreite von 34 Mbit s⁻¹. Eine weitere Steigerung des Bedarfs ist für die Zukunft zu erwarten. Neben den genannten Schwerpunkten wurden am IAP weitere punktuelle Erweiterungen und Verbesserungen der Infrastruktur vorgenommen, insbesondere auch bei den Einzelrechnern an den Arbeitsplätzen.

Zusammenarbeit mit der Universität Rostock

Die Zusammenarbeit zwischen IAP und der Universität Rostock verläuft auf mehreren Ebenen: der Direktor des IAP ist gleichzeitig C4-Professor an der Universität Rostock; insgesamt drei Hochschullehrer des IAP halten zur Ausbildung von Physikern und Ingenieuren an der Universität Rostock Vorlesungen und führen Seminare durch. Die Doktoranden des IAP nehmen an einem Graduiertenkolleg 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 theoretischen Physik bei der Modellierung atmosphärischer Prozesse und in den Ingenieurwissenschaften bei der Entwicklung und Nutzung von Radargeräten. Für diese Fachrichtungen bietet das IAP den Studenten der Universität Rostock Betreuung und Arbeitsmöglichkeiten für die Durchführung von Beleg-, Diplomund Doktorarbeiten. Von dieser Möglichkeit machen die Studenten bereits regen Gebrauch. Im Instituts-Neubau wurde auch die Möglichkeit geschaffen, Versuche des physikalischen Praktikums der Universität Rostock im IAP durchzuführen. Außerdem haben mehrere Studenten die Möglichkeit wahrgenommen, am IAP an einem "summer student program" teilzunehmen. Durch diese Maßnahmen wird u. a. das Hineinwachsen junger Wissenschaftler in das IAP gefördert.

Die Hochschulen der Bundesrepublik bemühen sich um eine stärkere Angleichung ihrer Studienabläufe an international übliche Standards ("Bachelor/Master"-Studiengang). Am Fachbereich Physik der Universität Rostock ist ein entsprechender Master-Studiengang mit speziellen Orientierungen seit dem Wintersemester 2003/2004 eingeführt. 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", zuletzt ergänzt am 13. Juli 1999.

Drittmittel projekte

Laut seiner Vereinssatzung ist es dem IAP gestattet, einen Teil seiner Forschungsarbeiten durch das Einwerben von Drittmitteln zu finanzieren. Wie die folgenden Kapitel und die Liste der Drittmittelprojekte ab Seite 139 zeigen, war das IAP hierbei erfreulich erfolgreich.

Drittmittel konnten im Berichtszeitraum 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, der Deutschen Agentur für Raumfahrtangelegenheiten, der Europäischen Gemeinschaft und der NATO eingeworben werden.

Nationale und internationale Kooperationen

Enge Kooperationsbeziehungen bestehen auf nationaler Ebene mit insgesamt 19 Einrichtungen, davon 10 Universitäten, 2 Max-Planck-Instituten, 2 DLR-Instituten, 1 WGL-Institut und dem Deutschen Klima-Rechenzentrum. Auf internationaler Ebene bestehen Kooperationen mit 46 ausländischen Forschungsinstitutionen. Einzelheiten zu diesen Kooperationspartnern sind am Ende des Berichtes ab Seite 142 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 des Max-Planck-Instituts in Katlenburg-Lindau und Wasserdampfprofile des gleichen Instituts, Temperaturprofile der Mesopausenregion der Colorado State University, Lidardaten der Universität Bonn, LF-Driftmessungen des Observatoriums Collm, Daten des MF-Radars von Saskatoon und des EISCAT-Radars, Raketensondierungsdaten des Norwegian Defence Research Establishment in Kjeller, Satellitendaten von UARS, TIMED und EN-VISAT, sowie Ergebnisse des globalen MLT-Radarnetzes. Die theoretischen Arbeiten und die Datenanalysen stützen sich u. a. auf die ECMWF-, NCEP-, und UKMO-Analysen, sowie auf TOMS-Ozondaten. Wir bedanken uns bei den zuständigen Einrichtungen für die Bereitstellung dieser Informationen.

Praktisch alle diese Arbeiten sind in nationale und internationale Forschungsprogramme eingebunden. Zu den wichtigsten zählen: das Klimaforschungsprogramm und das AFO-2000 Programm des BMBF, DFG Schwerpunktprogramme, EG-Environment Program, ALOMAR, BMFT/NASA Projekt CRISTA, die Satelliten-Missionen UARS und TIMED, 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, sowie das neue SCOSTEP-Programm CAWSES. Im Berichtszeitraum wurde der europäische Satellit ENVISAT gestartet. Es gibt am IAP inzwischen einige konkrete Projektvorschläge zur Verwendung von ENVISAT-Daten, in Zusammenarbeit mit entsprechenden nationalen und internationalen Wissenschaftlern.

Konferenzen am IAP

Im Berichtszeitraum haben einige internationale und nationale Konferenzen am IAP stattgefunden. Hervorzuheben ist das Heraeus-Seminar über Trends in der oberen Atmosphäre, sowie das "Annual European Meeting on Atmospheric Studies by Optical Methods". An beiden Tagungen nahmen jeweils etwa 50-60 auswärtige Gäste aus mehreren Ländern teil. Außerdem fanden eine Reihe von Arbeitstreffen am IAP statt, u. a. zum Projekt MaCWAVE, sowie zu WGL-internen Themen (z. B. Treffen der Verwaltungsleiter der WGL-Institute in Mecklenburg-Vorpommern wegen KLR). Neben dem wissenschaftlichen Austausch sollen die am IAP durchgeführten Konferenzen die Rolle des IAP auf dem Gebiet der Atmosphärenphysik im internationalen Umfeld festigen.

Bilder aus dem Institutsleben

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

- Bild 1 Internationale Teilnehmer am Heraeus-Seminar über Trends in der oberen Atmosphäre, welches vom 13. bis 16. Mai 2002 am IAP stattfand.
- Bild 2Foto einer leuchtenden Nachtwolke (NLC), aufgenommen am 12. Juli 2003 um 23:09Lokalzeit. Die NLC hebt sich als silber-blaue Erscheinung vom Nachthimmel ab.
- Bild 3 Das ALOMAR-Observatorium in Nordnorwegen mit einem der beiden grünen Strahlen des RMR-Lidars (Wellenlänge: 532 nm) und einer Aurora im Hintergrund. Der Sendemast mit der roten Lampe gehört nicht zum ALOMAR-Observatorium.
- Bild 4 Die Bundesministerin für Bildung und Forschung, Frau MdB Edelgard Bulmahn, und der Bundestagsabgeordnete aus Bad Doberan, Herr MdB Dirk Manzewski besuchten das IAP am 1. August 2002.
- Bild 5 Zwei Teilnehmer des Heraeus-Seminars in angeregter Diskussion: Prof. B. Lowe (Kanada) und der leider inzwischen verstorbene Prof. M. Gadsden (Schottland).
- Bild 6 Start einer MIDAS-Rakete am 1. Juli 2003 in Ny-Ålesund (Spitzbergen).
- Bild 7 Das SAURA-MF-Radar auf der Insel Andenes, ca. 16 km von ALOMAR und von der Andøya Rocket Range entfernt. Man erkennt die Masten, an denen Antennendrähte mit einer Gesamtlänge von ca. 2980 Meter befestigt sind. Die Gesamtlänge der Speisekabel der 62 Einzelantennen beträgt ca. 28400 Meter.
- Bild 8 Das Gelände der Andøya Rocket Range in Nordnorwegen. Im Vordergrund befinden sich die Startrampen und im Hintergrund Gebäude mit Labors, Startkontrolle, Unterkunft etc.
- Bild 9 Der Container mit dem Kalium-Lidar in der Nähe von Longyearbyen auf Spitzbergen. Der rote Laserstrahl ist nachträglich eingezeichnet.
- Bild 10 Eine Schneefräse sorgt für freie Zufahrt zum Kalium-Lidar auf Spitzbergen.
- Bild 11 Mitarbeiter des IAP auf dem Wege zum ALOMAR-Observatorium in Nordnorwegen, welches ca. 379 Meter über dem Meeresspiegel liegt.
- Bild 12 Der neue Rechner SX-6 der Firma NEC wird angeliefert. Da er nicht durch die Tür passt, musste er durch das Fenster gehoben werden.
- Bild 13 Eine MIDAS-Rakete auf dem Flur des IAP beim Tag-der-offenen-Tür, welcher am 29. November 2003 stattfand.
- Bild 14 Angeregte Gespräche von IAP-Mitarbeitern mit den zahlreich erschienenen Besuchern zum Tag-der-offenen-Tür.
- Bild 15 Musikalische Darbietungen von IAP-Mitarbeiten auf der Weihnachtsfeier am 10. Dezember 2003.
- Bild 16 Sportliche Aktivitäten auf dem Institutsausflug am 26. Mai 2003.

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 9



Bild 10





Bild 11

Bild 12



Bild 13









Bild 16



Organisation des IAP (Stand: 31. 12. 2003)

Das IAP verfügt über eine Abteilungsstruktur mit abteilungsübergreifenden Forschungsschwerpunkten. Die Abteilungen heißen "Optische Sondierungen und Höhenforschungsraketen", "Radar-Sondierungen" sowie "Modellierung und Datenanalyse". 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 Jahre gebildet und von Nachwuchswissenschaftlern des IAP geleitet.

Organigramm des Leibniz-Institutes für Atmosphärenphysik e.V. (Stand vom 31. 12. 2003)



Wissenschaftliche Arbeitsschwerpunkte in den Jahren 2002/2003

Das IAP arbeitet auf dem Gebiet der Atmosphärenphysik, wobei der Schwerpunkt der Arbeitsrichtung des IAP bei die Erforschung der Atmosphäre zwischen 10 und 100 km liegt. Hierbei werden die dynamischen Wechselwirkungen zwischen den verschiedenen Schichten der Atmosphäre besonders berücksichtigt. Ferner soll festgestellt werden, ob und in welchem Maße Erscheinungen in der Mesosphäre zur frühzeitigen Warnung von Klimaänderungen genutzt werden können. Am IAP werden drei Schwerpunkte bearbeitet:

- Erforschung der Mesosphäre
- Kopplung der atmosphärischen Schichten
- Trends in der oberen Atmosphäre

Hinzu kommen zusätzliche wichtige Arbeitsfelder, die ab Seite 22 beschrieben werden.

Erforschung der Mesosphäre

Die Höhenschicht von etwa 50 bis 100 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. Innerhalb dieses Schwerpunktes werden folgende Themen bearbeitet:

Thermische und dynamische Struktur der Mesosphäre

Es wird das thermische und dynamische Verhalten der mittleren Atmosphäre in mittleren und polaren Breiten auf unterschiedlichen räumlichen und zeitlichen Skalen studiert. Die Untersuchungen konzentrieren sich auf Temperatur- und Windmessungen mit Lidars, Raketen und Radars. Außerdem werden turbulente Strukturen in der polaren Mesosphäre und unteren Thermosphäre mit Hilfe von insitu-Messungen auf Raketen und mit Radars erforscht. Bodengebundene Messungen mit Lidars und/oder Radars werden an den Standorten Kühlungsborn, Juliusruh, Andenes (Nordnorwegen) und Longyearbyen (Spitzbergen) durchgeführt. Hinzu kommen raketengetragene Untersuchungen in Andenes und Ny Ålesund (Spitzbergen). Die Messungen des IAP fließen in numerische Modelle der Dynamik, Chemie und Energiebilanz der Mesopausenregion ein.

NLC und PMSE

Das IAP widmet sich besonders den geschichteten Phänomenen in der oberen Mesosphäre, wie den "leuchtenden Nachtwolken" (NLC) und den "polar mesosphere summer echos" (PMSE). Hierbei geht es insbesondere um die Charakterisierung der Morphologie dieser Schichten, sowie um ein Verständnis der Zusammensetzung und Bildung der Aerosolteilchen, einschließlich der geophysikalischen Randbedingungen, die für die Erzeugung von NLC und PMSE von Bedeutung sind (Temperatur, 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 wiederspiegeln. Neben experimentellen Untersuchungen mit Lidars, Radars und raketengetragenen Instrumenten werden Modellrechnungen unterschiedlicher Komplexität zum tieferen Verständnis dieser Phänomene durchgeführt, z.B. mit dem Modell COMMA/IAP und dem Aerosolmodell CARMA.

Kopplung der atmosphärischen Schichten

Das Forschungsgebiet der Wechselwirkung von Troposphäre, Stratosphäre und Mesosphäre dient einem verbesserten Systemverständnis der Atmosphäre. Es geht darum, die gegenseitige Abhängigkeit von Troposphäre und mittleren Atmosphäre zu erkennen. Die Interpretation der langfristigen Veränderungen der mittleren Atmosphäre erfordert speziell eine bessere Kenntnis der natürlichen Variabilität der Stratosphäre und Mesosphäre in Abhängigkeit von der Troposphäre. Diese Arbeiten erfolgen auf der Grundlage von Modellrechnungen und im Vergleich mit lokalen und globalen Daten. Innerhalb dieses Schwerpunktes werden folgende Themen bearbeitet:

Physik und Dynamik der meridionalen Zirkulation

Durch die mittlere meridionale, vertikale Zirkulation erfolgt eine Wechselwirkung der Höhengebiete Troposphäre, Stratosphäre und Mesosphäre. Diese Zirkulationszellen bestimmen ganz wesentlich die Temperatur und die Spurengasverteilungen in den jeweiligen Höhenschichten. Es werden Untersuchungen durchgeführt, um die mittlere Struktur und Veränderlichkeit dieser globalen Zirkulationszellen in Abhängigkeit von den Anregungs-, Ausbreitungs- und Brechungseigenschaften der planetaren Wellen und internen Schwerewellen quantitativ zu verstehen. Grundlage der Untersuchungen bildet ein bis 100 km Höhe ausgedehntes allgemeines Zirkulationsmodell (GCM), das die komplexe Wechselwirkung der unterschiedlichen Wellen berücksichtigt. Weiter wurde ein mechanistisches Zirkulationsmodell (KMCM) bis in das Höhengebiet der unteren Thermosphäre ausgedehnt, um einzelne Wellenprozesse in ihrer Wirkung auf die atmosphärische Zirkulation ganz allgemein und auf die Energiebilanz der Mesosphäre im einzelnen zu verstehen. Eine neue und energetisch konsistente Parametrisierung von "Turbulenz" und "Schwerewellen" wurde erarbeitet und für winterliche Bedingungen in Beziehung zu globalen Analysen und mit Messungen des IAP diskutiert. Diese prozessorientierten und mechanistischen Zirkulationsexperimente tragen bei zum Verständnis der Niederfrequenzvariabilität der Zirkulation von der Troposphäre bis zur Mesosphäre.

Kopplung durch Wellen

Die atmosphärischen Wellen mit sehr unterschiedlichen charakteristischen räumlichen und zeitlichen Skalen (Rossby-Wellen, Kelvin-Wellen, Gezeiten, interne Schwerewellen) werden in der unteren Atmosphäre angeregt, breiten sich vertikal aus und dissipieren in unterschiedlichen Höhengebieten. Die Wellen sind damit ein wesentliches Element im Kopplungsprozess der Schichten, der besonders aus der Sicht der internen Schwerewellen und der Wechselwirkung mit den größeren Skalen nur in Ansätzen verstanden ist.

Dieses Thema wird mit Analysen der Beobachtungen, mit konzeptionellen Modellen, mit regionalen Wettervorhersagemodellen und mit GCMs bearbeitet. So werden charakteristische Wellenparameter der Gezeiten und Schwerewellen mit den im Schwerpunkt "Mesosphäre" erläuterten Lidar-, Radar- und Raketenmessungen bestimmt. Spezielle Experimente mit Radiosonden werden durchgeführt, um einen Anregungsprozess der Schwerewellen im einzelnen zu verstehen. Allgemeine Zirkulationsmodelle werden eingesetzt zur Interpretation der Gezeitenmessungen des IAP und anderer Einrichtungen. Ein lineares Gezeitenmodell wird genutzt, um die Physik der Anregung und Ausbreitung im Einzelnen zu verstehen. Darüber hinaus wurden theoretische Vorstellungen zum Brechungsvorgang interner Schwerewellen und zu den in der unteren Mesosphäre beobachteten planetaren Wellen entwickelt.

Spurengasverteilungen - Dynamische und chemische Komponente

Die Verteilung der strahlungsaktiven Spurengase in den unterschiedlichen Höhengebieten ist indirekt über den Strahlungstransport eine Komponente der Kopplung der Höhenschichten. Diese Verteilungen sind, unterschiedlich in den einzelnen Höhen, stark bestimmt durch den mittleren Transport und durch die "turbulente" Mischung. Die dynamischen Kopplungsmechanismen zwischen den Höhen wirken damit auf die Spurengasverteilungen und induzieren einen Kopplungsprozess. Um Einzelheiten dieser Kopplungsprozesse zu verstehen, wurde ein 2D-Zirkulationsmodell mit komplexer Chemie entwickelt. Weiter wurden die Mischungsprozesse in der Stratosphäre und unteren Mesosphäre in Abhängigkeit von den planetarischen Wellenstörungen untersucht. Mit den von 1960 an zur Verfügung stehenden NCEP-Reanalysen wird die dekadische Variabilität und der Trend in der längenabhängigen Komponente des Gesamtozons bestimmt. Einige Spurengase, insbesondere Wasserdampf, spielen bei der Interpretation von NLC und PMSE eine wichtige Rolle. Die chemischen Prozesse, die bei der globalen Verteilung der Spurengase bis in die untere Thermosphäre eine Rolle spielen, werden in einem Modell untersucht. Hierbei geht es auch um langfristige Variationen, z.B. im Zusammenhang mit dem solaren Zyklus.

Gezeiten und Schwerewellen von der Troposphäre bis zur oberen Mesosphäre

Mit Hilfe von Metallresonanz- und Rayleigh-Lidars sowie Radars vermessen Mitarbeiter des IAP die thermische und dynamische Struktur von der Troposphäre bis zur unteren Thermosphäre in verschiedenen Breiten, aus denen Gezeiten und Schwerewellenparameter abgeleitet werden. Hinzu kommen NLC-Messungen mit einem Rayleigh/Mie-Lidar, die ebenfalls Gezeitenstrukturen aufweisen. Außerdem werden Informationen über Schwerewellen aus Radiosondenaufstiegen abgeleitet und mit dem MM5-Modell simuliert. Diese Beobachtungen werden mit Hilfe verschiedener Modelle interpretiert. Die Ansätze zur Schwerewellenparametrisierung werden im Rahmen von mechanistischen Modellen in ihrer Wirkung auf die Zirkulation der Mesosphäre untersucht. Darüber hinaus werden allgemeine Zirkulationsmodelle eingesetzt, um den Einfluss der troposphärischen Wärmequellen und deren Variabilität auf die Gezeiten zu bestimmen. Ziel dieser Untersuchungen ist es, Mechanismen der Kopplung der Atmosphärenschichten durch die Gezeiten und Schwerewellen zu bestimmen.

Trends in der mittleren Atmosphäre

Die Untersuchung langfristiger Änderungen der Atmosphäre erfolgt sowohl aus grundlagenwissenschaftlichem als auch aus umweltpolitischem Interesse. Dabei sind nicht nur die bodennahen Schichten der Erdatmosphäre von Interesse, in denen kleine Trends wegen der großen natürlichen Variablität der Atmosphäre nur schwer nachweisbar sind, sondern vor allem die mittlere Atmosphäre, in der Trendanalysen leichter möglich sind, da die hier beobachteten langfristigen Temperaturänderungen in mittleren Breiten erheblich größer sind und sich von der natürlichen Variabilität deutlicher abheben als in Bodennähe. Im Gegensatz hierzu haben raketengetragene Messungen in polaren Breiten überraschenderweise keinen Temperaturtrend gezeigt. Es werden die am IAP durchgeführten, langzeitigen Beobachtungsreihen (Reflexionshöhenmessungen im Langwellenbereich, Radar-Windbeobachtungen und Ionosondenmessungen) sowie Temperaturmessungen in der polaren Mesosphäre im Hinblick auf Trends in der oberen Atmosphäre untersucht. Mitarbeiter des IAP beschäftigen sich in diesem Zusammenhang auch mit den physikalischen Prozessen, die zu der beobachteten Häufigkeitszunahme von NLC führen. Die Beobachtungen werden begleitet von Untersuchungen mit einem mechanistischen Modell, womit die möglichen Ursachen für die große Diskrepanz zwischen dem beobachteten und dem modellierten Temperaturtrend in der Mesosphäre aufgespürt werden sollen.

Am IAP werden außerdem theoretische Arbeiten zur Ozonvariabilität und zum Ozontrend durchgeführt, wobei es insbesondere um den Unterschied zwischen chemisch und dynamisch bedingten Beiträgen geht. Der dynamische Anteil wurde unter Nutzung von Modellen für den zonal gemittelten Anteil und für den längenabhängigen Anteil unter Berücksichtigung des Trends von Feldern der NCEP-ReAnalysen bestimmt.

Zusätzliche wichtige Arbeitsfelder am IAP

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

Metallatomschichten in 80 bis 110 km Höhe

Mit Hilfe von drei Metallresonanz-Lidars werden Metallatome untersucht, die vermutlich bei der Verdampfung von Meteoroiden beim Eintritt in die Erdatmosphäre freigesetzt werden. Die drei Lidars können wahlweise, je nach verwendeter Wellenlänge, für Beobachtungen der Elemente Na, K, Fe und Ca, sowie des Ca-Ions eingesetzt werden. Nachdem das IAP Klimatologien und fundierte chemische Modelle der Kalium- und Calcium-Schichten erstellt hat, sind Fragen nach den Quellen der Metallatome in den Vordergrund gerückt. In diesem Zusammenhang wurden auch Messungen mit einem Meteorradar durchgeführt, und zwar von Ende 1999 bis 2001 in Juliusruh und ab 2001 in Andenes. Als wichtige Neuerung hat sich in den letzten Jahren herausgestellt, daß die Konzentration von Metallatomen durch Wechselwirkung mit Eisteilchen (NLC, PMSE) reduziert wird. Die experimentellen Hinweise von Lidars und Radars, sowie die physikalische Erklärung dieser Beobachtungen werden seit kurzem am IAP untersucht.

Aerosole in der Troposphäre

Im Mittelpunkt des Forschungsinteresses steht die Untersuchung von Aerosolschichten in der Troposphäre, d. h. ihrer höhenabhängigen Häufigkeit und ihrer Eigenschaften in Abhängigkeit von großräumigen Windsystemen. Die Aerosole werden charakterisiert im Hinblick auf Typen, Dichten, Größenverteilung, Phasenzustand, Schichtaufbau etc. Die Ergebnisse dieser Arbeiten werden auch bei der Analyse der Lidardaten von NLC verwendet.

Methodenentwicklung

Zur Ableitung verläßlicher atmosphärischer Messgrößen aus bodengebundenen Radar- und Lidarverfahren werden die Meß- und Auswertemethoden ständig weiterentwickelt. Zur weiteren qualitativen Verbesserung der mittels Metallresonanz-Lidars gewonnenen Temperaturprofile und als Basis für einen mobilen Lidar wird die Einsatzfähigkeit bei Tageslicht entwickelt. Hierzu gehören u. a. besonders schmalbandige spektrale Filter im Nachweiszweig, sowie Teleskope mit kleinem Sichtfeld, dessen Überlapp mit dem Laserstrahl durch geeignete Regelungstechnik gewährleistet sein muß. In diesem Zusammenhang steht auch die im Berichtszeitraum erfolgte Neuentwicklung eines Eisenlidars.

Der Einsatz des raketengetragenen CONE-Sensors, der am IAP gebaut wird, erforderte die Einrichtung entsprechender Test- und Kalibriereinrichtungen. Außerdem wird für ein zukünftiges Projekt an der Entwicklung eines neuen Detektors für den Nachweis von kleinen Aerosolteilchen in der Mesosphäre gearbeitet (ECOMA). Diese "Rauchteilchen" bilden vermutlich die Nukleationskeime für die Entstehung von NLC und PMSE.

Zur Erhöhung der Zuverlässigkeit der mit Radarexperimenten gewonnenen Meßgrößen befassen sich Mitarbeiter des IAP mit der Weiterentwicklung der eingesetzten Meß- und Auswertemethoden (Stichwort: Interferometrie). Darüberhinaus wurde die MF-Radaranlage auf Andenes wesentlich vergrößert, um mit einem sehr viel kleineren Sende- und Empfangsstrahl zum ersten Mal in diesen Breiten Messungen von turbulenten Parametern durchführen zu können.

Die Nutzung verfügbarer globaler und regionaler Zirkulationsmodelle und deren methodische Anpassung an die IAP-spezifischen Fragen ist permanenter Bestandteil der Forschungsarbeiten. Fortlaufende Aufgabe der theoretisch arbeitenden Gruppen ist die Formulierung neuer konzeptioneller Modelle und von Auswertealgorithmen für globale Daten und Modellresultate.

1 Übersichtsartikel: Aerosole in der oberen Atmosphäre

(F.-J. L "ubken)

In den letzten Jahren ist deutlich geworden, daß Aerosole für die Atmosphärenphysik und chemie eine besondere Rolle spielen, und zwar sowohl in der Troposphäre und Stratosphäre, als auch in den darüber befindlichen Schichten. In diesem Zusammenhang soll der Begriff "Aerosole" alle flüssigen und festen Bestandteile der Atmosphäre umfassen. In der Troposphäre tragen Aerosole in komplexer Weise zum Energiehaushalt der Atmosphäre bei, und zwar sowohl durch die direkte Wirkung auf die Strahlungsbilanz (Absorption der Sonnenstrahlung) als auch durch zahlreiche indirekte Mechanismen, wie z. B. durch vermehrte Wolkenbildung aufgrund zusätzlicher Kondensationskeime. Die einzelnen Effekte sind dabei durch komplizierte Rückkopplungsmechanismen miteinander verbunden. In der Stratosphäre spielen die als PSC bezeichneten Aerosole eine entscheidende Rolle bei der Ozonchemie, besonders im Zusammenhang mit dem Ozonloch.

In mittleren und polaren Breiten treten im Sommer in der Mesopausenregion Wassereis-Teilchen auf, die seit mehr als 100 Jahren als NLC bekannt sind und die auch für die sehr starken Radarechos (PMSE) verantwortlich sind. Diese Phänomene werden am IAP seit einigen Jahren intensiv erforscht. Die hierbei eingesetzten Instrumente des IAP (Lidars, Radars, Sensoren auf Höhenforschungsraketen), sowie die damit erzielten Ergebnisse werden in einer Reihe von Kapiteln dieses Institutsberichtes vorgestellt:

- Beschreibung der Instrumente (Lidars, Radars, Sensoren auf Höhenforschungsraketen): Nr. 5, 6, 17, 18, 23, 24
- Messungen von NLC auf ALOMAR: 12, 13
- Messungen von PMSE auf ALOMAR und in mittleren Breiten: Nr. 25, 26, 27, 28
- Messungen von NLC, PMSE, Temperaturen und Kaliumdichten in Spitzbergen: Nr. 9, 10, 11
- Mikrophysikalische und dynamisch/chemische Modellierungen mit COMMA/IAP und mit CARMA: Nr. 19, 20, 21

Das besondere Interesse an NLC und PMSE ist darin begründet, daß diese Phänomene Zeugen eines sehr ungewöhnlichen atmosphärenphysikalischen Zustandes sind, nämlich der niedrigsten Temperaturen in der terrestrischen Atmosphäre überhaupt. Der für NLC und PMSE relevante Höhenbereich, nämlich die Mesopausenregion im Sommer (ca. 82-90 km), ist experimentell sehr schwierig zu erreichen.



Abb. 1.1: Mit dem SOUSY-Radar in Spitzbergen gemessene PMSE vom Juli 2001. Man beachte die zahlreichen wellenartigen Strukturen im Rückstreusignal.

Ein möglichst vollständiges Verständnis von PMSE und NLC ist Voraussetzung, um aus diesen Schichten Aussagen über den thermischen, dynamischen und kompositorischen Zustand der Hintergrundatmosphäre ableiten zu können. So ist z. B. die jahreszeitliche und höhenabhängige Variation der PMSE in hohen polaren Breiten praktisch identisch mit dem Bereich der Übersättigung (d. h. niedriger Temperaturen), was u. a. bedeutet, daß andere Erfordernisse für PMSE, wie z. B. Neutralgasturbulenz, von untergeordneter Bedeutung sind (s. Kap. Nr. 11). Durch Messungen und Modellrech-

nungen konnte sogar gezeigt werden, daß die Häufigkeit von PMSE auf der Nordhalbkugel durch das Brechen von planetaren Wellen auf der Südhalbkugel beeinflusst wird (s. Kap. Nr. 41).

Da NLC und PMSE auch durch Prozesse in niedrigeren Höhen beeinflusst werden, kann man aus ihren Eigenschaften auch wichtige Informationen über die Kopplung zwischen den atmosphärischen Schichten ableiten, z. B. über Schwerewellen. Man kann NLC und PMSE aber auch direkt als passive Tracer benutzen, um Schwerewellen zu vermessen, die sonst nicht nachweisbar wären. In Abb. 1.1 ist eine mit dem SOUSY-Radar gemessene PMSE in Spitzbergen dargestellt, die zahlreiche kurzperiodische Wellen erkennen läßt.



Abb. 1.2: Variation der Kaliumdichte mit der Jahreszeit und mit der Höhe (graue Konturen) im Vergleich mit dem Auftreten von PMSE (rote Isolinien) und NLC (farbige Konturen). Die vertikalen Linien geben das erste bzw. letzte Auftreten von PMSE und NLC an.

Eisteilchen in der oberen Atmosphäre können auf verschiedene Art und Weise die Spurengasverteilung beeinflussen. Neben ihrer schon aus der Stratosphäre bekannten katalytischen Wirkung können sie auch direkt z. B. mit Metallatomen reagieren und somit deren Häufigkeit reduzieren. In Abb. 1.2 ist die über Spitzbergen gemessene Verteilung der Kaliumdichte im Vergleich mit NLC und PMSE dargestellt. Man erkennt deutlich, daß die Kaliumatome in der Präsenz von NLC komplett verschwunden sind und daß ihre Anzahldichte durch das Vorhandensein von PMSE (also im Vergleich zu NLC kleineren Eisteilchen) deutlich reduziert wird (s. Kap. 10). Dies bedeutet u. a., daß die Verlustrate von Kalium-Atomen durch Wechselwirkung mit Eisteilchen ungefähr in der gleichen Größenordnung liegen muß, wie die an-

deren wichtigsten Erzeugungs- und Vernichtungsprozesse für Kalium. Noch fehlt uns allerdings ein quantitatives Verständnis dieses Effektes.



Abb. 1.3: Wasserdampfprofile im Sommer in 69°N aus Modellrechnungen mit COMMA/IAP. Das blaue Profil wurde ohne, das rote Profil mit Berücksichtigung des "freeze-drying"-Effektes berechnet (siehe Text).

Außer durch chemische Prozesse können Eisteilchen den Spurengashaushalt der Atmosphäre auch durch die physikalische Umverteilung von Substanzen beeinflussen. So wird z. B. schon seit einigen Jahren darüber spekuliert, daß Wasserdampf in der polaren Atmosphäre durch den sogenannten "freeze-drying"-Effekt aus dem Bereich der Mesopause in niedrigere Höhen (ca. 82 km) transportiert wird. Im einfachsten Fall bilden sich Eisteilchen nämlich zunächst an der kältesten Stelle, also im Bereich der Mesopause, und sedimentieren danach in niedrigere Höhen, wobei sie durch fortwährende Kondensation den Wasserdampf der Umgebung aufnehmen. In etwa 82 km Höhe werden die Temperaturen dann so groß (größer als ca. 150° K), daß die Eisteilchen schlagartig verdampfen. Dies erklärt u. a. die sehr gute Übereinstimmung der Unterkanten von NLC und PMSE (s. Abb. 11.1 und 11.3 in Kap. 11). Am IAP wird die Wasserdampfverteilung mit dem COMMA/IAP modelliert, und zwar mit bzw. ohne Berücksichtigung des "freeze-drying"-Effektes. Die Ergebnisse sind für 69°N in Abb. 1.3 dargestellt. Man erkennt, daß die Umverteilung von Wasserdampf in der Tat oberhalb von etwa 85 km zu einer Austrocknung führt, während es in etwa 82-83 km Höhe zu einem deutlichen Anstieg von H₂O kommt. Inzwischen gibt es in Satellitenmessungen (HALOE) tatsächlich erste Hinweise darauf, daß es eine solche Schicht erhöhten Wasserdampfes gibt. Man sollte allerdings auch erwähnen, daß die in Abb. 1.3 gezeigten Modellrechnungen von idealisierten Verhältnissen ausgehen. So ist z. B. eine eventuelle Durchmischung von H_2O durch Schwerewellen (noch) nicht berücksichtigt. Es bleibt die z. Zt. nicht beantwortbare Frage, wie effektiv die Umverteilung von Wasserdampf durch Eisteilchen im Mittel tatsächlich ist und welche weitergehenden Konsequenzen dies für die Zusammensetzung und Energiebilanz der oberen Atmosphäre hat. Eine Änderung der Wasserdampfkonzentration führt aufgrund zahlreicher sekundärer Effekte nämlich zu einer Modifikation des photochemischen Gleichgewichtes sowie zu einem veränderten Strahlungsbeitrag zur Energiebilanz.



Abb. 1.4: Die Häufigkeit der mit bloßem Auge erkennbaren NLC (rot, nach *Gadsden, Brit.* Astron. Ass., Vol.45, 2002). Die blaue Kurve zeigt die geglättete solare Aktivität, d. h. den Fluß bei λ =10,7cm.



Abb. 1.5: Starke Radarechos aus der winterlichen Mesosphäre über Kühlungsborn.

In der Fachliteratur wird seit Jahren die Frage diskutiert, ob NLC als mögliche Indikatoren für langfristige Veränderungen in der oberen Atmosphäre dienen können. Nach neuesten Analysen scheint festzustehen, daß die Häufigkeit von NLC sich in den vergangenen 40 Jahren nicht nennenswert geändert hat (siehe Abb. 1.4). Dagegen gibt es aus Lidar- und Satellitenbeobachtungen Hinweise darauf, daß sich die Helligkeit verändert hat (s. Kap. 12). Gleichzeitig mehren sich die Anzeichen dafür, daß sich die Morphologie von NLC und PMSE mit einer Periode von etwa 11 Jahren ändert (Abb. 1.4). Es liegt natürlich nahe, die Ursache für diese Variation im solaren Aktivitätszyklus zu suchen. Zwischen beiden Zeitreihen existiert jedoch eine Phasenverschiebung von 1-2 Jahren, die mit unserem heutigen Verständnis von NLC-Bildung nicht erklärt werden kann.

Neben den bereits erwähnten offenen wissenschaftlichen Fragen gibt es eine Reihe von Beobachtungen zu Aerosolen in der oberen Atmosphäre, die wir mit unserem heutigen Verständnis nicht, oder nicht vollständig erklären können. So beobachtet man in mittleren und polaren Breiten gelegentlich im Winter starke Echos aus der Mesosphäre, die aufgrund der viel zu hohen Temperatur nicht durch Eisteilchen verursacht sein können. Eine befriedigende Erklärung dieser Beobachtung steht noch aus. Ähnliches gilt für eine

"Wolke" in ca. 36 km Höhe, die im Winter 2003/2004 durch die Lidars auf ALOMAR und auf anderen Stationen beobachtet wird, und zwar für einen Zeitraum von mehreren Wochen.

Zusammenfassend bleibt festzuhalten, daß Aerosole eine wichtige Rolle für die Atmosphärenphysik spielen, und zwar nicht nur in der Troposphäre und Stratosphäre, sondern auch in den darüber befindlichen Schichten. Wichtige Eigenschaften dieser Aerosole (z. B. ihre Zusammensetzung), sowie ihre Bedeutung als Indikator für den thermischen, dynamischen und kompositorischen Zustand der Atmosphäre auf sehr unterschiedlichen Zeitskalen sind allerdings noch nicht bekannt, von einigen fehlt sogar noch der Nachweis ihrer Existenz (Staubteilchen an der Mesopause). Das IAP wird sich daher in den nächsten Jahren weiterhin mit den diesbezüglichen wissenschaftlichen Fragestellungen befassen.

2 Übersichtsartikel: Zur Kopplung von Troposphäre, Stratosphäre und Mesosphäre – Dynamische Prozesse

(G. Schmitz)

In der Troposphäre entwickeln sich die synoptischen Wellen, die unser Wetter bestimmen, im Hintergrund der langen planetaren Wellen, zu deren Beschreibung die Kenntnis ihrer Wechselwirkung mit der unteren Stratosphäre erforderlich ist. Es wird mit der Stratosphäre der vertikale Wellenenergiefluss der langen Wellen und der Strahlungstransport in der Ozonschicht richtig erfasst. Die üblichen allgemeinen Zirkulationsmodelle berücksichtigen diese Schichtenkopplungen bis etwa 30 km Höhe. Im Allgemeinen aber ist es schwer mit diesen Modellen Mechanismen der Kopplungen durch die vielen Prozesswechselwirkungen zu verstehen. Es ist gegenwärtig auch unklar, ob für Monats- oder Jahreszeitenvorhersagen Modelle erforderlich sind, die die gesamte Stratosphäre überdecken; in den großen Vorhersagezentren werden derartige Modelle aber dafür genutzt.

Wir verstehen gegenwärtig die Bedeutung der mittleren Atmosphäre für die Troposphäre für lange charakteristische Zeitskalen nicht hinreichend gut. Andererseits ist gesichert, dass die Zirkulation der Stratosphäre und Mesosphäre ohne die Wellenentransporte aus der Troposphäre nicht verständlich wäre. Diese beiden Aspekte der Kopplung sind Gegenstand der Arbeiten am IAP und es soll damit beigetragen werden zu einem besseren Systemverständnis von Troposphäre und mittlerer Atmosphäre. Wir wollen die Rückkopplungsprozesse verstehen, die über die Höhengebiete übergreifen und von Bedeutung für eine "stabile" Atmosphäre sind.

Im Folgenden wird der Kopplungsaspekt nur für dynamische Prozesse betrachtet, soweit das möglich ist. Es werden damit Veränderungen in den Spurengasverteilungen und deren Rückwirkung auf die Temperatur über den Strahlungstransport nicht dargestellt. Der Überblick orientiert sich an den Arbeiten am IAP und ordnet diese in den Forschungsschwerpunkt ein. Wir beginnen mit der Troposphäre und erläutern dann die Wechselwirkungsprozesse in den einzelnen Höhengebieten.



Abb. 2.1: Arktisches Oszillationsmuster im Geopotential in 1000 hPa und im zonalen Wind in der Stratosphäre. Rot, (blau) - positive, (negative) Werte. Isolinienabstand in a) 10 m und b) 2 m s^{-1} .

In der unteren Troposphäre wird durch die gegebene barokline Schichtung kinetische Energie mit den synoptischen Wellen generiert. Das führt zur Ausbreitung von Pseudoimpuls in die obere Troposphäre und unterste Stratosphäre der Extratropen. Diese Wellenausbreitung ergibt sich in Wechselwirkung mit der zeitlich gemittelten Zirkulation. Die permanente Generierung von kinetischer Energie ist besonders stark ausgeprägt in den geographischen Regionen, in de-

nen die "Sturmzugbahnen" verlaufen. Diese geographischen Unterschiede resultieren aus der Orographie und den unterschiedlichen thermischen Eigenschaften von Land und Meer, die die stationären planetaren Wellen anregen und welche sich in der Winterhemisphäre in große Höhen ausbreiten. Die Hadley-Zirkulation als eine thermisch direkt getriebene Zirkulation in der Troposphäre wird durch den meridionalen Wellenfluss von potentieller Vorticity in der Tropopausenregion abgeschwächt und in den bodennahen Schichten verstärkt. Die residuelle Zirkulation in der Troposphäre der Extratropen ist durch den Wellenwiderstand der transienten und stationären Wellen bestimmt. Diese Wechselwirkung innerhalb der Troposphäre und zwischen der Troposphäre und unteren Stratosphäre ist mit charakteristischen Oszillationsmustern, wie z.B. der Arktischen Oszillation, verbunden. In Abb. 2.1 ist die erste EOF im Geopotential und im zonalen Wind in der Stratosphäre auf der Grundlage der NCEP-Reanalysen der Jahre 1958-1997 angegeben. Diese Muster ergeben den Hauptbeitrag zur Variabilität. Die gegenseitige Abhängigkeit dieser Oszillation in Troposphäre und Stratosphäre ist derzeit nicht verstanden. Im Kap. 44 wird untersucht, wie die Arktische Oszillation durch die Orographie und die Land-Meer-Verteilung bestimmt ist. Damit soll verstanden werden wie der Mechanismus "Welle-Wind-Wechselwirkung", durch "transiente" und stehende Wellen, die Oszillation in der Troposphäre bzw. Stratosphäre hervorruft. Im Zusammenhang mit der arktischen Oszillation wird gegenwärtig in der Literatur diskutiert, wie Störungen der mittleren Zirkulation in der Stratosphäre (Mesosphäre) beginnen und sich bis in die Troposphäre fortsetzen. Dieser Prozess scheint eine Folge der Störung der vertikalen Energieausbreitung der in der Troposphäre angeregten planetaren Wellen zu sein. Unabhängig von dem noch offenen Prozessverständnis wird damit ein Prozess der Schichtenkopplung aufgezeigt.

Die Kopplung der Höhen innerhalb der Troposphäre und mit der unteren Stratosphäre zeigt sich auch in der residuellen Zirkulation bzw. durch quasi-horizontale Mischung zwischen der Troposphäre und untersten Stratosphäre. Arbeiten zu diesem Thema sind in den Kap. 45, 46, 48 angegeben. Es geht in diesen Beiträgen um ein Verständnis der Brechung der planetaren Wellen, denn durch die Brechung wird der Wellenwiderstand induziert, der den mittleren vertikalen und meridionalen Transport in der untersten Stratosphäre bestimmt. Besonders die damit verbundenen Prozesse in den Tropen der untersten Stratosphäre sind derzeit nicht verstanden. Die Kopplung von Troposphäre und unterer Stratosphäre in ihrer regionalen Abhängigkeit ist weitgehend unklar, unabhängig davon, dass die allgemeinen Zirkulationsmodelle diese Kopplungsdynamik erfassen. In den seit langem bekannten stratosphäre, aber es gelingt derzeit eine Prognose der Erwärmungen generell noch nicht.

Es ist bekannt, dass mit den planetaren Wellen auch eine Modulation der Ozon- und anderer Spurengasverteilungen in der Stratosphäre einhergeht und damit ein Rückkopplungsprozess zwischen den Höhengebieten über den Strahlungstransport möglich erscheint.



Abb. 2.2: Dekadischer Trend in der Gesamt-Ozonwelle der 1980-Dekade in DU/10 Jahre. Beobachtung – analysiert aus Daten des NIMBUS-Satelliten der NASA. Modell - berechnet aus den 4 längsten planetaren Wellen im Geopotential. Nordwärts von 60° N liegen keine Messungen vor. (*Schmitz et al., Traditio et Inovatio*, *8, 2003*).

In Abb. 2.2 ist die dekadische Veränderung des längenabhängigen Anteils im Gesamtozon der 80er Jahre nach den TOMS Daten zusammen mit einem Modellergebnis gezeigt. Das Modell bestimmt das Gesamtozon über die lineare planetare Wellenausbreitung. Die Übereinstimmung in den Strukturen ist recht gut. In den Kap. 46, 47 wird die Frage untersucht wie einerseits die Variabilität der zonal gemittelten Ozonverteilung über die der residuelle Zirkulation und die des quasi-horizontalen Mischens sich ergibt und andererseits ein Trend in den längenabhängigen dynami-

schen Feldern sich im Gesamtozon ausprägt. In den Beiträgen wird sowohl die Kopplung von der Troposphäre in die Stratosphäre untersucht als auch die Rückkopplung auf die Troposphäre. Eine Diskussion der Mischungsbarrieren auf Isentropen in Abhängigkeit von den planetaren und dem mittleren Wind wird auf der Basis der effektiven Diffusion in Kap. 43 gegeben.

Neben der Wechselwirkung der Höhengebiete durch großräumige Bewegungen erfolgt aus

der Troposphäre auch eine Abstrahlung der internen Schwerewellen und eine Anregung der Gezeiten, wobei letztere nennenswerte Amplituden nur im Gebiet der Mesosphäre annehmen und dort zur Impuls- und Energiebilanz beitragen. Die kleinräumigen Schwerewellen werden in der Troposphäre durch Orographie, konvektive Quellen, geostrophische Anpassung, Fronten oder Windscherung angeregt.



Abb. 2.3: Der Korrelationskoeffizient im vertikalen Windfeld gemittelt über Januar der Jahre 2000-2004. Aufpunkt: 15,0° O, 65,25° N, 500 hPa, Datenbasis: DWD-Analysen.

In Abb. 2.3 ist als ein Beispiel die mittlere Struktur orographisch angeregter Schwerewellen in der Troposphäre und unteren Stratosphäre über Norwegen angegeben. Die Ausbreitung in größere Höhen ist empfindlich durch den Wind der unteren Stratosphäre bestimmt.

Es ist schon länger aus idealisierten Modellrechnungen bekannt, dass mit der Generierung von kinetischer Energie in der Troposphäre, im Zusammenhang mit der decay phase im Lebenszyklus barokliner Wellen, auch interne Wellen spontan abgestrahlt werden. Welche Bedeutung dieser Zusammenhang von Pseudoimpulsausbreitung durch synoptische Wellen und die Anregung von internen Wellen für die Fragen der Wechselwirkung der Schichten hat, ist weniger verstanden.

Eine vergleichbare Frage nach der Abstrahlung von internen Wellen bei einem speziellen Prozess der Brechung von Rossby-Wellen wird in Kap. 49 mit Radiosondenaufstiegen nachgegangen.

Für die Frage der Parametrisierung ist es im Einzelnen wichtig das Spektrum der internen Wellen zu kennen, das durch die verschiedenen Quellen abgestrahlt wird. Mit mechanistischen Modellen, z.B. zu "Fronten"- oder zur "Orographie"-Anregung untersucht man in der Literatur diese Frage, aber man hat derzeit kein allgemeines Bild von der Schwerewellenaktivität in der Troposphäre.

Ein anderer Weg ist die Nutzung von regionalen oder globalen Zirkulationsmodellen mit hoher räumlicher Auflösung, um z.B. für ausgewählte synoptische Situationen die Anregung von Wellen durch die verschiedenen Quellen zu untersuchen. Diese Methode wird im Kap. 50 erläutert, wobei es sich aber zeigt, dass die Separation des Beitrags einzelner Quellen ohne begleitende idealisierte Modellexperimente schwer gelingt. Dazu tritt das generelle Problem, die internen Wellen in dynamisch angepasster Form aus einem 3D-Datensatz zu bestimmen. Mit der Erhöhung der Auflösung bis in den Skalen-Bereich der Schwerewellen tritt das Problem auf, den Energiefluss der nicht aufgelösten Wellen richtig zu erfassen, der bei internen Wellen nicht durch einen üblichen Diffusionsansatz gegeben ist. Damit ist das Spektrum in dem aufgelösten Wellen-Skalenbereich sehr stark durch eine Parametrisierung selbst bestimmt. Während man im Skalen-Bereich der synoptischen Skalen ein theoretisches Bild hat, wie durch das Auftreten von Rossby-Wellen das atmosphärische Spektrum sich verändert, gibt es dazu im Bereich der Schwerewellen nur sehr idealisierte Vorstellungen. Für die Troposphäre im synoptischen Skalen-Bereich scheint diese Frage unwesentlich, wohl aber wenn damit das Wellenspektrum in der Stratosphäre und Mesosphäre bestimmt werden soll. Wir brauchen ein grundlegend besseres Verständnis der Anregungsprozesse der internen Wellen in der Troposphäre, aus der Sicht des Verständnisses des Wellenwiderstandes in den hohen atmosphärischen Schichten. In der Mesosphäre bestimmen die internen Schwerewellen die großskalige Zirkulation und die Energiebilanz durch die mit ihnen verbundene Impulsdeposition bei Berücksichtigung der Wellenbrechung und Turbulenz.

Die QBO in der Stratosphäre wird nach dem gegenwärtigen Wissensstand auch durch kleinskalige Schwerewellen bestimmt. Dieses Thema ist aber derzeit nicht Gegenstand der Arbeiten am IAP. Unabhängig davon ist die QBO und damit gekoppelte dynamische Vorgänge, ein wesentliches Element in der Kopplung von Troposphäre und unterer Stratosphäre.

Wie kann man weiter aufsteigend zu größeren Höhen die Kopplung mit der oberen Stratosphäre/unteren Mesosphäre durch die langen Wellen oder die mittlere Zirkulation verstehen? In den Extratropen der Stratosphäre bestimmt der "Wellenwiderstand" durch die planetaren Wellen die residuelle Zirkulation. In der oberen Stratosphäre und unteren Mesosphäre ergibt sich aber über dem Äquator ein Gradient in der Strahlungsgleichgewichtstemperatur.



Abb. 2.4: Die Temperatur und der zonale Wind für das axial-symmetrische Modell bei unterschiedlichen Reibungsparametern. (blau - schwache -, grün - erhöhte Reibungskoeffizienten, rot - Strahlungsgleichgewichtstemperatur).

In Abb. 2.4 ist der zonale Wind und die Temperatur für ein vollständiges 2D-Modell ohne Wellenwiderstand angegeben. Bei schwachen Diffusionsparametern ist eine Abweichung von der Strahlungsgleichgewichtstemperatur sehr genähert durch das theoretische Bild einer Hadley-Zirkulation gegeben, wobei allerdings die Gebiete der Erwärmungs- Abkühlungsraten jeweils zu weit polwärts von den mittleren Breiten ausgedehnt sind und auf den Einfluss der "Reibungsparameter" zurückzuführen sind, wie die Abb. 2.4

zeigt. Es wird in diesem Höhengebiet eine thermisch direkt getriebene Zirkulation induziert, die in Wechselwirkung mit einer wellengetriebenen Zirkulation steht. Im Einzelnen wird darauf eingegangen in Kap. 42. Wichtig ist, dass man nur durch das Zusammenwirken beider Zirkulationskomponenten sowohl das "upwelling" in der Sommerhemisphäre als auch damit die über die Hemisphären übergreifende meridionale Zirkulation versteht; allein die wellengetriebene Zirkulationskomponente vermag das Phänomen nicht zu erklären. Gegenwärtig ist die Bedeutung dieser thermisch direkt getriebenen Zirkulationskomponente für das Gebiet der mittleren Stratosphäre nicht geklärt. Es sei erwähnt, dass eine thermisch direkt getriebene Zirkulation die Gültigkeit des "downward control" Prinzips relativiert. Interessant ist aber besonders die Tatsache, dass sich offenbar in der oberen Stratosphäre ein zur Hadley-Zirkulation der Troposphäre ähnliches Phänomen zeigt, was hilfreich im Systemverständnis ist. Die sich aus diesem Mechanismus der Zirkulation ergebenden Rückkopplungsprozesse sind nicht verstanden, insbesonders wenn die Wechselwirkung von Dynamik, Chemie und Strahlung berücksichtigt wird.

Die langen Wellen tragen aber in der oberen Stratosphäre und unteren Mesosphäre nicht nur über die residuelle Zirkulation zur Schichtenkopplung bei, sondern indirekt auch über die quasi-horizontale Mischung von Tracern, siehe Kap. 43. Die effektive Diffusion, als ein Maß der Mischung, beschreibt die Mischungsbarrieren von der Troposphäre bis zur unteren Stratosphäre und zeigt damit auch die Gebiete auf, in denen über chemische - und Strahlungs-Prozesse Kopplungen wichtig werden können.

Von der Stratopause aufwärts gesehen beginnt das Höhengebiet, in dem die residuelle Zirkulation zunehmend durch die in der Mesosphäre brechenden internen Schwerewellen bestimmt ist. Unsere Modellexperimente zeigen, dass unterhalb von 50 km deren Einfluss gering ist. Die Impulsdeposition in der Mesosphäre ist durch das in der Troposphäre angeregte Wellenspektrum bestimmt und deren Ausbreitung im Hintergrund, der charakterisiert wird durch den zonal gemittelten Wind, die planetaren Wellen, die Gezeiten und die langen internen Wellen selbst. In der Turbulenz dieses Höhengebietes, vermutlich wesentlich durch brechende interne Wellen erzeugt, spiegelt sich damit auch ein Aspekt der Schichtenwechselwirkung (Kap. 41) wider. Die wellengetriebene Zirkulation in einer Höhe ergibt sich, im Sinne des "downward control" Prinzips als diagnostisches Mittel, aus dem Integral über den gewichteten zonal gemittelten Wellenwiderstand der darüber liegenden Schichten. Dabei berücksichtigt man die internen Wellen durch unterschiedliche Parametrisierungen, wobei diese im Allgemeinen einfache Modelle für die Brechung der Wellen zu Grunde legen und weniger den tatsächlichen physikalischen Prozess. Entsprechendes gilt auch für die Beschreibung der Turbulenz in diesem Höhengebiet. Die Anpassung der Parametrisierungen erfolgt z.B. mit Messungen zur Dissipationsrate (Kap. 21). Es sind Messungen zu Wellenanregungsprozessen und zu Schwerewellenparametern notwendig,

die zur Verbesserung der Parametrisierungsansätze beitragen. Darüber hinaus ist ein besseres Verständnis der Wellenbrechung und der Turbulenz in diesem Höhengebiet erforderlich wie dies im Kap. 48 versucht wird. Dazu sind sehr hilfreich Aussagen zur Turbulenzveränderlichkeit im Raum und in der Zeit, wie etwa im Kap. 31 untersucht.

Der Wellenwiderstand gegeben durch die Ausbreitung der unterschiedlichsten Skalen aus der Troposphäre in die höheren Schichten ist im Kopplungsprozess in allen Höhen wichtig, aber nur in der Mesosphäre wird auch die Energiebilanz davon maßgeblich bestimmt. Das impliziert energetisch bestimmte Rückkopplungsprozesse, die wenig bekannt sind. Damit steht direkt im Zusammenhang der Transport von strahlungsaktiven Spurengasen in der Mesosphäre. Im Kap. 43 wird erläutert, dass die quasi-horizontale Mischung nicht so zu verstehen ist wie in der Stratosphäre, durch den nicht mehr zu vernachlässigenden Anteil des divergenzbehafteten Anteils des Windfeldes. Dieser Beitrag ergibt sich schon aus den aufgelösten Skalen verfügbarer Modelle und ist sehr empfindlich von der Auflösung abhängig.



Abb. 2.5: Momentane Verteilung eines künstlichen Tracers auf der 800 K und 5000 K Isentrope auf der Grundlage von GCM-Daten für Julibedingungen der Südhemisphäre.

In Abb. 2.5 ist die momentane Tracerverteilung nach einer 4-Wochen Integration, von einer zonal symmetrischen Anfangsverteilung ausgehend, für Julibedingungen der Südhemisphäre angegeben (Kap. 43). Ersichtlich ist der Unterschied im Mischungsverhalten in der unteren Stratosphäre (800 K) und der Mesosphäre (5000 K). In der Mesosphäre ist die Verteilung durch brechende großräumige Wellen gegeben, wobei zu beachten ist, dass die 5000 K-Fläche etwa an der oberen Grenze des Polarwirbels liegt. Über die Ausbreitung der internen Wellen erfolgt eine Kopplung der Höhengebiete, die aber schwer zu verfolgen ist. Leichter scheint dies möglich zu sein für

die thermisch getriebenen großräumigen Gezeiten, die sich aus der Troposphäre bis in die untere Thermosphäre ausbreiten. Änderungen in der Wasserdampfverteilung und in der konvektiven Wärmequelle in der unteren Troposphäre sowie die der Ozonverteilung in der Stratosphäre zeigen sich unmittelbar in den Gezeiten der Mesosphäre sowohl in der migrierenden als auch in der nichtmigrierenden Komponente. Diese Fragen werden in den Kap. 38, 39, 15 behandelt. Wie groß der Beitrag der Veränderlichkeit der Quellen bzw. die der aus der "Ausbreitung" für die Variabilität der Gezeiten in der Mesosphäre ist ist weniger klar. Entsprechendes gilt für die Generierung von nichtmigrierenden Gezeitenkomponenten durch die Wechselwirkung mit transienten planetaren Wellen. Die Gezeiten in der Mesosphäre zeigen sich nicht nur in den dynamischen Feldern, sondern auch in den abgeleiteten Größen, wie es im Kap. 20 dargelegt wird. Die Wechselwirkung der Gezeiten mit der mittleren Zirkulation scheint weniger klar zu sein. In den Gezeiten der Mesosphäre ergibt sich aber deren Veränderlichkeit nicht nur aus diesen beiden Anteilen, sondern deren Brechung und Rückwirkung auf die mittlere Zirkulation ist auch eine Folge der Brechung der kleinskaligen Schwerewellen, die aus der Troposphäre die obere Atmosphäre erreichen, wobei deren Ausbreitung und Brechung durch die Gezeiten als fortschreitende Wellen selbst bestimmt ist.

Im Voranstehenden wurden dynamische Aspekte in den verschiedenen Höhengebieten dargestellt, die die Wechselwirkung bestimmen. Es trägt gegenwärtig mehr den Charakter eines Sammelns von dynamischen Prozessabläufen, ohne schon ein Systemverständnis vorlegen zu können. Dies würde bedeuten, dass man durch Darlegung von Mechanismen den inneren Zusammenhang der unterschiedlichen Prozesse für den gegenwärtigen stabilen Zustand der beobachteten Höhengebiete versteht. Dies ist das Ziel des Forschungsschwerpunktes "Kopplung der Höhengebiete" des IAP, beinhaltet aber sicher neben den dynamischen Aspekten auch die der Strahlung und Chemie.

3 Übersichtsartikel: Trends in der Erdatmosphäre

(J. Bremer)

In zunehmendem Maße werden weltweit Untersuchungen durchgeführt, ob und in welchem Umfang die Erdatmosphäre durch menschliche Eingriffe verändert wird. Dabei spielen Spurengase trotz ihrer geringen Konzentration eine wichtige Rolle, u.a. deswegen, weil sie als Folge des durch sie bedingten Treibhauseffektes klimarelevant sind, oder weil sie die biologisch schädliche solar UV-Strahlung absorbieren (Stichwort Anderungen der Ozonschicht). Klimarelevante Spurengase, wie z.B. Wasserdampf, Kohlendioxid, Ozon und Methan, verbleiben relativ lange in der Erdatmosphäre und sind deshalb auch in den höheren Schichten der Atmosphäre wirksam. Sie zeichnen sich maßgeblich dadurch aus, dass sie Absorptionsbanden im infraroten (IR) Spektralbereich aufweisen, also in jenem Bereich, in dem der Erdboden abstrahlt und in dem Strahlung durch die Erdatmosphäre transportiert wird. Im globalen Mittel verursacht diese IR-Strahlung in der Troposphäre bis in Höhen von etwa 10 km eine Erwärmung der Atmosphäre (bekannter Treibhauseffekt), während sie in den darüber liegenden Schichten, d.h. in der Stratosphäre (ca. 10-50 km), in der Mesosphäre (ca. 50-100 km) und in der Thermosphäre (oberhalb von 100 km) im wesentlichen zu einer Abkühlung führt. Die unterschiedliche Wirkung der klimarelevanten Spurengase (Erwärmung in der Troposphäre und Abkühlung in den darüber liegenden Schichten) liegt vereinfacht ausgedrückt daran, dass die von ihnen abgestrahlten Photonen in der Troposphäre nach sehr kurzen Wegstrecken wieder absorbiert und re-emittiert werden, während sie in der oberen Atmosphäre in den Weltraum entweichen können. Es stellt sich die Frage, in welchem Umfang die anthropogen verursachten langfristigen Anderungen der Konzentration von Spurengasen die thermische und dynamische Struktur der Atmosphäre beeinflussen. Um diese Frage beantworten zu können, wird seit vielen Jahren versucht, mit Hilfe unterschiedlicher Messungen und Modellrechnungen, Trends in der oberen Atmosphäre nachzuweisen und ihre Ursachen zu verstehen. Dabei wollen wir uns im vorliegenden Artikel auf die Bereiche oberhalb der Tropopause beschränken.

Basierend auf Messungen mit Radiosonden, Raketen, Satelliten und Lidar konnte in den vergangenen Jahren (Ramaswamy et al., Rev. Geophysics, 39, 71-122, 2001) bei Benutzung jährlicher Mittelwerte eine deutliche Abkühlung der Stratosphäre mit Trends von -0,75 K Dekade⁻¹ für den Höhenbereich zwischen 20 und 35 km und ansteigend mit der Höhe bis etwa -2,5 K Dekade⁻¹ nahe 50 km nachgewiesen werden. Dabei sind diese beobachteten Trends deutlich größer als die aus Modellrechnungen abgeleiteten Trends, d.h. ihre Ursachen werden noch nicht in allen Einzelheiten verstanden. Es wurde schon frühzeitig vermutet und durch die genannten Temperaturtrends in der Stratosphäre unterstützt, dass die Trends in



Abb. 3.1: Langfristige Variationen der NLC-Häufigkeit für NW Europa (blau) und nach Beobachtungen nahe Moskau (rot) einschließlich ihrer Trend-Geraden.

den Atmosphäre mit der Höhe zunehmen und deshalb in der Meso- und Thermosphäre besser nachweisbar sein sollten als in niederen Schichten. Es tauchte die Frage auf, ob nicht insbesondere die Mesosphäre als mögliches Frühwarnsystem für Klimaänderungen verwendet werden könnte. Diese optimistische Vermutung basierte zum Teil auf sehr deutlichen Zunahmen der Häufigkeit von NLC (Eiswolken, die in mittleren und bevorzugt in polaren Breiten in 82 km Höhe auftreten). Nach einer sorgfältigen Homogenisierung der NLC-Messreihe ist die ursprünglich berichtete Zunahme deutlich reduziert worden. In Abb. 3.1 sind zwei NLC-Beobachtungsreihen aufgetragen, die korrigierte Reihe aus Beobachtungen über NW-Europa (blau) und eine Reihe aus Beobachtungen nahe Moskau (rot). Danach sind beide Trends zwar positiv, die blaue Kurve mit einem Signifikanzniveau um 90%, der Trend der roten Kurve ist jedoch nicht signifikant verschieden von Null. Aus Raketenmessungen in polaren Breiten und einer sehr konstanten Höhe des Auftretens von NLC kann gefolgert werden, dass es im Höhenbereich um 82 km keine wesentlichen Temperaturtrends geben sollte. Eine leichte Zunahme der NLC-Häufigkeit könnte demgegenüber durch eine Zunahme des Wasserdampfgehaltes erklärt werden. Dieses Beispiel zeigt, dass die Ableitung von Trends in der Mesosphäre und ihre Interpretation nicht trivial sind.

Welche atmosphärischen Messgrößen können im Bereich der Meso- und Thermosphäre mit unterschiedlichen Methoden beobachtet und für Trendanalysen benutzt werden? Temperaturtrends wurden bislang gewonnen aus Raketen-, Lidar-, Satelliten- und optischen Beobachtungen (OH-Emissionen), Windtrends bevorzugt aus Radar- und teilweise aus Satellitenmessungen, Trends unterschiedlicher Spurengase aus Satelliten- und Raketenexperimenten, Dichtetrends aus Satellitenmessungen (Abbremsung der Satelliten). Es gibt allerdings zur Zeit relativ wenige Messreihen solcher physikalischer Parameter, deren Länge ausreichen für eine sichere Trendanalyse ist. Deshalb versucht man zunehmend auch andere Parameter für Trendanalysen zu nutzen, deren Messreihen für längere Zeitabschnitte verfügbar sind. Dabei handelt es sich oftmals um ionosphärische Messgrößen wie ionosphärische Reflexionshöhen, ionosphärische Absorption und Elektronendichten aus Ionosondenmessungen.

In Abb. 3.2 ist ein Beispiel dargestellt für eine 45-jährige Messreihe einer Reflexionshöhe im Langwellenbereich bei konstantem solaren Zenitwinkel. Dabei zeigt sich eine systematische Absenkung des Reflexionsniveaus, die in erster Linie auf eine Temperaturabnahme im Höhenbereich zwischen 48-82 km zurückgeführt werden kann. Einzelheiten der Interpretation dieser Messreihe werden im Kapitel 32 behandelt. Im unteren Teil der Abb. 3.2 sind die Variationen der solaren und geomagnetischen Aktivität dargestellt, die einen Teil der Variationen um den Abwärtstrend der Reflexionshöhe bedingen. Als Maß der solaren Aktivität wurde die Lyman- α Strahlung gewählt, die in der Mesosphäre wichtigste Ionisationsquelle. Mit wachsender Höhe in



Abb. 3.2: Variationen der Reflexionshöhe einer LW-Messstrecke bei konstantem solaren Zenitwinkel (oben) und der solaren und geomagnetischen Aktivität (unten).

der Erdatmosphäre wird der Einfluss der solaren und geomagnetischen Aktivität zunehmend stärker und muss in den Trendanalysen sorgfältig eliminiert werden. Das gilt insbesondere für Ionosondenmessungen, die für die E-Schicht (um 110-120 km) und die F1-Schicht (um 170 km) die Ableitung relativ konsistenter mittlerer Trends ermöglichen. Die Trends in Bereich des Maximums der F2-Schicht (um 300 km) weisen demgegenüber beträchtliche regionale Unterschiede aus, deren Ursachen gegenwärtig nicht voll verstanden werden.

Ähnlich wie bei den NLC-Beobachtungen kann man die Häufigkeit mesosphärischer Sommerechos, die mit VHF-Radars in polaren Breiten (PMSE) und mit einer geringeren Stärke auch in mittleren Breiten (MSE) beobachtet werden, für Trendanalysen benutzen (siehe Kapitel 26). Allerdings ist der Umfang dieser Messreihen noch sehr begrenzt und deshalb nur bedingt geeignet, gegenwärtig zuverlässige Aussagen über Trends in der Mesosphäre zu gewinnen.

Die mit unterschiedlichen globalen Modellen prognostizierten Trends können die bislang gewonnenen experimentellen Trends nur teilweise beschreiben. Das liegt einerseits daran, dass die Änderungen nicht aller klimarelevanter Spurengase in den Modellen enthalten sind (oft nur CO₂, manchmal zusätzlich CH₄ und/oder O₃) und andererseits die Modelle verbesserungsbedürftig sind (Kopplung mit Chemie und Ozean). Die Kombination von experimentellen Trendanalysen mit Modellvergleichen ist nicht nur für den Nachweis anthropogener Einflüsse auf die Erdatmosphäre wichtig sondern für das Verständnis der Variabilität der Atmosphäre insgesamt.

4 Übersichtsartikel: Das IAP und die Forschungsstation ALOMAR

(U. von Zahn, F.-J. Lübken)

Das IAP hat sich seit seiner Gründung stark beim Aufbau und Betrieb der arktischen Forschungsstation ALOMAR engagiert. Daher soll hier eine kurze Beschreibung der Motivation für den Bau der Station und deren Konzept gegeben werden.

MOTIVATION: In den polaren Regionen unserer Atmosphäre treten viele extreme Zustände der Atmosphäre bezüglich deren Temperatur, Dynamik und Spurenbestandteile auf, was diese Regionen wissenschaftlich besonders interessant macht. Die polaren Regionen spielen z.B. auch eine große Rolle beim Verifizieren der Aussagen über zukünftige Trends der Lufttemperatur, der Winde und des Wasserhaushalts, die durch Modellrechnungen auf Großrechnern gewonnen werden. Dennoch sind bis heute weite Bereiche der arktischen und antarktischen Atmosphären viel weniger erforscht als die in mittleren und niedrigen Breiten. Das IAP hat sich daher schwerpunktsmäßig der Aufgabe verschrieben, diese Wissens-Lücken durch neue Beobachtungen und Prozessstudien zu verkleinern oder gar zu schließen.

Es ist generell teuer, Zugang zu den polar gelegenen Bereichen der Atmosphäre zu erhalten. Für ein kleineres Forschungsinstitut wie es das IAP ist, war es daher wichtig, einen möglichst "preiswerten" Zugang zur arktischen Atmosphäre zu finden. Diese Voraussetzung wird optimal von Nordskandinavien erfüllt, das, obgleich nördlich des Polarkreises gelegen, dennoch von Deutschland aus mit Auto, Lkw, Eisenbahn, vielfältigen Flugverbindungen und natürlich auch mit Schiff (Hurtigruten-Schiffe!) zu erreichen ist. Hinzu kommt, daß es dort gleich zwei Startplätze für Höhenforschungsraketen gibt, die unsere wissenschaftlichen Messinstrumente so hoch in die Atmosphäre tragen wie es unsere Interessen verlangen.

ALOMAR: Vor diesem Hintergrund hat sich das IAP seit seiner Gründung 1992 stark für den Aufbau und den Betrieb einer zentralen Forschungsstation für Sondierungen der arktischen Atmosphäre bis 120 km Höhe engagiert. Diese ist seither unter dem Namen ALOMAR bekannt geworden und liegt in unmittelbarer Nachbarschaft eines Raketenstartplatzes, der Andøya Rocket Range (ARR), auf der norwegischen Insel Andøya und damit 300 km nördlich des Polarkreises im europäischen Nordmeer.

Eine Spezialität und Stärke der Station ist ihre Nutzung besonders leistungsfähiger Instrumente für die aktive Fernerkundung der mittleren Atmosphäre, also Radars und Lidars (Lidars sind "Radars", die aber statt Radiowellen starke Lichtblitze aussenden). Im Vergleich zu passiven Fernmessmethoden ist der große Vorteil aktiver Fernmessungen, daß sie eine präzise Entfernungsmessung zu dem untersuchten atmosphärischen Objekt beinhaltet. Für die Lidars wurde 1993/94 von der ARR ein zentrales Observatoriums-Gebäude errichtet, das sog. ALOMAR-Observatorium (siehe Abb. 5.3). Das Gebäude bietet für bis zu 4 Lidars und mehrere Strahlungsmessgeräte die notwendige komplexe Infrastruktur, sowie für ihre Operateure exzellente Arbeitsbedingungen auch unter den manchmal schwierigen arktischen Wetterbedingungen. In seiner näheren Umgebung wurden auch die 4 Radargeräte und eine Ionosonde der Forschungsstation aufgebaut. Darüber hinaus beherbergt ALOMAR eine große Zahl passiv registrierender Meßinstrumente zur Untersuchung der Strahlung der Sonne, der terrestrischen Atmosphäre und des Nachthimmels und natürlich die Standard-Ausrüstung meteorologischer Feldstationen (siehe Tab. 4.1). Der größte Teil dieser Instrumentierung wird durch internationale Institutionen bereitgestellt und betrieben. Von den Großgeräten der ALOMAR-Station hat das IAP die Systemführerschaft bei dem sehr leistungsfähigen ALOMAR Rayleigh/Mie/Raman-Lidar (siehe Kap. 6) und dem ALOMAR Saura-Radar (siehe Kap. 24), wobei gleichzeitig auch diese beiden Instrumente wieder in internationaler Zusammenarbeit aufgebaut wurden und auch heute noch so betrieben werden. Weitere Beiträge des IAP zur ALOMAR Instrumentierung sind das ALWIN-Radar, ein Meteor Radar und ein kleineres 2 MHz-Radar. Alle vom IAP auf ALOMAR betriebenen Instrumente zeichnen sich durch einen hohen Grad von automatisierter Datenaufnahme aus.
ALOMAR-Instrumente zur aktiven Fernerkundung:

- 4 Lidars
 - _ Rayleigh/Mie/Raman Lidar
 - Ozon Lidar
 - Na Resonanz Lidar

Troposphären-Lidar

- 5 Radars
 - 53 Mhz Radar mit Benutzung kohärenter Streuung (ALWIN Radar)
 - 33 Mhz Meteor Radar
 - 3 Mhz Radar mit Benutzung partieller Reflektionen (SAURA Radar) _
 - 2 Mhz Radar mit Benutzung partieller Reflektionen
 - Digitale Ionosonde von 1,5 bis 20 Mhz (Betrieb auf Kampagnen-Basis)

ALOMAR-Instrumente zur passiven Fernerkundung:

• Luftleuchten

H_2O Mikrowellen-Radiometer	(22 Ghz / 1 cm)
OH Radiometer, räumlich auflösend	$(1,\!2\!-\!1,\!6~\mu{ m m})$
Nordlicht-Photometer, mehrere	(428, 486, 558, 630 nm)

- Monitore für geomagnetische Aktivität
 - zwei Magnetometer Systeme _
 - Abbildendes Riometer
- Solare Strahlung
 - Bentham Spektral-Radiometer _
 - Brewer Ozon-Spektrophotometer
 - Spektrometer für sichtbares Licht
 - **UV** Irradianz-Radiometer
 - UV Irradianz-Radiometer
- Wetter
 - Wetter-Station _
 - Wolken-Detektor (derzeit in Entwicklung)
 - Wolkenbilder von Satelliten über Internet
 - RS80-Station für Radiosonden und Ozonsonden
 - Fischaugen-Kamera für Himmelsbeobachtungen (Tag/Nacht) am ALOMAR Observatorium
 - Fischaugen-Kamera für Himmelsbeobachtungen (nur nachts, in Entwicklung)
 - Web-Kamera für ALOMAR Wetter, Landschaft und Sichtverhältnisse
- Verschiedenes:
 - GPS-Bodenstation des Norwegischen Amtes für Kartographie
 - Astronomisches Teleskop (Amateur-Instrument)

Tab. 4.1: Meßinstrumente der ALOMAR Forschungsstation (Stand: 2003). Instrumente mit IAP-Beteiligung in rot.

Ferner sollen die im Freien stehenden Antennenanlagen der ALOMAR-Radars die dort gelegentlich vorkommenden extremen Stürme (ohne oder mit Schnee) ohne Schaden überstehen, was an den Aufbau der Antennen ungewöhnliche Anforderungen stellt. Über die mit den IAP-Instrumenten gewonnenen wissenschaftlichen Ergebnisse wird in folgenden Kapiteln berichtet (z.B. den Kapiteln 12 bis 14, 26, 28, 29, 35 bis 37).

KONZEPT: Die Messung von nur einem atmosphärischen Parameter, wie z.B. eines Höhenprofils der Lufttemperatur, erlaubt es zwar, den gegenwärtigen Zustand der Atmosphäre zu dokumentieren. Sie allein kann aber nicht die in der Atmosphäre ablaufenden Prozesse identifizieren, die dafür verantwortlich sind, daß der gegenwärtige Zustand so ist wie wir ihn beobachten.

- (1064, 532, 355 nm; 607, 530, 529, 387 nm) (308, 353 nm)
- (589 nm)
- (nimmt Betrieb 2004 auf)

- (nimmt Betrieb 2004 auf)
- (290 650 nm)
- (290 372 nm)(410 - 560 nm)
- (300, 312, 320, 340, 380 nm)
- (305, 320, 340, 380, 400 700 nm)

Für diese wichtigen Prozess-Studien benötigen wir Informationen über viele weitere Parameter, – zum Erklären des Temperaturprofils z.B. auch solche über die Art und Menge von Spurengasen in der Atmosphäre, die solare und terrestrische Strahlung und Winde. Generell gilt, daß je mehr Parameter wir gleichzeitig und im gleichen Volumen messen, umso präziser können unsere Aussagen über die wirkenden Prozesse werden.

Die Konzentration wirklich vieler Boden-Meßgeräte an dem einen Standort ALOMAR, der darüber hinaus auch noch nahe an einem Raketenstartplatz liegt, ermöglicht es den am ALOMAR-Projekt beteiligten Wissenschaftlern,

- (a) mehrere wichtige Parameter der mittleren Atmosphäre gleichzeitig und im gleichen Volumen messen zu können (Beispiele sind Temperatur, Windvektor und -scherung, Turbulenzstärke, Wasserdamp-Druck, Eisteilchen und -gehalt, Elektronendichte u.a.),
- (b) die Untersuchungen über einen großen Bereich in Orts- und Zeitauflösung durchführen zu können (Meter bis Hunderte von Kilometern und Bruchteile von Sekunden bis zu Jahrzehnten) und
- (c) wichtige Parameter, wie z.B. Temperatur und Wind, mit mehreren, aber unterschiedlichen Methoden messen zu können, womit eine objektive Kontrolle der Messgenauigkeit ermöglicht wird.

Es sei darauf hingewiesen, daß gerade in Höhen oberhalb 50 km viele dieser Parameter eine große zeitliche Variabilität aufweisen, so daß eine einmalige oder kurzzeitige Beobachtung nur eine begrenzte Aussagekraft besitzt. Es bedarf vielfach wiederholter Beobachtungen, um einerseits die wahren klimatologischen Mittelwerte und andererseits deren natürliche Variabilität zu quantifizieren.

ERREICHTES: Das mit der Kombination ALOMAR und ARR realisierte Konzept, an einem Standort viele leistungsfähige Fernmess- und in situ- Messgeräte gleichzeitig betreiben zu können, hat uns bereits sehr interessante neue Ergebnisse beschert. Beispiele dafür sind Erkenntnisse darüber, (a) wie Eisteilchen im Höhenbereich 82 bis 90 km einerseits zu breiten Schichten von Radar-Echos, andererseits gleichzeitig zu schmalen Schichten sichtbarer Wolken (den "NLC") führen können (siehe Kap. 12), (b) Einfluß atmosphärischer Wellen auf Temperaturen und Winde in der mittleren Atmosphäre (Kap. 18). (c) welcher Zusammenhang zwischen dem Auftreten von Turbulenzschichten und dem Entstehen starker Radar-Echoes (den "PMSE") im Höhenbereich um 85 km Höhe besteht (siehe Kap. 19, 31), (d) wie globale Zirkulations-Modelle für eine möglichst realistische Beschreibung der in der Arktis herrschenden Bedingungen zu verbessern sind (siehe Kap. 20, 33), oder (e) Validierung von Temperaturen in 90 km Höhe, die mittels Meteorradars gewonnen werden, durch Lidarmessungen (Kap. 35).

Darüber hinaus bedeutet die Nähe der ALOMAR Lidar- und Radargeräte zum Raketenstartplatz einen weltweit einzigartigen und immensen Vorteil für die Durchführung von wissenschaftlichen Experimenten mit Höhenforschungsraketen. Denn viele interessante atmosphärische Phänomene sind von transienter Natur, also keineswegs dauernd vorhanden. Parallel laufende Fernmessungen der ALOMAR Lidars und/oder Radars können uns nun aber direkt (in Echtzeit) darüber informieren, ob die zu untersuchenden geophysikalischen Bedingungen in Höhen oberhalb von 80 km (z.B. Anwesenheit dünner Wolken oder interessante Typen von Radar-Echoes) wirklich vorliegen. Durch diese Kooperation wurde die "Treffsicherheit" der von der ARR gestarteten Raketen für das Untersuchen spezieller atmosphärischer Phänomene nahezu 100%. Diesen Vorteil haben auch japanische Wissenschaftler und die amerikanische NASA erkannt und genutzt. Letztere hat aus diesem Grund im Juli 2002 ihre große Raketenkampagne MaCWAVE mit 27 Raketenstarts auf der ARR durchgeführt, die der Untersuchung der Anregung und Ausbreitung atmosphärischer Wellen im Höhenbereich von 35 bis 100 km diente (siehe Kap. 18).

Zum Abschluss dürfen wir mit Freude darauf hinweisen, daß auch die EU in den vergangenen Jahren auf das Forschungspotential von ALOMAR aufmerksam geworden ist und die Nutzung der dort installierten Instrumente durch auswärtige Wissenschaftler mit substantiellen Summen unterstützt hat.

5 Stationen der optischen Sondierung mit Lidar-Systemen

(G. Baumgarten, M. Alpers, G. von Cossart, R. Eixmann, J. Fiedler, C. Fricke-Begemann, M. Gerding, J. Höffner, P. Keller, T. Köpnick, J. Lautenbach, S. Loßow, F.-J. Lübken, M. Rauthe, A. Schöch, U. von Zahn)

Um die Großräumigkeit atmosphärischer Prozesse und das unterschiedliche Verhalten in verschiedenen Breitenbereichen zu berücksichtigen, führt das IAP in mittleren (54° N) und hohen (69° N) Breiten an festen Standorten Lidarmessungen aus. An besonders interessanten Meßorten kann außerdem ein mobiles, sehr flexibles Lidarinstrument eingesetzt werden. Die Lidarinstrumente werden schwerpunktmäßig zur Beobachtung thermodynamischer Parameter, wie Temperatur, Wind u.a. sowie geschichteter Strukturen in der Meso- und unteren Thermosphäre, wie leuchtende Nachtwolken (NLC), Metallschichten u.a. verwendet. Die gemessenen Größen dienen der Erfassung atmosphärischer Erscheinungen sowie in Modellen zur Stützung und Interpretation von großräumigen Strukturen und Prozessen. Abbildung 5.1 zeigt eine modellierte NLC über dem Nordpol und die Orte der Lidarmessungen. Leuchtende Nachtwolken sind ein Beispiel für das extreme thermische und dynamische Verhalten der sommerlichen Mesopausenregion in polaren und mittleren Breiten. Sie sind mit einer Höhe von ca. 82 km die höchsten Wolken der Erdatmosphäre.



Abb. 5.1: Eine Simulation leuchtender Nachtwolken (NLC) auf Halbkugel der nördlichen mit dem globalen Zirkulationsmodell COMMA/IAP. Die leuchtenden Nachtwolken sind farbig dargestellt (rot, ein besonders heller Teil der NLC). Die Lidarinstrumente des IAP sind als farbige Strahlen gekennzeichnet.



Abb. 5.2: Links: Institutsgebäude in Kühlungsborn mit grünem Laserstrahl des Rayleigh-/Mie-/Raman-Lidars; Rechts: Blick in die Teleskophalle des IAP in Kühlungsborn. Zu sehen sind neben den acht 50 cm Teleskopen (rechts) drei neue Teleskope mit einem Durchmesser von jeweils 80 cm (links).

Im Institutsgebäude in Kühlungsborn $(54^{\circ} N)$ wird eine Kombination von Lidarexperimenten betrieben, die es erlauben neben Temperaturen, Aerosolen und deren Schichtungen auch die atomaren Überreste von verglühten Meteoriten nachzuweisen, die sich in den sogenannten Metallschichten (z.B. Kalium oder Natrium) in einer Höhe von 80–110 km häufen. Die Temperaturmessungen erfolgen mit so hoher zeitlicher und vertikaler Auflösung, daß kurzzeitige Temperaturfluktuationen (z.B. Schwerewellen) regelmäßig von der Troposphäre bis in die untere Thermosphäre untersucht werden können (Kap. 8). Neben den Lidarexperimenten in Kühlungsborn betreibt das IAP weit nördlich in Norwegen, am Rand der Arktis, ein Zwillingsinstrument und seit 2001 das mobile Lidarinstrument noch weiter nördlich bei 78° N auf Spitzbergen.



Abb. 5.3: Links: Das ALOMAR-Observatorium auf einem 380 m hohen Berg (oberhalb von Seenebel) in Norwegen auf der nördlichsten Insel der Vesterålen. Rechts: Während des Betriebs sind die Laserstrahlen des Zwillingslidars deutlich zu erkennen, von denen einer um 30° aus dem Zenit geneigt ist.

Auf der Forschungsstation ALOMAR (69° N) in Nordnorwegen befinden sich Instrumente unterschiedlicher Nationen (Kap. 4), wobei das IAP mit verschiedenen Radarinstrumenten und dem Zwillingslidar einen Beitrag zum ALOMAR Projekt leistet. Während die sich ergänzenden aktiven Fernerkundungsinstrumente den zeitlichen Verlauf atmosphärischer Vorgänge protokollieren, werden an diesem Standort auch hochaufgelöste in situ Messungen mit Höhenforschungsraketen durch das IAP durchgeführt. Durch die Kombination der verschiedenen Meßmethoden sind einzigartige Untersuchungen bzw. Zielexperimente in der mittleren Atmosphäre möglich (z.B. Kap. 18).

Auf Spitzbergen (78° N) wurde von Mai 2001 bis August 2003 das transportable Kalium-Lidar des IAP betrieben. Das Instrument stand auf dem Plateau-Berg nahe Longyearbyen in einer Höhe von 460 m. In Koordination mit dem SOUSY- und dem EISCAT-Radar wurde das Verhalten der polare Atmosphäre im Frühjahr und Sommer erfaßt. Zur Zeit befindet sich das mobile Lidar wieder am IAP in Kühlungsborn, wo das System überholt und modernisiert wird.

Die Kombination der Beobachtungen an den drei Stationen Kühlungsborn, Nordnorwegen/ALOMAR und Spitzbergen/Longyearbyen erlauben z.B. das Auftreten von leuchtenden Nachtwolken oder die Aktivität von Schwerewellen brei-



Abb. 5.4: Das mobile Kalium-Lidar auf Spitzbergen Ende April 2003. Trotz des harten Winters konnten mit dem empfindlichen Instrument wertvolle Messungen erhalten werden.

tenabhängig zu untersuchen und als Stützstellen für die Modellierung und Interpretation von physikalischen und chemischen Vorgängen in der mittleren Atmosphäre zu verwenden.

6 Die Lidar-Systeme des IAP

(M. Gerding, A. Schöch, M. Alpers, G. Baumgarten, G. von Cossart, J. Fiedler, C. Fricke-Begemann, J. Höffner, J. Lautenbach, S. Loßow, P. Menzel, M. Rauthe, U. von Zahn)

Weiterentwicklung und Messbetrieb hatten 2002/2003 an den drei Lidar-Stationen des IAP unterschiedliches Gewicht: Das mobile Kalium-Temperatur-Lidar diente bis August 2003 in Longyearbyen auf Spitzbergen (78° N) in mehreren erfolgreichen Messkampagnen zur Untersuchung der Kaliumdichte, der Temperatur und der leuchtenden Nachtwolken (NLC) in der Mesopausenregion (Kap. 9, 10 und 11). Seit Herbst 2003 befindet sich das System für umfassende Umbaumaßnahmen wieder in Kühlungsborn. An den Stationen Kühlungsborn und Andenes (ALOMAR) fanden neben intensiver Messtätigkeit auch verschiedene technische Weiterentwicklungen statt.

Umbau/Erweiterung der Kühlungsborner Lidarsysteme

Am Institutsstandort Kühlungsborn wurden 2002/2003 vor allem Lidar-Messungen zur Aerosolverteilung und zur Temperaturstruktur von der Troposphäre bis in die Mesopausenregion durchgeführt. Die in den Vorjahren intensiv betriebene Beobachtung der Metallschichten in der Mesopausenregion stand nicht mehr im Vordergrund der wissenschaftlichen Zielsetzung, wurde jedoch als "Mittel zum Zweck" der o.g. Sondierungen fortgeführt.

Die Weiterentwicklung der Lidar-Systeme ermöglicht die Messung durchgehender Temperaturprofile von 1 bis ca. 100 km Höhe (*Alpers et al., 2004*). Ziel dieser weltweit einmaligen Methode der Beobachtung von der Troposphäre bis in die Mesopausenregion ist die Untersuchung von Temperaturvariationen z.B. aufgrund von Schwere-



Abb. 6.1: Temperaturprofil vom 28. Mai 2003 nach Integration über eine Stunde. Die einzelnen Messverfahren und (überlappenden) Höhenbereiche sind markiert. Die Fehlerbalken zeigen den statistischen Temperaturfehler.

wellen und Gezeiten (siehe Kap. 8, Kap. 16). Für die Sondierungen werden zwei Lidar-Systeme (K-Lidar und RMR-Lidar) und drei Temperaturmessverfahren kombiniert (siehe Abbildung 6.1). Verschiedene Instrumentenverbesserungen wurden für die Messung vertikal durchgehender Temperaturprofile durchgeführt:

- Der Nachweiszweig des RMR-Lidars wurde so erweitert, dass das Rückstreusignal aus drei verschiedenen Höhenbereichen gleichzeitig detektiert werden kann. Damit können alle für die Temperaturmessung wichtigen Kanäle parallel betrieben werden (Abbildung 6.2). Die Aerosol-Sondierungen (z.B. im Rahmen von EARLINET, Kap. 22) sind mit diesem Aufbau weiterhin möglich, wobei der Wechsel zwischen den Messregimen flexibel über die Messsoftware erfolgt.
- Zwei 50-cm-Empfangsspiegel der Metall-Lidars wurden dem RMR-Lidar zugeordnet. Damit stehen dem RMR-Lidar insgesamt sieben Teleskope zur Verfügung. Je ein Teleskop für den Rotations-Raman- und den Stratosphären-Rayleigh-Kanal sowie fünf Teleskope für den Mesosphären-Rayleigh-Kanal ermöglichen die Messung in der Höhe überlappende Temperaturprofile.

- Das Rückstreusignal bei 532 nm wird oberhalb von ca. 40 km (Mesosphären-Kanal) mit einem neuartigen Photomultiplier mit nahezu doppelter Empfindlichkeit detektiert (siehe Abbildung 6.2: HSPMT alternativ zu PMT). Erst mit diesem Detektor ist das Messsignal groß genug, um Temperaturen bis in die Höhe der Kalium-Schicht hinein zu ermitteln.
- Das Kalium-Lidar erhielt Ende 2002 drei neue Empfangsteleskope mit 80-cm-Spiegeln. Die Spiegel sind von besserer optischer Qualität als die vorher genutzten 50-cm-Spiegel. Die Teleskopmontierung und -plattform sind in Hinblick auf geringe Temperaturausdehnung optimiert. Insgesamt konnte damit der Sichtfelddurchmesser in der Atmosphäre gegenüber 2001 um rund zwei Drittel auf ca. 200 μ rad reduziert werden. Zusammen mit einem sehr schmalbandigen optischen Filter (sog. FADOF, *Fricke-Begemann et al., 2002*) wurden damit auch in Kühlungsborn regelmäßige Temperaturmessungen in der Mesopausenregion bei Tageslicht möglich.

Seit Anfang 2003 erfolgen die Temperatursondierungen in möglichst allen klaren Nächten (sowie an ausgewählten Tagen). Der Schwerpunkt liegt dabei in der Erfassung möglichst langer (vollständiger) Nächte zur Beobachtung der Temperaturvariation. Sowohl das RMR-Lidar als auch das Kalium-Lidar laufen dabei sehr zuverlässig, so dass die Sondierungen nach dem Einschalten von einer einzelnen Person mittels verschiedener PCs überwacht werden können.



Abb. 6.2: Nachweiszweige des IAP-RMR-Lidars (links) und der Metall-Lidars (rechts), Stand 2003. Die für die Temperaturmessung genutzten Detektoren sind grau eingerahmt. Der 355-nm-Kanal läuft parallel mit und dient zur Erkennung möglicher systematischer Messfehler.

Für die Sondierung von NLC, die im Sommer über Kühlungsborn gelegentlich in rund 83 km Höhe erscheinen, kann bei Nacht ebenfalls der hochempfindliche Detektor bei 532 nm Wellenlänge eingesetzt werden (siehe oben). Die Beobachtungsmöglichkeiten bei Tag wurden 2003 mit Hilfe der vorhandenen Metall-Lidars ausgebaut. Neben dem Kalium-FADOF-Filter zur Tageslichtunterdrückung wurde ein Natrium-FADOF-Filter installiert. Als Sendelaser wurden beide am Institut vorhandenen Farbstofflaser auf die Na-Resonanzwellenlänge abgestimmt und zur Verbesserung des Signal-Rausch-Verhältnisses simultan betrieben.

Zeitweise wurde das stationäre Kalium-Lidar zu einem Eisen-Lidar umgerüstet, um geplante umfangreiche Umbaumaßnahmen beider Kalium-Lidars vorzubereiten. Erste Tests im Herbst 2002 (Kap. 7) bestätigten, dass die Temperaturmessung an Eisen-Atomen gerade bei Tag Vorteile gegenüber den Kalium-Temperaturmessungen bieten wird (höhere Signalstärke, geringerer Untergrund).

Weiterentwicklung des ALOMAR RMR-Lidars

Das ALOMAR Rayleigh/Mie/Raman-Lidar (RMR-Lidar) ist ein Doppelsystem aus zwei Leistungslasern, die kurze Lichtpulse (~ 10 ns) der Wellenlängen 1064 nm, 532 nm und 355 nm in die Atmosphäre emittieren. Das in der Atmosphäre rückgestreute Licht wird mit zwei großen Teleskopen (Spiegeldurchmesser 1,8 m) aufgefangen und mit hochempfindlichen Photomultipliern nachgewiesen. Das RMR-Lidar ist für den Höhenbereich zwischen 20 km und 100 km ausgelegt und ermöglicht die Messung von Luftdichteprofilen über den gesamten Höhenbereich aus denen dann Temperaturprofile ausgerechnet werden. Zusätzlich können Aerosole und Wolkenteilchen in der Atmosphäre nachgewiesen werden, so dass die Beobachtung von polaren Stratosphärenwolken und von leuchtenden Nachtwolken (NLC) in der Mesopausenregion möglich ist.

In den letzten beiden Jahren wurde das RMR-Lidar kontinuierlich weiterentwickelt. Gute Wetterbedingungen und mehrere Messkampagnen führten zu einer deutlichen Steigerung der Messzeiten. Nach 550 h bis 700 h in den Vorjahren wurde 2002/2003 an 128 bzw. 104 Tagen insgesamt 1100 h bzw. 1000 h gemessen Die längste durchgehende Messung lief über mehr als drei Tage. Als Beispiel zeigt Abbildung 6.3 eine Messung über 31 h. Einige der Messkampagnen mit Beteiligung des RMR-Lidars werden in den Kapiteln 14 und 18 beschrieben.

Im Mai 2002 wurde der Jodstabilisierte Seeder-Laser ausgetauscht. Kombiniert mit einem neuen Steuerrechner wurde die relative Frequenzstabilität $\Delta f/f$ um eine Größenordnung auf 10^{-9} verbessert. Als Vorbereitung auf den Austausch der beiden Leistungslaser im Herbst 2003 wurde auch der Laser-Steuerrechner durch ein schnelleres Modell ersetzt. Die neuen Laser "PRO 290-30" von Spectra Physics lassen sich noch weitgehender als bisher aus der Ferne kontrollieren



Abb. 6.3: Messung vom 18.11.2003 beginnend um 15:15 UT. Die berechnete Temperatur ist als Farbkontur dargestellt und zeigt die absinkende Phase einer langperiodischen Welle/Gezeit. Die kurzen Pausen gegen 7 UT und 14 UT kennzeichnen den Umbau zwischen Tages- und Nachtkonfiguration.

und überwachen und garantieren damit eine hohe Zuverlässigkeit und Verfügbarkeit des Systems. Eine zusätzliche Steuerung im "PRO 290-30" kompensiert die Alterung der Blitzlampen und sorgt für eine konstante mittlere Energie der Einzelpulse.

Ebenfalls ersetzt wurde der Datenaufnahme-Rechner, der gleichzeitig mit einer neuen Software ausgestattet wurde, die eine bessere Darstellung der Messergebnisse besitzt und den direkten Zugriff auf die Rohdaten erlaubt. So kann die Datenaufnahme jetzt von Kühlungsborn aus gesteuert werden, wenn spezielle Messprogramme oder Tests durchgeführt werden sollen.

Am Teleskop wurden die beiden Rechner ausgetauscht, die über die CCD-Kameras in den Fokalboxen ständig die Lage des Strahls im Gesichtsfeld des Teleskops überwachen und durch Verkippen des Auskoppelspiegels dafür sorgen, dass sich der Laserstrahl stets genau im Zentrum des Teleskopgesichtsfelds befindet. Mit einer verbesserten Analyse-Software konnte die Regelfrequenz erhöht werden und die Richtungsstabilität des Laserstrahls auf 10 μ rad gesteigert werden, was einer maximalen Abweichung von 1 m in 100 km Entfernung entspricht. Insbesondere bei langen Messungen oder schwierigen Wetterbedingungen erleichtert dies den Messbetrieb sehr. Simulationen der optischen Eigenschaften des Teleskops zeigten, dass durch diese hohe Stabilität das Gesichtsfeld von bisher 180 μ rad auf 120 μ rad gesenkt werden kann. Dies erhöht die Empfindlichkeit des RMR-Lidars und vergrößert den Höhenbereich, in dem Temperaturen bestimmt werden können. Gleichzeitig senkt es die Detektionsschwelle für NLC und erhöht die Chancen für Mehrfarben- und Depolarisationsmessungen an NLC (Kap. 13).

Bei unseren fortlaufenden Anstrengungen zur Steigerung der Signalstärke wurde die Transmission aller optischen Komponenten im Sende- und Empfangszweig des RMR-Lidars mit einem Spektrometer vermessen und Elemente mit geringer optischer Güte ersetzt.

7 Erste Messungen mit dem neuen Eisenlidar

(J. Lautenbach, C. Fricke-Begemann, J. Höffner)

Im Herbst 2002 wurde damit begonnen, das stationäre Kalium-Lidar zu einem Eisen-Lidar weiterzuentwickeln. Die Gründe dafür sind unter anderem eine wesentlich höhere Signalstärke von Eisen gegenüber Kalium und ein besseres Signal-zu-Untergrund-Verhältnis. Neben der technischen Realisierbarkeit wurden die Auswirkungen des Verdopplungsprozesses auf die Lasereigenschaften und die Wellenlängenabstände der einzelnen Eisenisotope untersucht. Da der reguläre Messbetrieb aufrecht erhalten werden sollte, wurde nach Ende der ersten Versuche und Testmessungen auf Kalium zurückgebaut.

Mit dem Metall-Resonanzlidar wird spektroskopisch die Dopplerbreite des Resonanzüberganges ermittelt, wobei die Resonanzwellenlänge (Kalium: 770 nm, Eisen: 386 nm) vom jeweiligen Metall abhängt. Der Sendelaser wird periodisch über den größten Teil der Spektrallinie durchgestimmt und die Rückstreuung aus der Mesopausenregion höhen- und wellenlängenabhängig registriert. Aus der gemessenen Spektralform wird die Temperatur der Atmosphäre bestimmt. Dieses Messverfahren liefert Temperatur- und Dichteprofile in einem Höhenbereich von ca. 80-110 km, in dem Metalle (Eisen, Kalium, Natrium usw.) in atomarer Form vorkommen. Da für die Bestimmung von Temperaturen mit diesem Verfahren ein sehr komplexes Lasersystem notwendig ist, konnten bisher nur Temperaturen mit schmalbandigen Lasersystemen im VIS/IR-Wellenlängenbereich (Natrium- und Kalium-Resonanzlidars) bestimmt werden.

Der durchstimmbare Sendelaser kann in einem Wellenlängenbereich von 700 nm bis 820 nm betrieben werden. Um die Eisenresonanzwellenlänge von 386 nm zu erzeugen, wurde die Wellenlänge des Sendelasers von 770 nm (Kalium-Resonanzwellenlänge) auf 772 nm verschoben. Anschließend wurde mit Hilfe eines nichtlinearen Kristalls der Laserstrahl auf 386 nm frequenzverdoppelt. Obwohl diese Technik schon seit langem bei anderen Lasern eingesetzt wird, muss der Kristalltyp und der Aufbau auf jeden Laser speziell angepasst werden. Die Schwierigkeit liegt im Erreichen einer effizienten Umwandelung. Bei den ersten Versuchen konnte eine Effizienz von ca. 60 % erreicht werden, wobei die Langzeitstabilität noch nicht ausreichend getestet wurde. Die Untersuchungen der Lasereigenschaften ergaben, dass bei der Umwandlung die Eigenschaften (z.B. Schmalbandigkeit) nicht wesentlich beeinträchtigt werden. Alle Optiken hinter dem Verdopplungskristall mussten auf die neue Wellenlänge abgestimmt werden. Der Empfangszweig wurde ebenfalls auf 386 nm umgerüstet. Dazu wurde ein neuer Interferenzfilter angeschafft, alle anderen Bauelemente konnten für diese ersten Testmessungen vom vorhandenen Metall-Doppellidar verwendet werden. Um die Wellenlänge des Lasers auf die atomare Resonanzlinie zu justieren, wurde bisher eine Referenzzelle verwendet. Da Eisen einen wesentlich höheren Schmelzpunkt als Kalium hat, ist es nicht mehr möglich

diese zum Auffinden der Resonanzwellenlänge zu verwenden. Bei den Testmessungen wurde sich mit einer manuellen Justage beholfen, für den Dauerbetrieb muss allerdings ein hochgenaues Wellenlängenmeter verwendet werden.

Neben dem eigentlichen Umbau war eines der Hauptanliegen die Bestimmung der Wellenlängenabstände der einzelnen Eisenisotope. Ihre Kenntnis entscheidet später über die Genauigkeit der Temperaturmessung. Auf Grund der Schmalbandigkeit des Lasers konnten die Isotopenabstände aus der Messung selbst abgeleitet werden. Abbildung 7.1 zeigt den Rückstreuquerschnitt der dopplerverbreiterten Resonanzlinie bei



Abb. 7.1: Rückstreuquerschnitt des dopplerverbreiterten Eisenresonanzüberganges bei 386 nm.

drei typischen mesosphärischen Temperaturen. Im unteren Teil der Abbildung sind die Isotopenabstände sowie die relative Stärke der Eisenisotope dargestellt. Nachdem die Isotopenabstände ausreichend genau bestimmt waren, konnten die ersten Vergleichsmessungen durchgeführt werden. Im Abstand von ca. zwei Tagen wurden drei Temperaturmessungen durchgeführt, wobei die Kalium-Lidar-Messung zwischen den Eisen-Lidar-Messungen stattfand. Alle drei Messungen wurden nachts durchgeführt. Am 7. und 12. Dezember 2002 fanden die Eisen-Lidar-Messungen mit ca. 2 Stunden Messdauer statt. Die Kalium-Lidar-Messung am 10. Dezember dauerte ca. 5 Stunden.



Abb. 7.2: Temperaturvergleich zwischen Kalium-Lidar und Eisen-Lidar. Graues Temperaturprofil: Kalium-Lidar am 10. Dezember 2002. Linke Abb.: Eisen-Lidar-Temperaturprofil vom 7. Dezember 2002. Rechte Abb.: Eisen-Lidar-Temperaturprofil vom 12. Dezember 2002.

Im linken Teil von Abbildung 7.2 sind die Messungen vom 7. und 10. Dezember dargestellt, der Temperaturunterschied zwischen den Messungen ist nicht größer als 10 K. Im rechten Teil sind die Messungen vom 10. und 12. Dezember verglichen. Hier ist klar zu erkennen, dass die Temperaturdifferenz oberhalb von 95 km weit mehr als 10 K beträgt. Bei keiner der Abbildungen ist eine systematische Abweichung zu erkennen. Auf Grund der längeren Integrationszeit (5 Stunden) der Kalium-Lidar-Daten ist dieses Profile viel glatter. Die Temperaturdifferenzen sind aber hauptsächlich auf natürliche Temperaturvariationen zurückzuführen. Der Fehler der Temperaturmessung ist auf dem Maximum der Schicht in etwa 90 km Höhe ca. 0,4 K für Eisen und ca. 1,2 K für Kalium. Außerdem ist in Abbildung 7.2 zu erkennen, dass die Eisen-Lidar-Profile einen größeren Höhenbereich abdecken. Der geringere Fehler und der größere Höhenbereich sind unter anderem auf die wesentlich höhere Dichte zurückzuführen.

Die erfolgreichen Testmessungen haben gezeigt, dass es möglich ist unser Kalium-Lidar auf Eisen umzurüsten. Es müssen aber noch verschiedene Entwicklungen und Verbesserungen durchgeführt werden bevor das Eisen-Lidar zu so einem verlässlichen Messsystem wie das Kalium-Lidar wird. Um den regulären Messbetrieb nicht zu stören und genügend Zeit für Entwicklungen zu haben, wurde zunächst mit der Umrüstung des mobilen Lidars begonnen. Dieses wurde Ende 2003 aus Spitzbergen zurückgeholt und steht seit dem auf dem Institutsgelände. Eine der wichtigsten Entwicklungen wird die Tageslichtfähigkeit sein, dies ist die Voraussetzungen für lange Messungen (Kap. 15) und für Messungen in polaren Breiten (Kap. 10). Darüberhinaus muss eine Möglichkeit geschaffen werden, den Laser ohne Referenzzelle auf die Resonanzwellenlänge zu justieren. Zukünftig sollen auch beide Wellenlängen (772 nm und 386 nm) detektiert werden. Somit ist eine bessere Trennung zwischen Rayleigh- und Resonanzsignal möglich und es kann die Berechnung von durchgehenden Temperaturen von 30 bis 110 km durchgeführt werden. Für die Sondierung von leuchtenden Nachtwolken wird das Lidar mit zwei Wellenlängen bessere Nachweismöglichkeiten (z.B. Nachweisempfindlichkeit, Teilchengröße) als das Kalium-Lidar bieten.

8 Lidarmessungen und Modellierung von Schwerewellen über Kühlungsborn zwischen 1 und 100 km Höhe

(M. Rauthe, U. Berger, C. Fricke-Begemann, M. Gerding, J. Höffner, J. Lautenbach, P. Menzel)

Atmosphärische Schwerewellen haben auf die Dynamik und die Temperaturstruktur der mittleren und oberen Atmosphäre einen starken Einfluss. Für die Untersuchung der Schwerewellen können die von den Kühlungsborner Lidars (s. Kap. 6) bei Nacht gemessenen durchgängigen Temperaturprofile benutzt werden (vgl. Abb. 8.1). Dabei werden in den Messungen von 1-100 km (bzw. 80–100 km bei Tag) Zeitauflösungen von 10 min bis 1 h und Höhenauflösungen von unter 1 km erreicht. Die Temperaturen zeigen Wellenstrukturen (vgl. Abb. 8.1 und 8.2), die sich mit der Höhe verändern. Die Amplituden der welleninduzierten Temperaturvariationen erreichen Werte von 0.5-1 K in der Troposphäre bis teilweise über 30 K in der unteren Thermosphäre. Der durch die Messungen abgedeckte Höhenbereich erlaubt



Abb. 8.1: Lidarmessungen der Absoluttemperatur vom 25. auf den 26. Februar 2003. Die gepunkteten Linien geben die Übergänge zwischen den verschiedenen Messmethoden an (s. Kap. 15).

erstmalig die gleichzeitige Beobachtung von Schwerewellen in ihrer Quellregion (Bereich der Tropopause) bis in Bereiche der mittleren Atmosphäre (70–100 km), wo verstärkt Dissipationsprozesse stattfinden. Dabei gestattet die Zeitauflösung die Erfassung aller kurzperiodischen Wellen zwischen 20 min und 8 h.



Abb. 8.2: Temperaturabweichungen vom jeweiligen Nachtmittel während fünf aufeinanderfolgender Messnächte im Februar 2003, ergänzt durch die Tagesmessungen des K-Lidars. Die gestrichelten Linien deuten die nach unten laufenden Phasen der Temperaturvariationen an.

In Abbildung 8.2 ist die bis jetzt längste zusammenhängende Messung der durchgängigen Temperaturprofile vom Februar 2003 zu sehen. Die Temperaturabweichungen vom Nachtmittel zeigen neben den mit der Höhe zunehmenden Amplituden auch starke Veränderungen der Wellenstruktur von Nacht zu Nacht. Die Tageslicht-Daten des K-Lidars ergänzen die Nachtmessungen beider Lidars und bestätigen den Eindruck der ständigen Anwesenheit von Wellen (s. Kap. 15). Es ist möglich, die mit der Zeit nach unten laufenden Phasen der sich nach oben ausbreitenden Wellen über die tageslichtbedingten Messlücken hinweg zu verfolgen. Spektralanalysen der einzelnen Nächte zeigen, dass dominierende vertikale Wellenlängen bei etwa 12 und 25 km zu finden sind. Darüberhinaus sind an den ersten drei Tagen noch Wellen mit mehr als 30 km Wellenlänge zu beobachten. Am letzten Tag der Messung löst sich das zuvor klare Muster auf und es sind auch keine dominierenden vertikalen Wellenlängen von mehr als 20 km in der Analyse zu finden. Kürzerperiodische Schwankungen bestimmen nun das Bild. In der mittleren Energiedichte der Atmosphäre zwischen 10 und 100 km zeigt sich nach der Zunahme von etwa 120 auf 145 J kg⁻¹ in den ersten vier Nächten fast eine Halbierung auf ca. 80 J kg⁻¹ in der fünften Nacht. Die zeitlichen Änderungen dieser und anderer Wellencharakteristika ermöglichen Rückschlüsse auf die Variation der Brechungshöhen und Filtereigenschaften in der Atmosphäre.

Um diese Mechanismen besser zu verstehen, wird ein neuartiges, statistisches Schwerewellenmodell herangezogen. Als Quelle wird von etwa eintausend einzelnen, sich überlagernden Schwerewellen ausgegangen. Sie breiten sich von der Tropopausenregion in die Mesosphäre und untere Thermosphäre aus, wobei sie untereinander und mit der Hintergrundatmosphäre wechselwirken. Die Wellen haben zunächst statistisch verteilte Anfangseigenschaften (Phase, Amplitude,



Abb. 8.3: Zufällig ausgewähltes Spektrum von horizontalen Wellenlängen und Perioden in 18 km (links), verbleibendes Spektrum nach Ausbreitung bis in 85 km (rechts).

Ausbreitungsrichtung, vgl. Abb. 8.3). Für jede einzelne Welle als auch für das gesamte Spektrum wird in jedem Rechenschritt das Amplitudenwachstum und die Phasenlage unter Einbeziehung von Brechungsbedingungen berechnet. Diejenigen Wellen, die Reflektions- oder kritische Niveaubedingungen erfüllen, werden aus den Spektren entfernt. Für die Hintergrundfelder von Wind und Temperatur werden klimatologische Mittel der jeweiligen geographischen Breite eingesetzt.

Die aus den Messdaten ersichtlichen Temperaturvariationen können direkt mit den Modellsimulationen für ein bestimmtes Schwerewellenspektrum oder eine bestimmte Hintergrundatmosphäre verglichen werden. Abbildung 8.4 zeigt als Beispiel die Temperaturvariation über mehrere Stunden an einem Ort, wie sie bei Überlagerung von eintausend Wellen und gleichzeitiger Drift mit dem Hintergrundwind entsteht. So ist eine direkte Vergleichbarkeit mit gemessenen Lidar-Daten gewährleistet. Die mit dem Modell berechneten Struktu-



Abb. 8.4: Modellsimulation der Temperaturvariation von Schwerewellen für 54° N (Winterbedingungen).

ren ähneln den beobachteten stark (vgl. Abb. 8.2 und 8.4).

Auf der Basis von Lidarmessungen und Modellergebnissen soll in Zukunft die Anregung der Schwerewellen, ihre teilweise Filterung in der Stratosphäre und ihre weitere Ausbreitung durch die Mesosphäre in die untere Thermosphäre eingehender untersucht werden. Mit den Lidarmessungen können Perioden, vertikale Wellenlängen, Amplituden und potentielle Wellenenergien ermittelt werden. Die Modellierung ergänzt diese Informationen durch weitere Schwerewelleneigenschaften und erlaubt es, die Wechselwirkung der Wellen untereinander und mit der Hintergrundatmosphäre detailliert zu studieren. Außerdem können die modellierten Charakteristika der Schwerewellen mit den durch die Messung gewonnenen Parametern verglichen werden.

9 NLC-Messungen auf Spitzbergen (78° N)

(P. Menzel, C. Fricke-Begemann, J. Höffner, J. Lautenbach)

Nach der Generalüberholung des mobilen Kalium-Lidars wurde dieses im Mai 2001 auf einem Hochplateau in der Nähe des Ortes Longyearbyen auf Spitzbergen (78° N) installiert und lieferte ab Juli 2001 Informationen über die Temperatur sowie die Kaliumdichte im Bereich der Mesopause. Darüberhinaus konnten NLC (leuchtende Nachtwolken) nachgewiesen und deren Häufigkeit untersucht werden. Bei NLC handelt es sich um Eiswolken in einer ungewöhnlichen Höhe von etwa 80 bis 90 km, die nur im Sommer in den polaren Breiten in Erscheinung treten. Diese Höhe ist so ungewöhnlich, da sich bei der dort vorherrschenden Luftdruck nur bei sehr niedrigen Temperaturen Eisteilchen bilden können.

$\mathbf{Messgröße} \setminus \mathbf{Jahr}$	2001	2002	2003
erste Messung	11.6.	28.2.	31.3.
erste NLC	11.6.	-	11.6.
letzte NLC	12.8.	-	21.8.
letzte Messung	4.10.	24.3.	21.8.
gemessene NLC [Stunden]	142	0	83
Messzeit in der NLC-Saison [Stunden]	184	0	121
gesamte Messzeit [Stunden]	275	120	261
NLC-Häufigkeit	77%	-	68%
NLC-Häufigkeit über ALOMAR (69°N)	20,9%	13,5%	$27,\!6\%$

Tab. 9.1: Messungen auf Spitzbergen, 78°N

In der Zeit vom 11.06.2001 bis zum 22.08.2003 wurden Messungen über 656 Stunden durchgeführt, wobei es zu einer Messzeit von 305 Stunden während der NLC-Saison kam. Beginn und Ende der Messungen sowie der NLC-Saisonen sind in Tabelle 9.1 dargestellt. Dabei ist hier zu beachten, dass in der Zeit vom 12. August 2001 bis zum 26. August 2001 aufgrund der Wetterlage keine Messungen möglich waren.



Abb. 9.1: NLC-Beobachtungen im Zeitraum der Messungen von Juni 2001 bis August 2003. Die grünen Balken geben die tägliche Messzeit, die roten den Anteil der gemessenen NLC an.

Die mittlere NLC-Häufigkeit während der Saisonen 2001 und 2003 betrug zusammen 74% über Spitzbergen. Der Vergleich der NLC-Häufigkeiten über ALOMAR mit der über Spitzbergen zeigt eine deutliche Zunahme in Richtung des Pols. Abbildung 9.1 zeigt in den grünen Balken die tägliche Messzeit und in den roten Balken den Anteil der beobachteten NLC. Dargestellt sind alle gemessenen Daten während der NLC-Saisonen 2001 und 2003 auf Spitzbergen. Ebenfalls bestimmt wurde die Höhe der NLC, die 2001 bei 83,6 km und 2003 bei 83,3 km lag, was eine Höhe von 83,5 km ergibt, wenn man über alle Einzelprofile mittelt. Dabei liegt die mittlere quadratische Abweichung vom Mittelwert bei $\pm 1,1$ km und es ist keine signifikante Änderung der Höhe im Verlauf der NLC-Saison zu beobachten. Die niedrigste im Messzeitraum beobachtete NLC hatte ihr Maximum in einer Höhe von 80,3 km, während die Höchste bei 87,7 km lag. Die mittleren Höhen der Ober- und Unterkante betrugen 85,0 km und 82,5 km mit einer mittleren quadratischen Abweichung von 1,3 km bzw. 1,1 km. Die mittlere Schichtdicke (FWHM) der NLC betrug 1,6 km mit einer mittleren quadratischen Abweichung von 0,8 km.

Betrachtet man den maximalen Volumen-Rückstreukoeffizienten β_{max} jedes einzelnen Profils, so sind besonders in der Saison 2001 Wolken mit größerem Rückstreukoeffizienten in geringeren Höhen zu erkennen, während die mit kleinerem Volumen-Rückstreukoeffizienten in größeren Höhen beobachtet wurden.



Abb. 9.2: Der maximale Volumen-Rückstreukoeffizient β_{max} mit der Höhe für 2001 (grau) und 2003 (rot) in Kanälen von $0, 4 \cdot 10^{-10} m^{-1} sr^{-1}$, sowie der Mittelwert pro Kanal (schwarz), für eine Wellenlänge von 770 nm. Jeder Punkt steht für ein gespeichertes Rückstreuprofil, in dem über 4000 Laserpulse (etwa 2 min) integriert wurde.

In Abbildung 9.2 ist dies dargestellt, wobei man den Verlauf des Mittelwerts (schwarze Linie) als das Absinken größerer Eisteilchen interpretieren kann, wie es auch aus der Theorie hervorgeht. Der maximale Volumen-Rückstreukoeffizient bei der verwendeten Wellenlänge 770 nm betrug über alle Profile gemittelt $4, 11 \cdot 10^{-10} m^{-1} sr^{-1}$. Allerdings variierte dieser Wert im Laufe der Messungen sehr stark. Die mittlere quadratische Abweichung betrug mehr als 100%.

Uber den gesamten Messzeitraum wurde beobachtet, dass sich die Oberkante der NLC stets unterhalb der Kaliumschicht befindet. Dies lässt Schlussfolgerungen über einen Zusammenhang von Kaliumschicht und NLC zu. Insbesondere ist dieser Zusammenhang bei der Untersuchung des sommerlichen Minimums der Kaliumdichte von Bedeutung, das über Spitzbergen sowie Kühlungsborn beobachtet wird. Hierauf wird weiter in Kapitel 10 eingegangen.

10 Temperaturen und Kaliumdichten auf Spitzbergen $(78^{\circ} N)$

(J. Höffner, C. Fricke-Begemann, J. Lautenbach, F.-J. Lübken, P. Menzel)

Anfang Mai 2001 wurde das mobile Kalium-Temperaturlidar nach Spitzbergen, 78° N, transportiert, wo rechtzeitig zur NLC Saison Anfang Juni mit Messungen von Temperaturen, NLC und Kaliumdichten in der Mesopausenregion begonnen werden konnte. Trotz der schwierigen arktischen Umweltbedingungen und der Herausforderung alle Messungen im Sommer unter Tageslicht durchführen zu müssen, wurden in mehreren langen Kampagnen bis Ende August 2003 erfolgreich Messungen durchgeführt. Der Schwerpunkt der Messungen lag dabei auf der thermischen Struktur in der Mesopause mit ihren extrem niedrigen Temperaturen im Sommer. Das dazu eingesetzte Messverfahren erlaubt allerdings gleichzeitig auch die Beobachtung von NLC und freien Kaliumatomen, auch wenn beide Signale aus demselben Höhenbereich stammen. Eine Trennung beider Signale gelingt dabei aufgrund der unterschiedlichen Wellenlängenabhängigkeiten von Mie- und Resonanzstreuung. Trotz aller Widrigkeiten konnten insbesondere in 2001 und 2003 kontinuierlich Messungen über die gesamte Sommersaison durchgeführt werden. Zusammen mit den Messungen aus dem Frühjahr 2002 steht nun ein Datensatz zur Verfügung, der sich lückenlos von Ende Februar bis Anfang Oktober erstreckt. Damit konnte Weltweit erstmals ein genaues Bild vom saisonale Verlauf sowohl der Mesopausen-Temperaturen, als auch der NLC und Kaliumdichten in hohen polaren Breiten gewonnen werden. Ergebnisse aus diesen Messungen werden auch in den Kapiteln 9 und 11 vorgestellt.

Das Beispiel in Abb. 10.1 vom 31. Juli 2001 zeigt die Kaliumdichte mit der darunter liegenden NLC. Zusätzlich ist die PMSE mit eingezeichnet, wie sie vom SOUSY Radar gleichzeitig und im selben Volumen beobachtet wurde (siehe auch Kapitel 11). In allen auf Spitzbergen durchgeführten Messungen lag die NLC entweder deutlich unterhalb der Kaliumschicht oder reichte mit ihrer Oberkante bis an die Kaliumschicht heran. In keinem einzigen Fall konnte beobachtet werden, das sich die NLC bis in die Kaliumschicht hinein erstreckte. Aus den Messungen lässt sich daher schließen, dass die Anwesenheit größe-



Abb. 10.1: Kaliumdichten, NLC Lidar) und PMSE (Radar) über Spitzbergen. Während die NLC immer unterhalb der Kaliumschicht bleibt, erstreckt sich die PMSE weit innerhalb der Kaliumschicht.

rer Eisteilchen einen starken Einfluss auf die Chemie der Kaliumschicht ausübt. Andererseits ist die Kaliumschicht in der Gegenwart einer PMSE, welche im Mittel kleinere Eisteilchen repräsentieren, relativ unbeeinflusst, wie am Beispiel in Abb. 10.1 zu erkennen ist. Zeitweise treten zwar deutliche Korrelationen zwischen Kaliumschicht und PMSE Oberkante auf, zu anderen Zeiten aber scheinen beide Komponenten ihrer eigenen Dynamik zu folgen. Der Einfluss der Eisteilchen auf die Chemie der Kaliumschicht hängt daher stark von der Größe der Eisteilchen ab.

Das auch die PMSE über längere Zeiten einen starken Einfluss auf die Kaliumschicht hat, wird im Vergleich der Jahresgänge der Kaliumdichten von Kühlungsborn und Spitzbergen deutlich. Gegenüber allen anderen bekannten Metallen zeigt die Kaliumdichte einen Halbjahresgang mit einem ungewöhnlichen Dichteanstieg im Sommer. In (Abb. 10.2) wurde das beobachtet Sommermaximum der Kaliumschicht auf Spitzbergen den beobachten Dichten von Kühlungsborn überlagert.

Insgesamt liegt die Kaliumschicht auf Spitzbergen etwas höher, zeigt aber ähnliche Strukturen. Besonders auffällig ist die Unterkante der Kaliumschicht auf Spitzbergen, die im Sommer einen ungewöhnlichen Anstieg in der Höhe zeigt. Dieser Anstieg fällt zeitlich in etwa mit dem Beginn der PMSE Saison zusammen. Beim ersten Auftreten von NLC Anfang Juni ist im Mittel nur noch sehr wenig Kalium unterhalb von 90 km vorhanden. In den Sommermonaten Juni/Juli/August erreichen die Wahrscheinlichkeiten für die Existenz von PMSE und NLC ihre Maximalwerte. NLC können in ca. (74 %) der Zeit beobachtet



Abb. 10.2: Vergleich der Kaliumdichten von Kühlungsborn (farbkodiert) und Spitzbergen (weiße Konturlinien). Die senkrechten Linien entsprechen dem jeweilig ersten und letzten Auftreten von PMSE und NLC

werde. PMSE treten mit bis zu (100 %) Wahrscheinlichkeit auf. Der Höhenbereich für PMSE erstreckt sich dabei bis ca. 92 km Höhe wie in Abb. 1.2 erkennbar ist. Anfang August beginnt sich die Unterkante der Kaliumschicht wieder abzusenken und erreicht Anfang September ihre niedrigste Höhe. Kurz zuvor verschwinden sowohl die letzten NLC als auch die PMSE.

Die Anwesenheit von Eisteilchen stellt für die Messung von Temperaturen anhand der Resonanzstreuung ei-Störung dar, welche die ne Auswertung erheblich erschwert. Die schwierigen Tageslichtbedingungen schränken den Höhenbereich für Temperaturmessung gegenüber früheren Messungen bei Nacht weiter ein. Trotzdem konnten Temperaturen für den gesamten Messzeitraum bestimmt werden. Die Auswertung ist noch nicht vollständig abgeschlossen, zeigt aber bereits erste Ergebnisse. Die vorläufige Auswertung in Abb. 10.3 ergibt, dass die tiefsten Temperaturen Anfang Juli auftreten. Die Tempe-



Abb. 10.3: Jahresgang der Temperaturen in der Mesopausenregion. Die kältesten Temperaturen mit Werten unter 120 K treten in 89 km Höhe Anfang Juli auf und liegen damit deutlich unter den notwendigen Temperaturen zur Bildung von Eisteilchen.

raturen fallen in den Sommermonaten auf unter 120 K, was weit unterhalb der Schwellentemperatur für die Bildung von Eisteilchen ist. Die kältesten Temperaturen treten oberhalb der NLC in 89 km Höhe auf, was in guter Übereinstimmung mit den Ergebnissen des COMMA/IAP Modells ist. Im Vergleich zu den gemessenen Temperaturen von Andøya (69 ° N) liegt die Mesopause etwas höher und ist ca. 10 K kälter. Die beobachteten Temperaturen weisen gegenüber der Häufigkeit von NLC und PMSE eine Verschiebung auf, deren Ursache noch zu klären ist. Die gemessenen Temperaturen werden in Zukunft sowohl realistischere Modellierung von NLC/PMSE erlauben, als auch zum besseren Verständnis der globalen Struktur der Mesopausenregion beitragen.

11 Temperaturen, NLC und PMSE auf Spitzbergen

(F.-J. Lübken, A. Müllemann, M. Zecha, J. Höffner, J. Röttger²)

Im Rahmen des Drittmittelprojektes ROMA wird die thermische und dynamische Struktur der Mesosphäre und oberen Stratosphäre in polaren Breiten mit Hilfe von "meteorologischen Raketen" erforscht. In diesem Beitrag konzentrieren wir uns auf Temperaturprofile im Höhenbereich von etwa 95 bis 35 km, die aus den Trajektorien von sogenannten "fallenden Kugeln" abgeleitet werden. In einer Messkampagne wurden vom 16. Juli bis 14. September 2001 insgesamt 25 fallende Kugeln in der Nähe der Stadt Longyearbyen (78°N,15°O) auf der nordpolaren Insel Spitzbergen gestartet. Bis auf einen Fall waren alle Flüge erfolgreich und ergaben wissenschaftliche Daten.



temperature [K]

Abb. 11.1: Temperaturprofil einer fallenden Kugel, welche am 6. August 2001 gestartet wurde (schwarz). Zum Vergleich sind zwei Profile von Frostpunkttemperaturen gezeigt, wobei H₂O-Konzentration aus Modellrechnungen verwendet wurden, die mit (blau, gestrichelt) bzw. ohne (blau, durchgezogen) Berücksichtigung des sogenannten "freeze-drying"-Effekts durchgeführt wurden. Das grüne Profil zeigt die PMSE, gemittelt in einem Zeitraum von ca. ± 1 h um den Raketenstart. Das violette Profil zeigt in analoger Weise das NLC-Signal.

Neben den Sondierungen mit Raketen wurden verschiedenartige bodengebundene Beobachtungen durchgeführt, wobei die Temperaturund NLC-Messungen des Kalium-Lidars und die PMSE-Messungen des SOUSY-Radars für das ROMA-Projekt von besonderem Interesse sind. Weitere Ergebnisse des Kalium-Lidars werden in den Artikeln 9 und 10 vorgestellt. Das Kalium-Lidar des IAP befand sich während der ROMA-Kampagne ca. 2,5 km von der Startrampe der Raketen entfernt. Das VHF-Radar (genannt SOUSY) des Max-Planck-Instituts für Aeronomie in Lindau befindet sich seit 4 Jahren in der Nähe von Longyearbyen, etwa 15 km vom Startplatz entfernt.

In Abb. 11.1 ist das Ergebnis des Fluges einer fallenden Kugel gezeigt, die am 6. August 2001 um 9:38 UT gestartet wurde (UT=universal time). In der Abb. sind auch PMSE- bzw. NLC-Profile, sowie Frostpunkttemperaturen (T_f) dargestellt. Bei der Berechnung von T_f benötigt man neben den Temperaturen die Wasserdampfkonzentration. Da hierzu keine Messungen vorliegen, wurden zwei unterschiedliche Modellprofile verwendet, und zwar ein Modell mit und eines ohne Berücksichtigung des "freeze-drying"-Effektes. Hierbei handelt es sich um die Austrocknung der Mesopausenregion dadurch, daß Eisteilchen beim Wachsen den Wasserdampf aus der Atmosphäre aufnehmen, dann sedimentieren und beim Verdampfen den Wasserdampf in einer Höhe von etwa 82-83 km wieder abgeben. Satellitenmessungen von HALOE deuten in der Tat an, daß es in diesen Höhen eine Ansammlung von Wasserdampf gibt. Man

erkennt aus Abb. 11.1, daß sowohl PMSE als auch NLC in einem Bereich mit Übersättigung $(T < T_f)$ auftreten. Die NLC erstreckt sich nur über den unteren Bereich der PMSE. Eine systematische Analyse aller gleichzeitigen Messungen zeigt, daß PMSE und NLC praktisch ausschließlich in einem Höhenbereich mit Übersättigung auftreten, während der umgekehrte Fall

 $^{^{2}{\}rm Max-Planck-Institut,\ Katlenburg-Lindau}$

nicht notwendigerweise erfüllt sein muß, d. h. man beobachtet im Einzelfall starke Übersättigung, jedoch keine PMSE und keine NLC, insbesondere oberhalb von etwa 87 km.



Abb. 11.2: Jahreszeitliche Variation der Häufigkeit von PMSE (farbig). Die schwarzen Isolinien markieren den Übergang von Über- zu Untersättigung (also $T=T_f$), wobei die Temperaturen der fallenden Kugeln und H₂O-Werte aus Modellen verwendet wurde. Um den Einfluß der Temperaturen zu demonstrieren, wurden diese um ±5 K variiert (gestrichelte Linien).

PMSE sehr gut mit dem Bereich der Übersättigung übereinstimmt, der praktisch vollständig durch die thermische Struktur und in weitaus geringerem Maße durch die Wasserdampfkonzentration bestimmt wird. PMSE treten im Mittel also praktisch immer auf, wenn die Temperaturen niedrig genug sind, während andere Voraussetzungen für PMSE, wie z. B. Turbulenz oder genügend viele freie Elektronen, weit weniger Einfluss auf die Ausbildung von PMSE haben.



Abb. 11.3: Gleichzeitige Messung einer PMSE (farbig) und einer NLC (schwarze Konturlinien) am 5/6 August 2001 in Spitzbergen.

In Abb. 11.2 ist die jahreszeitliche Variation der über einen Tag gemittelten PMSE-Häufigkeit dargestellt. Man erkennt, daß sich die PMSE auf einen Höhenbereich von ca. 82 bis 92 km erstrecken und bis Mitte August praktisch permanent vorhanden sind (der Beginn der PMSE-Saison liegt im Mai und wurde erst in den Jahren nach der ROMA-Kampagne systematisch vermessen). Bis Ende August verschwinden die PMSE. Um den 15. August ist es eine deutliche Abnahme der PMSE-Häufigkeit zu erkennen, deren Ursache noch nicht geklärt ist. In Abb. 11.2 sind auch Linien eingezeichnet, die den Übergang von Über- zu Untersättigung markieren, also $T=T_f$. Wiederum wurden verschiedene H_2O -Profile verwendet (s.o.). Man erkennt deutlich, daß die jahreszeitliche Variation von

In Abb. 11.3 ist eine gleichzeitige Messung einer PMSE und einer NLC dargestellt. Man erkennt, daß die Unterkanten der NLC- und der PMSE-Schicht sehr gut übereinstimmt (teilweise innerhalb der kombinierten Höhenauflösung der beiden Instrumente), während sich die PMSE im Vergleich zur NLC weiter nach oben erstreckt. Die gute Übereinstimmung der Unterkanten von NLC und PMSE ist auch deswegen bemerkenswert, weil das Lidar in 80 km nur einen Durchmesser von ca. 20 m abdeckt, während das SOUSY-Radar Signale aus einem Bereich mit einem Durchmesser von ca. 6000 m empfängt. Dies deutet auf eine Homogenität der Schichten über mindestens mehrere Ki-

lometer hin. Die in Abb. 11.3 gezeigte Höhenabdeckung von PMSE und NLC ist typisch für Spitzbergen und ist wie folgt zu verstehen: Eisteilchen beginnen an der Mesopause (ca. 90 km) zu wachsen, sedimentieren in niedrigere Höhen und verdampfen, wenn sie in ca. 82 km Temperaturen oberhalb von etwa 150° K vorfinden. Solange die Eisteilchen noch kleiner als ~ 20 nm sind, kann man sie mit dem Lidar nicht nachweisen. Sie können sich aber aufladen und dadurch die Eigenschaften des Plasmas derart beeinflussen, daß es zu PMSE kommt. Es wird in Zukunft darum gehen, die Messungen in Spitzbergen in Zusammenhang mit unserem jetzt verbesserten Verständnis von NLC und PMSE zu nutzen, um weitere, geophysikalisch relevante Eigenschaften der Mesopausenregion in polaren Breiten abzuleiten und Schlußfolgerungen über die thermische und dynamische Struktur der Hintergrundatmosphäre zu ziehen.

12 Beobachtungen leuchtender Nachtwolken in 69° N von 1997 bis 2003

(J. Fiedler, G. Baumgarten, G. von Cossart, S. Loßow, A. Schöch, U. von Zahn)

Leuchtende Nachtwolken (NLC) sind sichtbare Zeichen für einen extremen Zustand der Erdatmosphäre. Sie treten im Sommer in hohen geographischen Breiten im Höhenbereich zwischen 80 und 90 km auf und sind an das Vorhandensein von Wasserdampf in Kombination mit sehr niedrigen Temperaturen gebunden. Letztere können auf Werte bis zu -140°C absinken und liegen damit deutlich unter der Strahlungsgleichgewichtstemperatur. Bei diesen Temperaturen kann die Entstehung von Eisteilchen trotz des geringen Wasserdampfgehaltes bewirkt werden. NLC werden seit nahezu 120 Jahren visuell beobachtet, seit einiger Zeit auch mit Fernerkundungstechniken (wie Satelliten, Lidars) und in situ Messungen mittels Höhenforschungsraketen. Die Benutzung eines Lidargerätes bietet als Vorteil die Kombination sowohl langfristiger Messreihen mit einer hohen Empfindlichkeit, Genauigkeit und Reproduzierbarkeit bei der Bestimmung grundlegender Parameter von NLC-Schichten als auch die Möglichkeit der Ableitung von Teilcheneigenschaften. Diese Möglichkeiten sind insbesondere zur Untersuchung der Variabilität der NLC, wie sie unter anderem durch den solaren Einfluss und von Schwerewellen erzeugt wird, von Bedeutung.

Mit dem ALOMAR RMR Lidar ist ein nunmehr 7 jähriger Datensatz kontinuierlicher NLC-Beobachtungen entstanden. Er enthält bei 1880 Stunden Messzeit 640 Stunden NLC Signaturen und ist damit der umfangreichste lidargemessene NLC-Datensatz überhaupt. Abbildung 12.1 zeigt die zeitliche und vertikale Verteilung des maximalen Volumenrückstreukoeffizienten (BSC, Einheit $10^{-10} \,\mathrm{m}^{-1} \,\mathrm{sr}^{-1}$) der NLC-Teilchen, einem Maß für die Intensität bzw. Helligkeit der Wolken, in ver-



Abb. 12.1: Verdichtete Darstellung der NLC-Helligkeit in Form des maximalen Volumenrückstreukoeffizienten bei 532 nm für die Jahre 1997 bis 2003 (Erklärungen siehe Text), sowie Frostpunkttemperaturen aus Modellen von Körner & Sonnemann 2001 (durchgezogen) und von Zahn & Berger 2003 (gestrichelt).

dichteter Form. Hierbei wird innerhalb der dargestellten Zeitauflösung von 6 Stunden in jeder Höhe der maximale Intensitätswert aller in die jeweilige Zeitscheibe fallender Höhenprofile farbkodiert dargestellt. Dies ergibt eine konstruierte hellste Wolke als Funktion der Höhe und Jahreszeit für 1997 bis 2003. Anfang und Ende der NLC-Saison sind durch geringe Helligkeiten und vertikale Ausdehnungen der Wolken gekennzeichnet. Die Tatsache, daß oberhalb von 88 km, der mittleren Mesopausenhöhe im Sommer über ALOMAR, keine NLC nachgewiesen wurde, läßt sich mit der Theorie über die Teilchenentstehung an der Mesopause und das Wachstum bei gleichzeitigem Absinken verstehen. Zusätzlich sind zwei Kurven für Frostpunkttemperaturen aus unterschiedlichen Modellen in Abbildung 12.1 eingetragen. Innerhalb des umschlossenen Bereiches herrscht Übersättigung, d. h. die NLC-Teilchen können wachsen, außerhalb schmelzen sie ab. Daß auch in der Schmelzzone NLC beobachtet werden liegt einerseits an den Zeitkonstanten für die Wachstums- und Sedimentationsprozesse, wird andererseits aber auch durch Abweichungen vom mittleren klimatologischen Zustand der Atmosphäre, der durch die Modelle beschrieben wird, verursacht. Eine Hauptursache dafür dürften Schwerewellen sein, siehe Kap. 14, deren Einfluß auf den zeitlichen Verlauf der Wolkenhöhe oft in den Daten zu erkennen ist. Während im letzten Institutsbericht die Jahrzu-Jahr Variation von NLC-Parametern dargestellt wurde, soll hier auf deren tageszeitliche Variation eingegangen werden. Abbildung 12.2 zeigt die prozentuale Häufigkeit von NLC als Mittel über die letzten 7 Jahre. Es ist ein eindeutiges tageszeitliches Verhalten zu erkennen, wobei die Wolken am häufigsten in den frühen Morgenstunden auftreten. Der harmonische Fit an die Daten für BSC-Werte >4 für Perioden von 12 und 24 Stunden ergibt eine hohe Korrelation (r = 0,96) mit dominierender ganztägiger Variation. Zum Vergleich ist auch die Kurve für sämtliche beobachtete NLC



Abb. 12.2: Mittelwerte der NLC-Häufigkeit in den Jahren 1997 bis 2003 für unterschiedliche Helligkeitsgrenzen.

gezeigt, d. h. BSC > 0, woraus die sonnenstandsabhängige Empfindlichkeit des Lidars ersichtlich wird. Um definierte Randbedingungen zu erhalten ist es sinnvoll, die Auswertungen auf NLC zu beschränken die zu jeder Tageszeit hätten gesehen werden können (BSC > 4). Die über ALOMAR vorherrschende tageszeitliche Abhängigkeit in der NLC-Häufigkeit wird an anderen Orten nicht beobachtet. Bei Lidarmessungen über dem Südpol wurde während zweier Sommer im wesentlichen eine tageszeitunabhängige Häufigkeit gesehen. Diese Unterschiede könnten durch von Modellrechnungen bei höheren geographischen Breiten vorhergesagte stärkere vertikale Winde und geringere Temperaturen in der Mesopausenregion erklärt werden.

Die über 7 Jahre gemittelte tageszeitliche Variation der Wolkenhöhe und -helligkeit zeigt ebenfalls eine deutliche Abhängigkeit von der Tageszeit. Die Variationen der beiden Parameter sind antikorreliert, d. h. helle Wolken haben eine geringere Höhe als weniger helle Wolken. Dieses Verhalten ist gegensätzlich zu den Bedingungen am Südpol, wo im Mittel über zwei Sommer Höhe und Helligkeit in Phase sind. Allerdings gibt es dort ein-



Abb. 12.3: Harmonische Fits der jahresmittelbereinigten Variationen für Höhe und Helligkeit von NLC bezüglich ganz- und halbtägiger Perioden.

zelne Tage an denen vergleichbare Phasenbeziehungen wie über ALOMAR existieren. Eine höher aufgelöste Darstellung unserer Messungen gibt Abbildung 12.3. Sie zeigt die harmonischen Fits bezüglich ganz- und halbtägiger Perioden für NLC-Höhe und -Helligkeit in einer zusammengesetzten Zeitreihe. Dabei wurden die Fits für jedes Jahr separat berechnet. Auffällig ist die Konstanz der Phasenlage bei der Höhe, so beginnt z. B. jedes Jahr mit abnehmender Höhe nach Mitternacht. Dagegen ist die Beziehung der Parameter zueinander durchaus nicht immer antikorreliert, wie es im mittleren Verhalten über alle Jahre zum Ausdruck kommt. So ist z. B. in den Jahren 1999 und 2003 die Helligkeit durch die ganztägige Variation dominiert, wogegen bei der Höhe der halbtägige Einfluss deutlich ist. Es sind teilweise auch noch kürzere Perioden zwischen 4 und 6 Stunden in den Daten enthalten, die vor allem durch Schwerewellen verursacht sein dürften. In den ganz- und halbtägigen Variationen zeigt sich im wesentlichen der Gezeiteneinfluß. Durch den intensiveren Vergleich unserer Messungen mit Ergebnissen anderer Standorte und Methoden, vor allem in Bezug auf die Variabilität leuchtender Nachtwolken, erwarten wir für die Zukunft weitere interessante Erkenntnisse.

13 Form und Größe von Teilchen leuchtender Nachtwolken

(G. Baumgarten, G. von Cossart, U. Berger, J. Fiedler, S. Loßow, F.-J. Lübken, A. Schöch, U. von Zahn)

Die Kenntnis der Form und Größe der Teilchen leuchtender Nachtwolken (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 mikrophysikalische Interpretation der NLC.

Die Untersuchung der Form von NLC-Teilchen mit einem Lidar funktioniert nach folgendem Prinzip: Das Lidar sendet linear polarisiertes Licht in die Atmosphäre. Wird bei der Streuung an den NLC-Teilchen die Polarisationsebene des rückgestreuten Lichts geändert, d.h. tritt eine Depolarisation (δ) des Lichts auf, können die Teilchen nicht kugelförmig sein. Da

NLC-Teilchen wesentlich kleiner als die Wellenlänge des ausgesendeten Lichts sind, was später noch gezeigt wird, ist der Effekt der Depolarisation sehr klein und somit schwer nachweisbar. Untersuchungen des Streuverhaltens von asphärischen Eis-Teilchen mit einer erweiterten Mie-Theorie (T-Matrix Methode) haben gezeigt, dass bei Teilchen von der Größe der NLC-Teilchen, selbst bei extrem asphärischen Zylindern mit einem Achsenverhältnis (Länge zu Durchmesser) von 10 nur ca. 2 % des Lichts depolarisiert werden.

Mit dem ALOMAR RMR Lidar sind erstmals im Sommer 2000 Messungen der Depolarisation durchgeführt worden. Durch diese Messungen konnte gezeigt werden, dass die Teilchen nicht kugelförmig sein müssen. Die Messungen der Depolarisation der Teilchen leuchtender Nachtwolken stellt folgende Anforderungen an das Lidarsystem: 1. Einen hohen Polarisationsgrad des ausgesendeten Lichts mit $\Delta > 99,6\%$. 2. Eine effiziente Analyse der Polarisation mit einer Blockung größer 10^{-4} . 3. Eine hohe Unterdrückung des solaren Untergrundsignals. Die Depolarisationsmessung selber verlangt eine gut ausgebildete stabile NLC mit einer großen Rückstreuung/Helligkeit. Depolarisationsmessungen werden seit dem Sommer 2000 regelmäßig durchgeführt, jedoch erlaubten die NLC in den Sommern 2001 und 2002 keine weiterführenden Studien, da die Helligkeit der NLC aufgrund der hohen solaren Aktivität sowie der gestörten Dynamik im Sommer 2002 geringer war (Kap. 12, Kap. 15). Im Sommer 2003 konnten wieder Depolarisationsmessungen erhalten werden. Die gemessenen mittleren Depolarisationen liegen bei $\delta = 1.7 \pm 1$ %, die höchsten gemessenen Werte bei $\delta = 3.4 \pm 2$ %. Dabei werden die höheren Depolarisationen



Abb. 13.1: Beobachtung der Depolarisation durch NLC-Teilchen am 01. August 2003. Darstellung der Rückstreukoeffizienten für 532 nm des Gesamt- (links) und des depolarisierten Signals (rechts).



Abb. 13.2: Modellierung einer NLC in 69° N für Sphären (blau) bzw. Nadeln und Platten (rot) mit einem Achsenverhältnis > 1/10.

meist außerhalb des Schichtmaximums der NLC gemessen. Die Depolarisationswerte im Schichtmaximum wurden bei ca. 1% gemessen. Die erhaltenen Depolarisationswerte befinden sich somit in einer guten Übereinstimmung mit den oben erwähnten theoretisch bestimmten Werten. Die Fallgeschwindigkeit für ein kugelförmiges NLC-Teilchen ist größer als für jedes anders geformte Teilchen. Dies liegt daran, dass eine Kugel die kleinste Oberfläche des umschlossenen Volumens besitzt, wodurch die Abbremsung in der Atmosphäre minimal ist. Infolgedessen sinkt eine NLC aus kugelförmigen Teilchen im Vergleich zu einer die aus zylindrischen Nadeln und/oder Platten besteht schneller ab (Abb. 13.2), was ebenfalls Konsequenzen für die sich ausbildende Teilchengröße und damit für die Helligkeit der NLC hat.

Die Form der NLC-Teilchen ist neben ihrer Größe auch für die heterogene Chemie in der Mesopausenregion wichtig. Durch die größere Oberfläche der asphärischen NLC-Teilchen wird z.B. die Aufnahme von Atomen aus den Metallschichten, wie sie mit dem Lidar in der Kalium-Schicht über Spitzbergen beobachtet wurde, beschleunigt (Kap. 11).

Die Größe der NLC-Teilchen wird über den Unterschied der Rückstreuung auf den drei aus-Laserwellenlängen gesendeten (1064 nm, 532 nm, 355 nm) bestimmt. Die Ableitung der Teilchengröße ist nicht analytisch aus den Messungen möglich, sondern erfolgt durch den Vergleich der Messdaten mit einer Simulation der Streuung von Licht an asphärischen Eisteilchen. Hierbei wird neben der Teilchengröße und der Wellenlänge des Lichts auch die Form der Teilchen sowie eine lognormale Verteilung der Teilchengröße vorgegeben. Aus dem numerischen Vergleich der simulierten Daten mit den tatsächlichen Messdaten wird auf die Teilchengröße, deren Verteilung und Form geschlossen.

Die Bestimmung der Teilchengröße während einer Depolarisationsmessung erfolgte in einer Mehrfarbenmessung, die in Abb. 13.2 dargestellt ist. Am 01.08.2003 konnte eine Depolarisationsmessung zwischen 00:00 Uhr und 00:48 Uhr



Abb. 13.3: Beobachtung einer NLC auf den drei Wellenlängen des ALOMAR RMR-Lidar in der Nacht 31.07./01.08.2003. Grüne Wellenlänge, 532 nm, (oben); Infrarot, 1064 nm, (unten links); Ultraviolett, 355 nm, (unten rechts). Der empfindlichste Kanal, 532 nm, (oben), zeigt deutlich die hohe Variabilität der NLC an diesem Tag. Eine Depolarisationsmessung wurde von 00:00 Uhr bis 00:48 Uhr durchgeführt. Die Skalierung der Achsen ist für alle drei Kanäle gleich gewählt.

durchgeführt werden. Während der Depolarisationsmessung wurde eine mittlere Teilchengröße von 31 ± 6 nm bestimmt (lognormal, $\sigma=1,4$). Im weiteren Verlauf der NLC-Beobachtung sind Teilchen mit einer Größe 47 ± 3 nm beobachtet worden, eine Messungen der Depolarisation war aufgrund des hohen Sonnenstandes nicht mehr möglich.

Da die NLC-Teilchen mit ca. 50 nm wesentlich kleiner sind als die Wellenlänge des Lichts wird theoretisch erwartet, dass die Rückstreuung mit der 4. Potenz von der Wellenlänge abhängt bzw. mit der 6. Potenz vom Radius. Die Messungen zeigen jedoch eine Abweichung von dieser sogenannten Rayleigh-Näherung und die beobachtete Rückstreuung ist proportional zur 5.–6. Potenz der Größe der Teilchen. Nach dem Ende der NLC-Saison 2003 wurde damit begonnen den Nachweiszweig des Lidars so zu verändern, dass zukünftig Depolarisationsmessung ständig möglich sind. NLC-Beobachtungen zeigen teilweise eine hohe Variabilität, in Zeitskalen von wenigen Minuten, die wir in Zukunft auflösen wollen, um die mikrophysikalischen Prozesse besser zu verstehen. Dies eröffnet die Möglichkeit die Modulation der Eiswolken durch Schwerewellen zu beschreiben (Kap. 20).

14 Lidar-Messungen von Temperaturen und Schwerewellen über ALOMAR

(S. Loßow, A. Schöch, G. Baumgarten, G. Birkeli, G. von Cossart, J. Fiedler, U. von Zahn)

Die Ableitung von Temperaturprofilen aus den gemessenen Profilen der relative Dichte und deren Analyse ist eines der wissenschaftlichen Hauptziele des ALOMAR RMR-Lidars. Insgesamt wurden in den beiden zurückliegenden Jahren rund 2100 Stunden Temperaturdaten mit beiden Systemen des ALOMAR RMR-Lidars aufgenommen. Abbildung 14.1 gibt als Beispiel die Temperaturentwicklung für Januar und Anfang Februar 2003 über ALOMAR und über der Esrange (Nordschweden, 67.9° N, $21,1^{\circ}$ O) wieder. Diese Daten wurden im Rahmen eines gemeinsamen Pro-



Abb. 14.1: Zeitreihe der Nachtmittel-Temperaturen über ALOMAR und der Esrange im Winter 2003.

jekts des ALOMAR RMR-Lidars und des Esrange UBonn Lidars aufgenommen und umfassen den Höhenbereich zwischen 30 km und 75 km bzw. 65 km. Anfang Januar lässt sich im Höhenbereich um 45 km ein ausgeprägter Temperaturanstieg erkennen. Solche so genannten Stratosphären-Erwärmungen treten regelmäßig im Winter auf und werden durch Veränderungen in der großräumigen Zirkulation der Atmosphäre hervorgerufen. Durch die veränderte Temperaturstruktur werden auch andere Phänomene der polaren Winteratmosphäre beeinflusst, wie zum Beispiel polare Stratosphärenwolken und der damit verbundene katalytische Ozonabbau (Ozonloch).

Die Temperaturstruktur der mittleren Atmosphäre wird maßgeblich durch Wellen bestimmt. Besonders wichtig sind dabei die so genannten Schwerewellen, die in der Troposphäre und unteren Stratosphäre durch verschiedene Prozesse angeregt werden und sich dann vertikal und horizontal in der Atmosphäre ausbreiten. Dabei sorgen sie für einen Transport und eine Umverteilung von Energie und Impuls und haben so einen großen Einfluss auf die Zirkulation der Atmosphäre. Anhand der mit Hilfe der Lidar-Messungen gewonnenen Temperaturdaten können solche Wellen beobachtet und untersucht werden.

Die Untersuchung der Schwerewellen über dem ALOMAR-Observatorium hat in den letzten zwei Jahren einen großen Stellenwert eingenommen und wurde in Einzelstudien oder kampagnenweise (z.B. Messkampagne Sommer 2002) realisiert. Der Anteil der Schwerewellen an einem beobachteten Temperaturprofil lässt sich separieren, indem die Differenz zum Hintergrund-Temperaturprofil gebildet wird. Aus den so gewonnenen Temperaturabweichungen lassen sich direkt oder aus ihrem zeitlichen Verlauf verschiedene Schwerewellen-Parameter bestimmen. Hierzu gehören die Amplitude, vertikale Wellenlänge, Periode und vertikale Phasengeschwindigkeit. Zur spektralen Analyse der Temperaturabweichungen wird die Wavelet-Transformation genutzt, die sowohl die Information über den Frequenzgehalt des Datensatzes, als auch die Lokalisierung der einzelnen Frequenzanteile liefert. Dies bietet den Vorteil den Höhen- bzw. Zeitverlauf von Schwerewellen-Perioden und -Wellenlängen charakterisieren zu können.

Im Rahmen der gemeinsamen Winterkampagne 2003 mit dem UBonn Lidar auf der Esrange wurden Fallstudien zum Einfluss des skandinavischen Bergrückens auf Schwerewellen durchgeführt, um speziell die orographische Anregung von Schwerewellen zu untersuchen. Abbildung 14.2 zeigt die abgeleiteten Temperaturprofile einer solchen gemeinsamen Messung vom 19./20. Januar 2003, bei der beide Lidarinstrumente mehr als sieben Stunden gleichzeitig betrieben wurden. Die Rohdaten wurden jeweils über eine Stunde gemittelt und der Anfangszeitpunkt der Integration für jedes Einzelprofil um 15 min verschoben. Während die Struktur der Temperatur über ALOMAR gleichbleibend sehr variabel ist, zeigt die Temperaturstruktur über der Esrange zwei verschiedene Muster, mit einem Übergang um Mitternacht. Diese Veränderung der Temperaturstruktur wurde durch veränderte Ausbreitungsbedingungen für die Schwerewellen, in Form eines starken Anwachsens des Tropopausen-Jets, verursacht.



Abb. 14.2: Temperaturprofile vom 19./20. Januar 2003 über ALOMAR und der Esrange.

Von jedem der Einzelprofile wurden die von den Schwerewellen verursachten Temperaturabweichungen berechnet und diese auf das Spektrum der vertikalen Wellenlängen untersucht. Über ALOMAR wurden vertikale Wellenlängen zwischen 1 km und 12 km beobachtet, mit einer Häufung um 5 km und um 10 km. Die vertikalen Wellenlängen über der Esrange folgen dagegen einer Gauß-Verteilung mit einem Mittelwert von 4,4 km. Die Ergebnisse zeigen, dass die über der Esrange beobachteten Schwerewellen konstant und weitgehend monochromatisch angeregt wurden, während dies über ALOMAR nicht der Fall war. Vielmehr wurde dort eine Überlagerung von Schwerewellen, die von unterschiedlichen Quellen erzeugt wurden und sich unter verschiedenen Bedingungen ausgebreitet haben, beobachtet.

Ein weiterer wichtiger Parameter zur Beschreibung von Schwerewellen ist ihre Gesamtenergie. Daher wurde für 15 Messungen im Sommer 2002, die jeweils länger als 7 h waren, die Dichte der potentiellen Energie bestimmt. Die jeweiligen Mittelwerte für den Höhenbereich zwischen 33 km und 40 km sind in Abbildung 14.3 dargestellt. Charakteristisch ist die Variabilität der Dichte der potentiellen Energie der Schwerewellen von Tag zu Tag. Im Allgemeinen besitzt diese Größe in den hohen Breiten einen Jahresgang mit



Abb. 14.3: Mittlere Dichte der potentiellen Energie im Höhenbereich 33 km-40 km für den Sommer 2002 mit Fehlerbalken.

minimalen Werten im Sommer und einem Maximum im Winter. Im Sommer 2002 wurden im Vergleich zu früher durchgeführten Einzelstudien deutlich höhere Werte bestimmt. Diese besonders hohe Schwerewellen-Energie im Sommer 2002 wurde auch mit anderen Messinstrumenten im Rahmen der Anfang Juli 2002 auf Andøya durchgeführten internationalen MaCWAVE-Kampagne (siehe Kap. 18) beobachtet.

Derzeit wird die Untersuchung von Schwerewellen über ALOMAR noch weiter intensiviert und der seit 1994 aufgenommene Datensatz systematisch analysiert. Hierzu gehört die Erstellung einer Klimatologie der Schwerewellen-Energie über ALOMAR sowie Untersuchungen zur Brechung der Schwerewellen. Aus der Kombination von Temperaturprofilen des Lidars mit Windprofilen aus Radarmessungen kann zusätzlich auch noch die horizontale Ausbreitungsrichtung von Schwerewellen bestimmt werden, um mehr über die Anregung von Schwerewellen zu lernen.

15 Tägliche Temperatur-Variationen in der Mesopausenregion

(C. Fricke-Begemann, J. Höffner, J. Lautenbach)

Die Temperaturen in der Mesopausenregion sind starken Schwankungen durch Wellen und Gezeiten unterworfen, die Perioden von einigen Minuten bis zu Tagen aufweisen können. Diese Variationen werden am IAP mit Kalium-Temperatur-Lidars seit längerem untersucht. Durch die Erlangung der Tageslichtfähigkeit sind die Messungen nicht mehr auf die Nachtstunden beschränkt. Während das mobile Kalium-Lidar bereits seit November 2000 bei Tageslicht einsatzfähig ist (siehe auch Kap. 10), wurde dies für das stationäre Instrument in Kühlungsborn im Herbst 2002 durch den Einbau besserer Empfangsteleskope erreicht (Kap. 6). Wie im folgenden Beispiel erläutert, ist damit auch hier die Erforschung von längerperiodischen Wellen, wie etwa ganztägigen Gezeiten, möglich. Kontinuierliche Messungen über mehrere Tage erlauben zusätzlich, Schwankungen der Wellenaktivität zu untersuchen.



Abb. 15.1: Die gemessenen Temperaturen über Kühlungsborn (54 °N) im Februar 2003. Messlücken sind durch Wolken verursacht. Bei Tageslicht ist der nutzbare Höhenbereich eingeschränkt.

Eine Periode mit guten Wetterbedingungen im Februar 2003 erlaubte kontinuierliche Messung über beinahe 5 Tage (siehe auch Kap. 8). Die mit einer Auflösung von 2 Stunden gemessenen Temperaturen in der Mesopausenregion sind in Abb. 15.1 dargestellt. Man erkennt deutlich regelmäßige und unregelmäßige Temperaturschwankungen.

Führt man eine Spektralanalyse der Temperaturvariationen in einer Höhe durch (Abb. 15.2), so lassen sich die Perioden der Schwankungen und deren Leistungsdichte bestimmen. Dominierend sind Wellen mit Perioden von 12 Stunden, aber auch 24 und 8 Stunden werden beobachtet. Diese Oberschwingungen der Tagesdauer sind Gezeiten, die durch Absorption solarer Strahlung angeregt werden (siehe auch Kap. 38 und 39). Das Spektrum zeigt jedoch auch andere Variationen. Eine Periode von 4-5 Tagen (105 Stunden) deutet auf eine planetare Welle hin, während Perioden von 9,4 h, aber auch 4,4 h und 4,1 h Signaturen von



Abb. 15.2: Das Leistungsspektrum der Temperaturvariationen in 89 km Höhe. Die graue Linie bezeichnet das Rauschniveau.

Schwerewellen sind und zum Teil auf nichtlineare Wechselwirkungen zwischen Wellen hinweisen. Eine gute Korrelation besteht zu den Windmessungen des MF-Radars in Juliusruh (Kap. 25).

Die Gezeiten bestimmen aufgrund ihrer Periodizität die systematische Abhängigkeit der Temperatur von der Tageszeit. Zu ihrer genaueren Untersuchung wurden die Messwerte entsprechend ihrer Lokalzeit gemittelt und in Abb. 15.3 links dargestellt. Sie zeigt deutlich den periodischen Wechsel von relativ warmen und kalten Abschnitten, die sich nach unten fortpflanzen und einen Abstand von etwa 6 Stunden haben. Diese Variationen lassen sich in ganz-, halbund dritteltägige Oszillationen zerlegen. Deren Amplituden und Phasen sind in Abb. 15.3 rechts gezeigt und charakterisieren die Gezeiten im Beobachtungszeitraum. Amplituden von bis zu 10 K zeigen wiederum die Dominanz der halbtägigen Gezeit. Die übrigen Gezeiten sind weniger als halb so stark ausgeprägt. Alle Amplituden zeigen eine Abnahme mit der Höhe von 85 bis 95 km. Oberhalb dieses Bereiches ermöglicht die zeitliche Abdeckung der Messdaten die Bestimmung nur mit großer Unsicherheit. Die abwärtslaufende Phase der halbtägigen Gezeit kennzeichnet eine Anregung in tieferliegenden Schichten der Atmosphäre und eine Wellenausbreitung nach oben mit einer Wellenlänge von etwa 21 km. Die ganztägige Gezeit hat dagegen eine relativ konstante Phase nahe Mitternacht, was auf eine in-situ Anregung in der Mesopausenregion hinweist.



Abb. 15.3: Links: Die mittlere Abweichung der Temperaturen vom Mittelwert in Abhängigkeit von Lokalzeit und Höhe. Rechts: Amplituden und Phasen der 24-(rot), 12-(schwarz) und 8-stündigen (blau) Gezeiten.

Zur weiteren Analyse der Variationen können so genannte Wavelets verwendet werden (Abb. 15.4). Neben der Dominanz der 12-stündigen Gezeit erkennt man hier auch die zeitliche Änderung ihrer Amplitude zwischen 5 und 15 K. Auch die Stärke der ganztägigen Gezeit ist nicht konstant, 5 K werden nur am 25.2. erreicht. Außerdem beobachtet man Wellenaktivität mit Perioden unterhalb von 6 Stunden, deren Stärke periodisch schwankt. Dieses Erscheinungsbild ist wahrscheinlich auf eine Amplitudenmodulation durch die Wechselwirkung mit Wellen längerer Periode zurückzuführen.



Abb. 15.4: Die Wavelet-Analyse der Temperaturschwankungen in 89 km zeigt die Veränderung der spektralen Anteile in Abhängigkeit von Zeit und Periode.

16 Windmessungen mit fallenden Kugeln in polaren Breiten

(A. Müllemann, F.-J. Lübken)

Im Rahmen mehrerer Projekte wurden seit etwa 20 Jahren Winde und Temperaturen in der Mesosphäre und oberen Stratosphäre mit Hilfe so genannter "fallender Kugeln" bestimmt. Dabei wird ein etwa 1 m großer, kugelförmiger Ballon mit Hilfe einer Rakete in ca. 110 km Höhe transportiert, ausgestoßen und anschließend aufgeblasen. Die Fallbewegung der Kugel wird von einem Bahnverfolgungsradar aufgezeichnet. Aus der Trajektorie wird die Abbremsung der Kugel und daraus das Dichte- und Temperaturprofil der Atmosphäre abgeleitet. Aus der horizontalen Ablenkung der Kugel werden zonale und meridionale Winde bestimmt, was etwa im Höhenbereich von 80-30 km zu vernünftigen Ergebnissen führt. Da der Einsatz von fallenden Kugeln im Vergleich zu instrumentierten Höhenforschungsraketen relativ kostengünstig ist, sind verhältnismäßig viele Messungen mit dieser Technik durchgeführt worden (bis zu 20-30 Starts pro Messkampagne).

Bisher lag der Schwerpunkt der Auswertung der Messungen mit fallenden Kugeln bei der Bestimmung der saisonalen Variation der thermischen Struktur der polaren Mesosphäre und oberen Stratosphäre. Jetzt wurden zum ersten Mal auch die Windmessungen systematisch untersucht, und zwar von insgesamt 125 Flügen, die im Zeitraum von 1987 bis 2002 stattfanden.

Abb. 16.1 fasst die Ergebnisse der Messungen des Zonalwinds von insgesamt 51 Messungen mit fallenden Kugeln aus der Zeit von Ende Juli bis Anfang Oktober zusammen. Bis Mitte August zeigen die Messungen den typischen Sommerstrahlstrom der polaren Sommermesosphäre mit westwärts gerichteten Winden im gesamten Höhenbereich und mit mittleren Windgeschwindigkeiten von bis zu ~40 m s⁻¹. In der zweiten Augusthälfte und Anfang September nehmen die Zonalwindgeschwindigkeit.

Durch Mittelung und Glättung der Einzelprofile wurde eine Klimatologie des Zonalwinds bei 69°N von Ende April bis Anfang Oktober erstellt, die in Abb. 16.2 gezeigt ist. Man erkennt deutlich die Umkehr der Zirkulation im Frühjahr bzw. im Herbst mit einem Wechsel von positiven (ostwärts gerichteten) zu negativen (westwärts gerichteten) Winden, bzw. umgekehrt. Dabei fällt auf, dass der saisonale Übergang im Frühjahr langsamer verläuft als im Herbst (Ende April und Mai liegen die Konturlinien in



Abb. 16.1: Zusammenfassung von insgesamt 51 Messungen des Zonalwinds mit fallenden Kugeln bei 69°N in der Zeit von Ende Juli bis Anfang Oktober. Negative Zonalwinde sind westwärts und positive Zonalwinde sind ostwärts gerichtet.

tember nehmen die Zonalwindgeschwindigkeiten zunächst ab. Von Anfang September an sind die Zonalwinde dann überwiegend ostwärts gerichtet. Im Oktober zeigen die Zonalwinde schon den ostwärts gerichteten Winterstrahlstrom in der Mesosphäre und oberen Stratosphäre.



Abb. 16.2: Mittlere Zonalwinde von Ende April bis Anfang Oktober bei 69°N aus insgesamt 125 Messungen mit fallenden Kugeln.

Abb. 16.2 weiter auseinander als in der zweiten Augusthälfte bis Anfang September). Eine ähnliche Asymmetrie der saisonalen Übergange mit einem langsameren Übergang im Frühjahr als im Herbst wurde auch schon in der thermischen Struktur der Sommermesopausenregion beobachtet. Allgemein geht man davon aus, dass die thermische Struktur der Sommermesopause durch dynamische Prozesse im Zusammenhang mit dem Brechen von Schwerewellen erzeugt wird. Schwerewellen werden dabei in der Troposphäre angeregt und breiten sich durch die Stratosphäre bis in die obere Mesosphäre aus. Die Ausbreitungsbedingungen der Wellen werden wiederum maßgeblich durch das Hintergrundwindfeld bestimmt. Der aus unseren Messungen abgeleitete saisonale Verlauf des Windfelds stimmt gut mit der saisonalen Variation der thermischen Struktur der Sommermesopausenregion überein. Dies ist eine Bestätigung des oben angedeuteten Einflusses der Schwerewellen auf die thermische Struktur der Mesopausenregion.

Um die Breitenabhängigkeit der thermischen Struktur und des Windfelds der polaren Sommermesosphäre zu untersuchen, wurden außer den Messungen bei 69°N auch Messungen mit fallenden Kugeln in sehr hohen arktischen Breiten (Spitzbergen, 78°N, siehe auch Kap. 11) und in der Antarktis (Rothera, 68°S) durchgeführt. Die mittleren Winde der Messungen bei 78°N während der Sommersaison (=Mitte Juli bis Mitte August) sind in Abb. 16.3 gezeigt. Der Vergleich mit den mittleren Winden derselben Jahreszeit bei 69°N zeigt, dass die zonalen Winde bei 78°N um etwa einen Faktor 2 geringer sind als bei 69°N. Eine Abnahme des mittleren Zonalwinds in Richtung Pol erwartet man für eine zonal symmetrische Zirkulation. Eine solche Abnahme des Zonalwinds zum Pol hin wird auch von Modellrechnungen wie z. B. mit dem COMMA/IAP-Modell wiedergegeben (siehe auch Kap. 20).

In Abb. 16.4 werden mittlere Zonalwinde, die bei 68°S im Südsommer (Januar) gemessen wurden, mit entsprechenden Messungen bei 69°N (Juli) verglichen. Aus dieser Abbildung ergibt sich, dass es im Rahmen der natürlichen Variabilitäten keine hemisphärischen Unterschiede im Zonalwind gibt. In der Literatur werden möglicherweise vorhandene hemisphärische Unterschiede in der Häufigkeit von NLC, PMSE und PMC diskutiert, welche auf Abweichungen der dynamischen und/oder thermischen Struktur zurückgeführt werden. Aus unseren Messungen mit fallenden Kugeln lässt sich jedoch zusammenfassend feststellen, dass sich weder die thermische noch die dynamische Struktur der Sommermesosphäre in beiden Hemisphären wesentlich voneinander unterscheiden. Damit weichen unsere Messungen in der Südhemisphäre auch deutlich von der Referenzatmosphäre CIRA ab, die für den Zonalwind einen deutlichen Nord/Süd-Unterschied aufzeigt. Unter Berücksichtigung unserer Messergebnisse sollte CIRA daher möglichst bald aktualisiert werden.



Abb. 16.3: Mittlere Zonalwinde im Sommer bei 78°N (rot) und bei 69°N (blau). Die schraffierten Bereiche geben die natürlichen Variabilitäten der Winde an.



Abb. 16.4: Mittlere Zonalwinde im Sommer bei 68°S (rot) und bei 69°N (blau). Die schraffierten Bereiche geben die natürlichen Variabilitäten der Winde an.

17Erste in situ Turbulenzmessung in 78° N

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



Abb. 17.1: Der CONE-Sensor zur hochaufgelösten Messung der Neutralgasdichte, der während aller drei Raketenflüge zum Einsatz kam.

Abbildung 17.2 zeigt ein Beispiel solcher Fluktuationen, die während des ersten Fluges am 1. Juli 2003 im Höhenbereich von 90 ± 0.5 km Höhe gemessen wurden. Das zusätzlich in Abbildung 17.2 dargestellte Leistungsdichtespektrum zeigt einen für Turbulenz charakteristischen Verlauf: während die spektrale Leistungsdichte im Frequenzbereich von 0,5 bis etwa 50 Hz (entsprechend räumlichen Skalen von ca. 1 km bis 30 m) etwa wie $f^{-5/3}$ (f=Frequenz) abfällt, wird sie für noch größere Frequenzen (kleinere Längenskalen) plötzlich wesentlich effektiver vernichtet. Den ersten Frequenz- bzw. Skalenbereich nennt man auch den inertialen Unterbereich der Turbulenz. Hier dominieren die Trägheitskräfte des turbulenten Geschwindigkeitsfeldes, und die kinetische Energie wird in einer Kaskade von großen zu kleinen Skalen transportiert. Bei noch kleineren Skalen dominiert dann die molekulare Diffusion über die Trägheitskräfte und noch vorhandene Strukturen werden in diesem sogenannten viskosen Unterbereich vernichtet. Der Übergang vom inertialen in den viskosen Unterbereich ist im Spektrum als Knick deutlich, und die genaue Lokalisierung dieser Übergangsskala, in der Turbulenztheorie auch "innere Skala" genannt, erlaubt es, die Stärke der vermessenen Turbulenz, ausgedrückt durch die turbulente Energiedissipationsrate, zu quan-

Im Juli 2003 wurden im Rahmen der deutsch/norwegischen ROMA-SVALRAK Kampagne die ersten in situ Turbulenzmessungen in sehr hohen nördlichen Breiten (78°N) von der SVALRAK-Raketenbasis in Ny-Ålesund/Spitzbergen aus durchgeführt. Dazu wurden drei instrumentierte Höhenforschungsraketen gestartet, die mit Instrumenten zur hochaufgelösten Messung der Neutralgasdichte, von Elektronen und positive Ionen, sowie von geladenen Partikeln bestückt war. Neben dem Primärziel der Charakterisierung mesosphärischer Turbulenz wurden damit zusätzlich Untersuchungen von PMSE vorgenommen, auf die hier aber nicht näher eingegangen werden soll. Die drei Raketenstarts fanden am 1., 4. und 6. Juli statt. Alle drei Raketenflüge waren erfolgreich und lieferten Daten von allen beteiligten Instrumenten. Abbildung 17.1 zeigt den CONE-Sensor des IAP (CONE=COmbined sensor for Neutrals and Electrons), ein Ionisationsmanometer zur hochaufgelösten Messung der Neutralgasdichte und ihrer Fluktuationen. Bei dieser Meßtechnik wird ausgenutzt, daß turbulente Bewegungen in der Atmosphäre zu Dichtefluktuationen führen, die mit einem extrem empfindlichen Gerät wie dem CONE-Sensor direkt gemessen werden können.



Abb. 17.2: Relative Fluktuationen der Neutralgasdichte (oberes Bild) aus einem Höhenbereich von 90 ± 0.5 km und das dazugehörige Leistungsdichtespektrum (unteres Bild). Die rote Linie zeigt den Fit eines theoretischen Turbulenzmodells an das experimentell bestimmte Spektrum.

tifizieren. Die innere Skala, und damit auch die Energiedissipationsrate, kann sehr genau durch den Fit eines theoretischen Turbulenzspektrums an das gemessene Spektrum bestimmt werden (siehe die rote Linie in Abb. 17.2).



Abb. 17.3: Höhenprofil der während des ersten Fluges am 1. Juli 2003 gemessenen Energiedissipationsraten (in blau). Die gestrichelte Kurve zeigt eine Abschätzung der minimal in der Atmosphäre vorkommenden Energiedissipation durch die Viskosität und die durchgezogene Linie zeigt ein mittleres in 69°N bestimmtes Profil von Energiedissipationsraten.

ein Beispiel solcher Fluktuationen und des dazugehörenden Leistungsdichtespektrums aus einem Höhenbereich von 104 ± 0.5 km. Der direkte Vergleich mit Abbildung 17.2 macht deutlich, daß die oberhalb von 95 km Höhe gemessenen Fluktuationen sehr viel hochfrequenter sind. Ferner zeigt das Leistungsdichtespektrum bis zu Frequenzen von etwa 100 Hz einen Abfall, der sich etwa wie f^{-2} verhält, um dann bis zu einigen hundert Hz konstant zu bleiben, worauf ein weiterer Abfall zum eigentlichen Rauschniveau des Instrumentes erfolgt. Der physikalische Erzeugungsmechanismus dieser Fluktuationen ist zum jetzigen Zeitpunkt nicht bekannt. Es ist allerdings interessant anzumerken, daß die Plasmamessungen, die während des selben Fluges gemacht wurden, oberhalb von 95 km Höhe eine starke Plasmainstabilität zeigen. Solche Plasmainstabilitäten werden in diesem Höhenbereich häufig beobachtet, allerdings ist noch niemals beobachtet oder vorgeschlagen worden, daß die Dynamik des Plasmas sich auf die Dynamik des Neutralgases überträgt. Dies erscheint auch unwahrscheinlich, da die Plasmadichte in diesen Höhen etwa 9 Größenordnungen kleiner ist als die Neutralgasdichte. Trotzdem belegen die hier gezeigten Messungen eindeutig eine Struktur im Neutralgas, die bisher nicht beobach-

Abbildung 17.3 fasst die Turbulenzmessungen während des ersten Fluges am 1. Juli 2003 in Form eines Höhenprofils der gemessenen Energiedissipationsraten zusammen. Es fällt auf, daß nur in wenigen Höhen turbulente Schichten gefunden wurden, die zudem oft nur wenige 100 m vertikal ausgedehnt sind. Die gemessenen Energiedissipationsraten liegen mit Werten zwischen ${\sim}0{,}1~{\rm mW\,kg^{-1}}$ unterhalb von 80 km Höhe und einigen 100 mW kg^{-1} im Bereich von 90 km Höhe relativ genau in dem Wertebereich, der schon von früheren Messungen in 69°N bekannt ist. Eine deutliche Breitenabhängigkeit läßt sich aus diesen Messungen daher nicht unmittelbar ableiten. Ein genauerer Vergleich mit den Messungen in 69°N wird allerdings erst nach Abschluß der Auswertung der Daten der beiden anderen Flüge möglich sein.

Während des ersten ROMA Fluges wurden mit Hilfe des CONE Sensors zusätzlich zu den erwarteten turbulenten Fluktuationen im Höhenbereich unterhalb von ~ 90 km Höhe sehr starke Fluktuationen im Neutralgas im Höhenbereich von 95-105 km Höhe gemessen. Diese Fluktuationen haben einen völlig anderen Charakter als die in Abbildung 17.2 dargestellten und zeigen zusätzlich einen mit der Annahme von Neutralgasturbulenz nicht zu vereinbarenden spektralen Verlauf. Abbildung 17.4 zeigt



Abb. 17.4: Relative Fluktuationen der Neutralgasdichte (oberes Bild) aus einem Höhenbereich von 104 ± 0.5 km und das dazugehörige Leistungsdichtespektrum (unteres Bild).

tet wurde. Ob diese in kausalem Zusammenhang zu den im gleichen Volumen vorkommenden Plasmainstabilitäten steht, wird Gegenstand intensiver Untersuchungen der nächsten Monate sein.

18 Die MIDAS/MaCWAVE Kampagne im Sommer 2002 in 69° N

(M. Rapp, G. Baumgarten, E. Becker, H.-J. Heckl, P. Hoffmann, R. Latteck, F.-J. Lübken, A. Müllemann, A. Schöch, W. Singer, B. Strelnikov)



Abb. 18.1: Mittlere Temperaturen (a) und zonale Winde (b) während der MIDAS/MaCWAVE Kampagne (in rot) bzw. während früherer Jahre ermittelt aus Messungen mit fallenden Kugeln. Bildteil c zeigt den mittleren Meridionalwind der Monate Juli 1999–2002. Daten im Juli 2002 (=Zeitraum der MIDAS/MaCWAVE Kampagne) sind in rot gezeichnet.

von Temperaturen, Dichten und Winden im Höhenbereich von 30-90 km Höhe sowie fünf instrumentierte Höhenforschungsraketen zur hochaufgelösten Messung der kleinskaligen Struktur der oberen Mesosphäre gestartet. Abbildung 18.1 zeigt eine Zusammenfassung von Messungen mit fallenden Kugeln und dem ALOMAR MF Radar und vergleicht diese Beobachtungen mit repräsentativen Ergebnissen aus früheren Jahren zur selben Jahreszeit.

Abbildung 18.1 macht deutlich, dass der Sommer 2002 in mehreren Parametern deutliche Unterschiede zu früheren Jahren zeigt. So liegen die mittleren Temperaturen zwischen 70 und 83 km Höhe um bis zu 8 K unter den mittleren Temperaturen der Vorjahre. Das Zonalwindprofil zeigt deutlich stärkere westwärts gerichtete Winde unterhalb von 80 km Höhe und lässt außerdem darauf schließen, dass das Zonalwind-Maximum 2002 einige Kilometer tiefer lag als in den Vorjahren. Diese Beobachtung wird auch von Zonalwindmessungen mit dem ALOMAR MF Radar gestützt (hier nicht gezeigt). Zusätzlich zeigen



Abb. 18.2: Turbulente Energiedissipationsraten (blaue Symbole, untere Abszisse) bzw. Heizraten (obere Abszisse) und dazugehörige Fehlerbalken (in grün) gemessen während der drei Höhenforschungsraketenflüge MMMI12, MMMI24 und MMMI25 am 2. bzw. 5. Juli 2002. Im linken Bild ist zusätzlich in rot ein im gleichen Volumen gemessene Temperaturprofil gezeigt. Die gestrichelte Linie kennzeichnet eine Abschätzung der minimalen Energiedissipationsrate auf Grund der Viskosität der Atmosphäre. Die schwarze durchgezogene Linie zeigt den Mittelwert aller vorherigen Messungen der Energiedissipationsrate im polaren Sommer.

Im Juli 2002 wurde von der Andøya Rocket Range (Nordnorwegen, 69° N) aus die internationale MIDAS/MaCWAVE Kampagne als Kooperation des IAP mit dem norwegischen FFI (Dr. T. Blix) und anderen US amerikanischen Forschergruppen (Dr. R. A. Goldberg, Dr. D. C. Fritts) durchgeführt. Kern dieser Kampagne waren zwei Startsequenzen von Höhenforschungs- und meteorologischen Raketen, die von bodengebundenen Messungen mit Lidars und Radars begleitet wurden. Insgesamt wurden 26 meteorologische Raketen (fallende Kugeln) zur Messung die mittleren mit dem ALOMAR MF Radar gemessenen Meridionalwinde (Abb. 18.1c) einen deutlich schwächeren Nordwind oberhalb von \sim 78 km Höhe, während darunter eher stärkere Nordwinde als in anderen Jahren beobachtet wurden.

Alle gemessenen Parameter deuten also auf einen besonderen mittleren Zustand der oberen Mesosphäre hin. Zusätzlich zu den beschriebenen Messungen wurden im Rahmen der Kampagne drei vertikal hochaufgelöste Profile von Dichtefluktuationen gemessen (Abb. 18.2). Diese Fluktuationen sind ein konservativer und passiver Tracer für Neutralgasturbulenz, so dass die Spektralanalyse der gemessenen Fluktuationen die Ableitung der turbulenten Energiedissipationsrate erlaubt. Abbildung 18.2 zeigt, dass alle drei Messungen eine Reihe interessanter Merkmale aufweisen: während aller drei Flüge wurden sehr breite turbulente Schichten detektiert, die fast den gesamten Höhenbereich zwischen 70 und 90 km Höhe ausfüllen. Ferner fällt im Vergleich mit einem mittleren Profil aus den Vorjahren auf, dass zum allerersten Mal Turbulenz unterhalb von ~82 km Höhe beobachtet wurde. Die ungewöhnliche mittlere thermische und dynamische Struktur der Mesosphäre geht also offensichtlich mit einer ebenso ungewöhnlichen Morphologie von Turbulenz, also der Dynamik der Atmosphäre auf den kleinsten räumlichen Skalen, mit der globalen meridionalen Zirkulation der Atmosphäre, die den mittleren Zustand maßgeblich bestimmt.



Abb. 18.3: Spektren beobachteter Wellenperioden während der zweiten Raketensalve am 5. Juli 2002 bestimmt aus den Temperaturmessungen mit dem ALOMAR RMR-Lidar.



Abb. 18.4: Mittlere relative Temperaturvarianzen bestimmt aus je 12 Einzelprofilen gemessen mit fallenden Kugeln während der MIDAS/MaCWAVE Kampagne (in rot) bzw. während früherer Sommer (in schwarz).

Die Dynamik der Atmosphäre in der Mesopausenregion wird auf allen räumlichen Skalen wesentlich von der Dynamik von Schwerewellen bestimmt. Während der gesamten MIDAS/MaCWAVE Kampagne wurde daher versucht, Charakteristika dieser Wellen möglichst im gesamten Höhenbereich vom Niveau ihrer Anregung (oft in der Troposphäre bzw. in der unteren Stratosphäre) bis zur Höhe ihrer Dissipation im Mesopausenbereich zu verfolgen. Abbildung 18.3 zeigt Spektren von Perioden von Schwerewellen im Höhenbereich von 25 bis 50 km, die aus Temperaturmessungen mit dem ALOMAR RMR Lidar bestimmt wurden.

Zusätzlich zu den bodengebundenen Messungen erlauben auch die in situ Messungen mit fallenden Kugeln die Ableitung bestimmter Schwerewellenparameter, z.B. der welleninduzierten Temperaturvarianz. Entsprechende Profile für die MIDAS/MaCWAVE Kampagne bzw. frühere Jahre sind in Abbildung 18.4 dargestellt. Offensichtlich sind die während der MIDAS/MaCWAVE Kampagne gemessenen Varianzen oberhalb von ~ 75 km Höhe um einen Faktor 2-4 höher als in den vorangegangenen Jahren. Die Schwerewellenamplituden nehmen aus Gründen der Energieerhaltung mit zunehmender Höhe solange zu bis die Wellen instabil werden und brechen. Da die Wellenamplituden während der MIDAS/MaCWAVE-Kampagne größer waren als in anderen Jahren, werden die Niveaus, in denen die Wellen instabil werden und brechen, in niedrigeren Höhen erreicht, was sich in der in Abbildung 18.2 gezeigten Morphologie von Neutralgasturbulenz (insbesondere dem Auftreten von Turbulenz unterhalb von 80 km Höhe) äußert. Durch dieses Brechen (und die damit verbundene Dissipation der Wellenenergie durch Turbulenz) kommt es zu einer nichtverschwindenden Impulsflussdivergenz, die dazu führt, dass der Hintergrundwind in Richtung der Phasengeschwindigkeit der Schwerewelle beschleunigt wird. Da im polaren Sommer nur Wellen mit positiven Phasengeschwindigkeiten bis in die Mesopausenregion propagieren können (die mit negativen Phasengeschwindigkeiten werden schon in tieferen Höhen in einem kritischen Niveau absorbiert), wird der bis ca. 80 km Höhe westwärts gerichtete Wind abgebremst, und es kommt zu einer Windumkehr an der Mesopause. Mit der Abbremsung des Zonalwindes ist eine ageostrophische Windkomponente verbunden, die zu einer globalen meridionalen Zirkulation führt. Das prinzipielle Zusammenspiel von horizontalem Wind, der Ausbreitung von Schwerewellen und der Entstehung von Turbulenz und der damit verbundenen Impulsdeposition ist in Abbildung 18.5 schematisch dargestellt: Höhere Wellenamplituden führen zu niedrigeren Brechniveaus der Schwerewellen, somit zu Turbulenzproduktion in niedrigeren Höhen, zu einer Abbremsung des Zonalwindes in niedrigeren Höhen und damit schließlich zu einem niedriger liegenden Maximum des zonalen Windes.



Abb. 18.5: Abhängigkeit des zonalen Windes von der Impulsdeposition durch brechende Schwerewellen. Gepunktete Linie: Erwartetes Profil des zonalen Windes im Strahlungsgleichgewicht bei Nichtberücksichtigung der Impulsdeposition durch Schwerewellen (\bar{u}_{rad}). Gestrichelte Linien: idealisierte Darstellung der Amplitude von Schwerewellen, die exponentiell anwachsen bis Brechen einsetzt und Impuls deponiert wird (gekennzeichnet durch das Symbol D_F). Durchgezogene Linien: Zonalwindprofile bei Berücksichtigung der Impulsdeposition durch Schwerewellen.

Unklar bleibt in diesem Zusammenhang aber noch die Frage nach der Ursache der verstärkten Wellenaktivität, wie sie in Abbildung 18.4 dargestellt ist. Eine genauere Analyse der in Abbildung 18.1 gezeigten Temperaturmessungen zeigt hier, dass die Stabilität der Atmosphäre (im Wesentlichen der Temperaturgradient) während des Kampagnenzeitraums im Höhenbereich von 70-85 km Höhe größer war als in anderen Jahren, was wiederum zu einem schnelleren Anwachsen der Wellenamplituden mit der Höhe führt. Ob dies in dem beschriebenen gekoppelten System allerdings Ursache oder Wirkung einer geänderten globalen meridionalen Zirkulation und damit einer anderen mittleren thermischen Struktur ist, kann alleine aus unseren Beobachtungen nicht geschlossen werden. Zur Beantwortung dieser Frage wurden daher Modellrechnungen mit einem idealisierten Zirkulationsmodell der mittleren Atmosphäre, dem KMCM (=Kühlungsborn Mechanistic Circulation Model), durchgeführt. Diese Analysen sind im Detail in Kapitel 41 dargestellt. Ausgangspunkt dieser Modellrechnungen sind die Beobachtungen einer starken planetaren Rossby-Wellenaktivität auf der Südhalbkugel während des Kampagnenzeitraums (also im südpolaren Winter), wo sogar erstmals in der Geschichte der Stratosphären-Beobachtungen ein so genanntes "major warming" auf der Südhalbkugel beobachtet wurde. Wie in Kapitel 41 gezeigt wird, führt diese verstärkte planetare Wellenaktivität zu einer geänderten hemisphärenübergreifenden globalen Zirkulation, die mit den oben beschriebenen ungewöhnlichen Charakteristiken der Mesopausen-

region im polaren Sommer auf der Nordhalbkugel einhergeht. Die Beobachtungen während der MIDAS/MaCWAVE Kampagne stellen damit einen einzigartigen Datensatz zu einem ungewöhnlichen atmosphärenphysikalischen Ereignis dar, mit dessen Hilfe viele Details unseres Verständnisses der globalen Zirkulation und der zugrunde liegenden Dynamik studiert werden können.

19 Modellierung von PMSE

(M. Rapp, F.-J. Lübken)

Ende der 1970er Jahre wurden mit VHF-Radars sehr starke Radarechos aus der polaren Sommermesopausenregion beobachtet, die heute allgemein als PMSE (engl. Polar Mesosphere Summer Echoes) bekannt sind. Mit den benutzten VHF Radars erwartet man ein starkes Signal, wenn der Brechungsindex der Radarwellen (also im Wesentlichen die Elektronendichte) Strukturen auf Längenskalen der halben Radarwellenlänge (=Braggskala) aufweist. Frühe Vermutungen, daß diese Strukturen durch Neutralgasturbulenz erzeugt werden, mußten verworfen werden, da die Braggskala der benutzten Radars (~ 3 m) für realistische Turbulenzstärken bereits weit im viskosen Unterbereich liegt, wo jegliche Art von Strukturen durch molekulare Diffusion effizient zerstört werden.



Abb. 19.1: Leistungsdichtespektren eines Tracers in einem turbulenten Geschwindigkeitsfeld mit einer Energiedissipationsrate $\epsilon=0,2$ W kg⁻¹ und einer kinematischen Viskosität $\nu=1,5$ m² s⁻¹ (=typischer Wert für eine Höhe von 85 km) für eine Schmidtzahl Sc=1 und Sc=100. Untere und obere Abszisse zeigen Wellenzahlen bzw. dazugehörige Wellenlängen.

Ein erster Durchbruch im Verständnis der PMSE wurde erreicht, als M. C. Kelley, J. Y. Cho (Cornell University) und Kollegen vorschlugen, daß die Diffusivität der Elektronen in PMSE aufgrund der Anwesenheit geladener Eispartikel stark reduziert ist. Aus der Turbulenztheorie ist bekannt, daß Tracer mit einer reduzierten Diffusivität bzw. großen Schmidtzahl Sc (=Verhältnis der kinematischen Viskosität des Neutralgases zur Diffusivität des Tracers) Strukturen bei sehr viel kleineren Skalen bilden können als im Neutralgas. Abbildung 19.1 zeigt zur Veranschaulichung zwei Leistungsdichtespektren eines Tracers für Sc=1 und Sc=100. Im Falle der reduzierten Tracerdiffusivität (Sc=100) erstreckt sich das Spektrum zu weit kleine-

ren Skalen, so daß auch bei der Braggskala Strukturen existieren, die zu den beobachteten Radarechos führen können.



Abb. 19.2: Relative Auftrittshäufigkeit von Turbulenz (Histogramm bzw. gepunktete Linie) und PMSE.

Während die Existenz der geladenen Eispartikel in PMSE durch in situ Messungen direkt nachgewiesen werden konnte, warfen Beobachtungen von Neutralgasturbulenz große Zweifel an der Anwendbarkeit der oben dargestellten Erklärung auf. Abbildung 19.1 zeigt eine aus zehn Raketenmessungen des IAP abgeleitete relative Auftrittshäufigkeit von Turbulenz und vergleicht diese mit der relativen Auftrittshäufigkeit von PMSE wie sie mit dem ALWIN Radar bestimmt wurde. Der Vergleich dieser Messungen zeigt, daß im oberen Bereich der PMSE Turbulenz häufiger auftritt als PMSE, im unteren Bereich (unterhalb von 86 km) jedoch wesentlich seltener. Diese Messungen wurden lange Zeit da-

hingehend interpretiert, daß unterhalb von 86 km Höhe ein anderer physikalischer Mechanismus als Turbulenz für die Erzeugung von kleinskaligen Strukturen im Elektronengas verantwortlich sein muß. Eine mit den Beobachtungen konsistente Theorie konnte jedoch über Jahre hinweg nicht gefunden werden.

Dadurch motiviert haben wir die Elektronendiffusion bei Anwesenheit geladener Eisteilchen genauer untersucht. Diese Untersuchungen ergaben, daß die Lebensdauer von Strukturen, die durch Turbulenz in einem eisbeladenen Plasma gebildet werden, stark vom Radius der involvierten geladenen Eisteilchen abhängt, sie variiert nämlich mit dem Quadrat des Eisteilchenradius. Abbildung 19.3 zeigt die mit Hilfe dieses Diffusionsmodells berechnete Signalabnahme



Abb. 19.3: Zeitliche Entwicklung des PMSE Signals als Folge von pulsförmigen kurzen Turbulenzereignissen in der Atmosphäre für verschiedene Radien der involvierten geladenen Eisteilchen.

Höhen die Eisteilchen im Laufe ihres Lebenszyklus schon zu typischen Radien von mehr als 15-20 nm angewachsen sind, kommt es zu einer zeitlichen Entkopplung von aktiver Turbulenz und PMSE, da die Strukturen im Plasma noch um bis zu einige Stunden nach dem Ende der aktiven Turbulenz weiter existieren.



Abb. 19.4: Gemessene (Symbole) und berechnete (Linien) Volumenreflektivitäten von PMSE, die bei verschiedenen Radarfrequenzen beobachtet wurden.

der PMSE nach dem Abklingen eines turbulenten Ereignisses (als rechteckförmiger Puls dargestellt) für verschiedene Eisteilchenradien. Diese Berechnungen zeigen, daß das PMSE Signal im Falle großer Eisteilchen noch lange nach dem Abklingen der aktiven Turbulenz im Neutralgas über dem Rauschniveau liegt. So beträgt die Zeit, in der das PMSE Signal z.B. um 10 dB abklingt, 2,5, 10 und 180 min in der Anwesenheit von Eisteilchen mit Radien von 5, 10 und 20 nm. Diese Rechnungen bieten damit eine Auflösung des scheinbaren Widerspruchs zwischen der Auftrittshäufigkeit von Turbulenz und PMSE in Höhen unterhalb von ~86 km, die in Abbildung 19.2 dargestellt sind: Da in diesen

Die oben beschriebene Theorie erlaubt es nun, absolute Volumenreflektivitäten, die mit verschiedenen Radars bei Frequenzen zwischen 50 und 933 MHz (=Braggskalen zwischen 3 m und 16 cm) gemessen wurden, mit entsprechenden Rechnungen zu vergleichen (siehe Abbildung 19.4). Dieser Vergleich zeigt deutlich, daß im Rahmen der dargestellten Theorie die gemessenen Reflektivitäten auf der Grundlage gemessener Turbulenzparameter und Schmidtzahlen auch quantitativ bei allen Radarfrequenzen erklärt werden können. Zur weiteren Bestätigung dieser Theorie sollten in Zukunft zeitaufgelöste Messungen der Turbulenzstärke im Höhenbereich von 80-90 km Höhe bei gleichzeitiger Messung der PMSE Signalstärke durchgeführt wer-

den. Hierzu sind das Saura MF-Radar und ALWIN VHF-Radar des IAP hervorragend geeignet. Entsprechende Meßprogramme sind schon für den kommenden Sommer vorgesehen. Mit dem hier beschriebenen Verständnis der PMSE wird deutlich, daß dieses Radarphänomen die einzigartige Gelegenheit bietet, die thermische und dynamische Struktur des polaren Mesopausenbereiches vom Boden aus nahezu kontinuierlich zu verfolgen (im Juni und Juli liegt die PMSE-Auftrittshäufigkeit über 90 %): Durch ihre enge Kopplung an geladene Eisteilchen belegen PMSE direkt das Auftreten von Temperaturen unterhalb des Frostpunktes von Wassereis (~150 K). Ferner können aus der gemessenen Dopplerverbreiterung der PMSE-Spektren turbulente Energiedissipationsraten bestimmt werden (siehe auch Kapitel 31) und die Schichten selbst dienen als Tracer für Windvariationen auf allen zeitlichen Skalen. Damit werden PMSE-Beobachtungen in Zukunft ein hervorragendes "Werkzeug" zur Untersuchung der Hintergrundatmosphäre darstellen.

20 3-d Modellierung von polaren mesosphärischen Eiswolken

(U. Berger, J. Höffner, U. von Zahn)

Polare mesosphärische Eiswolken entstehen im Sommer in Höhen zwischen 82 und 92 km über hohen und polaren Breiten. Die sehr häufig zu beobachtenden polaren mesosphärischen Sommerechos (PMSE) zeigen mit einer hohen Wahrscheinlichkeit eine permanente Existenz von Eisteilchen an, die sich unter mittsommerlichen Bedingungen über die gesamte nördliche Polarregion (polwärts von 60° N) erstrecken kann. Der untere Bereich der Eiswolke bei 82 km, indem sich relativ Eiskristalle (>30 nm) wird üblicherweise als nachtleuchtende Eiswolke (NLC) bezeichnet.

Mit Hilfe eines 3-d, zeitabhängigen Eisteilchenmodells konnte erstmalig die räumliche Struktur dieser großräumigen Eiswolkenverteilung einschließlich ihres zeitlichen Verlaufs simuliert werden. Damit ist ein verbessertes Verständnis über die mikrophysikalischen Prozesse in der Eiswolkenbildung, die Klimarelevanz einzelner physikalischen Parameter wie Auftrittshäufigkeit und Helligkeit der Wolken, ihr 3-d großräumiger Transport, und ihrer Wechselwirkung mit dem atmosphärischem Wasserdampfhintergrund möglich.

In unserem weiterentwickelnden Eisteilchenmodell agieren nun 20 Millionen individueller Teilchen in einem multiplen Partikelsystem als potentielle Kondensationskeime in einer übersättigten, kalten Atmosphäre. Nachdem die einzelnen Kondensationskeime über der polaren nördlichen Mesopausenregion (77,8 bis 94,0 km Höhe, 49° N bis 90° N Breite) räumlich initialisiert werden, erfolgt ein 3-d, zeitabhängiger 'Lagrangscher' Transport der Teilchen in einer variablen Hintergrundatmosphäre. Eine Eisphasen-Mikrophysik erfaßt die heterogene Kondensation von Wasserdampf, das Anwachsen von Eis auf dem Kondensationskeim und ein späteres Verdampfen des Eiskörpers in wärmeren Regionen. Zeitabhängige 3-d vertikale und horizontale Winde, Temperatur, Druck, Dichte und Wasserdampf des Hintergrunds werden von dem gekoppelten dynamisch-chemischen Modell der mittleren Atmosphäre (COMMA-IAP) zur Verfügung gestellt.



Abb. 20.1: Trajektorien von 1000 zufällig ausgewählten Eisteilchen bzgl. einer meridionalen Projektion zwischen Modelltag 5 bis 6. Entsprechende Farbwerte geben den aktuellen Radius eines Eisteilchen an. Ein Grauwert kennzeichnet den Kondensationskeim als eisfrei.

In Abbildung 20.1 sind die Trajektorien tausend zufällig ausgewählter Eisteilchen gezeigt.

Die zusammenhängende Eiswolke besitzt eine räumliche Ausdehnung zwischen 82 und 92 km Höhe und dehnt sich von circa 60° N bis zum Pol hin aus. Die weitaus größte Anzahl der Eispartikel sublimiert (a) in der unteren Thermosphäre aufgrund eines vertikalen Transports und (b) über warmen mittleren Breiten aufgrund des meridionalen Transports durch den synoptischen Hintergrundwind. Der Verlauf der Trajektorie eines jeden individuellen Partikels unterliegt dem mittleren klimatologischem Wind, Gezeitenwinden, eddy-diffusivem Transport und einer Sedimentationsgeschwindigkeit. Generell werden die Eisteilchen unter dem Einfluss des mittleren meridionalen Winds (circa 10 Breitengrade pro Tag) vom Pol weg hin zu niederen Breiten transportiert, d.h. die Lebenszeit eines beliebigen Eispartikels übersteigt nur selten einen Zeitraum von 3 Tagen.

Der wichtigste physikalische Parameter ist die sogenannte Helligkeit (engl. 'brightness') der Eiswolke, die sich sowohl aus bodengestützten Lidar-Meßverfahren als auch mittels Satellitenbeobachtungen (z.B. NADIR-Beobachtungen im UV) über ein Rückstreumaß bestimmen läßt. In Abbildung 20.2 ist die modellierte Helligkeit der Eiswolke in einem Höhenschnitt bei 82,7 km gezeigt. Die räumliche Ausdehnung des Rückstreusignals reicht bis circa 60° N, die Helligkeit weist ähnliche Fleckenmuster auf wie sie in Satellitenbildern zu beobachten sind.



Abb. 20.2: Schnappschuß (0:00:00 UT = Modelltag 5,0) aus einer Filmanimation des Rückstreuverhältnisses RSV der großräumigen Eiswolke aus Abbildung 20.1 bei einer schrägen Aufsicht auf die nördliche Hemisphäre. Dargestellt ist ein Höhenschnitt bei 82,7 km. Die farbigen Strahlen markieren die Positionen der IAP-Lidarstationen Kühlungsborn (54° N), ALOMAR (69° N) und Spitzbergen (78° N). Die Intensität des beobachtbaren RSV reicht von 1,1 (= blau) bis 10 (= hellrot).
21 Photochemische Modellierung von Wasserdampf in der mittleren Atmosphäre

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

Der Wasserdampf der mittleren Atmosphäre ist der Schlüsselkonstituent zum Verständnis der chemischen Prozesse insbesondere in der Mesosphäre und oberen Stratosphäre. Der Grund hierfür besteht primär darin, dass H_2O die Hauptquelle der chemisch aktiven Wasserstoffradikale ist. Diese bestimmen so gut wie ausschließlich die katalytischen Verlustprozesse der so genannten Odd Oxygene, das sind die ungeradzahligen Sauerstoffverbindungen Ozon und der atomare Sauerstoff. Die Absorption von solarer UV-Strahlung durch Ozon stellt nun den dominierenden Energieinput in die mittlere Atmosphäre dar, der seinerseits die dynamischen Prozesse entscheidend mitbestimmt. Die dynamischen Prozesse, insbesondere der vertikale Wind, beeinflussen ihrerseits wesentlich die Wasserdampfverteilung, so dass in dieser Rückkopplung auch eine der Ursachen für die große Variabilität in der mittleren Atmosphäre gesucht werden muss. Es muss hierbei beachtet werden, dass die charakteristischen Zeitskalen bezüglich des vertikalen Transports und der Chemie des Wasserdampfs in der gleichen Größenordnung liegen.



Der Modellierung der Wasserdampfverteilung auf der Basis unseres verbesserten 3D-Modells der Dynamik und Chemie der mittleren Atmosphäre COMMA-IAP liegt folgende Motivation zu Grunde: Die Untersuchung von Phänomenen insbesondere wie NLC oder PMSE in unserem Institut erfordert auch die Kenntnis über die Wasserdampfkonzentration in Höhen oberhalb von 80 km. Dieser Höhenbereich kann aber durch Messungen bislang nicht oder nur ungenügend erfasst werden. Die Messungen (Okkultation und Mikrowellen) weisen unter-

Abb. 21.1: Meridionalschnitt des Wasserdampfmischungsverhältnisses für Südsommer-Solstitium unter Bedingung niederer Sonnenaktivität.

einander vor allem in der oberen Mesosphäre noch erhebliche Abweichungen auf. Es gibt eine Reihe von Beobachtungen sowohl von Okkultationsmessungen (HALOE) als auch Mikrowellenmessungen, die bislang nur unzureichend verstanden sind und auch nicht durch globale Modelle reproduziert werden konnten. Zu diesen Befunden zählen u.a. die sehr hochreichenden hohen Werte der H₂O-Mischungsverhältnisse in hohen sommerlichen Breiten und die vertikale Doppelpeakstruktur mit Maxima im Stratopausenbereich und der oberen Mesosphäre. Der wesentliche Nachteil bisheriger Modelle bestand in der hohen Diffusivität des advektiven Transportschemas. Die numerische Diffusion insbesondere im Hinblick auf die starken Gezeitenwinde führte oberhalb der mittleren Mesosphäre zur Dissipation aller Konzentrationsgradienten. Durch die Implementierung des quasi diffusionsfreien Walcek-Schemas gelang es, raum-zeitliche Wasserdampfverteilungsmuster zu modellieren, die im wesentlichen den Beobachtungen entsprechen. Abb. 21.1 zeigt einen Breitenschnitt des zonalen Mittels des Wasserdampfmischungsverhältnisses für Südsommer-Solstitium bei niederer Sonnenaktivität. Es ist klar zu erkennen, dass gerade die polaren Breiten, die im Sommer unter einer ganztägigen solaren Einstrahlung stehen, die absolut höchsten Werte aufweisen. Die sehr hohen Wasserdampfkonzentrationen reichen bis in die NLC-Region hinein und sind damit mit den HALOE-Messungen im Einklang. Abb. 21.2 präsentiert den entsprechenden Konturplot für Nordfrühling-Äquinoktium. Die Wasserdampfverteilung weist ein typisches Kleeblattmuster auf, gekennzeichnet durch ein hochliegendes Maximum südlich vom Äquator und 2 Maxima etwas unterhalb der Stratopause zu beiden Seiten von dem hohen Maximum, wobei der südliche Wasserdampfpeak in mittleren Breiten und der nördliche mehr in niederen Breiten erscheint. Auch dies entspricht genau den HALOE-Messungen.

Die wesentlichen großräumigen Strukturen der Wasserdampfverteilung spiegeln die Muster der globalen Zirkulation wider insbesondere jene des vertikalen Windes. Die sommerlichen aufwärts gerichteten Winde im polaren Antizyklon transportieren H₂O in große Höhen, wo es der effektiven Photolyse und Konversation in molekularen Wasserstoff unterliegt. Das gleiche trifft während der Äquinoktien für die hochreichenden hohen Äquatorwerte zu während die tiefliegenden Maxima zu abwärts gerichteten Winden in Beziehung stehen. Als einleitend erwähnt stehen Transport und Chemie in enger



Abb. 21.2: Meridionalschnitt des Wasserdampfmischungsverhältnisses für Nordfrühling-Äquinoktium unter Bedingung niederer solarer Aktivität.

Wechselbeziehung, so dass der Vertikalwind nur einen Teil der sommerlich hohen H_2O -Konzentrationen erklären kann. Die erhöhte sommerliche Photolyse sollte allerdings nach flüchtiger Betrachtung zur verstärkten chemischen Vernichtung von H₂O beitragen. In Wirklichkeit forciert jedoch die Photolyse des H₂O unterhalb einer Höhe von etwa 65 km in einem autokatalytischen Prozess die Bildung von H₂O aus dem H₂-Reservoir. Ohne auf Einzelheiten eingehen zu können, liegt die Ursache in dem Fakt begründet, dass bei der Dissoziation (oder Oxidation des Wasserdampfs durch O(¹D)) zwei Wasserstoffradikale entstehen, wobei das OH-Radikal, das immer wieder infolge der Reaktionen mit den Odd Oxygenen entsteht, ohne Radikalverlust H₂ in H₂O oxidieren kann. Dieser Prozess hat formal Ähnlichkeit mit der Sommersmogerzeugung von Ozon. Eine Voraussetzung hierbei ist die schnelle Umwandlung von atomarem Wasserstoff in HO₂, deren Effektivität quadratisch mit der Luftdichte zunimmt. In der oberen Mesosphäre wird H jedoch nicht schnell genug in HO_2 überführt, es reagiert mit HO_2 und erzeugt H_2 , so dass dort als Nettoreaktion H₂O in H₂ umgewandelt wird. Somit erweist sich als günstig für die Erzeugung hoher hochreichender H₂O-Konzentrationen ein sich mit der Höhe beschleunigender Aufwind, der ein Luftpaket möglichst lange unterhalb der Grenze zwischen Wasserdampferzeugung und -vernichtung hält, darüber aber möglichst schnell die gebildeten hohen H₂O-Konzentrationen in große Höhen befördert bevor dort H₂O zunehmend vernichtet wird. Genau diese Bedingungen liegen in der Mesosphäre vor. Während die Vertikalwinde in der unteren Mesosphäre Größenordnungen von $mm s^{-1}$ haben, erreichen sie in der oberen Mesosphäre und im Mesopausenbereich Werte bis zu einigen $\mathrm{cm}\,\mathrm{s}^{-1}$.

22 Untersuchung des troposphärischen Aerosols innerhalb von EARLINET

(M. Gerding, M. Alpers, R. Eixmann)

Troposphärisches Aerosol ist für die Strahlungsbilanz der Erdatmosphäre von enormer Bedeutung. Trotzdem sind genaue Verteilung und Dynamik der Aerosole noch weitgehend unverstanden. 1997 wurde deswegen mit Beteiligung des IAP das deutsche Lidarnetz (bestehend aus fünf Lidar-Stationen) zur Untersuchung des troposphärischen Aerosols gegründet. Dieses wurde im Jahr 2000 durch das European Aerosol Research Lidar Network (EARLINET, siehe Abb. 22.1) ersetzt. Die Messungen bildeten die Grundlage für die Bestimmung von Extinktions- und Rückstreukoeffizienten des Aerosols. Bis zum Ende des EARLINET-Projekts im Januar 2003 wurde am IAP ein mehr als fünfjähriger Datensatz der Aerosolparameter über Kühlungsborn erhoben und ausgewertet.

Nicht zuletzt aufgrund seiner leistungsfähigen, auf Strato- und Mesosphärenmessungen ausgerich-



Abb. 22.1: Die 20 Lidarstationen des EARLINET-Projekts.

teten Instrumentierung (siehe Kapitel 6) lieferte das IAP-RMR-Lidar einen besonderen Beitrag zum EARLINET. Die Rückstreuung von Aerosolen und Luftmolekülen wird auf den drei ausgesendeten Wellenlängen detektiert (355 nm, 532 nm und 1064 nm) und die Anwesenheit fester Aerosolpartikel über einen Depolarisationskanal nachgewiesen. Die Extinktion kann während der Nachtstunden über die Raman-Rückstreuung bei zwei weiteren Wellenlängen (387 nm und 607 nm) bestimmt werden.

Die Schwerpunkte der EARLINET-Messungen bildeten die regelmäßigen einstündigen Sondierungen für die Aerosol-Klimatologie, Messungen bei Hochdruckwetterlagen und bei besonderen Ereignissen wie durchziehendem Saharastaub. Innerhalb des EARLINET wurde zudem ein Algorithmenvergleich mit künstlichen Daten durchgeführt, um die Vergleichbarkeit der Ergebnisse (Rückstreukoeffizient, Extinktionskoeffizient) sicherzustellen. Die Auswerte-Algorithmen des IAP-RMR-Lidars erzielten dabei gute Ergebnisse (*Matthias et al., Appl. Opt., 43, 961–976, 2004*). Ein Lidar-Gerätevergleich fand bereits zwischen 1998 und 2001 statt.

Zusammen mit den Sondierungen aus dem deutschen Lidarnetz besteht am IAP eine rund fünfjährige Messreihe der vertikalen Aerosolverteilung in der Troposphäre. Zur Erstellung der Aerosol-Klimatologie wurden Lidar-Sondierungen regelmäßig an drei Terminen pro Woche durchgeführt (zweimal nach Sonnenuntergang, einmal mittags). In Abbildung 22.2 ist die Aerosol-Rückstreuung für die fünf Messjahre getrennt nach Grenzschicht und freier Troposphäre dargestellt. Als Grenzschicht bezeichnet man die unteren 1-2 km der Atmosphäre, die noch stark vom Erdboden beeinflusst sind. Man erkennt, dass im Sommer der Aerosol-Rückstreukoeffizient innerhalb der Grenzschicht meist höher ist als im Winter. Durch die im Sommer typischen Westwind-Wetterlagen kommt es in dieser Zeit zu einem verstärkten Aerosoleintrag vom Boden in die Atmosphäre. Der Transport kleinster Wassertröpfchen und Seesalz-Partikel in die Atmosphäre spielt am Standort Kühlungsborn eine zusätzliche Rolle. Aufgrund von Konvektion ist die Grenzschicht zudem weiter ausgedehnt und durchmischt. Oberhalb der Grenzschicht ist eine saisonale Variation des Rückstreukoeffizienten mit Minimum im Winter nur schwach zu erkennen. Hier überwiegen kurzfristige Schwankungen.



Abb. 22.2: Jahresgang des Aerosol-Rückstreukoeffizienten bei 532 nm Wellenlänge innerhalb der Grenzschicht (rot) und darüber (blau) als Monatsmittelwerte.



Abb. 22.3: Zeitverlauf der Rückstreuung bei 1064 nm für den 14., 15. und 16. Oktober 2001.

Eine wichtige Aufgabe innerhalb des EARLINET war die Koordination der Messungen zu besonderen Ereignissen und die gemeinsame Auswertung der Daten. Als herausragendes Ereignis wurde hierzu der Transport von Saharastaub über Mitteleuropa im Oktober 2001 untersucht. Das Aerosol war mit bloßem Auge nicht erkennbar, konnte jedoch z.B. mit dem IAP-RMR-Lidar über drei Tage beobachtet werden. Abbildung 22.3 zeigt das Rückstreusignal während der Messungen vom 14. bis 16. Oktober 2001. In Abbildung 22.4 werden Profile des daraus berechneten Aerosol-Rückstreukoeffizienten für die drei Messtage gegenübergestellt. Man sieht, dass die Aerosolschicht bei ihrer ersten Beobachtung am 14.10. bereits am stärksten ausgeprägt war. Die gesamte optische Dicke war an diesem Tag rund viermal so hoch wie am folgenden Tag. Die Sondierungen in Kühlungsborn wurden zusammen mit den Daten anderer EARLINET-Stationen von Ansmann et al. (JGR, 2003) in einer umfangreichen Studie veröffentlicht.



Abb. 22.4: Aerosol-Rückstreukoeffizient für den 14., 15. und 16. Oktober 2001 (aus *Ansmann et al.* [*JGR*, 2003]).

23 Radaranlagen in polaren Breiten

(R. Latteck, W. Singer, U. Scholze, J. Trautner, J. Weiß)



Abb. 23.1: IAP-Radarinstallationen auf der Insel Andøya in Nordnorwegen

Die Radarinstallationen auf der Insel Andøya in Nordnorwegen sind ein wesentlicher Bestandteil der bodengebundenen Experimente am IAP. Ein VHF-Radar, zwei MF-Radars und ein Meteor-Radar werden zur Untersuchung der Meso- und unteren Thermosphäre (60 - 110 km) sowie der Tropo- und unteren Stratosphäre (2 - 18 km) betrieben. Besonderes Augenmerk liegt dabei auf dem Höhenbereich zwischen 80 und 90 km, wo in den Sommermonaten Radar-Phänomene im VHF-Bereich (PMSE) gemessen und leuchtende Nachtwolken (NLC) mit Lidars beobachtet werden können. Die unmittelbare Nähe zur Andøya-Rocket-Range und zum ALOMAR-Observatorium (Abb. 23.1) ermöglicht dabei einen koordinierten Einsatz der Radarexperimente in Verbindung mit direkten Beobachtungen mittels Höhenforschungsraketen im Rahmen internationaler Meßkampagnen (z.B. MaCWAVE im Sommer 2002).

Das Andenes-MF-Radar (Abb. 23.2 links) wurde 1996 installiert. Es sendet auf 1,98 MHz elektromagnetische Impulse senkrecht nach oben in die Atmosphäre, die nach partiellen Reflexionen an Irregularitäten des Brechungsindexes im Bereich der io-

nosphärischen D-Region mit drei räumlich getrennten Empfangsantennen aufgenommen werden. Aus den drei empfangenen Beobachtungsreihen wird nach Eliminierung durch Fremdsender bedingter Störungen das mesosphärische Windfeld mit Hilfe einer Korrelationsmethode abgeleitet.

Am 12. Oktober 1998 wurde das ALOMAR-Wind-Radar ALWIN (Abb. 23.2 rechts) als Nachfolger des ALOMAR-SOUSY-Radars in Betrieb genommen. Es arbeitet im VHF-Bereich auf 53, 5 MHz und dient der Untersuchung der Dynamik und Struktur der Tropo-, Strato- und Mesosphäre (MST). Höhenprofile des 3-D Windvektors und der Radarreflektivität können nach der Spaced-Antenna (SA) und Doppler-Beam-Swinging (DBS) Methode in einem kontinuierlichen und unbeaufsichtigten Betrieb bestimmt werden.



Abb. 23.2: Links: Sendemast des Andenes-MF-Radars, Rechts: Blick durch das Antennenfeld des ALOMAR-Wind-Radar (ALWIN).



Abb. 23.3: Oben: Prinzipielle Meß- und Antennenanordnung des SKiYMET-Meteor-Radars. Unten: Blick durch das Antennenkreuz des Saura-MF-Radars

Das SKiYMET-Radar ist ein sogenanntes All-Sky-Meteor-Radar. Über eine Sendeantenne mit einem weiten Öffnungswinkel werden kurze elektromagnetische Impulse zirkumpolar ausgesendet, die von Ionisationsspuren einfallender Meteoroide zurückreflektiert werden, wenn die Ionisationsspur senkrecht zum Radarstrahl liegt (Abb. 23.3 oben). Das Meteorecho wird mit einer aus 5 gekreuzten Yagiantennen bestehenden Empfangsantenne aufgenommen und interferometrisch ausgewertet, so dass für jede mit dem Neutralgaswind bewegte Ionisationsspur Ort, Echoamplitude, radialer Geschwindigkeit und Lebensdauer mit einer Entfernungsauflösung von 2 km bestimmt werden kann. Aus einer Vielzahl solcher individueller Informationen kann u.a. das Windfeld im Bereich zwischen etwa 80 - 110 km und die mittlere Temperatur bei 90 km Höhe abgeleitet werden.

Im Sommer 2002 wurde in Zusammenarbeit mit der Andøya Rocket Range und dem Communication Research Laboratory Tokyo ein neues MF Radar nahe der Ortschaft Saura (Abb. 23.1) als Teil des ALOMAR Observatoriums in Betrieb genommen. Das Saura-MF-Radar (Abb. 23.3 unten) arbeitet auf 3,17 MHz und zeichnet sich im Gegensatz zum Andenes-MF-Radar durch einen sehr schmalen Antennenstrahl mit einer Halbwertsbreite von $6,4^{\circ}$ und eine hohe Flexiblilität in der Strahlsteuerung aus. Der Antennenstrahl kann in verschiedene Richtungen mit unterschiedlichen Zenitablagen geschwenkt werden wodurch Experimente zur Untersuchung der dynamischen Eigenschaften (kleinskalige Strukturen, Turbulenz) in der oberen Mesosphäre möglich sind. Eine detailierte Beschreibung des Systems ist in Kapitel 24 zu finden.

Tab.	23.1:	Vergleich	ausgewählter	technischer	und	experimenteller	Parameter	der	IAP	-Radars.
------	-------	-----------	--------------	-------------	-----	-----------------	-----------	----------------------	-----	----------

	ALWIN	Andenes MF	Saura MF	SKiYMET	
Sendefrequenz	$53, 5 \mathrm{~MHz}$	1,98 MHz	$3,17 \mathrm{~MHz}$	32,55 MHz	
Sendespitzenleistung	36 kW	50 kW	116 kW	12 kW	
Impulsbreite	$2,4~\mu\mathrm{s}$	$27~\mu{ m s}$	7, 10, 13,3 $\mu {\rm s}$	$13,3~\mu\mathrm{s}$	
Empfangskanäle	6	3	4	5	
Höhenbereiche	$1,5-18~{\rm km}$	$50-98~{\rm km}$	$50-98~{\rm km}$	80 - 110 km Wind	
	$65-95~{\rm km}$			90 km Temperatur	
Höhenauflösung	300, 600,	$4000 \mathrm{m}$	1000, 1500,	2000 m	
	$1000 \mathrm{~m}$		2000 m		
Messergebnisse	Wind	Wind	Wind	Wind	
	Turbulenz		Turbulenz	Temperatur	
			Elektronendichte		

24 Das ALOMAR-MF-Doppler-Radar in Saura/Nordnorwegen

(R. Latteck, W. Singer, Th. Barth, U. Scholze, J. Trautner, J. Weiß)

Im Sommer 2002 wurde auf der Insel Andøya in Nordnorwegen nahe der Ortschaft Saura ein neues MF-Radar in Betrieb genommen. Das System ist ein Gemeinschaftsexperiment des IAP, der Andøya Rocket Range sowie des Communication Research Laboratory Tokyo. Als Teil des ALOMAR Observatoriums erweitert es die vorhandenen bodengebundenen Instrumente auf Andøya insbesondere um die Möglichkeit, kleinskalige Strukturen und Turbulenz in der oberen Mesosphäre in einem kontinuierlichen Betrieb zu untersuchen.

Standort	69,141 ° N, 16,016 ° E
Sendefrequenz	$3,17 \mathrm{~MHz}$
Sendespitzenleistung	116 kW
Sendemodule	62 (a 2 kW)
Empfangskanäle	4
Impulsbreite	7, 10, 13, 3 μs
Höhenbereich	$40\!-\!103~\mathrm{km}$
Entfernungsauflösung	1, 1.5, 2 km
Betriebsarten	Doppler-Beam-Swinging
	Spaced Antenna
	Meteor-Mode

Tab. 24.1: Systemparameter des Saura-MF-Radars

Das Radar arbeitet auf 3, 17 MHz mit einer Spitzenleistung von 116 kW. Weitere Parameter des System sind in Tabelle 24.1 aufgeführt. Die wesentlichen technischen Verbesserungen des neuen Saura-MF-Radars im Vergleich zum Andenes-MF-Radar (siehe auch Artikel 23) sind eine drastische Verringerung der Strahlbreite, die Möglichkeit des Strahlschwenkens sowie eine höhere Entfernungsauflösung. Die Realisierung erfolgt durch ein neues modulares Sende-/Empfangssystem mit verteilter Leistung und einer aus der Radioastronomie bekannten sogenannten *Mills-Cross*-Antennenanordnung. Ab-

bildung 24.1 zeigt im mittleren Teil das Antennenkreuz bestehend aus 29 gekreuzten Halbwellendipolen, womit sich ein $6,4^{\circ}$ schmaler Antennenstrahl (Abb. 24.1, rechts) realisieren läßt. Jedes Antennenpaar wird mit einem separaten zweikanaligen Sende-/Empfangsmodul betrieben. Durch phasenversetztes Ansteuern der Einzelantennen ist es damit möglich, den Radarstrahl in alle Himmelsrichtungen mit definierten Zenitablagen ($7,3^{\circ}$ und $17,2^{\circ}$) zu schwenken. Empfangsseitig können die 29 Empfangssignale kombiniert und das Radar im Einkanal-*Doppler-Beam-Swinging*-Mode (DBS) betrieben werden. Dies erlaubt Dopplerwindmessungen und die Bestimmung von Impulsflüssen (Abb. 24.2) sowie turbulenter spektraler Breiten nach verschiedenen Methoden (siehe auch Kapitel 30). Die vier Empfangskanäle des Radars lassen aber auch interferometrische Beobachtungen zu.



Abb. 24.1: Blick durch das Antennenkreuz (links), Antennengeometrie (Mitte) und und Strahlungsdiagramm (rechts) des Saura-MF-Radars für einen vertikal gerichteten Antennenstrahl im Sendebetrieb mit 29 Kreuzdipolen. Die vier grün markierten Kreuzdipole bilden die Empfangsantennen für den Spaced-Antenna-Mode. Blau markiert sind die Empfangsantennen des Meteor-Interferometers.



Abb. 24.2: Mittlere radiale Geschwindigkeiten und vertikaler Fluß von horizontalen Impuls nach Radarexperimenten mit um $17,2^{\circ}$ nach NW und SE geschwenkten Radarstrahlen.

Für den Spaced-Antenna-Betrieb werden empfangsseitig die zwei zusätzlich in Nordrichtung aufgestellten Kreuzdipole sowie die zweite und vierte Antenne in Nord-Richtung genutzt (siehe Abb. 24.1). Diese vier Antennen bilden die klassische Y-Anordnung, die die Anwendung verschiedener Algorithmen zur Windbestimmung ermöglicht. In der Analyse-Software sind hierfür die Spatial Correlation Analysis - Methode (SCA), die Full-Correlation-Analysis - Methode (FCA) und die Imaging-Doppler-Interferometer - Methode (IDI) implementiert. Abbildung 24.3 zeigt den Vergleich der horizontalen

Windkomponenten, die aus Spaced-Antenna-Beobachtungen (FCA) des Saura-MF-Radars und des Andenes-MF-Radars sowie Doppler-Windmessungen des Saura-MF-Radars gewonnen wurden.

Die FCA-Winde beider Radars sind in guter Übereinstimmung mit den simultan gemessenen Doppler-Winden des Saura-Radars, wobei sich aber andeutet, daß die FCA-Winde des Andenes-MF-Radars (breiter Antennenstrahl) leicht unterbestimmt sind.

Eine dritte Empfangs-Betriebsart ist der sogenannte user mode bei dem aus jedem Arm der Antenne ein frei wählbarer Kreuzdipol auf einen der vier Empfangskanäle geschaltet werden kann. Hiermit läßt sich ein 4-Kanal-Interferometer für Meteorbeobachtungen realisieren (blau markierte Antennen in Abb. 24.1). Zum Senden wird in dieser Betriebsart nur ein Teil des Antennenkreuzes genutzt, um einen breiten Strahl von ca. 30° Halbwertsbreite zu erzeugen. Im November 2002 wurden mit dem SKiYMET-Meteor-Radar (32, 55 MHz), dem ALWIN-MST-Radar (53, 5 MHz) und dem Saura-MF-Radar (3, 17 MHz) simultane Meteor-Beobachtungen des Leoniden-Schauers durchgeführt.



Abb. 24.3: Vergleich simultan gemessener Doppler-Winde (blau) und Spaced-Antenna-Winde (rot) des Saura-MF-Radars (6,4° Strahlbreite, $\Delta h = 1,5$ km) mit Spaced-Antenna-Winden (schwarz) des Andenes-MF-Radars (60° Strahlbreite, $\Delta h = 4$ km)



Abb. 24.4: Höhenverteilung der mit dem Saura-MF-Radar detektierten Meteore während der Leoniden Meßkampagne im November 2002.

Der schmale Radarstrahl mit $6,4^{\circ}$ Strahlbreite, die Möglichkeit der Strahlschwenkung und die Höhenauflösung von 1 km ermöglichen es, Experimente zur Bestimmung des turbulenten Anteils des Empfangssignalspektrums und damit Messungen der mittleren Turbulenzgeschwindigkeit durchzuführen. Dadurch können nun erstmalig in polaren Breiten Energiedissipationsraten kontinuierlich bestimmt werden. Abb 24.5 zeigt Stundenmittelwerte des Energiedissipationsrate mit Mittelwerten von etwa 5 mW kg⁻¹ in 60 km und 20 mW kg⁻¹ in 80 km Höhe, die sich in Übereinstimmung mit in-situ Messungen von raketengestützten Instrumenten in Andenes befinden (Abb. 30.3 auf Seite 91).

Weiterhin ermöglicht das Saura-MF-Radar auch Mesosphärenbeobachtungen mit verschiedenen Polarisationen des Sende- und Empfangssignals. Die alternierende Aussendung von Signalen mit ordentlicher (O-Mode) und außerordentlicher (E-Mode) Polarisation mit einem

Polarisationswechsel von Datenpunkt zu Datenpunkt erlaubt die Bestimmung der Elektronendichte aus differentiellen Absorptions- (DAE) und differentiellen Phasenmessungen (DPE) im Höhenbereich von 55 bis 85 km (Abb. 24.6). Die gute Übereinstimmung der Ergebnisse von Absorptions- und Phasenmessungen ist Ausweis der erfolgreichen Phasenkalibrierung der 58 Sende/Empfangsmodule. Im MF-Bereich bei 3 MHz wird das Maximum der Meteorschicht um 100 km beobachtet (Abb. 24.4) während es im VHF-Bereich bei 32 MHz um 90 km auftritt (Beitrag 36).Die Kombination von Beobachtungen im MF/VHF-Bereich ermöglicht eine wesentliche Erweiterung des Höhenbereiches für Meteorbeobachtungen.

Das Spektrum der radialen Geschwindigkeiten eines Radarempfangssignals im MF-Bereich enthält einen durch turbulente Geschwindigkeitsfluktuationen hervorgerufenen turbulenten Anteil sowie durch den Hintergrundwind und Wellenaktivität bedingte nichtturbulente Anteile (Kapitel 30). Zusätzlich kann das Meßsignal durch aspektempfindliche Rückstreuung mit einem nichterwünschten Beitrag aus dem Zenit beeinflußt werden. Dieser läßt sich durch geeignete Schwenkung des Radarstrahls (7,3° und 17,2°) mit einem Empfangsminimum in Zenitrichtung verringern.



Abb. 24.5: Stundenmittelwerte der turbulenten kinetischen Energiedissipationsrate und Medianwert nach Beobachtungen des Saura-MF-Radars im September 2003.



Abb. 24.6: Elektronendichteprofile nach differentiellen Absorptionsund Phasenmessungen mit dem Saura-MF-Radar.

25 Radaranlagen am IAP in mittleren Breiten

(P. Hoffmann, D. Keuer, M. Zecha, W. Singer, R. Latteck, J. Mielich, J. Weiß, J. Trautner)

In mittleren Breiten setzt das Institut zu Untersuchungen der Struktur und Dynamik der Atmosphäre im Bereich von der Mesosphäre bis zur unteren Thermosphäre (60-110 km) sowie von der Troposphäre bis in die untere Stratosphäre (2-18 km) Radarsondierungen in unterschiedlichen Frequenzbereichen ein. Es handelt sich dabei um das OSWIN-VHF-Radar in Kühlungsborn sowie um ein MF-Radar und eine Ionosonde in Juliusruh. Diese Radargeräte werden sowohl zur kontinuierlichen Untersuchung dynamischer Prozesse als auch im Rahmen koordinierter Messkampagnen genutzt.



Abb. 25.1: Blick durch das Antennenfeld des OSWIN-VHF-Radar auf den Messcontainer.

Nach einem einjährigen Betrieb des jetzt in Andenes eingesetzten ALWIN-VHF-Radars (siehe Kapitel 23) auf dem Institutsgelände in Kühlungsborn wurde im Sommer 1999 an gleicher Stelle das **OSWIN-VHF-Radar** zur Untersuchung der Dynamik und Struktur der Tropo-, Strato- und Mesosphäre in Betrieb genommen. Das System arbeitet auf einer Frequenz von 53,5 MHz mit einer maximalen Sendeleistung von 90 kW, die aus sechs Sendemodulen gebildet wird. Zur Sondierung der Atmosphäre können sowohl Einzelimpulse mit einer Länge von $1-32 \ \mu$ s als auch kodierte Signale genutzt werden. Die Sende-Empfangsantenne (siehe Abbildung 25.1) besteht aus 144 Vier-Elemente-

Yagi-Antennen, die in quadratischen Subsystemen aus jeweils 4 Antennen in einer 6x6 Matrix angeordnet sind. Neben der Sondierung der Atmosphäre in vertikaler Richtung ist es möglich, die Antennenkeule mit einer 3 dB-Breite von 6° durch phasenverzögerte Einspeisung der Sendesignale in die Antennenzeilen oder -spalten in die vier Himmelsrichtungen Nord, Süd, Ost und West mit einer Zenitablage von 7°, 13° oder 20° zu schwenken. Die rückgestreuten Echos werden mit sechs Empfängern aufgenommen. Die anschließende Analyse der Rohdaten kann in Echtzeit auf einem in das System integrierten Verarbeitungs-PC oder auf jedem mit dem Internet verbundenen Rechner durchgeführt werden. Höhenprofile des 3-D Windvektors und der Radarreflektivität werden nach der Spaced-Antenna (SA) und Doppler-Beam-Swinging (DBS)-Methode in einem kontinuierlichen und unbeaufsichtigten Betrieb bestimmt.

Ein wichtiges Anwendungsgebiet besteht in der Untersuchung der in den Sommermonaten im Höhenbereich zwischen 80 und 90 km auftretenden mesosphärischen Sommerechos (MSE). Diese in mittleren Breiten noch nicht richtig verstandenen starken Radarechos treten mit einer deutlich geringeren Häufigkeit als die in hohen geographischen Breiten beobachteten polaren mesosphärische Sommerechos (PMSE) auf. Ergebnisse dazu werden u.a. in den Kapiteln 26, 27, und 29 vorgestellt.

Eine weitere Anwendung besteht in der Untersuchung der Anregung und Ausbreitung von Schwerewellen in der Tropo- /unteren Stratosphäre. Dazu sind VHF-Radarexperimente auf Grund der hohen zeitlichen und vertikalen Auflösung ihrer Messdaten besonders geeignet. Diese Untersuchungen (siehe Kapitel 34) werden u.a. im Rahmen des abteilungsübergreifenden Projektes LEWIZ (siehe auch Kapitel 49 bzw. 50) durchgeführt.

Analog zu dem im Kapitel 23 beschriebenen SKiYMET-Radar wird weiterhin das OSWIN-VHF-Radar mit einem räumlich abgesetzten Meteorantennenfeld, das über eine programmierbare Relaisumschaltung mit einem Sendemodul und fünf Empfangskanälen verbunden werden kann, zur Untersuchung der Ionisationsspuren einfallender Meteoroide eingesetzt. Aus der Echoamplitude, der radialen Geschwindigkeit und der Lebensdauer dieser Echos kann z.B. das Windfeld im Bereich zwischen etwa 80-110 km und die mittlere Temperatur bei 89 km Höhe abgeleitet werden. Ergebnisse dazu werden in den Kapiteln 35, 36 und 37 gezeigt. In Juliusruh an der Ostküste der Insel Rügen betreibt das Institut eine Außenstation. Radarsondierungen der Atmosphäre werden hier mit einem MF-Radar und einer Ionosonde durchgeführt.



Abb. 25.2: Blick auf das Arbeits- und Messgebäude der Außenstation in Juliusruh.

Die Hauptanwendung der Messungen mit dem **MF Radar** besteht in der Bestimmung mittlerer Felder des zonalen und meridionalen Grundwindes und der halb- und ganztägigen Gezeitenkomponente für den Höhenbereich von 70-95 km. Dazu wurde von 1990 bis zum Frühjahr 2003 ein FMCW-Radarverfahren (Frequency Modulated Continuous Waves) mit einer Sendefrequenz von 3,18 MHz und einer Sendeleistung von 1 kW eingesetzt. Das Messprinzip besteht darin, dass ein gaußisch gewichtetes Dauerstrichsignal mit einer stabilen Fre-

quenzänderungsrate über eine Sendeantenne senkrecht abgestrahlt, in der unteren Ionosphäre partiell reflektiert und mit drei räumlich getrennten Empfangsantennen wieder empfangen wird. Im Gegensatz zu den herkömmlichen Impulsverfahren ergibt sich die Laufzeit bei dieser Methode aus der Spektralanalyse des niederfrequenten Anteils des Mischproduktes von Sende-und Empfangssignal. Windwerte werden in Höhenschritten von 1,5 km mit einer Zeitauflösung von ca. 2 min über eine Korrelationsanalyse (FCA) der resultierenden komplexen Zeitreihen bestimmt. Einige wissenschaftliche Ergebnisse, die aus diesen Messungen resultieren, werden in den Kapiteln 29 und 33 gezeigt.

Da eine Modernisierung dieses Radars nicht mehr möglich war, wurde die Anlage beginnend ab Frühjahr 2003 durch ein neuartiges Impuls-Radar, das auf der gleichen Frequenz und einer Sendeleistung von 64 kW arbeitet, ersetzt. Mit diesem modernen System kann im Gegensatz zur bisherigen Anlage auch die Qualität der Messungen während der Nacht verbessert werden. Dieses Radar befindet sich in einer ersten Ausbaustufe und wird gegenwärtig analog zum Saura-MF-Radar auf die im Kapitel 24 vorgestellten neuen Möglichkeiten zur zusätzlichen Untersuchung kleinskaliger Strukturen und Turbulenz in der oberen Mesosphäre mittlerer Breiten erweitert.



Abb. 25.4: Ionogramm vom 28. April 2003 um 11:00 UT. Neben den Echospuren (farbig) ist das abgeleitete Elektronendichteprofil (schwarze Kurve) zu erkennen.



Abb. 25.3: Module des neuen MF Radars in Juliusruh.

Zur Prognose der ionosphärischen Funkwellenausbreitung und zur Analyse langzeitiger ionosphärischer Trends betreibt das IAP in Juliusruh seit März 1995 eine **Ionosonde** des Typs DPS (Digital Portable Sounder). Bei diesem Sondierungsverfahren werden im Frequenzbereich zwischen 1 und maximal 40 MHz in 50 kHz-Schritten kurze elektromagnetische Impulse senkrecht in die Ionosphäre abgestrahlt und nach ihrer ionosphärischen Reflexion empfangen. Aus den ionosphärischen Echos werden Amplitude, Laufzeit (scheinbare Reflexionshöhe), Dopplerverschiebung, Polarisation und Einfallswinkel abgeleitet und in einem Ionogramm in Abhängigkeit von der Frequenz dargestellt. Beobachtungsdaten sind die ionosphärische Standardparameter, wie z.B. die Grenzfrequenzen und spezielle Höhen der ionosphärischen E-, Es-, F1- und F2-Schichten, sowie Elektronendichteprofile aus Höhen von 100-250 km. Ein Beispiel eines von der Ionosonde Juliusruh aufgenommenen Ionogramms ist in Abbildung 25.4 zu sehen.

26 Langzeitige Variationen von PMSE und MSE

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

Die in den Sommermonaten in polaren Breiten regelmäßig beobachteten starken Radarechos (polar mesosphere summer echoes, PMSE) als auch ihr äquivalentes Erscheinungsbild in mittleren Breiten (mesosphere summer echoes, MSE) sind eng mit der Existenz von Eispartikeln oder großen Aerosolen in der Mesopausenregion verbunden. Da das Auftreten dieser Teilchen maßgeblich durch die Temperatur und den Wasserdampfgehalt der Atmosphäre bedingt ist und andererseits die Stärke der Radarechos außerdem von der Ionisation im Mesopausenbereich abhängt, sind langzeitige Variationen von (P)MSE zu erwarten.

VHF Radarmessungen in Andenes $(69,3^{\circ} \text{ N};$ 16.0° E) wurden auf einer Frequenz von 53, 5 MHz von 1994 bis 1997 mit dem ALOMAR SOUSY Radar und werden seit 1999 mit dem ALWIN Radar durchgeführt. Zur Untersuchung langzeitiger PMSE Variationen wurde die mittlere Häufigkeitsrate HR von PMSE berechnet für den mittleren Zeitraum ihres Auftretens (19. Mai - 28. August). Dabei wurde die mittlere Häufigkeit von Radarechos mit einem Signal-zu-Rauschverhältnis SNR > SNRmin berechnet. Die Schranke SNRmin wurde mit 7 dB für die Messperiode mit dem ALOMAR SOUSY Radar und mit 10 dB für die Messungen mit dem ALWIN Radar gewählt. Die unterschiedlichen Schranken resultieren aus unterschiedlichen mittleren effektiven Sendeleistungen beider Radaranlagen.

In Abb. 26.1 sind die Ergebnisse der PMSE Analysen zusammengestellt. Im oberen Teil dieser Abbildung (a.) sind die PMSE Häufigkeitsraten HR in Abhängigkeit von der solaren 10,7 cm Radiostrahlung aufgetragen. Dabei ist diese Radiostrahlung ein Maß für die einfallende solare Wellenstrahlung. Der positive Zusammenhang beider Größen mit einem Korrelationskoeffizienten r = 0,74 bestätigt die erwartete Zunahme der PMSE Häufigkeit mit zunehmender Ionisation infolge ansteigender ionisierender Wellenstrahlung. Ein ähnlicher Zusammenhang wird beobachtet zwischen HR und der geomagnetischen Aktivität (b.). Dabei wird der lokale geomagnetische Aktivitätsindex ΣK der Station Tromsø als Indikator für die in polaren Breiten einfallenden hochenergetischen Partikelflüsse verwendet. Auch in diesem Fall kann der HR-Anstieg durch eine



Abb. 26.1: PMSE-Häufigkeitsrate HR für Intervall vom 19. Mai bis 28. August aus Radarmessungen in Andenes in Abhängigkeit von der solaren (a.) und geomagnetischen Aktivität (b.). Zeitliche Variation der vom solar und geomagnetisch bedingten Anteil befreiten Häufigkeitsrate (c.), bei Benutzung der Werte aller Jahre (blau) bzw. ohne das Jahr 2002 (rot).

zunehmende Ionisation infolge präzipitierender Partikelflüsse interpretiert werden. Durch eine Zweifach-Regressionsanalyse HR=f(F10.7, ΣK) kann der solar und geomagnetisch bedingte Anteil in HR abgeschätzt werden. Der nach Abzug dieses Anteils von den experimentellen HR Daten verbleibende Rest Δ HR ist im unteren Teil (c.) der Abb. 26.1 in Abhängigkeit von der Zeit aufgetragen. Dabei wurden einerseits alle Werte verwendet (blaue Punkte) und andererseits (rote Punkte) das Jahr 2002 aus den Analysen ausgeklammert, das schon im oberen Teil (a.) der Abbildung deutlich geringere HR-Werte aufwies. Auf die Besonderheit dieses Jahres wird im Kapitel 41 gesondert eingegangen. Aus den im unteren Teil (c.) der Abb. 26.1 dargestellten Δ HR-Werte wurden mittlere Trends abgeleitet, die in beiden untersuchten Fällen leicht positiv sind. Allerdings sind die Trends statistisch nicht signifikant, wie aus den in der Abbildung angegebenen mittleren Fehlern der Trends zu entnehmen ist.

Die VHF Radarmessungen in Kühlungsborn (54,1° N; 11,8° E)begannen 1998 und werden seit dem Jahr 2000 kontinuierlich fortgeführt. Für die Analysen langfristiger Variationen von MSE wurden die Häufigkeitsraten HR jeweils für den Zeitraum vom 1. Juni bis zum 31. Juli bestimmt. Als Schranke wurde SNRmin mit 0 dB für die Jahre 1998 und 2000 und 3 dB für die Jahre ab 2001 benutzt. Die unterschiedlichen Schranken resultieren ähnlich wie in Andenes aus unterschiedlichen mittleren effektiven Sendeleistungen während der beiden Messintervalle .

In Abb. 26.2 sind die Ergebnisse der MSE Untersuchungen zusammengefasst. Im oberen Teil (a.) ist der Zusammenhang zwischen HR und F10.7, im mittleren Teil (b.) zwischen HR und dem geomagnetischen Ap Index und im unteren Teil (c.) die zeitliche Abhängigkeit des vom solar und geomagnetisch bedingten Anteils bereinigten Restes Δ HR aufgetragen. Dabei fällt auf, dass im Gegensatz zu den PMSE Untersuchungen in Abb. 26.1 die Häufigkeitsrate HR für MSE negativ mit der solaren 10,7 cm Radiostrahlung korreliert. Die Ursache könnte durch die positive Korrelation zwischen der solaren Wellenstrahlung und der Temperatur im Maximum der MSE Schicht (86 km) bedingt sein, wie sie aus Messungen mit dem Kalium-Lidar in Kühlungsborn abgeleitet wurde. Danach scheint die Temperaturzunahme infolge steigender solarer Aktivität die MSE Häufigkeit stärker zu beeinflussen als die zunehmende Ionisation. Dem-



Abb. 26.2: MSE-Häufigkeitsrate HR für Intervall vom 1. Juni bis 31. Juli aus Radarmessungen in Kühlungsborn in Abhängigkeit von der solaren (a.) und geomagnetischen Aktivität (b.). Zeitliche Variation der vom solar und geomagnetisch bedingten Anteil befreiten Häufigkeitsrate (c.).

gegenüber überwiegt in polaren Breiten der Ionisationseinfluss einem möglichen Temperatureffekt. Der Einfluss der geomagnetischen Aktivität auf die MSE (b.) ist deutlich positiv. Wie in polaren Breiten deutet dieser Zusammenhang auf eine MSE-Zunahme hin infolge eines Ionisationsanstiegs bei zunehmender Partikelpräzipitation. Der Einfluss der geomagnetischen Aktivität auf die Temperatur im Mesopausenbereich ist ohnehin sehr gering wie aus Lidarbeobachtungen in Kühlungsborn nachgewiesen werden konnte. Der Trend des vom solar und geomagnetisch bedingten Anteil bereinigten Restes Δ HR (c.) ist deutlich positiv. Allerdings ist er infolge des sehr begrenzten Datenumfangs nicht signifikant.

Sowohl in polaren als auch in mittleren Breiten deuten sich leicht positive Trends in der (P)MSE Häufigkeit an. Dabei scheint der Trend in mittleren Breiten etwas stärker als in polaren Breiten zu sein. Als mögliche Erklärungen kämen eine geringfügige Temperaturabnahme bzw. Zunahme des Wasserdampfes in Frage. Allerdings sind wie oben schon erwähnt infolge des geringen Datenumfangs die abgeleiteten Trends nicht statistisch gesichert und deshalb keine endgültigen Aussagen möglich.

27 Erste simultane Beobachtungen von mesosphärischen Sommerechos und Temperaturen über Kühlungsborn

(M. Zecha, J. Bremer, C. Fricke-Begemann, M. Gerding)

In den Sommermonaten können mit Radargeräten - insbesondere im Frequenzbereich um 50 MHz - sehr starke Signalrückstreuungen aus der Mesosphäre empfangen werden, die in Zusammenhang mit geladenen Eisteilchen stehen. Für die Existenz der Eisteilchen und der damit verbundenen Radarechos sind u.a. sehr niedrige Temperaturen und ausreichend starke Ionisation notwendig.



Abb. 27.1: Mittlerer saisonaler Verlauf von Temperatur T (oben, schwarze Linie, aus Lidarmessungen), Wasserdampfkonzentration w (Mitte, rote Linie, Modelldaten) und Sättigungsgrad S (unten, blaue Linie) für Kühlungsborn (54°N) in 85 km Höhe

Vor allem in hohen Breiten treten diese sogenannten polaren mesosphärischen Sommerechos (PMSE, siehe z.B. Kap. 11 und 26) sehr häufig auf. So wurden vom IAP über Andenes (69°N) in bis zu 90% und über Spitzbergen (78°N) in 100% der Messzeit im Juni/Juli PMSE detektiert. Temperaturmessungen mit Hilfe von Lidargeräten und raketengetragenen Experimenten haben gezeigt, dass zu diesen Zeiten sehr niedrige Temperaturen in der Mesopausenregion vorherrschen. Mit zum Teil weit unter 150 K sind es die niedrigsten Temperaturen der Erdatmosphäre. Aufgrund der langanhaltenden, zeitweise sogar permanenten Sonneneinstrahlung in den Sommermonaten und dem Einfall hochenergetischer Teilchen in polaren Breiten tritt hier eine starke Ionisation auf. Somit sind in der Regel ausreichend freie Elektronen in der Mesosphäre vorhanden.

In mittleren Breiten werden ebenfalls mesosphärische Sommerechos, hier als MSE bezeichnet, beobachtet. Aufgrund geringerer Flüsse einfallender Partikel sowie der geringeren Sonnenscheindauer und der damit verbundenen Abnahme der Ionisation in den Nachtstunden treten MSE in der Regel nur am Tage auf. Sie werden seit einigen Jahren am IAP etwa von Anfang Juni bis Mitte August beobachtet.

In Kühlungborn werden in den Sommermonaten auch Temperaturmessungen mit einem Kaliumlidar durchgeführt. In Abb. 27.1 oben ist der mittlere saisonale Temperaturverlauf in 85 km Höhe dargestellt. Aus diesem lässt sich mit Modelldaten des Wasserdampfes (Abb. 27.1 Mitte) der mittlere Sättigungsgrad S (Abb. 27.1 unten) ermitteln. Dieser ist durchgehend kleiner als 1, auch während der Periode der MSE-Beobachtungen (grün markiert).

Damit es zu einer Übersättigung (S > 1) als eine notwendige Voraussetzung für die Existenz von MSE kommen kann, muss die Temperatur also zumindest zeitweise deutlich unter ihrem Mittelwert liegen. In Abb. 27.2 sind die Sättigungskurven für angenommene negative Temperaturabweichungen von 0 bis 30 K dargestellt. Sie zeigen zum Beispiel, dass der Unterschied zum Temperaturmittelwert zum Beginn der MSE-Saison etwa 15 K und zum Ende über 30 K betragen muss, um Übersättigung zu erreichen.



Abb. 27.2: Mittlerer saisonaler Verlauf des Sättigungsgrades bei angenommenen Temperaturabweichungen von 0 K, 10 K, 20 K und 30 K in 85 km Höhe

Es stellte sich nun die Frage, ob während der MSE-Ereignisse die notwendigen tiefen Temperaturen tatsächlich vorübergehend auftreten. In den vergangenen Jahren konnte dies leider nicht untersucht werden, da während der nur tagsüber existierenden MSE keine gleichzeitigen Messungen mit dem nicht tageslichtfähigen Kaliumlidar möglich waren. Inzwischen wurde das Gerät jedoch deutlich verbessert (Kap. 6). Seit Ende 2002 sind Temperaturbestimmungen trotz störenden Sonnenlichteinflusses am Tage möglich, die Messungen können nun am selben Ort zeitgleich mit den MSE-Beobachtungen erfolgen.

In Abb. 27.3 sind die Ergebnisse von zwei simultanen MSE- und Temperatur-

messungen im Jahr 2003 dargestellt. Die MSE-Beobachtungen wurden mit dem Radarsystem OSWIN (Ostsee Wind Radar) in Kühlungsborn durchgeführt. MSE traten ungefähr zwischen 80 und 90 km Höhe auf. An beiden Tagen wurden starke und langanhaltende Ereignisse mit Signal-Rausch-Verhältnissen über 10 dB und Auftrittszeiten von rund 16 bzw. 5 Stunden detektiert. (Die Pause am 26. Juni ist auf einen kurzzeitigen Ausfall der Radaranlage zurückzuführen.) Es zeigen sich deutlich Variationen in der Höhe des MSE-Auftretens.

Bei klarem Wetter wurden simultan mit dem Lidar in der Kaliumschicht Temperaturen bestimmt. Die Kaliumschicht liegt zum größten Teil oberhalb der MSE-Schicht, reicht aber auch mitunter in diese hinein, so dass zeitweise im gleichen Höhenbereich MSE und Temperaturen gemessen werden konnten. Die Temperaturen zeigen starke Variationen mit Minimalwerten unter 140 K, die auf Schwerewellen schließen lassen. Ähnliche wellenartige Variationen sind auch in der MSE-Struktur erkennbar.

Durch diese simultanen Messungen konnte gezeigt werden, dass auch in mittleren Breiten durch Wellen induzierte niedrige Temperaturen auftreten, die für die Bildung von Eisteilchen und damit die Existenz von MSE erforderlich sind. Die Beobachtung von MSE kann daher auch in mittleren Breiten als ein Hinweis auf entsprechend tiefe Temperaturen in der Mesosphäre gewertet werden, ohne dass direkte Temperatur-



Abb. 27.3: Simultane MSE-Beobachtungen (Konturlinien) und Temperaturmessungen (Farbskala) am 26. Juni 2003 und 15. Juli 2003 über Kühlungsborn.

messungen vorliegen müssen. MSE stellen somit eine wichtige Möglichkeit zur Untersuchung der Struktur und Dynamik der mittleren Atmosphäre dar.

28 Mehrfachschichten in PMSE

(P. Hoffmann, M. Rapp, A. Serafimovich, R. Latteck)

Polare mesosphärische Sommerechos (PMSE) werden vom IAP in Andenes (69,3° N; 16,0° E) mit VHF-Radar-Beobachtungen seit 1994 intensiv untersucht. Ein besonderes Merkmal dieses Phänomens, das an die Existenz extrem niedriger Temperaturen < 150 K gekoppelt ist, besteht darin, dass diese unerwartet starken Radarechos oft in Form von zwei oder mehr ausgeprägten Schichten auftreten. Diese Strukturen können über mehrere Stunden bestehen bleiben. Die Mechanismen für ihre Bildung sind aber noch nicht richtig verstanden. Eine mögliche Erklärung besteht im Einfluss langperiodischer Schwerewellen und soll hier diskutiert werden.

Typische PMSE mit einer Doppelschicht, wie sie mit dem ALWIN-VHF-Radar (siehe auch Kapitel 23) am 11. Juli 2001 gemessen wurde, sind in Abbildung 28.1 dargestellt. Zur Identifikation der Mehrfachschichten wurde ein Verfahren zur Bestimmung der Schwerpunkthöhen aus einzelnen vertikalen Profilen angewandt. Dabei wurden nur die Höhenbereiche gemeinsam berücksichtigt, in denen die Echos ein Signal-Rausch-Abstand (SNR) > 5 dB aufweisen. In Abbildung 28.1 wird die auf diese Weise bestimmte untere Schicht durch Quadrate gekennzeichnet, während die Kreuze die obere Schicht beschreiben. Zur Untersuchung der Häufigkeit des Auftretens der Mehrfachschichten und ihrer Höhenverteilung haben wir uns auf die Auswertung der nahezu kontinuierlich vorliegenden PMSE-



Abb. 28.1: Höhen-Zeit-Schnitt des Signal-Rausch-Verhältnisses (SNR) in dB, bestimmt aus der rückgestreuten Echoleistung nach Messungen mit dem ALWIN-VHF-Radar in Andenes am 11. Juli 2001. Die Quadrate und Kreuze beschreiben erkannte Doppelstrukturen.

Messungen der Jahre 1996-1997 und 1999-2002 für die Monate Juni und Juli konzentriert. In dieser Zeit werden PMSE mit der größten Häufigkeitsrate beobachtet.



Abb. 28.2: Links: Häufigkeit des Auftretens von PMSE-Mehrfachschichten für die Jahre 1996-1997 und 1999-2002, basierend auf allen in den Monaten Juni und Juli ermittelten PMSE mit SNR > 5 dB. Rechts: Höhenverteilung der PMSE-Schichten: (a,grün) unterste Schicht, einschließlich aller Fälle mit nur einer Schicht; (b,blau) alle Fälle mit nur einer Schicht; und (c,rot) zweite obere Schicht.

In Abbildung 28.2 wird die Häufigkeit des Auftretens von Mehrfachschichten, basierend auf allen Echos mit einem SNR größer als 5 dB, dargestellt. Danach traten Einfachschichten mit einer Rate von ca. 60%, Doppelschichten mit ca. 31% und PMSE mit mehr als zwei Schichten in ca. 9% aller Fälle auf. Die Höhenverteilung der Mehrfachschichten wird als Histogramm im rechten Teil der Abbildung 28.2 gezeigt, im unteren Teil (a) für die unterste Schicht, einschließlich aller Fälle mit nur einer Schicht, im mittleren Teil (b) sind alle Fälle mit nur einer Schicht und im oberen Teil (c)

ist die Höhenverteilung der zweiten, oberen Schicht gezeigt. Die Schwerpunkthöhen der unteren und zweiten Schicht differieren um ca. 2-3 km.



Abb. 28.3: Ergebnisse der Simulation mit einem mikrophysikalischen Modell Schwerewelleneinfluss bei (Schwarz: Temperaturvariationen). Unten: Höhenprofil der Eisteilchendichte (rot) und mittlerer Radius der Eisteilchen (blau). Oben: Proxy-PMSE-Höhenprofil (rot) und Rückstreuverhältnis eines Lidars bei 532 nm (blau).

in 90 km Höhe.

Eine erste experimentelle Bestätigung dieses theoretischen Ansatzes wurde im Rahmen einer Fallstudie mit den Wind-Daten des ALWIN-VHF-Radars für die Zeit der in der Abbildung 28.1 dargestellten PMSE-Doppelstruktur durchgeführt. Mit einer Wavelet- und Hodographanalyse wurde die Existenz einer dominierenden langperiodischen Schwerewelle nachgewiesen.

Zur klimatologischen Untersuchung des Zusammenhanges zwischen dem Auftreten der Mehrfachschichten und langperiodischen Schwerewellen wurden die Varianzen der Winde aus den MF-Radar-Messungen in Andenes des Sommers 2001 für verschiedene Periodenbereiche von 2-

Eine Erklärung zur Bildung dieser Mehrfachschichten kann auf der Basis eines am IAP entwickelten, einfachen Proxys zur Abschätzung der Radarreflektivität mit mikrophysikalischen Parametern gegeben werden. Nach diesem Proxy ist das PMSE-Signal proportional zum Produkt der Eisteilchen-Ladungsdichte mit dem Radienquadrat der Eisteilchen. Mit diesem Ansatz können sowohl PMSE-Strukturen als auch die als NLC sichtbaren großen Eisteilchen mit einem mikrophysikalischen Modell zur Eisteilchenbildung und einem Modell zur Aufladung dieser Teilchen reproduziert werden. Auch selbst unter ungestörten thermischen Bedingungen zeigt sich in der Höhenverteilung der Radarreflektivität die Existenz eines dominanten Maximums in einer Höhe von 83 km, das durch das Auftreten großer Eisteilchen bestimmt ist, und eines schwächeren Maximums in einer Höhe von ca. 88 km, das aus der erhöhten Eisteilchen-Ladungsdichte folgt.

Zur Untersuchung des Einflusses inertialer Schwerewellen auf die Schichtenbildung wurde die Simulation mit einer zusätzlichen Störung der Temperatur und des Vertikalwindes durch eine langperiodische Schwerewelle mit einer horizontalen bzw. vertikalen Wellenlänge von 595 km bzw. 6 km, und einer Periode von 470 min durchgeführt. Das in Abbildung 28.3 dargestellte Ergebnis zeigt, dass die durch die Schwerewelle induzierte Temperaturvariation einen großen Einfluss auf das durch den Proxy-Ansatz bestimmte Höhenprofil der PMSE-Struktur hat.

Im gezeigten Beispiel kommt es zum Auftreten von drei ausgeprägten Schichten in 83, 87, und



Abb. 28.4: Unten: Prozentuale tägliche Rate des Auftretens mehrfacher PMSE-Schichten bei PMSE mit SNR > 5 dB; Oben: Varianz der meridionalen Winde für Perioden zwischen 5-7h, abgeleitet aus Messungen mit dem MF Radar Andenes in 86 km.

4 h bis zu 12–14 h untersucht. Dabei zeigte sich die stärkste Korrelation zwischen der tägliche Rate des Auftretens mehrfacher PMSE-Schichten mit der Varianz der Winde für Perioden zwischen 5-7h. Der Korrelationskoeffizient für den in Abbildung 28.4 dargestellten Zusammenhang beträgt 0,43 und ist bei den dazu genutzten 61 Tagen signifikant mit mehr als 99%.

29 Einfluss von Wind und Wellen auf PMSE und MSE

(O. Zeller, J. Bremer, P. Hoffmann, R. Latteck)

Starke Radarechos in der sommerlichen Mesosphäre, die vor allem in polaren Breiten (PMSE) und schwächer ausgeprägt in mittleren Breiten (MSE) auftreten, sind wesentlich auf Eisteilchen angewiesen. Deren Auftreten hängt stark von der Temperatur ab. Nun wird erwartet, dass bei einem Wind von Norden kältere Luft herangeführt wird und von Süden wärmere Luft. In kälterer Luft wird die Bildung von Eisteilchen und somit (P)MSE begünstigt bzw. es werden bereits bestehende (P)MSE verstärkt oder bei anhaltendem Nordwind auch (P)MSE von Norden herangeführt. Umgekehrt begünstigt wärmere Luft die Auflösung bzw. Schwächung oder bei anhaltendem Südwind den Abzug von (P)MSE.

Mit Hilfe einer Stichtaganalyse wird die obige Annahme getestet (Abb. 29.1). Hier wurden die meridionale Windkomponente v in 84 – 88 km (MF-Radar bzw. Meteor-Radar Juliusruh) und die zugehörige MSE-Häufigkeit (OSWIN-Radar in Kühlungsborn) für 26 jeweils 7-tägige Intervalle aus den Sommermonaten der Jahre 1998 und 2000–2002 ausgewählt, bei denen am Stichtag Null Δv von Nord- nach Südwind wechselt (Abb. 29.1 oben). Δv ist dabei die Abweichung vom mittleren Wind der jeweiligen Intervalle. Auffallend ist das MSE-Maximum am Stichtag Null. Der untere Teil von Abb. 29.1 zeigt die Auswahl von v und der zugehörigen MSE-Häufigkeit für 25 Intervalle aus demselben Zeitbereich, bei denen allerdings Δv am Stichtag Null von Süd- nach Nordwind wechselt. Hier wird erwartungsgemäß ein MSE-Minimum um den Stichtag Null beobachtet. Im Falle periodischer Schwankungen von Wind und (P)MSE mit der Periode T kommt es also zu einer Phasenverschiebung T/4 zwischen der (P)MSE-Häufigkeit und Δv .

Der oben beschriebene Zusammenhang zwischen der Schwankung des meridionalen Windes v und der (P)MSE-Häufigkeit wird auch bei den



Abb. 29.1: Mittlere Variationen von MSE (rot) und Wind nach Stichtaganalyse aus 26 (oben) bzw. 25 (unten) Einzelintervallen, weitere Einzelheiten siehe Text

atmosphärischen Gezeiten erwartet. Zur Untersuchung dieser Vermutung wurden Kreuzkorrelationen zwischen den Stundenmittelwerten der PMSE-Stärke (SNR aus Messungen mit dem ALWIN-Radar in Andenes) und den entsprechenden Winddaten (MF-Radar Andenes) für eine Höhe von ca. 84 – 86 km aus dem Zeitraum vom 01.06. – 22.08.2002 durchgeführt. Abb. 29.2 zeigt das Ergebnis dieser Kreuzkorrelationen für zeitliche Verschiebungen zwischen -12 und +12 Stunden, der untere Teil unter Benutzung von v, der obere Teil dieser Abbildung unter Benutzung der zonalen Windkomponente u. Dabei zeigt sich, dass bei einer zeitlichen Verschiebung Δt von ca. 3 h die stärkste negative Korrelation zwischen PMSE(t) und $v(t - \Delta t)$ auftritt, was bei einer dominierenden 12-stündigen Gezeitenkomponente einer Phasenverschiebung um T/4entspricht. Zu erkennen ist die Dominanz der 12h-Gezeit aus der Periodizität der dargestellten Korrelationswerte, aber auch aus dem zeitlichen Unterschied der Kreuzkorrelationen mit u und v von etwa 3 h. Diese Phasendifferenz wird bei einer 12h-Gezeit mit zirkularer Polarisation erwartet.



Abb. 29.2: Kreuzkorrelation (rote Pluszeichen) zwischen PMSE- und *u*- (oben) bzw. *v*-Stundenmittelwerten (unten) vom 1.6. – 22.8.2002 in ca. 84–86 km und Anpassungskurve (schwarze Linie)

Neben den atmosphärischen Gezeiten werden oft auch (P)MSE-Schwankungen mit einer Periodendauer von ca. 5 Tagen beobachtet, die auf planetare Wellen zurückzuführen sein können. Abb. 29.3 links zeigt eine Kreuzkorrelation zwischen den Tagesmitteln von PMSE-Stärke und v über Andenes in 82 - 88 km vom 11.05.-23.08.2001 für zeitliche Verschiebungen zwischen -3 und +5 Tagen. Die Korrelationswerte zeigen deutlich eine Variation mit einer Periode von etwa 5 Tagen, die von Anteilen anderer Periodendauern überlagert sein kann. Die durchweg negativen Korrelationswerte sind durch die entgegengesetzte jahreszeitliche Variation von PMSE-Stärke und v verursacht (maximale Stärke von PMSE und negativem v während der Hauptsaison und abnehmende Amplitude beider Komponenten zu Beginn und Ende der Saison). Auch im linken Teil der Abb. 29.3 ist eine Phasenverschiebung zwischen der PMSE-Stärke und der von v um etwa T/4 zu erkennen.

Um die Variation von 5 Tagen noch deutlicher hervorzuheben, wurden mit Hilfe einer Fourieranalyse die Zeitreihen mit einem Bandpass der Periodendauer von 4-6 Tagen gefiltert. Mit einer Morlet-Waveletanalyse wurden zeitli-

che Intervalle ermittelt, bei denen die Amplitude der 5-Tagewelle in diesen gefilterten Zeitreihen besonders stark ist. Abb. 29.3 rechts zeigt die Kreuzkorrelation einer solchen Zeitreihe vom 22.05. – 09.06.2001. Die Korrelationswerte sind sehr stark ausgeprägt und weisen erwartungsgemäß eine sehr deutliche Variation mit einer Periodendauer von 5 Tagen auf, wobei andere Einflüsse aufgrund der Filterung weitgehend unterdrückt sind. Qualitativ bestätigt das Erscheinungsbild dieser Kreuzkorrelation das von Abb. 29.3 links erhaltene Ergebnis.

Insgesamt kann man feststellen, dass der Wind, besonders die meridionale Komponente, in lang- und kurzperiodischen Schwankungen die Struktur von (P)MSE in charakteristischer Weise beeinflussen kann.



Abb. 29.3: Kreuzkorrelation zwischen den Tagesmittelwerten von PMSE und v über Andenes von 2001 (rote Pluspunkte); links: ungefilterte Zeitreihen; rechts: bandpass-gefiltertes Intervall mit Anpassungskurve (schwarze Linie), gepunktete Linie: "Nulllinie" der Kurve, weiteres siehe Text

30 Näherungsverfahren zur Ableitung von Turbulenzparametern aus Radarmessungen

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

Turbulenz hat eine wesentliche Bedeutung für die Energie- und Impulsbilanz der oberen Atmosphäre, da sie zur Erwärmung wie auch zur Abkühlung der Atmosphäre beitragen kann. So können Erwärmungsraten durch die Dissipation von turbulenter kinetischer Energie bestimmt werden. Neben direkten Raketenmessungen ermöglichen bodengebundene Radarverfahren die Bestimmung turbulenter kinetischer Energiedissipationsraten aus dem Spektrum der radialen Geschwindigkeiten im VHF- und MF-Bereich. Die Breite des beobachteten Spektrums σ_{obs}^2 setzt sich aus dem durch turbulente Geschwindigkeitsfluktuationen hervorgerufenen turbulenten Anteil σ_{turb}^2 und einem durch den Hintergrundwind $\sigma_{beam+shear}^2$ sowie Wellenaktivität σ_{wave}^2 bestimmten nichtturbulenten Anteil zusammen.

$$\sigma_{obs}^2 = \sigma_{turb}^2 + \sigma_{beam+shear}^2 + \sigma_{wave}^2 = \sigma_{turb}^2 + \sigma_{corr}^2 \tag{1}$$

Traditionell wird σ_{wave}^2 abgeschätzt, $\sigma_{beam+shear}^2$ mit Hilfe des simultan gemessenen Horizontalwindes (U, V), des Windgradienten u_z , der Halbwertsbreite des Radarstrahls θ und des Schwenkwinkels α in der Entfernung R berechnet

$$\sigma_{beam+shear}^2 = \frac{\theta^2}{3} \left[\left(\cos^2 \alpha \, U^2 + V^2 \right) - 2 \cos \alpha \sin^2 \alpha \, U \left(u_z R \right) + \sin^4 \alpha \left(u_z R \right)^2 \right] \tag{2}$$

und der so gewonnene Korrekturter
m σ_{corr}^2 von der beobachteten spektralen Breite abgezogen, um den turbulenten Anteil des Spektrum zu erhalten. Diese Methode ist aber bei hohen Windgeschwindigkeiten oder starken Windgradienten nur eingeschränkt einsetzbar.

Van Zandt et al. entwickelten eine Methode zur Bestimmung des turbulenten Anteils der spektralen Breite ohne zusätzliche Kenntnis des horizontalen Windfeldes sowie des Schwenkwinkels α und testeten sie erfolgreich in der Troposphäre. Diese sogenannte *Dual-beam-width-method* (2BW) setzt simultane Messungen eines mit Turbulenz gefüllten Radarvolumens mit zwei Radarstrahlen unterschiedlicher Breite voraus (Abbildung 30.1, links). Aus den so gewonnenen zwei beobachteten spektralen Breiten und den bekannten Halbwertsbreiten θ_n und θ_w der Radarstrahlen kann dann direkt der turbulente Anteil des Spektrums berechnet werden.

$$\sigma_{turb}^2 = \frac{\theta_w^2 \cdot \sigma_{obs,n}^2 - \theta_n^2 \cdot \sigma_{obs,w}^2}{\theta_w^2 - \theta_n^2} \tag{3}$$



Abb. 30.1: Radarmessungen mit Strahlen unterschiedlicher Breite im selben Volumen (links) und azimutale Strahlungsdiagramme des Saura-MF-Radars für einen um $17,2^{\circ}$ nach Nordosten geschwenkten $6,4^{\circ}$ und $13,8^{\circ}$ breiten Antennenstrahl.



Abb. 30.2: Profile der beobachteten spektralen Breite σ_{obs}^2 , des Korrekturterms σ_{corr}^2 und des turbulenten Anteils σ_{turb}^2 bestimmt nach der traditionellen Methode (oben) und der 2BW-Methode (unten)

niger als 10 ${\rm m\,s^{-1}}$ sind die Korrekturterme bei beiden Verfahren sehr klein.

Unter Einbeziehung des Antennendiagramms und des gemessenen Horizontalwindes ist eine exakte Bestimmung des Korrekturfaktors σ^2_{corr} möglich. Dieser sehr rechenintensive Algorithmus wurde auf das Strahlungsdiagramm der Antenne des Saura-MF-Radars adaptiert und im September 2003 in Saura implementiert. Unter ungestörten Messbedingungen ist es nun möglich, Energiedissipationsraten aus turbulenten spektralen Breiten kontinuierlich zu bestimmen. Abbbildung 30.3 zeigt für Oktober ein mittleres Profil der nach dieser Methode bestimmten turbulenten kinetischen Energiedissipationsrate im Vergleich mit Raktenmessungen in Andenes.

Ein umfassender Vergleich der beschriebenen Näherungsverfahren zur Bestimmung des durch den Hintergrundwind und Windscherung bedingten nichtturbulenten Anteils der beobachteten spektralen Breite mit der exakten Korrektur wird zur Zeit für Stark-

Das neue Saura-MF-Radar (Kapitel 24) ist auf Grund seiner flexiblen Antennensteuerung in der Lage, Experimente mit Radarstrahlen unterschiedlicher Breite durchzuführen. In Abbildung 30.1 sind die Strahlungsdiagramme eines $6,4^{\circ}$ und $13,8^{\circ}$ breiten Antennenstrahls dargestellt. Erste Experimente wurden im April 2003 durchgeführt. Im oberen Teil der Abbildung 30.2 sind die Ergebnisse der traditionellen Methode dargestellt. Das nach der 2BW-Methode bestimmte mittlere Profil des turbulenten Anteils σ_{turb}^2 (Abbildung 30.2, unten rechts) zeigt Geschwindigkeitsvarianzen zwischen 5 und etwa 15 $m^2 s^{-2}$ unterhalb 78 km. Mit einem aus Raketenmessungen bestimmten mittleren Temperaturprofil können die turbulenten Geschwindigkeitsvariationen direkt in turbulente kinetische Energiedissipationsraten konvertiert werden. Die so abgeschätzten Werte zwischen 10 und 60 mW kg⁻¹ stehen unterhalb von 78 km in guter Übereinstimmung mit Raketenbeobachtungen während der Frühjahrsumstellung 2001. Auf Grund der zum Zeitpunkt des Experiments vorherrschenden geringen Windgeschwindigkeiten von we-



Abb. 30.3: Mittlere Energiedissipationsraten nach Messungen des Saura-MF-Radar (blau: Medianwert und Quartile) und nach Raketenmessungen (schwarz).

und Schwachwindbedingungen durchgeführt. Gleichzeitige Messungen des vertikalen Flusses vom horizontalen Impuls werden eine Abschätzung des Einflusses von Wellenstörungen ermöglichen.

31 Vergleiche von Turbulenzparametern aus VHF-Radar- und Raketenmessungen

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

In diesem Beitrag wird ein Vergleich der turbulenten Energiedissipation, gewonnen aus Messungen mit dem ALWIN VHF-Radar (vgl. Kapitel 23) sowie den *in situ* gemessenen turbulenten Energiedissipationsraten aus Raketenexperimenten (vgl. Kapitel 18) angestrebt, um die enge Verknüpfung der verschiedenen Experimente zur Untersuchung der mittleren und oberen Atmosphäre zu verdeutlichen.

Mit dem ALWIN VHF-Radar (Sendefrequenz 53, 5 MHz) können die polaren mesosphärischen Sommerechos (PMSE) studiert werden, die in polaren Breiten in der Nähe der Mesopause zu beobachten sind. Das Auftreten von PMSE ist an die sehr niedrigen Mesopausentemperaturen in der Sommerhemisphäre gekoppelt und kann durch Gezeiten und Schwerewellen beeinflusst werden. Eine Variation der Radarreflektivität durch das Auftreten von Eispartikeln auf Grund der niedrigen Temperaturen äußert sich im rückgestreuten Radarsignal als starkes Echo. Aus den rückgestreuten Signalen können die Signalstärke und die mittlere Geschwindigkeit der Streuer in Blickrichtung des Radars untersucht werden. Der Hintergrundwind sowie turbulente Ereignisse im untersuchten Volumen erhöhen die Variation der ermittelten radialen Geschwindigkeit und führen zu einem verbreiterten Signalspektrum. Die spektrale Breite, nach Abzug des durch den bekannten Hintergrundwind beeinflussten Anteils, ist ein Maß für Turbulenz und kann zur Abschätzung der turbulenten Energiedissipationsrate verwendet werden. Der Einfluss von Wellen auf die spektrale Breite wird hier nicht betrachtet.

Im Jahre 2002 fand auf der Andøya Rocket-Range (Nord-Norwegen) die MIDAS/MaCWAVE-Kampagne statt. Während dieser Kampagne wurden u.a. Höhenforschungsraketen mit dem CONE-Sensor (vgl. Kapitel 18) gestartet, aus deren Messungen turbulente Energiedissipationsraten bestimmt wurden. Für diesen Artikel wurden die Ergebnisse der Rakete MM-MI-25 ausgewählt, die am 5. Juli 2002 um 1:42 Uhr (UT) gestartet wurde.

Das ALWIN VHF-Radar wurde kontinuierlich über den gesamten Sommer zum Studium der PMSE betrieben. Für die hier vorgestellten, zeitlich hochaufgelösten, Radarsondierungen wurde ein 16-bit Komplementärkode mit einer Puls-



Abb. 31.1: Signalleistung des rückgestreuten Radarechos aus dem Zenit (a) sowie die beobachtete spektrale Breite (b) für den 05.07.2002.

wiederholrate von 1,45 kHz und einer Einzelpulslänge von 300 m gesendet und empfangsseitig mit einer Höhenauflösung von 300 m und 32 kohärenten Integrationen registriert. Aus den technischen Parametern resultiert eine maximale radiale Geschwindigkeit von $v_{rad} = 31,7 \text{ m s}^{-1}$ mit einer Auflösung von $\Delta v_{rad} = 0,25 \text{ m s}^{-1}$.

Die Abb. 31.1(a) zeigt die rückgestreute Signalleistung des vertikalen Radarstrahls im Dopplermodus für den 5. Juli 2002. Die beobachtete PMSE hat zur Zeit des Rakentenstarts eine vertikale Ausdehnung von ca. 5 km und eine mittlere Signalstärke im Maximum von ca. 60 dB.



Abb. 31.2: Höhenprofil der Signalleistung des rückgestreuten Radarechos aus dem Zenit (a) sowie die beobachtete spektrale Breite (b) als halbstündiges Mittel um die Startzeit der MM-MI-25.

Zusätzlich stellt Abb. 31.1(b) die gemessene spektrale Breite dar, die sowohl Anteile der Spektrenverbreiterung durch den Hintergrundwind und Wellen als auch die turbulenten Beiträge beinhaltet.

In Abb. 31.2(a) ist ein Höhenprofil des Halbstundenmittels der Signalstärke dargestellt. Die starke Variation des Signals, angezeigt durch die Balken, ist ebenfalls in Abb. 31.1(a) für den Zeitraum 1:30 – 2:00 UT zu erkennen und schwankt im Maximum um ± 20 dB. Die spektrale Breite, Abb. 31.2(b), steigt mit zunehmender Höhe an und weist ein mittlere Schwankung von $\pm 1,5 \text{ m s}^{-1}$ auf, wobei Δv_{rad} die untere Grenze bestimmt.

Zur Bestimmung der turbulenten spektralen Breite, σ_{turb} , wurde die beobachtete spektrale Breite, σ_{obs} (vgl. Abb. 31.2(b)), um die Verbreiterung durch den Hintergrundwind korrigiert. Hierzu wurde die analytische Beschreibung nach Nastrøm (Ann. Geophys., **15**, 786-796, 1997), $\sigma_{turb}^2 = \sigma_{obs}^2 - ((\theta_0/2)^2/3)V^2$, für den vertikalen Strahl angewandt. Dabei bedeuten θ_0 die Strahlbreite bei halber Leistung (7° für ALWIN im DBS-Modus) und V die horizontale Windgeschwindigkeit. Der Beitrag des Hintergrundwindes an σ_{obs} kann im Mittel mit 2 m s⁻¹ bei einer Windgeschwindigkeit von

 $50-80 \text{ m s}^{-1}$ angegeben werden. Unter der Vernachlässigung von atmosphärischen Wellen zeigt die Abb. 31.3(a) das Höhenprofil von σ_{turb} als Halbstundenmittel. Der turbulente Anteil nimmt mit der Höhe zu, da im allgemeinen die Neutralgasturbulenz am oberen Rand der PMSE stärker ausgebildet ist.

Aus σ_{turb} kann die turbulente Energiedissipationsrate, ϵ , abgeleitet werden, die in Abb. 31.3(b) dargestellt ist. Im halbstündigen Mittel variiert ϵ_{radar} um 30 mW kg⁻¹. Abb. 31.3(b) zeigt weiterhin ϵ_{rocket} , gemessen mit der Höhenforschungsrakete MM-MI-25.

Die hier dargestellten Radar-Experimente spiegeln ein räumliches und zeitliches Mittel des atmosphärischen Zustandes wider. Verglichen mit den in-situ Raketenmessungen, die eine instantane Punktmessung zeigen, ist im Höhenbereich des Radarechos zwischen 83 - 86 km eine gute Übereinstimmung der Ergebnisse beider Untersuchungsmethoden zu erkennen.

Auf Grund des breiten Radarstrahls von 7° ist eine Korrektur der Strahlverbreiterung durch den Wind unerlässlich. In der hier beschriebenen Korrektur sind die nicht-turbulenten Einflüsse näherungsweise zusammengefasst. Der Einfluss atmosphärischer Wellen wurde hier nicht betrachtet. Dieser Beitrag sollte aber nicht vernachlässigt werden, da Wellen in der Mesosphäre die Verbreiterung des Spektrums mitbestimmen. Die aus Radarmessungen gewonnenen Energiedissipationsraten sind somit als obere Grenze zu betrachten. Die hier dargestellten Ergebnisse zeigen anschaulich, dass die durchgeführten



Abb. 31.3: Höhenprofil der turbulenten spektralen Breite (a) sowie der turbulenten Energiedissipationsrate (b). Die Energiedissipationsraten der Höhenforschungsrakete MM-MI-25 sind durch die roten Kreisen dargestellt.

Radarexperimente zur Turbulenzcharakterisierung geeignet sind und vergleichbare Ergebnisse zu in situ Experimenten mittels Höhenforschungsraketen liefern.

32 Trends in der Meso- und unteren Thermosphäre

(J. Bremer, Th. Barth, J. Schacht)

Aus langzeitigen Messungen der ionosphärischen Reflexionshöhe im Langwellenbereich (Messintervall: 1959–2002) können Informationen über Temperaturtrends in der Mesosphäre gewonnen werden. Ausgangspunkt dieser Trendanalysen ist die Ableitung der Höhenvariation eines Niveaus konstanter Elektronendichte bei konstantem solaren Zenitwinkel in etwa 82 km Höhe. Bei gleichzeitiger Kenntnis des Trends der 1 hPa Druckhöhe nahe 48 km (aus Satellitenmessungen) kann aus dem Trend der Reflexionshöhen auf mittlere Temperaturtrends der Atmosphärenschicht zwischen 48-82 km geschlossen werden. Allerdings sind dabei Annahmen über mögliche Trends in der Dichte des Stickoxids (n_{NO}) und des effektiven Rekombinationskoeffizienten (α_{eff}) im Reflexionsgebiet notwendig. Leider gibt es derzeit keine verlässlichen experimentellen Daten für solche Trends. Deshalb gibt es nur zwei Möglichkeiten, erstens anzunehmen, dass diese Trends vernachlässigt werden können, oder zweitens Werte aus Modellrechnungen zu verwenden.

Im oberen Teil der Abb. 32.1 ist die jahreszeitliche Variation der monatlichen Trends der Reflexionshöhen Δ h aufgetragen einschließlich jener Trends, die zusätzlich die aus Modellrechnungen abgeschätzten Trends in n_{NO} und α_{eff} berücksichti-



Abb. 32.1: Jahreszeiliche Variation von monatlichen Trends der Reflexionshöhe im Langwellenbereich (oben) und daraus abgeleitete Temperaturtrends für den Bereich zwischen 48-82 km Höhe (unten) für unterschiedliche Annahmen über n_{NO} und α_{eff} .

gen. In unteren Teil der Abb. 32.1 sind die daraus berechneten monatlichen Temperaturtrends für das Höhenintervall von 48–82 km aufgetragen. Dabei sind die abgeleiteten Trends deutlich unterschiedlich. Während bei Annahme keiner Trends in n_{NO} und α_{eff} ein mittlerer jährlicher Temperaturtrend von 0, 17 K Jahr⁻¹ abgeschätzt wurde, ist er bei Berücksichtigung beider Trends 0, 27 K Jahr⁻¹. Dabei stammen etwa ein Drittel dieser Differenz aus dem Einfluss des α_{eff} Trends und zwei Drittel aus dem Trend im n_{NO} .



Abb. 32.2: Trends der ionosphärischen Absorption auf unterschiedlichen Frequenzen bei konstantem solaren Zenitwinkel nach Eliminierung des solar und geomagnetisch bedingten Anteils.

Um entscheiden zu können, ob langfristige Trends im n_{NO} und/oder α_{eff} existieren, wurden Trendanalysen mit unterschiedlichen ionosphärischen Absorptionsdaten im Langwellenbereich durchgeführt. In Abb. 32.2 sind langfristige Variationen der Absorption nach Eliminierung des solar und geomagnetisch bedingten Anteils für 3 unterschiedliche Frequenzen bei konstantem solaren Zenitwinkel χ aufgetragen. Danach ist der Trend auf der niedrigsten Frequenz negativ, wird mit steigender Frequenz und damit wachsender Reflexionshöhe weniger negativ und sogar positiv. Dieses Verhalten kann durch Trendanalysen auf derselben Frequenz, aber unterschiedlichem solaren Zenitwinkel bestätigt werden. Bei Absorptionsdaten im Kurzwellenbereich sind die Trends durchweg positiv.

Wie können die unterschiedlichen Trends in der ionosphärischen Absorption interpretiert werden? Als mögliche Kandidaten stehen wie bei den Trends der LW Reflexionshöhen zur Verfügung: Temperatur- bzw. Drucktrends sowie Trends in n_{NO} und α_{eff} . In Abb. 32.3 ist ein Modell für die Elektronendichte dargestellt. Dabei soll $N_e(B)$ das Modell zu Beginn des Messintervalls (schwarze Kurve) darstellen, während $N_e(\Delta T)$ ein Modell am Ende der Messung darstellen soll, das nur durch ein gleichmäßiges Absinken der Atmosphäre infolge Abkühlung (blaue Kurve) entstanden ist. Ein solches Absinken wurde nicht nur in den oben genannten LW Reflexionshöhen beobachtet sondern auch in anderen Messungen wie z.B. in der Höhe der ionosphärischen E-Schicht. Da ein solches Absinken der Ionosphäre direkt verbunden ist mit einem Absinken der neutralen Atmosphäre, sollten keine Trends in



Abb. 32.3: Modell eines Elektronendichteprofils der unteren Ionosphäre und seine Beeinflussung durch Änderungen der Temperatur, der Dichte von NO und des effektiven Rekombinationskoeffizienten.

den Absorptionsmessungen beobachtet werden, da das Integral über das Produkt von Elektronendichte und Stoßfrequenz (proportional dem Druck), das maßgeblich die ionosphärische Absorption beschreibt, von einer Absenkung nicht beeinflusst würde. Die Berücksichtigung von Trends in n_{NO} und α_{eff} wie sie aus Modellrechnungen prognostiziert werden (Abnahme von n_{NO} und Zunahme von α_{eff}) führen im wesentlichen zwischen 75 und 85 km Höhe zu einer Verringerung der Elektronendichte. Im Bereich oberhalb 90 km bis zum Maximum der E-Schicht sollte allerdings die Elektronendichte ansteigen infolge einer aus Raketenmessungen bekannten Abnahme des effektiven Rekombinationskoeffizienten. Für das Maximum der E-Schicht bestätigen Analysen von Ionosondendaten (foE Werte) eine Zunahme der Elektronendichte. Das resultierende Profil (rote Kurve) kann die Absorptionstrends qualitativ erklären, wenn man das rote mit dem blauen Elektronendichteprofil vergleicht (bzgl. der Absorption entspricht die mit dem blauen Profil berechnete Absorption der mit dem schwarzen Ausgangsprofil bestimmten). Bei den Absorptionsstrecken mit den niedrigen Reflexionshöhen verursacht der verbesserte Gradient der Elektronendichte im Reflexionsgebiet und die verringerte Stoßfrequenz infolge reduzierten Drucks einen negativen Trend. Bei den höheren Frequenzen hingegen bewirken zunehmende Elektronendichte und Stoßfrequenz positive Absorptionstrends. Die unterschiedlichen Trends im Bereich der Mesosphäre/unteren Thermosphäre können deshalb nur dann widerspruchsfrei erklärt werden, wenn außer Temperatur- und Drucktrends auch Trends in n_{NO} und/oder α_{eff} berücksichtigt werden.

33 Validierung des globalen Modells HAMMONIA mit Radar-, Lidar- und Raketendaten

(M. Zecha, P. Hoffmann, J. Höffner, F.-J. Lübken, H. Schmidt³)

Im Rahmen des Atmosphärenforschungsprogramms AFO2000 beteiligt sich das IAP Kühlungsborn an dem Verbund MEDEC (Mesospheric Dynamics, Energetics, and Chemistry), welcher von insgesamt fünf Instituten in Deutschland gebildet wird. Das Ziel des Projektes besteht darin, Ergebnisse verschiedenartiger Messungen in der Mesosphäre/unteren Thermosphäre mit den Berechnungen globaler Modelle zu vergleichen, um ein besseres Verständnis der dort ablaufenden physikalischen und chemischen Prozesse zu erhalten.

Vom IAP wurde dabei einerseits das umfangreiche Datenmaterial, welches mit Hilfe von Radars, Lidars und raketengetragenen Instrumenten in den letzten Jahren gewonnen wurde, selektiert, überprüft und aufbereitet. Zum anderen wurden während der Projektlaufzeit auch die Ergebnisse aktueller Messkampagnen in die Datenbasis integriert und weitere Datenquellen internationaler Kooperationspartner erschlossen. Dadurch war es möglich, die Quantität und Qualität der experimentell gewonnenen Daten weiter zu erhöhen. Insgesamt liegen nun Messwerte für etwa zehn Stationen vor.

Das IAP führt selbst Messungen zur thermischen und dynamischen Struktur der oberen Atmosphäre in unterschiedlichen geographischen Breiten durch. So fanden z.B. in den Jahren 2001-2003 unter schwierigsten arktischen Bedingungen Messkampagnen auf Spitzbergen (78° N) statt, um den Kenntnisstand über die polare Mesosphäre zu erweitern. Sie ist während der Sommermonate durch die niedrigsten Temperaturen in der Erdatmosphäre gekennzeichnet, welche zu so interessanten Phänomenen wie leuchtende Nachtwolken und mesosphärische Sommerechos führen (siehe z.B. Kap. 11 und 27).

Für Modellierungen der mittleren und oberen Atmosphäre stellt es eine große Herausforderung dar, diese niedrigen Temperaturen zu reproduzieren. Ein Vorteil bei der Entwicklung des neuen globalen Zirkulationsmodells HAMMONIA des Max-Planck-Instituts für Meteorologie in Hamburg war nun die Möglichkeit, im Rahmen des MEDEC-Projektes bereits die ersten Versionen des Modells mit den vorhandenen Datensätze des IAP zu validieren. So konnten die Randbedingungen und Parameter des Modells anhand realer Messdaten schon frühzeitig überprüft und verbessert und somit die weitere Modellentwicklung positiv beeinflusst werden.

Wie Vergleiche zeigen, spiegelt die aktuelle Modellversion recht gut den saisonalen Temperaturverlauf in der Mesosphäre mit den extrem niedrigen Werten im Sommer wider. In Abb. 33.1 sind als Beispiel die Werte der Klimatologie der mittleren Temperaturen, die auf raketengetragenen Messungen (Fallende Kugeln) mehrerer Jahre über Andenes (69° N) basieren, und die entsprechenden über 10 Jahre gemittelten Temperaturdaten des HAMMONIA-Modells gegenübergestellt. Die Schwierigkeiten liegen derzeit vor allem in der Überführung der Druckkoordinaten des Modells in absolute Höhenwerte, um den Vergleich mit den Messwerten zu ermöglichen. Werden die Angaben jedoch um etwa 3 km korrigiert, ergeben sich über einen weiten Höhenbereich sehr gute Übereinstimmungen zwischen Modell und Messungen.

Auf der Grundlage langjähriger MF-Radar-Messungen wurden weiterhin mittlere Felder von Winden, Gezeiten und langperiodischen Oszillationen in unterschiedlichen Breiten bestimmt, um sie mit den Modellergebnissen zu vergleichen. Für mittlere Breiten (Juliusruh, 54° N) werden einige grundlegende Eigenschaften der mittleren jahreszeitlichen Zonalwindvariation, wie z.B. der typische starke östliche Windjet in der Sommermesosphäre und die Umkehr zu schwächeren westlichen Winden im Winter, gut durch das Modell wiedergegeben. Als Beispiel sind in Abb. 33.2 die Jahresgänge bei geringer Sonnenaktivität gegenübergestellt. Analog zu den Temperaturvergleichen zeigt sich allerdings auch hier eine Höhendifferenz, z.B. wenn man die Höhen der Umstellung des sommerlichen Ostwindes auf den in der Thermosphäre vorherrschenden, vom Modell aber wesentlich stärker wiedergegebenen, Westwind vergleicht.

³Max-Planck-Institut für Meteorologie, Hamburg



Abb. 33.1: Saisonaler Temperaturverlauf in der Mesosphäre in 69° N. Es zeigt sich eine sehr gute Übereinstimmung zwischen der rot dargestellten Klimatologie aus Messdaten (Fallende Kugeln) und den blau dargestellten Modellwerten (HAMMONIA, 10-Jahre-Mittel, um 3 km korrigiert).

Ein ähnliches Bild ergibt sich aus den Beobachtungen in hohen Breiten mit dem MF Radar in Andenes (69° N) mit dominierenden starken Ostwinden in der sommerlichen Mesosphäre. Die aktuelle Version von HAMMONIA reproduziert diesen Jet in hohen Breiten jedoch noch zu schwach. Diese Validierungen werden fortgesetzt durch Vergleiche mit Beobachtungen aus der Mesosphäre/unteren Thermosphäre in niedrigen geographischen Breiten sowie durch Untersuchung der Jahresgänge der thermischen Gezeiten in verschiedenen geographischen Breiten.

Insgesamt zeigt sich, dass das Modell die thermische und dynamische Struktur der mittleren und oberen Atmosphäre schon recht gut reflektiert, einige typische Eigenschaften jedoch noch deutlicher wiedergegeben werden sollten und eine verbesserte Kalibrierung der geometrischen Höhen erforderlich ist. Die Validierung mit den experimentell gewonnenen Daten des IAP leistet dabei einen wesentlichen Beitrag. Im Gegenzug können qualitativ hochwertige Modelle interessante Hinweise für die Planung zukünftiger Messkampagnen liefern.



Abb. 33.2: Höhen-Zeit-Schnitt des Jahresganges des zonalen Windes in 54° N, abgeleitet aus einem Jahreslauf mit dem HAMMONIA-Modell bei niedriger Sonnenaktivität (links) und Beobachtungen mit dem MF-Radar in Juliusruh (rechts).

34 Schwerewellenanalysen aus simultanen Radar-Beobachtungen an zwei Stationen

(A. Serafimovich, P. Hoffmann, D. Peters, V. Lehmann⁴)

Das Verständnis physikalischer Prozesse in der Atmosphäre ist ohne die Kenntnis atmosphärischer Schwerewellen nicht möglich, da sie wesentlich die thermische und dynamische Struktur von der Troposphäre bis zur unteren Thermosphäre beeinflussen. Zur Untersuchung der Anregung und Ausbreitung der Schwerewellen eignen sich insbesondere VHF-Radar-Sondierungen aufgrund ihrer Möglichkeiten zur kontinuierlichen Erfassung der Struktur und Dynamik in der Tropo- /unteren Stratosphäre bei einer hohen zeitlichen und vertikalen Auflösung der Messdaten. Am IAP wurden Methoden zur Ableitung von Schwerewellenparametern auf der Basis von Windmessungen mit dem OSWIN-VHF-Radar in Kühlungsborn (54,1° N; 11,8° E, siehe auch Kapitel 25) weiterentwickelt und beispielsweise im Rahmen des Projektes LEWIZ (siehe auch Kapitel 49 bzw. 50) zur Untersuchung von Trägheitsschwerewellen mit Perioden von mehreren Stunden und horizontalen Wellenlängen größer als 100 km angewandt.

Zur Untersuchung der Raum-Zeit-Struktur der Wellen wurden im Rahmen einer Messkampagne vom 17.-19.12.99 zusätzlich auch die Daten des 482 MHz Windprofiler in Lindenberg $(52,2^{\circ} N;$ $14,1^{\circ}$ E) analysiert. Der Abstand zwischen beiden Radars beträgt 265 km. Die aus den Radarmessungen für beide Standorte abgeleiteten zonalen und meridionalen Winde werden in Abbildung 34.1 dargestellt. Der zonale Wind über Kühlungsborn (a) nimmt vom 17.12. zu und erreicht in der Nacht zum



Abb. 34.1: Mittlere zonale und meridionale Winde in Kühlungsborn(a,b) und in Lindenberg (c,d).

19.12. sein Maximum mit Werten von 50 m s^{-1} im Höhenbereich von 6-10 km. Der meridionale Wind (b) zeigt ein Maximum des Nordwindes mit Werten über 20 m s⁻¹ unmittelbar vor dem Maximum des Westwindes am Mittag des 18.12.99. Die Beobachtungen mit dem Windprofiler in Lindenberg (c,d) ergeben ein vergleichbares Bild. Die mittleren Winde befinden sich in guter Übereinstimmung mit den aus den ECMWF-Analysen abgeleiteten Winden, die Radarmessungen gestatten aber auf Grund der höheren zeitlichen Auflösung eine detailliertere Erfassung der Variabilität. Die Ableitung der Schwerewellenparameter erfolgt über eine Auswertung der Fluktuationen der Winde nach Anwendung einer geeigneten zweidimensionalen Filterung, deren Parameter mittels einer vorangegangenen Wavelet-Analyse ausgewählt wurden. Mit Hilfe dieses Verfahrens kann die Höhen- und Zeitabhängigkeit der Schwerewellencharakteristika, für die im allgemeinen die Voraussetzung der Stationarität nicht gegeben ist, besser berücksichtigt werden. Resultate mit dieser Methodik werden in Abbildung 34.2 beschrieben. Aus den Wavelet-Transformationen der Zeitreihen der Winde, gemittelt über den Höhenbereich von 4.75-6.25 km (a,c) wurde das Auftreten signifikanter Perioden von ca. 8-14 h für den 17.12.99 an beiden Radarstandorten diagnostiziert. Für diesen Tag ergab die Wavelet-Analyse der Windprofile des OSWIN-VHF-Radar in Kühlungsborn dominierende vertikale Wellenlängen von 3–4 km in einer Höhe von ca. 7 km(b). Ein vergleichbares Bild ergab sich auch aus der Wavelet-Transformation

 $^{^4}$ Deutscher Wetterdienst, Meteorologisches Observatorium Lindenberg

der Winde des Windprofilers in Lindenberg (d) für Höhen um 8 km, wobei hier aber in Höhen um 12 km auch deutlich kürzere vertikale Wellenlängen gefunden wurden.

Zur Abschätzung der Schwerewellenparameter an jedem Standort kann eine Hodographbzw. Stokes-Parameter-Analyse unter Einbeziehung der Polarisations- und Dispersionsgleichung sowie der Dopplerverschiebung zwischen beobachteter und intrinsischer Frequenz benutzt werden, um sowohl die intrinsische Periode selbst als auch die horizontalen Wellenlängen zu schätzen. Eine effizientere Methode zur Identifikation langperiodischer Wellen und ihrer räumlichen Konsistenz über einen Abstand von ca. 250 km besteht in der Kreuzspektralanalyse der Messdaten beider



Abb. 34.2: Wavelet-Transformation der zonalen und meridionale Windkomponenten in Kühlungsborn(a,b) und Lindenberg (c,d), im oberen Teil (a,c) als Wavelet-Transformation über der Zeit für Höhen von 4,75-6,25 km, im unteren Teil(b,d) als Wavelet-Transformation der Windprofile für feste Zeiten.

Standorte. Im linken Teil der Abbildung 34.3 ist die Amplitude des Kreuzspektrums dargestellt und zeigt eine dominierende gemeinsame Welle mit einer beobachteten Periode von ca. 10,7 h. Die Phasendifferenz (rote Linie) des Auftretens des Maximums für diese Welle an beiden Standorten beträgt -31° , aus der sich eine zeitliche Differenz von -0,92 h ergibt.



Abb. 34.3: Ergebnisse der Kreuz-Spektral-Analyse der Daten aus Kühlungsborn and Lindenberg vom 17.12.99 für den Höhenbereich von 3,25–7,75 km; Links: Amplitude (schwarz) und Phase (rot); Rechts: Kohärenz-Spektrum.

Die auf diesem relativ einfachen Weg abgeschätzte horizontale Wellenlänge beträgt 940 km und ist in guter Übereinstimmung mit den Auswertungen einer gemeinsamen Radiosonden-/Radar-Messkampagne. Diese Methodik wurde auch erfolgreich im Rahmen des MaCWAVE-Projektes und eines ARI-Projektes zur Untersuchung der Ausbreitung von Schwerewellen bei zusätzlichem Einfluss orographisch angeregter Gebirgswellen über Nordskandinavien auf der Basis der um ca. 250 km voneinander entfernten VHF-Radar-Messungen in Andenes (69,3° N; 16,0° E) und Kiruna (67,9° N; 21,1° E) eingesetzt.

Die Signifikanz dieser Welle wird durch die im rechten Teil der Abbildung 34.3 dargestellten Kohärenzfunktion nachgewiesen. Unter Berücksichtigung eines Abstandvektors zwischen beiden Standorten und der separat z.B. durch die Stokes-Parameter-Analyse an beiden Beobachtungspunkten abgeschätzte horizontale Ausbreitungsrichtung der Schwerewelle (siehe Schema 34.4) kann dann sowohl die horizontale Wellenlänge als auch die Phasengeschwindigkeit der Welle abgeleitet werden. Dabei bezeichnet α den Winkel zwischen Abstandsvektor und der Ausbreitungsrichtung.



Abb. 34.4: Schema zur Schwerewellenausbreitung an zwei Standorten.

35 Jahres- und tageszeitliche Variation der Temperatur der arktischen Mesopausenregion nach Meteorradar-Beobachtungen

(W. Singer, J. Bremer, W.K. Hocking⁵, J. Weiß, R. Latteck, U. Scholze)

Primäre Messgröße für die Temperaturbestimmung ist die vom Meteorradar gemessene Abklingzeit der Meteorechos, die umgekehrt proportional zum ambipolaren Diffusionskoeffizienten ist, der seinerseits von Temperatur und Druck abhängt. Hierbei wird angenommen, dass die Expansion des vom verglühenden Meteoroiden erzeugten Ionisationsschlauches im wesentlichen durch die ambipolare Diffusion bestimmt ist. Aus der Höhenabhängigkeit des gemessenen ambipolaren Diffusionskoeffizienten kann mit Hilfe eines empirischen Modells des Temperaturgradienten im Maximum der Meteorschicht direkt eine mittlere tägliche Temperatur abgeleitet werden (*Hocking, Geophys. Res. Lett., 21, 3297-3300, 1999*), wobei für die zuverlässige Bestimmung der Höhenabhängigkeit des Diffusionskoeffizienten einige tausend Echos erforderlich sind. Die so bestimmte Temperatur stellt einen Mittelwert über die Meteorschicht dar, deren Dicke etwa 8 - 10 km beträgt mit den kleinsten Werten im Sommer.



Abb. 35.1: Jahreszeitliche Variation der Temperaturen und Höhe des Maximums der Meteorschicht nach Radarbeobachtungen in Juliusruh/54,6° N (oberes Bild) und in Andenes/69,3° N (unteres Bild).

Für mittlere Breiten wurde ein empirisches Modell des Temperaturgradienten unter Nutzung der am IAP mit einem Kalium-Lidar durchgeführten Temperaturmessungen und der in Wuppertal aus nächtlichen OH*-Emissionen bestimmten Temperaturen abgeleitet. Hiervon ausgehend wurde von Hocking auch ein Modell für hohe Breiten entwickelt. Die Bestimmung der tageszeitlichen Variation der Temperatur erfolgt auf der Basis von Analysen von mindestens 4 Tagen, in der Regel aber 10 Tagen unter Berücksichtigung der tageszeitlichen Variation des Temperaturgradienten. Für die Anordnung der Daten in Stunden-Intervalle sind so Raten von einigen tausend Meteoren gewährleistet, wie sie für zuverlässige Bestimmung des Höhengradienten des ambipolaren Diffusionskoeffizienten erforderlich sind.

Tägliche Temperaturen und Temperaturgezeiten wurden aus Beobachtungen mit einem Meteorradar auf 32,5 MHz in einer Höhe von 90 km in mittleren Breiten (Juliusruh) zwischen November 1999 und August 2001 sowie in arktischen Breiten (Andenes) zwischen Oktober 2001 und Dezember 2003 ermittelt. Für eine zuverlässige Bestimmung der jahreszeitlichen Variation täglicher Temperaturen auch bei niedrigen

Meteorraten im Winter (siehe Kapitel 37) wurden 72-Stunden-Datenblöcke analysiert. Die jahreszeitliche Variation in mittleren und arktischen Breiten ist durch hohe Temperaturen im Winter und beträchtlich kleinere Temperaturen im Sommer gekennzeichnet (Abb. 35.1). Die Sommertemperaturen in arktischen Breiten sind etwa 30 K niedriger und erreichen Werte von 115 K, während die Wintertemperaturen etwa 10 K höher sind als in mittleren Breiten.

⁵University of Western Ontario, London, Kanada



Abb. 35.2: Jahreszeitliche Variation der Temperatur in 90 km nach Meteorradar-Beobachtungen und nach in situ Messungen mittels Höhenforschungsraketen und Lidarbeobachtungen in Andenes/69,3° N (oberes Bild) sowie mittlere monatliche Temperaturen nach Meteorradar-Beobachtungen für den Zeitraum Oktober 2001 bis Dezember 2003 (unteres Bild).

Variation mit Amplituden zwischen 7-13 K im Winter und etwa 3-8 K im Sommer zeigt. Die relativ großen Amplituden der ganztägigen Gezeit im Winter können durch die erhöhte Variabilität infolge stratosphärischer Erwärmungen bedingt sein.

Die Phasen der ganz- und halbtägigen Gezeit zeigen nur geringe Variationen im Zeitraum Oktober bis April mit Werten zwischen 01 und 05 UT für die 24h-Komponente und Werten zwischen 05 und 08 UT für die 12h-Komponente. Die stärkste Variabilität wird im Sommer beobachtet mit Werten zwischen 22 und 09 UT sowie zwischen 04 und 12 UT für die 24h- bzw. für die 12h-Gezeitenkomponente.

Die im Winter oft beobachteten kurzzeitigen Temperaturabsenkungen von 20-30 K stehen in Verbindung mit stratosphärischen Erwärmungen (02/2000,12/2000, 02/2001, 12/2001, 01/2002,12/2002, 03/2003, 12/2003). Die jahreszeitliche Variation der Höhe des Maximums der Meteorschicht beträgt an beiden Orten etwa 2 km, wobei die größten Werten von etwa 91 km zu den Äquinoktien erreicht werden. Die täglichen Temperaturen nach Meteorbeobachtungen in Andenes befinden sich in Übereinstimmung mit mittleren klimatologischen Temperaturen nach in situ Raketenmessungen und Lidarbeobachtungen am selben Ort (Abb. 35.2, oberes Bild).

Mittlere monatliche Temperaturen und Temperaturgezeiten sind in den Abbn. 35.2 (unteres Bild) und 35.3 dargestellt. Die mittleren Monatstemperaturen zeigen nur eine geringe Variabilität von Jahr zu Jahr, die um etwa 10 K höheren Sommertemperaturen im Jahre 2002 stehen im Zusammenhang mit einer erhöhten Aktivität planetarer Wellen in der Südhemisphäre und der damit verbundenen Änderung der Meridionalzirkulation in der oberen Atmosphäre (siehe auch Kapitel 41). Die Amplituden der halbtägigen Gezeit variieren zwischen 1-5 K im Jahresgang, während die ganztägige Gezeit eine jahreszeitliche



Abb. 35.3: Jahreszeitliche Variation von Amplitude und Phase der ganztägigen (24 h) und halbtägigen (12 h) Temperaturgezeit in 90 km nach Meteorradar-Beobachtungen in Andenes/ $69,3^{\circ}$ N.

36 Der Leoniden-Meteorschauer 2002 nach Radarbeobachtungen in arktischen und mittleren Breiten

(J. Weiß, W. Singer, R. Latteck, U. Scholze, J. Trautner, Th. Barth)

Beständig in die Erdatmosphäre einfallende extraterrestrische Staubteilchen (Meteoroide) verglühen in Höhen zwischen etwa 70 km und 140 km. Die mit dem Auge sichtbare Leuchterscheinung wird Meteor genannt, und die damit verbundene Ionisationsspur kann mittels Radar auf Frequenzen zwischen 2 MHz und 500 MHz geortet werden. Zeiten mit stark erhöhter Meteoraktivität werden als Meteorschauer bezeichnet. Meteorschauer haben gegenüber den ständig aus allen Richtungen einfallenden sporadischen Meteoren ihren Ursprung in Kometen und werden nach dem Sternbild ihrer scheinbaren Herkunft am Himmel benannt.



Abb. 36.1: Hochaufgelöste Meteorraten (rote Balken) nach Radarbeobachtungen oberhalb von 100 km und stündliche, zenitbezogene Meteorraten nach globalen visuellen Beobachtungen (blaue Kreuze).

Die stärksten seit 1996 beobachteten Meteorschauer wurden vom Leoniden-Meteorstrom hervorgerufen, dessen Staubteilchen mit Geschwindigkeiten von bis zu 72 km s^{-1} in die Atmosphäre eindringen. Dieser Staubstrom ist mit dem Kometen Tempel-Tuttle verbunden, der mit einer 33jährigen Periode die Sonne umkreist. In Sonnennähe verliert der Komet durch Erwärmung und Schwerkrafteinflüsse Teilchen, die dem Kometen als Staubstrom auf seiner Bahn folgen und jeweils im November die Erdbahn kreuzen.

Fortschritte in der Modellie-

rung der Entstehung der Staubströme und ihrer Bewegung im interplanetaren Raum sowie die Möglichkeit des Zusammenstoßes von Meteoroiden mit Raumflugkörpern führten zu einer intensiven Beobachtungstätigkeit der Leoniden an der sich das IAP seit 1999 beteiligt. Die Eintrittszeiten der Sturmmaxima werden von den Modellen sehr gut bestimmt, während die vorhergesagten maximalen Meteorraten stark differieren. Für die Passage des Leoniden-Meteorstroms im Jahr 2002 wurden zwei Aktivitätsmaxima vorhergesagt, die mit den in den Jahren 1767 (7. Umlauf des Kometen) und 1866 (4. Umlauf) erzeugten Staubströmen verbunden sind.

Tab. 36.1: Aktivitätsmaxima des Leoniden-Meteorschauers 2002 nach Modellrechnungen, globalen visu-ellen Beobachtungen und Radarmessungen.

19. November 2002	Staubstrom (1767)		Staubstr	Verhältnis	
Modelle	Zeit $[UT]$	max. Rate	Zeit [UT]	max. Rate	der Raten
Lyytinen et. al $^{(1)}$	04:03	3500	10:40	2600	$1,\!35$
McNaught & Asher $^{(2)}$	03:56	1000	10:31	6000	$0,\!17$
Vaubaillon ⁽³⁾	04:04	3600	10:47	3200	$1,\!13$
Beobachtungen					
visuell (Arlt et. al $^{(4)}$)	04:10	2510	10:47	2940	$0,\!85$
Radar (32, 5 MHz, 69° N)	04:15	690	10:55	580	$1,\!19$

(1) Lyytinen et. al, www.ursa.fin/ursa/jaostot/meteorit/leoeng02.html

(2) McNaught & Asher, WGN, 30, 132, 2002

(3) Vaubaillon, WGN, 30, 144, 2002

(4) Arlt et. al, WGN, 30, 205, 2002



Abb. 36.2: Hochaufgelöste Meteorraten nach Meteorbeobachtungen oberhalb von 95 km in Abhängigkeit von der Radarfrequenz und geographischen Breite im Vergleich mit mittleren monatlichen Raten.

Meterorstroms erfolgte anhand der Höhe des Meteorechos; die Leoniden-Meteore verglühen auf Grund ihrer hohen Eintrittsgeschwindigkeit im allgemeinen oberhalb von etwa 100 km, während die sporadischen Meteore maximale Raten um 90 km erreichen (siehe auch Abb. 36.3). Radarund visuelle Beobachtungen des Leoniden-Meteorschauers 2002 zeigen eine sehr gute Übereinstimmung im zeitlichen Auftreten der den Staubströmen von 1767 und 1866 zuzuordnenden Aktivitätsmaxima (Abb. 36.1). Modellvorhersagen und Beobachtungen stimmen mit Unterschieden von bis zu 20 Minuten gut überein, weiterhin ermöglicht die Beobachtung zweier Staubströme im selben Jahr einen Vergleich der verschiedenen Modelle und Beobachtungen auf der Basis des Verhältnisses der maximalen Raten (Tab. 36.1).



Abb. 36.3: Höhenverteilung stündlicher Meteorraten in Abhängigkeit von Radarfrequenz und geographischer Breite (rot: Aktivitätsmaxima der Staubströme von 1767/04:00UT und 1866/11:00UT, Profil-Offset: 50 Meteore/h.

Im Jahr 2002 wurden die Radarbeobachtungen mit dem SKiYMET-Radar (32, 5 MHz) und ALWIN-MST-Radar (53,5 MHz) in Andenes, Nor- $(69,3^{\circ} \text{ N})$ sowie mit wegen **OSWIN-MST-Radar** dem (53,5 MHz) in Kühlungsborn (54,1° N) durchgeführt. Die Beobachtungen erfolgten im allsky-Mode mit nahezu richtungsunabhängigen Antennencharakteristiken und damit einer gleichmäßigen azimutalen Empfindlichkeit für Meteorechos für Erhebungswinkel oberhalb von 20° . Die Unterscheidung zwischen sporadischen Meteoren und Meteoren des Leoniden-

Die in arktischen und mittleren Breiten auf 32,5 MHz und 53,5 MHz durchgeführten Beobachtungen zeigen keine breitenabhängigen Unterschiede aber für das dem Staubstrom von 1866 zugeordnete Maximum eine ausgeprägte Abhängigkeit von der Radarfrequenz mit deutlich niedrigeren Raten auf 53.5 MHz (Abb. 36.2). Vergleicht man die Höhenverteilung stündlicher Meteorraten, ist ebenfalls ein deutlicher Unterschied zwischen beiden Aktivitätsmaxima sichtbar (Abb. 36.3). So ist für den Staubstrom von 1767 das Maximum um 105 km für beide Frequenzen stark ausgeprägt,

während es für den Staubstrom von 1866 auf 53,5 MHz wesentlich schwächer ist als auf 32 MHz. Dies kann durch eine unterschiedliche Teilchengrößen der Staubströme (1866 mit kleineren Teilchen) bedingt sein, was durch die beobachteten geringeren Lebenszeiten der Meteore auf der höheren Frequenz unterstützt wird (1767: $\leq 0, 15$ s, 1866: $\leq 0, 1$ s).

37 Jahres- und tageszeitliche Variationen der Meteorraten am Polarkreis und in mittleren Breiten

(W. Singer, U. von Zahn, J. Weiß, R. Latteck, U. Scholze)

Meteore sind eine wesentliche Quelle für die Metallatome der Metallschichten in der oberen Atmosphäre und für Kondensationskerne, wie sie für die Bildung der Eisteilchen von nachtleuchtenden Wolken in der polaren Mesopausenregion erforderlich sind. Ein besseres Verständnis dieser Vorgänge wird durch eine genaue Kenntnis der jahres- und tageszeitlichen Variationen der Meteorraten wesentlich unterstützt. Da über Meteorraten in polaren Breiten bisher wenig bekannt ist, wurde ein 2-jähriger Beobachtungszyklus mit dem 32,5 MHz all-sky Meteorradar am ALOMAR Observatorium in Andenes (siehe auch Kapitel 36) für eine Detailanalyse von Meteorraten genutzt. Der Messort Andenes mit seiner Lage von 2° innerhalb des Polarkreises ermöglicht weiterhin eine interessante Beobachtung mit der einmal täglich zum ekliptischen Nordpol gerichteten Antennenachse des Meteorradars. In dieser Blickrichtung erfasst das Radar den Einfall von Meteoroiden aus nahezu der gesamten ekliptischen Nordhemisphäre.



Abb. 37.1: Monatliche Mittelwerte der tageszeitlichen Variation der Meteorraten im Jahr 2002 (oberes Bild) und Monatsmittel der tageszeitlichen Variation der Meteorraten für Februar und Juni der Jahre 2002/2003 (unteres Bild) in Andenes/69,3° N.

Die tageszeitliche Variation der Meteorraten über Andenes, gemittelt über jeweils einen Monat, ist im oberen Bild von Abb. 37.1 für das Jahr 2002 dargestellt. Die Meteorraten umfassen alle im Höhenbereich von 75 bis 120 km detektierten Meteore. Dabei werden Meteorraten in der Größe von 250 \pm 200 Meteoren/h vom Radar erfasst. Die absolut größten und kleinsten Meteorraten werden um 07 LT im Juni und 15 LT im Februar beobachtet mit einem Verhältnis von etwa 20. Von großer Bedeutung für die Aeronomie nachtleuchtender Wolken ist die Tatsache, dass die Meteorrate den größten Wert im Juni erreicht. Mit hoher Wahrscheinlichkeit nimmt auch der gesamte Meteor-Massenfluss seinen maximalen Wert im Juni an, der als die dominierende Quelle für Kondensationskerne im Höhenbereich 75 bis 90 km angesehen wird. Die Existenz dieser Kondensationskerne ist eine Voraussetzung für die Bildung der Teilchen nachtleuchtender Wolken.

Das Verhältnis von größten und kleinsten Meteorraten während eines Tageszyklus beträgt im Januar und Februar etwa 5 und von April bis Dezember $2, 3 \pm 0, 3$. Die tageszeitliche Variation der Meteorrate ist durch

eine hohe Reproduzierbarkeit von Jahr zu Jahr gekennzeichnet, wie es die mittleren Monatsraten für Februar und Juni der Jahre 2002 und 2003 zeigen (Abb. 37.1, unteres Bild).



Abb. 37.2: Monatsmittel der tageszeitlichen Variation der Meteorraten für Februar und Juni der Jahre 2000/2001 in Juliusruh/54,6° N (oberes Bild) und Monatsmittel der tageszeitlichen Variation der Meteorraten für Februar und Juni des Jahre 2001 in Delamere/35,5° S (unteres Bild, *B. Fuller, private Mitteilung*).

und für Höhen unterhalb von 99 km.

Dies unterstreicht nochmals, dass der gesamte Einfall von Meteorteilchen aus der ekliptischen Nordhemisphäre stark von der Position der Erde auf ihrer Bahn um die Sonne abhängt. Unsere Beobachtungen zeigen weiterhin, dass das sommerliche Maximum der Meteorraten nicht durch die im Mai/Juni unter Tagesbedingungen auftretenden Meteorschauer bestimmt ist. Die im Juni erfassten Meteore kommen vorrangig aus Höhen unterhalb von 100 km und Erhebungswinkeln bei 50° und darunter. Dies deutet auf einen bevorzugten Einfall von sporadischen Meteoroiden aus der ekliptischen Nordhemissphäre mit relativ großer ekliptischer Inklination hin.

Ein Vergleich mit ähnlichen Beobachtungen in Juliusruh $(54,6^{\circ} N)$ in mittleren Breiten (oberes Bild von Abb. 37.2) zeigt entgegen den Erwartungen, daß mit zunehmender geographischer Breite die Amplitude der tageszeitlichen Variation nicht abnimmt. Auch in mittleren Breiten der Südhemisphäre nimmt die Meteorrate maximale Werte im Juni an und nicht niedrige Werte wie sie allein aus der Bewegung der Erde um die Sonne zu erwarten sind (Abb. 37.2, unteres Bild). Die zu verschiedenen Ortszeiten für die verschiedenen Monate und geographischen Breiten auftretenden Maxima und Minima der Meteorraten weisen darauf hin, dass die Maxima der Meteorraten nicht allein durch die Bewegung der Erde um die Sonne bestimmt sind mit einem Maximum und Minimum um 06 Uhr und 18 Uhr Ortszeit.

Auch für die spezielle Beobachtungsgeometrie der größten Annäherung des ekliptischen Nordpols zum Zenit am Radarstandort wird eine ausgeprägte jahreszeitliche Variation der Meteorrate mit einem Maximum im Juni gefunden (Abb. 37.3). Dargestellt ist die Meteoranzahl für den Zeitraum einer Stunde zentriert auf die Ortszeit der größten Annäherung des nördlichen Ekliptikpols zum Zenit für alle Höhen



Abb. 37.3: Jahreszeitliche Variation der Meteorrate für eine Lage des nördlichen Ekliptikpols nahe am Zenit am Radarstandort Andenes.

38 Die ganztägige Gezeit in der Stratosphäre und der Mesosphäre und ihre Abhängigkeit vom Hintergrundwind und von planetaren Wellen

(N. Grieger, G. Schmitz, U. Achatz, B. Wecke)

Thermisch angeregte Gezeiten werden in der Troposphäre infolge Konvektion und Kondensation und durch die solare Heizung im Wasserdampf angeregt. In der Stratosphäre sind sie wesentlich von der solaren Heizung im Ozon bestimmt. Sie breiten sich bis in die Mesosphäre und Thermosphäre aus und koppeln so diese atmospärischen Schichten. In dieser Arbeit wird ausschließlich auf die ganztägige Komponente eingegangen.

Mit Hilfe eines allgemeinen Zirkulationsmodells (MA-GCM) das bis in die Mesosphäre und untere Thermosphäre (MLT) ausgedehnt ist, kann gezeigt werden, dass die so gewonnenen Modellgezeiten mit Messungen an einzelnen MF Radarstationen vergleichbar sind. Zur Interpretation der in einem komplexen GCM ermittelten Gezeiten ist es hilfreich, mit einem linearen Modell die wesentlichen Mechanismen zur Anregung und Ausbreitung der Gezeiten zu studieren. Das hier verwendete lineare Modell basiert auf dem KMCM (*Becker und Schmitz, J. Atmos. Sci., 59, 2002*), das eine vergleichbare Dynamik besitzt wie das oben erwähnte MA-GCM. Mit den aus diesem GCM ermittelten Hintergrundfeldern in u,v und T sowie den einzelnen Komponenten der Erwärmung in der Troposphäre und Stratosphäre kann man getrennt den Einfluss einzelner thermischer Quellen bzw. den Einfluss des zonal gemittelten Hintergrundes und der planetaren Wellen abschätzen (*Grieger et al., JASTP, in Druck, 2004*).



Abb. 38.1: Amplituden und Phasen (Isolinien) [h] der ganztägigen migrierenden Gezeitenkomponente im Meridionalwind $[m s^{-1}]$ für verschiedene Anregungen im linearen Modell: Anregung infolge kurzwelliger und infraroter Einstrahlung (sh) und Heizung infolge großräumiger Kondensation und Konvektion (cch): all, Anregung infolge sh, berücksichtigt in der Stratosphäre allein: sh-strat, sh nur aus der Troposphäre: sh-trop sowie Anregung nur aus cch: cch. Das Konturinterval für die Amplituden beträgt 4 m s⁻¹ und für die Phase 3 h. Als Phase wird hier die lokale Zeit beim Durchgang des Gezeitenmaximums betrachtet.

Die mit dem linearen Modell LINKMCM gewonnenen Ergebnisse für die sonnensynchron mit der zonalen Wellenzahl 1 umlaufenden (*migrierenden*) Gezeitenkomponente im Meridionalwind v ist vergleichbar mit der aus dem MA-GCM. Es ergeben sich zwei in tiefen Breiten liegende Maxima, Abb. 38.1, die in 80-90 km auch mit anderen linearen Modellierungen übereinstimmen. Für die Temperatur konnte auch der Jahresgang der migrierenden Gezeit interpretiert werden, wobei sich ergab, dass die Temperaturwerte gegenüber den UARS Analysen (McLandress et al., J. Geophys. Res., 101, 1996) kleiner sind.

Es ist bekannt, dass ein wesentlicher Anteil der migrierenden Gezeitenanregung aus der Strahlungsabsorption im tropospherischen Wasserdampf resultiert. Aus Abb. 38.1 ist klar erkennbar, dass auch die Anteile, die aus der

großräumigen Kondensation und Konvektion (cch) herrühren und der Anteil, der aus der solaren Erwärmung in der stratosphärischen Ozonschicht (sh-strat) resultiert nicht vernachlässigbar sind. So bestimmt der letztere Anteil die Gezeit in hohen Breiten, während cch bis zu 25 % der Amplituden in tiefen Breiten ausmachen. Mit dem linearen Modell kann der Einfluss planetarer
Wellen auf das Ausbreitungsverhalten auch der migrierenden Gezeit untersucht werden.



Abb. 38.2: Lineare Modellergebnisse: Amplitudendifferenzen der ganztägigen migrierenden Gezeitenkomponente im Meridionalwind $[m s^{-1}]$ für eine Anregung bei Januarbedingungen F(Januar) bei extrem veränderten Hintergrundfeldern: uvT (Januar) - uvT(Juli): du und für veränderte Anregung: F(Januar) - F(Juli) und uvT (Januar): dforc. Das Konturinterval für die Amplitudendifferenz beträgt 2 m s⁻¹, negative Werte: blau.

Es konnte gezeigt werden, dass dieser Einfluss gering ist, da die Wechselwirkung der nach Westen fortschreitenden ganztägigen migrierenden Gezeit mit den langen planetaren Wellen vor allem Projektionen auf zonale Wellen ungleich 1 ergeben, und das sind *nichtmigrierende* Gezeitenkomponenten.



Abb. 38.3: Wie Abb. 38.2, jedoch für den Breiten-Längenschnitt der ganztägigen nichtmigrierenden Gezeitenkomponente im Meridionalwind $[m s^{-1}]$ in der 92,5 km Modellschicht für 0:00 UT.

Neben der nichtlinearen Kopplung Gezeit - planetare Welle, ist aber auch die Frage nach der Abhängigkeit der migrierenden Gezeit vom Hintergrund bzw. von der Anregungsquelle wichtig, die insbesondere für das Verständnis des Jahresganges nötig ist. In Abb. 38.2 ist die Amplitudendifferenz dargestellt, wie sie sich ergibt, wenn für Januar Anregungsbedingungen jeweils der Hintergrund vom Januar oder der vom Juli angenommen wird.

Die ganztägige migrierende Gezeit ist durch die Windvariation im Hintergrundfeld bestimmt, der Einfluss der Anregung ist wesentlich geringer. In Gebieten mit Westwind ergibt sich eine Verstärkung der Amplituden im Gegensatz zu Regionen in denen Ostwind auftritt. In tiefen Breiten ist jedoch ein umgekehrter Effekt festzustellen, was möglicherweise mit der starken meridionalen Scherung des zonalen Windes zusammenhängt. Entsprechendes gilt für den Fall, in dem die unterschiedlichen Januar- bzw. Juli-Anregungen zu Grunde gelegt werden, unter Beibehaltung des Januar Hintergrundes.

Im Gegensatz zu der migrierenden Komponente, ist der Einfluss der Windvariationen gegenüber dem infolge Änderungen in der Anregung bei der nichtmigrierenden Gezeit geringer (s. Abb. 38.3). Wie zuvor für die migrierende Komponente beschrieben sind auch hier der Hintergrund bzw. die Anregung für Januar und Juli angenommen worden. Es zeigt sich, dass die Wechselwirkung der planetaren Wellen mit der Gezeit kleinräumige Strukturen mit zonalen Wellenzahlen 3-5 ergibt, während diese bei unterschiedlicher Anregung großräumiger sind. Die entsprechenden maximalen Gezeitenwerte sind für die extreme Änderung im Hintergrund etwa 8-10 m s⁻¹ bzw. bei Änderung der Anregung etwa 14 m s⁻¹.

Es gibt drei wesentliche Prozesse, die zu den oben beschriebenen Ergebnissen der nichtmigrierenden Gezeiten führen: (1) die direkte nichtmigrierende Anregung und die Ausbreitung der damit verbundenen Störung im längenunabhängigen Hintergrund, (2) die migrierende Anregung und eine Ausbreitung in einem Hintergrund mit planetaren Wellen und (3) die nichtmigrierende Anregung und deren Ausbreitung im längenabhängigen Hintergrund. Im linearen Modell wurden diese 3 Prozesse getrennt voneinander untersucht.



Abb. 38.4: Lineare Modellergebnisse: die ganztägige nichtmigrierende Gezeitenkomponente im Meridionalwind $[m s^{-1}]$ in 92,5 km Höhe für Januarbedingungen, 0:00 UT, infolge totaler Anregung und Berücksichtigung der Hintergrundfelder mit planetaren Wellen: fall 3D, Differenz infolge totaler Anregung mit Hintergrundfelder mit bzw. ohne planetare Wellen: fall 3D-2D, nichtmigrierende Anregung mit Hintergrundfeldern ohne planetare Wellen: fnon 2D und migrierende Anregeung mit Hintergrundfeldern mit planetaren Wellen: fmig 3D.Obere (untere) Reihe: Konturintervall 2 m s⁻¹ (1 m s⁻¹), negative Werte: blau.

Für Januarbedingungen sind die entsprechenden Ergebnisse in Abb. 38.4 für die nichtmigrierende Gezeit dargestellt. (fall 3D) gibt die totale nichtmigrierende Gezeit an, wie sie sich einstellt bei voller längenabhängiger Anregung und einem Hintergrund mit planetaren Wellen. Bei ungeänderter Anregung stellt (fall 3D-2D) die Komponente dar, die sich ergibt, wenn die Prozesse (2) und (3) berücksichtigt werden. Auch hier ist die Struktur kleinräumiger (vergleichbar mit (du) in Abb. 38.3) mit Gezeitenwerten bis maximal 4 m s⁻¹. Dieser Anteil ist demzufolge nur etwa 1/3 der totalen nichtmigrierenden Gezeit: (fall 3D). Vergleicht man diese Komponente mit dem Ergebnis aus Abb. 38.4 rechts, ergibt sich, dass diese zum großen Teil mit der Komponente übereinstimmt, die sich bei migrierender Anregung und Ausbreitung im Hintergrund mit planetaren Wellen ergibt. Damit ergibt sich, dass die Wechselwirkung entsprechend (3) gegenüber den beiden Anteilen (1) und (2) klein ist. (fnon 2D) in Abb. 38.4 stellt die wichtigste Komponente der nichtmigrierenden Gezeit dar, die sich ergibt bei nichtmigrierender Anregung und Ausbreitung im längenunabhängigen Hintergrund. Diese Komponente ist in ihrer Struktur vergleichbar mit der totalen nichtmigrierenden Gezeit (fall 3D), jedoch mit kleineren maximalen Werten.



Abb. 38.5: Spektrale Zerlegung der ganztägigen nichtmigrierenden Gezeitenkomponente im Meridionalwind $[m s^{-1}]$ in 92,5 km Höhe für unterschiedliche Modellanregungen im Januar. Modellergebnisse infolge totaler Anregung und Berücksichtigung planetarer Wellen in den Hintergrundfeldern: fall 3D. Migrierende Anregung mit planetaren Wellen in den Hintergrundfeldern: fmig 3D. Der Fall nichtmigrierende Anregung bei zonalem Hintergrund ist bezeichnet mit: fnon 2D und die Differenz bei totaler Anregung unter Berücksichtigung planetarer Wellen bzw. ohne diese Wellen im Hintergrund: fall 3D-2D. Das Konturintervall beträgt 1 m s⁻¹.

Das Ergebnis zur Anregung der verschiedenen Wellenzahlen in Abhängigkeit von der geografischen Breite ist in Abb. 38.5 angegeben. Mit positiven (negativen) Wellenzahlen werden hier nach Westen (Osten) fortschreitende Wellen bezeichnet. Das Spektrum der totalen nichtmigrierenden Gezeit wird durch (fall 3D) gegeben. Es treten im Wesentlichen nach Osten fortschreitende Komponenten auf mit Wellenzahlen -4 bis -1, deren Maxima über dem Äquator auftreten. Aus der nach Westen fortschreitenden migrierenden Anregung und der stehenden planetaren Welle 1 ergibt sich die im Spektrum klar zu erkennende nach Westen laufende Komponente 2. Die Wellenzahl 0 stellt eine mit der Periode 1 Tag schwankende längenunabhängige Oszillation dar. Vergleicht man das Spektrum, das sich aus nichtmigrierender Anregung und Ausbreitung ohne planetare Wellen ergibt (fnon 2D), zeigt sich, dass der Anteil des totalen nichtmigrierenden Spektrums, der die Komponenten -4 bis 0 umfasst, ausschließlich aus diesem Prozess resultiert. Die nach Westen fortschreitenden Komponenten 2 und 3 aber erst vollständig durch den Prozess aus migrierende Anregung und Ausbreitung im zonalen Hintergrund beschrieben wird (fmig 3D). Das Differenzspektrum (fall 3D-2D) stellt die Gezeitenkomponente dar, die sich aus der nichtlinearen Wechselwirkung nichtmigrierende Anregung und Ausbreitung im längenabhängigen Hintergrund ergibt. Dieses Spektrum entspricht aber im Wesentlichen dem bei migrierender Anregung und längenabhängigem Hintergrund. Damit ist gezeigt, dass der Prozess nichtmigrierende Anregung und ihre Wechselwirkung mit den stehenden planetaren Wellen einen sehr geringen Einfluss auf die Formierung der nichtmigrierenden Gezeit hat.

39 Zum Jahresgang der nichtmigrierenden ganztägigen Gezeit

(U. Achatz, N. Grieger, G. Schmitz, B. Wecke)

Die solaren Gezeiten in der Atmosphäre sind Wellen in allen dynamischen Feldern, die sich mit Perioden von einem Tag (ganztägige Gezeit) oder seinen höheren Harmonischen um den Erdball bewegen. Sie werden durch den Tagesgang der solaren Erwärmung der unteren Atmosphäre und die nachfolgende Ausbreitung der damit angetriebenen Strukturen in die höheren Schichten verursacht. In Bezug zur scheinbaren Bewegung der Sonne werden die Gezeiten in Komponenten unterteilt. Der Anteil, der sich synchron mit der Sonne bewegt, wird als migrierende Gezeit bezeichnet. Alle andere fallen unter die Klasse der nichtmigrierenden Gezeiten. Diese können sowohl stehende Wellen sein, als auch solche mit auf die geographische Länge bezogenen zonalen Wellenzahlen 1,2 usw., die sich sowohl westwärts als auch ostwärts um die Erde ausbreiten. Aufgrund der abnehmenden Dichte der Atmosphäre nimmt das Gezeitensignal nach oben zu, so dass es in der mittleren Atmosphäre einen wesentlichen Anteil der beobachteten Variabilität darstellt. Wegen ihrer Bedeutung für die Interpretation lokaler Gezeitenmessungen (*z.B. Grieger et al., J. Atmos. Sol.-Terr. Phys., 64, 2002*) ist die Dynamik der nichtmigrierenden Gezeiten ein Hauptthema der gegenwärtigen Forschung zur mittleren Atmosphäre.

Eine interessante Frage auf diesem Gebiet ist der Einfluss der quasi-stationären Wellen, d.h. der z.B. topographisch bedingten, zeitlich nur saisonal veränderlichen längenabhängigen Strukturen. Die Wechselwirkung zwischen stationären Wellen und Gezeiten wird in vollständiger Weise in einem allgemeinen Zirkulationsmodell (GCM) reproduziert. Da aber in solchen nichtlinearen Modellen Ursache und Wirkung nicht eindeutig getrennt werden können, wurde ein lineares Gezeitenmodell entwickelt, das den gesamten Höhenbereich vom Erdboden bis zur Thermosphäre beschreibt. Eine wichtige Neuerung gegenüber anderen veröffentlichten Modellen ist, dass in diesem gleichzeitig der Einfluss der stationären Wellen berücksichtigt werden kann, was durch die Verwendung geeigneter Lösungstechniken für schwachbesetzte lineare Probleme in Kombination mit einem zugehörigen adjungierten Modell gelingt. Mithilfe des linearen Modells wurden Gezeitensimulationen in dem GCM von Volodin und Schmitz (Tellus, 53A, 2001) interpretiert (Grieger et al., J. Atmos. Sol.-Terr. Phys., in Druck, 2004). Dazu wurden aus einem zehnjährigen saisonalen Lauf des GCMs Monatsmittel für Winde und Temperatur, alle Anteile der Gezeitenheizung, sowie der Gezeiten selbst ermittelt. Für jeden Monat wurde im linearen Modell das diagnostizierte Monatsmittel des GCMs als Referenzzustand verwendet, das dann mit der entsprechenden Gezeitenheizung angetrieben wurde, um so die monatsabhängige lineare Gezeit zu bestimmen. Der Einfluss der stationären Wellen wurde überprüft, indem ihr Anteil in der Referenzatmosphäre in zwei parallelen Rechnungen entweder berücksichtigt oder vernachlässigt wurde. Des weiteren wurde der Gezeitenantrieb in seinen migrierenden und nichtmigrierenden Anteil aufgespalten und jeweils getrennt der Anteil der linearen Gezeit bestimmt, der in separater Reaktion auf einen dieser Anteile entsteht.

Zur besseren Einordnung unserer Ergebnisse in den Beobachtungsbefund wurde zusätzlich im besonderen der Jahresgang der nichtmigrierenden ganztägigen Gezeit in Mesopausennähe untersucht. In allen von uns untersuchten Fällen zeigt sich eine gute Übereinstimmung zwischen der aus dem GCM diagnostizierten Gezeit und dem mittels der aus dem GCM diagnostizierten Gezeitenheizung und längenabhängigen Referenzatmosphäre mit dem linearen Modell ermittelten Ergebnis. Dies gilt sowohl für den migrierenden als auch für den nichtmigrierenden Anteil. Als Beispiel ist in Bild 39.1 für die Anteile W2 (westwärts laufende Welle 2) und O3 (ostwärts laufende Welle 3) der Jahresgang der Amplitude der nordwärts gerichteten Windkomponente bei der Höhe 92,5 km gezeigt. Die Breitenstruktur der Amplituden zeigt eine Konzentration auf die Tropen ähnlich der klassischen migrierenden Gezeit, für die polwärts einer kritischen Breite von $\pm 30^{\circ}$ eine vertikale Ausbreitung der Wellen nicht mehr möglich ist. Hinsichtlich des saisonalen Verhaltens erkennt man die Überlagerung einer Jahres- und einer Halbjahresschwingung, ähnlich dem bekannteren Verhalten der migrierenden Gezeit. Von Interesse ist, dass die gezeigten Jahresgänge auch mit den Beobachtungsanalysen von Forbes et al. (*J. Geophys. Res., 108, 2003*) gut übereinstimmen (ebenfalls Bild 39.1). Dort wurden aus Satellitendaten für den Horizontalwind (September 1991 – Dezember 1994) die saisonal abhängigen Amplituden aller nichtmigrierenden Komponenten mit Wellenzahlen < 6abgeleitet. Es zeigt sich, dass die Komponenten S0 (längenunabhängig), W2, und O3 die größten Anteile liefern. Wie in diesen Daten projiziert auch in den Modellen der W2-Anteil unter den Hough-Moden gut auf den ersten symmetrischen westwärts laufenden Schwerewellen-Mode bei Wellenzahl 2, während die O3-Komponente einen Beitrag der ersten antisymmetrischen Kelvin-Mode bei dieser Wellenzahl andeutet. Auch die saisonale Abhängigkeit der beiden gezeigten Gezeitenkomponenten entspricht gut dem Beobachtungsbefund, so dass die Modelle scheinbar wesentliche Aspekte der betreffenden Dynamik erfassen.



Abb. 39.1: Der Jahresgang der Amplitude des nordwärts gerichteten Windes bei 92,5 km Höhe in der westwärts laufenden nichtmigrierenden ganztägigen Gezeit mit zonaler Wellenzahl 2 (links) und der ostwärts laufenden Welle 3 (rechts). Gezeigt sind die Ergebnisse aus dem GCM und dem linearen Modell. Einheiten sind m s⁻¹. Die blaue Isolinie ist die 10 m s⁻¹-Kontur (links) und die 5 m s⁻¹-Kontur (rechts) aus den Analysen von Satellitendaten (UARS) durch Forbes et al. (2003)

Hinsichtlich des Mechanismus der nichtmigrierenden Gezeit zeigt sich für die bisher von uns am ausführlichsten untersuchten Monate Januar und Juli, dass der größte Anteil bereits durch die Wechselwirkung zwischen nichtmigrierender Gezeitenheizung mit dem längenunabhängigen Anteil der jeweiligen Referenzatmosphäre entsteht. In dem betreffenden Antrieb ist der Anteil von größter Bedeutung, der aus der längenabhängigen Kondensation und Konvektion in der Troposphäre stammt. Eine weitere wichtige Komponente in der nichtmigrierenden Gezeit ist allerdings auch die, welche aus dem Antrieb eines Modells mit

stationären Wellen mit nur der migrierenden Heizung resultiert. Hier spielt die Absorption solarer Strahlung durch den troposphärischen Wasserdampf die bedeutendste Rolle.

Soweit wurde für das untersuchte GCM gezeigt, dass seine Gezeitenklimatologie, die in wesentlichen Aspekten mit Beobachtungen übereinstimmt, gut durch ein lineares Modell reproduziert werden kann, in dem die Analyse von Ursache und Wirkung gegenüber dem GCM wesentlich erleichtert ist. Die Wechselwirkung zwischen nichtmigrierender Heizung in der Troposphäre und dem längenunabhängigen Anteil der Atmosphäre erweist sich als wichtigster Prozess bei der Erzeugung der nichtmigrierenden Gezeiten. Jedoch tragen auch die stationären Wellen merkbar bei. Die Jahresgänge der längenunabhängigen Referenzatmosphäre, der stationären Wellen, der migrierenden Heizung mittels Wasserdampfes, und der nichtmigrierenden infolge Konvektion und Kondensation sollten auch entscheidend für das Verständnis der saisonalen Abhängigkeit der nichtmigrierenden Gezeit als ganzes sein. Dies wird in Zukunft genauer zu untersuchen sein, wobei auch ein Vergleich mit anderen GCMs geplant ist, denn insbesondere die Gezeitenheizung und die planetaren Wellen variieren zwischen verschiedenen Modellen nicht unerheblich. Eine weitere wichtige Aufgabe für die Zukunft ist die Erklärung noch bestehender Unterschiede zwischen Modellen und Beobachtung, wobei auch der Variabilität der nichtmigrierenden Gezeiten Beachtung geschenkt werden sollte.

40 Die Bedeutung des schnellen Anwachsens transienter Störungen in der Brechung mesosphärischer Schwerewellen

(U. Achatz, G. Schmitz)

In der Dynamik der Mesosphäre spielen Schwerewellen eine entscheidende Rolle. Durch verschiedene Prozesse in der Troposphäre und Stratosphäre angeregt, breiten sie sich nach oben aus, wobei sie aufgrund der Energieerhaltung in einer Atmosphäre abnehmender Dichte stetig an Intensität zunehmen, bis sie instabil werden und brechen bzw. nichtlinear gedämpft werden. Dabei geben sie Impuls und Energie an die großskalige Strömung ab und treiben damit die mittlere Zirkulation in der Mesosphäre zu einem wesentlichen Teil mit an. Im Verständnis des Brechungsprozesses gibt es noch erhebliche Lücken, die zu einer entsprechenden Unsicherheit in den Ansätzen beitragen, mit Hilfe derer sein Einfluss auf die großskalige Strömung in allgemeinen Zirkulationsmodellen beschrieben werden soll. Erschwerend bei entsprechenden Untersuchungen ist der große Skalenbereich, der dabei zwischen instabiler Schwerewelle und angeregter Turbulenz durchschritten wird.



Abb. 40.1: Die zeitliche Entwicklung des führenden transversalen singulären Vektors zu einer subkritischen Schwerewelle (Amplitude relativ zur konvektiven Instabilität a = 0,9) mit horizontaler und vertikaler Wellenlänge 500 km und 6 km bei einer Brunt-Vaisala-Frequenz $N = 10^{-2} \text{ s}^{-1}$. Gezeigt ist der Wind in der horizontalen Ausbreitungsrichtung der Welle. Die transversale Skala ist $\lambda = 3,7$ km. Konturabstände sind 2 m s⁻¹. Negative Werte sind durch gestrichelte Linien gekennzeichnet.

Eine interessante Frage ist somit auch die nach den Skalen und Strukturen, die am Beginn des Brechungsprozesses auftreten. Traditionell wurde dieses Problem mit Hilfe von Normalmoden-Untersuchungen angegangen, d.h. in einem um die Schwerewelle linearisierten Modell wurde nach exponentiell anwachsenden Eigenvektoren gesucht. Das Auftreten eines anwachsenden Normalmodes wurde als Möglichkeit für einen nichtlinearen Zerfall der Schwerewelle genommen, und der entsprechende Mode selbst als Anhaltspunkt zur Charakterisierung der Skalen und Strukturen in der frühen

Instabilitätsphase der Welle. Es ist jedoch aus verschiedenen Forschungsfeldern bekannt, dass schnell anwachsende transiente Störungen, sog. singuläre Vektoren, eine evtl. vorhandene Normalmodeninstabilität überdecken können (*Farrell, J. Atmos. Sci., 45, 1988*). Darüber hinaus kann es geschehen, dass sie ein System auch dann destabilisieren, wenn eine Normalmodenanalyse keine Instabilität andeutet. Die bisher noch ausstehende Klärung der Bedeutung singulärer Vektoren für den Brechungsprozess von Schwerewellen in der mittleren Atmosphäre ist Gegenstand der hier beschriebenen Arbeit.

Dazu wurden Pakete von Schwerewellen typischer beobachteter Skalen (Trägheitsschwerewellen mit deutlich größerer horizontaler als vertikaler Wellenlänge) im Rahmen eines Boussinesq-Modells auf der f-Ebene untersucht, wobei für Viskosität und thermische Diffusivität realistische molekulare Werte verwendet wurden. In zwei verschiedenen Rechnungen wurde entweder als von den horizontalen Koordinaten unabhängiger Grundzustand das konvektiv am wenigsten stabile Vertikalprofil des Pakets genommen oder die gesamte raum-zeit-abhängige Welle untersucht. Zu den Rechnungen mit dem horizontal-unabhängigen Grundzustand wurden parallel die zugehörigen führenden Normalmoden bestimmt. Die untersuchte Entwicklungszeit war jeweils 10 min, was etwa einer Brunt-Vaisala-Periode entspricht.

In allen untersuchten Fällen ist das transiente Wachstum singulärer Vektoren deutlich stärker als das der berechneten Normalmoden. Dies lässt sich im wesentlichen auf die dynamischere Entwicklung der Struktur der Normalmoden zurückführen, die einen effizienteren Energieaustausch mit der Welle möglich macht. Besonders ausgeprägt ist der Unterschied bei Wellenamplituden unterhalb der konvektiven Instabilitätsgrenze. Dort ist das Anwachsen der führenden Normalmoden unbedeutend, während die Energie in den führenden singulären Vektoren um bis zu zwei Größenordnungen zunehmen kann. Unter der Vielzahl gefundener singulärer Vektoren gibt es zwei Haupttypen: Einen transversalen Mode, der sich horizontal senkrecht zur Schwerewelle ausbreitet, und einen parallelen Mode, der sich in derselben Ausbreitungsebene wie die Schwerewelle bewegt. Der transversale Mode hat Längenskalen, die von der gleichen Größenordnung wie die vertikale Wellenlänge der Schwerewelle sind, während der parallel Mode mit einigen 100 m Wellenlänge äußerst kleinskalig ist. Beide Muster sind auch in den Rechnungen mit dem allgemeinen Grundzustand in der Nähe der konvektiv am wenigsten stabilen Region in der Welle angesiedelt. Eine Analyse des Energieaustausches mit der Welle zeigt, dass ein wesentlicher Prozess dabei der vertikale Fluss der horizontalen Impulskomponente gegen den entsprechenden Gradienten in der Welle ist, die senkrecht auf der Ausbreitungsrichtung des singulären Vektors steht. Die rotationsbedingte vertikale Drehung des horizontalen Geschwindigkeitsvektors in der Welle spielt somit eine wesentliche Rolle, der bisher nicht die gebührende Aufmerksamkeit gewidmet wurde.



Bei Untereiner suchung der frühen nichtlinearen Entwicklung der gefundenen Instabilitätsmuster findet man in beiden Fällen einen wichtigen Impulsaustausch mit der o.g. nicht-parallelen Impulskomponente in der Welle und einen entsprechenden Abbau des zugehörigen vertikalen Gradienten. Darüber hinaus ähnelt sich das Verhalten jedoch nicht. Einerseits entwickelt der transversale Mode auffällige Scherschichten, die dadurch verursacht

Abb. 40.2: Wie Bild 40.1, nun aber für den führenden parallelen Mode. Gezeigt sind die transversale Geschwindigkeit (Konturintervall 2 m s⁻¹) und die normierte potentielle Temperatur $(5 \cdot 10^{-4} \text{ m s}^{-2})$.

sind, dass er sich auf Wellenkämme der Schwerewelle im Transversalwind zubewegt, die für ihn näherungsweise die Eigenschaft einer kritischen Schicht haben. Andererseits entwickelt er eine ausgeprägte Struktur in Form von Rollen (Bild 40.1), die der einer Kelvin-Helmholtz-Welle nicht unähnlich ist. Der parallele Mode hingegen leitet bei ausreichend großer Anfangsamplitude einen schnellen Mischungsprozess ein, der zu turbulenten Strukturen führt (Bild 40.2). Dazu ermittelte Spektren deuten die Entwicklung eines klassischen 5/3-Verhaltens an.

Die bisherigen Ergebnisse deuten eine wichtige Rolle schnell anwachsender transienter Strukturen in der Instabilität von Schwerewellen in der mittleren Atmosphäre an. Eine weitere Präzisierung bedarf einerseits noch höher auflösender Rechnungen, welche die gesamte Turbulenzanfachung beschreiben können. Andererseits wird es nötig sein, das verfügbare Fluktuationsspektrum in der mittleren Atmosphäre einzubeziehen, um die entsprechende Vorkonditionierung des Brechungsprozesses besser zu verstehen.

41 Modulation der globalen Zirkulation der oberen Mesosphäre durch hohe Rossby-Wellenaktivität im Südwinter 2002

(E. Becker, A. Müllemann, F.-J. Lübken, H. Körnich, P. Hoffmann, M. Rapp, R. Latteck)



Abb. 41.1: Zonaler (a)-(d) und meridionaler Grundwind (A)-(D) vom 1. Juni - 31. Juli für die Jahre 1999-2002 nach Messungen mit dem MF Radar in Andenes. Die Farbskalen geben die Windgeschwindigkeiten in $m s^{-1}$ an.

Während der MaCWAVE/ MIDAS-Kampagne 2002 wurde in Andøya (Nordnorwegen) ein Sommerzustand der oberen Mesosphäre/unteren Thermosphäre (MLT) beobachtet, der sich in vieler-Hinsicht von Messunlei gen vorheriger Jahre unterschied. Abbildung 41.1 zeigt oberen Teil die zona- im len Grundwinde, abgeleitet aus Messungen mit dem MF Radar in Andenes für den Zeitraum vom 1. Juni bis zum 31. Juli für vier aufeinander folgende Jahre. Danach hatte der Grundwind im Höhenbereich von 75 bis 90 km im Sommer 2002 eine deutliche westliche Anomalie im Vergleich zu den Jahren 1999-2001. Gleichzeitig war in diesen Höhen der äquatorwärts gerichtete Meridionalwind deutlich abgeschwächt und etwas nach unten verschoben, wie der untere Teil von Abbildung 41.1 zeigt. Alle wesentlichen, auch

bei anderen Messungen beobachteten Anomalien sind in Abbildung 41.2 zusammengefasst. Es wurden während des gesamten Nordsommers 2002 niedrigere Temperaturen unterhalb von etwa 83 km beobachtet, während sich darüber eine Erwärmung andeutete. Schließlich wurde erstmalig in 70-80 km Höhe der nördlichen Sommermesosphäre Turbulenz gemessen. Weitere Details dieser Messungen findet man u.a. im Kapitel 18.

Da die Dynamik der MLT durch interne Schwerewellen kontrolliert wird, liegt es nahe anzunehmen, dass sich die Schwerewellenaktivität während des Sommers 2002 auf der Nordhemisphäre von der Aktivität früherer Jahre unterschied. Ein möglicher Mechanismus hierfür wurde von Becker und Schmitz (J. Atmos. Sci., 60, 2003) auf der Basis von Modellexperimenten formuliert. Danach hängt die globale, klimatologische Schwerewellendynamik in der Mesosphäre empfindlich von der planetaren Rossby-Wellenanregung in der jeweiligen Wintertroposphäre ab. Die Ursache für diese Abhängigkeit besteht darin, dass die Schwerewellenausbreitung und -brechung in der von den Rossby-Wellen veränderten globalen Zirkulation moduliert wird.

In der Tat befanden sich die südliche Wintertroposphäre und -stratosphäre im Jahre 2002 in einem anomalen Zustand, der mit einer ungewöhnlich hohen Rossby-Wellenaktivität verbunden war. Abbildung 41.3 zeigt die Anomalien für den zonalen Wind und die Temperatur auf der Basis der NCAR/NCEP-Reanalysedaten von 1948-2002. Danach war der stratosphärische Polarwirbel in 2002 insgesamt schwächer, wärmer und näher am Pol konzentriert. Diese Signatur entspricht der Vorkonditionierung für eine stratosphärische Erwärmung, die schließlich im September 2002 erstmalig überhaupt auf der südlichen Hemisphäre beobachtet wurde.



Abb. 41.2: Anomalien in der MLT über Andøya im Nordsommer 2002. Die Teilbilder A, B und C zeigen die beobachteten Temperatur-, Zonalwind- und Meridionalwinddifferenzen im Sommer 2002 relativ zu Messungen voran gegangener Jahre. Teilbild D zeigt die mittlere Dissipation im Normalzustand (grau) zusammen mit entsprechenden Analysen aus 2002. Die Temperaturdaten basieren auf Messungen mit fallenden Kugeln, die Winddaten lieferte das ALOMAR MF Radar, und die Dissipationsraten wurden mit dem CONE-Sensor gemessen (siehe auch Kap. 17 und 18).

Unter Verwendung des idealisierten globalen Zirkulationsmodells KM-CM haben wir in zwei Langzeitsimulationen bei permanenten Julibedingungen den Normalzustand und den anomalen Zustand 2002 der globalen Zirkulation nachgebildet. In diesem Modell werden Wettersysteme und planetare Rossby-Wellen direkt beschrieben, während interne Schwerewellen parameterisiert sind.

Eine erhöhte Rossby-Wellenaktivität, die dem Südwinter 2002 entspricht, wurde im Modell durch veränderte latente Erwärmungsraten in der südlichen Troposphäre vorgegeben. Unsere Frage war, ob allein diese Störung zu einer Veränderung der globalen Zirkulation der Mesosphäre führt, die mit den ungewöhnlichen Beobachtungen in der nördlichen Sommermesosphäre konsistent ist (Becker et al., GRL, im Druck, 2004).

In Abbildung 41.4 ist die zonal gemittelte Klimatologie der simulierten globalen Zirkulation für normale Julibedingungen dargestellt, und zwar anhand der Temperatur, des zonalen Windes, der meridionalen Zirkulation und der turbulenten Dissipation (Reibungswärme) in der Sommer-MLT.

Die Winde und Temperaturen sind vergleichbar mit der CIRA86-Referenzatmosphäre, und die Dissipation hat die durch raketengebundene Messungen bekannte Größenordnung von maximal etwa 10 K d⁻¹. Im simulierten anomalen Zustand des Jahres 2002 ergeben sich Differenzen zum Normalzustand, die in Abb. 41.5 zu sehen sind. In der südlichen Winterstratosphäre sind sowohl die Temperatur- als auch die Zonalwindanomalie mit den Analysedaten (Abb. 41.3) quantitativ vergleichbar. Die erhöhte Rossby-Wellenaktivität ist verbunden mit einer verstärkten residuellen Zirkulation in der gesamten Stratosphäre vom Südpol bis etwa 60°N, insbesondere mit stärkeren



Abb. 41.3: Von Juni bis August gemittelte Anomalien des zonal gemittelten Zonalwindes und der Temperatur im Jahr 2002 relativ zum langjährigen Mittel (1948-2002) auf der Basis der NCAR/NCEP-Reanalysedaten. Die Isolinienabstände betragen 5 m s⁻¹ und 3 K. Positive Anomalien sind rot und negative blau.

Aufwärtsbewegungen und einem stärkeren Ostwindjet im Norden (Abb. 41.5c). In der MLT-Region (d.h. oberhalb von etwa 80 km) der nördlichen Hemisphäre nimmt dagegen der Ostwind



Abb. 41.4: Zonal gemittelte Klimatologie von KMCM bei permanenten Normal-Julibedingungen. (a) Temperatur (Isolinienabstand 10 K). (b) Zonalwind (Isolinienabstand 10 m s⁻¹). (c) Residuelle Massenstromfunktion Ψ_{res} (schwarze Isolinien für $\pm 0.01, 0.1, 1, 2, 4, 10, 50, 100, 150 \times 10^9 \text{ kg s}^{-1}$) und residueller Meridionalwind v_{res} (grüne Isolinien für $-5, -10, -15 \text{ m s}^{-1}$). (d) Turbulente Dissipation in der nördlichen Sommermesosphäre (Isolinienabstand 1 K d⁻¹). Negative Bereiche sind blau und positive rot.

ab bzw. der Westwind zu (Abb. 41.5b). Eine entsprechende Anomalie des Zonalwindes wurde während der MaCWAVE/MIDAS-Kampagne beobachtet (Abb. 41.2B). Konsistent mit dieser Windänderung haben die dominanten, ostwärts laufenden Schwerewellen kürzere vertikale Wellenlängen und erreichen ihre Brechungsniveaus in tieferen Schichten. Ein analoger Effekt tritt in der südlichen Wintermesosphäre bzgl. der westwärts wandernden Schwerewellen auf. Insgesamt wird somit die durch die Schwerewellen getriebene residuelle Zirkulation vom Sommer- zum Winterpol in der MLT in tiefere Schichten verschoben (Abb. 41.5c), wobei sich die maximalen meridionalen Windgeschwindigkeiten abschwächen. Auch dieser Effekt, zusammen mit der damit einhergehenden Temperaturanomalie in der Sommer-MLT (Abb. 41.5a), stimmt qualitativ mit den Beobachtungsdaten überein (Abb. 41.3A,C). Insbesondere ist die simulierte Erwärmung in der Sommer-MLT konsistent sowohl mit einer Temperaturerhöhung nach Beobachtungen mit dem Meteorradar (siehe Kapitel 35) als auch mit einer deutlich verringerten PMSE-Häufigkeit im Nordsommer 2002. Die PMSE-Häufigkeitsraten sind in ihrer jahreszeitlichen Variation in Abbildung 41.6 für die Jahre 1999, 2000, 2001 und 2003 dargestellt. Schließlich zeigt (Abb. 41.6d), dass sich die Region der durch das Schwerewellenbrechen bedingten turbulenten Dissipation in der 2002-Simulation etwas nach unten verschoben hat, was qualitativ der Beobachtung entspricht (Abb. 41.2D).



Abb. 41.5: Anomalien (Differenzen zum Normalzustand) der zonal gemittelten Klimatologie von KM-CM bei Juli-2002-Bedingungen. (a) Temperaturanomalie (Isolinien für $\pm 1, 2, 4, 8, 16$ K). (b) Zonalwind-anomalie (Isolinien für $\pm 1, 2, 4, 8, 16$ m s⁻¹). (c) Anomalie der residuellen Massenstromfunktion (Isolinien für $\pm 0.001, 0.01, 0.1, 1, 2, 4, 10 \times 10^9$ kg s⁻¹). (d) Anomalie der turbulenten Dissipation in der nördlichen Sommermesosphäre (Isolinienabstand 0.25 K d⁻¹). Negative Bereiche blau und positive Bereiche rot eingefärbt.



Abb. 41.6: Jahreszeitliche Variation des Auftretens von PMSE mit einem Signal-Rauschverhältnis größer 10 dB für die Jahre 1999 -2003 nach Messungen mit dem ALWIN-VHF-Radar.

Insgesamt liefert unsere Modellstudie also mehrere Indizien dafür, dass die ungewöhnlichen Beobachtungsdaten, die während der MaCWAVE/MIDAS-Kampagne im Nordsommer 2002 für die MLT-Region über Andøya gewonnen wurden, im Wesentlichen durch eine interhemisphärische Wechselwirkung erklärt werden können. Die zugrunde liegende Ereigniskette hat ihre Ursache in einer erhöhten Rossby-Wellenaktivität in der südlichen Wintertroposphäre. Die Rossby-Wellen verändern dann die globale Zirkulation in Strato- und Mesosphäre dahingehend, dass die internen Schwerewellen, welche die Dynamik der MLT-Region dominieren, in tieferen Schichten brechen. Dies führt schließlich zu den beschriebenen Anomalien von Temperatur, Winden und Turbulenz.

42 Zur Dynamik der Zirkulationszelle in der tropischen Stratosphäre

(G. Schmitz, E. Becker, H. $Vo\beta$)

Im Höhengebiet der Troposphäre und unteren Stratosphäre entwickelt sich das Wetter und wird unser Klima geprägt. Die Mesosphäre ist charakterisiert durch eine Dynamik, die sich aus den brechenden Schwerewellen ergibt, die in der Troposphäre angeregt werden. Im Stratopausengebiet ergibt sich einerseits ein ausgeprägter meridionaler Gradient in den Erwärmungsraten (durch Ozon) und andererseits ist der "wave drag" durch die planetaren Wellen von erheblichem Betrag; der durch die internen Wellen noch von geringerer Bedeutung. Für die Tropen der Troposphäre ist bekannt, dass die thermisch direkt getriebene Hadley-Zirkulation modifiziert wird durch den meridionalen Transport von Vorticity der synoptischen und planetaren Wellen und so liegt es nahe zu fragen, ob nicht ein dynamisch vergleichbares Bild Anwendung in der Stratopause finden kann. In der Tat wird kürzlich auf der Grundlage von mechanistischen 2D-Modellen diese Frage untersucht (*Semeniuk, Shepherd*, J. Atmos. Sci., 58, 2001), wobei in der Stratosphäre das Problem im Vergleich zur Troposphäre dadurch komplizierter wird, dass während der Solstitien ein Gradient in der Strahlungsgleichgewichtstemperatur zwischen der sommerlichen und winterlichen Atmosphäre und damit über dem Äquator auftritt.

Aufgabe des Beitrags ist es, auf der Grundlage von einfachen 3D-Zirkulationsexperimenten unter Januarbedingungen die Bedeutung einer thermisch direkt getriebenen, und damit nicht linear bestimmten, meridionalen Zirkulation bzw. den Beitrag der durch Wellen getriebenen Zirkulation in der Stratosphäre aufzuzeigen. In 3D-Modellen bestimmt sich der "Wellenwiderstand" selbst aus dem zonal gemittelten Wind und der Temperatur, wodurch eine Konsistenz in den Feldern gegeben ist. Erschwert wird damit aber nicht unerheblich ein Verständnis der Prozesse im Vergleich zu den mechanistischen 2D-Modellen.

Grundlage der Untersuchungen ist das KMCM-Zirkulationsmodell (*Becker, Schmitz, J. At*mos. Sci., 60, 2003) in 2D- und 3D-Version. Die Zirkulationsexperimente werden ohne Anregung der planetaren Wellen (Aquaplanet) bzw. mit orographischer und thermischer Anregung der Wellen (volles Modell) durchgeführt. Dazu werden Experimente mit variabler Strahlungsgleichgewichtstemperatur durchgeführt, um den Einfluss des thermischen Antriebs in seiner relativen Bedeutung zum Wellenwiderstand beurteilen zu können.



Abb. 42.1: Die advektiven Terme des absoluten Drehimpulses dM/dt/a und der Wellenwiderstand in $m s^{-1} d^{-1}$ und die Erwärmungsraten Kd^{-1} für das Aquaplanet-Experiment.

Betrachtet man den Gesamtdrehimpuls für die Aquaplaneten, zusammen mit den Erwärmungsraten, Abbildung 42.1, dann ergibt sich ein sehr unterschiedliches Verhalten in der unteren Stratosphäre bzw. in der Stratopausenhöhe. In der unteren Stratosphäre wird die Drehimpulsbilanz durch den linearen Corriolisterm und den "wave drag" durch synoptische Wellen bestimmt. Der Reibungsterm hat keine Bedeutung. Für die Extratropen ist dieses Ergebnis nicht überraschend, wohl aber für die Tropen, d.h. das "upwelling" in den Tropen der unteren Stratosphäre ergibt sich als Folge des im Modell aufgelösten "wave drag". Eine ähnliche Abhängigkeit ergibt sich für das volle Modell und zeigt, dass der Reibungsterm nicht bestimmend für die vertikale Geschwindigkeit in den Tropen ist. Andererseits gibt es aber auch in der untersten Stratosphäre keine thermisch direkt getriebene meridionale Zirkulation. Da die Wellenflüsse sich sehr sensibel entwickeln wird offenbar nur in konsistenter Modell-Näherung ihr Einfluss erkennbar.

Im Gebiet der Stratopause ist die Drehimpulsbilanz durch die nichtlinearen advektiven Terme bestimmend, unabhängig vom Zirkulationsexperiment, solange die Strahlungsgleichgewichtstemperatur realistisch im Modell erfasst ist. In diesem Gebiet ist es eine Schwierigkeit die Trägheitsinstabilität angepasst zu erfassen. In unseren Experimenten haben wir keine Anpassung explizit berücksichtigt, sondern die Experimente mit erhöhten Reibungsparametern durchgeführt.

In Abbildung 42.2 zeigt das volle Modellexperiment Ostwind in der nördlichen Hemisphäre des Äquators bei etwa 1 hPa, also gerade bei der Höhe mit dem stärkstem Gradienten in der Strahlungsgleichgewichtstemperatur. Weiter zeigt Abbildung 42.2 die Massenzirkulation zusammen mit den Linien gleichen absoluten Drehimpulses. Man erkennt ein Gebiet eines schwachen Breitengradienten des Drehimpulses zwischen 0,3 hPa - 5 hPa über dem Äquator zusammen mit einer ausgeprägten meridionalen Windkomponente.



Abb. 42.2: Der zonale Wind in $m s^{-1}$ und die residuelle Zirkulation (grüne Linien) in $10^9 kg s^{-1}$ und der absolute Drehimpuls M/a in $m s^{-1}$ für das volle Modell, Januar.

Dieses Verhalten, zusammen mit der Drehimpulsbilanz, ergibt, dass die vertikale und meridionale Windkomponente in der Stratopausenhöhe sowohl durch eine Art Hadley-Zirkulation, also thermisch getrieben, als auch durch eine wellengetriebene Komponente bestimmt ist. Das Windprofil zeigt allerdings keine parabolische Struktur und auch das equal-area Bild einer idealen Zirkulation ist schwer anwendbar. Darüber hinaus hängt das Windsystem in der Stratopause am Äquator sehr empfindlich von den Reibungsparametern ab.

Zusammenfassend finden wir auf der Grundlage von 3D-Zirkulationsexperimenten, dass in der unteren Stratosphäre der Tropen und Extratropen der vertikale Wind durch den "wave drag" bestimmt ist und in der oberen Stratosphäre der vertikale Wind durch eine thermisch direkt getriebene Zirkulation, die durch eine vom "wave drag" bestimmte Komponente überlagert wird. Eine Trennung dieser Komponenten ist schwer aufzeigbar in den verschiedenen Experimenten, sicher auch dadurch bedingt, dass die Reibung nicht beliebig schwach gewählt werden kann. Der Einfluss der direkt getriebenen Zirkulation im Stratopausenbereich und damit der nichtlineare Charakter der Zirkulation zeigt sich bis ~ 30 km Höhe. Die Homogenisierung des Drehimpulses in der Stratopause ist in den Experimenten schwach ausgebildet.

43 Die Beschreibung der Mischungsbarrieren in der Stratosphäre und unteren Mesosphäre durch die effektive Diffusion

$(S. Kostrykin^6, G. Schmitz)$

Der Transport von Spurengasen in der Stratosphäre und Mesosphäre wird stark beeinflusst durch den zonal gemittelten Wind, der die bekannten Transportbarrieren in den Subtropen und polaren Breiten bestimmt. Um den Einfluss des Transportes auf die Spurengase in der mittleren Atmosphäre im Einzelnen zu verstehen, ist es erforderlich die zeitliche und räumliche Veränderlichkeit dieser Austauschbarrieren zu quantifizieren. Betrachtet man die Mischung auf Isentropen, dann ist das Verfahren der effektiven Diffusion, wie es von Allen und Nakamura (J. Geophys. Res., 106, 2001, AN) auf der Basis der assimilierten UKMO-Windfelder genutzt wurde sehr gut geeignet. Diese Methode erlaubt eine Reduzierung der Transportgleichung auf eine Diffusionsgleichung.

Im Folgenden wird die Mischung eines passiven Tracers bis in die untere Mesosphäre durch Angabe der effektiven Diffusion charakterisiert. Die Untersuchungen basieren auf den Windfeldern des GCM's (*Volodin, Schmitz, Tellus, 53A, 2001*). Es wird ein neu entwickeltes Semi-Lagrange Integrationsschema der Advektions-Diffusions-Gleichung genutzt, das eine wesentlich geringere numerische Diffusion ergibt. Das Bild der "chaotischen Advektion" wird von der unteren Stratosphäre bis zur unteren Mesosphäre angewandt. Im Vergleich mit UKMO-Daten geben die Ergebnisse Aussagen darüber wo die größten Unterschiede in der Mischung auftreten, die aber von Modell zu Modell sehr unterschiedlich sein können.

Das Verfahren zur Berechnung der effektiven Diffusion nutzt die nichtdivergenzbehafteten Anteile des Geschwindigkeitsfeldes. In der Troposphäre und unteren Stratosphäre ergibt dieser den wesentlichen Anteil. In größeren Höhen nimmt der Anteil der divergenzbehafteten Windkomponente stark zu und beide Anteile sind bei etwa 75 km vergleichbar. Dies bedeutet, dass durch ein derartiges Geschwindigkeitsfeld nicht allein das horizontale Mischen bestimmend ist. Damit ist das Bild der chaotischen Advektion oberhalb von ~ 70 km Höhe nicht mehr anwendbar.



Abb. 43.1: Das momentane Mischungsverhältnis eines Tracers (die Anfangsverteilung eine lineare Funktion der Breite) in unterschiedlichen Isentropen nach Integration über einen Monat Januar. Die schwarzen Konturen sind die Stromfunktion in m^2s^{-1} .

In Abb. 43.1 sind die Tracerverteilungen in der Nordhemisphäre nach 1 Monat Integration unter Januarbedingungen auf verschiedenen Isentropen angegeben (800 K ~ 30 km, 4000 K ~ 72 km, 5000 K ~ 80 km Höhe). Die Windfelder des Zirkulationsmodells sind in einer Auflösung von $5x4^{\circ}$ gegeben und die Advektionsgleichung wurde für $0,25x0,2^{\circ}$ gerechnet. In 860 K tritt im Zentrum des Polarwirbels kaum eine Vermischung auf, erkennbar

an den konzentrischen Kreisen, die durch die Anfangsverteilung gegeben sind. Das Gebiet der bekannten Surf-Zone mit den "brechenden" Wellen ist ersichtlich. Die Linien konstanter Mischungsverhältnisse fallen im Polarwirbel mit der Stromfunktion zusammen. In 4000 K ist auch in den polaren Breiten eine Durchmischung ersichtlich, die Strukturen der Brechung mit geringeren Skalen zeigen und zu 5000 K sich weiter verringern. In noch größeren Höhen bei 9000 K treten Rossby Wellen auf, wobei aber in diesen Höhen die Mischung auf den Isentropen nur begrenzt gültig ist.

 $^{^{6}}$ Institut für Numerische Mathematik der Russischen Akademie der Wissenschaften

In Abb. 43.2 ist die jahreszeitliche Abhängigkeit der effektiven Diffusion auf den angegebenen Isentropen gezeigt. In der unteren Stratosphäre (450 K) ist im Sommer der Nordhemisphäre die Mischung in den Extratropen am stärksten ausgeprägt. Es ist in guter Übereinstimmung mit den Ergebnissen von AN und zurückzuführen auf die Ausbreitung der niederfrequenten langen Wellen im schwachen Westwind. Die Mischung im Sommer der Südhemisphäre ist vergleichsweise gering und resultiert aus dem betragsmäßig größeren zonalen Wind. Die Lage, Effektivität der Mischungsbarrieren in den Tropen und im Polarwirbel sind ersichtlich.

In 800 K erkennt man einen sehr schwachen Diffusionskoeffizienten von 30° S im Januar zu etwa 60° N im Juli, im Gebiet des Ostwindes. Die ausgedehnte Surf-Zone im Winter der Nordhemisphäre durch die brechenden Rossby Wellen ist erkennbar, aber im Winter der Südhemisphäre geringer ausgebildet. Zurückzuführen sind die Unterschiede auf die in der Anregung stehender planetarer Wellen in beiden Hemisphären und auf die daraus resultierende Änderung der Brechung der Wellen an der Nullwindlinie.

Während bis etwa 1900 K noch assimilierte Windfelder (UKMO) zur Verfügung stehen, ist eine Berechnung der effektiven Diffusionskoeffizienten oberhalb dieser Höhe nur mit GCM-Daten möglich. Auf dieser Basis wurden die Untersuchungen ausgedehnt auf die untere Mesosphäre (4000 K).



Abb. 43.2: Der Logarithmus von K_{eff}/K_{num} für unterschiedliche Isentropenflächen in Abhängigkeit von der Jahreszeit a) und für den Januar von 400 K bis 4000 K b). Die Isolinien in 10 m s⁻¹ geben den mittleren zonalen Wind an.

Tropen in allen Jahreszeiten, im Unterschied zu den Höhen in der Stratosphäre, mit maximalen Diffusionskoeffizienten im März/April bzw. September/Oktober. In diesen Jahreszeiten erkennt man in allen geographischen Breiten erhebliche Werte in der Durchmischung. Der effektive Diffusionskoeffizient ergibt eine etwa halbjährliche Oszillation, die bis 30° Breite sehr ausgeprägt ist. Diese Oszillation ist unmittelbar gekoppelt an die Nullwindlinie. Rechnungen mit Modelldaten, aus denen die niederfrequenten Wellen gefiltert wurden ergeben dagegen keine nennenswerte Beiträge im Diffusionskoeffizienten. Damit stehen die erhöhten Werte bei 30° Breite und in den Übergangsjahreszeiten in unmittelbarem Zusammenhang mit der Brechung der Wellen in den Schwachwind-

Zunächst zeigen sich in dieser Höhe

Gebiete starker Durchmischung in den

gebieten. Vergleicht man den zonal gemittelten Wind der Monate April und Oktober mit dem der CIRA86, da keine globalen Windfelder verfügbar sind, dann ist die Übereinstimmung vergleichsweise gut in dieser Höhe, so dass die Oszillation kein Modelleffekt ist. In den Tropen ist das Übergreifen des sommerlichen Ostwindes in der unteren Mesosphäre im Modell aber zu schwach ausgeprägt, was vermutlich die ausgedehnten Gebiete hoher Mischung in den Tropen ergibt. Die Höhenabhängigkeit des effektiven Diffusionskoeffizienten für die winterliche Nordhemisphäre zeigt sehr schön die Abhängigkeit vom zonalen Wind. Interessant und nicht ganz verständlich sind die relativ hohen Werte in K_{eff} im Ostwindgebiet und oberhalb 3000 K.

Zusammenfassend zeigen die Ergebnisse zum effektiven Diffusionskoeffizienten in der unteren Mesosphäre, dass dieser sich erheblich von dem in der Stratosphäre in der jahreszeitlichen und geographischen Abhängigkeit unterscheidet. Insgesamt wird die räumliche und zeitliche Struktur der Mischungsgebiete durch den mittleren zonalen Wind auch in diesem Höhenbereich bestimmt.

44 Der Einfluss stationärer Wellen auf die Annularen Moden der Troposphäre und Stratosphäre

(H. Körnich, G. Schmitz, E. Becker)

Die großskalige Variabilität der extratropischen Troposphäre und Stratosphäre wird auf den Zeitskalen von Wochen bis zu Jahren von den so genannten *Annulare Moden* dominiert, die ein ringförmiges Muster um den Pol beschreiben. Der Unterschied zwischen dem nord- und südhemisphärischen Annularen Mode wird im Allgemeinen auf die unterschiedliche Anregung stationärer Wellen in den beiden Hemisphären zurückgeführt.

Hier wird über den Einfluss der einzelnen Anregungen planetarer Wellen aus Orographie und Land-Meer-Verteilung auf die Annularen Moden berichtet (*Körnich et al., Geophys. Res. Lett., 30, 2003*). Dazu wird das mechanistisches Modell KMCM der atmosphärischen Zirkulation genutzt. Ausgehend von einem Experiment ohne Anregung stationärer Wellen wird entweder nur die Orographie (Experiment WO) oder die Land-Meer-Verteilung (Experiment QCM) berücksichtigt. Schließlich werden beide Anregungen im Experiment FULL kombiniert. Für jedes Zirkulationsexperiment wird eine Datenreihe von 10 Jahren zu konstanten Winterbedingungen erstellt.

In der Troposphäre ergibt jedes Zirkulationsexperiment einen intern induzierten Annularen Mode. Die entsprechenden Muster wurden über die empirischen orthogonalen Funktionen des Geopotentials auf 300 hPa bestimmt und sind für die Experimente mit Anregung stationärer Wellen in der Abbildung 44.1 dargestellt. Die Muster weisen dabei deutliche Unterschiede in ihrer Stärke auf. Der Annulare Mode mit der schwächsten zonal symmetrischen Komponente tritt bei alleiniger Anregung durch Orographie auf (Abb. 44.1b). Dagegen zeigt das Muster bei Kombination von Orographie und Land-Meer-Verteilung den stärksten zonal symmetrischen Anteil mit deutlichen Aktionszentren über den Ozeanen (Abb. 44.1c). Für diese Anregung stationärer Wellen stimmt der Annulare Mode näherungsweise mit dem beobachteten Muster der winterlichen Nordhemisphäre überein.

Die stratosphärischen Variabilitätsmuster der Experimente wurden anhand der führenden empirischen orthogonalen Funktionen des Geopotentials auf 10 hPa und des zonal gemittelten Zonalwinds untersucht. Hierbei tritt allein für die Kombination von Orographie und Land-Meer-Verteilung ein stratosphärischer Annularer Mode mit einer starken Schwankung des Polarwirbels auf. Außerdem finden nur bei dieser Anregung stationärer Wellen stratosphärische Erwärmungen und ein Herabschreiten einer polaren Temperaturschwankung statt. Dieses Experiment ist vergleichbar mit der beobachteten, winterlichen Nordhemisphäre.



Abb. 44.1: Empirische orthogonale Funktionen des tiefpassgefilterten Geopotentials auf 300hPa für die Experimente QCM (a), WO (b) und FULL (c). Die Muster sind mit der Standardabweichung der zugehörigen Hauptkomponente gewichtet. Die beschriebene Varianz jeder Funktion steht im jeweiligen Titel. Alle Abbildungen zeigen die jeweilig erste Funktion außer in (b), wo die vierte dargestellt ist. Das Konturintervall beträgt 20 m. Positive Werte sind rot schattiert, negative blau.

Um die Unterschiede zwischen den Annularen Moden der Experimente zu interpretieren wurde untersucht, wie die zu den Moden gehörige Schwankung des zonal gemittelten Zonalwinds angetrieben wird. Dazu wird der meridionale Wellenvorticityfluss in lineare und nichtlineare Beiträge bezüglich der Abweichung von der klimatologischen Welle zerlegt. Es konnte gezeigt werden, dass in allen Experimenten die nichtlinearen Anteile des meridionalen Wellenvorticityflusses einen wichtigen Beitrag zur Windschwankung liefern (weiß in Abb. 44.2). Hierbei ist der Wellenfluss aus den synoptischen Wellen bestimmend. Der entscheidende Unterschied zwischen den Experimenten besteht in dem linearen Beitrag der stationären Wellen (schwarz in Abb. 44.2). Erst bei der Kombi-



Abb. 44.2: Kompositdifferenz zwischen Phasen mit positiver und negativer Hauptkomponente des Annularen Modes für den meridionalen Wellenvorticityfluss in den Experimenten FULL (durchgezogen), WO (gestrichelt) und QCM (gepunktet). Der Fluss ist aufgeteilt in den linearen (schwarz) und nichtlinearen (weiß) Beitrag.

nation von der Orographie und der Land-Meer-Verteilung trägt dieser Anteil zu dem Wellenvorticityfluss bei und spielt eine wichtige Rolle in der zonal gemittelten Impulsbilanz des Annularen Modes. Außerdem wird für diese Anregung stationärer Wellen die quasi-stationäre Welle in den Phasen des Annularen Modes durch die lineare Ausbreitung der stationären Wellen im geänderten zonal gemittelten Zonalwind beschrieben. Hiermit ergibt sich eine positive Rückkopplung der stationären Wellen auf den Annularen Mode, die allein bei der Kombination von Orographie und Land-Meer-Verteilung stattfindet.

Mit der Rückkopplung der stationären Wellen auf den Annularen Mode wird der Eliassen-Palm-Fluss von der Troposphäre in die Stratosphäre moduliert (Abb. 44.3). Hieraus folgt eine Kopplung zwischen der troposphärischen und stratosphärischen Variabilität. Allein bei der Kombination von Orographie und Land-Meer-Verteilung weist der Eliassen-Palm-Fluss in der negativen Phase des Annularen Modes eine verstärkte pol- und aufwärts gerichtete Komponente auf, mit der die starke Schwankung des Polarwirbels in diesem Experiment zusammenhängt.



Abb. 44.3: Kompositdifferenz zwischen Phasen mit positiver und negativer Hauptkomponente des Annularen Modes für den Eliassen-Palm-Fluss der stationären Wellen und seine Divergenz im Experiment WO (a) und FULL (b). Das Konturintervall beträgt $0.5 \cdot 10^{15}$ m³. Positive Werte sind hell schattiert, negative dunkel.

45 Zur Kohärenz von interannualen und dekadischen Variationen im Ozon und in der stratosphärischen Temperatur

(A. Gabriel, G. Schmitz, H. Voß)

Langjährige Beobachtungen haben gezeigt, dass interannuale und dekadische Variationen im Ozon und in der stratosphärischen Temperatur stark korreliert sind. Ein Verständnis der verschiedenen, einerseits dynamisch-bedingten und andererseits strahlungsbedingten Ursachen dieses kohärenten Variationsverhaltens ist jedoch noch nicht hinreichend gegeben. Mit Hilfe eines dynamisch-chemisch gekoppelten, zweidimensionalen (2D) Zirkulationsmodells für die zonal gemittelte Atmosphäre konnten wir bereits nachweisen, dass ein großer Anteil der interannualen und dekadischen Ozonvariabilität auf die großskaligen Wellenflüsse durch planetare und synoptische Wellen zurückzuführen sind. Im folgenden wird gezeigt, welche Rolle die Wellenflüsse für das kohärente Verhalten der Variationen im Ozon und in der stratosphärischen Temperatur spielen. Das Modell besteht aus der Kopplung einer 2D-Version des 3D GCM ECHAM mit dem 2D- Photochemie-Modul des SOCRATES Modells, das uns G. Brasseur (persönliche Mitteilung, 1997) zur Verfügung stellte. Die großskaligen Wellenflüsse werden aus ECMWF Re-Analysen (ERA-15) berechnet, und mit Hilfe eines Diffusionsansatzes für die quasigeostrophische potentielle Vorticity, die potentielle Temperatur und die Spurengase vorgegeben. Eine ausführliche Darstellung dieses Konzeptes findet sich in Gabriel & Schmitz (J. Climate, 16, 2003). Als Beispiel zeigt Abbildung 45.1 die durch die Wellenflüsse induzierten interannualen Temperatur-Variationen in der unteren Stratosphäre (150-50 hPa), also in demjenigen Höhengebiet, in dem sich der größte Teil der Ozonmasse befindet. Auffällig sind die relativ regelmäßigen Variationen sowohl in den beobachteten als auch in den modellierten Temperaturen (Periode: ca. 40 Monate), sowie das starke Anwachsen der Amplituden von ca. 0,5 K bei 58,1° N auf ca. 1 K bei 74,9° N. Stärkere Abweichungen zwischen beobachteten und modellierten Temperaturen finden sich insbesondere in den Jahren 1982-84 und 1991-93, in denen sich die Eruptionen des El Chichon (1982) und Mount Pinatubo (1991) niederschlagen. Ein Kontroll- Lauf zeigte, dass Temperaturvariationen aufgrund der internen Modellvariabilität vergleichsweise sehr klein sind $(\text{maximal} \pm 0.06 - 0.08 \text{ K}).$



Abb. 45.1: Abweichung der stratosphärischen Temperatur von einem mittleren Jahresgang (150-50 hPa, laufendes Mittel über 12 Monate); blau: ERA, rot: 2D Modell.

Das kohärente Variationsverhalten von Ozon und stratosphärischer Temperatur wird in Abbildung 45.2 durch die normierten Variationen $N(O_3)$ und N(T) (normiert mit der jeweiligen mittleren quadratischen Abweichung) bei 58,1° N demonstriert. Die strenge Kohärenz der modellierten Variationen stimmt mit den beobachteten Variationen gut überein. Größere Abweichungen in der Übereinstimmung von Ozon und Temperatur gibt es in den Beobachtungen in den Jahren nach den Eruptionen des El Chichon und des Mount Pinatubo, aufgrund der damit verbundenen Störungen in der Strahlung und in der Ozonchemie, die in den modellierten Daten nicht enthalten sind. Weiter ergibt sich ein Verhältnis der absoluten Amplituden von $\Delta O3/\Delta T \approx 8-10$ DU K⁻¹ für nördliche mittlere Breiten, und $\Delta O3/\Delta T \approx 6-8$ DU K⁻¹ für südliche mittlere Breiten, in Übereinstimmung mit Abschätzungen dynamisch induzierter Variationen von Ozon und Temperatur, die aus Beobachtungen hergeleitet wurden (*Randel & Cobb, J. Geophys. Res., 99, 1994*). Die Unterschiede zwischen Nord- und Südhemisphäre sind dabei auf die unterschiedlich ausgeprägte Wellenaktivität zurückzuführen.



Abb. 45.2: Normalisierte Variationen in der stratosphärischen Temperatur (150-50 hPa) und im Gesamtozon (laufendes Mittel über 12 Monate); blau/hellblau: $O_3(TOMS)/T(ERA)$, rot/orange: O_3/T (Modell); TOMS-Daten nach *McPeters and Beach*, *TOMS Version 7*, *NASA*, 1996.

Die modellierten dekadischen Veränderungen im Gesamtozon und in der stratosphärischen Temperatur sind in Abbildung 45.3 dargestellt. Die Änderungen im Gesamtozon beschreiben etwa 50% der beobachteten Trends, wobei die Lage des winterlichen Maximums in mittleren Breiten sehr gut nachvollzogen wurde. In hohen Breiten ist die räumlich-zeitliche Struktur der modellierten Temperaturänderung ähnlich dem beobachteten Trend, wobei die wellen-induzierten Änderungen von -0,5 K bis -1,5 K pro Dekade ebenfalls geringer ausgeprägt sind als beobachtete Änderungen von -1 K bis -2 K pro Dekade. In den Differenzen zwischen beobachteten und modellierten Änderungen spiegeln sich diejenigen Änderungen, die nicht auf die Wellenprozesse zurückgeführt werden können (z.B. Ozonzerstörung durch Anstieg der FCKW, strahlungsbedingte Änderungen in der Temperatur durch Anstieg von CO₂). Durch Vergleichsexperimente stellte sich heraus, dass der wellen-induzierte Temperaturtrend in polaren Breiten um ca. 0,5 K pro Dekade schwächer ausfällt, wenn die interaktive Kopplung der Ozonfelder über den Strahlungstransfer unberücksichtigt bleibt. Kohärente Veränderungen zeigen sich ebenfalls in einigen für die Ozonchemie relevanten Spurenstoffen, z.B.



Abb. 45.3: Dekadische Änderung im Gesamtozon (links) und in der stratosphärischen Temperatur (150-50 hPa) nur aufgrund der Änderung in den Wellenflüssen (schattierte Areale zeigen die Gebiete, in denen die Änderungen nicht signifikant sind.)

46 Dekadische längenabhängige Ozonänderungen der Nordhemisphäre für den mittleren Januar 1960-2000

(D. Peters, G. Entzian, G. Schmitz)

Die Bewertung der Wirkung der Ozonchemie an einem beliebigen Ort in der Atmosphäre infolge natürlich und anthropogen erzeugter Luftbeimengungen erfordert das Wissen über dynamisch induzierte Ozonvariationen an diesem Ort.

Viele Beobachtungs- und Modellstudien zum Ozon beschäftigen sich mit den Prozessen, die die zonal gemittelte Ozonvariabilität bestimmen. Die Struktur der längenabhängigen dekadischen Ozonänderungen zu untersuchen, ist darüber hinaus von großem wissenschaftlichen Interesse. Zum Beispiel war die Gesamtozonabnahme über Zentraleuropa in der 1980er Dekade zweimal größer als die der zonal gemittelten Änderung (Peters & Entzian, J. Climate, 12, 1999). Das bedeutet, dass der längenabhängige Anteil der Ozonänderung von der gleichen Größenordnung war wie die Ozonänderung des zonal gemittelten Anteils. Es wurde darüber hinaus gezeigt, dass die dekadische Wellenstruktur in der geopotentiellen Höhe die längenabhängigen dekadischen Ozonänderungen verursacht. Der meridionale Ozontransport durch sich ändernde planetare Wellen dominiert in der Höhenregion von der oberen Troposphäre bis zum Ozonschichtmaximum in etwa ~ 20 km Höhe in den nordhemisphärischen Wintern der 80er Jahre. Die längenabhängigen Ozonänderungen haben viele Implikationen, zum Beispiel sind sie wichtig für das Auftreten von tiefen Ozonminilöchern oder für die Dynamik von Rückkopplungsprozessen (siehe Kap. 47). In dieser Studie erweitern wir unsere Untersuchung der 1980er Dekade auf die Periode von 1959 bis 2001. Die Ergebnisse stellen eine erste Approximation der dekadischen Anderungen für die längenabhängige Ozonverteilung der 4 Dekaden dar, die bisher unbekannt waren. Erst durch die NCEP Re-Analysen, die diese Periode umfassen, und mit der Hilfe eines linearen Transportmodells für großräumige Wellen war es möglich, die dekadischen Änderungen für alle 4 Dekaden zu berechnen.



Abb. 46.1: Geopotentielle Höhenstörung über Zentraleuropa (50° N, 10° O) in der 300 hPa Schicht. Lineare Regression mit der Zeit (2,5 m a⁻¹) (Trend, gerade Linie) und 11 Jahre gleitendes Mittel (dekadische Änderung, gestrichelte Linie).

Die zonal gemittelte Ozonverteilung wurde nach NASA Messungen mit Satelliten für Januar 1979 fest vorgegeben (McPeters et al., J. Geophys. *Res.*, 89, 1984), um nur die von Wellen induzierten Transporte zu bestimmen. Wir berechneten eine 3-dimensionale Ozonverteilung der Ozonänderungen bis etwa 30 km Höhe, aber diskutieren im Folgenden nur Gesamtozonänderungen. Die monatlich gemittelten Januarwerte der geopotentiellen Höhenstörung (Abweichung vom zonalen Mittel) über Zentraleuropa $(50^{\circ} \text{ N}, 10^{\circ} \text{ O})$ in der 300 hPa Schicht sind in der Abb. 46.1 für die Periode 1959-2001 dargestellt, als ein guter Indikator für die großräumige Wellendynamik in der oberen Troposphäre und in der unteren Stratosphäre über Europa. Sie zeigen eine hohe Variabilität um 150 m. Trotzdem kann eine dekadische Änderung, definiert durch ein 11-jähriges gleitendes Mittel, identifiziert werden. Sie zeigt, dass eine Ozonzunahme in den 1960er und 1980er sowie eine Abnahme in den 1970er und 1990er aufgetreten sind. Wenn wir auch nach dem Trend fragen, erhalten wir für die lineare Regression mit der Zeit etwa 2,5 m Jahr⁻¹, der statistisch signifikant ist (>95%). Die Zunahme von etwa 100 m in 4 De-kaden ist von der gleichen Größenordnung wie die der dekadischen Änderung der 80er. Eine hemisphärische Studie des Trends der geopotentiellen Höhen in 300 hPa der Jahre 1959-2001 ergibt ein ausgedehntes Gebiet der Zunahme über Europa und eines der Abnahme über dem Nordatlantik, die auch statistisch signifikant sind (>95%).



Abb. 46.2: Modellergebnisse für dekadische Änderungen des Gesamtozons (DU) für die 1960er (a), 1970er (b), 1980er (c) und 1990er (d) berechnet mit Differenzen von 5 Jahresmittelwerten (Ende minus Anfang) der geopotentiellen Höhe für Januar (blau - Abnahme, rot - Zunahme).

Änderungen Diese der großräumigen Wellenstruktur können durch natürliche Variabilität Zirkulation der oder anthropogen verursacht sein. Wir haben die dekadische Gesamtozonänderung als Funktion der dekadischen Differenzen von 5 Jahresmittelwerten (Ende minus Anfang) der geopotentiellen berechnet. Die Höhen Ergebnisse sind in der Abb. 46.2 dargestellt. In den 1960er und 1980er finden wir eine Abnahme des Gesamtozons von etwa 15 DU über Zentralund Nordeuropa aber in den 1970er und 1990er eine Zunahme von etwa 10 DU; umgekehrt verhält es sich über dem Nordatlantik. In den 1970er besteht eine starke Gesamtozonabnahme über dem Nordatlantik und eine starke Zunahme den 1980er. in Uber Sibirien finden wir eine

starke Abnahme in den 1980er und eine Zunahme in den 1990er. Eine starke Zunahme wurde über dem westlichen Nordamerika in den 1960er und über dem pazifischen Ozean in 1970er gefunden.

Die dekadischen Änderungen der 1980er und 1990er wurden mit Beobachtungen der TOMS-Satelliten Nimbus 7 und Earth Probe verglichen. Wir fanden eine gute Übereinstimmung dieser Messungen mit den Modellrechnungen für dekadische Gesamtozonänderungen auf der Nordhemisphäre für Januar.

Wir danken William Randel für die Bereitstellung der NCEP-NCAR Re-Analysen sowie der NASA für die TOMS Ozondaten.

47 Zum Einfluss dekadischer längenabhängiger Ozonänderungen auf die Zirkulation über der Nordatlantik-Europa Region

(I. Kirchner⁷, D. Peters)

Die längenabhängige Ozonänderung in der oberen Troposphäre und in der unteren Stratosphäre auf der Nordhalbkugel ist hauptsächlich durch die dekadische Änderung des Ozontransports durch planetare Wellen im Winter der 1980er Dekade verursacht (siehe Kap. 46). Die Änderungen sind unterhalb des Ozonschichtmaximums (nahe 70 hPa in mittleren Breiten) am stärksten und sie haben die gleiche Größenordnung wie die zonal gemittelten Änderungen (siehe Abb. 47.1). Die Rückkoppelung der Strahlungsanregung, getriggert durch die Ozonanomalie nahe der Tropopause, auf die Variabilität der Dynamik ist noch nicht verstanden.

In der Tropopausenregion ergeben sich nur relative kleine Änderungen der Strahlungserwärmungsraten, diese können aber die Strahlungsbilanz effektiv beeinflussen und haben das Potenzial, die Troposphäre und Stratosphäre sowie die Subtropen und mittleren Breiten im Winter zu verkoppeln. Der direkte oder indirekte Einfluss dieser Strahlungsanregung über mehrere Tage oder einige Wochen auf die großräumige Zirkulation ist unbekannt. In dieser Studie untersuchen wir den Einfluss der längenabhängigen Ozonänderungen auf die großräumige Dynamik insbesondere über der Nordatlantik-Europaregion, wobei wir uns auf den Januarmonat der 80er Dekade beschränken, in dem die Ozonänderungen am stärksten waren. Die Antwort der Zirkulation wird mittels einer winterlichen Sensitivitätsstudie mit einem allgemeinen Zirkulationsmodell (AZM) bestimmt (*Kirchner & Peters, Ann. Geophysicae, 21, 2003*).



vertical integral

Abb. 47.1: Ozonanomalie, die als Antrieb im Modell verwendet wurde.

Für die Simulation des Winters wurden zwei verschiede-Ozonfelder im Hamburne ger AZM-ECHAM 4 implementiert, das eine horizontale Auflösung von T42 und 19 vertikale Schichten bis 10 hPa aufweist. Beide Felder zeigen eine 3-dimensionale Ozonverteilung, die auf den beobachteten Änderungen der Wellenstruktur in den 80er Jahren für den Monat Januar beruht. Das erste Feld stellt die über 15 Jahre gemittelte Referenzklimatologie dar und das zweite beinhaltet zusätzlich das geänderte Ozonfeld (Anomalie) der 1980er Jahre im Vergleich zum Referenzfeld für die mittleren und polaren Breiten der Nordhemisphäre.

Für beide Ozonfelder wurden fünf statistisch unabhängige Experimente gerechnet mit jeweils gleicher Meeresoberflächentemperatur der fünf Win-

ter von 1988 bis 1992. Die AZM Experimente wurden paarweise mit identischen Anfangsbedingungen bei Verwendung des ECHAM4 für beide Ozonfelder ausgeführt.

 $^{^7\}mathrm{FU}$ Berlin, Institut für Meteorologie, Berlin



Abb. 47.2: Mittlere Heizung $[10^{-3} \text{K Tag}^{-1}]$ infolge der Ozonanomalie über dem Nordatlantik, (40° - 10° W), (a) und Zentraleuropa, (0° - 30° O), (b).

Die Abb. 47.2 zeigt die Höhen-Breitenverteilung der direkten totalen Heizung bedingt durch die Ozonanomalie gemittelt über die angegebenen Längenbereiche für den Monat Januar wie sie im Modell bestimmt wurde. Mehr Ozon über Europa verursacht oberhalb 100 hPa Abkühlung und unterhalb Erwärmung. Über dem Nordatlantik bringt weniger Ozon eine Erwärmung oberhalb von 100 hPa und unterhalb Abkühlung. Bei längerer Integration ist diese direkte Ozonanomalieantwort von dynamischen Rückkoppelungen überlagert. Es gibt eine positive Korrelation zwischen der Ozonanomalie und den mittleren Differenzen des geopotentiellen Höhenfeldes im Bereich der Tropopause, jedoch hauptsächlich über dem Nordatlantik.



Abb. 47.3: Änderung der Aktivität der Sturmzugbahnen (definiert als Standardabweichung der bandpass (2-6 Tage) gefilterten Geopotentialstörungen [gpm]) über dem Nordatlantik infolge der Ozonanomalie auf der 500 hPa Fläche.

Eine beachtliche nordöstliche Verschiebung der Aktivität der Sturmzugbahnen ist in Abb. 47.3 zu beobachten. Die Veränderungen im Geopotential, Temperatur und Windfeld sind lokal statistisch signifikant (>95%). Für das zonale Windfeld werden die signifikanten Änderungen bedingt durch die Ozonanomalie in Abb. 47.4 gezeigt.

Die momentane Strahlungsanregung infolge der Ozonanomalie kann nicht allein die starke Antwort der Zirkulation erklären. Das zusätzliche Ozon über dem Nordatlantik verursacht eine primäre Abnahme der Stabilitätsrate nahe der Tropopause (Abb. 47.2a), d.h. die Konvektion kann höhere Schichten erreichen. Stärkere Transporte von feuchter Luft bringen mehr Wasserdampf in die Tropopausenregion und verursachen eine zusätzliche solare Erwärmung dort. Ohne Dynamik würde diese Erwärmung durch entgegenwirkende Emission von langwelliger Abstrahlung bilanziert werden.



Abb. 47.4: Änderung des zonalen Windes $[m s^{-1}]$ über dem Nordatlantik infolge der Ozonanomalie für die 200 hPa Fläche.

Aber der vertikale Wasserdampftransport verstärkt die thermische Heizung bis die Wolken ausreichend solare Strahlung reflektieren. Die Struktur der mittleren Ozonanomalie, typisch für die Periode Ende der 80er, ist mit dem verstärkten positiver NAO-Muster, d.h. mit verstärktem Azorenhoch und abgeschwächtem Islandtief, korreliert. Die mittlere Ozonanomalie induziert in dem Modell ähnliche NAO-Muster, wie sie in der Abb. 47.5 angegeben sind.



Abb. 47.5: Änderung des Oberflächengeopotentials [gpm] der 1000 hPa Schicht über dem Nordatlantik infolge der Ozonanomalie.

Zusammenfassend bestätigt die Sensitivitätsstudie, dass eine relativ kleine Ozonanomalie in der Tropopausenregion einen stärkeren Effekt auf die Stabilität der Strömung ausübt als man dies von der Ozonanomalie eigentlich erwarten würde. Dies bestimmt die Aktivität der Zyklonen über dem Nordatlantik, wie unsere Ergebnisse gezeigt haben, und induziert Änderungen in der planetaren Wellenstruktur. Die Resultate stützen die Hypothese, dass die längenabhängigen Ozonänderungen (Anomalien), beobachtet von 1979 bis 1992, systematische Modifikationen der Zirkulation über der Nordatlantik-Europaregion induzieren. Es zeigt weiter, dass diese Rückkoppelungsprozesse sehr wichtig sind für das Verständnis der Koppelung von Subtropen und mittleren und polaren Breiten sowie des Zusammenhangs zwischen Troposphäre und Stratosphäre.

48 Eine Studie zum Rossby-Wellenbrechen in der oberen Troposphäre der winterlichen Südhemisphäre

$(D. Peters, D. W. Waugh^8)$

Das Wellenbrechungsphänomen von planetaren Wellen kann oft in der winterlichen oberen Troposphäre und unteren Stratosphäre beobachtet werden. Rossby-Wellen, die sich ostwärts in der Umgebung des subtropischen Strahlstroms (Jet) ausbreiten, verstärken sich stromabwärts in der Schwachwindregion. Luftmassen werden relativ schnell bewegt und rollen sich zyklonal oder antizvklonal ein. Nach einer relativ langen Lebenszeit dieser Anomalien werden die Luftmassen mit der umgebenden Luft vermischt. Nahezu die gleichen Strukturen werden in verschiedenen isentropen Schichten nahe der Tropopause beobachtet, was die barotrope Natur dieser Ereignisse zeigt. Der Einfluss des barotropen Deformationsfeldes auf Charakteristika des Rossby-Wellenbrechens wurde von vielen Autoren für den Winter der Nordhalbkugel untersucht (Peters & Waugh, J. Atmos. Sci., 53, 1996). Es ist bekannt, dass die winterlichen großräumigen Strukturen der oberen troposphärischen Zirkulation der Südhalbkugel sich von der der Nordhalbkugel unterscheiden. In dieser Arbeit werden das "Potentielle Vorticity" (PV) - Denken (d.h. wegen der Erhaltung der Ertelschen PV (EPV) auf isentropen Flächen im reibungsfreien und adiabatischen Fall sind die EPV-Konturen mit den Strömungslinien identisch) und barotrope Scherungsargumente benutzt, um die südhemisphärische Luftströmung im Winter zu untersuchen. Wir werden uns auf das Rossby-Wellenbrechen in der oberen Troposphäre mittlerer Breiten konzentrieren. Die auf NCEP Re-Analysen basierenden monatlich gemittelten Winde werden benutzt, um die mittlere Strömungsstruktur auf Druckflächen zu untersuchen, d.h. die zwischenjährliche und intrasaisonale Variabilität der Süd- und Nordhalbkugel für die Periode 1982-1994. Die tägliche Variation der winterlichen Strömung wird für die Jahre 1990 bis 1993 auf der Basis der täglichen EZMW-Analysen studiert. Da wir an der Charakteristik der Rossby-Wellen interessiert sind, konzentrieren wir uns auf die Entwicklung der Größen auf Isentropen-Flächen. Gleitende Mittelwerte des zonalen Windes wurden berechnet, um die Grundzustände, in denen sich die Wellen ausbreiten können, zu bestimmen. Die Entwicklung der Strömung wird mittels EPV, basierend auf den Analysen, zusammen mit Konturadvektions (KA)-Rechnungen untersucht. Diese Rechnungen wurden mit den "analysierten" EPV-Konturen nahe der Tropopause initialisiert und mit "analysierten" Winden bewegt. In allen Fällen gibt es eine gute Übereinstimmung zwischen der "analysierten" EPV und den Konturen der KA-Rechnungen, wobei die KA-Rechnungen die feineren Strukturen zeigen, die von der "analysierten" EPV nicht aufgelöst werden kann.



Abb. 48.1: Schematische Darstellung der 4 idealisierten Zonalwind-Konfigurationen in einem Sektor: a) einfacher subtropischer Jet (SJ), b) "geteilter" Jet (BJ), c) Doppeljet stromauf des subtropischen Jets STJ (DU), d) Doppeljet stromab des subtropischen Jets (DD).

Obwohl die südhemisphärische Strömung mehr zonal symmetrisch ist als die der Nordhemisphäre, gibt es noch längenabhängige Variationen der Strömung in der Südhemisphäre. Beide, der subtropische Jet (STJ) und der polare Jet (PJ), haben lokal hervorgehobene Maxima: der STJ über der australisch - pazifischen Ozeanregion und der PJ über dem indischen Ozean. Es gibt eine große zwischenjährliche und intrasaisonale Variabilität in der Position und Stärke der Jets in der Südhalbkugel und es treten zwei Zentren der maximalen STJ-Variabilität auf; eines über Australien und ein anders über dem pazifischen Ozean. Die höchste Variabilität des PJ

⁸Johns Hopkins University, Baltimore, USA

befindet sich nördlich des Ross-Schelfeises, die in Verbindung mit der Stärke des PJ über dieser Region steht. Die Strömungen in dem australisch-asiatischen Sektor sind typisch für die verschiedenen Strömungskonfigurationen, die auch in anderen Sektoren der Südhemisphäre während des Winters auftreten. Diese vier charakteristischen Strömungen innerhalb eines Sektors sind schematisch in Abb. 48.1 dargestellt; 48.1a): ein einfacher STJ im ganzen Sektor und keinen PJ, bezeichnet als ("SJ") Regime; 48.1b): ein geteilter STJ innerhalb des Sektors, mit einer möglichen Zunahme des PJ nahe der geographischen Länge der Abschwächung, das geteilte Jet ("BJ") Regime; 48.1c): ein PJ stromauf des STJ, Doppeljet stromauf ("DU") ; 48.1d): ein PJ stromab von dem STJ, Doppeljet stromab ("DD") Regime. Ausgehend von EPV- und Scherungsargumenten (siehe oben) erwarten wir wegen der unterschiedlichen Jetstrukturen unterschiedliche Wellenausbreitung- und Brechungseigenschaften. In der SJ-Konfiguration erwarten wir vorherrschend äquatorwärts gerichtetes Wellenbrechen, entweder stromab- oder stromaufwärts vom STJ. In der BJ-Konfiguration erwarten wir polwärts gerichtetes Wellenbrechen, mit relativ starkem antizyklonalen Einrollen. In der DU-Konfiguration erwarten wir generell ein "symmetrisches" Wellenbrechen, weil kompensierende Effekte der Scherungskräfte auftreten. In der DD-Konfiguration erwarten wir polwärts gerichtetes Wellenbrechen mit antizyklonalem Einrollen. Es ist zu beachten, dass die spezielle Entwicklung sowohl von der Amplitude der Rossby-Welle als auch von der Stärke des Jets bzw. der Jets in dem jeweiligen Fall abhängt.



Abb. 48.2: Zonaler Wind, EPV und KA-Rechnungen auf der 330 K Isentropen-Fläche für den 15.-19.7.1992. (a) mittlerer Zonalwind über 5 Tage gemittelt (Konturintervall 10 m s⁻¹), (b) geglättete EPV am 15.7. (Konturintervall -0,5 PVU, beginnt mit -2 PVU), (c) EPV am 17.7. (Konturintervall -1 PVU, beginnt mit -2 PVU), und (d), (e),(f) KA-Rechnungen am 16., 17. und 19.7. (die Rechnung wurde am 15.7 mit der geglätteten -2,5 PVU- Kontur gestartet).

Wir haben die Ausbreitung und Brechung für Perioden untersucht, in die sich der australische Sektor in einer der oben definierten Konfigurationen befand. Zum Beispiel, Abb. 48.2 zeigt eine Periode mit einer BJ-Konfiguration in dem Sektor. Für diese Periode bestimmten wir den 5-Tage gemittelten zonalen Wind, Karten von EPV auf der 330 K Isentropen-Fläche und führten KA-Rechnungen durch. In Abb. 48.2 werden Ergebnisse für die Periode vom 15. bis 20. July 1992 gezeigt. Der STJ ist schwach über dem südlichen Australien mit maximalen Winden von 40 m s⁻¹ (östlich und westlich von Australien) (a). EPV-Karten (b), (c) und KA-Rechnungen (d)-(f) zeigen eine Rossby-Welle, die sich über dem südlichen Australien ostwärts ausbreitet, stark vom (15.-16. Juli) anwächst und dann polwärts bricht (17. Juli). Eine große Luftmasse rollt sich antizyklonal über Neuseeland ein (19. Juli) und vermischt sich dann

wieder. Diese Entwicklung ist in Übereinstimmung mit obigen EPV- und Scherungsargumenten. Fallstudien für Perioden, in denen sich der Sektor in einer anderen Konfiguration befand, zeigten eine ähnliche gute Übereinstimmung mit den EPV- und Scherungsargumenten (*Peters* & Waugh, Month. Weather Rev., 131, 2003).

Wir danken William Randel für die Bereitstellung der NCEP-NCAR Re-Analysen und dem Deutschen Wetterdienst für die EZMW-Analysen.

49 Trägheitsschwerewellen und Rossby-Wellenbrechen über Norddeutschland

(D. Peters, Ch. Zülicke, P. Hoffmann, A. Serafimovich, M. Gerding)

In der oberen Troposphäre und unteren Stratosphäre der mittleren Breiten werden ostwärts ausbreitende Rossbywellen beobachtet, die die Dynamik, den Transport und den Austausch in der Tropopausenregion bestimmen. Diese Rossbywellen entstehen aus der baroklinen Instabilität des Grundstroms und breiten sich in Westwindjets aus. In Schwachwindregionen wächst die Amplitude dieser Wellen stark an. In Abhängigkeit von der Anfangsamplitude sowie lokal horizontalen barotropen Windscherungen können die Rossbywellen äguatorwärts oder polwärts brechen. Man klassifiziert das Rossby-Wellenbrechen (RWB) in 4 Typen, d.h. äquatorwärts LC1 (stromaufwärts) und LC2 (stromabwärts) sowie polwärts P1 (stromaufwärts) und P2 (stromabwärts) (Peters & Wauqh, J. Atmos. Sci., 53, 1996). Während der Ereignisse von RWB können Trägheitsschwerewellen (TSW) erzeugt werden. Sie breiten sich in lokal starken Westwindjets westwärts und vertikal aus. Bei bestimmten Strömungsverhältnissen besteht auch die Möglichkeit, dass sich die TSW bis zur Stratopause und höher ausbreiten können, wenn ein stratosphärischer Polarjet auftritt. Ein Ziel unseres Projektes war die Bestimmung der Struktur der Ereignisse des RWB auf der Basis der EZMW-Re-Analysen (ERA40) über Norddeutschland im Winter, um die Häufigkeit von Ereignissen des RWB und die Lage des Polarwirbelrandes zu bestimmen. Eine Auswertung der RWB-Ereignisse während unserer Winterkampagnen (1999-2003) zeigte, dass sich Norddeutschland für mehr als 40% der gesamten Wintertage unter ihrem Einfluss befand; deswegen traten in der oberen Troposphäre oft lokalisierte und besonders starke Jets über diesem Gebiet auf. Für 15% der Wintertage wurde ein schwaches P2 und für 15% ein starkes P2 Ereignis von RWB beobachtet. P1 (4%) und LC1 (4%) Ereignisse des RWB traten nicht so oft auf und das LC2 (2%) Ereignis war selten. D.h. für mehr als 30% der Wintertage der 4 Jahre war Norddeutschland unter dem Einfluss von polwärts und stromabwärts brechenden Rossbywellen vom Typ P2. Während ausgewählter RWB-Ereignisse wurden am IAP Kühlungsborn 11 umfangreiche Messkampagnen mit etwa 17 Radiosondenaufstiegen (in 3 Stunden Abstand) und kontinuierlichen VHF-Radarmessungen durchgeführt. Unsere Kampagnen umfassen 9 P2 Ereignisse, mit oder ohne Polarwirbel, sowie 2 P1 und 1 LC1 Ereignisse. Kein LC2 Ereignis konnte in die Studie mit einfließen, weil dieses Ereignis sehr selten und wenn dann südlich von Kühlungsborn auftrat.



Abb. 49.1: Mittlerer zonaler Wind (a) und Temperatur (b) über Kühlungsborn im Winter der Periode 1991-2001 (grün), für die Kampagne K1 (17.-19.12.1999) (rot) und K10 (6.3-8.3.2002) (blau). Mittelwerte sind als durchgezogene Linien und Varianzen als gestrichelte dargestellt.

Das klimatologische Mittel (ERA40 Daten alle 6 Stunden) über 10 Jahre (1991-2001) des zonalen Windes und der Temperatur mit ihren Varianzen sind in der Abb. 49.1 für Kühlungsborn dargestellt. Der mittlere zonale Wind (Abb. 49.1a) erreicht 15 m s^{-1} in der Tropopausenregion und steigt kontinuierlich bis etwa 70 m s $^{-1}$ mit der Höhe an. Die stärksten Varianzen treten in der oberen Troposphäre und obere Stratosphäre auf. Die Tropopause liegt zwischen 9 und 11 km Höhe, aber die mittlere stratosphärische Kältepunkttemperatur (-67° C) ist in einer Höhe von 25 km anzutreffen, gefolgt von einer starken Zunahme der Temperatur bis zur Stratopause (Abb. 49.1b). Basierend auf der Dispersiongleichung für TSW kann man feststellen, dass im Mittel im Winter gute Bedingungen für die Ausbreitung subsynoptischer TSW oberhalb der Tropopause über Norddeutschland anzutreffen sind. Der mittlere zonale Wind zeigt während der Kampagne K1 (17.-19.12.1999) einen troposphärischen (~ 40 m s⁻¹) und stratosphärischen Strahlstrom (~ 80 m s⁻¹) mit einem Minimum zwischen ihnen von 20 m s⁻¹ (Abb. 49.1a), so dass sich subsynoptische TSW vertikal ausbreiten können. Für die Kampagne K10 (6.-8.3.2002) existiert ein vergleichbarer troposphärischer Jet aber kein stratosphärischer, so dass die vertikale Ausbreitung gedämpft wird. Im K1 Fall ist die mittlere Stratosphäre besonders kalt (-77° C) und das Minimum liegt mit 30 km Höhe relativ hoch. Ein weiteres Ziel war die Untersuchung der Anregungsmechanismen und der Ausbreitung von TSW in Verbindung mit Ereignissen von RWB.



Abb. 49.2: Schema der Trägheitsschwerewellen-Ausbreitung (Erläuterung siehe Text).

Während der Kampagnen bestimmten wir mit Radiosonden die intrinsische und mit dem VHF-Radar die Frequenz für einen festen Beobachter und berechneten über die Doppler-Verschiebung die horizontale Wellenlänge. Weiterhin wurden die ermittelten Daten mit Standardmethoden analysiert, um die Energiespektren und Phasen zu ermitteln. Eine genauere Untersuchung der Dezember 1999 (schwaches P2 RWB mit Polarwirbel) und der März 2002 (starkes P2 RWB ohne Polarwirbel) Kampagnen zeigte TSW mit 600-1000 km horizontaler (L_x) und 2-4 km vertikaler (Lz) Wellenlänge sowie intrinsischen Perioden (τ) von 12-14 h. Im Fall K1 ergibt sich folgendes Bild (Abb. 49.2): Die Wellen werden am troposphärischen Jet durch geostrophische Anpassung erzeugt und breiten sich auf- und abwärts, aber stromaufwärts aus. Bedingt durch den starken Polarwirbel erreichen sie die Stratopause. Mit einem mesoskaligen Modell, dem MM5, modellierten wir

auch die beiden oben erwähnten Kampagnen und fanden TSW mit den Parametern: L_x über 500 km; L_z : 2-4 km; τ : 10-13 h (siehe Kap. 50). Eine größere Anzahl von numerischen Experimenten wurde durchgeführt, um die verschiedenen Generierungsprozesse von TSW zu untersuchen. Für einen Lauf ohne Orographie und Feuchte fanden wir lange TSW von $L_x=300$ km bis 1300 km, was die Anregung durch den troposphärischen Strahlstrom belegt. Es wurde auch gezeigt, dass kürzere Wellen (~ 200 km) durch Orographie und starke Konvektion angeregt werden und sich schneller in der Troposphäre und Stratosphäre ausbreiten. Die Analyse der Trägheitsschwerewellen unter Verwendung von Daten zweier Radarmessungen in Kühlungsborn und Lindenberg für den Zeitraum der Kampagne K1 bestätigt die erhaltenen Resultate (siehe auch Kap.34).

Unser besonderer Dank gilt dem LEWIZ-Team des IAP für die Radiosondenstarts (http://www.iapkborn.de/modell/PETERS/LEWIZ/lewizafo.htm) sowie dem Deutschen Wetterdienst für die Bereitstellung der EZMW Re-Analysen.

50 Regionale Modellstudien zur Anregung und Ausbreitung von Trägheitsschwerewellen

(Ch. Zülicke, D. Peters)

Trägheitsschwerewellen tragen wesentlich zur Impuls- und Energiebilanz der mittleren Atmosphäre bei. Zum Verständnis dieser Bilanzen ist die Untersuchung der Anregungs- und Ausbreitungsprozesse in der unteren Atmosphäre von großer Bedeutung. Insbesondere sollen Situationen untersucht werden, die durch brechende Rossby-Wellen und den Polarwirbel charakterisiert werden. Das beinhaltet die Verfolgung der Dynamik von den planetaren über die synoptischen bis zu den meso-Skalen. In Fortführung vorangegangener Feldarbeiten (*Peters et al., Meteorologische Z., 12, 2003*) wurde im Rahmen des IAP-Projekts LEWIZ (siehe Kap. 49) die Kampagne K1 (17.-19.12.1999) modelliert. Dazu wurde das nichthydrostatische "*Fifth generation mesoscale model*" MM5 genutzt, das neben einer Vielzahl von physikalischen Optionen auch die Möglichkeit der Verschachtelung verschieden dimensionierter Domänen bietet. Das Ziel besteht in der realitätsnahen Simulation von Trägheitsschwerewellen und der systematischen Zuordnung der generierenden Prozesse. Die Großwetterlage während der Kampagne LEWIZ-K1 ist durch eine polwärts brechende Rossby-Welle gekennzeichnet, an deren von NW nach SO gerichteter Flanke in Tropopausenhöhe (300 hPa) ein intensiver Strahlstrom zu beobachten ist. Der Polarwirbel reicht bis zu 50 hPa herab und induziert ein Starkwindband über Nordeuropa (Abb. 50.1).



Abb. 50.1: Horizontalschnitt durch die auf die grobaufgelöste Domäne ($\Delta x = 74$ km) projizierten EZMW-Analysen zur Zeit t = 36 h (17.12.1999-12:00) (links: auf dem Druckniveau von p = 300 hPa die Windgeschwindigkeit U (grüne Pfeile bei denen der Abstand von einem Aufpunkt zum nächsten $\Delta U = 50 \text{ m s}^{-1}$ entspricht), die Divergenz δ (rot: $\delta > 2,0 \ 10^{-5} \ 1 \text{ s}^{-1}$, blau: $\delta < -2,0 \ 10^{-5} \ 1 \text{ s}^{-1}$) sowie der Wert der Ertelschen potentiellen Wirbelstärke π auf der Isentropen $\Theta = 320$ K (gelb: $\pi > 2$ PVU); rechts Wind U und Divergenz δ auf der Druckfläche von p = 50 hPa und für $\pi > 50$ PVU auf $\Theta = 520$ K). Die Position von Kühlungsborn ist mit einem roten Kreuz gekennzeichnet.

Das MM5 wurde mit drei verschachtelten Domänen einer Auflösung von 72 / 24 / 8 km in der Horizontalen und 0,75 / 0,25 / 0,10 km in der Vertikalen aufgesetzt, die ein Gebiet von ca. 7000 km * 5000 km abdecken. Zum Vergleich der Beobachtungen mit den Simulationen wurden Profile von Wind und Temperatur zum gleichen Zeitpunkt und Ort herangezogen. Die nach dem Abzug eines angepassten Polynoms vierter Ordnung erhaltenen Varianzen zeigen, dass mit dieser Konfiguration 50 - 90 % der beobachteten Fluktuationen modelliert werden. Aus der Auswertung der Autokovarianzfunktion der Divergenz finden wir Strukturen im Bereich von 100 - 500 km horizontaler Wellenlänge, 2 - 6 km in der Vertikalen und 3 - 11 h intrinsischer Periode. Mesoskalige Wellen treten zwar am häufigsten auf, aber eine Untersuchung der totalen Wellenenergie ergibt, dass die sub-synoptischen Wellen (500 km, 4 km, 10 h) mit ca. 6 m² s⁻² gegenüber dem mittleren Wert von ca. 2 m² s⁻² am energiereichsten sind. Ein Schnappschuss aus dem Modelllauf zeigt (Abb.50.2), dass sich am divergenten Austrittsgebiet des troposphärischen

Strahlstroms bei etwa 50 - 55° N / 5 - 15° E bevorzugt Trägheitsschwerewellen ausbilden, was mit der geostrophischen Anpassung der unbalancierten Strömung und der stromaufwärts gerichteten Ausbreitung erklärt werden kann. Weitere Quellen von Trägheitsschwerewellen sind Gebirge (Skandinavien, Schottland und Island) sowie hochreichende Konvektion.



Abb. 50.2: Horizontalschnitt durch die hochaufgelöste Domäne ($\Delta x = 8 \text{ km}$) der MM5-Simulation zur Zeit t = 36 h (17.12.1999-12:00 UTC) - ansonsten gleiche Darstellung wie für Abb.50.1.

Der Zusammenhang zwischen Windfeld und Wellenergie wird aus der folgenden Abb. 50.3 ersichtlich: Die Anwesenheit des Polarwirbels istmit einer Ausweitung des Starkwindgebietes über das Tropopausenniveau nach oben verbunden. Ab der simulierten Zeit t = 60 h (18.12.1999 -UTC) 12:00sind inder Stratosphäre

durchgängig Windgeschwindigkeiten größer als 20 m s⁻¹ zu finden. Für eine Welle, die am Strahlstrom mit 35 m s⁻¹ Geschwindigkeit generiert wurde und ihm mit 15 m s⁻¹ entgegenläuft, ist das gerade der Wert der kritischen Linie.



Eine Reihe von idealisierten Modellläufen war dem Einfluss der verschiedenen Anregungsmechanismen gewidmet. Für diese Kampagne stellte sich heraus, dass troposphärische der Strahlstrom und die damit verbundenen Frontensysteme ca. 75% der Wellenenergie verursachen, während Konvektion und Orographie den restlichen Teil liefern. In dieser

Abb. 50.3: Hovmöller-Diagramm an der Position Kühlungsborn für die Windgeschwindigkeit (links, Konturen 5 m s⁻¹) und die Wellenenergie (rechts, Konturen 1 m² s⁻²). Die Kreuze sind an den Höhen / Zeiten eingetragen, zu denen MM5-Daten einer statistischen Analyse unterzogen wurden.

Untersuchung wurde gezeigt, dass sich das MM5-Modell zur realitätsnahen Simulation von Trägheitsschwerewellen eignet. Ihre Anregung und Ausbreitung konnte in gezielten Studien den relevanten Prozessen wie unbalancierter Strömung, Orographie und tiefer Konvektion zugeordnet werden. Sub-synoptische Trägheitsschwerewellen tragen systematisch mehr Energie als die zahlreicheren mesoskaligen Wellen. Weiterhin wurde gezeigt, dass die Nord-Atlantische / Nord-Europäische Region durch das effektive Zusammenwirken von Generierung durch brechende Rossby-Wellen einerseits und dem Auftreten von Starkwindgebieten in der unteren Stratosphäre andererseits in den Wintermonaten bevorzugte Bedingungen für stratosphärische Trägheitsschwerewellen bietet.

Wir danken dem Deutschen Wetterdienst für die Bereitstellung der EZMW-Analysen sowie der Nutzerberatung am EZMW Reading, DKRZ Hamburg und NCAR Boulder.

51 Berücksichtigung der Haftbedingung in Grenzschichtparametrisierungen von Klimamodellen

(E. Becker)

Großskalige atmosphärische Bewegungen entstehen durch horizontale Druckunterschiede. Diesen Vorgang bezeichnet man auch als adiabatische Umwandlung von verfügbarer potentieller Energie in kinetische Energie. Die Druckunterschiede entstehen wiederum durch die differentielle Erwärmung/Abkühlung der trockenen Luft aufgrund von Kondensation, Strahlungsemission bzw. -absorption und Austausch von sensibler Wärme mit der Erdoberfläche. Gleichzeitig verliert die Atmosphäre kinetische Energie durch interne Reibung. Im klimatologischen globalen Mittel halten sich adiabatische Umwandlung und Reibungsverluste exakt die Waage, so dass die Atmosphäre sich in einem energetischen Gleichgewicht befindet. Hierbei kommt der atmosphärischen Grenzschicht eine besondere Bedeutung zu, da hier die irreversible Umwandlung von kinetischer Energie in Wärme im Wesentlichen stattfindet. Diese Reibungswärme beträgt im globalen Mittel etwa 2 W m⁻² und entspricht der Entropieproduktion durch die großskaligen Strömungen in der Atmosphäre.



Abb. 51.1: Globale Energiebilanz (Einheit 10^{15} Js⁻¹) in einer permanenten Januarsimulation mit dem globalen Zirkulationsmodell KMCM. Die schwarzen Kurven entsprechen dem Kontrolllauf mit Berücksichtigung der Haftbedingung in der Formulierung der Reibungswärme. Im konventionellen Lauf (rote Kurven) ist die Reibungswärme komplett vernachlässigt. Zur Erläuterung der einzelnen Terme siehe Text.

Damit die globale Energiebilanz auch in einem Klima- bzw. Wettervorhersagemodell ausgeglichen ist, müssen die Reibungsverluste an kinetischer Energie in Reibungswärme überführt werden. Dieser Prozess wird i. allg. vernachlässigt bzw. nicht hydrodynamisch konsistent dargestellt. So entstehen Imbalancen in der globalen Energiebilanz, die diejenigen etwa aufgrund des CO_2 -Anstiegs sogar übertreffen. In Becker (Mon. Wea. Rev., 131, 2003) wurde ein Verfahren vorgestellt, mit dem für atmosphärische Zirkulationsmodelle ganz allgemein die Reibungswärme in der Grenzschicht konsistent dargestellt werden kann. Der grundlegende Gedanke dabei ist, aus der Haftbedingung die vertikale Diskretisierung für die Reibungswärme abzuleiten, so dass sich in jeder Luftsäule Reibungsverluste und Reibungswärme exakt kompensieren, und zwar unabhängig von der vertikalen Modellauflösung. Dieses neue Verfahren kann in globalen wie auch in regionalen Zirkulationsmodellen angewendet werden.

Die Haftbedingung besagt, dass an festen Rändern die Strömung haftet. Dies bedeutet, dass durch Reibungspannungen keine Energie von der Strömung auf den Rand übertragen werden kann. Für die Atmosphäre gilt diese Bedingung für Landoberflächen exakt. Über Wasser gilt die Haftbedingung in guter Näherung, denn der mechanische Energieübertrag auf die Ozeane ist in der Energiebilanz der Atmosphäre vernachlässigbar.

Abbildung 51.1 zeigt die globale Energiebilanz für eine permanente Januarsimulation mit dem mechanistischen globalen Zirkulationsmodell KMCM. Dargestellt ist als Funktion der geographischen Breite in (a) der nordwärtige Transport von totaler Enthalpie, welche als Summe von fühlbarer Wärme und potentieller und kinetischer Energie definiert ist. Dieser Transport muss balanciert werden durch die Energieeinträge südlich der jeweiligen Breite. Die Einträge setzen sich zusammen aus (b) der Volumenheizung aufgrund von Strahlung und Kondensation sowie (c) dem fühlbaren Wärmestrom am unteren Rand. Die residuelle Wärmequelle des Modells, d.h. (b) plus (c) minus (a), ist in (d) dargestellt und sollte etwa Null ergeben. Bei konventioneller Modellformulierung ohne Reibungswärme ergibt sich jedoch mit zunehmender geographischer Breite eine künstliche Wärmequelle von etwa 10^{15} J s⁻¹ bzw. 2 W m⁻². Im entsprechenden Kontrolllauf, bei dem die Reibungswärme konsistent mit der Haftbedingung berücksichtigt ist, ist dieser Fehler um Größenordnungen kleiner. Abbildung 51.2 zeigt für diesen Fall die simulierte mittlere Reibungswärme in einem Breiten-Höhenschnitt. Diese kommt zu etwa zwei Drittel durch Grenzschichtreibung zustande und ihr globaler Mittelwert von etwa 2 W m⁻² ist etwa genauso groß wie die künstliche residuelle Wärmequelle in der konventionellen Modellversion.



Abb. 51.2: Mittlere Reibungswärme in einer permanenten Januarsimulation mit dem globalen Zirkulationsmodell KMCM (Isolinien: $0.01, 0.02, 0.05, 0.1, 0.2, 0.4 \text{ K d}^{-1}$). In der oberen Troposphäre ergeben sich aufgrund von horizontaler Impulsdiffusion maximale Erwärmungsraten von etwa 0.02 K d^{-1} . Die Erwärmung durch Grenzschichtreibung erreicht dagegen mehr als 0.5 K d^{-1} .

Die Haftbedingung bestimmt die Diskretisierung für die Reibungswärme nicht nur in der Grenzschicht, sondern über den gesamten Höhenbereich. Die neue Diskretisierung gilt daher auch für die thermischen Effekte aufgrund des parametrisierten vertikalen Impulsflusses interner Schwerewellen und der damit einhergehenden Impulsdiffusion.

Liste der Drittmittelprojekte

(sortiert nach Drittmittelgebern)

MEDEC: Mesosphärische Dynamik, Energie und Chemie, **BMBF** (MPI Hamburg)Förderkennzeichen 07 ATF 10 Beteiligte Wissenschaftler: Lübken, Zecha Laufzeit: 01.01.2001 – 31.12.2004

OPOSSUM: Physik der kleinskaligen Schichten in der oberen Mesosphäre, **BMBF** Förderkennzeichen 07 ATF 41 Beteiligte Wissenschaftler: Lübken, Berger Laufzeit: 01.04.2001 – 31.03.2004

LEWIZ: Trägheitsschwerewellen und ihre Verbindung zu brechenden Rossbywellen, **BMBF** Förderkennzeichen 07 ATF 31 Beteiligte Wissenschaftler: Peters Laufzeit: 01.04.2001 – 30.09.2004

CLIME/RADIMP: Beobachtete und modellierte Klimaänderungen in der Mesosphäre, BMBF Förderkennzeichen 01LD0038 Beteiligte Wissenschaftler: Lübken, Sonnemann Laufzeit: 01.09.2001 – 31.08.2004

Vorhersage für die Ausbreitung von Funkwellen durch die Ionosphäre (Funkwettervorhersage), Vereinbarung mit **BMVg** Beteiligte Wissenschaftler: Bremer, Singer, Weiß Laufzeit: 1.1.2001 – 31.12.2005

ROMA: Temperatur- und Windmessungen in der polaren mittleren Atmosphäre mit Hilfe von fallenden Kugeln und Folienwolken, **DLR** Förderkennzeichen 500E99015 Beteiligte Wissenschaftler: Lübken, Müllemann Laufzeit: 01.10.99 – 31.12.2005

MIDAS: Die Erforschung von kleinskaligen Strukturen in der mittleren Atmosphäre mit Hilfe von raketengetragenen Instrumenten, **DLR** Förderkennzeichen 500E9802 Beteiligte Wissenschaftler: Lübken, Rapp Laufzeit: 15.06.98 – 31.12.2003

Messung des Windfeldes in der Mesopausenregion und Ableitung charakteristischer Parameter einfallender Meteoride mit Hilfe eines Meteorradars, **DFG** Förderkennzeichen BR 2023/1-1,2 Beteiligte Wissenschaftler: Bremer, Singer, Latteck Laufzeit: 01.01.00 – 30.06.2003

Analyse der dynamischen Komponenten der Ozonveränderlichkeit: Eine Untersuchung mit einem 2D-Zirkulationsmodell mit komplexer Chemie, **DFG** Förderkennzeichen SCHM 1274/2-1,2 Beteiligte Wissenschaftler: Schmitz, Gabriel Laufzeit: 01.04.99 – 30.11.2002 Empirische lineare Modellierung der Gezeiten in der mittleren Atmosphäre, **DFG** Förderkennzeichen AC 71/1-1 Beteiligte Wissenschaftler: Achatz, Schmitz Laufzeit: 01.04.99 - 31.05.2003

Rossby-Wellenbrechen in einem längenabhängigen Grundstrom im Bereich der oberen Troposphäre und unteren Stratosphäre, **DFG** Förderkennzeichen PE 474/2-1,2 Beteiligter Wissenschaftler: Peters, Zaruba Laufzeit: 01.06.2000 – 31.12.2004

Effects of the Upper Atmosphere on Terrestrial and Earth-Space Communications, **EU**-*Projekt COST-271* Beteiligte Wissenschaftler: Bremer, Singer Laufzeit: 23.05.2000 – 08.10.2004

A European Aerosol Research Lidar Network to Establish an Aerosol (EARLINET), **EU**-*Projekt EVR1-CT-1999-40003* Beteiligter Wissenschaftler: Alpers, Schneider, Eixmann Laufzeit: 01.02.2000 – 28.02.2003

Sonic Boom European Research Programme (SOBER), **EU**-*Projekt G4RD-CT-2000-00398* Beteiligter Wissenschaftler: Berger Laufzeit: 01.01.2001 – 30.04.2004

Intercomparison of simultaneous wind observation by radars and rockets in the arctic mesosphere,

EU Förderkennzeichen ALO-LSF Radar 3 Beteiligter Wissenschaftler: Latteck, Singer Laufzeit: 01.07.2001 – 31.12.2002

Seasonal variability of mean winds and tides in the uppermessophere at high latitudes after MF radar and meteor radar observations and intercomparison of meteor radar temperatures with sodium lidar observations,

EU Förderkennzeichen ALO-LSF Radar 4 Beteiligter Wissenschaftler: Singer, Latteck, Weiss Laufzeit: 01.09.2001 – 31.01.2003

Estimation of temperatures in the upper mesosphere using meteor decay times observed on 32.55 MFHz and 53.5 MHz, **EU** Förderkennzeichen ALO-LSF Radar 5 Beteiligte Wissenschaftler: Singer, Latteck Laufzeit: 01.04.2003 – 31.12.2003

Investigation of long periodic gravity waves and their possible sources in the vicinity of Scandinavian mountain ridge (Prolongation), **EU** Förderkennzeichen ALO-LSF Radar 6 Beteiligte Wissenschaftler: Hoffmann, Latteck Laufzeit: 29.05.2002 – 31.03.2004 Ground-based observations in 2002 of noctilucent clouds with the shortest possible wavelength $(308 \mathrm{nm}),$

EU Förderkennzeichen ALOMAR-ARI 1 Beteiligte Wissenschaftler: von Zahn, Loßow Laufzeit: 29.05.2002 – 31.08.2002

Study of the intensity and spectral distribution of gravity waves under mid-summer conditions at 69°N from the lowest possible altitudes into the middle mesosphere, **EU** Förderkennzeichen ALOMAR-ARI 2 Beteiligte Wissenschaftler: von Zahn, Schöch Laufzeit: 04.01.2002 – 31.07.2002

Study of the horizontal structure and drift of NLC by tripple lidar observations, **EU** *Förderkennzeichen ALOMAR-ARI 3* Beteiligte Wissenschaftler: Baumgarten Laufzeit: 04.01.2002 – 17.08.2002

Simultaneous NLC observation and temperature determination in the polar summer mesopause region by lidar, **EU** Förderkennzeichen ALOMAR-ARI 4 Beteiligte Wissenschaftler: Fiedler, Baumgarten Laufzeit: 29.05.2002 – 31.07.2002

Simultaneous Measurements of Temperatures, Waves, and PSCs in the polar winter atmosphere on both sides of the Scandinavian mountains, **EU** Förderkennzeichen ALOMAR-ARI 5 Beteiligte Wissenschaftler: Schöch Laufzeit: 09.01.2002 – 28.02.2002

Simultaneous multi-instrumental measurements of temperatures, waves and PSCs in the polar winter atmosphere on both sides of the Scandinavian mountains, **EU** Förderkennzeichen ALOMAR-ARI 6 Beteiligte Wissenschaftler: Schöch, Baumgarten Laufzeit: 22.11.2002 - 31.08.2004

Multi-colour lidar observations of NLCs accompanied by simultaneous sounding of gravity wave activity, EU Förderkennzeichen ALOMAR-ARI 7

Beteiligte Wissenschaftler: Baumgarten, Schöch Laufzeit: 28.05.2003 – 31.12.2003

SiLO-CTW: Simultaneous Lidar Observations - Clouds, Temperatures, and Waves, **EU** Förderkennzeichen ALOMAR-ARI 8 Beteiligte Wissenschaftler: Loßow, Schöch Laufzeit: 20.10.2003 – 31.12.2003

Projektbezogener Personalaustausch mit Australien PPP-Australien, **DAAD** D01277520 Beteiligter Wissenschaftler: Singer, Hoffmann, Latteck Laufzeit: 01.07.2001 – 31.12.2002

Liste der kooperierenden Institutionen und Wissenschaftler

Deutsche Institutionen:

Institut für Meteorologie der Universität Leipzig	Ch. Jacobi
Institut für Geophysik und Geologie der Universität Leipzig	D. Kürschner
Leibniz-Institut für Troposphärenforschung, Leipzig	A. Ansmann
Meteorologisches Institut der Universität Hamburg	K. Fraedrich
Deutsches Klima-Rechenzentrum, Hamburg	U. Schlese
Max-Planck-Institut für Meteorologie, Hamburg	G. Brasseur, J. Bösenberg, H. Schmidt
Institut für Geophysik und Meteorologie der Universität Köln	A. Ebel
Rheinisches Institut für Umweltforschung der Universität Köln	H. Elbern, A. Kliouchnikova
Meteorologisches Institut der Universität München	J. Egger, P. Köpke
Institut für Meteorologie der Freien Universität Berlin	K. Labitzke, U. Langematz, B. Naujokat, I. Kirchner
Physikalisches Institut der Universität Bonn	K.H. Fricke, U. Blum
Institut f. Nachrichtentechnik u. Informationselektronik, Universität Rostock	E. Müller, R. Kohlschmidt, R. Rockmann
Physikalisches Institut der Bergischen Universität Wuppertal	D. Offermann
Max-Planck-Institut für Aeronomie, Katlenburg-Lindau	P. Hartogh, C. Jarchow, J. Röttger
Deutscher Wetterdienst, Meteorologisches Observatorium Lindenberg	J. Neißer, H. Steinhagen, V. Lehmann
Institut für Physik der Atmosphäre der DLR, Oberpfaffenhofen	M. Dameris, A. Dörnbrack, U. Burkhardt, R. Sausen
Fernerkundungszentrum der DLR, Neustrelitz	B. Fichtelmann, N. Jakowski
Dr. Thomas Damboldt Telecommunications, Darmstadt	T. Damboldt
<u>Ausländische Institutionen</u> (nach Ländern sortiert) :	
---	--
University of Colorado, Boulder, CO, USA	G. Thomas
Colorado Research Associates Division, Northwest Research Association Inc., Boulder, CO, USA	D. Fritts, D. Riggin
Department of Physics, Colorado State University, Fort Collins, CO, USA	C.Y. She, B. Williams
Department of Aerospace Engineering, University of Colorado, Boulder, CO, USA	S. Palo, J. Forbes
Space Physics Research Laboratory, University of Michigan, MI, USA	T. Killeen
State University of New York, Stony Brook, NY, USA	M. Geller
NASA Ames Research Center, Moffett Field, CA, USA	R. Young, E. Jensen
NASA Goddard Space Flight Center, Greenbelt, MD, USA	D. Bilitza, R.A. Goldberg, J.M. Grebowsky, A.Y. Hou
The Aerospace Corp., Los Angeles, CA, USA	J.H. Hecht
Radex Inc., Bedford, MA, USA	W.J. McNeil
Department of Physics and Astronomy, Clemson University, Clemson, SC, USA	G. Lehmacher
National Oceanic and Atmospheric Administration, Boulder, CO, USA	R. Hill
Naval Research Laboratory, Washington, DC, USA	M. Stevens
Air Force Research Laboratory, Hanscom AFB, MA, USA	E. Murad
Center for Atmospheric Research, University of Massa- chusetts Lowell, Lowell, MA, USA	B. Reinisch
Department of Earth and Planetary Science, Johns Hopkins University, Baltimore, MD, USA	D.W. Waugh
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
Institute of Experimental Meteorology, Obninsk, Russland	Y. Portnyagin
Central Aerological Observatory, Moscow region, Russland	P. Vargin, E. Jadin
Forsvaret Forskningsinstitutt, Kjeller, Norwegen	T. Blix, UP. Hoppe
Andøya Rakettskytefelt, Andenes, Norwegen	K. Adolfsen und Mitarbeiter
Auroral Observatory, University of Tromsø, Tromsø, Norwegen	O. Havnes, T. Hansen, C. Hall
Norsk Institutt for Luftforskning, Tromsø, Norwegen	G. Hansen, K. Stebel
Department of Physics, University of Oslo, Norwegen	E. Thrane
Department of Electric & Electrical Engineering, University of Bath, Bath, UK	N.J. Mitchell
University of East Anglia, Norwich, UK	J. M. Plane
Hovemere Ltd., UK	D. Rees und Mitarbeiter
London School of Economics, Department of Statistics, London, UK	F. Kwasniok
EISCAT Scientific Association, Kiruna, Schweden	M. Rietveld
Swedish Institute for Space Physics, Kiruna, Schweden	S. Kirkwood, P. Dalin
Department of Meteorology, Stockholm University, Schweden	J. Gumbel
Centre for Research in Earth and Space Science, York University, Toronto, Ontario, Canada	M. und G. Shepherd
Department of Physics and Astronomy, University of Western Ontario, London, Ontario, Canada	W.K. Hocking
Institute of Space and Atmospheric Studies, University of Saskatchewan, Saskatchewan, Canada	A.H. Manson, C.E. Meek
Department of Mathematical Physics, University of Adelaide, Adelaide, Australien	R.A. Vincent, I.M. Reid
Atmospheric and Space Physics Group, Australian An- tarctic Division, Kingston, Tasmania, Australien	D.J. Murphy

Instituto Nazionale di Geofisica, Rom, Italien	B. Zolesi
International Centre for Theoretical Physics, Triest, Italien	S.M. Radicella
Institute for Space Applications and Remote Sensing, Na- tional Observatory of Athens, Griechenland	A. Belehaki
Service d'Aéronomie, CNRS, Frankreich	A. Hauchecorne, Ph. Keckut, J.P. Marcovici
Institute of Atmospheric Physics, Prag, Tschechien	J. Laštovicka
Technische Universität Graz, Österreich	M. Friedrich
Het Koninklijk Nederlands Meteorologisch Instituut, DeBilt, Niederlande	J.D. Opsteegh
Communication Research Laboratories, Tokyo, Japan	K. Igarashi, Y. Murayama, K. Sakanoi

Liste der Veröffentlichungen

- Achatz, U., The propagation of small-scale gravity waves in a slowly varying background field, in 14th Conference on Atmospheric and Oceanic Fluid Dynamics, 9-13 June 2003, San Antonio, Texas, pp. 113–115, 2003.
- Achatz, U., and J. Opsteegh, Primitive-equation-based low-order models with seasonal cycle. I. model construction, J. Atmos. Sci., 60, 465–477, 2003a.
- Achatz, U., and J. Opsteegh, Primitive-equation-based low-order models with seasonal cycle. II. application to complexity and nonlinearity of large-scale atmosphere dynamics, J. Atmos. Sci., 60, 478–490, 2003b.
- Alpers, M., R. Eixmann, C. Fricke-Begemann, M. Gerding, and J. Höffner, Temperature lidar measurements from 1 to 105 km altitude using resonance, rayleigh, and rotational raman scattering, Atmos. Chem. Phys., submitted, 2003.
- Ansmann, A., J. Bösenberg, A. Chaikovsky, A. Comeron, S. Eckhardt, R. Eixmann, V. Freudenthaler, P. Ginoux, L. Komguem, H. Linne, M. A. L. Marquez, V. Matthias, I. Mattis, V. Mitev, D. Müller, S. Music, S. Nickovic, J. Pelon, L. Sauvage, P. Sobolewsky, M. K. Srivastava, A. Stohl, O. Torres, G. Vaughan, U. Wandinger, and M. Wiegner, Long-range transport of saharan dust to northern Europe: The 11-16 October 2001 outbreak observed with EARLINET, J. Geophys. Res., 108(D24), 4783, doi:10.1029/2003JD003757, 2003.
- Baumgarten, G., K. H. Fricke, and G. von Cossart, Investigation of the shape of noctilucent cloud particles by polarization lidar technique, *Geophys. Res. Lett.*, 29(13), doi:10.1029/2001GL013877, 2002a.
- Baumgarten, G., F.-J. Lübken, and K. Fricke, First observation of one noctilucent cloud by a twin lidar in two different directions, Ann. Geophys., 20, 1863–1868, 2002b.
- Becker, E., Direct heating rates associated with gravity wave saturation, J. Atmos. Solar Terr. Phys., accepted, 2003a.
- Becker, E., Frictional heating in global climate models, Mon. Weather Rev., 131, 508-520, 2003b.
- Becker, E., and G. Schmitz, Energy deposition and turbulent dissipation owing to gravity waves in the mesosphere, *J. Atmos. Sci.*, 59, 54–68, 2002.
- Becker, E., and G. Schmitz, Climatological effects of orography and land-sea heating contrasts on the gravity wave-driven circulation of the mesosphere, J. Atmos. Sci., 60, 103–118, 2003.
- Behrens, J., P. Lehmann, J. Longo, O. Bozic, M. Rapp, and A. C. Reis, Hypersonic and electromagnetic railgun technology as a future alternative for the launch of suborbital payloads, in *Proceedings of the 16th ESA Symposium on European Rocket and Balloon Programmes and Related Research, St. Gallen, Switzerland*, edited by B. Warmbein, vol. ESA SP-530, pp. 185–190, 2003.
- Beig, G., P. Keckhut, R. P. Lowe, R. Roble, M. G. Mlynczak, J. Scheer, V. Fomichev, D. Offermann, W. J. R. French, M. G. Shepherd, A. I. Semenov, E. E. Remsberg, C. Y. She, F. J. Lübken, J. Bremer, B. R. Clemesha, J. Stegman, F. Sigernes, and S. Fadnavis, Review of mesospheric temperature trends, *Rev. Geophys.*, 41(No. 4), 1015, doi:10.1029/2002RG000121, 2003.

- Bekkelund, K., M. Gausa, R. Latteck, and S. Marple, Enhanced support for sounding rockets at Andøya Rocket Range - present status and future for the ALOMAR instrumentation, in Proceedings of the 16th ESA Symposium on European Rocket and Balloon Programmes and Related Research, St. Gallen, Switzerland, edited by B. Warmbein, vol. ESA SP-530, pp. 233–234, 2003.
- Berger, U., and U. von Zahn, Icy particles in the summer mesopause region: Three-dimensional modeling of their environment and two-dimensional modeling of their transport, J. Geophys. Res., 107(A11), doi:10.1029/2001JA000316, 2002.
- Blix, T., J. K. Bekkeng, R. Latteck, F.-J. Lübken, M. Rapp, A. Schöch, W. Singer, B. Smiley, and B. Strelnikov, Rocket probing of PMSE and NLC-results from the recent MIDAS/MACWAVE campaign, Adv. Space Res., accepted, 2003a.
- Blix, T., Ø. L.-Svendson, U.-P. Hoppe, and M. Rapp, In situ observations of small scale structure in electrons, positive ions and charged aerosols in the presena of noctilucent clouds and polar mesosphere summer echoes, in *Proceedings of the 16th ESA Symposium on European Rocket and Balloon Programmes and Related Research, St. Gallen, Switzerland*, edited by B. Warmbein, vol. ESA SP-530, pp. 327–332, 2003b.
- Blix, T., M. Rapp, and F.-J. Lübken, Relations between small scale electron number density fluctuations, radar backscattwer, and charged aerosol particles, *J. Geophys. Res.*, 108(D8), 8450, doi:10.1029/2002JD002430, 2003c.
- Blum, U., K. H. Fricke, G. Baumgarten, and A. Schöch, Simultaneous lidar observations of temperatures and waves in the polar middle atmosphere on both sides of the Scandinavian mountains: A case study on January 19/20,2003, Atmos. Chem. Phys., submitted, 2003a.
- Blum, U., K. H. Fricke, G. Baumgarten, and A. Schöch, Lidar observations of atmospheric dynamics on both sides of the Scandinavian mountains, in *Proceedings of the 16th ESA Symposium* on European Rocket and Balloon Programmes and Related Research, St. Gallen, Switzerland, edited by B. Warmbein, vol. ESA SP-530, pp. 389–394, 2003b.
- Bremer, J., Investigations of long-term trends in the ionosphäre with world-wide ionosonde observations, Advances in Radio Sciences, submitted, 2003a.
- Bremer, J., Mesospheric temperature trends at mid-latitudes derived from LF radio propagation experiments, Adv. Space Res., 32, 1653–1662, 2003b.
- Bremer, J., Long-term trends in the ionosphere and upper atmosphere parameters results derived in the WP1.5 of the COST 271 project, in *Proceedings of the 3rd COST 271 workshop*, Spetses, Greece, 23-25 September 2003, 2003c.
- Bremer, J., Trends in der Thermosphäre, Promet, submitted, 2003d.
- Bremer, J., and U. Berger, Mesospheric temperature trends derived from ground-based LF phasehight observations at mid-latitudes: comparison with model simulations, J. Atmos. Solar Terr. Phys., 64, 805–816, 2002.
- Bremer, J., and J. Lastovicka, Trends in the ionospheric D and E regions using results of different radio propagation experiments, in *Proceedings of the 2nd COST 271 Workshop*, *Faro*, *Portugal*, 2-4 October 2002, 2002.
- Bremer, J., P. Hoffmann, R. Latteck, and W. Singer, Seasonal and long-term variations of PMSE from VHF radar observations at Andenes, Norway, J. Geophys. Res., 108(D8), 8438, doi:10.1029/2002JD002369, 2003.

- Chen, J.-S., P. Hoffmann, M. Zecha, and J. Röttger, On the relationship between aspect sensitivity and multiple scattering centers of mesosphere summer echoes: A case study using coherent radar imaging, *Ann. Geophys.*, *submitted*, 2003.
- Eixmann, R., C. Böckmann, B. Fay, V. Matthias, I. Mattis, D. Müller, S. Kreipl, J. Schneider, and A. Stohl, Tropospheric aerosol layers after a cold front passage in January 2000 as observed at several stations of the German Lidar Network, *Atmos. Res.*, 63, 39–58, 2002.
- Entzian, G., and D. Peters, The seasonal cycle of the influence of large-scale waves on the longitude dependent total ozone in the northern hemisphere, J. Met. Soc. Japan, submitted, 2003.
- Feigin, A., M. Kulikov, and G. R. Sonnemann, Retrieval from the experimental data of time and space distributions of atmosperic characteristics, that are non-observed directly (in russian), in Proceedings of the All-Russia Conference on Minor Atmospheric Constituents, Atmospheric Electricity and Dynamic Processes in Atmosphere, Nishny Novgorod 13-15 May 2003, 2003.
- Fiedler, J., G. Baumgarten, and G. von Cossart, Noctilucent clouds above ALOMAR between 1997 and 2001: Occurence and properties, J. Geophys. Res., 108(D8), 8453, doi:10.1029/2002JD002419, 2003.
- Fricke-Begemann, C., M. Alpers, and J. Höffner, Daylight rejection with a new receiver for potassium resonance temperature lidars, Opt. Lett., 27(21), 1932–1934, 2002a.
- Fricke-Begemann, C., J. Höffner, and U. von Zahn, The potassium density and temperature structure in the mesopause region (80-105 km) at a low latitude (28°N), *Geophys. Res. Lett.*, 29(22), 2067, doi:10.1029/2002GL015578, 2002b.
- Gabriel, A., and G. Schmitz, Dyamical components of northern hemispheric zonal mean total ozone changes during 1979-93, *Geophys. Res. Lett.*, 29(14), 1675, doi:10.1029/2002GL015358, 2002.
- Gabriel, A., and G. Schmitz, The influence of large-scale eddy flux variability on the zonal mean ozone distribution, *J. Climate*, 16, 2615–2627, 2003.
- Gerding, M., G. Baumgarten, M. Blum, J. Thayer, K.-H. Fricke, R. Neuber, and J. Fiedler, Observation of an unusual mid-stratospheric aerosol layer in the arctic: Possible sources and implications for polar vortex dynamics, *Ann. Geophys.*, 21, 1057–1069, 2003.
- Gerrard, A., T. Kane, J. Thayer, T. Duck, J. Whiteway, and J. Fiedler, Synoptic-scale study of the Arctic polar vortex's influence on the middle atmosphere: I. observations, J. Geophys. Res., 107(D16), doi:10.1029/2001JD000681, 2002.
- Goldberg, R., D. Fritts, B. Williams, F. Schmidlin, C. Croskey, J. Mitchell, F.-J. Lübken, M. Rapp, W. Singer, R. Latteck, T. Blix, M. Friedrich, S. Kirkwood, N. Mitchell, and K. Fricke, The macwave program to study gravity wave forcing of the polar mesosphere during summer and winter, in *Proceedings of the 16th ESA Symposium on European Rocket and Balloon Pro*grammes and Related Research, St. Gallen, Switzerland, pp. 345–350, 2003.
- Gordley, L., M. Hervig, B. Marshall, J. Russell III, J. C. Kremp, and M. Rapp, Mapping the Earth's cosmic dust layer by differential solar occulation, *SPIE proceedings*, 4818, 209–212, 2002.
- Grieger, N., E. M. Volodin, G. Schmitz, P. Hoffmann, D. C. F. A. H. Manson, K. Igarashi, and W. Singer, General circulation model results on migrating and nonmigrating tides in the mesosphere and lower thermosphere. Part I: comparison with observations, J. Atmos. Solar Terr. Phys., 64, 897–911, 2002.

- Grieger, N., G. Schmitz, and U. Achatz, The dependence of the nonmigrating diurnal tide in the mesosphere and lower thermosphere on stationary planetary waves, J. Atmos. Solar Terr. Phys., accepted, 2003a.
- Grieger, N., G. Schmitz, and U. Achatz, The dependence of the diurnal tide in the mesosphere on thermal forcings, zonal winds and planetary waves, in EGS-AGU-EUG Joint Assemly, Nizza, Frankreich, 6.-11. April 2003, vol. 5, p. 13905, 2003b.
- Hocking, W., W. Singer, J. Bremer, N. Mitchell, P. Batista, B. Clemesha, and M. Donner, Meteor radar temperatures at multiple sites derived with SKiYMET radars and compared to OH, rocket and lidar measurements, J. Atmos. Solar Terr. Phys., submitted, 2003.
- Hoffmann, P., W. Singer, and D. Keuer, Variability of the mesospheric wind field at middle and Arctic latitudes in winter and its relation to stratospheric circulation disturbances, J. Atmos. Solar Terr. Phys., 64, 1229–1240, 2002.
- Hoffmann, P., M. Rapp, R. Latteck, A. Serafimovich, and W. Singer, Multiple layer PMSE structures: statistical results from six years of PMSE observations and possible physical explanations of their observed properties, in *Proceedings of the 16th ESA Symposium on European Rocket and Balloon Programmes and Related Research, St. Gallen, Switzerland*, edited by B. Warmbein, vol. ESA SP-530, pp. 315–320, 2003.
- Höffner, J., and J. S. Friedmann, Metal layers at high altitudes: A possible connection to meteoroids, Atmos. Chem. Phys., submitted, 2003.
- Höffner, J., C. Fricke-Begemann, and F.-J. Lübken, First observations of noctilucent clouds by lidar at Svalbard, 78°N, Atmos. Chem. Phys., 3, 1101–1111, 2003a.
- Höffner, J., J. Lautenbach, C. Fricke-Begemann, and P. Menzel, Observation of temperature, NLC, PMSE and potassium at Svalbard, 78°N, in 30th Annual European Meeting on Atmospheric Studies by Optical Methods in Longyearbyen, Svalbard, Norway, 13-17 August 2003, pp. 65–67, 2003b.
- James, P. M., and D. Peters, The Lagrangian structure of ozone mini-holes and potential vorticity anomalies in the northern hemisphere, *Ann. Geophys.*, 20, 835–846, 2002.
- James, P. M., and D. Peters, The lagrangian structure of ozone mini-holes, in *Proceedings of the* sixth European Symposium 2 to 6 September 2003, Göteborg, Sweden, pp. 213–216, 2003.
- Kirchner, I., and D. Peters, Modelling the wintertime response to upper tropospheric and lower stratospheric ozone anomalies over the North Atlantic and Europe, *Report des Max-Planck-Instituts für Meteorologie Hamburg*, 339, 2002.
- Kirchner, I., and D. Peters, Modelling the wintertime response to upper tropospheric and lower stratospheric ozone anomalies over the North Atlantic and Europe, Ann. Geophys., 21, 2107– 2118, 2003a.
- Kirchner, I., and D. Peters, Influence of upper troposphere/lower stratosphere ozone anomalies on the atmospheric dynamics over north-atlantic and european region during winter, in *Proceedings of the sixth European Symposium 2 to 6 September 2003, Göteborg, Sweden*, pp. 240–244, 2003b.
- Körnich, H., G. Schmitz, and E. Becker, Dependence of the annular mode in the troposphere and stratosphere on orography and land-sea heating contrasts, *Geophys. Res. Lett.*, 30(5), 1265, doi:10.1029/2002GL016327, 2003.

- Kulikov, M. Y., A. M. Feigin, and G. R. Sonnemann, Retrieval of time and space variations of minor gas constituents, that are not observed directly, from experimental data, in *Procee*dings of VII All-Russia Conference "Minor constituents, atmospheric electricity and dynamic processes in the atmosphere", edited by N. N. Ed. of IAP RAS, pp. 103–111, 2003.
- Kwasniok, F., Empirical low-order models of barotropic flow, J. Atmos. Sci., accepted, 2003a.
- Kwasniok, F., Reduced atmospheric models using dynamically motivated basis functions, J. Atmos. Sci., submitted, 2003b.
- Kwasniok, F., and G. Schmitz, Radiating instabilities of internal inertio-gravity waves, J. Atmos. Sci., 60, 1257–1269, 2003.
- Latteck, R., W. Singer, and N. Engler, Estimation of spectral width using the dual-beam width method with a narrow beam MF radar, in *Proceedings of the 16th ESA Symposium on European Rocket and Balloon Programmes and Related Research, St. Gallen, Switzerland*, edited by B. Warmbein, vol. ESA SP-530, pp. 339–343, 2003a.
- Latteck, R., W. Singer, and N. Engler, Application of the dual-beam width method to a narrow beam MF radar for estimation of turbulent spectral width, in *Proceedings of the 10th Workshop* on Technical and Scientific Aspects of MST Radar (MST10), Peru, 2003b.
- Latteck, R., W. Singer, N. Mitchell, J. Weiss, and U. von Zahn, High resolution radar observations of the 1999, 2000, and 2001 leonid meteor storms, *Adv. Space Res.*, *accepted*, 2003c.
- Lautenbach, J., and J. Höffner, Scanning iron temperature lidar for mesopause temperature observation, *Appl. Optics*, *submitted*, 2003.
- Lübken, F.-J., Report on the Heraeus Seminar on trends in the upper atmosphere, SPARC newsletter, 19, 34–35, 2002.
- Lübken, F.-J., What can we learn from layers in the summer mesopause region?, *Geophysical Research Abstracts*, 5,02927, 2003a.
- Lübken, F.-J., Leuchtende Nachtwolken und polare Mesosphärenechos, *Physik Journal*, 2(Nr.6), 47–52, 2003b.
- Lübken, F.-J., Eisteilchen in 80-89 km Höhe: Indikatoren für die niedrigsten Temperaturen in der Erdatmosphäre, *Promet*, (*submitted*), 2003c.
- Lübken, F.-J., Untersuchungen in großer Höhe für ein tieferes Verständnis der Atmosphäre, in Der verschwundene Hering und das Geheimnis des Regenmachers, Umweltforschung in der Leibniz-Gemeinschaft – Qualität und Vielfalt, pp. 27–29, Wissenschaftsgemeinschaft Gottfried Wilhelm Leibniz e. V., 2003d.
- Lübken, F.-J., and J. Bremer, Trends in der oberen Atmosphäre, *Traditio et Inovatio*, 8(1), 40–43, 2003.
- Lübken, F.-J., and A. Müllemann, Temperatures, densities, and winds in the high latitude (78°N) mesosphere, Adv. Space Res., 32(No. 5), 731–740, 2003a.
- Lübken, F.-J., and A. Müllemann, First in situ temperature measurements in the summer mesosphere at very high latitudes (78°N), J. Geophys. Res., 108(D8), 8448, doi:10.1029/2002JD002414, 2003b.
- Lübken, F.-J., J. Höffner, C. Fricke-Begemann, A. Müllemann, M. Zecha, and J. Röttger, Mesospheric layers and temperatures at Spitsbergen, 78°N, in *Proceedings of the "Mesospheric Clouds" meeting*, edited by M. Gadsden, and N. James, vol. 45 of *Memoirs of the British*

Astronomical Association, pp. 97–114, Burlington House, Piccadilly, London, W1J 0DU, U. K., British Astronomical Association, 2002a.

- Lübken, F.-J., M. Rapp, and P. Hoffmann, Neutral air turbulence and temperatures in the vicinity of polar mesosphere summer echoes, J. Geophys. Res., 107(D15), 4273, doi:10.1029/2001JD000915, 2002b.
- Lübken, F.-J., M. Rapp, and P. Hoffmann, Reply to comment by J. Klostermeyer on "Neutral air turbulence and temperatures in the vicinity of polar mesosphere summer echoes" by F.-J. Lübken, M. Rapp, and P. Hoffmann, *J. Geophys. Res.*, 108(D11), 4331, doi:10.1029/2003JD003512, 2003a.
- Lübken, F.-J., M. Zecha, J. Höffner, and J. Röttger, Temperatures, polar mesosphere summer echoes, and noctilucent clouds over Spitsbergen (78°N), J. Geophys. Res., (reviewed), 2003b.
- Manson, A., C. Meek, J. Stegman, P. Espy, R. Roble, C. Hall, P. Hoffmann, and C. Jacobi, Springtime transitions in mesopause airglow and dynamics: Photometer and MF radar observations in the Scandinavian and Canadian sectors, J. Atmos. Solar Terr. Phys., 64, 1131–1146, 2002.
- Müllemann, A., M. Rapp, F.-J. Lübken, and P. Hoffmann, In situ measurements of mesospheric turbulence during spring transition of the Arctic mesosphere, *Geophys. Res. Lett.*, 29(10), 1477, doi:10.1029/2002GL014841, 2002.
- Müllemann, A., M. Rapp, and F.-J. Lübken, Morphology of turbulence in the polar summer mesopause region during the MIDAS/SOLSTICE campaign 2001, Adv. Space Res., 31(No.9), 2069–2074, 2003.
- Oberheide, J., G. A. Lehmacher, D. Offermann, K. U. Grossmann, A. H. Manson, C. E. Meek, F. J. Schmidlin, W. Singer, P. Hoffmann, and R. A. Vincent, Geostrophic wind fields in the stratosphere and mesosphere from satellite data, J. Geophys. Res., 107(D23), 8175, doi:10.1029/2001JD000655, 2002.
- Pancheva, D., E. Merzlyakov, J. Mitchell, Y. Portnyagin, A. H. Manson, C. Jacobi, C. E. Meek,
 Y. Luo, R. R. Clark, W. K. Hocking, J. MacDougall, H. Muller, D. Kürschner, G. O. L.
 Jones, R. A. Vincent, I. M. Reid, W. Singer, K. Igarashi, G. I. Fraser, A. N. Fahrutdinova,
 A. M. Stepanov, , L. M. G. Poole, S. B. Malinga, B. L. Kashcheyev, and A. N. Oleynikov,
 Global-scale tidal variability during the PSMOS campaign of June-August 1999; interaction
 with planetary waves, J. Atmos. Solar Terr. Phys., 64, 1865–1896, 2002a.
- Pancheva, D., J. Mitchell, M. E. Hagan, A. H. Manson, C. E. Meek, Y. Luo, C. Jacobi, D. Kürschner, R. R. Clark, W. K. Hocking, J. MacDougall, G. O. L. Jones, R. A. Vincent, I. M. Reid, W. Singer, K. Igarashi, G. I. Fraser, T. Nakamura, T. Tsuda, Y. Portnyagin, E. Merzlyakov, A. N. Fahrutdinova, A. M. Stepanov, L. M. G. Poole, S. B. Malinga, B. L. Kashcheyev, A. N. Oleynikov, and D. M. Rigin, Global-scale tidal structure in the mesosphere and lower thermosphere during the PSMOS campaign of June-August 1999 and comparisons with the global scale wave model, J. Atmos. Solar Terr. Phys., 64, 1011–1035, 2002b.
- Pancheva, D., J. Mitchell, A. H. Manson, C. E. Meek, C. Jacobi, Y. Portnyagin, E. Merzlyakov, W. Hocking, J. MacDougall, W. Singer, K. Igarashi, R. Clark, D. Riggin, S. Franke, D. Kürschner, A. Fahrutdinova, A. Stepanov, B. Kashcheyev, and A. N. Oleynikov, Variability of the quasi-2-day wave observed in the MLT region during the PSMOS campaign of June-August 1999, J. Atmos. Solar Terr. Phys., submitted, 2003.
- Peters, D., and D. Waugh, Rossby wave breaking in southern hemisphere wintertime upper troposphere, *Mon. Weather Rev.*, 131(No. 11), 2623–2634, 2003.

- Peters, D., G. Entzian, and G. Schmitz, Longitude dependent decadal change in ozone for january during 1960 - 2000, in *Proceedings of the sixth European Symposium 2 to 6 September* 2003, Göteborg, Sweden, pp. 357–360, 2003a.
- Peters, D., P. Hoffmann, and M. Alpers, On the appearence of inertia gravity waves on the north-easterly side of an anticyclone, in 14th Conference on Atmospheric and Oceanic Fluid Dynamics, 9-13 June 2003, San Antonio, Texas, pp. 103–106, 2003b.
- Peters, D., P. Hoffmann, and M. Alpers, On the appearance of inertia-gravity waves on the north-easterly side of an anticyclone, *Meteorol. Zeitung*, 12(1), 25–35, 2003c.
- Portnyagin, Y., T. Solovjona, N. A. Makarov, E. G. Merzlyakov, A. H. Manson, C. E. Meek, W. Hocking, N. Mitchell, D. Pancheva, P. Hoffmann, W. Singer, Y. Murayama, K. Igarashi, J. M. Forbes, S. Palo, C. Hall, and S. Nozawa, Monthly mean climatology of the prevailing winds and tides in the Arctic mesosphere/lower thermosphere, *Ann. Geophys., submitted*, 2003a.
- Portnyagin, Y., T. Solovjona, E. Merzlyakov, J. Forbes, S. Palo, D. Ortland, W. Hocking, J. Mac-Dougall, T. Thayaparan, A. Manson, C. Meek, P. Hoffmann, W. Singer, N. Mitchell, D. Pancheva, K. Igarashi, Y. Murayama, C. Jacobi, D. Kürschner, A. Fahrutdinova, D. Korotyshkin, R. Clark, M. Tailor, S. Franke, D. Fritts, T. Tsuda, T. Nakamura, S. Gurubaran, R. Rajaram, R. Vincent, S. Kovalam, P. Batista, G. Poole, S. Malinga, G. Fraser, D. Murphy, D. Riggin, T. Aso, and M. Tsutsumi, Mesosphere / lower thermosphere prevailing wind model, Adv. Space Res., submitted, 2003b.
- Rapp, M., and F.-J. Lübken, On the nature of PMSE: Electron diffusion in the vicinity of charged particles revisited, J. Geophys. Res., 108(D8), 8437, doi:10.1029/2002JD002857, 2003a.
- Rapp, M., and F.-J. Lübken, Comment on "The response time of PMSE to ionospheric heating" by Belova et al., J. Geophys. Res., 108(D23), 4727, doi:10.1029/2003JD003638, 2003b.
- Rapp, M., J. Gumbel, F.-J. Lübken, and R. Latteck, D region electron number density limits for the existence of polar mesosphere summer echoes, J. Geophys. Res., 107(D19), 4187, doi:10.1029/2001JD001323, 2002a.
- Rapp, M., F.-J. Lübken, A. Müllemann, G. Thomas, and E. Jensen, Small scale temperature variations in the vicinity of NLC: experimental and model results, J. Geophys. Res., 107(D19), 4392, doi:10.1029/2001JD001241, 2002b.
- Rapp, M., F.-J. Lübken, and T. Blix, Small scale density variations of electrons and charged particles in the vicinity of polar mesosphere summer echoes, Atmos. Chem. Phys., 3, 1399– 1407, 2003a.
- Rapp, M., F.-J. Lübken, and T. Blix, The role of charged ice particles for the creation of PMSE: a review of recent developments, *Adv. Space Res.*, 31(No.9), 2033–2043, 2003b.
- Rapp, M., F.-J. Lübken, P. Hoffmann, R. Latteck, G. Baumgarten, and T. Blix, PMSE dependence on aerosol charge number density and aerosol size, J. Geophys. Res., 108(D8), 8441, doi:10.1029/2002JD002650, 2003c.
- Rapp, M., B. Strelnikov, S. Wilms, F.-J. Lübken, J. Gumbel, and H. Henkel, A new detector for the in situ measurement of meteoric dust particles in the middle atmosphere, in *Proceedings of* the 16th ESA Symposium on European Rocket and Balloon Programmes and Related Research, St. Gallen, Switzerland, pp. 379–384, 2003d.
- Rauthe, M., and H. Paeth, Relative importance of Northern Hemisphere circulation modes in predicting regional climate change, J. Climate, in press, 2003.

- Rauthe, M., A. Hense, and H. Paeth, A model intercomparison study of climate change signals in extratropical circulation, *Int. Journal of Climatology*, *in press*, 2003.
- Rees, D., U. von Zahn, W. Singer, G. von Cossart, G. Baumgarten, K.-H. Fricke, R. Rüster, W. Eriksen, and N. D. Lloyd, Observations of winds in the Arctic atmosphere by the ALOMAR Doppler wind and temperature system, *Adv. Space Res.*, *in press*, 2002.
- Riggin, D., C. Meyer, D. Fritts, M. Jarvis, Y. Murayama, W. Singer, R. Vincent, and D. Murphy, MF radar observations of seasonal variability of semidiurnal motions in the mesosphere at high northern and southern latitudes, J. Atmos. Solar Terr. Phys., 65, 483–493, 2003.
- Schmitz, G., D. Peters, and A. Gabriel, Klimadynamik und Ozonvariabilität. Welchen Einfluß hat die beobachtete großräumige Änderung des Klimas auf die Ozonänderung?, Traditio et Inovatio, 8(1), 20–23, 2003.
- Schneider, J., and R. Eixmann, Three years of routine raman lidar measurements of tropospheric aerosols: Backscattering, extinction, and residual layer height, Atmos. Chem. Phys. Discuss., 2, 313–323, 2002.
- Schöch, A., and G. Baumgarten, A new system for automatic beam stabilisation of the Alomar RMR-Lidar at Andøya in Northern Norway, in Proceedings of the 16th ESA Symposium on European Rocket and Balloon Programmes and Related Research, St. Gallen, Switzerland, pp. 303–307, 2003.
- Schröder, H., and G. Schmitz, A mechanism for the generation of the two-day wave in the lower mesosphere, in EGS-AGU-EUG Joint Assemly, Nizza, Frankreich, 6.-11. April 2003, vol. 5, p. 05125, 2003.
- Serafimovich, A., P. Hoffmann, V. Lehmann, and P. Dalin, Observations of inertia-gravity waves using two radars, in Proceedings of the 6th International Symposium on Tropospheric Profiling: Needs and Technologies, Leipzig, Germany, 14-20 September 2003, submitted, 2003.
- Shepherd, G., W. Singer, J. Stegman, and R. Roble, Equinox transition in wind and airglow observations, J. Atmos. Solar Terr. Phys., submitted, 2003.
- Shepherd, M. G., and C. Fricke-Begemann, Study of the tidal variations in mesospheric temperature at low and midlatitudes from WINDII and potassium lidar observations, Ann. Geophys., accepted, 2003.
- Singer, W., Testing and improving of empirical D-region electron density models by comparison with radio wave propagation data, Adv. Space Res., submitted, 2002.
- Singer, W., J. Bremer, J. Weiss, W. Hocking, J. Höffner, M. Donner, and P. Espy, Meteor radar observations at middle and arctic latitudes Part 1: Mean temperatures, J. Atmos. Solar Terr. Phys., accepted, 2003a.
- Singer, W., R. Latteck, D. A. Holdsworth, and T. Kristiansen, A new narrow beam MF radar at 3 MHz for studies of the high-latitude middle atmosphere: System description and first results, in *Proceedings of the 10th Workshop on Technical and Scientific Aspects of MST Radar (MST10), Peru, 2003b.*
- Singer, W., J. Weiss, and U. von Zahn, Diurnal and annual variations of meteor rates at the arctic circle, *Atmos. Chem. Phys. Discuss.*, *submitted*, 2003c.
- Smiley, B., M. Rapp, T. Blix, S. Robertson, M. Horanyi, and R. Latteck, Measuring the charge and size distribution of charged aerosol particles inside PMSE and NLC, in *Proceedings of the* 16th ESA Symposium on European Rocket and Balloon Programmes and Related Research, St. Gallen, Switzerland, pp. 537–542, 2003a.

- Smiley, B., S. Robertson, M. Horanyi, T. Blix, M. Rapp, R. Latteck, and J. Gumbel, Measurement of positively and negatively charged particles inside PMSE during MIDAS SOLSTICE 2001, J. Geophys. Res., 108(D8), 8444, doi:10.1029/2002JD002425, 2003b.
- Sonnemann, G. R., Comment on 'Annual variation of geomagnetic activity' by Alicia L. Clua de Gonzales et al., J. Atmos. Solar Terr. Phys., 64, 1667–1673, 2002.
- Sonnemann, G. R., and M. Grygalashvyly, The zonal wind effect on the photochemistry within the mesosphere/mesopause region, Adv. Space Res., 32(No.5), 719–724, 2003a.
- Sonnemann, G. R., and M. Grygalashvyly, Solar influence on mesospheric water vapor with impact on NLCs, J. Atmos. Solar Terr. Phys., submitted, 2003b.
- Sonnemann, G. R., and U. Körner, Anomalous behavior of the total hydrogen mixing ratio around the turbopause, *Adv. Space Res.*, 31(No.9), 2085–2090, 2003a.
- Sonnemann, G. R., and U. Körner, Total hydrogen mixing ration anomaly around the mesopause region, J. Geophys. Res., 108(D22), 4692, doi:10.1029/2002JD003015, 2003b.
- Stevens, M. H., J. Gumbel, C. R. Englert, K. U. Grossman, M. Rapp, and P. Hartogh, Polar mesospheric clouds formed from space shuttle exhaust, *Geophys. Res. Lett.*, 30(No.10), 1546, doi:10.1029/2003GL017249, 2003.
- Strelnikov, B., M. Rapp, and F.-J. Lübken, Wavelet analysis applied to neutral density fluctuations measured in situ in the middle atmosphere, in *Proceedings of the 16th ESA Symposium* on European Rocket and Balloon Programmes and Related Research, St. Gallen, Switzerland, pp. 321–326, 2003a.
- Strelnikov, B., M. Rapp, and F.-J. Lübken, A new technique for the analysis of neutral air density fluctuations measured in situ in the middle atmosphere, *Geophys. Res. Lett.*, 30(20), 2052, doi:10.1029/2003GL018271, 2003b.
- Thayer, J., M. Rapp, A. Gerrard, E. Gudmundsson, and T. Kane, Gravity wave influences on Arctic mesospheric clouds as determined by the Sondrestrom, Greenland, Rayleigh Lidar, J. Geophys. Res., accepted, 2002.
- Thayer, J., G. Thomas, and F.-J. Lübken, Layered phenomena in the mesopause region, J. Geophys. Res., 108(D8), 8434, doi:10.1029/2002JD003295, 2003.
- Thomas, G. E., M. Rapp, J. J. Olivero, E. P. Shettle, and M. DeLand, Long-term variability in the brightness and occurrence frequency of mesospheric clouds explained by water vapor changes, in *Proceedings of the Mesospheric Cloud Meeting 2003, Galway, Ireland*, 2003.
- von Zahn, U., Are noctilucent clouds truly a "miner's canary" for global change?, EOS, 84(28), 261–264, 2003.
- von Zahn, U., and U. Berger, The altitude of noctilucent clouds: Groundbased observations and their interpretation through numerical modeling, in *Proceedings of the 16th ESA Symposium on European Rocket and Balloon Programmes and Related Research, St. Gallen, Switzerland*, edited by B. Warmbein, vol. ESA SP-530, pp. 295–301, 2003a.
- von Zahn, U., and U. Berger, Persistent ice cloud in the midsummer upper mesosphere at high latitudes: Three-dimensional modeling and cloud interactions with ambient water vapor, J. Geophys. Res., 108(D8), 8451, doi:10.1029/2002JD002409, 2003b.
- von Zahn, U., J. Höffner, and W. J. McNeil, Meteor trails as studied by ground-based lidar, in *Meteors in the Earth's Atmosphere*, edited by E. Murad, and I. P. Williams, chap. 7, pp. 149–187, Cambridge University Press, 2002.

- Zecha, M., J. Bremer, and P. Hoffmann, Results of several years MSE observation at Kühlungsborn 54°N, in Proceedings of the 10th Workshop on Technical and Scientific Aspects of MST Radar (MST10), Peru, 2003a.
- Zecha, M., J. Bremer, R. Latteck, W. Singer, and P. Hoffmann, Properties of midlatitude mesosphere summer echoes after three seasons of VHF radar observations at 54°N, J. Geophys. Res., 108(D8), 8439, doi:10.1029/2002JD002442, 2003b.
- Zhang, S. P., J. E. Salah, N. Mitchell, W. Singer, Y. Murayama, R. R. Clark, A. van Eyken, and J. Thayer, Responses of the mesospheric wind at high latitudes to the April 2002 space storm, *Geophys. Res. Lett.*, 30(23), 2225, doi:10.1029/2003GL018521, 2003.

Diplomarbeiten, Promotionen, Habilitationsschriften

Diplomarbeiten

T. Umblia

Analyse und Darstellung fortschreitender Wellen in globalen meteorologischen Feldern mit dem Programmpaket IDL, Fachhochschule Wismar, Juli 2003

S. Loßow

Bestimmung von Schwerewellen-Parametern aus Temperaturprofilen gemessen mit einem Lidar in Nord-Norwegen im Sommer 2002, Freie Universität Berlin, August 2003

G. Birkeli

Gravity wave activity observed with lidar in the altitude region 30 - 55 km above ALOMAR, Northern Norway during July 2002, University of Oslo, September 2003

Promotionen

U. KörnerGlobal three-dimensional modelling of minor constituents in the middle atmosphere including the hydrogen escape flux,Universität Rostock, Juni 2002

R. Eixmann
 Untersuchung des troposphärischen Aerosols mit einem Rayleigh-Mie-Raman-Lidar im Rahmen des Lidarmessnetzes,
 Universität Rostock, Dezember 2002

H. Schröder Kopplung von barotroper Instabilität und Trägheitsinstabilität - Die Zweitagewelle in der unteren Mesosphäre, Universität Rostock, Mai 2003

Habilitationen

E. Becker

Energetics of turbulent momentum diffusion and gravity wave breakdown in general circulation models of the atmosphere,

Universität Rostock, November 2003

Mitarbeiter des Instituts

Stand: 31. Dezember 20

Wissenschaftler	Prof. FJ. Lübken, Prof. G. Schmitz, Dr. J. Bremer
	 Dr. U. Achatz, Dr. G. Baumgarten, Dr. E. Becker, Dr. U. Berger, Dr. N. Engler, Prof. G. von Cossart, Dr. J. Fiedler, Dr. A. Gabriel, Dr. M. Gerding, Dr. N. Grieger, Dr. J. Höffner, Dr. P. Hoffmann, D. Keuer, Dr. R. Latteck, Th. Linow, Dr. D. Peters, Dr. M. Rapp, Dr. W. Singer, Dr. G. Sonnemann, J. Weiß, Dr. M. Zecha, Dr. Ch. Zülicke
Techniker	M. Düffer, T. Köpnick, K. Möller, J. Schacht, U. Scholze, J. Trautner, H. Voß, R. Waschow, B. Wecke
Verwaltung	M. Lange, A. Kurreck, J. Liedtke, M. Rosenthal, A. Ruß, Ch. Wendt
Bibliothek	R. Mehl
Arbeiter	Th. Barth, HJ. Heckl, N. Meesen, J. Wedrich
Doktoranden	C. Fricke-Begemann, M. Grygalashvyly, H. Körnich,J. Lautenbach, A. Müllemann, M. Rauthe, A. Schöch,A. Serafimovich, B. Strelnikov, S. Wilms, O. Zeller
wiss. Hilfskräfte	S. Loßow, T. Umblia
stud. Hilfskräfte	L. Eckart, P. Keller, P. Menzel, M. Praschel

Mitglieder der Gremien

Stand: 31. Dezember 2003

Mitglieder des eingetragenen Vereins "IAP":

Institut für Ostseeforschung Warnemünde
Ministerium für Bildung, Wissenschaft und Kultur
des Landes Mecklenburg-Vorpommern
Bürgermeister Ostseebad Kühlungsborn
Universität Rostock
Bundesministerium für Bildung und Forschung
Königlich Norwegischer Konsul, Rostock
Universität Rostock
Ostseebad Kühlungsborn
Universität Rostock

Mitglieder des Kuratoriums:

RD Dr. M. Dube	Ministerium für Bildung, Wissenschaft und Kultur
	des Landes Mecklenburg-Vorpommern
Prof. Dr. G. Graf	Universität Rostock
RD Dr. G. Hahn	Bundesministerium für Bildung und Forschung
Prof. Dr. D. Offermann	Universität Wuppertal
Prof. Dr. U. Schmidt	Universität Frankfurt am Main

Mitglieder des Wissenschaftlichen Beirats:

Prof. Dr. D. Offermann	Universität Wuppertal
(Vorsitzender)	
PD Dr. M. Dameris	DLR Oberpfaffenhofen
Dr. P. Köpke	Universität München
Prof. Dr. E. Kopp	Universität Bern, Schweiz
Prof. Dr. K. Mauersberger	MPI Heidelberg
Dr. S. Pawson	Goddard Space Flight Ctr, Greenbelt, USA
Dr. G. Peters	Universität Hamburg
Prof. Dr. H. von Storch	GKSS - Forschungszentrum
Prof. Dr. E. V. Thrane	Universität Oslo, Norwegen
Prof. Dr. L. Wöste	Freie Universität Berlin

Vereinssatzung des Leibniz-Instituts für Atmosphärenphysik e.V. an der Universität Rostock (Stand: 31. Dezember 2003)

 $\S 1$

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.

$\S 2$

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.

$\S 3$

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.

$\S 4$

Organe des Vereins

Die Organe des Vereins sind:

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

$\S 5$

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 innnerhalb von höchstens drei Wochen nach der Sitzung zuzusenden.

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.

$\S 7$

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.
- (5) Den Vorsitz des Kuratoriums führt jährlich abwechselnd der Vertreter des Bundes oder des Landes. Für die Vertretung gilt Entsprechendes.
- (6) Das Kuratorium tritt mindestens einmal j\u00e4hrlich zusammen. Es wird im Auftrag seines Vorsitzenden durch den Direktor des Instituts unter \u00fcbersendung einer Tagesordnung einberufen. Die Einberufung soll mit einer Frist von sp\u00e4testens drei Wochen erfolgen.
- (7) 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.
- (8) 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.
- (9) Der Institutsdirektor nimmt an den Sitzungen des Kuratoriums teil, sofern dieses im Einzelfall nicht anders beschließt.

$\S 8$

Aufgaben des Kuratoriums

- (1) Das Kuratorium überwacht die Rechtmäßigkeit, Zweckmäßgkeit 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 Investititionsprogramm 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 überoder 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:

- (1) die Planung der Zusammenarbeit mit universitären, anderen nationalen und internationalen Einrichtungen sowie die Verantwortung für deren Durchführung und Ergebnisbewertung;
- (2) die Regelung der Geschäftsverteilung des Instituts;
- (3) das Finanz-, Kassen- und Rechnungswesen, insbesondere die Aufstellung des Entwurfs des jährlichen Wirtschaftsplanes;
- (4) die Aufstellung des Jahresabschlusses;
- (5) die Vorlage des vorjährigen Tätigkeitsberichtes des Instituts beim Kuratorium bis spätestens zum 1. April eines jeden Jahres;
- (6) die jährliche Vorlage eines Arbeitsplanes beim Kuratorium für das jeweilige folgende Jahr bis spätestens zum 15. Oktober;
- (7) die Vorbereitung der Sitzung des Kuratoriums.
- (8) 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.

$\S 11$

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 Berufungsangelegenheiten und nimmt Stellung zum wissenschaftlichen Jahresbericht des Direktors. Er bewertet die wissenschaftliche Arbeit des Instituts und berichtet dem Kuratorium darüber.

$\S 12$

Abteilungsleiter

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

$\S 13$

Forschung mit Mitteln Dritter

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

$\S 14$

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.