

# LEIBNIZ-INSTITUT FÜR ATMOSPHÄRENPHYSIK e.V.

an der Universität Rostock

## Institutsbericht 2004/2005

Herausgeber:

Prof. Dr. F.-J. Lübken

Prof. Dr. G. Schmitz

Dr. J. Bremer

Redaktion:

Herr M. Düffer

Herr Dr. N. Engler

Herr M. Priester

Frau M. Rosenthal

Herr A. Schöch

Frau U. Scholze

Frau H. Voß

Herr Dr. Ch. Zülicke

**Anschrift:**

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

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

Erschienen: Mai 2006

# Inhaltsverzeichnis

<b>Liste der verwendeten Abkürzungen</b>	<b>4</b>
<b>Vorwort</b>	<b>5</b>
<b>Einleitung</b>	<b>7</b>
<b>Bilder aus dem Institutsleben</b>	<b>12</b>
<b>Organisation des IAP</b>	<b>16</b>
<b>Wissenschaftliche Arbeitsschwerpunkte in den Jahren 2004/2005</b>	<b>17</b>
<b>1 Stationen der optischen Sondierung mit Lidar-Systemen</b>	<b>21</b>
<b>2 Die Lidar-Systeme des IAP</b>	<b>23</b>
<b>3 Lidarmessungen von Schwerewellen über Kühlungsborn</b>	<b>27</b>
<b>4 Simultane Beobachtungen vom MSE, NLC und Temperaturen über Kühlungsborn</b>	<b>29</b>
<b>5 Erste Tageslichtmessungen mit dem neuen Fe-Lidar</b>	<b>31</b>
<b>6 Vergleich von Temperaturen und der PMSE-Oberkante auf Spitzbergen</b>	<b>33</b>
<b>7 Neun Jahre Beobachtungen leuchtender Nachtwolken über ALOMAR</b>	<b>35</b>
<b>8 Eigenschaften von Eisteilchen aus Lidarmessungen mit mehreren Wellenlängen auf ALOMAR</b>	<b>37</b>
<b>9 Mehrjährige Temperaturmessungen über ALOMAR</b>	<b>39</b>
<b>10 Windmessungen mit einem Doppler-Lidar in der mittleren Atmosphäre</b>	<b>41</b>
<b>11 Turbulenz als Erzeugungsmechanismus für polare Winterechos</b>	<b>43</b>
<b>12 LIMA: ein neues Modell der Atmosphäre</b>	<b>45</b>
<b>13 Wetter in mesospärischen Eisschichten</b>	<b>47</b>
<b>14 Mikrophysik mesosphärischer Eisteilchen</b>	<b>49</b>
<b>15 Breitenabhängigkeit turbulenter Parameter aus in-situ Messungen</b>	<b>51</b>
<b>16 Turbulente Dissipationsraten aus gemessenen Dichtefluktuationen: Eine Überprüfung des empirischen Verfahrens anhand synthetischer Daten aus einer DNS</b>	<b>53</b>
<b>17 Kleinskalige Plasmastrukturen in der polaren Sommermesopausenregion</b>	<b>55</b>
<b>18 In-situ Messungen geladener Staubteilchen</b>	<b>57</b>
<b>19 Eisteilchen und Kaliumdichten auf Spitzbergen, 78° N</b>	<b>59</b>

20 Solarer Zyklus und Trends von Spurengasen in der Mesosphäre und unteren Thermosphäre	61
21 Die Winteranomalie des Nacht-Tag Verhältnisses des Ozons der mittleren und oberen Mesosphäre	63
22 Die Radar-Systeme des IAP	65
23 Das neue MF-Radar in Juliusruh	68
24 Vergleich jahreszeitlicher PMSE-Variationen auf der Nord- und Südhemisphäre	70
25 Langfristige Variationen in der polaren Mesopausenregion während des Sommers	72
26 Einfluss von Temperatur und Wasserdampf auf die jahreszeitliche Variation vom PMSE in Andenes	74
27 Jahres- und tageszeitliche Variation von PMSE über Spitzbergen	76
28 Einfluss von Schwerewellen und Gezeiten auf die Bildung von Mehrfachschichten in der sommerlichen polaren Mesosphäre	78
29 Jahreszeitliche Variation der Aspektempfindlichkeit von Radarstreuern auf 2 MHz und ihre Beziehung zu PMSE	80
30 Klimatologie von PMWE aus mehrjährigen Radarmessungen in Andenes	82
31 Gleichzeitige Radar- und Raketenbeobachtungen von polaren mesosphärischen Winterechos im Januar 2005	84
32 Jahreszeitliche Variationen der mesosphärischen Turbulenz	86
33 Messung turbulenter kinetischer Energiedissipationsraten in der Mesosphäre mit dem Saura-MF-Radar	88
34 Analyse von Schwerewellen über dem Skandinavischen Berg Rücken aus simultanen VHF Radarbeobachtungen	90
35 Radar-Beobachtungen und Model-Simulationen von Trägheitsschwerewellen während der MaCWave Kampagne	92
36 Einfluss von Ozonvariationen auf Trends in der Mesosphäre mittlerer Breiten	94
37 Bestimmung mesosphärischer Elektronendichten mit dem Saura MF-Radar	96
38 Absolutkalibrierung von VHF-Radar-Systemen	98
39 Tages- und jahreszeitliche Variationen von Meteoraten in Abhängigkeit von der geographischen Breite	100
40 Das mechanistische Klimamodell KCMC	102
41 Die Zirkulation in Strato- und Mesosphäre bei expliziter Simulation der Schwerewellen	104

<b>42 Die Bedeutung der internen Schwerewellen für die Zirkulation in den Tropen der Stratosphäre und Mesosphäre</b>	<b>107</b>
<b>43 Schwerewellen und Turbulenz während der MaCWave / MIDAS-Kampagne im Nordsommer 2002</b>	<b>109</b>
<b>44 Quellen von Trägheitsschwerewellen in hochauflösten mesoskaligen MM5-Simulationen</b>	<b>113</b>
<b>45 Abstrahlung von Trägheitsschwerewellen aus Imbalancen in brechenden Rossby-Wellen</b>	<b>115</b>
<b>46 Turbulenzanfachung in brechenden Trägheitsschwerewellen: Eine verallgemeinerte lineare Theorie</b>	<b>118</b>
<b>47 Turbulenzanfachung in brechenden Trägheitsschwerewellen: Nichtlineare Dynamik</b>	<b>121</b>
<b>48 Interpretation der halbjährigen Schwingung der ganztägigen Gezeitenwelle</b>	<b>125</b>
<b>49 Einfluss der Zirkulation in den Tropen der oberen Stratosphäre auf die Entwicklung stratosphärischer Erwärmungen</b>	<b>128</b>
<b>50 Die Arktische Oszillation – Rückkopplung zwischen synoptischen Wellen und zonalem Wind</b>	<b>130</b>
<b>51 Die atmosphärische Drehimpulsbalance für die südhemisphärische Polarkappe während der stratosphärischen Erwärmung im September 2002</b>	<b>132</b>
<b>52 Zum Einfluss längenabhängiger Variationen im Polarwirbel auf das Rossby-Wellenbrechen in mittleren Breiten</b>	<b>134</b>
<b>53 Nichtlineare Horizontaldiffusion</b>	<b>137</b>
<b>54 Die jahreszeitliche Veränderung der effektiven Diffusion in der mittleren Atmosphäre</b>	<b>138</b>
<b>A Liste der Drittmittelprojekte</b>	<b>140</b>
<b>B Liste der kooperierenden Institutionen und Wissenschaftler</b>	<b>144</b>
<b>C Liste der Veröffentlichungen</b>	<b>148</b>
<b>D Mitarbeiter des Instituts</b>	<b>161</b>
<b>E Mitglieder der Gremien</b>	<b>162</b>
<b>F Vereinssatzung des Leibniz-Instituts für Atmosphärenphysik e.V. an der Universität Rostock (Stand: 31. Dezember 2005)</b>	<b>163</b>

## Liste der verwendeten Abkürzungen

AFO-2000	Atmosphärenforschung 2000
ALOMAR	Arctic lidar observatory for middle atmosphere research
ALWIN	ALOMAR-Wind-Radar
ARR	Andøya Rocket Range
BSC	volume BackSCatter coefficient
CARMA	Community aerosol and radiation model for atmospheres
CAWSES	Climate and Weather of the Sun-Earth System
COMMA	Cologne model of the middle atmosphere
DAE	Differential Absorption Experiment
DBS	Doppler beam swinging
DLR	Deutsches Zentrum für Luft- und Raumfahrt
DNS	Direkte Numerische Simulation
DPE	Differential Phase Experiment
DoRIS	Doppler Rayleigh Iodine System
ECHAM	ECMWF Model-Hamburg Version
ECMWF	European center for medium range weather forecast
ECOMA	Existence and Charge state of meteoric dust particles in the Middle Atmosphere
EPF	Eliassen-Palm-Fluss
ERA40	40 year ECMWF Reanalysis project
ESRAD	Esrangle MST radar
EISCAT	European incoherent scatter scientific association
EZMW	Europäisches Zentrum für mittelfristige Wettervorhersage
FADOF	Faraday Anomalous Dispersion Optical Filter
FCA	Full correlation analysis
FFI	Forsvarets Forskningsinstitutt (Norwegian Defence Research Establishment)
GCM	General circulation model
HAMMONIA	HAmburg MOdel of the Neutral and Ionized Atmosphere
IAP	Leibniz-Institut für Atmosphärenphysik
IGW	Inertia-gravity wave
KMCM	Kühlungsborn mechanistic general circulation model
LEWIZ	Letzter Winter im Zwanzigsten Jahrhundert
LIDAR	Light Detection And Ranging
LIMA	Leibniz-Institut Middle Atmosphere Model
LF	Low Frequency
LT	Local Time
Ly- $\alpha$	Lyman- $\alpha$
MaCWAVE	Mountain and Convective Waves Ascending Vertically
MAECHAM	Middle-Atmosphere ECHAM
MF	Medium Frequency
MIDAS	Middle atmosphere investigation of dynamics and structure
MLT	Mesosphere-Lower Thermosphere
MM5	PSU/NCAR Fifth-generation Mesoscale Model
MPI	Max-Planck Institut
MSE	Mesosphere summer echo
NCAR	National Center of Atmospheric Research
NLC	Noctilucent cloud(s)
NM	Normalmoden
NTV	Nacht-Tag Verhältnis
OSWIN	Ostsee-Wind-Radar
PDE	Photo-chemischer Doppler-Effekt
PMC	Polar Mesospheric Clouds
PMSE	Polar Mesosphere Summer Echo(es)
PMWE	Polar Mesosphere Winter Echo(es)
PSU	Pennsylvania State University
QBO	Quasi-Biannual Oscillation
RMR	Rayleigh/Mie/Raman
ROMA	Rocket borne observations of the middle atmosphere
SA	Spaced antenna
SAO	Semi-Annual Oscillation
SKiYMET	All-sky interferometer meteor radar
SNR	Signal to Noise Ratio
SOUSY	Sounding system for atmospheric structure and dynamics
SV	Singuläre Vektoren
TSW	Trägheitsschwerewelle
UARS	Upper atmosphere research satellite
UT	Universal time
UV	Ultra-Violett
VHF	Very High Frequency
WMO	World Meteorological Organisation

## Vorwort

Hiermit legt das IAP seinen siebten Institutsbericht seit der Gründung des Instituts vor. Dieser Bericht, der die Jahre 2004 und 2005 umfasst, wendet sich in erster Linie an die Zuwendung- und Drittmittelgeber des IAP<sup>1</sup>, 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 wissenschaftlicher Übersichtsartikel verfasst werden. Dies erklärt auch das auf ein Mindestmaß reduzierte Zitieren von externen Arbeiten und die Tatsache, dass wir auf externe Koautoren verzichtet haben, obwohl selbstverständlich ein großer Teil der Ergebnisse in Kooperation mit anderen Einrichtungen entstanden ist. 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. Der Bericht wendet sich auch an Schulen, insbesondere an die naturwissenschaftlich orientierten Leistungskurse.

Das IAP hat im Berichtszeitraum 2004/2005 seine positive Entwicklung der vorangegangenen Jahre fortgeführt und seine Position als wissenschaftliche Einrichtung auf dem Gebiet der Atmosphärenphysik im internationalen Rahmen ausgebaut. 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.

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 2004 und 2005 insgesamt 110 Aufsätze mit wissenschaftlichen Ergebnissen vom IAP erschienen sind, davon 82 in Zeitschriften mit internationaler Begutachtung (siehe Liste auf Seite 148). Hinzu kamen etwa 170 Vorträge und Poster auf internationalen Fachkonferenzen. Im Berichtszeitraum wurden zweimal Veröffentlichungen dadurch herausgestellt, dass Einrichtungen des IAP auf der Titelseite von *Geophysical Research Letters* abgebildet waren, so z. B. das ALOMAR-Observatorium bzw. das mobile Kalium-Lidar. Beim Sonderteil vom 28. Dezember 2004 über die MAC/WAVE-Kampagne waren Mitarbeiter des IAP an allen sieben wissenschaftlichen Fachbeiträgen beteiligt.

Der wissenschaftliche und technische Austausch mit Kollegen aus nationalen und internationalen Forschungseinrichtungen ist für die Mitarbeiter des IAP von großer Bedeutung und wird daher besonders gepflegt. Im Berichtszeitraum haben 18 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. Die Erneuerung und technische Aktualisierung der Instrumente nimmt einen zusehends größeren Raum bei den Investitionen des Instituts ein. Eine besondere Herausforderung besteht in der Entwicklung der Tageslichtfähigkeit der Lidars, wo sehr viel Einsatz und Fachwissen erforderlich ist, um die wenigen rückgestreuten Photonen aus dem riesigen solaren Hintergrundsignal herauszufiltern. Das ALOMAR-Observatorium spielte für das IAP, wie bereits in den vergangenen Jahren, eine wichtige Rolle. Nach jahrelanger Vorbereitung und unter Einsatz erheblicher finanzieller Mittel wurden im Oktober 2005 die Primärspiegel der beiden Hauptteleskope des RMR-Lidars auf ALOMAR ausgetauscht, und zwar ohne den Messbetrieb nennenswert zu stören. Damit ist die Funktionsfähigkeit des Observatoriums für die nächsten Jahre gesichert. Das neue MF-Radar in SAURA ist jetzt in den Routinebetrieb übergegangen und produziert wichtige Ergebnisse über Winde und Turbulenz. Einige bodengebundene Messungen werden inzwischen seit fast 10 Jahren durchgeführt, so dass man langfristige Variationen untersuchen kann. 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 Sanierung der Gebäude in der Außenstation in Juliusruh

---

<sup>1</sup>Eine Liste der Abkürzungen befindet sich auf Seite 4.

wurde fortgeführt.

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. Besondere Fortschritte sind bei der Modellierung von Schwerewellen und Turbulenz, sowie bei der realitätsnahen Beschreibung von Eisteilchen in der Mesosphäre zu verzeichnen. Die unterschiedlichen Modelle sind in vielversprechender Weise mit IAP-Daten und mit externen Ergebnissen verknüpft worden, wodurch sich die Zusammenarbeit zwischen den Abteilungen und die Kooperation mit externen Forschungseinrichtungen weiter positiv entwickelt hat.

Im Berichtszeitraum sind zwei große Forschungsprogramme des BMBF ausgelaufen (AFO-2000 und DEKLIM). Da es leider keine entsprechenden Nachfolgeprogramme gibt, haben die Mitarbeiter des IAP verstärkt Drittmittel bei anderen Einrichtungen eingeworben, insbesondere bei der DFG. In diesem Zusammenhang ist es als besonderer Erfolg zu werten, dass die DFG ein neues Schwerpunktprogramm mit der Bezeichnung „Climate And Weather of the Sun-Earth System“ (CAWSES) eingerichtet hat. Das IAP war bei der Antragstellung federführend beteiligt, stellt den Sprecher des Schwerpunktes und führt insgesamt vier Einzelprojekte durch.

Nachdem die wichtigsten Entwicklungen der Gründungsjahre jetzt abgeschlossen sind, geht es in den nächsten Jahren darum, 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. Ein wichtiges Ereignis zur Personalstruktur des IAP war die Einleitung des Verfahrens für die Berufung des Nachfolgers von Herrn Prof. Schmitz (Herr Prof. Schmitz geht Ende April 2006 in den Ruhestand).

Mein herzlicher Dank gilt allen Mitarbeitern des Instituts für Ihren erfolgreichen und unermüdlichen Einsatz, der aus den nachfolgenden Einzelberichten nicht immer offensichtlich wird. Es sind oft die kleinen und unscheinbaren Beiträge, die den technischen und wissenschaftlichen Fortschritt erst ermöglichen. Ich möchte mich auch ausdrücklich bei denjenigen bedanken, die in den wissenschaftlichen Veröffentlichungen und in den nachfolgenden Beiträgen nicht namentlich genannt sind und die dennoch am Erfolg des IAP wesentlich mitbeteiligt sind. Es handelt sich hierbei um die Damen der Institutsverwaltung (Marion Lange, Angelika Kurreck, Monika Rosenthal, Angelika Ruß, Christa Wendt und Julia Sawatzki), die Bibliothekarin (Rosemarie von Rein), den Mechaniker (Herrn Jens Wedrich), sowie unseren Hausmeister und Fahrer, Herrn Norbert Meesen, der gleichzeitig mit Herrn Thomas Barth unser „Mann für Alles“ ist. Der Einsatz dieser Damen und Herren für das IAP, der oft genug über das Selbstverständliche hinausgeht, 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. Hervorzuheben ist die erfolgreiche Zusammenarbeit mit Herrn Prof. Dr. D. Offermann, der als Mitglied des wissenschaftlichen Beirates und als dessen Vorsitzender die Geschicke des Instituts über acht Jahre begleitet hat.

Kühlungsborn, im Mai 2006

Prof. Dr. Franz-Josef Lübken

— Direktor —

# Einleitung

## Gründungsgeschichte

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

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

## Rechtsform des IAP

Das Institut für Atmosphärenphysik wird als eingetragener Verein (e.V.) geführt. Die Vereins-Satzung ist ab Seite 163 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 162 am Ende dieses Berichtes aufgeführt.



Geographische Lage der Gelände des IAP in Kühlungsborn und Juliusruh.

Unternehmer gebaut wurde, (3) einem separat liegenden Lager-Gebäude. Diese Gebäude bie-

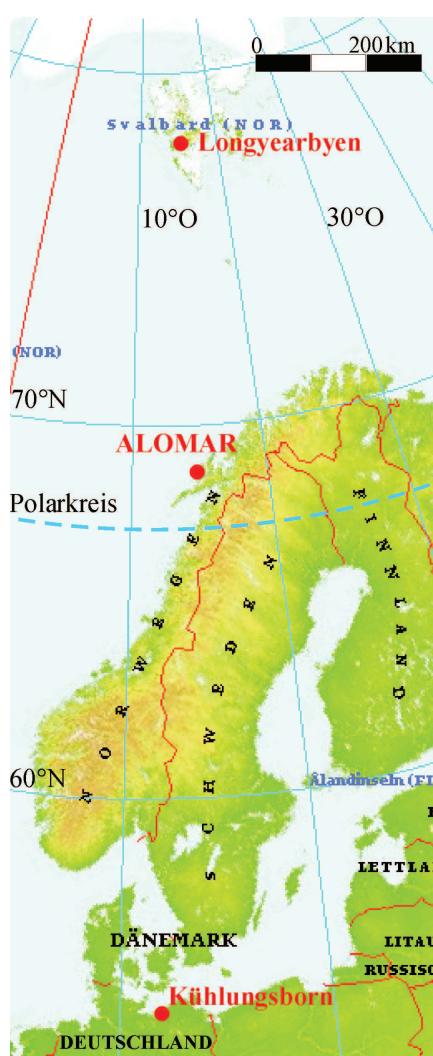
Die Mitgliederversammlung und das Kuratorium tagte im Berichtszeitraum einmal pro Jahr. Die wissenschaftlichen Arbeiten und Ergebnisse des Instituts wurden dem Wissenschaftlichen Beirat am 11.-13. Oktober 2004 und am 26/27. Oktober 2005 vorgestellt. Bei dieser Gelegenheit wurde auch über zukünftige Zielstellungen 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. 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-

ten 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. 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 Meteорadar. 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). 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 raketenträgeren 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-Resonanz-Lidar, ein VHF-Radar, ein MF-Radar und ein Meteor-Radar. Hierdurch bietet sich den Wissenschaftlern des IAP die Möglichkeit zum Studium der arktischen Atmosphäre mit modernen experimentellen Methoden.

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 2005 waren am IAP insgesamt 61 Mitarbeiter tätig, davon 24 als Wissenschaftler, 14 als wissenschaftlich-technische Angestellte, 6 als Verwaltungskräfte, 1 als Auszubildende und 16 mit der Abfassung von Diplom- und Doktorarbeiten sowie als Praktikanten 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 im Berichtszeitraum zur Verfügung: eine effiziente Ausstattung an eigenen Rechnern und Zugang zu auswärtigen Großrechnern für die numerische Modellierung atmosphärischer Prozesse, 2 Rayleigh/Mie/Raman-Lidars, 1 transportables Kalium/Eisen-Lidar, 2 stationäre Metallatom-Lidars, 2 VHF-Radars, 2 MF-Radars, 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, LIMA, CARMA, ECHAM, MM5), teilweise durch Kooperation mit externen Einrichtungen.

## ***Sonstige infrastrukturelle Maßnahmen***

Die baulichen Maßnahmen des Instituts konzentrierten sich im Berichtszeitraum auf die Erhaltung und Renovierung der Gebäude in Juliusruh. Die technische Infrastruktur wurde praktisch komplett erneuert und um moderne Datenkommunikation erweitert. Die Grundstruktur des Gebäudes (Wände, Dach etc.) wurden ebenfalls renoviert oder erneuert. Die Außenstation bietet jetzt verbesserte Arbeitsbedingungen für unsere Mitarbeiter, sowie die Möglichkeit, kleinere Arbeitstreffen abzuhalten. Außerdem sind die räumlichen und technischen Voraussetzungen für die (vielleicht nur vorübergehende) Installation weiterer Messinstrumente geschaffen worden.

Die Turbulenz- und Windmessungen mit dem MF-Radar in Saura, ebenfalls auf der Insel Andøya gelegen, wurden im Berichtszeitraum in den Routinebetrieb überführt. Darüber hinaus wurde das MF-Radar in Juliusruh durch den Aufbau und Einsatz einer leistungsstarken Send- und Empfangsanenne wesentlich verbessert. Damit werden jetzt zum ersten Mal permanente Turbulenzmessungen in der unteren Ionosphäre sowohl in polaren als auch in mittleren Breiten durchgeführt.

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 „Kosten/Leistungs-Rechnung“ (KLR) bezeichnete betriebswirtschaftliche Organisationsform einzuführen ist. Außerdem soll die strategische Planung der wissenschaftlichen Arbeiten anhand von Programmbudgets (PB) erfolgen. Das IAP hat sich dieser Herausforderung gestellt und konkrete Maßnahmen zur Realisierung der KLR und der Programmbudgets durchgeführt. Nachdem die KLR bereits seit zwei Jahren in Betrieb ist, wurden die Programmbudgets im Jahre 2005 eingeführt.

## ***Rechentechnik***

(Th. Linow, J. Schacht, M. Düffer)

Die Anforderungen an die Rechentechnik des IAP wachsen beständig. Insbesondere durch immer höher auflösende Experimente und Modelle steigt der Bedarf an Speicherkapazität von Daten und an Netzwerkdurchsatz. Da die Speicherkapazität des vorhandenen Fileservers (15 TByte) bereits vor 2 Jahren praktisch erschöpft war, musste ein neues System angeschafft werden. Nach einer europaweiten Ausschreibung wurde das NAS-System (NetworkAttachedStorage) der Firma SGI ausgewählt. Bei der Magnetbandtechnologie wurde ein Wechsel vollzogen. Zur

Anwendung kommt jetzt die "LTO 2" Technik von IBM, mit der bis zu 400 GByte pro Magnetband gespeichert werden können. Damit steht dem IAP jetzt eine Kapazität von ca. 70 TB zur Verfügung, die bei Bedarf noch erweitert werden kann.

Aufgrund des erhöhten Datenaufkommens reichte das vorhandene lokale Netzwerk des IAP für einen effizienten Datenaustausch nicht mehr aus. Es wurden daher zwei neue Systeme der Firma Cisco ausgewählt, mit dem jetzt im Hauptgebäude ca. 200 und in der Villa ca. 50 Anschlüsse mit einem Durchsatz von jeweils 1 Gigabit zur Verfügung stehen. Die Kommunikation per Internet wurde durch bösartige Angriffe auf unsere Rechnersysteme und die massenhafte Versendung von Werbemails (Spam) erheblich erschwert. Es mussten daher entsprechende Schutzmaßnahmen getroffen werden. So wurde z. B. ein Mailfiltersystem beschafft, das nutzerspezifisch konfigurierbar ist und bis zu 95% aller Spams erkennt. Dank dieser Maßnahmen war erfreulicherweise kein kritischer Sicherheitsvorfall, d. h. Virenbefall o. ä. zu verzeichnen. Das Netzwerk der PC's wurde vollkommen neu gegliedert, sodass jetzt eine zentrale Verwaltung mit entsprechenden Serviceleistungen, wie z. B. Sicherheitsspeicherungen, realisiert ist.

Die rechentechnische Infrastruktur wurde weiterhin durch die Beschaffung eines Höchstleistungsfarblaserdruckers verbessert. Mit diesem Drucker ist es möglich, Dokumente kostengünstig in hoher Qualität und in großer Stückzahl zu drucken, wie z. B. Doktorarbeiten oder diesen Institutsbericht.

### ***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 vier Hochschullehrer des IAP halten zur Ausbildung von Physikern 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-, Diplom- und 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“. Diese Vereinbarung wurde anlässlich der Neuregelung von Berufungen von Abteilungsleitern des IAP zu Professoren an der Universität Rostock am 22. Oktober 2004 ergänzt und aktualisiert.

### ***Drittmittelprojekte***

Laut seiner Vereinssatzung ist es dem IAP gestattet, einen Teil seiner Forschungsarbeiten durch das Einwerben von Drittmitteln zu finanzieren. Wie die folgenden Kapitel und die Liste

der Drittmittelprojekte ab Seite 140 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 24 Einrichtungen, davon 9 Universitäten, 2 Max-Planck-Instituten, 2 DLR-Instituten, 3 WGL-Instituten und dem Deutschen Klima-Rechenzentrum. Auf internationaler Ebene bestehen Kooperationen mit 50 ausländischen Forschungsinstitutionen. Einzelheiten zu diesen Kooperationspartnern sind am Ende des Berichtes ab Seite 144 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-Drift- und Meteormessungen des Observatoriums Collm, Radar-Meteor-Daten aus niedrigen Breiten im Rahmen des CAWSES-Projektes CPEA, Daten des EISCAT-Radars, Raketensondierungsdaten des Norwegian Defence Research Establishment in Kjeller, Satellitendaten von UARS, TIMED, ENVISAT, SNOE, 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.

Die Mehrheit der in den Einzelberichten vorgestellten 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, die Satelliten-Missionen UARS, TIMED, ENVISAT, SNOE, 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 internationale SCOSTEP-Programm CAWSES. Letzteres ist von besonderer Bedeutung, da es im nationalen Rahmen bei der DFG zur Einrichtung eines Schwerpunktes geführt hat, an dem das IAP maßgeblich beteiligt ist.

### ***Konferenzen am IAP***

Im Berichtszeitraum haben einige internationale und nationale Konferenzen am IAP stattgefunden. Hervorzuheben ist das erste Treffen zum ECOMA-Projekt, sowie eine Sitzung der VDI-Kommission. An den Tagungen nahmen jeweils mehrere auswärtige Gäste aus mehreren Ländern teil. Außerdem fanden eine Reihe von Arbeitstreffen am IAP statt, u. a. zum AFO-Projekt MEDEC, sowie zum Projekt SORACAL. 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 Leuchtende Nachtwolken, am 26. Juni 2005 um ca. 0:30 Uhr vom IAP aus fotografiert. Die Sonne steht zu diesem Zeitpunkt etwa 11 Grad unter dem Horizont.
- Bild 2 Der Vorsitzende des Kuratoriums, Herr Dr. Martin Dube (MBWK, Schwerin) während einer Ansprache auf der Feier zum 10-jährigen Jubiläum von ALOMAR.
- Bild 3 Das ALOMAR Observatorium mit den Laserstrahlen des RMR-Lidars (grün) und des Na-Lidars (rot).
- Bild 4 Montage der neuen Primärspiegel der ALOMAR-Teleskope im Oktober 2005.
- Bild 5 Das neue MF-Radar in Saura, ca. 15,5 km süd-östlich vom ALOMAR-Observatorium gelegen. Dieses Radar gehört mit einer Ausdehnung von ca. 1 x 1 km zu den weltweit größten seiner Art. Auf der Abbildung erkennt man im wesentlichen die Holzmasten, an denen die Antennendrähte befestigt sind.
- Bild 6 Die Außenstation des IAP in Juliusruh nach der (fast) beendeten Renovierungsphase.
- Bild 7 Der Ministerpräsidenten Harald Ringstorff bei seinem Besuch Kühlungsborn im Gespräch mit (von links nach rechts) Herrn Brauer (TSK, Kühlungsborn), Herrn Karl (Bürgermeister von Kühlungsborn), Frau MdL Mahr, Herrn Cremer (Vorsitzender der DeHoGa Ortsgruppe), und dem Direktor des IAP.
- Bild 8 Blick vom IAP auf die Ostsee in Richtung Kühlungsborn. In der Bildmitte erkennt man Kühlungsborn-Ost.
- Bild 9 Der neue Transporter des IAP mit seinem stolzen Fahrer, Herrn Meesen.
- Bild 10 Der neue Fileserver des IAP mit einer Kapazität von ca. 100 Terabyte.
- Bild 11 Einige Damen aus der Verwaltung unterstützen die Fußballer des IAP während eines Betriebsausfluges
- Bild 12 Unsere Humboldt-Stipendiatin, Frau Dr. Shikha Raizada in (für Sie) ungewohnter Umgebung.
- Bild 13 Die Schüler Wilhlem Braun und Jörg Jeschke nach der Rückkehr von ihrem Aufenthalt auf dem 'Space Camp' (Andoya Rocket Range), der vom IAP unterstützt wurde.
- Bild 14 Fahrradtour des IAP auf dem Betriebsausflug zum Salzhaff.
- Bild 15 Titelseiten der internationalen Fachzeitschrift "Geophysical Research Letters", mit denen u.a. wissenschaftliche Ergebnisse des IAP hervorgehoben werden.

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



*Bild 1*



*Bild 2*



*Bild 3*



*Bild 4*



*Bild 5*



*Bild 6*



*Bild 7*



*Bild 8*



*Bild 9*



*Bild 10*



*Bild 11*



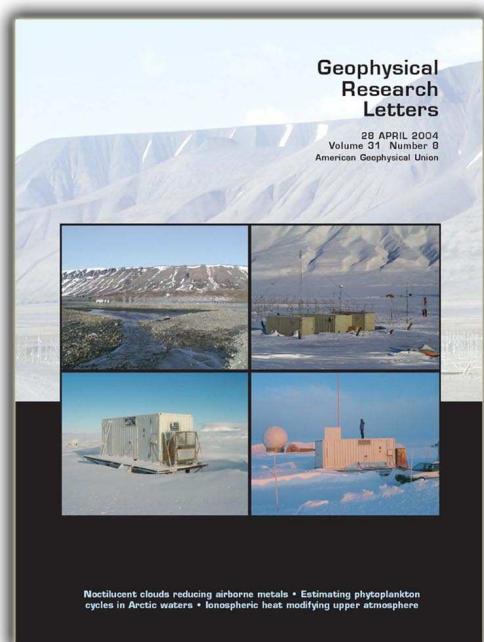
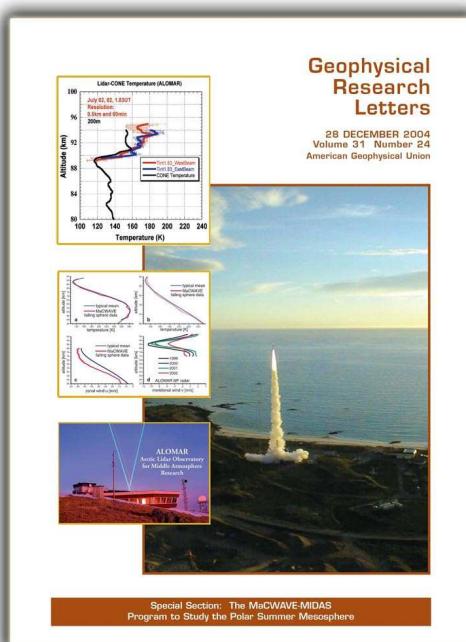
*Bild 12*



*Bild 13*



*Bild 14*

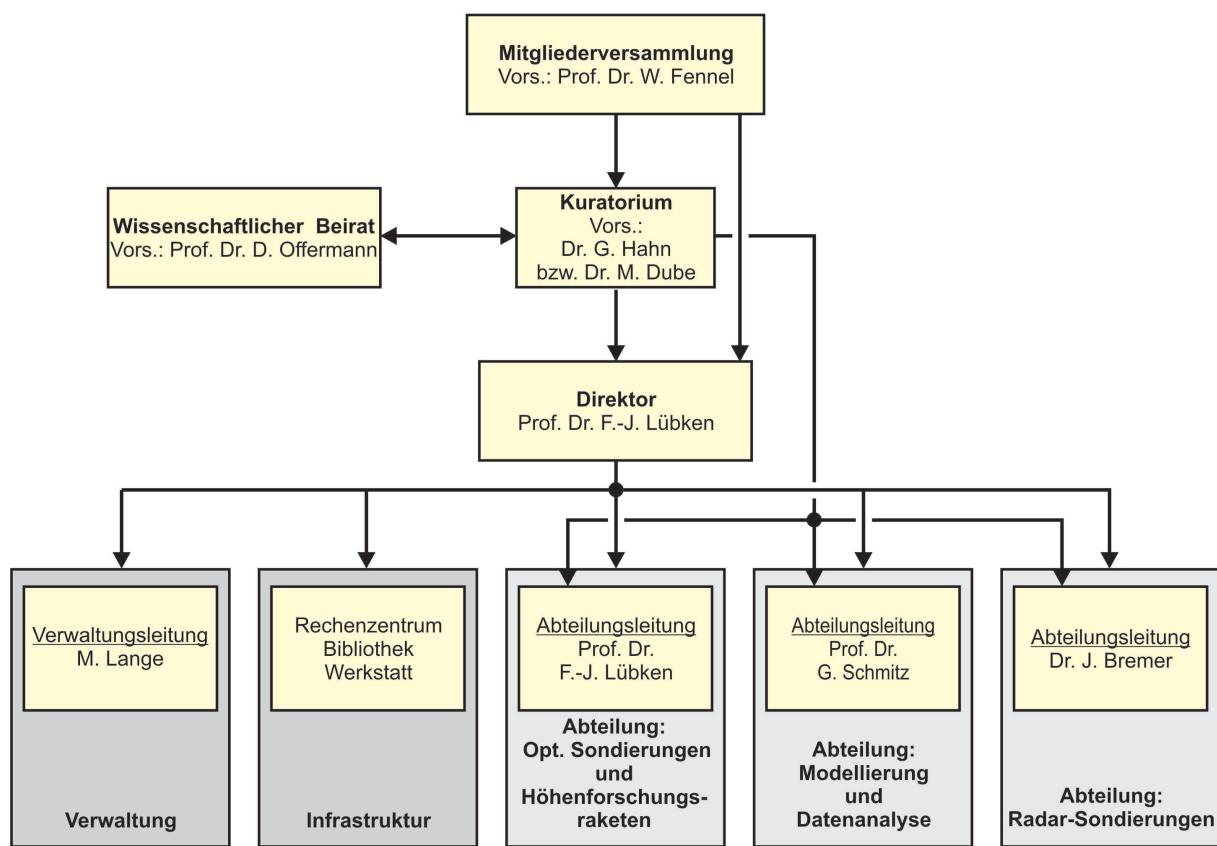


*Bild 15*

# Organisation des IAP

Das IAP verfügt über eine Abteilungsstruktur mit abteilungsübergreifenden Forschungsschwerpunkten. Die Abteilungen heißen „Optische Sondierungen 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 Jahren gebildet und von Nachwuchswissenschaftlern des IAP geleitet.

**Organigramm des Leibniz-Institutes für Atmosphärenphysik e.V.  
(Stand vom 31.12.2005)**



# Wissenschaftliche Arbeitsschwerpunkte in den Jahren 2004/2005

Das IAP arbeitet auf dem Gebiet der Atmosphärenphysik, wobei der Schwerpunkt der Arbeitsrichtung des IAP bei der Erforschung der Atmosphäre zwischen 10 und 100 km liegt. Hierbei werden die Mesosphäre und die dynamischen Wechselwirkungen zwischen den verschiedenen Schichten der Atmosphäre besonders berücksichtigt. Ferner wird untersucht, ob es in der oberen Atmosphäre zu langfristigen Veränderungen kommt und ob diese u. U. zur frühzeitigen Warnung von Klimaänderungen genutzt werden können. Am IAP werden drei Schwerpunkte bearbeitet:

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

Hinzu kommen zusätzliche wichtige Arbeitsfelder, die ab Seite 20 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*

Das thermische und dynamische Verhalten der Mesosphäre wird in mittleren und polaren Breiten auf unterschiedlichen räumlichen und zeitlichen Skalen studiert. Die experimentellen Untersuchungen konzentrieren sich auf Temperatur- und Windmessungen mit Lidars, Raketen und Radars. Bodengebundene Messungen mit Lidars und/oder Radars werden an den Standorten Kühlungsborn, Juliusruh, Andenes (Nordnorwegen) und Longyearbyen (Spitzbergen) durchgeführt. Hervorzuheben sind die erst seit kurzem möglichen Temperaturmessungen unter Tageslichtbedingungen in der Mesopausenregion mit Resonanzlidars, sowie die in der Entwicklung befindlichen Windmessungen mit dem R/M/R-Lidar in der oberen Stratosphäre und Mesosphäre. Turbulente Strukturen in der polaren Mesosphäre und unteren Thermosphäre werden mit Hilfe von insitu-Messungen auf Raketen und mit Radars erforscht, und zwar in erster Linie in Andenes und in Ny Ålesund (Spitzbergen). Die Messungen des IAP fließen in numerische Modelle der Dynamik und Chemie der Mesopausenregion ein.

### *NLC, PMSE und PMWE*

Das IAP widmet sich besonders den geschichteten Phänomenen in der oberen Mesosphäre, wie den NLC, PMSE und PMWE. 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 widerspiegeln. Neben experimentellen Untersuchungen mit Lidars, Radars und raketengebrachten Instrumenten werden Modellrechnungen unterschiedlicher Komplexität zum tieferen Verständnis dieser Phänomene durchgeführt, z.B. mit dem Modell LIMA und dem Aerosolmodell CARMA. Mit LIMA ist

es zum ersten Mal weltweit gelungen, das Auftreten von NLC und PMSE in mittleren Breiten (z. B. in Kühlsborn) zu simulieren.

Im Berichtszeitraum wurde eine Serie von Forschungsракeten in das sehr seltene Ereignis einer PMWE bestartet. Hierbei handelt sich um sehr starke Radarechos im Winter, deren Ursache bisher nicht geklärt war. Anhand der Radar- und insitu-Messungen sowie mit Modellrechnungen wurde gezeigt, dass PMWE im wesentlichen auf Neutralgasturbulenz beruhen. Damit lassen sich aus der Morphologie dieser Schichten Aussagen über Turbulenz ableiten.

Ein bisher nicht beantworteter Aspekt bei der Erzeugung der o. g. Schichten betrifft die Staubteilchen, die z. B. allgemein als notwendige Voraussetzung für die Bildung von Eisteilchen angesehen werden. Im Rahmen des ECOMA-Projektes soll die Existenz dieser Staubteilchen und deren Höhenverteilung untersucht werden.

### **Kopplung der atmosphärischen Schichten**

Das Forschungsgebiet der Wechselwirkung von Troposphäre, Stratosphäre und Mesosphäre dient einem verbesserten Verständnis der Atmosphäre. Es geht darum, die gegenseitige Abhängigkeit von Troposphäre und mittlerer 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:

### ***Kopplung durch Wellen***

Atmosphärische Wellen findet man auf sehr unterschiedlichen räumlichen und zeitlichen Skalen. Die wichtigsten Wellentypen sind Rossby-Wellen, interne Schwerewellen, thermische Gezeiten sowie äquatoriale Kelvin- und Rossby-Schwerewellen. Diese Wellen werden in der unteren Atmosphäre angeregt, breiten sich vertikal aus, dissipieren in unterschiedlichen Höhengebieten und treiben so die meridionale Zirkulation. Atmosphärische Wellen sind damit das zentrale Element der dynamischen Kopplung der Schichten. Jedoch ist unser Detailverständnis, insbesondere was die Verknüpfung der Mesosphäre mit der Troposphäre betrifft, noch unzulänglich. Diese Thematik wird durch Kombination von Beobachtungen und Modellen bearbeitet.

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 und leiten daraus Gezeiten- und Schwerewellenparameter ab. Der vorhandene Datensatz ist inzwischen so angewachsen, dass auch z. B. jahreszeitliche Variationen der Schwerewellenaktivität untersucht werden können. Hinzu kommen NLC-Messungen mit einem Lidar, die ebenfalls Gezeitenstrukturen aufweisen. Spezielle Experimente mit Radiosonden liefern Daten, die mit hochauflösten Simulationen des Regionalmodells MM5 kombiniert werden, um Anregungsprozesse von Wellen im einzelnen zu verstehen. Allgemeine Zirkulationsmodelle werden zusammen mit einem linearen Gezeitenmodell zur Interpretation der Daten eingesetzt.

Der Brechungsprozess von Schwerewellen und die damit verbundene Erzeugung von Turbulenz werden mithilfe von Stabilitätsanalysen und numerischen Simulationen analysiert. Dies führt zu einem verbesserten Verständnis der wesentlichen Brechungsmechanismen und zu einer physikalischen Interpretation der mit den Raketenondierungen beobachteten turbulenten Schichten. Die zeitliche Variabilität der turbulenten Dissipation und deren mittleres klimatologisches Verhalten werden auf der Basis des Modells KMCM und der Raketen- und Radarmessungen untersucht. Die Ansätze zu Schwerewellenparametrisierungen werden in ihrer Wirkung auf die Zirkulation der Mesosphäre untersucht.

## ***Kopplung durch die meridionale Zirkulation***

Durch die mittlere Zirkulation erfolgt eine Wechselwirkung der verschiedenen Höhengebiete. Die globale meridionale Zirkulation bestimmt wesentlich die Temperatur und die Spurengasverteilungen in der gesamten mittleren Atmosphäre. Es werden Untersuchungen durchgeführt, um ihre Struktur und Veränderlichkeit in Abhängigkeit von den Anregungs-, Ausbreitungs- und Brechungseigenschaften von planetaren Wellen und internen Schwerewellen quantitativ zu verstehen. Grundlage der Untersuchungen bildet das mechanistische globale Zirkulationsmodell KCMC, das die Dynamik der unterschiedlichen Wellen und deren Wechselwirkung mit der meridionalen Zirkulation konsistent berücksichtigt. Erstmalig werden gleichzeitig und explizit die dynamischen Quellen mesoskaliger interner Schwerewellen und deren Effekte in der oberen Mesosphäre in einem globalen Modell beschrieben. Die Studien konzentrieren sich zur Zeit auf i) die Abhängigkeit der mesosphärischen Sommer/Winter-Zirkulation von den Rossby-Wellen in der Troposphäre, ii) auf die Mechanismen der meridionalen Zirkulation in der äquatorialen Strato- und Mesosphäre, sowie iii) auf die arktische Oszillation.

## ***Spurengasverteilungen - Dynamische und chemische Komponente***

Spurengase koppeln die unterschiedlichen Höhenschichten über den Strahlungstransport. Ihre Verteilungen werden ganz wesentlich durch die mittlere meridionale Zirkulation und durch die "turbulente" Mischung beeinflusst. Die dynamischen Kopplungsmechanismen können so den Strahlungstransport verändern und eine zusätzliche Kopplung der Schichten bewirken. Um Einzelheiten dieser komplexen Wirkungskette zu verstehen, wurden die Mischungsprozesse in der Stratosphäre und unteren Mesosphäre in Abhängigkeit von den Wellenstörungen untersucht. Des Weiteren wird auf Grundlage des Klimamodells MAECHAM5 untersucht, inwieweit Strahlungsforcierungen durch zonal variierende, dekadische Ozonänderungen in der Stratosphäre die Struktur und Stärke des Polarwirbels ändern und so die Rossby-Wellenausbreitung modulieren.

Einige Spurengase, insbesondere Wasserdampf, spielen bei der Interpretation von NLC und PMSE eine wichtige Rolle. Diejenigen chemischen Prozesse, die bei der globalen Verteilung der Spurengase bis in die untere Thermosphäre wichtig sind, werden mit den Modellen COMMA/IAP und LIMA untersucht. Hierbei geht es auch um langfristige Variationen, z.B. im Zusammenhang mit dem solaren Zyklus.

## ***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 Variabilität 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 den beobachteten langfristigen Variationen von Eisschichten (NLC und PMSE) führen. Inzwischen liegen diese Messungen nämlich seit fast 10 Jahren vor, so dass z. B. Veränderungen mit dem solaren Zyklus untersucht werden können. Diese Studien sind u. a. für die im DFG-Schwerpunkt CAWSES behandelten Themen von Bedeutung.

Die Beobachtungen werden begleitet von Untersuchungen mit den Modellen COMMA/IAP und LIMA, womit die möglichen Ursachen für die große Diskrepanz zwischen dem beobachteten und dem modellierten Temperaturtrend in der Mesosphäre aufgespürt werden sollen. Am IAP werden außerdem theoretische Arbeiten zur Ozonvariabilität und zum Ozontrend durchgeführt, wobei es insbesondere um die Rückwirkung auf die Dynamik geht.

### **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 Resonanz-Lidars werden Metallatome untersucht, die vermutlich bei der Verdampfung von Meteoroiden beim Eintritt in die Erdatmosphäre freigesetzt werden. Die Lidars werden wahlweise, je nach verwendeter Wellenlänge, für Beobachtungen der Elemente Na, K, Fe und Ca, sowie des Ca-Ions eingesetzt. Nachdem das IAP Klimatologien und fundierte 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 in Juliusruh und 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 sowie die physikalische Erklärung dieser Beobachtungen werden seit kurzem am IAP untersucht.

#### ***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, mit dem die ersten Temperaturmessungen unter Tageslichtbedingungen im Oktober 2005 durchgeführt wurden. In einer weiteren Neuentwicklung wird die sehr konstante Laserfrequenz des R/M/R-Lidars ausgenutzt, um zum ersten Mal vom Boden aus Winde in der Stratophäre und Mesosphäre zu messen.

Am IAP wird ein neuer Detektor für den Nachweis von kleinen Aerosolteilchen in der Mesosphäre entwickelt. Diese „Rauchteilchen“ bilden vermutlich die Nukleationskeime für die Entstehung von NLC und PMSE. In den nächsten Jahren wird das Instrument im Rahmen des Drittmittelprojektes ECOMA in mehreren Feldmesskampagnen verwendet. Außerdem wird am IAP eine neuer Sensor für die Druck- und Temperaturmessung auf Höhenforschungsraketen getestet und im Sommer 2006 zum ersten Mal eingesetzt.

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-Radar anlage 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.

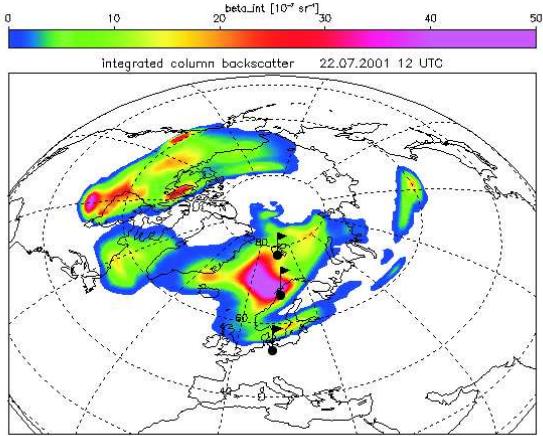
Die Nutzung verfügbarer globaler und regionaler Zirkulationsmodelle und deren Verwendung für IAP-spezifischen Fragen ist permanenter Bestandteil der Forschungsarbeiten. Fortlaufende Aufgabe ist zudem die Weiterentwicklung von eigenen mechanistischen Modellen und Auswertalgorithmen sowie die Verbesserung von Turbulenz- und Schwerewellenparametrisierungen.

# 1 Stationen der optischen Sondierung mit Lidar-Systemen

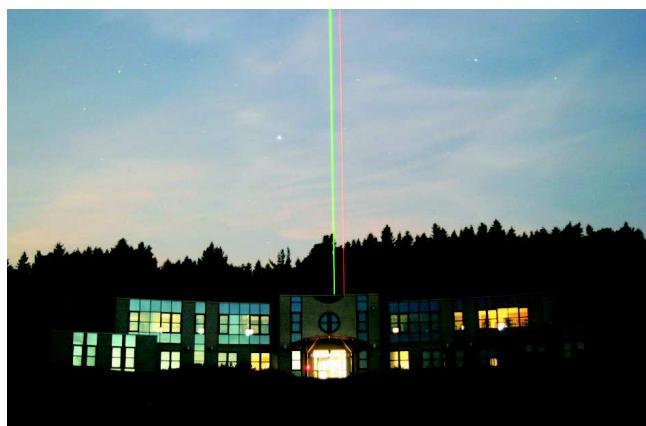
(*M. Gerding, G. Baumgarten, G. von Cossart, L. Eckart, J. Fiedler, C. Fricke-Begemann, J. Höfner, P. Keller, T. Köpnick, J. Lautenbach, S. Loßow, F.-J. Lübken, P. Menzel, M. Priester, M. Rauthe, A. Schöch*)

Zu den wissenschaftlichen Schwerpunkten des IAP gehört die Erforschung der mittleren Atmosphäre und die Untersuchung der vertikalen und meridionalen Koppelung. Dazu werden unter anderem Lidarmessungen über einen weiten Höhenbereich von teilweise 1 bis über 100 km Höhe durchgeführt. Breitenabhängige Prozesse werden über verschiedene Standorte der Lidarmessungen erfasst, die sowohl mittlere Breiten (Kühlungsborn, 54°N) als auch hohe Breiten (Andenes, 69°N, Longyearbyen, 78°N) abdecken (siehe Abb. 1.1). Die Lidarinstrumente werden vor allem zur Beobachtung thermodynamischer Parameter, wie Temperatur, Wind etc. sowie geschichteter Strukturen in der Mesozono- und unteren Thermosphäre, wie leuchtenden Nachtwolken (NLC) oder Metallschichten eingesetzt. Die gemessenen Größen dienen der Erfassung atmosphärischer Erscheinungen sowie in Modellen zur Stützung und Interpretation von großräumigen Strukturen und Prozessen.

Ein gemeinsamer Aspekt der Messungen aller Standorte ist die Untersuchung von leuchtenden Nachtwolken (NLC), die vor allem in polaren Breiten (siehe Kap. 6, 7, 8 und 19) und gelegentlich auch in mittleren Breiten (siehe Kap. 4) beobachtet werden. Im Gegensatz zu den Standorten Andenes und Longyearbyen sind aber in Kühlungsborn auch im Sommer Messungen bei Dunkelheit und damit bei deutlich besserem Signal-Rausch-Verhältnis möglich. Durch die Kombination der Kühlungsborner Lidar-Systeme können NLC bei insgesamt fünf Wellenlängen



**Abb. 1.1:** Standorte der Lidar-Systeme des IAP (siehe Markierungen bei 54°N, 69°N und 78°N). Die Hintergrundgrafik zeigt farbig die Ausdehnung einer leuchtenden Nachtwolke nach Berechnungen des LIMA-Modells (siehe Kap. 13).



**Abb. 1.2:** Das Hauptgebäude des IAP in Kühlungsborn mit den Laserstrahlen des RMR-Lidars (grün, sowie infrarot und ultraviolet), des Na-Lidars (orange) und des K-Lidars (infrarot, nicht sichtbar).

untersucht und so Rückschlüsse auf Partikelgrößen und -Verteilungen gezogen werden. Nächtliche Sondierungen von NLC werden zur Zeit jedoch vor allem für erstmalige Lidar-Messungen der Temperatur in NLC-Höhe (ca. 83 km) genutzt, die Aussagen über die Entstehungs- und Transportmechanismen der Eispartikel ermöglichen. Diese Temperaturmessungen sind in Kühlungsborn nicht nur in der Mesopausenregion, sondern von der Troposphäre bis in die untere Thermosphäre möglich (ca. 1 bis 105 km). Die hohe zeitliche Auflösung ermöglicht über einen extrem weiten Höhenbereich Untersuchungen der zeitlichen Variation der Temperatur aufgrund von Schwerewellen und Gezeiten (siehe Kap. 3).



**Abb. 1.3:** Das ALOMAR-Observatorium auf der Insel Andøya in Nord-Norwegen mit den für Windmessungen  $30^\circ$  aus dem Zenit gekippten Laserstrahlen des RMR-Zwillingslidars (grün, sowie infrarot und ultraviolet) sowie des ALOMAR-Na-Lidars (orange)

passiver Fernerkundungsinstrumente ergänzt, die von internationalen Instituten betrieben werden, sowie durch wenige Kilometer entfernt an der Andøya Rocket Range (ARR) gestartete Höhenforschungsraketen für in-situ-Messungen.

Neben den stationären Lidar-Systemen in Kühlungsborn und Andenes betreibt das IAP ein mobiles Kalium-Temperatur-Lidar (Abb. 1.4). Zwischen Mai 2001 und August 2003 wurden mit dem K-Lidar mehrere mehrmonatige Messkampagnen nahe Longyearbyen (Inselgruppe Spitzbergen,  $78^\circ\text{N}$ ) durchgeführt. Das Lidar hat in dieser Zeit auch unter extremen arktischen Bedingungen, bei Tag und Nacht sehr erfolgreich Daten aus der atmosphärischen Kalium-Schicht in ca. 80 bis 100 km Höhe gesammelt. Neben der Untersuchung der Kalium-Schicht lagen die Schwerpunkte vor allem auf der Bestimmung der Temperatur in diesem Höhenbereich und auf der Detektion von NLC (siehe Kap. 6 und 19). Die Auswertung des umfangreichen Datenmaterials dauert auch nach Ende der Kampagnen an. Der Container mit dem gesamten Lidar steht seit August 2003 wieder auf dem Institutsgelände in Kühlungsborn. Hier werden zur Zeit zahlreiche Umbauten und Verbesserungen an Laser, Teleskop und Detektoren vorgenommen, um zukünftig Temperaturmessungen mit besserer zeitlicher Auflösung, über einen größeren Höhenbereich und mit verbesserter Tageslichtfähigkeit zu ermöglichen (siehe Kap. 2 und 5).

Die Kombination der Beobachtungen an den drei Stationen Kühlungsborn ( $54^\circ\text{N}$ ), Andenes ( $69^\circ\text{N}$ ) und Longyearbyen ( $78^\circ\text{N}$ ) ermöglicht die breitenabhängige Untersuchung z.B. von leuchtenden Nachtwolken oder der Aktivität von Schwerewellen. Zudem kann damit für die Modellierung und Interpretation von physikalischen und chemischen Vorgängen in der mittleren Atmosphäre auf vergleichbare Datensätze an mehreren Stationen zurückgegriffen werden.

Das ALOMAR-RMR-Lidar in Andenes ( $69^\circ\text{N}$ ) erlaubt die Beobachtung von Temperaturen und ihrer Variation in der Stratosphäre und Mesosphäre bei Tag und Nacht (siehe Kap. 9). Mehrfarbenmessungen an NLC werden seit 1997 mit hoher Empfindlichkeit (und bereits seit 1994 mit geringerer Empfindlichkeit) durchgeführt. Der daraus entstandene Datensatz von 966 Stunden NLC-Messungen ermöglicht umfangreiche statistische Auswertungen (Kap. 7) Zudem sind hier zukünftig Untersuchungen des Horizontalwinds mit dem Lidar möglich, die die am gleichen Standort durchgeführten Radar-Windmessungen auf einen für die Wellenausbreitung sehr wichtigen Höhenbereich ausdehnen (siehe Kap. 10). Die Messungen des RMR-Lidars am ALOMAR-Observatorium werden durch eine Reihe weiterer aktiver und



**Abb. 1.4:** Das mobile Kalium-Temperatur-Lidar während der Messkampagne auf Spitzbergen

## 2 Die Lidar-Systeme des IAP

(*G. Baumgarten, G. von Cossart, L. Eckart, J. Fiedler, C. Fricke-Begemann, M. Gerdting, J. Höffner, P. Keller, J. Lautenbach, F.-J. Lübken, S. Loßow, P. Menzel, M. Rauthe, A. Schöch*)

Weiterentwicklung und Messbetrieb hatten 2004/2005 an den drei Lidar-Stationen des IAP unterschiedliches Gewicht: Das mobile Kalium-Temperatur-Lidar befindet sich seit Herbst 2003 für umfassende Umbaumaßnahmen wieder in Kühlungsborn. An den Stationen Kühlungsborn und ALOMAR fand mit den Rayleigh/Mie/Raman-Lidars primär intensive Messtätigkeit statt. Darüberhinaus wurden in Kühlungsborn kleinere Verbesserungen und Erweiterungen und auf ALOMAR entscheidende technische Weiterentwicklungen vorgenommen.

### Betrieb und Erweiterung der Kühlungsborner Lidarsysteme

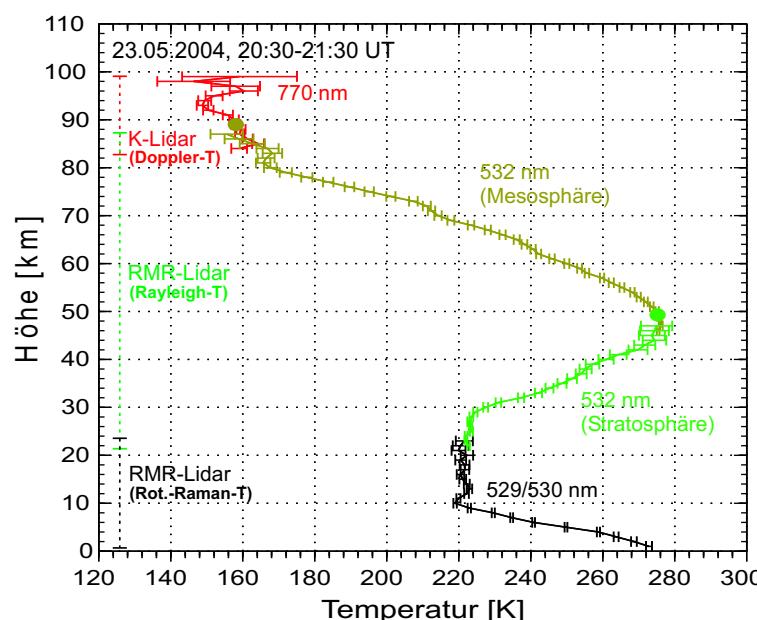


Abb. 2.1: Temperaturprofil vom 23. Mai 2004 nach Integration über eine Stunde, getrennt nach Messverfahren.

Seit Herbst 2002 sind in Kühlungsborn Lidar-Temperaturmessungen in einem durchgehenden Höhenbereich von der Troposphäre bis in die untere Thermosphäre (ca. 1-105 km) möglich (siehe Abb. 2.1). Wie im Bericht 2002/2003 ausführlich beschrieben, werden hierfür die Messungen des Kalium-Lidars (ca. 80-105 km) mit denen des RMR-Lidars (ca. 1-85 km) kombiniert. Im Jahr 2004 wurde zudem der Rotations-Raman-Zweig des RMR-Lidars (1-25 km) um einen weiteren Detektionskanal erweitert und so der systematische und statistische Messfehler deutlich reduziert. Um den Einfluss stratosphärischen Aerosols auf die Temperaturmessung zu eliminieren, wurde die Detektion des  $N_2$ -Raman-Signals zwischen 20 und 50 km Höhe begonnen.

Die 1996 angeschafften Aluminium-Teleskopspiegel korrodieren zunehmend, so dass die ersten beiden von insgesamt acht Spiegeln durch Glasspiegel ersetzt wurden. Die Automatisierung der Kühlungsborner Lidars wurde vorangetrieben, um die Messungen mit geringerem Personalaufwand und unter Einbindung von Studenten durchführen zu können. Hierfür wurden am RMR-Lidar und am K-Lidar jeweils automatische Strahlstabilisierungen aufgebaut, die mittels einer Kombination von Videokameras und motorisierten Spiegeln Laserstrahlbewegungen am Himmel ausgleichen.

Neben diesen laufenden Verbesserungen stand im Berichtszeitraum jedoch die Messtätigkeit im Vordergrund. Insgesamt wurden 2004/2005 vom Kühlungsborner K-Lidar und RMR-Lidar in 178 Messnächten Sondierungen über mehr als 1100 h je Lidar durchgeführt (seit Herbst 2002: 244 Nächte, ca. 1550 h je Lidar). Die weltweit noch immer einmaligen, am selben Ort durchgeführten Messungen von K-Lidar und RMR-Lidar wurden vor allem zur Untersuchung von Schwerewellen und Gezeiten genutzt (siehe Kap. 3).

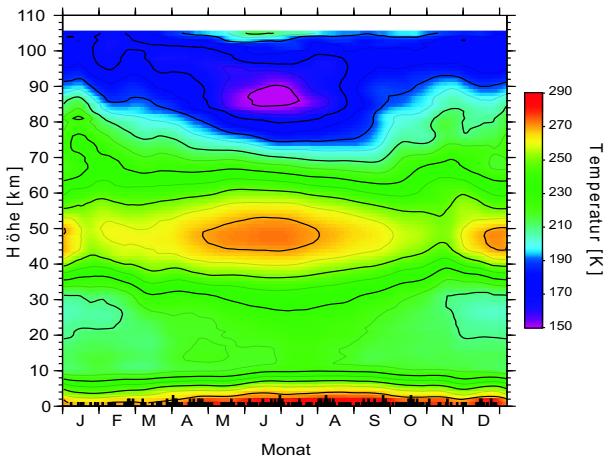
Die Vielzahl von Messungen ermöglicht zudem erstmals die Entwicklung einer Temperaturklimatologie von der Troposphäre bis in die untere Thermosphäre für den Standort Kühlungsborn. In Abb. 2.2 sind die mittleren Temperaturprofile aus 244 Nächten zusammengefasst und über

30 Tage gleitend gemittelt. Man erkennt die niedrige, kalte Sommermesopause mit einer Temperatur von unter 150 K in 87 km Höhe. Im Winter ist die Mesopause über Kühlungsborn ca. 20 K wärmer und 14 km höher. Die Stratopause zeigt im Winter ungewöhnlich hohe Temperaturen von oftmals mehr als 280 K. Diese können teilweise auf Stratosphärenwärmungen, d.h. Störungen des stratosphärischen Polarwirbels zurückgeführt werden, die sich auch auf die Temperaturen über Kühlungsborn auswirken. Ob diese Stratosphärenwärmungen tatsächlich für klimatologische Betrachtungen relevant sind oder sie durch die Lidarmessungen überrepräsentiert werden, muss noch weiter untersucht werden.

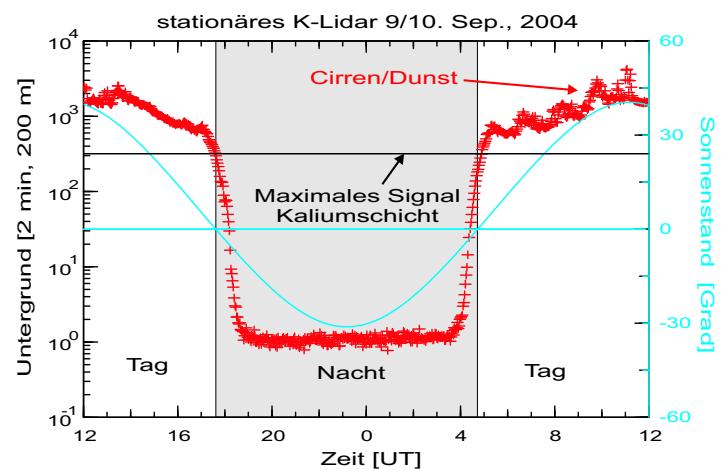
## Die Entwicklung eines neuartigen, tageslichtfähigen Fe-Temperaturlidars

Nach Abschluss der Messungen auf Spitzbergen, 78°N (siehe Kap. 6) wurde Ende 2003 mit dem Umbau des mobilen K-Lidar zu einem Eisen-Temperaturlidar (Fe-Lidar) begonnen. Theoretische Berechnungen im Vorfeld und Vorversuche bei Nacht (Institutsbericht 2002/2003, Kapitel 7) haben gezeigt, dass es auf der Basis der vorhandenen Alexandrit-Ringlaser-Technik möglich sein sollte, ein mobiles, tageslichtfähiges System zu bauen, welches allen zur Zeit existierenden Systemen bei Tagmessungen weit überlegen wäre. Die besondere Herausforderung bei Tagmessungen liegt in einer effektiven Unterdrückung des durch die Sonne verursachten Tageslichtuntergrundes. Bei allen heutzutage existierenden Systemen verbleibt trotz aufwändiger, nahezu idealer spektraler Filterung ein Restuntergrund, der bei Tagmessungen ca. 1000-fach höher als bei vergleichbaren Nachtmessungen ist.

Abb. 2.3 zeigt den typischen Untergrund bei guten Wetterbedingungen in Abhängigkeit vom Sonnenstand für eine Messung des stationären K-Lidars. Während der Untergrund nachts weitgehend durch das Detektorrauschen gegeben ist, steigt kurz vor Sonnenaufgang der Untergrund in weniger als einer halben Stunde um ca. 3 Größenordnungen an und variiert danach im weiteren Tagesverlauf vergleichsweise wenig. Bei häufig anzutreffenden, ungünstigeren Wetterlagen mit z.B. Dunst oder leichten Cirruswolken steigt der Untergrund oft um bis zu einer weiteren Größenordnungen weiter an und macht letztendlich Messungen unmöglich (siehe 4-12 UT). Eine weitergehende spektrale Filterung ist beim K-Lidar nicht möglich, da die Filterbrei-



**Abb. 2.2:** Jahresgang der Temperatur zwischen 1 und 105 km Höhe aus Lidarmessungen seit November 2002. Die schwarzen Striche unten markieren die Messnächte.

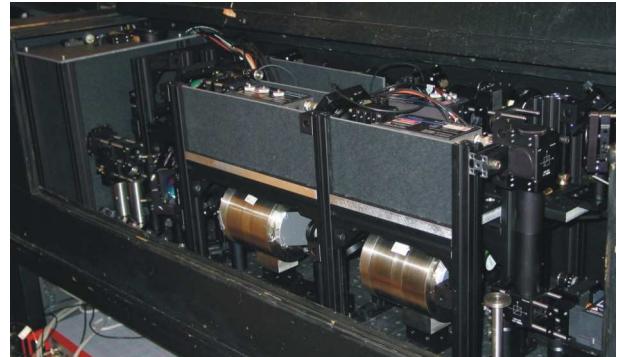


**Abb. 2.3:** Untergrund in Abhängigkeit vom Sonnenstand für das stationäre K-Lidar. Kurz vor Sonnenaufgang steigt der Untergrund um ca. 3 Größenordnungen an. Ab ca. 4 UT ist zusätzlich der Einfluss der wechselnden Wetterbedingungen deutlich sichtbar. Im Vergleich zum Tageslichtuntergrund von mehr als 1000 Photonen beträgt die Zählrate im Maximum der Kaliumschicht nur ca. 300 Photonen pro 2 min. und Höhenkanal.

te bereits der spektral genutzten Bandbreite des Messsignals entspricht. Die Randbedingungen aufgrund der Atomphysik erlauben beim K-Lidar keine weitere Reduzierung des Untergrundes. Weitere Verbesserungen sind daher prinzipiell nicht möglich.

Eine weit höhere Leistungsfähigkeit, nicht nur für Temperaturmessungen, verspricht der Aufbau eines Fe-Lidars, bei dem die Streuung an freien Eisenatomen bei 386 nm ausgenutzt wird. Die verbesserte Tageslichtfähigkeit wird dabei durch die Kombination verschiedener positiver Eigenschaften möglich. Die wesentlichen Vorteile ergeben sich dabei im Vergleich zum K-Lidar aus a) niedrigerem Tageslichtuntergrund bei 386 nm, b) spektral schmalbandigerem System aufgrund anderer Atomphysik, c) kleinerem Rückstreuquerschnitt in Kombination mit höheren Teilchenzahldichten und d) geringerem Einfluss durch ungünstige Wetterlagen. Durch Ausnutzung aller Möglichkeiten ist prinzipiell eine ca. 100-fach besser Untergrundunterdrückung bei gleichzeitig gestiegenem Signal machbar. Hierzu sind gravierende Änderungen an nahezu allen Subsystemen des K-Lidar notwendig, die zurzeit neben weiteren Modernisierungsmaßnahmen durchgeführt werden. Die besonderen technischen Herausforderungen dabei sind a) effektive Frequenzverdopplung des gepulsten Lasers, b) Frequenzkontrolle des gepulsten Lasers, c) räumliche Filterung durch kleinere Sichtfelder und kleinere Laserstrahldivergenzen, d) spektrale Filterung mittels neuer Tageslichtfilter und e) Aufbau eines Mehrkanalsystems zur Erfassung der Filtereigenschaften anhand des rückgestreuten Signals.

Eine erste Testmessung mit einer zum K-Lidar vergleichbaren Leistungsfähigkeit am Tag konnte bereits durchgeführt werden und ist in Kap. 5 beschrieben. Die Versuche haben zudem gezeigt, dass trotz der begrenzten Platzverhältnisse ein Rayleighlidar auf der Basis der fundamentalen Wellenlänge bei 772 nm mitentwickelt werden kann. Hierzu wurde ein spezielles, achromatisches Linsensystem entworfen, bei dem die Frequenzverdopplung und Strahlaufweitung in einem durchgeführt wird. Durch die Kombination von Resonanzlidar und Rayleighlidar ist es prinzipiell möglich, mit einem einzigen, sogar von ca. 35-100 km zu erfassen, was bis heute nur durch die Kombination zweier stationärer Lidars und nur bei Nacht gelingt (siehe Kap. 3). Die Testmessungen zeigen, dass dies auch am Tage gelingen sollte, sofern es gelingt die entsprechenden Tageslichtfilter zusätzlich unterzubringen. Zur Zeit befindet sich eine entsprechende Nachweisbank im Aufbau (Abbildung ??).



**Abb. 2.4:** Im Aufbau befindliche Nachweisbank des Fe-Lidars

mobilen Lidar durchgehende Temperaturprofile mit den entsprechenden Tageslichtfiltern unterzubringen. Zur Zeit befindet sich eine entsprechende Nachweisbank im Aufbau (Abbildung ??).

## Weiterentwicklung des ALOMAR RMR-Lidars

Das ALOMAR Rayleigh/Mie/Raman-Lidar (RMR-Lidar) ist ein Doppelsystem aus zwei Leistungslasern, die kurze Lichtpulse ( $\sim 10$  ns) der Wellenlängen 1064 nm (infrarot), 532 nm (sichtbar) und 355 nm (ultraviolet) in die Atmosphäre aussenden. 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 berechnet werden. Zusätzlich können Aerosole und Wolkenteilchen nachgewiesen werden, so dass die Beobachtung von Wolken in der mittleren Atmosphäre möglich (z.B. leuchtende Nachtwolken / NLC).

In den letzten beiden Jahren wurde das RMR-Lidar kontinuierlich weiterentwickelt. Insbesondere durch die Steigerung der Zuverlässigkeit des Systems konnte eine hohe Abdeckung mit Messungen von mehr als 1000 Messstunden pro Jahr erreicht werden. Mittlerweile ist das System soweit entwickelt, dass mehrere Tage andauernde kontinuierliche Beobachtungen auch ohne

Beteiligung von Wissenschaftlern des IAP möglich sind. So wurde in den Jahren 2004/2005 eine durchgehende Messung von 5 bzw. 7 Tagen erreicht. Insbesondere für die Untersuchung von Schwerewellen sind solche langen Messungen ideal, da dann die Entwicklung des Schwerewellenmusters im Vergleich zu den atmosphärischen Gezeiten (siehe Kapitel 48) untersucht werden kann. Weitere Informationen über die Untersuchung von Schwerewellen mit dem ALOMAR RMR-Lidar sind in Kapitel 9 zu finden. Darüber hinaus erweitern wir mit diesem zuverlässigen System ständig unsere Datenbasis von NLC-Beobachtungen in Kapitel 7 und 8.

Im Frühjahr 2004 haben wir die optische Bank des RMR-Lidars weiter verbessert und insbesondere die Justage der Tageslichtfilter (Etalons) für den sichtbaren (532 nm) und den ultravioletten (355 nm) Zweig optimiert. Zusätzlich kommen unter anderem neue Interferenzfilter zum Einsatz und es wurde das System um einen Nachweiszweig zur simultanen Detektion der depolarisierten Rückstreuung bei 532 nm erweitert. Mit diesem neuen Nachweiszweig ist es jetzt z.B. möglich, die Funktionsweise neuer Komponenten zu testen, ohne den routinemäßigen Messbetrieb zu stören. Durch diese Tests gelang es auch, die Verwendbarkeit eines neuen, optimierten Detektortyps (Avalanche Photodiode (APD) mit kleiner Empfangsfläche) im System zu beleben, woraufhin für den Sommer 2005 ein solcher Detektor im infraroten Zweig eingebaut wurde. Erst durch diese Optimierung wurde es möglich, Abweichungen zur Theorie der Streuung an NLC Teilchen im Detail zu untersuchen. Dies wird in Kapitel 8 ausführlicher dargestellt.

Die instrumentellen Arbeiten im Jahr 2005 wurden durch den Umbau der Teleskope im September geprägt, bei dem wir die korrodierten Aluminium-Primärspiegel durch neue aus Spezialglas ausgetauscht haben. Dieser Austausch wurde durch eine Sonderzuwendung durch das Land Mecklenburg-Vorpommern und dem Bund an das IAP möglich, da die Spiegel durch einen Schaden am Hallendach, durch den dieses unbeaufsichtigt geöffnet wurde, korrodiert sind. Die Zerstörung war schon mit bloßem Auge zu erkennen wie in Abbildung 2.5 durch den Vergleich der Spiegel vor und nach dem Umbau gezeigt ist. Mit den neuen Spiegeln haben wir gleichzeitig eine frühzeitige Niederschlagswarnung durch ein neues Doppler-Regenradar integriert. Mit Hilfe der neuen Spiegel werden insbesondere die extrem aufwendigen Doppler-Lidar-Windmessungen (Kapitel 10) möglich.

Zusätzlich zu diesen Arbeiten an der Hardware des Lidar-Instruments haben wir die Software so erweitert, dass das Instrument in naher Zukunft von einem einzigen Programm gesteuert werden kann. Dieser "Super-Controller" kann die asynchron parallel arbeitenden Untersysteme kontrollieren und synchronisieren, so dass jetzt komplexe Messprogramme ohne ständige Betreuung durch das wissenschaftliche Personal des IAP ablaufen können.



**Abb. 2.5:** Alter Primärspiegel (links) und neuer Primärspiegel (rechts) des ALOMAR RMR-Lidars. Die alten Primärspiegel wurden im September 2005 ausgetauscht, was zu einer deutlichen Verbesserung der Systemempfindlichkeit führte, insbesondere für die UV-Messungen.

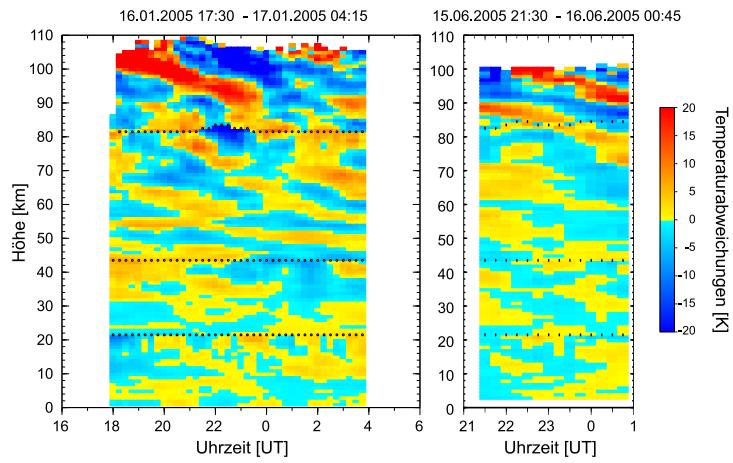
### 3 Lidarmessungen von Schwerewellen über Kühlungsborn

(M. Rauthe, M. Gerdig, J. Höffner, J. Lautenbach, F.-J. Lübken, M. Priester)

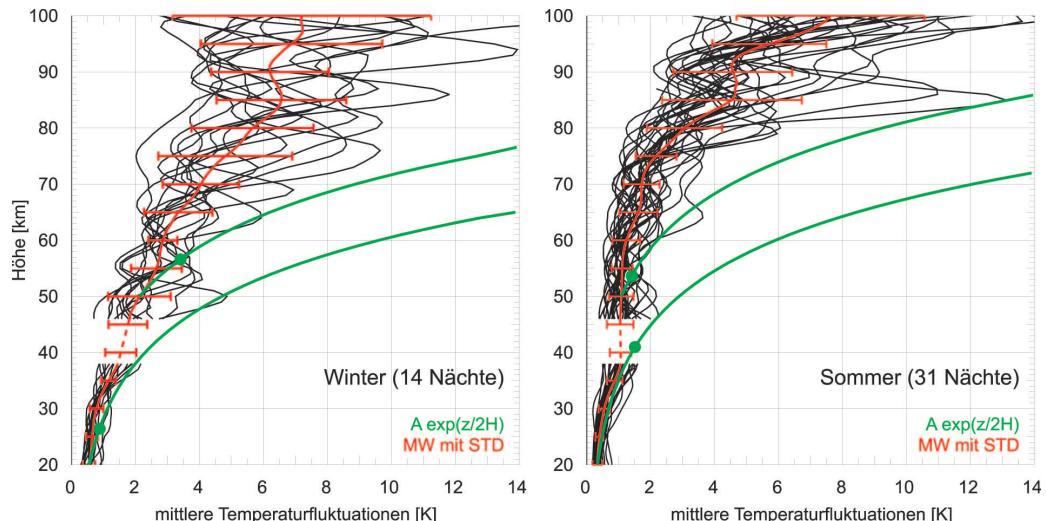
Die in Kühlungsborn von der Troposphäre bis in die untere Thermosphäre gemessenen Temperaturprofile (vgl. Kap. 2) bieten neben der Bestimmung von Absoluttemperaturen auch die Möglichkeit, Wellenstrukturen in der Atmosphäre zu analysieren. Die beobachteten Wellen, Schwerewellen und Gezeiten, haben einen großen Einfluss auf die atmosphärische Zirkulation, Temperaturstruktur und Variabilität, vor allem in der mittleren und höheren Atmosphäre. Zwischen August 2002 und Februar 2006 wurden im Höhenbereich 1–105 km insgesamt 186 Nachtmessungen von mehr als 3 h Länge durchgeführt.

Die Höhenauflösung beträgt 200 m bis 1 km und die Zeitauflösung zwischen 10 min und 1 h.

In Abbildung 3.1 sind je ein Beispiel für eine Winter- und eine Sommermessung aus dem Jahr 2005 zu sehen. Im Winter (links) beträgt die Messzeit etwa 10 h, während sie im Sommer (rechts) aufgrund der kürzeren Nacht nur 3,5 h lang ist. Dargestellt sind die Temperaturabweichungen vom Nachtmittel. Man erkennt deutlich Strukturen, die mit der Zeit nach unten wandern. Diese sind typisch für Schwerewellen und auch Gezeiten. In beiden Jahreszeiten steigen die Amplituden mit der Höhe an, wie es wegen der Energieerhaltung bei abnehmender Luftdichte zu erwarten ist. Im Winter betragen die maximalen Temperaturfluktuationen ca. 2 K in 30 km und 12 K in 80 km, im Sommer dagegen nur etwa 1 K in 30 km und 6 K in 80 km.



**Abb. 3.1:** Abweichungen von der mittleren Nachttemperatur für eine Winter- (links) und eine Sommermessung (rechts) im Jahre 2005. Die gepunkteten Linien geben die Übergänge zwischen den verschiedenen Messmethoden an (s. Kap. 1).

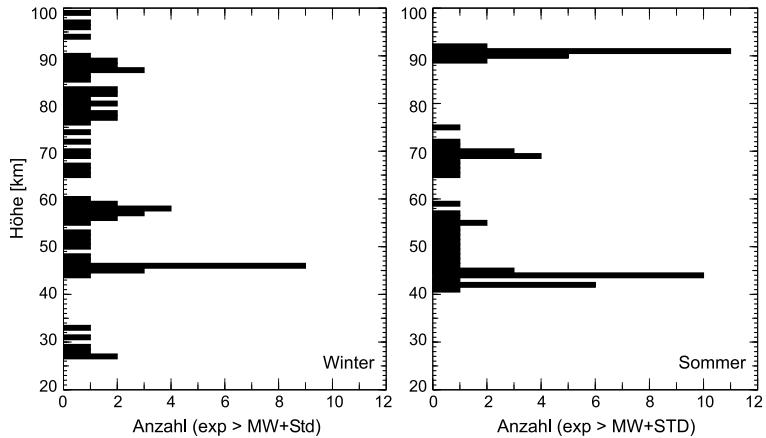


**Abb. 3.2:** Mittlere Temperaturfluktuationen für alle verfügbaren Winter- und Sommermessungen. Die rote Linie mit den Varianzbalken gibt jeweils den Mittelwert (MW) und die Standardabweichung (STD) der Saison an. Die grünen Linien zeigen ein ungestörtes, exponentielles Amplituden-Wachstum an mit  $\exp(z/2H)$ ,  $H = 7$  km. Die grünen Punkte stellen die Höhen dar, in denen die Exponentialfunktionen größer als MW+STD werden.

Um das an Einzelfällen beschriebene Amplitudenverhalten in beiden Jahreszeiten genauer zu untersuchen, werden für den Winter (November, Dezember, Januar) und den Sommer (Juni, Juli) alle zur Verfügung stehenden Messungen von mehr als 3 h Dauer verwendet. Seit Herbst 2002 sind damit 14 Winter- und 31 Sommernächte mit insgesamt etwa 335 Messstunden vorhanden. Die mittleren Temperaturfluktuationen einer Nacht werden aus den einzelnen Temperaturabweichungen in der Nacht (vgl. Abb. 3.1) berechnet, indem deren Absolutwerte gemittelt werden. Diese mittleren Temperaturfluktuationen sind in Abbildung 3.2 gezeigt (schwarze Linien). Die roten Linien stellen den saisonalen Mittelwert und den Varianzbereich dar. Zwischen 38–45 km sind die Fluktuationen etwa in der Größenordnung der statistischen Unsicherheit der Messungen und wurden deshalb für die nachfolgende Analyse linear interpoliert. Wie schon in den Einzelfällen (vgl. Abb. 3.1) sieht man, dass auch der saisonale Mittelwert der Temperaturfluktuationen zwischen 20 und 90 km im Winter generell größer ist als im Sommer. Das Winter- zu Sommerverhältnis ist somit generell größer als 1 und steigt in der Mesosphäre auf bis zu 2,5 an. Zudem zeigen die Profile im Sommer eine geringere Nacht-zu-Nacht Variabilität als im Winter.

Aufgrund des großen Höhenbereichs sind die vorhandenen Messungen besonders gut geeignet, um die Veränderung der Wellenamplitude mit der Höhe und damit den Einfluss von Wellenbrechung und -filterung zu untersuchen. Dazu werden die beobachteten Fluktuationen mit dem theoretisch zu erwartenden Wachstum einer sich ungestört ausbreitenden Welle verglichen. Deren Amplitude würde mit  $\exp(z/14 \text{ km})$  anwachsen (grüne Linien in Abb. 3.2). Die Höhen, in denen das theoretisch erwartete exponentielle Wachstum den Varianzbereich (Mittelwert plus Standardabweichung) der beobachteten Temperaturfluktuationen das erste Mal überschreitet, sind in Abbildung 3.2 durch Punkte gekennzeichnet. Man startet nun jeden vollen Kilometer eine Welle mit exponentiellem Wachstum, so kann man die Anzahl solcher Ereignisse in den verschiedenen Höhen zählen. Das Ergebnis ist in Abbildung 3.3 für Winter und Sommer zu sehen. Je mehr Ereignisse in einer Höhe stattfinden, desto mehr Wellen werden gebrochen und/oder gefiltert. Wellenenergie wird somit gehäuft in diesem Höhenbereich der Atmosphäre deponiert und die Wellenamplitude gedämpft. Im Winter ist der Energieverlust fast durchgehend oberhalb einer Höhe von 45 km zu sehen. Im Sommer ist dagegen vor allem um 90 km ein Bereich mit stark erhöhter Wellendämpfung, zu erkennen. Diese entsteht durch die starke Änderung des Temperaturgradienten an der Mesopause und der damit verbundenen großen Veränderung der statischen Stabilität in der Atmosphäre. Außerdem gibt es im Sommer aber auch zwei ausgedehnte Höhenbereiche (20–40 km und 76–89 km) mit quasi ungestörter Wellenausbreitung.

Die Analyse der Amplituden im Winter und Sommer zeigt das große Potential unserer Liddardaten zur Analyse von Wellen. In Zukunft werden weitere Wellenparameter (vertikale Wellenlängen, Perioden und Phasengeschwindigkeiten) aller Messungen ausgewertet. Ein Vergleich mit Modellergebnissen wird angestrebt. Außerdem sollen unter Zuhilfenahme von Winddaten (Radarmessungen in Kühlungsborn und Juliusruh sowie ECMWF-Daten) die Hintergrundbedingungen der Wellenausbreitung weiter spezifiziert werden und die Wellen und ihre Quellen besser charakterisiert werden.

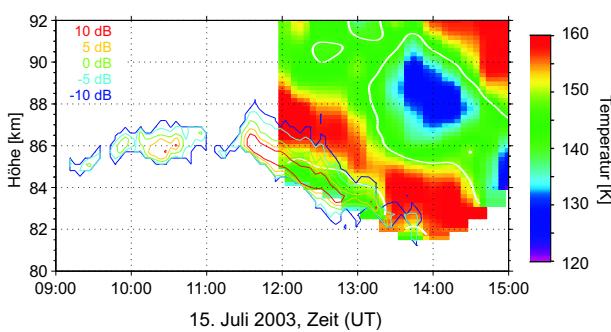


**Abb. 3.3:** Anzahl der Wellen, in der das theoretische Wachstum die beobachteten Werte in dieser Höhe überschritten hat.

## 4 Simultane Beobachtungen vom MSE, NLC und Temperaturen über Kühlungsborn

(*M. Gerding, U. Berger, J. Bremer, J. Höffner, J. Lautenbach, F.-J. Lübken, M. Priester, M. Rauthe, R. Waschow, M. Zecha*)

Eisteilchen in der polaren, sommerlichen Mesopausenregion sind seit vielen Jahren bekannt und Ursache für visuell beobachtete leuchtende Nachtwolken (NLC) und mit dem Radar gemessene polare mesosphärische Sommer-Echos (PMSE). In mittleren Breiten sind diese Phänomene aufgrund der höheren Mesopausentemperaturen sehr viel seltener, können jedoch trotzdem gelegentlich über Kühlungsborn beobachtet werden. Dabei ist besonders von Interesse, welche Temperaturen tatsächlich in Höhe der NLC bzw. mesosphärische Sommer-Echos (MSE) herrschen und ob dies mit dem bisherigen Verständnis der Eisteilchenexistenz in Einklang steht. Daneben werden Unterschiede und Gemeinsamkeiten mit Eisschichten in polaren Breiten untersucht.



**Abb. 4.1:** Gleichzeitige Messung von MSE (OSWIN-Radar, offene Konturlinien) und Temperaturen (K-Lidar, flächig) am 15. Juli 2003. Die weiße Konturlinie zeigt den Sättigungsgrad  $S=1$  unter Verwendung mittlerer Feuchteprofile aus dem LIMA-Modell.

die aufgrund einer durchlaufenden Schwerewelle (vgl. Kap. 3) mit der Zeit absinkt. Innerhalb der MSE ist die Temperatur deutlich niedriger als darüber. Unter der Annahme einer mittleren Wasserdampfverteilung aus dem LIMA-Modell (siehe Kap. 12) zeigt sich qualitativ eine gute Übereinstimmung zwischen der MSE-Höhe und dem Bereich von Wasserdampfübersättigung (weiße Konturlinien), d.h. die MSE wird tatsächlich dort beobachtet, wo aufgrund der Umgebungstemperatur Eisteilchen für längere Zeit existieren können. Da jedoch während der gesamten Lidarmessung keine NLC beobachtet wurde, sind die Eisteilchen offensichtlich nicht auf die für Lidarbeobachtungen notwendige Größe angewachsen (wenige zehn Nanometer). Ein weiterer, stark übersättigter Bereich wurde nach 13 Uhr zwischen 86 und 90 km Höhe beobachtet. Möglicherweise reichte hier aber die Zeit nicht zur Bildung von Eisteilchen aus.

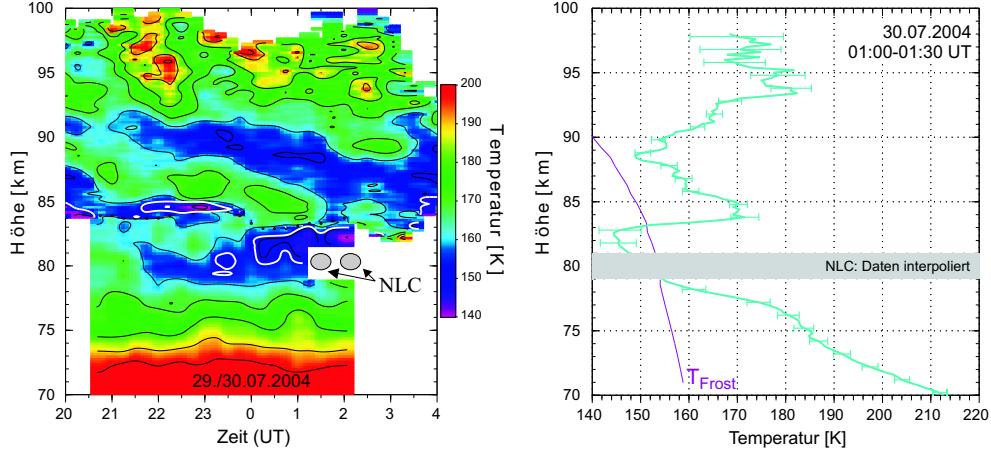
Nachts sind zusätzlich Messungen mit dem IAP-RMR-Lidar und damit die Berechnung von Temperaturen unterhalb und oberhalb von NLC möglich (siehe Kap. 2). Direkt in NLC-Höhe kann das Verfahren nicht angewendet werden, da es Aerosolfreiheit voraussetzt. Temperaturdaten in unmittelbarer Nähe von NLC waren bisher nur für polare Breiten aus Raketenmessungen bekannt. Abb. 4.2 zeigt den Temperaturverlauf am 29./30. Juli 2004 zwischen 70 und 100 km Höhe (links) sowie ein einzelnes Temperaturprofil zur Zeit einer NLC (rechts). Die Temperaturprofile zeigen über den gesamten Zeitraum eine starke Aktivität vor allem kurzperiodischer Schwerewellen. Die Existenztemperatur für Eisteilchen wurde nur in einem sehr schmalen Höhenbereich um 84 km und später in einem breiteren Bereich unterhalb von 83 km für ca. zwei Stunden unterschritten, ohne dass starke Übersättigungen erreicht wurden. Die NLC selbst wurde am frühen Morgen nur für zweimal zwanzig Minuten am Unterrand einer übersättigten Region in ca. 80 km Höhe beobachtet, erreichte jedoch einen für mittlere Breiten großen Rückstreu-

MSE können nur bei einer ausreichenden Zahl freier Elektronen in der Atmosphäre und damit in der Regel nur am Tag bei Einstrahlung kurzweligen Sonnenlichts entstehen. Nachdem bis 2002 das stationäre Kalium-Lidar für Messungen bei Tag erweitert wurde, gelangen im Sommer 2003 die ersten gemeinsamen Messungen von mesosphärischen Radar-Echos und Temperaturen in der Mesopausenregion. Abb. 4.1 zeigt eine mehrstündige Messung des OSWIN-Radars und Kalium-Lidars vom 15. Juli 2003. Das für die Temperaturmessung notwendige Kalium findet sich vor allem oberhalb der MSE. Trotzdem ist zu erkennen, dass über der MSE eine relativ warme Luftsicht liegt,

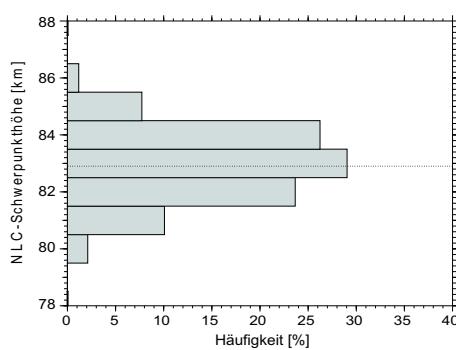
die aufgrund einer durchlaufenden Schwerewelle (vgl. Kap. 3) mit der Zeit absinkt. Innerhalb der MSE ist die Temperatur deutlich niedriger als darüber. Unter der Annahme einer mittleren Wasserdampfverteilung aus dem LIMA-Modell (siehe Kap. 12) zeigt sich qualitativ eine gute Übereinstimmung zwischen der MSE-Höhe und dem Bereich von Wasserdampfübersättigung (weiße Konturlinien), d.h. die MSE wird tatsächlich dort beobachtet, wo aufgrund der Umgebungstemperatur Eisteilchen für längere Zeit existieren können. Da jedoch während der gesamten Lidarmessung keine NLC beobachtet wurde, sind die Eisteilchen offensichtlich nicht auf die für Lidarbeobachtungen notwendige Größe angewachsen (wenige zehn Nanometer). Ein weiterer, stark übersättigter Bereich wurde nach 13 Uhr zwischen 86 und 90 km Höhe beobachtet. Möglicherweise reichte hier aber die Zeit nicht zur Bildung von Eisteilchen aus.

Nachts sind zusätzlich Messungen mit dem IAP-RMR-Lidar und damit die Berechnung von Temperaturen unterhalb und oberhalb von NLC möglich (siehe Kap. 2). Direkt in NLC-Höhe kann das Verfahren nicht angewendet werden, da es Aerosolfreiheit voraussetzt. Temperaturdaten in unmittelbarer Nähe von NLC waren bisher nur für polare Breiten aus Raketenmessungen bekannt. Abb. 4.2 zeigt den Temperaturverlauf am 29./30. Juli 2004 zwischen 70 und 100 km Höhe (links) sowie ein einzelnes Temperaturprofil zur Zeit einer NLC (rechts). Die Temperaturprofile zeigen über den gesamten Zeitraum eine starke Aktivität vor allem kurzperiodischer Schwerewellen. Die Existenztemperatur für Eisteilchen wurde nur in einem sehr schmalen Höhenbereich um 84 km und später in einem breiteren Bereich unterhalb von 83 km für ca. zwei Stunden unterschritten, ohne dass starke Übersättigungen erreicht wurden. Die NLC selbst wurde am frühen Morgen nur für zweimal zwanzig Minuten am Unterrand einer übersättigten Region in ca. 80 km Höhe beobachtet, erreichte jedoch einen für mittlere Breiten großen Rückstreu-

effizienten von  $6 \cdot 10^{-10} \text{ m}^{-1} \text{sr}^{-1}$  bei 532 nm. Die geringe Übersättigung legt nahe, dass hier die NLC-Teilchen aus nördlichen Breiten in Richtung Kühlungsborn transportiert wurden. Dies soll zukünftig anhand von Meteорadar-Messungen mit OSWIN näher untersucht werden.



**Abb. 4.2:** Gleichzeitige Messung von NLC und Temperaturen am 29./30. Juli 2004 mit einer NLC nach 1:20 UT in 80 km Höhe. Die weiße Konturlinie markiert den Sättigungsgrad  $S=1$  (links), die blaue Linie die Temperatur für  $S=1$  (rechts) unter Verwendung mittlerer Feuchtedaten aus dem LIMA-Modell.

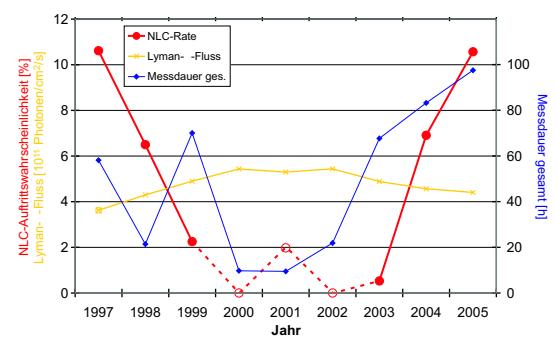


**Abb. 4.3:** Höhenverteilung aller NLC zwischen 1997 und 2005. Nur NLC mit  $\beta > 5 \cdot 10^{-11} \text{ m}^{-1} \text{sr}^{-1}$  wurden berücksichtigt. Die mittlere Höhe ist gestrichelt markiert.

polarer Breiten vorhanden. Abb. 4.4 zeigt die NLC-Häufigkeit aus den Messungen der Kühlungsbornen Lidars seit 1997. Zum Vergleich ist die solare Aktivität anhand der kurzweligen Ly- $\alpha$ -Strahlung dargestellt. Man erkennt eine deutliche Antikorrelation beider Größen. Eine aus visuellen Daten zu erwartende Verschiebung zwischen solarer Aktivität und NLC-Häufigkeit um ein bis zwei Jahre ist (aufgrund der Kürze des Datensatzes) noch nicht zu erkennen. Die deutliche Antikorrelation zeigt die Empfindlichkeit eines Standortes in mittleren Breiten auf geringfügige Änderungen der mittleren Wasserdampfdichte. Denn geringe Schwankungen der Wasserdampfkonzentration aufgrund einer Variation der Ly- $\alpha$ -Strahlung verursachen in mittleren Breiten bereits starke Schwankungen der NLC-Häufigkeit, während sich in polaren Breiten zunächst die Stärke der NLC ändert.

Seit 1997 wurden über Kühlungsborn insgesamt 15 NLC bei Nacht mit den Lidars beobachtet. Diese NLC summieren sich bei einem minimalen betrachteten Rückstreuoeffizienten  $\beta = 0,5 \cdot 10^{-10} \text{ m}^{-1} \text{sr}^{-1}$  bei 532 nm auf ca. 16 h bzw. über 420 Einzelprofile. In Abb. 4.3 ist die Höhenverteilung der NLC aus diesen Einzelprofilen gezeigt. Die mittlere NLC-Höhe über Kühlungsborn liegt bei 82,9 km, also im Mittel wenige hundert Meter niedriger als über ALOMAR ( $69^\circ\text{N}$ ) (siehe Kap. 3) oder anderen polaren Stationen.

Aus visuellen Beobachtungen von leuchtenden Nachtwolken der letzten ca. 40 Jahre kennt man eine Variation der NLC-Häufigkeit nahezu in Antikorrelation mit dem 11-jährigen solaren Zyklus. Diese ist eingeschränkt auch in Lidarbeobachtungen von NLC sowie in PMSE-Daten



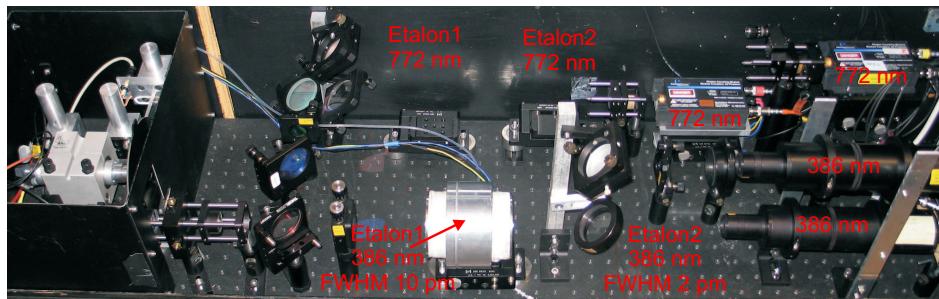
**Abb. 4.4:** Variation von NLC-Häufigkeit (rot), Beobachtungsdauer (blau) und Ly- $\alpha$ -Fluss (gelb) zwischen 1997 und 2005.

## 5 Erste Tageslichtmessungen mit dem neuen Fe-Lidar

(J. Höffner, P. Keller, T. Köpnick, J. Lautenbach, P. Menzel)

Für zukünftige leistungsfähigere Tageslichtmessungen in der Mesopausenregion wurde Ende 2003 mit dem Umbau des mobilen K-lidar zum Eisen-Temperaturlidar (Fe-lidar) begonnen. Nachts durchgeführte Testmessungen hatten zuvor gezeigt, dass ein solches Instrument eine herausragende Leistungsfähigkeit besitzen würde (Institutsbericht 2002/2003, Kapitel 7), die insbesondere am Tage Temperaturmessungen in wesentlich kürzeren Zeitintervallen und über einen deutlich größeren Höhenbereich erlauben würden. Die eigentliche Herausforderung für Tageslichtmessungen besteht in der Untergrundunterdrückung, die bis heute weltweit nur teilweise gelöst wurde. Technisch ist eine perfekte Untergrundunterdrückung zwar denkbar, aber nur für bestimmte Lidarsysteme und nur unter sehr hohem Aufwand zu realisieren. Viele der dazu notwendigen technischen Subsysteme wurden zuvor noch niemals gebaut oder getestet und bei Beginn dieses Vorhabens standen die dazu notwendigen Systeme nicht zur Verfügung. Gegenüber Nachtmessungen gilt es für ein ideales Lidar, den Untergrund durch geeignete Maßnahmen um ca. 6 Größenordnungen zu reduzieren, ohne das schwache Nutzsignal zu verlieren. Beim K-lidar steht hierzu ein nahezu idealer spektraler Filter in Form eines FADOF (Faraday Anomalous Dispersion Optical Filter) zur Verfügung. Trotzdem gelingt nur eine Untergrundunterdrückung um ca. 3 Größenordnungen. Eine weitere Reduzierung ist aufgrund der Randbedingungen für Resonanzstreuung beim K-lidar prinzipiell nicht möglich (Sättigung).

Rechnungen haben gezeigt, dass ein Fe-Lidar gleicher Konstruktion mit einem spektralen Filter äquivalenter Bandbreite auch nur eine vergleichbare Leistungsfähigkeit mit leicht verbessertem Nutzsignal erreichen würde. Anders als beim K-lidar kann jedoch durch eine räumliche Filterung (Sichtfeldverkleinerung) und durch kleinere Filterbandbreiten aufgrund der schmalere Linienbreite theoretisch eine ca. 100-fach bessere Untergrundunterdrückung erreicht werden. Ein FADOF steht aber bei 386 nm nicht zur Verfügung. Um auch nur die Leistungsfähigkeit des K-lidar am Tage zu erreichen, besteht die erste Aufgabe daher, darin einen vergleichbaren Tageslichtfilter hoher Transmission zu entwickeln. Hierzu wurde ein planares, Luftpalt-Etalon mit 10 pm Bandbreite beschafft und in ein neu entwickeltes, druckdichtes und temperaturstabilisiertes Gehäuse eingebaut. Abb. 5.1 zeigt einen ersten erfolgreich getesteten Versuchsaufbau. Um als nahezu idealer Filter wirken zu können, muss die Divergenz des eingekoppelten Strahles klein genug sein, um vollständig in der 1. Ordnung des Interferenzmusters zu fallen. Dies stellt hohe Anforderungen an die Strahlführung der optischen Nachweisbank, die dazu vollständig neu entwickelt werden muss.



**Abb. 5.1:** Testaufbau der optische Nachweisbank des Fe-Lidars mit einem 10 pm Etalon und insgesamt 4 separaten Kanälen für Resonanzstreuung (386 nm) und Rayleighstreuung (772 nm).

Im Vorhinein war klar, dass auch bei theoretisch idealem Strahlgang die Divergenz zu groß sein würde. Eine weitere Reduzierung der Divergenz gelingt nur durch ein deutliches Verkleinern des Sichtfeldes des Instrumentes am Himmel, was entsprechende Entwicklungen beim Aufweitungsteleskops des Lasers und im Empfangsteleskops voraussetzt. Aufgrund interner und externer Störungen des Instrumentes kann eine Verkleinerung des Sichtfeldes wiederum nur gelingen,

wenn gleichzeitig eine elektronische Regelung zur Verfügung steht, die den Laserstrahl jederzeit im Sichtfeld des Empfangsteleskops hält (Strahlstabilisierung). Unkontrollierbare Effekte, wie die Erwärmung des Instrumentes aufgrund der Sonneneinstrahlung, mechanische Veränderungen des Instruments oder die Bewegungen des Bedieners im Container würden ansonsten Messungen unmöglich machen. Selbst wenn dies gelingt, setzen die räumlichen Bewegungen des Lasers von Puls zu Puls und die atmosphärische Turbulenz eine nicht zu unterschreitende Grenze, die vorab nicht bekannt war. Die notwendige geringe Strahldivergenz auf der Laserseite kann in den begrenzten Platzverhältnissen nur für einen idealen, beugungsbegrenzten Laser erreicht werden, da ansonsten der Durchmesser der Optiken zu groß werden würde. Gleichzeitig gelingt eine effektive Frequenzverdopplung nur durch Integration des Verdopplerkristalls in das Aufweitungsteleskop. Erst durch das Zusammenwirken aller dieser zu neu entwickelnden Komponenten kann eine effektive Tageslichtunterdrückung erreicht werden. Obwohl der technische Aufwand dafür sehr hoch ist, entsteht durch diese erste Stufe der Entwicklung bereits ein Instrument, welches dem K-lidar deutlich überlegen ist, da neben der spektralen Filterung gleichzeitig durch die Sichtfeldverkleinerung eine räumliche Filterung erreicht wird.

Abb. 5.2 zeigt die Rohdaten einer ersten simultanen Testmessungen des Fe-Lidar mit dem stationären K-lidar. Die erreichten Signalstärken aus den Metallschichten sind nahezu identisch. Der Untergrund beim Fe-lidar ist jedoch um einen Faktor 6 geringer, wodurch sich die Eisenschicht deutlicher aus dem Rauschen abhebt. Die abgeleiteten Temperaturen in Abb. 5.3 stimmen in wesentlichen Teilen überein. Obwohl eine nahezu ideale Transmission von 95 % für den Tageslichtfilter erreicht wurde, lag das Signal aus der Eisenschicht aufgrund von technischen Problemen bei der Frequenzverdopplung und Justage des Empfangsteleskops noch um ca. eine Größenordnung unter der bereits bei Nachtmessungen erreichten Signalstärke. Bei voller Leistungsstärke wäre das Fe-Lidar dem K-lidar ansonsten weit überlegen gewesen.

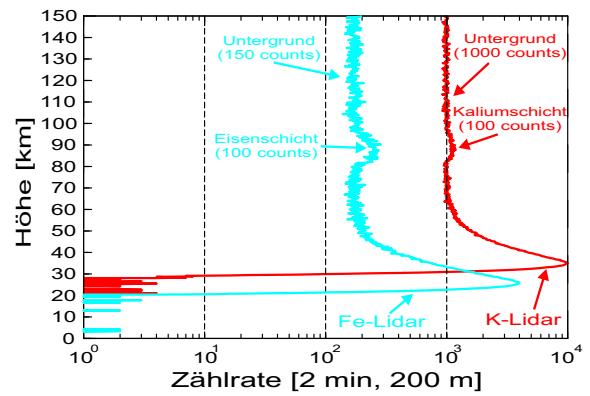


Abb. 5.2: Tageslichtmessung über Kühlungsborn am 19. Oktober 2005, 12:00 UT.

Bei voller Leistungsstärke wäre das Fe-Lidar dem K-lidar ansonsten weit überlegen gewesen.

Aufgrund dieser erfolgreichen Testmessungen wurde zwischenzeitlich mit der zweiten Stufe der Entwicklung begonnen. In der zweiten Ausbaustufe kommt zusätzlich zu dem bisher genutzten 10 pm Etalon ein zweites Etalon mit 2 pm Bandbreite zum Einsatz, wodurch sich der Untergrund aufgrund der besseren Blockung und geringeren Bandbreite um ca. einen Faktor 10 weiter verringern sollte. Gleichzeitig wird ein ähnliches Doppeletalon für die fundamentale Wellenlänge bei 772 nm aufgebaut, wodurch ein unabhängiges und ähnlich leistungsfähiges tageslichtfähiges Rayleighlidar entsteht. Bei erfolgreichem Abschluss dieser Entwicklungen entsteht ein kombiniertes mobiles Rayleigh/Resonanzlidar, das durchgehende Temperaturen von 35-100 km Höhe unabhängig vom Tageslicht bestimmen kann. Dies

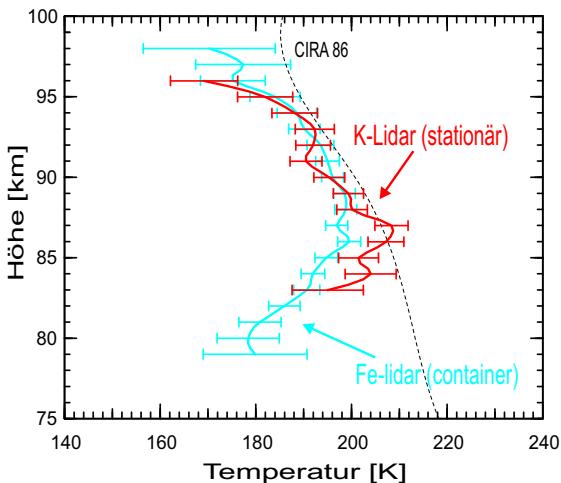


Abb. 5.3: Tageslichtmessung über Kühlungsborn am 19. Oktober 2005.

ist bisher auch durch die Kombination einzelner Instrumente weltweit nicht erreicht worden. Als Nebenprodukt der Entwicklungen eröffnen sich langfristig weitere Anwendungsgebiete, wie hochgenaue Vertikalwindmessung mit bisher unerreichter Präzision oder der wesentlich empfindlichere Nachweis von Eisteilchen (NLC).

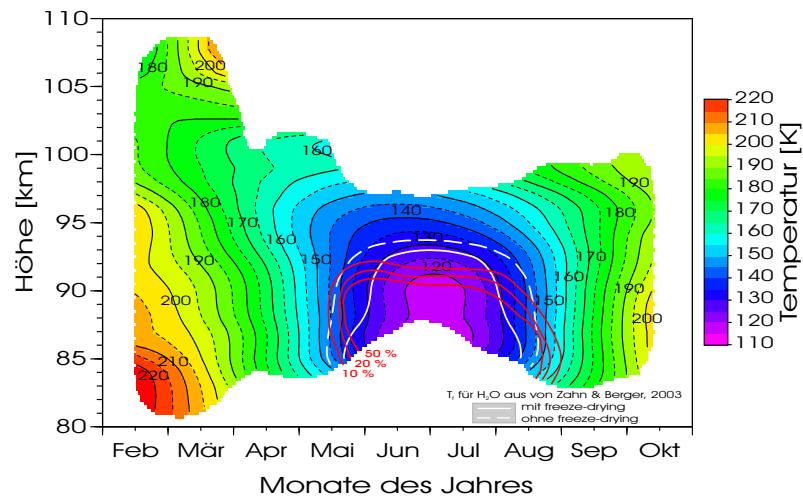
## 6 Vergleich von Temperaturen und der PMSE-Oberkante auf Spitzbergen

(J. Lautenbach, J. Höffner, F.-J. Lübben, M. Zecha)

Von Anfang Mai 2001 bis August 2003 befand sich das mobile K-Lidar auf der Insel Spitzbergen, 78°N. Trotz der schwierigen arktischen Umweltbedingungen wurden in dieser Zeit drei Messkampagnen durchgeführt. Die beiden längsten Kampagnen von jeweils 5 Monaten fanden während der Sommerzeit unter ständigem Tageslichteinfluss statt. Der Schwerpunkt der Messungen lag dabei auf der Untersuchung der thermischen Struktur der Sommermesopause. Gleichzeitig erfolgten Messungen von NLC und Kaliumdichten (siehe Kapitel 19). Abbildung 6.1 zeigt den jahreszeitlichen Verlauf der Temperaturen für den gesamten Messzeitraum. Die niedrigsten Temperaturen mit knapp unter 120 K treten in 89–90 km Höhe Anfang Juli auf und sind in dieser Höhe ca. 10 K unter der notwendigen Temperatur zur Bildung von Eisteilchen. Um die genauen Frostpunkttemperatur ( $T_f$ ) ermitteln zu können, wird neben der Temperatur auch die Wasserdampfkonzentration benötigt. Da solche Messungen nicht vorliegen, wurden zwei unterschiedliche Modellprofile aus von Zahn & Berger (JGR, 2003) verwendet. Die zwei weißen Linien in Abb. 6.1 zeigen den Übergang von Über- zu Untersättigung ( $T = T_f$ ), jeweils ohne (gestrichelte Linie) und mit „freeze-drying“-Effekt (durchgezogene Linie). Beim „freeze-drying“-Effekt wird das Austrocknen der Atmosphären berücksichtigt, da die Eisteilchen beim entstehen und Wachsen den Wasserdampf aus der Atmosphäre aufnehmen.

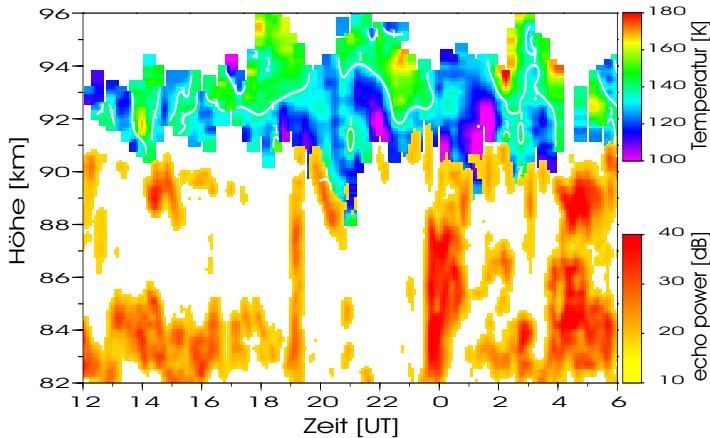
Parallel zu den Messungen des K-Lidars wurden den ganzen Sommer hindurch kontinuierliche PMSE-Beobachtungen durch das ca. 15 km entfernte SOUSY-Radar durchgeführt. Die Eispartikel laden sich auf und beeinflussen dadurch die Eigenschaften des Plasmas derart, dass es zu PMSE kommt. Die Beobachtungen des SOUSY-Radars haben ergeben, dass die Wahrscheinlichkeit auf Spitzbergen in den Sommermonaten PMSE zu beobachten bei nahezu 100 % liegt. Das Auftreten der PMSE ist in Abb. 6.1 zusätzlich als rote Konturlinie für Auftrittswahrscheinlichkeiten von 10 %, 20 % und 50 % eingezeichnet. Die Konturlinien umranden somit ein Gebiet, in dem sich in den Sommermonaten PMSE beobachten lässt. Die so definierte Oberkante der PMSE befindet sich den gesamten Sommer über in nahezu einer und derselben Höhe. Für 10 % Auftrittswahrscheinlichkeit liegt die Oberkante bei ca. 92 km Höhe (siehe auch Kapitel 27).

Temperaturmessungen an der PMSE-Unterkante durch Raketengetragene Experimente haben gezeigt, dass PMSE nur in einem Bereich mit Übersättigung ( $T < T_f$ ) auftritt. Danach stimmt für die Unterkante der PMSE die Korrelation zwischen Frostpunkttemperatur und Auftreten der PMSE sehr gut überein, was auch unserem derzeitigen Verständnis der PMSE entspricht. Somit treten PMSE also annähernd immer auf, wenn die Temperaturen niedrig genug sind. Andere notwendige Voraussetzungen wie z.B. Turbulenz oder genügend freie Elektronen scheinen an der Unterkante nur einen relativ geringen Einfluss auf die Bildung von PMSE zu



**Abb. 6.1:** Jahreszeitlicher Verlauf der Temperatur über Spitzbergen. Die weißen Linien zeigen den Sättigungsgrad  $S = 1$  bei dem  $T = T_f$  ist ; durchgezogene Line: mit „freeze-drying“-Effekt, gestrichelte Line: ohne „freeze-drying“-Effekt. Die roten Linien zeigen die PMSE-Häufigkeit für 10 %, 20 % und 50 %.

haben. Wie Abb. 6.1 zeigt, sind jedoch im Juni und Juli auch oberhalb der PMSE die Voraussetzungen zur Bildung der PMSE im Mittel erfüllt. Die mittleren Temperaturen sind Anfang Juli niedrig genug, um die Entstehung von PMSE sowohl ohne als auch mit „freeze-drying“-Effekt in Höhen von bis zu 93–94 km zu erlauben. Auch wenn der Höhenunterschied nur 2–3 km ist, so zeigen die Messungen das dies nie vorkommt. Eine der erwähnten Voraussetzungen zur Ausbildung von PMSE scheint in diesem Bereich der Atmosphäre daher nicht erfüllt zu sein.



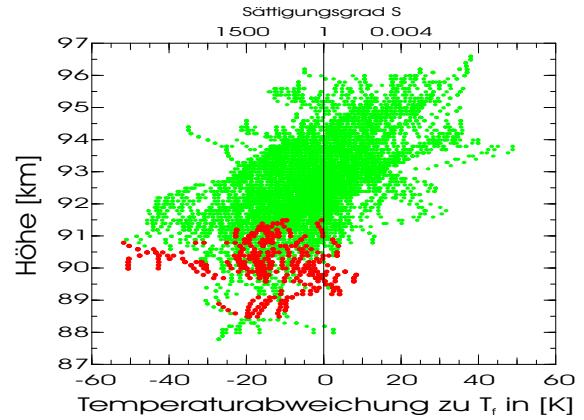
**Abb. 6.2:** Temperatur und PMSE über Spitzbergen am 12/13 Juli 2003. Weiße Linie:  $T = T_f$  (ohne „freeze-drying“-Effekt).

punkttemperatur eingezeichnet. Dieses Beispiel ist für alle 37 untersuchten Fälle exemplarisch. Die Oberkante der PMSE reicht in keinem Fall bis an den Übergang von Über- zu Untersättigung ( $T = T_f$ ) heran, es sei denn er befindet sich unterhalb von 92 km. Selbst in häufig anzutreffenden Temperaturwellen, die auch einen Transport der Eisteilchen zur Folge haben, werden keine PMSE oberhalb von 92 km beobachtet. In solchen Fällen kann aber die aktuell gemessene Temperatur auch in weitaus größeren Höhen deutlich unterhalb von  $T_f$  liegen, wie Abb. 6.2 gezeigt.

Die Temperaturabweichungen zwischen der gemessenen Temperatur ( $T$ ) und der errechneten Frostpunkttemperatur ( $T_f$ ) ist in Abbildung 6.3 gezeigt. Die roten Punkte zeigen die Abweichung der Temperatur von  $T_f$  innerhalb der PMSE, während die grünen Punkte die Temperaturabweichungen außerhalb der PMSE repräsentieren. In allen Fällen in denen eine PMSE beobachtet wurde, ist die Temperatur gleich oder niedriger als  $T_f$ . Oberhalb der PMSE treten teilweise deutlich höhere Temperaturen auf, gleichzeitig gibt es aber auch viele Fälle, in denen die Temperatur zum Teil mehr als 20 K niedriger als die notwendigen Temperatur zur Bildung von Eisteilchen ist. Jedoch wurde in keinem einzigen untersuchten Fall eine PMSE beobachtet.

Diese Untersuchungen zeigen, dass die Oberkante der PMSE nicht alleine durch die Frostpunkttemperatur bestimmt wird. Bei der Bildung von PMSE spielen neben den anderen Voraussetzungen wie z.B. Turbulenz auch die Eigenschaften des Plasmas, wie z.B. die Diffusivität eine Rolle. Im Sommer 2003 wurden mit in situ-Messungen die Plasmaeigenschaften der arktischen Atmosphäre in einem Höhenbereich von 80 km bis 106 km untersucht. Bei diesen in Kapitel 17 vorgestellten Untersuchungen hat sich gezeigt, dass sich die Eigenschaften des Plasmas in 92 km grundlegend verändern. Dies könnte ein Ansatz sein, um anhand von experimentell gewonnenen Ergebnissen den Unterschied zwischen PMSE-Oberkante und den Temperaturen zu erklären.

Um das Verhalten der Oberkante der PMSE genauer zu verstehen, wurde eine Untersuchung aller Einzelmessungen durchgeführt, bei denen Temperaturen mit dem K-Lidar in Anwesenheit einer PMSE gemessen werden konnten. Gemeinsame Messungen gibt es für 16 Messtage im Jahr 2001 und 21 Messtage im Jahr 2003. Dabei wurde die Temperatur mit einer Auflösung von 30 min und das von der PMSE Rückgestreute Signal (echo power) verglichen. Ein Beispiel ist in Abbildung 6.2 dargestellt. In den Temperaturverlauf von Abb. 6.2 ist zusätzlich die Frost-

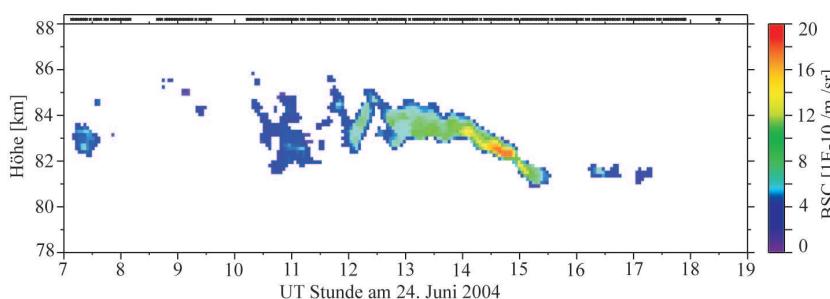


**Abb. 6.3:** Abweichung zwischen  $T$  und  $T_f$  innerhalb (rote Punkte) und außerhalb (grüne Punkte) der PMSE, sowie Sättigungsgrad in 91 km.

## 7 Neun Jahre Beobachtungen leuchtender Nachtwolken über ALOMAR

(J. Fiedler, G. Baumgarten, G. von Cossart, L. Eckart, F.-J. Lübken, A. Schöch)

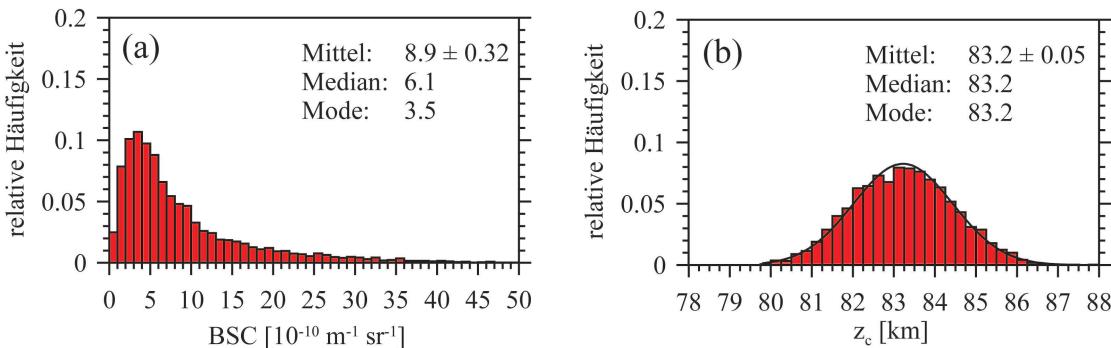
Leuchtende Nachtwolken (NLC) bilden sich während des Sommers in hohen geographischen Breiten zwischen 80 und 90 km Höhe. Diese höchsten Wolken der Erdatmosphäre visualisieren einen extremen Zustand der Atmosphäre der sich durch sehr niedrige Temperaturen von bis zu  $-140^{\circ}\text{C}$  auszeichnet. Unter diesen Bedingungen können trotz des geringen Wasserdampfgehaltes von einigen ppmv Eisteilchen entstehen. Da die Teilchen das Sonnenlicht streuen, können sie bei entsprechenden Beobachtungsbedingungen während der Nacht mit dem bloßem Auge gesehen werden. Neben diesen seit nahezu 120 Jahren durchgeführten visuellen Beobachtungen, werden auch unterschiedliche technische Instrumente für die Vermessung der Wolken und ihrer Bestandteile eingesetzt. Hierfür spielen Lidargeräte eine wichtige Rolle, denn sie verbinden langfristige Meßreihen mit einer hohen Empfindlichkeit, Genauigkeit und Reproduzierbarkeit bei der Bestimmung grundlegender Parameter von NLC-Schichten und ermöglichen auch die Ableitung von Teilcheneigenschaften.



**Abb. 7.1:** NLC Messung während eines maximalen Sonnenerhebungswinkels von  $44^{\circ}$ . Der Volumenrückstreu系数 (BSC) ist ein Maß für die Helligkeit der NLC.

da die Sonne während eines Großteils des Sommers über dem Horizont steht und dadurch Störsignale erzeugt. Mit unserem Lidar können selbst zum Sonnenhöchststand schwache NLC erfaßt werden, was beispielhaft in Abbildung 7.1 gezeigt ist. Der dargestellte Volumenrückstreu系数 (BSC, Einheit  $10^{-10} \text{ m}^{-1} \text{ sr}^{-1}$ ) der Teilchen ist ein Maß für die Helligkeit der NLC.

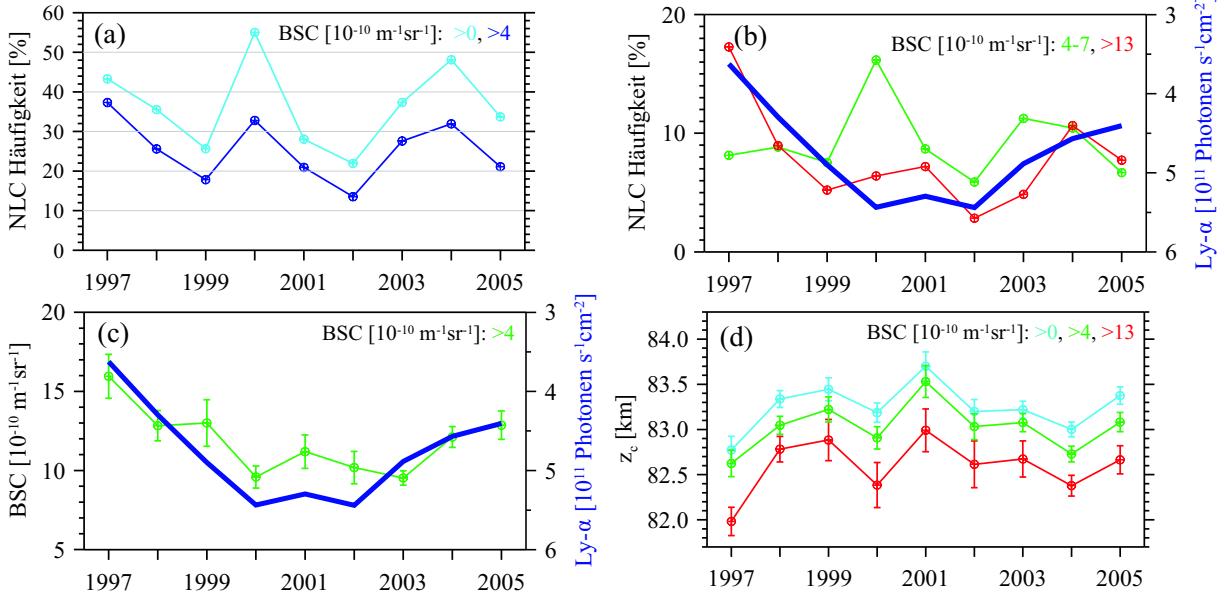
Das ALOMAR RMR Lidar wird seit 9 Jahren regelmäßig für die Beobachtung von NLC bei  $69^{\circ}\text{N}$  eingesetzt und zeigt die Variabilität des Auftretens und der Eigenschaften der Eisteilchen auf unterschiedlichen Zeitskalen. Für diese Messungen ist die Tageslichtfähigkeit des Meßinstrumentes eine wesentliche Voraussetzung,



**Abb. 7.2:** Häufigkeitsverteilungen von NLC-Helligkeiten (a) und -Höhen (b) von 1997–2005 auf der Basis von 4269 Einzelwerten, entsprechend 966 Stunden.

Von 1997–2005 wurde mit dem Lidar während der NLC-Periode 2682 Stunden gemessen, davon zeigten 966 Stunden NLC Signaturen. Es ist weltweit der umfangreichste mit dem Lidar bestimmte NLC-Datensatz. Abbildung 7.2 zeigt die relativen Häufigkeitsverteilungen der Helligkeiten und Höhen auf der Basis von 14-minütigen Mittelwerten. Die NLC-Höhen sind in

sehr guter Näherung Gauss-verteilt, während geringe Helligkeiten häufiger auftreten als größere Helligkeiten. Der Abbruch dieses Verhaltens bei  $BSC < 4$  ist durch die sonnenstandsabhängige Empfindlichkeit des Lidar bestimmt und legt die untere Helligkeitsgrenze für NLC fest, die zu jeder Tageszeit detektiert werden können.



**Abb. 7.3:** Jahr-zu-Jahr Variationen der NLC-Häufigkeit (a, b), -Helligkeit (c) und -Höhe (d) für unterschiedliche Helligkeitsklassen. Der Lyman- $\alpha$ -Fluß (<http://lasp.colorado.edu/lisird/>), dargestellt durch die dicke Linie in den Bildern (b) und (c), ist ein Maß für die solare Aktivität.

Auf einer Zeitskala von Jahren zeigen NLC Variationen in allen gemessenen Parametern (Abbildung 7.3). Die Sortierung der NLC-Ereignisse nach Helligkeitsklassen ( $BSC > 0$ : alle NLC,  $BSC > 4$ : zu jeder Tageszeit meßbare NLC,  $BSC 4-7$ : schwache NLC,  $BSC > 13$ : starke NLC) macht dieses Verhalten deutlicher. Starke NLC traten zwischen 1999 und 2003 seltener auf als in den Jahren davor und danach, während schwache NLC mit einer Ausnahme im Jahr 2000 keine großen Veränderungen in der Häufigkeit zeigen (Bild b). Ein ähnliches Minimum ist bei der Helligkeit zu sehen (Bild c). Zum Vergleich ist jeweils die solare Aktivität in Form des Lyman- $\alpha$  Photonenfluxes eingezeichnet (dicke blaue Kurve, hohe Werte sind unten). Es ist zu erkennen, daß hohe Sonnenaktivität mit weniger häufigen und weniger hellen NLC korreliert ist. Bisherige Modellrechnungen können nur einen Bruchteil der beobachteten Amplituden erklären. Die innerhalb eines solaren Zyklus erwarteten Variabilitäten von Temperatur und Wasserdampf bei 83 km sind gering (wenige Kelvin,  $\sim 1$  ppmv) und deshalb meßtechnisch sehr schwer zu erfassen. Da die NLC-Parameter jedoch sehr empfindlich auf diese Umgebungsbedingungen reagieren, können leuchtende Nachtwolken als Tracer für den Atmosphärenzustand in diesem Höhenbereich herangezogen werden. So entspricht die beobachtete Höhenänderung (Bild c) einer Temperaturänderung von weniger als 3 K bzw. einer Wasserdampfänderung von 60 %. Die Variabilität der NLC-Höhen zeigt weiterhin, daß beim Vergleich dieses Parameters mit anderen Messungen sowohl die Empfindlichkeitsgrenze des Meßgerätes, als auch das konkrete Jahr zu berücksichtigen sind, da die Jahr-zu-Jahr-Variation durchaus die Größe des Unterschiedes zwischen zwei Meßorten annehmen kann.

Ein tiefergehendes Verständnis der Zusammenhänge zwischen NLC und Umgebungsparametern auf den hier betrachteten Zeitskalen erwarten wir aus Simulationsrechnungen mit LIMA (siehe 12 auf Seite 45) unter Berücksichtigung des Einflusses des solaren Zyklus auf die Dynamik und Chemie der mittleren Atmosphäre. Unsere Messungen geben ebenfalls Einblicke in mikrophysikalische Skalen, wie an der Bestimmung von Eigenschaften der Eisteilchen (siehe 8 auf Seite 37) deutlich wird.

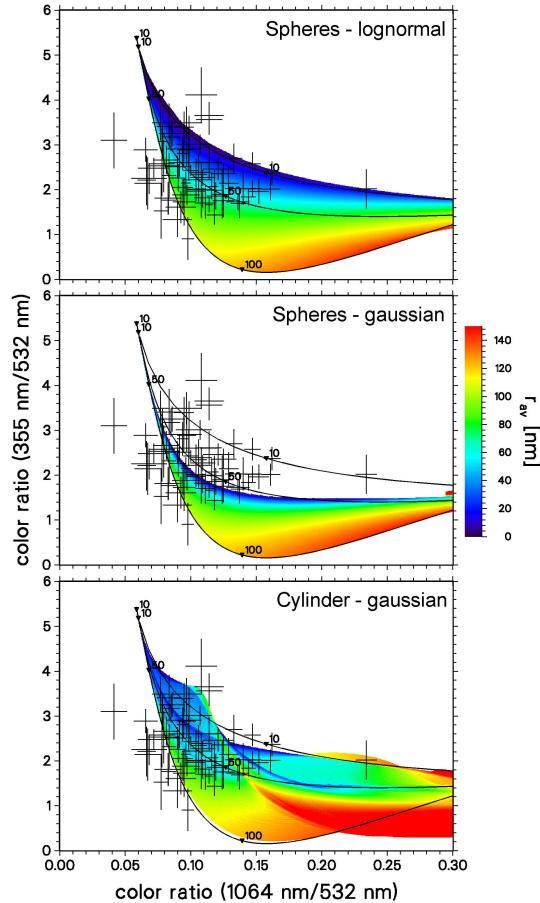
## 8 Eigenschaften von Eisteilchen aus Lidarmessungen mit mehreren Wellenlängen auf ALOMAR

(G. Baumgarten, G. von Cossart, J. Fiedler, A. Schöch)

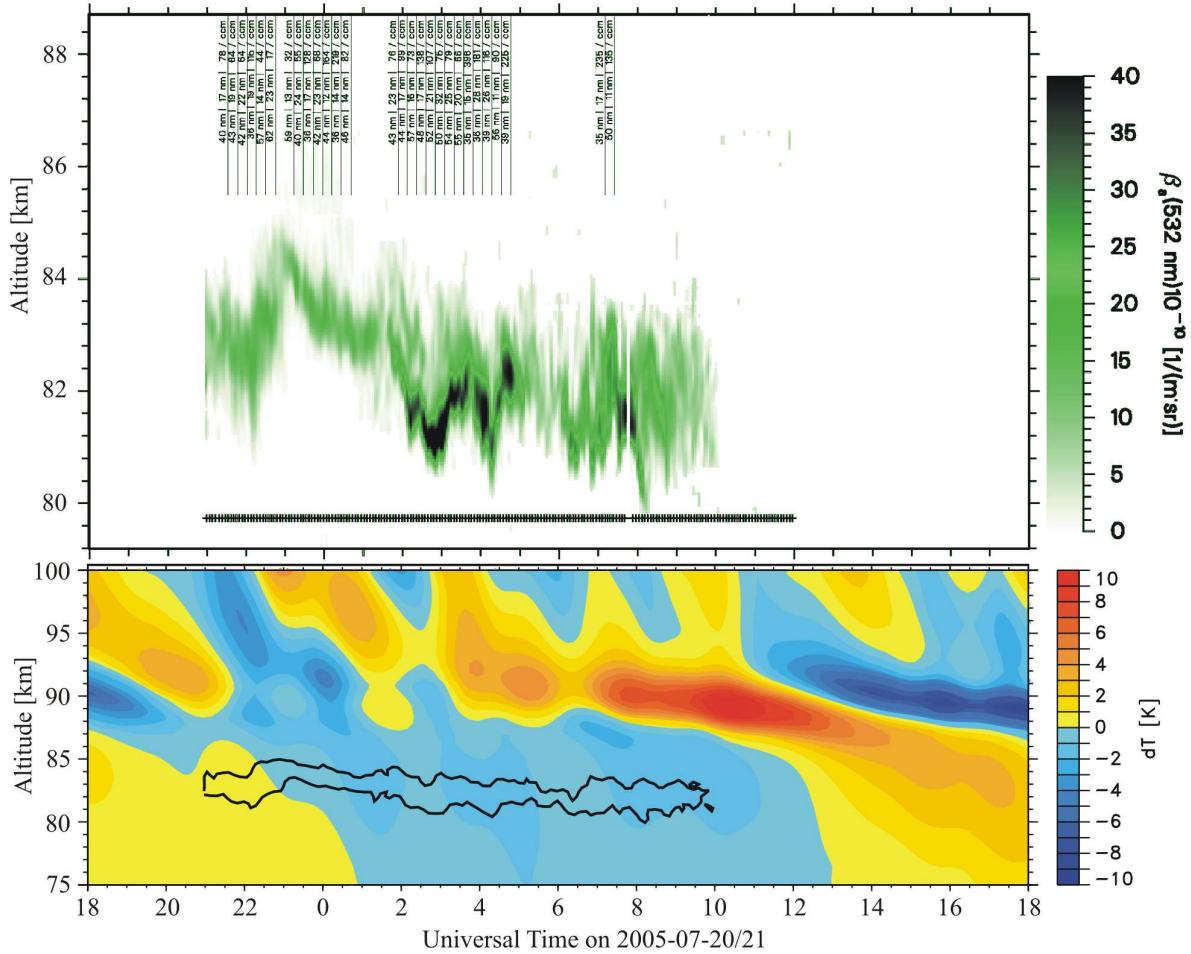
Die Kenntnis von Form und Größe der Teilchen leuchtender Nachtwolken (NLC) ist wichtig für die Interpretation und Modellierung der NLC, da diese die Existenz und Helligkeit sowie die Wachstums- und Fallgeschwindigkeit der NLC-Teilchen bestimmen. Die letzten beiden Parameter sind von entscheidender Bedeutung für die mikrophysikalische Entwicklung der NLC, weil so eine Rückkopplung auf die NLC-Entwicklung entsteht. Die Teilchenform ist auch für die Interpretation optischer Signale aus den NLC wichtig, da bei den kleinen NLC-Teilchen (ihr Durchmesser beträgt nur ein Zehntel der Wellenlänge des gestreuten Lichts) Resonanzen im Teilchen auftreten, die von der Teilchenform abhängen. Ohne die Berücksichtigung der Teilchenform führt die Interpretation der Messergebnisse zu Widersprüchen zwischen den Beobachtungen mit dem ALOMAR RMR-Lidar und der Modellierung der NLC sowohl mit dem LIMA Ensemble-Trajektorien Eis-Modell (siehe 12) als auch mit dem CARMA-Modell (siehe 14).

In Abbildung 8.1 sind unsere Beobachtungen aus dem Sommer 2005 im Vergleich zu den modellierten Farbverhältnissen von sphärischen (Spheres) und asphärischen (Cylinder) Teilchen dargestellt. Die Modellierung zeigt, dass die Interpretation von Mehrfarbenmessungen bei der Berücksichtigung der asphärischen Teilchen mehrdeutig wird, da der Teilchenradius nicht mehr monoton mit den Farbverhältnissen variiert. Für die Interpretation der Messungen wird in diesen Fällen die Unsicherheit der Modellergebnisse aufgrund der unbekannten Teilchenform bei der Berechnung der Fehlerbalken berücksichtigt.

Um den hochfrequenten zeitlichen Variationen der NLC gerecht zu werden wurde die Analyse der Messungen so weit automatisiert, dass die Analyse mit einer zeitlichen Auflösung von 14 Minuten durchgeführt werden kann. Im Vergleich zu früheren Analysen, die auf die Mittelung über mehrere Stunden angewiesen waren, haben sich die Ergebnisse zum Teilchenradius nicht wesentlich geändert. So wurde nach der alten Methode für die NLC des Sommers 1998 ein mittlerer Radius der NLC von  $51 \pm 21$  nm bestimmt. Nach der neuen Methode (beschränkt auf sphärische, lognormal verteilte Teilchen) ergeben sich  $55 \pm 5$  nm. Für asphärische Teilchen ergibt sich ein mittlerer Radius der Teilchen von  $63 \pm 6$  nm. Mit dieser Methode haben wir erstmals den 103 Stunden umfassenden Satz von Mehrfarbenmessungen des ALOMAR RMR-Lidars untersucht und erhalten für den Zeitraum von 1998 bis 2005 einen mittleren Radius von 47 nm mit einer Verteilungsbreite von 17 nm und einer Anzahldichte von 84 Teilchen pro  $\text{cm}^3$ .



**Abb. 8.1:** Vergleich von beobachteten (Kreuze) und modellierten Farbverhältnissen (farbige Flächen) für unterschiedliche Teilchenform (Spheres/Cylinder) und Gestalt (lognormal/gaussian) der Größenverteilung. Die Größe der Kreuze gibt die Messunsicherheit an. Die dargestellten Messungen wurden im Sommer 2005 durchgeführt und sind beschränkt auf die Klasse der starken NLC-Ereignisse in der Höhe der maximalen Rückstreuung. Die Farbkontur gibt den Teilchenradius an.



**Abb. 8.2:** Erste Beobachtung der Teilchengröße mit hoher zeitlicher Auflösung zur Untersuchung der mikrophysikalischen Entwicklung der Eiswolke. **Oben** ist der Rückstreuoeffizient zur Verdeutlichung der starken Variationen der Wolke dargestellt. Mit einer Zeitauflösung von 14 Minuten wurde an diesem Tag die Teilchengröße bestimmt (siehe vertikale Linien), der Rückstreuoeffizient hingegen mit einer Auflösung von  $\sim 1$  Minute (grüne Farbkontur). Die einzelnen Messungen sind durch Symbole am unteren Bildrand dargestellt. Für den Beobachtungszeitraum wurden die Daten aus dem LIMA-Modell benutzt, um durch den Vergleich die Entwicklung der NLC-Teilchen zu untersuchen und zu interpretieren. **Unten** ist die Entwicklung der Temperatur als Differenz zum Tagesmittel dargestellt, wobei die schwarze Konturlinie die zeitliche Entwicklung der gemessenen NLC angibt.

In Abbildung 8.2 ist eine NLC-Beobachtung von auf kurzen Zeitskalen gezeigt. Bemerkenswert ist die schnelle Veränderung der Teilchengrößen, wobei zwischen 2 und 4 Uhr auch über einen längeren Zeitraum hinweg das Teilchenensemble einem mittleren Radius von mehr als 50 nm aufwies. Der Vergleich zu den Temperaturen aus dem LIMA-Modell zeigt, dass die NLC während einer kalten Phase in der Mesopausenregion beobachtet wird.

Erst durch die Möglichkeit, die Wolken mit einer hohen zeitlichen Auflösung zu untersuchen, ist es uns möglich Parameter wie die Breite der Größenverteilung genau zu untersuchen, da diese sonst durch die zeitlichen und räumlichen Variationen der NLC durch Schwerewellen (Kap. 3 und 9) verschmiert wird. So wird z.B. die Breite der Verteilung genutzt, um die Ergebnisse der NLC-Modelle zu bewerten und entscheidende Parameter wie die turbulente Durchmischung genauer einzuschränken.

## 9 Mehrjährige Temperaturmessungen über ALOMAR

(A. Schöch, G. Baumgarten, J. Fiedler, G. von Cossart, L. Eckart, S. Loßow, F.-J. Lübken)

Das ALOMAR RMR-Lidar wurde im Sommer 1994 aufgebaut und wird seit 1995 im Routine-Messbetrieb durch norwegische Techniker sowie in Kampagnen auch durch IAP-Personal bedient. Es steht auf der nord-norwegischen Insel Andøya auf einer Breite von  $69^{\circ}$  N und damit  $\sim 280$  km nördlich des Polarkreises (siehe Kapitel 1). Das Instrument wird ständig gewartet und weiterentwickelt, um den regelmäßigen Messbetrieb zu gewährleisten und neue wissenschaftliche Fragestellungen anzugehen (siehe Kapitel 2 und 10).

In den letzten beiden Jahren wurden die Temperatur-Messungen des ALOMAR RMR-Lidars seit 1997 systematisch ausgewertet. Aus diesem Datensatz von mehr als 830 Temperatur-Profilen werden hier einige Ergebnisse vorge stellt. Insgesamt konnten in den neun Jahren seit 1997 mehr als 8000 Stunden Messungen durchgeführt werden. Abbildung 9.1 zeigt die Verteilung der Messungen in Abhängigkeit von Jahreszeit und Tageszeit. Der grau schattierte Bereich kennzeichnet Nachtmessungen bei denen die Sonne mehr als  $5^{\circ}$  unter dem Horizont war. In den Sommermonaten von Ende April bis Anfang August bleibt die Sonne allerdings immer über dieser Grenze. Das RMR-Lidar ist jedoch auch für Tagesmessungen konstruiert worden, so dass dies keine Einschränkung darstellt. In den restlichen Monaten ergibt sich ebenfalls eine gute Abdeckung der Tageszeiten mit lediglich einigen kleineren Lücken in den frühen Morgenstunden im Frühjahr und Herbst. Ein Lidar kann durch die Verwendung eines Lasers nur bei klarem Himmel betrieben werden kann, wenn keine Wolken den Laserstrahl stören. Die gute Abdeckung in den Wintermonaten trotz des sehr wechselhaften arktischen Wetters ist ein Zeichen für die hohe Zuverlässigkeit des Instruments.

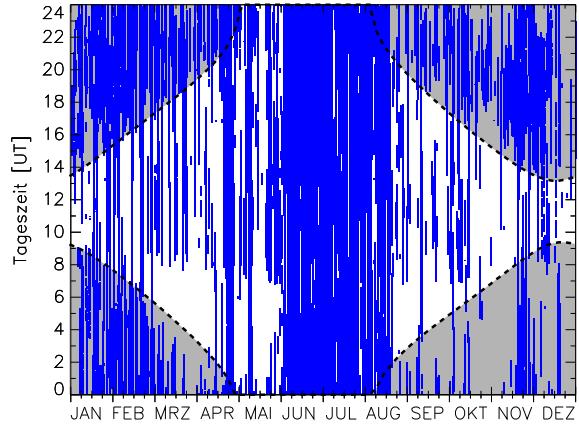


Abb. 9.1: Verteilung der Messungen mit dem ALOMAR RMR-Lidar zwischen 1997 hinterlegt.

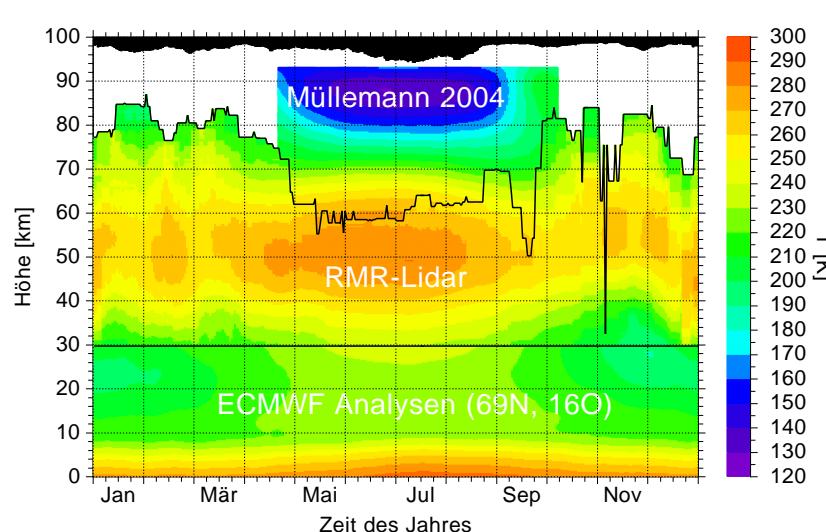


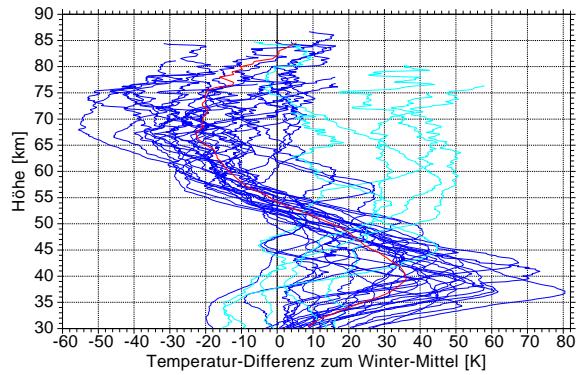
Abb. 9.2: Jahreszeitlicher Verlauf der Temperatur aus Messungen des RMR-Lidars (geglättet über 15 Tage), fallenden Kugeln im Sommer oberhalb von 60 km sowie ECMWF Analysen unterhalb von 30 km. Die schwarzen Linien trennen die verschiedenen Messmethoden. Die schwarzen Balken am oberen Rand zeigen die Anzahl der Messungen pro Tag. messen, während im Sommer die obere Grenze bei 65 km liegt. Wenn alle Messungen eines Tags des Jahres gemittelt werden, ergibt sich ein mittlerer jahreszeitlicher Verlauf der Tempe

Aus den gemessenen Lidar-Höhenprofilen können im aerosolfreien Bereich der Atmosphäre oberhalb von 30 km Temperaturprofile berechnet werden. Die obere Grenze der Temperaturprofile wird dabei von der Signalstärke des Lidars und dem Himmels-Untergrund bestimmt. Letzterer wird vor allem durch gestreutes Sonnenlicht verursacht und ist im Sommer bei hohen Sonnenständen um einige Größenordnungen höher als im Winter. Entsprechend kann das Lidar im Winter Temperaturen bis 85 km

Wenn alle Messungen eines

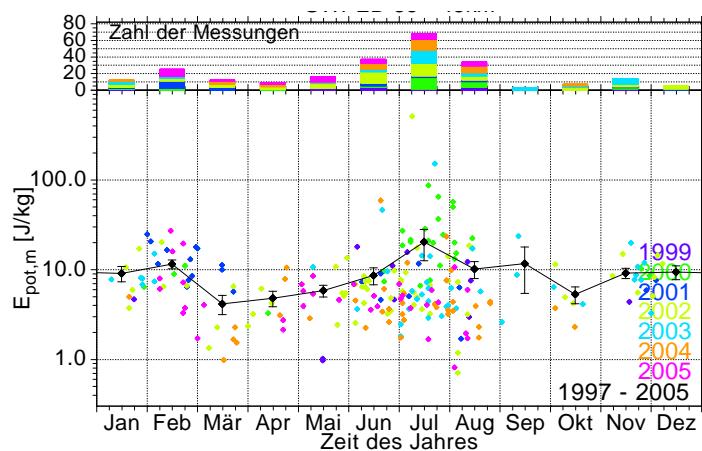
ratur wie in Abbildung 9.2 gezeigt. Unterhalb von 30 km sind die RMR-Lidar Temperaturen durch Daten des ECMWF ergänzt. In der oberen Sommer-Mesosphäre sind Temperaturen einer Raketen-Klimatologie aus Messungen mit fallenden Kugeln gezeigt. An den Übergängen der Datensätze, die durch schwarze Linien gekennzeichnet sind, treten nur kleine Temperaturdifferenzen auf. Die verschiedenen Datensätze sind also untereinander konsistent. Im Winter sieht man in der Stratopausen-Region bei 50 km immer wieder wärmere Perioden, z.B. Ende Dezember/Anfang Januar und Mitte Februar. Hier zeigt sich der Einfluss von stratosphärischen Erwärmungen, bei denen es durch eine veränderte Zirkulation innerhalb weniger Tage zu einer starken Erwärmung von bis zu 80 K gegenüber dem ungestörten Winterzustand kommt.

Durch die veränderte Zirkulation in der mittleren Atmosphäre während einer stratosphärischen Erwärmungen wird auch die Ausbreitung von Wellen aus der unteren Atmosphäre in die Mesosphäre beeinflusst. Dadurch kommt es zeitgleich mit der Erwärmung in der Stratosphäre zu einer Abkühlung in der Mesosphäre. Dies ist in Abbildung 9.3 anhand von 30 Temperaturprofilen des RMR-Lidars während stratosphärischer Erwärmungen gezeigt. Die blauen Linien zeigen die Differenz zum ungestörten Winterprofil. In der Stratosphäre kommt es unterhalb von 50 km zu einer durchschnittlichen Erwärmung von 36 K. Gleichzeitig ist es in der Mesosphäre zwischen 55 km und 80 km im Mittel bis zu 22 K kälter als im ungestörten Winterzustand. Dabei ist der genaue Temperaturverlauf sehr variabel; die fünf in hellblau dargestellten Profile zeigen sogar überhaupt keine Abkühlung in der Mesosphäre.



**Abb. 9.3:** Temperaturdifferenzen während stratosphärischer Erwärmungen relativ zum ungestörten Winterzustand. Insgesamt wurden 30 Temperaturprofile untersucht. Die rote Linie ist der Mittelwert der dunkelblauen Profile.

Temperaturverlauf sehr variabel; die fünf in hellblau dargestellten Profile zeigen sogar überhaupt keine Abkühlung in der Mesosphäre.



**Abb. 9.4:** Schwerewellen-Energiedichte am Beispiel der potentiellen Energie für die Jahre 1999 – 2005 gemittelt über den Höhenbereich 35 km – 45 km. Die schwarze Linie gibt den Mittelwert der neun Jahre. Die Fehlerbalken zeigen die Streuung der Einzelwerte.

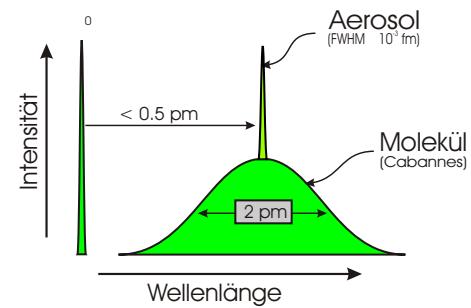
mer, ergibt sich eine schwache halbjährige Variation der Schwerewellen-Energie mit etwas geringeren Energiedichten im Frühling und Herbst und etwas größeren im Sommer und Winter. Als nächste Schritte werden die Spektren der vertikalen Wellenlängen und Perioden der Schwerewellen sowie das Brechen dieser Wellen sowie ihr Einfluss auf leuchtende Nachtwolken (Kapitel 7 und 8) untersucht. Bei gleichzeitiger Messung des Windes mit dem neuen DoRIS Windlidar (siehe Kapitel 10) können wichtige Eigenschaften der Schwerewellen, wie zum Beispiel ihre Ausbreitungsrichtung, bestimmt werden.

Lange Temperaturmessungen mit dem RMR-Lidar ( $\geq 6$  Std.) können auch zur Analyse von Schwerewellen genutzt werden (siehe Kapitel 3). Dazu betrachtet man die Abweichungen von Einzelprofilen zum Mittel der gesamten Messung (siehe Abbildung 3.1). Aus der Zeitserie der Temperatur-Schwankungen in einer konstanten Höhe kann dann die potentielle Energie der Schwerewellen berechnet werden. Abbildung 9.4 zeigt ein Beispiel für die jahreszeitliche Variation der Schwerewellen-Energiedichte anhand der potentiellen Energie im Höhenbereich 35 km – 45 km. Neben der großen Streuung der Einzelwerte, besonders im Sommer,

## 10 Windmessungen mit einem Doppler-Lidar in der mittleren Atmosphäre

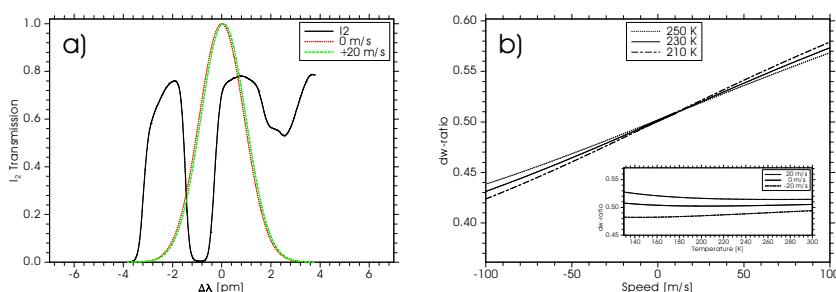
(G. Baumgarten, J. Fiedler, L. Eckart)

Die Dynamik der Stratopausenregion ist von entscheidender Bedeutung für die Energiebilanz der Atmosphäre, weil der Hintergrundwind die Filterung von Schwerewellen bestimmt, die Energie und Impuls transportieren. Messtechnisch ist aber gerade die Erfassung der Dynamik in einem Höhenbereich von 30 km bis ca. 70 km schwierig und z.B. durch kontinuierlich laufende Radarinstrumente nicht möglich. Während die Radarinstrumente auf ALOMAR optimal den Höhenbereich von 0–20 km und 65–110 km abdecken, fehlte bisher die Beobachtung von Wind in der so genannten "Radar-Lücke", wo aufgrund geringer Rückstreuung von Radiowellen aus der neutralen mittleren Atmosphäre keine Radarechos beobachtet werden. Die Dynamik dieses Höhenbereichs mit einer hohen zeitlichen und räumlichen Auflösung zu untersuchen ist nur mit meteorologischen Raketen (teuer) oder Lidarinstrumenten (technisch schwierig) möglich. Weltweit existiert derzeit kein Lidarinstrument mit dem regelmäßigen Beobachtungen der Dynamik vorgenommen werden, da die Beobachtung des Windes durch die direkte Messung der Dopplerverschiebung (Abb. 10.1) extrem hohe Anforderungen an die spektrale Stabilität des experimentellen Aufbau stellt. In den letzten Jahren haben wir für das ALOMAR RMR-Lidar die experimentellen Grundlagen geschaffen um ein zuverlässiges Doppler-Windlidar aufzubauen. Wir haben uns entschieden den Nachweis mit einer Kantenfilter Technik am Jod-Absorptionsspektrum aufzubauen, da dieses System durch die direkte Kopplung an die Jod-Moleküleigenschaften extrem stabil und somit für den wartungsfreien Einsatz in polaren Breiten geeignet ist. Dieses Projekt trägt den Namen Doppler Rayleigh Iodine System (DoRIS). Zur Vorbereitung des Projekts wurde das zu entwickelnde System simuliert und Test-Daten generiert, um die spektrale Lage der Laser-Wellenlänge bezüglich des Jod-Spektrums und die optische Dicke der Jod-Absorption zu optimieren. Hierbei wurde insbesondere der Einfluss der atmosphärischen Temperatur aufgrund der Dopplerverbreiterung in der Atmosphäre minimiert und die Empfindlichkeit bezüglich des Windes maximiert. So ist es gelungen eine spektrale Messung mit einer Genauigkeit von  $10^{-8}$  durch eine einfache Verhältnismessung ("Doppler Ratio") mit einer Genauigkeit von nur  $10^{-3}$  zu erreichen (siehe Abbildung 10.2).

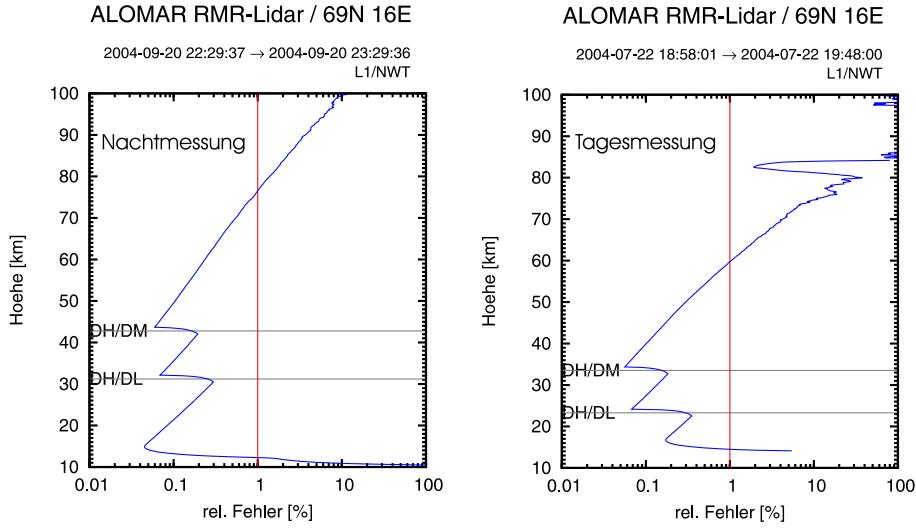


**Abb. 10.1:** Spektrum des an einer Mischung aus Aerosolen und Molekülen elastisch rückgestreuten Lichts. Das Spektrum des rückgestreuten Lichts ist abhängig von der Bewegung der Streuzentren relativ zum Beobachter und so gegenüber der emittierten Wellenlänge ( $\lambda_0$ ) Doppler-verschoben. Durch die thermische Bewegung der Streuerzentren ist das rückgestreute Licht zusätzlich Doppler-verbreitert.

Die Anforderungen an die spektrale Stabilität des experimentellen Aufbaus stellen eine Herausforderung dar. In den letzten Jahren haben wir für das ALOMAR RMR-Lidar die experimentellen Grundlagen geschaffen um ein zuverlässiges Doppler-Windlidar aufzubauen. Wir haben uns entschieden den Nachweis mit einer Kantenfilter Technik am Jod-Absorptionsspektrum aufzubauen, da dieses System durch die direkte Kopplung an die Jod-Moleküleigenschaften extrem stabil und somit für den wartungsfreien Einsatz in polaren Breiten geeignet ist. Dieses Projekt trägt den Namen Doppler Rayleigh Iodine System (DoRIS). Zur Vorbereitung des Projekts wurde das zu entwickelnde System simuliert und Test-Daten generiert, um die spektrale Lage der Laser-Wellenlänge bezüglich des Jod-Spektrums und die optische Dicke der Jod-Absorption zu optimieren. Hierbei wurde insbesondere der Einfluss der atmosphärischen Temperatur aufgrund der Dopplerverbreiterung in der Atmosphäre minimiert und die Empfindlichkeit bezüglich des Windes maximiert. So ist es gelungen eine spektrale Messung mit einer Genauigkeit von  $10^{-8}$  durch eine einfache Verhältnismessung ("Doppler Ratio") mit einer Genauigkeit von nur  $10^{-3}$  zu erreichen (siehe Abbildung 10.2).

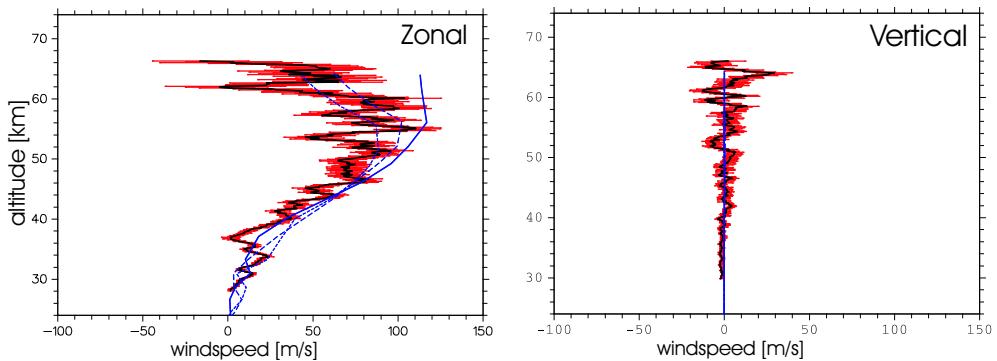


**Abb. 10.2:** a) Jod-Spektrum ( $I_2$ ) und Doppler-verbreitertes Rückstreupektrum in aerosolfreier Atmosphäre, b) Doppler-Ratio als Funktion der Windgeschwindigkeit für unterschiedliche Temperaturen. Die Abhängigkeit von der Temperatur ist zusätzlich als Inlet dargestellt.



**Abb. 10.3:** Höhenprofile der relativen Fehler des Rückstreusignals; links für eine Nacht- und rechts für eine Tagesmessung mit dem ALOMAR RMR-Lidar. Horizontale Linien markieren die Grenzen der unterschiedlichen Nachweiskanäle. Die rote Linie bei einem Fehler von 1% gibt an, bis in welche Höhen Windmessungen mit einer Genauigkeit von mindestens 10 m/s durchgeführt werden können. Durch Optimierung der Kanalübergänge kann der Messbereich ausgedehnt werden, in welchem der relative Fehler unter 0.1% und damit der Fehler der Windmessungen unter 1 m/s liegt.

Wie in Abbildung 10.4 dargestellt ist mit DoRIS während der Nacht eine Windmessung bis in eine Höhe von ca. 70 km zu erwarten und tagsüber bis ca. 60 km. In Abbildung 10.4 ist die erste Messung mit DoRIS gezeigt, anhand der die experimentelle Bestätigung der Vorüberlegungen gelang. Es ist zu erkennen, dass der Zonalwind an diesem Tag bis in eine Höhe von 66 km beobachtet werden konnte, während mit dem zweiten simultan arbeitenden Lidarsystem bestätigt wurde, dass der Vertikalwind, der im Mittel über die Messung den Wert 0 zeigen muss, dies mit ausreichender Genauigkeit tut. Seit dieser ersten Testmessung haben wir insbesondere durch den Austausch der Primärspiegel der Empfangsteleskope (Kapitel 2) das System soweit verbessert, dass in Zukunft DoRIS zuverlässige Beobachtungen der atmosphärischen Dynamik vornehmen kann, was insbesondere bei der Interpretation der Schwerewellenbeobachtungen (s. Kapitel 9) notwendig ist.



**Abb. 10.4:** Erste DoRIS-Windmessung mit dem ALOMAR RMR-Lidar am 21.02.2005 von 17–21 UT (schwarze Linie mit roten Fehlerbalken). Die Analysedaten des ECMWF-Modells (blaue Linien) sind für 12, 18 (fett), 24 UT angegeben. Der Zonalwind (links) zeigt ein Maximum in ca. 55 km Höhe, das vom Modell wiedergegeben wird. Die beobachteten Abweichungen von einem glatten Windprofil sind ein Anzeichen kleinskaliger Vorgänge, da diese nicht im Vertikalwind (rechts) beobachtet werden, der in diesem Fall als Qualitätsmerkmal der Messung dient.

## 11 Turbulenz als Erzeugungsmechanismus für polare Winterechos

(F.-J. Lübken, M. Rapp, B. Strelnikov, W. Singer, R. Latteck)

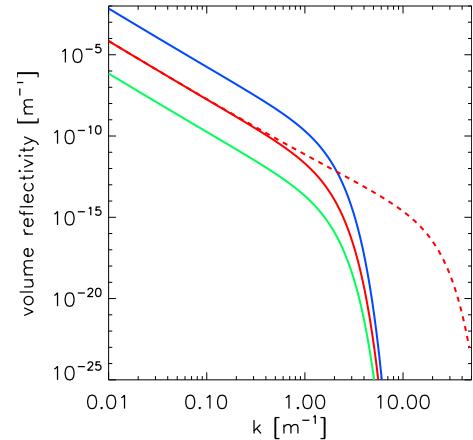
Elektromagnetische Wellen werden u. a. immer dann gestreut, wenn räumliche Strukturen im Brechungsindex vorliegen, die der halben Wellenlänge der ausgesandten Welle entsprechen (Bragg-Kriterium). In der oberen Atmosphäre wird der Brechungsindex für Radarwellen durch die Elektronendichte bestimmt. Foglich müssen für ein VHF-Radar (50 MHz) räumliche Strukturen von  $\lambda/2=3$  m vorliegen. Es stellt sich die Frage, wie solche kleinen Strukturen in der Neutralgasatmosphäre, und damit im Plasma erzeugt werden.

Im Sommer werden aus der Mesopausenregion in polaren Breiten sehr starke Radarechos empfangen, die so genannten PMSE ('polar mesosphere summer echoes'). Als Mechanismus zur Erzeugung der 3m-Strukturen wurde Neutralgasturbulenz vorgeschlagen. Eine quantitative Analyse zeigt aber, dass unrealistisch starke Turbulenz vorliegen müßte, um diese Strukturen gegen die Vernichtung durch molekulare Viskosität zu erhalten. Die Lösung des Problems besteht darin, dass geladene Eisteilchen die Mobilität der freien Elektronen reduzieren und damit zu kleinskaligen Strukturen im Plasma führen können, die in der Neutralgasturbulenz nicht mehr vorhanden sind. Dieser Effekt tritt ein, wenn die Schmidt-Zahl  $Sc=\nu/D$  sehr viel grösser als eins ist ( $\nu$ =kinematische Viskosität der Atmosphäre ;  $D$ =Diffusionskoeffizient der Elektronen). In der Anwesenheit von Eisteilchen ist  $D \ll \nu$ , d.h.  $Sc \gg 1$ . In Abbildung 11.1 sind u. a. Volumenreflektivitäten für  $Sc=1$  und  $Sc=100$  gezeigt. Man erkennt, dass es nur für  $Sc=100$  nennenswerte Reflektivitäten bei kleinen Skalen (grosse Wellenzahlen) gibt. Dieser Effekt führt also zu PMSE und erklärt auch, warum diese Radarechos nur in der Mesopausenregion im Sommer auftreten, denn nur hier ist es kalt genug für Eisteilchen und damit für  $Sc \gg 1$ .

Nun beobachtet man aber auch starke Echos aus der unteren Mesosphäre (ca. 65-75 km) im Winter, die sogenannten PMWE ('polar mesosphere winter echos'). Diese Echos sind viel seltener und schwächer als PMSE (siehe auch Beitrag 30). Die Ursache für PMWE ist zunächst unklar, denn es ist in dieser Jahreszeit in diesen Höhen sicherlich viel zu warm für Eisteilchen. In der Fachliteratur wird daher über andere Aerosoltypen, aber auch über nicht-turbulente Streumechanismen diskutiert. Zur Klärung dieser Frage muß man die Theorie der Radarstreuung sorgfältig analysieren und möglichst alle relevanten Größen messen. Letzteres ist wegen der geringen Auftrittswahrscheinlichkeit von PMWE (nur ca. 2%) extrem schwierig. Trotzdem sind uns im Januar 2005 entsprechende Messungen mit Radars und raketengeführten Instrumenten gelungen.

Die Theorie der turbulenten Radarstreuung zeigt, dass die Intensität des rückgestreuten Signals proportional zur Absolutgröße der Elektronendichtefluktuation bei einer Skala von  $\lambda/2$  ist. Diese wiederum hängt von der Turbulenzstärke (d. h. von  $\epsilon$  = turbulente Energiedissipationsrate), von der 'Dissipationsrate der Fluktuationen' ( $N_\theta$ ), von  $N_e^2$  ( $N_e$  = Elektronendichte), sowie von der Schmidtzahl  $Sc$  ab. Außerdem ist zu bedenken, dass die Elektronendichte in der unteren Mesosphäre mit der Höhe zunimmt. Beim turbulenten Transport von Luftpaketen führt dies im Vergleich zum Neutralgas zu grösseren Dichtefluktuationen.

Wir wollen zunächst den Einfluss der oben genannten Größen auf die Radarreflektivität ( $\eta$ ) untersuchen. In Abb. 11.1 ist die Volumenreflektivität für unterschiedliche Werte von  $N_e$ ,  $N_\theta$  und  $Sc$  gezeigt. Man erkennt die starke Abhängigkeit der Spektren von der Elektronendichte und einen 'Knick' in den Spektren, der den Übergang von freier Turbulenz zur molekularen Diffusion



**Abb. 11.1:** Volumenreflektivitäten für  $N_e = 1 \cdot 10^{10}/\text{m}^3$ ,  $Sc=1$  und  $N_\theta = 1 \cdot 10^{-5}/\text{s}$  (=Referenzfall ; rote Linie). Grün:  $N_e$  wurde um den Faktor 10 erniedrigt. Blau:  $N_\theta$  wurde um den Faktor 100 erhöht. Gestrichelte Linie:  $Sc=100$ .

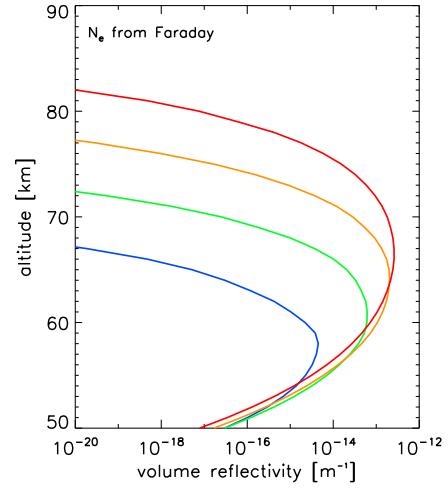
markiert. Als grobe Bedingung für Radarechos gilt, dass die zu diesem Knick gehörende Skala  $\ell_o$  kleiner sein muss als  $\lambda/2$ . Da aber  $\ell_o \sim \nu^{3/4} \sim 1/\rho^{3/4}$  ist, nimmt  $\ell_o$  mit zunehmender Höhe schnell zu ( $\rho$ =Massendichte). Mit anderen Worten: da die Gesamtdichte mit der Höhe ab- und die Viskosität zunimmt, werden kleinskalige Fluktuationen immer effektiver gedämpft und die Reflexion von Radarstrahlen verhindert.

In Abb. 11.2 ist der Höhenverlauf der Volumenreflektivität  $\eta$  gezeigt, und zwar für verschiedene angenommene Turbulenzstärken. Man erkennt, dass man in der unteren Mesosphäre auch mit schwacher Turbulenz noch Reflektivitäten erhält, die mit Messungen vergleichbar sind ( $\eta$  in PMWE ist typischerweise  $10^{-14}$ – $10^{-16}$  m). Andererseits verschwindet  $\eta$  in größeren Höhen selbst bei sehr starker Turbulenz. Als Fazit bleibt festzuhalten, dass man PMWE (in der unteren Mesosphäre) selbst mit schwacher Turbulenz und  $Sc=1$  (keine Aerosole) erzeugen kann, während man zur Erzeugung von Echos aus großen Höhen (PMSE ;  $z \sim 85$  km) auf jeden Fall Aerosole (d.h. Eisteilchen) mit  $Sc \gg 1$  benötigt.

Im Januar 2005 wurden im Rahmen einer Feldmesskampagne auf der Andøya Rocket Range ( $69^\circ\text{N}$ ) eine Reihe von Höhenforschungsraketen während PMWE gestartet und brachten einzigartige Ergebnisse (siehe auch Beitrag 31). So wurde zum ersten Mal während einer PMWE die Elektronendichte insitu gemessen (diese Messwerte wurden für Abb. 11.2 verwendet). Wie oben gezeigt wurde, ist eine möglichst genaue Kenntnis von  $N_e$  kritisch für eine realistische Berechnung der Volumenreflektivität. Ferner hat ein raketengebrachtes Instrument des FFI (Oslo) Ionenfluktuationen gemessen, die innerhalb der PMWE eindeutig ein turbulentes Verhalten zeigen.

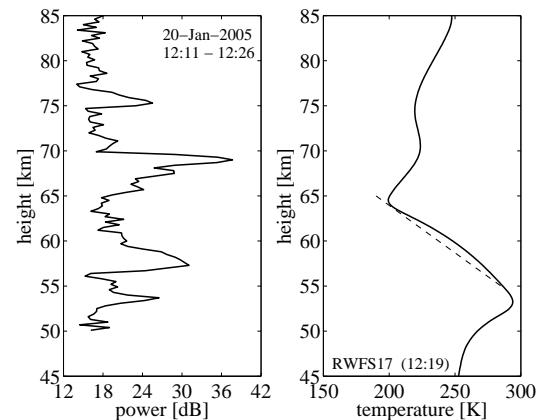
Als weiteres Indiz für Turbulenz wurden im Höhenbereich der PMWE annähernd adiabatische Temperaturgradienten gemessen, was auf turbulente Durchmischung hinweist. In einem Fall tritt die PMWE an den Rändern der durchmischten Schicht auf (s. Abb. 11.3), genau so wie man es von der Theorie erwartet. Diese experimentellen Ergebnisse weisen darauf hin, dass PMWE durch Turbulenz erzeugt wird.

Als Fazit bleibt festzuhalten, dass die im Januar 2005 erzielten experimentellen Ergebnisse und die daraus resultierenden theoretischen Betrachtungen den Schluss zulassen, dass PMWE durch Turbulenz allein erzeugt werden können, im Gegensatz zu PMSE. Ob es in der Mesosphäre Aerosole gibt, oder nicht, spielt dabei eine untergeordnete Rolle. Turbulenz erklärt auch, warum die PMWE hauptsächlich im Höhenbereich um 65-75 km auftreten: darüber vernichtet die kinematische Viskosität die kleinskaligen Fluktuationen, während es darunter unter ungestörten Bedingungen keine nennenswerten Elektronendichten mehr gibt. Die Tatsache, dass PMWE fast ausschließlich in Zeiten solarer Aktivität und/oder geomagnetischer Störungen beobachtet wird, unterstreicht die Bedeutung der Elektronendichte für den Streumechanismus.



**Abb. 11.2:** Volumenreflektivitäten für verschiedene intensive Turbulenz:  $\epsilon=0,001$  (blau),  $=0,01$  (grün),  $=0,1$  W/kg (orange),  $=1$  (rot).  $N_e$  aus den Faraday-Messungen.

für eine realistische Berechnung der Volumenreflektivität. Ferner hat ein raketengebrachtes Instrument des FFI (Oslo) Ionenfluktuationen gemessen, die innerhalb der PMWE eindeutig ein turbulentes Verhalten zeigen.



**Abb. 11.3:** Höhenprofil einer PMWE (links) und Temperaturprofil einer fallenden Kugel (rechts), zur gleichen Zeit gemessen am 20 Januar 2005. Die gestrichelte Linke markiert einen adiabatischen Temperaturgradienten.

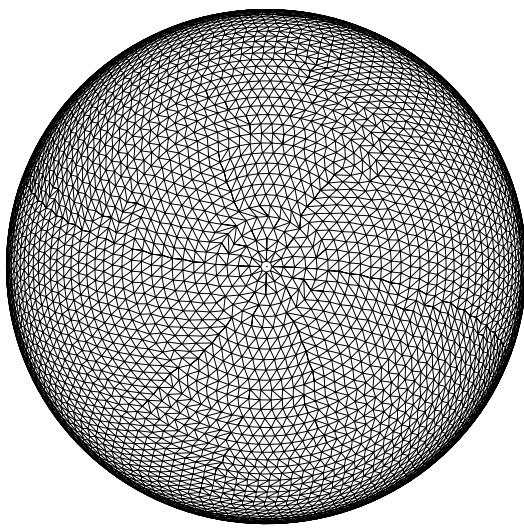
## 12 LIMA: ein neues Modell der Atmosphäre

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

Im Jahr 2005 wurde das neue Zirkulationsmodell LIMA fertig gestellt (LIMA = Leibniz-Institut Middle Atmosphere Model). LIMA ist das Nachfolgemodell des COMMA/IAP-Modells und beschreibt wie sein Vorgänger die wichtigsten physikalischen Prozesse in der mittleren und oberen Atmosphäre, bestehend aus Dynamik, Strahlung, Chemie und Transport. LIMA beinhaltet im Vergleich zu COMMA/IAP zwei fundamentale Neuentwicklungen, nämlich:

1. Einsatz einer hochauflösten sphärischen Dreiecksgitterstruktur.
2. Einsatz von Datenassimilationstechniken für eine reale Beschreibung der Troposphäre und unteren Stratosphäre anhand von ECMWF-Daten.

Der Einsatz von Dreiecksgittern (Ikosaederbasis) wurde erstmalig vom Deutschen Wetterdienst Offenbach beschrieben, die in ihrem operationellen Wettervorhersagemodell diese Technik nun seit mehreren Jahren erfolgreich einsetzen. Dieser Ansatz wurde aufgegriffen und erfolgreich für die Modellierung der Atmosphäre bis zur Thermosphäre (135 km) umgesetzt. Damit besitzt LIMA als erstes GCM der unteren und oberen Atmosphäre eine sphärische Dreiecksgitterstruktur. Abbildung 12.1 zeigt eine Realisation des Gitters mit 6812 Gitterpunkten und einer Kantenlänge von circa 270 km. Zwischen zwei Breitenkreisen startet eine neue Reihe von Punkten, jeweils versetzt um eine halbe Maschenweite, worüber sich eine Dreiecksstruktur bilden lässt. Der entscheidende Vorteil eines Dreiecksgitters gegenüber klassischen äquidistanten Längen/Breiten Gittern liegt darin, dass die räumliche Auflösung überall konstant ist. Dies ist für die Beschreibung von kleinskaligen Prozessen, wie z. B. Wellen, sehr wichtig. Außerdem hat sich herausgestellt, daß sich mit dieser Struktur bei vorgegebener Computerleistung die horizontale Auflösung im Vergleich zu COMMA/IAP erheblich steigern läßt.

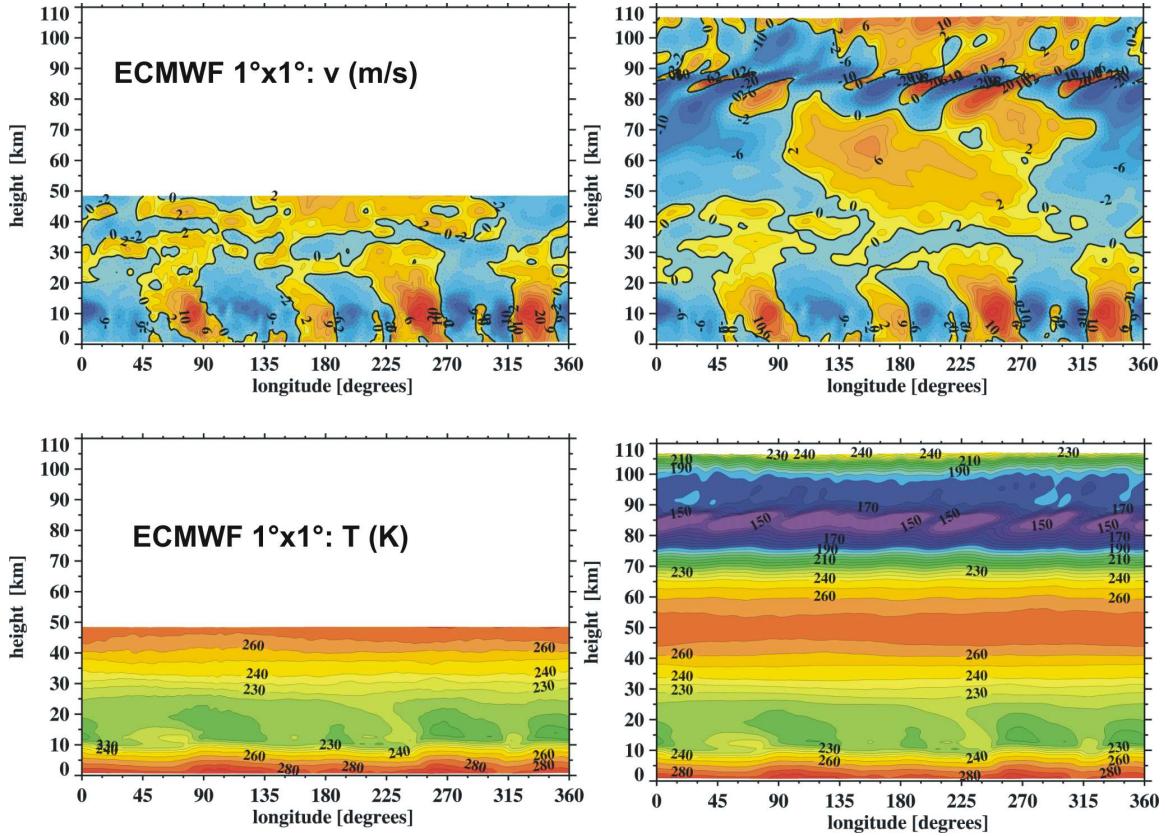


**Abb. 12.1:** Beispiel eines LIMA Dreiecksgitters mit einer Kantenlänge von 270 km (6812 sphärische Punkte).

Die aktuelle operationelle LIMA-Version basiert auf einer Dreiecksgitterweite von 110 km und besitzt 41248 Eckpunkte (dies entspricht einem Spektralmodell mit T120 in niederen Breiten). Im Gegensatz dazu besteht das alte COMMA/IAP Gitter aus 16 (bzw. 64) Längen- und 36 Breitenpunkten und ist damit um eine Größenordnung größer. Des Weiteren besitzt LIMA eine vertikale Diskretisierung von 118 Punkten ( $\Delta z=1.1$  km) vom Boden bis in die untere Thermosphäre.

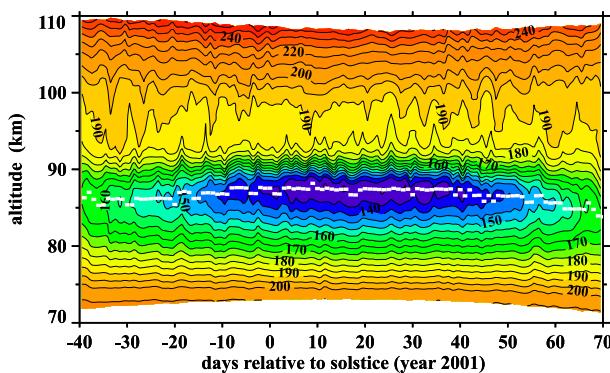
Der zweite Schwerpunkt bei den Neuentwicklungen für LIMA basiert auf der Verwendung von Datenassimilationstechniken. Die zu assimilierende Datenbank besteht aus ECMWF-Daten, die ab dem Jahr 1980 vorliegen. Das IAP transferiert automatisch (einmal pro Tag) die jeweils tagesaktuellen ECMWF-Daten auf den Fileserver des IAP. Von dort werden sie von LIMA automatisch geladen, so daß wir inzwischen eine LIMA-Datenbank der wichtigsten meteorologischen Größen für die Jahre 1996 bis heute haben. Eine entsprechende Datenbank für die wichtigsten chemischen Spurengase ist im Aufbau begriffen. Im Detail erfolgt die Assimilation in LIMA wie folgt: Jeder ECMWF-Datensatz liegt global in einem horizontalen Spektralraster von  $1^\circ \times 1^\circ$  auf 21 Druckniveaus (0-45 km Höhe) jeweils alle 6 h vor. LIMA interpoliert diese Daten auf sein horizontales Dreiecksgitter in einem Höhenbereich 0-40 km.

tigsten meteorologischen Größen für die Jahre 1996 bis heute haben. Eine entsprechende Datenbank für die wichtigsten chemischen Spurengase ist im Aufbau begriffen. Im Detail erfolgt die Assimilation in LIMA wie folgt: Jeder ECMWF-Datensatz liegt global in einem horizontalen Spektralraster von  $1^\circ \times 1^\circ$  auf 21 Druckniveaus (0-45 km Höhe) jeweils alle 6 h vor. LIMA interpoliert diese Daten auf sein horizontales Dreiecksgitter in einem Höhenbereich 0-40 km.



**Abb. 12.2:** Schnappschuss vom 10. Juli 2005 (00:00 UT) für die Breite Kühlungsborn (54N) der Temperatur (K) und des Meridionalwinds (m/s) mit ECMWF Daten (links) und LIMA Modelldaten (rechts).

Parallel zu allen in LIMA ablaufenden physikalischen Prozessen in 0-40 km Höhe werden die ECMWF-Größen Horizontalwind, Temperatur und Bodengeopotential mittels einer 'nudging' Technik assimiliert, wobei die ECMWF-Daten innerhalb eines 6h-Zeitintervalls linear interpoliert werden.



**Abb. 12.3:** LIMA-Temperaturen (Tagesmittel) über Andøya (69N, 16E) vom 10.Mai-1.September 2001. Die weiße Linie zeigt die Mesopausenhöhe an.

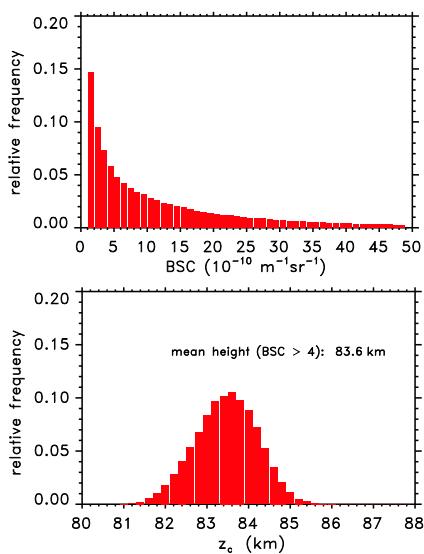
sentemperatur über Andøya ( $69^{\circ}\text{N}$ ,  $16^{\circ}\text{E}$ ) für das Jahr 2001. Die Temperaturen in der Mesopausenregion liegen unterhalb der Frostpunkt-Temperatur und erlauben damit die Existenz von Eiswolken (NLCs). Die niedrigsten Temperaturen von  $\sim 130$  K findet man um den 7. Juli in einer Höhe von circa 87 km. Auch diese Werte stimmen sehr gut mit Raketenmessungen überein.

Abbildung 12.2 zeigt ein Beispiel der Datenassimilation. Das aktuelle troposphärische Wettergeschehen breitet sich mittels einer Vielzahl verschiedenster Wellen bis in die Mesosphäre aus und prägt deren Struktur. Es entwickelt sich über Kühlungsborn eine kalte Sommermesopause mit Temperaturen knapp unter 150 K in einer Höhe von circa 86 km. Diese Werte stimmen gut mit Beobachtungen überein. Mit Hilfe von LIMA lassen sich nun lokale Messungen, zum Beispiel Lidarbeobachtungen über Kühlungsborn, mit tagesaktuellen Simulationen vergleichen und analysieren. Abbildung 12.3 zeigt den mit LIMA berechneten Sommerzustand der Mesopau-

## 13 Wetter in mesospärischen Eisschichten

(U. Berger, F.-J. Lübben, F. Herbort)

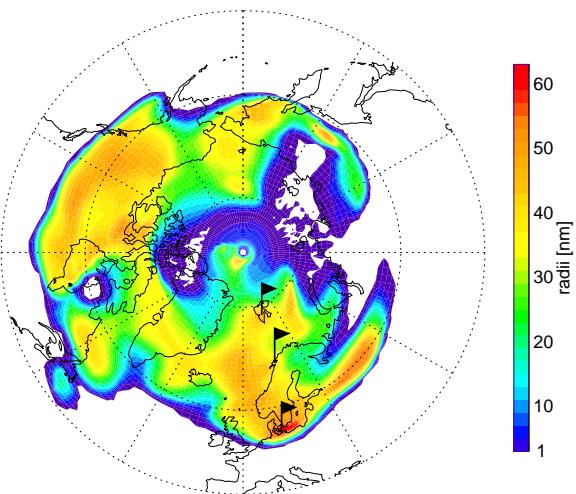
Mit Hilfe eines dreidimensionalen, zeitabhängigen Eisteilchenmodells (LIMA/ICE) wurden Modellstudien zur Bildung von Eisschichten (NLCs und PMSEs) in der oberen Mesosphäre durchgeführt und mit den vorhandenen Messungen verglichen. Zum erstenmal überhaupt konnte die Variabilität der großräumigen Verteilung dieser Eiswolken über der Nordhemisphäre für jeweils eine ganze Saison in den Jahren 2001 und 2002 simuliert werden. Das sehr variable Verhalten aller Parameter der Modell-Eisschichten (Auftrittshäufigkeit, Helligkeit, Höhe, räumliche Struktur, Eispartikelgröße und -anzahl) hat zu der Charakterisierung ‘Wetter’ geführt.



**Abb. 13.1:** LIMA/ICE Modellierung der Häufigkeitsverteilungen von NLC-Helligkeiten (oben) und -Höhen (unten) bzgl. der Breite 69°N (ALOMAR) für 2001.

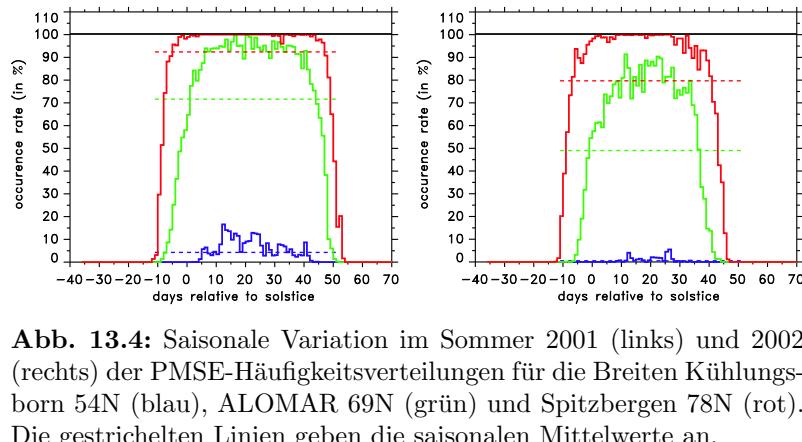
ist zu bedenken, dass schwache NLCs mit  $BSC < 1-4$  außerhalb des Empfindlichkeitsbereichs des RMR-Lidars liegen). Die mit LIMA/ICE berechnete mittlere NLC-Höhe ist 83,6 km, nur ca. 400 m über dem beobachteten 9-jährigen Mittelwert. Vergleicht man nur das Jahr 2001, stimmen die Werte sogar exakt überein. In Abbildung 13.2 ist ein Schnappschuß der geographischen Eisverteilung für den 23. Juli 2001 (00:00 UT) gezeigt. Die räumliche Struktur der Eiswolke besitzt Fleckenmuster und sogar Einbrüche, wie sie ähnlich von Satelliten beobachtet werden. Der äußere Rand der Eiswolke erreicht zu diesem Zeitpunkt gerade Kühlungsborn (54°N, 12°E), während über hohen Breiten die Eiswolke praktisch völlig verschwunden ist. Der südlichste Punkt der Eiswolke liegt bei circa 40°N über der ostamerikanischen Küste. Generell nimmt die Wahrscheinlich-

LIMA/ICE deckt nur einen Teil des globalen LIMA-Modells ab, nämlich den Höhenbereich 77-94 km und die Sommerhemisphäre, d. h. von 30-90°N von Mai bis September und 30-90°S von Oktober bis März. Die in LIMA berechnete Hintergrundatmosphäre (z. B. Temperaturen, Winde, Wasserdampfkonzentrationen) werden für jede Stunde von LIMA/ICE geladen. Daraus wird mit einer zeitlichen Auflösung von 90 s unter Berücksichtigung von mikrophysikalischen Prozessen die Verteilung von Eisteilchen berechnet, die ihrerseits einen dreidimensionalen, zeitabhängigen Transport erfahren und auf den Wasserdampf rückwirken. Aus der aktuellen Eisverteilung werden weitere Parameter berechnet, so z. B. der mit einem Lidar gemessene Volumenrückstreuoeffizient (BSC) oder die mittlere Höhe der NLC. Abbildung 13.1 zeigt modellierte Häufigkeitsverteilungen von NLC-Helligkeiten und -Höhen für den Sommer 2001 über dem Breitenkreis 69°N. Die Histogramme setzen sich aus insgesamt 250560 Einzelprofilen auf der Basis von Stundenwerten zusammen. Der Vergleich mit den Messungen des ALOMAR RMR Lidars zeigt eine gute Übereinstimmung mit den gemessenen Helligkeitsverteilungen (beim Vergleich



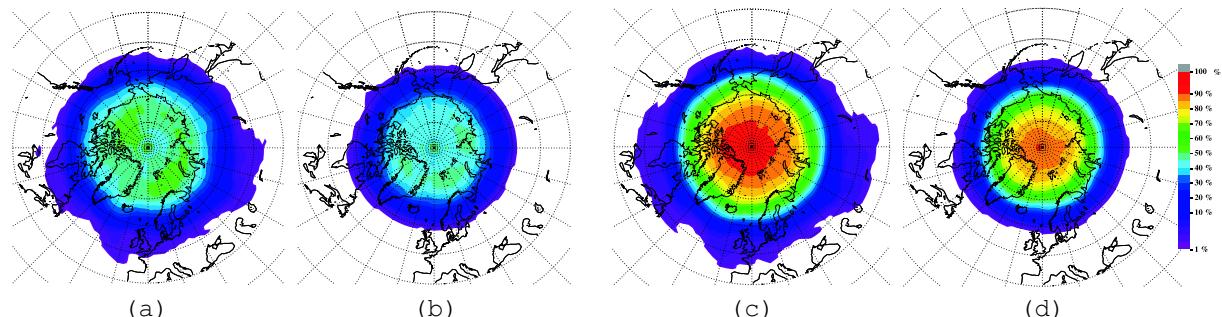
**Abb. 13.2:** Schnappschuß des mittleren Eisradius in einer vertikalen Eissäule am 23. Juli 2001 um 00:00 UT. Drei IAP Lidarstationen sind durch Fahnen markiert: Kühlungsborn (54N), ALOMAR (69N) und Spitzbergen (78N).

keit für das Auftreten von NLCs in Richtung polarer Breiten zu (s. Abbildung 13.3). Während über Kühlungsborn im Sommer nur vereinzelt NLCs zu beobachten sind, liegt die Wahrscheinlichkeit in ALOMAR und Spitzbergen zwischen 10 und 100%. Die zeitliche Dauer der NLC-Saison 2001 beträgt nach dem LIMA/ICE-Modell circa 60 Tage, was gut mit Beobachtungen übereinstimmt. Mesosphärische Eiswolken führen durch die Wechselwirkung mit dem umgebenden Plasma zu starken Radarsignalen (PMSE). Die Stärke des Radarsignals wird näherungsweise durch einen Proxy beschrieben, der von der Teilchenzahldichte und dem Radius der Eisteilchen abhängt. In Abb. 13.4 ist die Häufigkeit von PMSE in verschiedenen Breiten gezeigt, berechnet aus den mit LIMA/ICE bestimmten Eisteilchen. In der Mitte der PMSE-Saison 2001 liegen die PMSE-Häufigkeiten bei circa 10% für Kühlungsborn, 90% für ALOMAR und 100% für Spitzbergen. Diese Werte stimmen sehr gut mit PMSE-Beobachtungen überein. Abschließend stellen wir noch einen Vergleich der Häufigkeiten von NLC und PMSE aus den Jahren 2001 und 2002 vor, um die Jahr-zu-Jahr Variabilität in LIMA/ICE zu dokumentieren. Ein Vergleich von PMSE-Messungen aus verschiedenen Jahren zeigt, dass während des Nordsommers 2002 signifikant weniger PMSE-Ereignisse als gewöhnlich auftraten. Grund hierfür

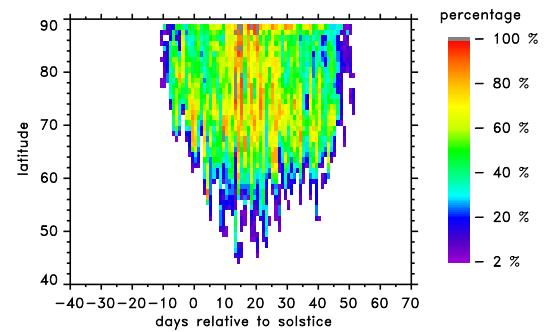


**Abb. 13.4:** Saisonale Variation im Sommer 2001 (links) und 2002 (rechts) der PMSE-Häufigkeitsverteilungen für die Breiten Kühlungsborn 54N (blau), ALOMAR 69N (grün) und Spitzbergen 78N (rot). Die gestrichelten Linien geben die saisonalen Mittelwerte an.

war eine verstärkte planetare Wellenaktivität in der stratosphärischen Südhemisphäre, die sich bis in die Nordhemisphäre ausbreitete und dort vermutlich einen Temperaturanstieg verursachte. Diese Wellenaktivität ist auf Grund der Assimilation von ECMWF-Daten in LIMA enthalten und tatsächlich zeigt das Modell einen Temperaturanstieg von  $\sim 3$  K für die nördliche Mesopausenregion von Mai bis September 2002. Infolge dessen berechnet LIMA/ICE (s. Abb. 13.4) eine deutlich kürzere PMSE-Saison 2002 mit geringeren PMSE-Häufigkeiten, in sehr guter Übereinstimmung mit Beobachtungen. Wie man Abb. 13.5 entnehmen kann, ist auch die geographische Ausdehnung von PMSE im Jahre 2002 geringer als normal. Dies gilt ebenso für NLC-Ereignisse.



**Abb. 13.5:** a) Saisonales Mittel der NLC-Häufigkeitsverteilungen im Sommer 2001, b) Wie a) aber 2002, c) Saisonales Mittel der PMSE-Häufigkeitsverteilungen im Sommer 2001, d) Wie c) aber 2002.



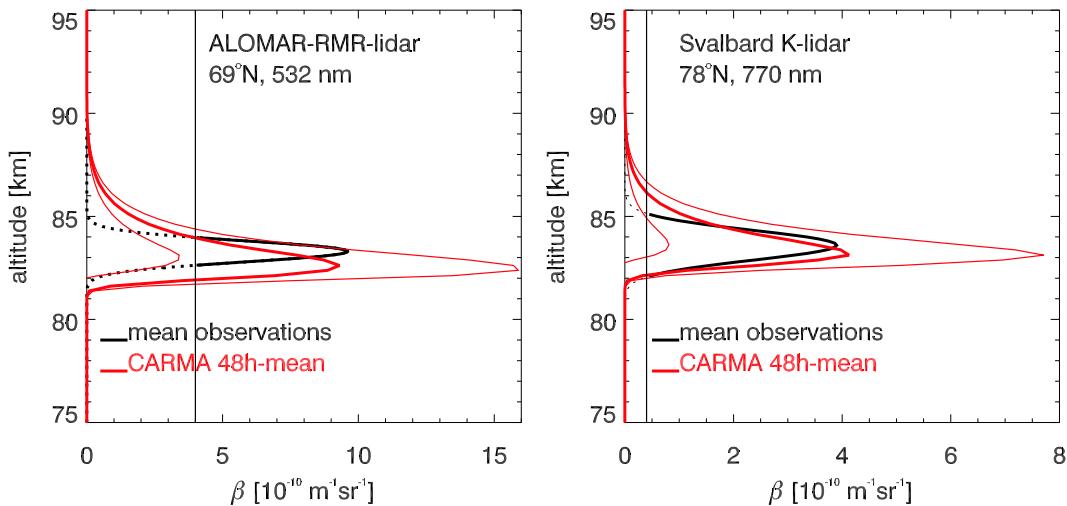
**Abb. 13.3:** NLC-Häufigkeitsverteilung (BSC  $>2$ ) auf dem Längengrad 12E als Funktion der Breite und Tag des Jahres im Sommer 2001.

überein. Abschließend stellen wir noch einen Vergleich der Häufigkeiten von NLC und PMSE aus den Jahren 2001 und 2002 vor, um die Jahr-zu-Jahr Variabilität in LIMA/ICE zu dokumentieren. Ein Vergleich von PMSE-Messungen aus verschiedenen Jahren zeigt, dass während des Nordsommers 2002 signifikant weniger PMSE-Ereignisse als gewöhnlich auftraten. Grund hierfür

## 14 Mikrophysik mesosphärischer Eisteilchen

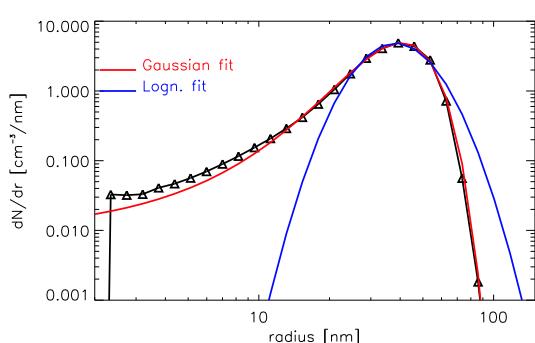
(*M. Rapp, G. Baumgarten, F.-J. Lübben, I. Strelnikova*)

Um aus Messungen von Eiswolken in der Sommermesopausenregion Rückschlüsse auf den Zustand der Hintergrundatmosphäre (etwa bezüglich der Temperatur oder der Wasserdampfverteilung) ziehen zu können, müssen wir in der Lage sein, die relevanten mikrophysikalischen Prozesse der Eisteilchenbildung und -entwicklung quantitativ zu beschreiben. Um unsere diesbezüglichen Fähigkeiten zu testen, wurden Berechnungen mit Hilfe eines mikrophysikalischen Modells im Detail mit Beobachtungen verglichen.



**Abb. 14.1:** Vergleich von berechneten (rote Linien) und mittleren gemessenen Profilen des Volumenrückstreu koef fizienten von leuchtenden Nacht wolken über ALOMAR (linkes Bild) und Svalbard (rechtes Bild). Dicke rote Linien kennzeichnen den Mittelwert der Modellrechnungen über einen Zeitraum von 48h, die dünnen roten Linien geben die dazugehörenden Standardabweichungen an. Schwarze vertikale Linien kennzeichnen die Detektionsgrenze der jeweiligen Lidarexperimente.

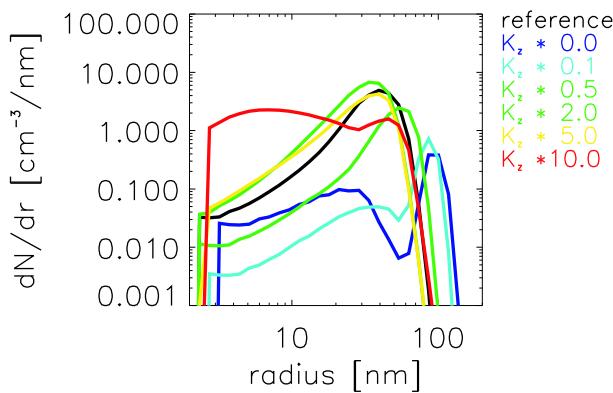
In Abbildung 14.1 zeigen wir Ergebnisse solcher Rechnungen mit dem CARMA (=Community Aerosol and Radiation Model for Atmospheres) Modell. Die Abbildung zeigt, daß das hoch-idealisierte Modell (zum Beispiel werden in diesen Rechnungen horizontale Transporteffekte ignoriert) in der Lage ist, mittlere gemessene Profile von NLC-Volumenrückstreu koef fizienten über ALOMAR (links) und Svalbard (rechts) zu reproduzieren.



**Abb. 14.2:** Berechnete Eisteilchenverteilung (schwarze Dreiecke und schwarze Linie) und Anpassungen an diese Daten durch eine lognormale Verteilung (blaue Linie) und eine gaußförmige Verteilung (rote Linie).

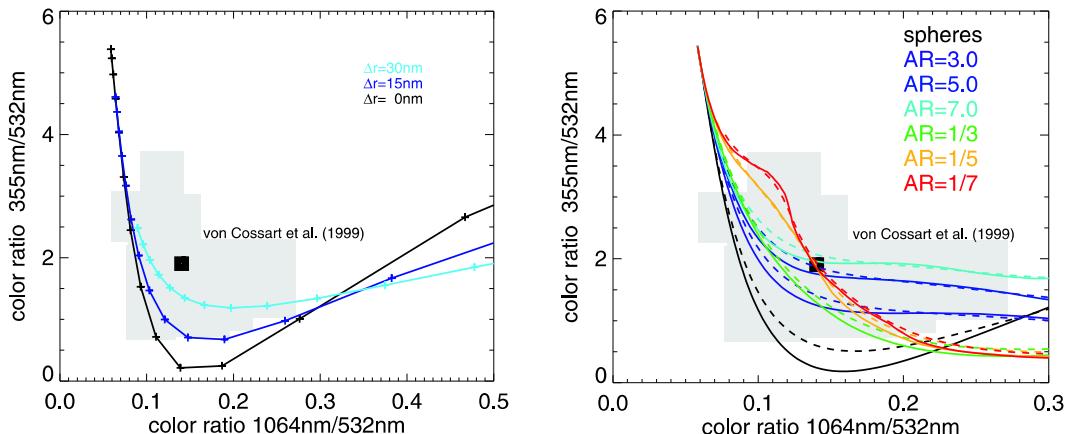
Unsere Modellrechnungen zeigen ferner, daß die Breite der Eisteilchenverteilungen direkt durch

die Stärke der turbulenten Durchmischung der Atmosphäre kontrolliert wird.



**Abb. 14.3:** Berechnete Eisteilchenverteilung für verschiedene Eddy-Diffusionsprofile (siehe Farbkodierung).

menrückstreuungskoeffizienten bei nur einer Wellenlänge auch in der Tat der Realität entspricht. Die Form der Verteilung kann allerdings näher untersucht werden, wenn Messungen bei mehr als einer Wellenlänge zur Verfügung stehen. Im Falle des ALOMAR-RMR Lidars stehen Messungen bei den drei Wellenlängen 355 nm, 532 nm und 1064 nm zur Verfügung. Zugehörige Meßergebnisse werden üblicherweise in Form sogenannter Farbverhältnisse, also Verhältnisse der Volumenrückstreuungskoeffizienten bei zwei verschiedenen Wellenlängen, dargestellt.



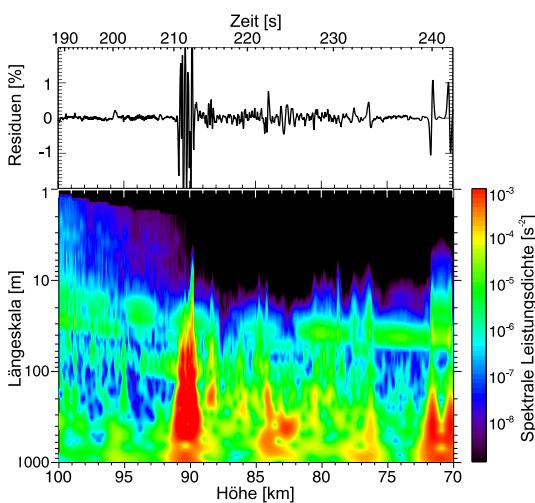
**Abb. 14.4:** Links: Farbverhältnisse von NLC-Rückstreuungskoeffizienten bei Wellenlängen von 355 nm/532 nm als Funktion der Farbverhältnisse bei 1064 nm/532 nm aus Messungen (grau schattierter Bereich und schwarzes Quadrat) und Rechnungen unter der Annahme von gaußförmigen Verteilungen kugelförmiger Teilchen. Rechts: Wie auf der linken Seite, allerdings sind Rechnungen für zylinder- und plattenförmige Teilchen mit monodispersen (durchgezogene Linien) bzw. gaußförmigen Teilchenverteilungen (gestrichelte Linien) gezeigt. Die Achsenverhältnisse (AR=axis-ratio) dieser Teilchen sind farbkodiert.

Abbildung 14.4 zeigt Vergleiche solcher gemessener (grau schattierter Bereich und schwarzes Quadrat) und berechneter Farbverhältnisse. Dieser Vergleich zeigt, daß gaußsche Größenverteilungen sphärischer Eispartikel (links) den oberen Bereich der Messungen systematisch nicht erreichen. Der rechte Teil der Abbildung zeigt allerdings auch, daß Gaußsche Größenverteilungen von asphärischen Partikeln sehr wohl einen Großteil des gemessenen Raumes von Farbverhältnissen abdecken. Gemeinsam mit den früher in ALOMAR durchgeföhrten Messungen der Depolarisation des linear polarisierten Lidar-Laserstrahls durch die Streuung an mesosphärischen Eisteilchen legt dies den Schluß nahe, daß mesosphärische Eispartikel mit hoher Wahrscheinlichkeit asphärisch sind.

## 15 Breitenabhängigkeit turbulenter Parameter aus in-situ Messungen

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

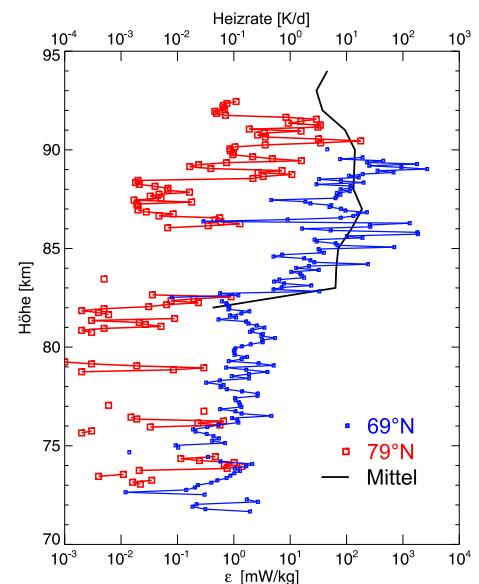
Im Rahmen der vom Deutschen Zentrum für Luft- und Raumfahrt geförderten Höhenforschungsraketen-Projekte des IAP wurde eine Reihe von in-situ Messungen der turbulenten Energiedissipationsrate in polaren Breiten vorgenommen. Dabei fand der Großteil der Messungen auf der norwegischen Insel Andøya ( $69^{\circ}\text{N}$ ) statt. Zusätzlich wurden im Jahre 2003 erstmals auch drei Höhenforschungsraketen von Spitzbergen ( $79^{\circ}\text{N}$ ) aus gestartet.



**Abb. 15.1:** Relative Neutralgasdichtefluktuationen (oberer Bildteil) als Funktion der Flugzeit bzw. Höhe. Der untere Teil des Bildes zeigt das Leistungsdichtespektrum dieser Dichtefluktuationen.

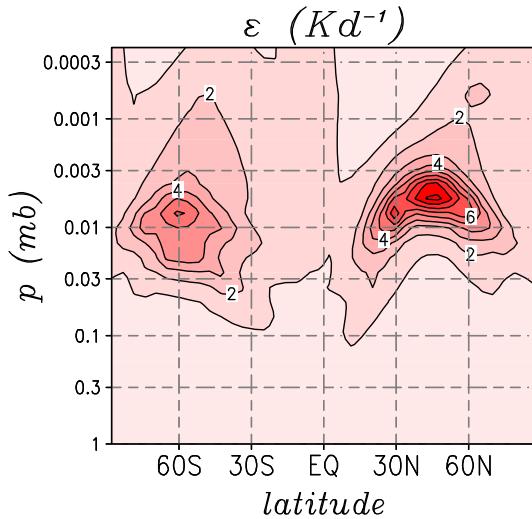
Zur Bestimmung turbulenter Parameter wurden während all dieser Raketenflüge Neutralgasdichten mit einem hochauflösenden Ionisationsmanometer gemessen. Aus diesen Messungen werden relative Neutralgasdichtefluktuationen abgeleitet, die in guter Näherung einen Tracer für die turbulente Bewegung der Hintergrundatmosphäre darstellen. Abbildung 15.1 zeigt ein Beispiel einer solchen Messung als Funktion der Flugzeit bzw. Höhe. Der untere Teil des Bildes zeigt das zeitaufgelöste Leistungsdichtespektrum dieser Dichtefluktuationen. Deutlich treten in diesem Spektrum die Fluktuationen mit großen Amplituden bei hohen Frequenzen durch erhöhte Werte der spektralen Leistungsdichte hervor (in rot). Zur quantitativen Analyse werden diese Spektren in einem zweiten Schritt mit theoretischen Spektren aus der Turbulenztheorie verglichen, woraus schlußendlich turbulente Energiedissipationsraten abgeleitet werden.

Abbildung 15.2 zeigt einen Vergleich von mittleren im Sommer gemessenen turbulenten Energiedissipationsraten, die von je drei Messungen in  $69^{\circ}\text{N}$  (in blau) und  $79^{\circ}\text{N}$  (in rot) abgeleitet wurden. Außerdem zeigt die Abbildung mit der schwarzen durchgezogenen Linie das langjährige Mittel solcher raketengetragener Messungen in  $69^{\circ}\text{N}$ , das aus allen früheren Messungen im Sommer mit derselben Technik bestimmt wurde. Dieser Vergleich zeigt zunächst, daß die neuen Messungen in  $69^{\circ}\text{N}$  oberhalb von 80 km gut mit dem aus früheren Messungen bestimmten mittleren Profil übereinstimmen. Man bemerkt zum einen eine Ausdehnung der Turbulenz zu niedrigeren Höhen, was von uns im Zusammenhang mit einem untypischen Schwerewellenbrechen während dieser Messungen erklärt werden konnte (siehe auch den Beitrag XY). Was jedoch wesentlich mehr auffällt, ist daß die in  $79^{\circ}\text{N}$  gemessenen Energiedissipationsraten wesentlich (nämlich um bis zu zwei Größenordnungen) geringer sind als die Werte, die in  $69^{\circ}\text{N}$  gemessen wurden. Auch wenn dies aufgrund der geringen Anzahl von Messungen in  $79^{\circ}\text{N}$  auf den ersten Blick als eine statische Fluktuation interpretiert werden könnte, so ist doch bemerkenswert, daß jedes der drei in  $79^{\circ}\text{N}$  gemessenen Profile geringere



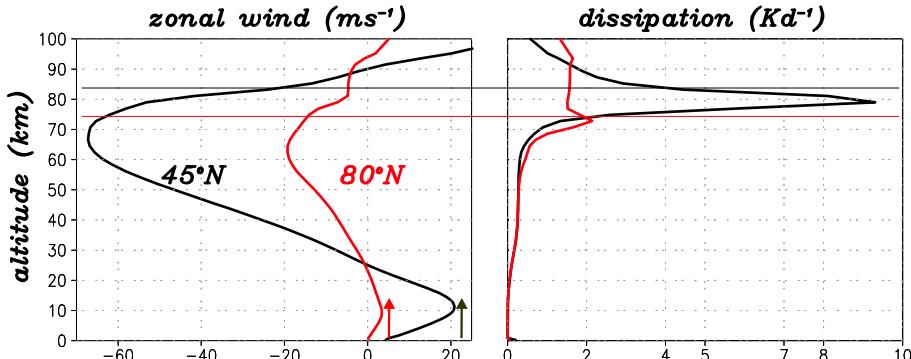
**Abb. 15.2:** Mittlere turbulenten Energiedissipationsraten von je drei Raketenflügen in  $69^{\circ}\text{N}$  (blaue Symbole und schwarze Linie) und  $79^{\circ}\text{N}$  (in rot).

Energiedissipationsraten zeigt als in allen einzelnen bisher in  $69^{\circ}\text{N}$  gemessenen Profilen. Wir betrachten dies als einen Hinweis darauf, daß die in  $79^{\circ}\text{N}$  auftretenden Energiedissipationsraten systematisch geringer sind als  $10^{\circ}$  weiter südlich.



**Abb. 15.3:** Höhen- und Breitenverlauf der turbulenten Energiedissipationsrate  $\epsilon$  (in  $\text{K}/\text{d}$ ) aus Rechnungen mit dem KMCM für Sommerbedingungen auf der Nordhalbkugel.

mus zu der berechneten und beobachteten Breitenstruktur der turbulenten Energiedissipationsrate stimmen also qualitativ mit den Ergebnissen unserer in-situ Messungen überein. Die entscheidende Frage ist allerdings, welcher physikalische Mechanismus führt. Der im Lindzen-Bild zugrundeliegende physikalische Mechanismus, der zu dieser Abnahme der Dissipationsraten und dem Absinken der Höhe derselben führt, ist in Abbildung 15.4 erläutert.



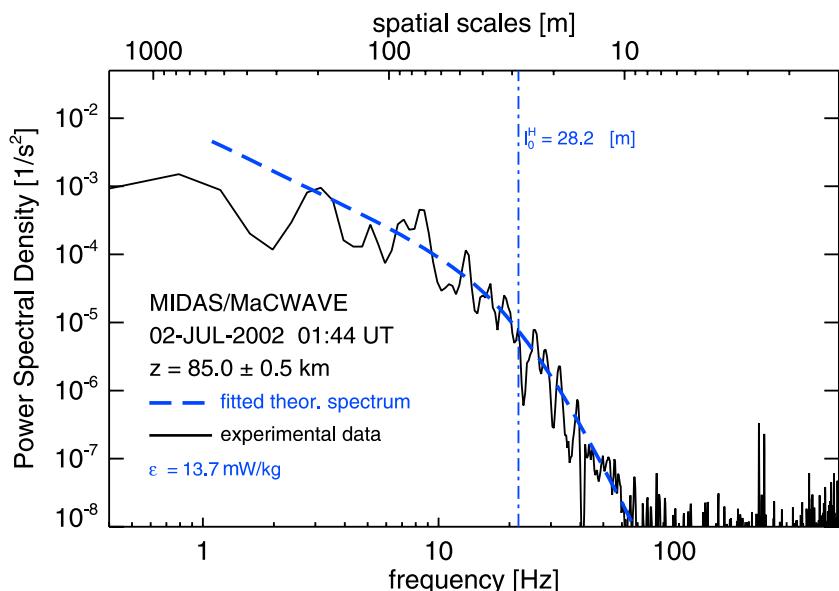
**Abb. 15.4:** Links: Mit dem KMCM berechnete Profile des Zonalwindes in  $45^{\circ}\text{N}$  (schwarz) und  $80^{\circ}\text{N}$  (rot). Der schwarze und rote Pfeil kennzeichnet die minimale Phasengeschwindigkeit einer Schwerewelle, die in die obere Mesosphäre propagieren kann ohne ein kritisches Niveau zu erreichen. Rechts: dazugehörige turbulente Energiedissipationsraten. Die schwarze und rote horizontale Linie kennzeichnet die Höhe des Brechungsniveaus der im Modell betrachteten Schwerewellen.

Die Abbildung zeigt die zu Abbildung 15.3 gehörenden Zonalwindprofile bei einer Breite von  $45^{\circ}\text{N}$  und  $80^{\circ}\text{N}$ . In der Gegenwart dieser Zonalwindprofile können nur solche ostwärtspropagierende Schwerewellen in die obere Mesosphäre eindringen, deren Phasengeschwindigkeit den Maximalwert des jeweiligen Troposphärenjets überschreitet. Da bei stärkerem Ostwind das Brechungsniveau der jeweiligen Schwerewelle höher liegt, bedeutet dies, daß in die obere Mesosphäre eindringende Schwerewellen in hohen Breiten ihre Energie in niedrigeren Höhen deponieren als in mittleren Breiten. Da in niedrigeren Höhen gleichzeitig die Neutralgasdichte entsprechend größer ist, führt dies (unter der Annahme einer im Modell längen- und breitenunabhängigen Schwerewellenquelle) ferner dazu, daß die turbulente Energiedissipationsrate pro Masseneinheit entsprechend geringer ist.

## 16 Turbulente Dissipationsraten aus gemessenen Dichtefluktuationen: Eine Überprüfung des empirischen Verfahrens anhand synthetischer Daten aus einer DNS

(B. Strelnikov, U. Achatz, M. Rapp)

Turbulenz hat in der mittleren Atmosphäre aus verschiedenen Gründen eine große Bedeutung. Für die Dynamik ist sie zentral, da sie die Mischungsprozesse steuert, mittels derer Schwerewellen Impuls in der oberen Mesosphäre ablagern. Dieser Prozess ist verantwortlich für die großskalige Zirkulation, welche die kalten sommerlichen Mesopausentemperaturen erzeugt. Diese wiederum sind die entscheidende Grundbedingung für die Ausbildung leuchtender Nachtwolken oder PMSE. Bei letzteren sind turbulente Fluktuationen zusätzlich ein wesentlicher Baustein in der Ursachenkette, die zu den beobachteten kleinskaligen Fluktuationen des Elektronengases führt. Darüber hinaus gibt es auch Hinweise, dass die turbulente Reibungswärme ein Faktor in der Energiebilanz der mittleren Atmosphäre ist, der nicht vernachlässigt werden darf.



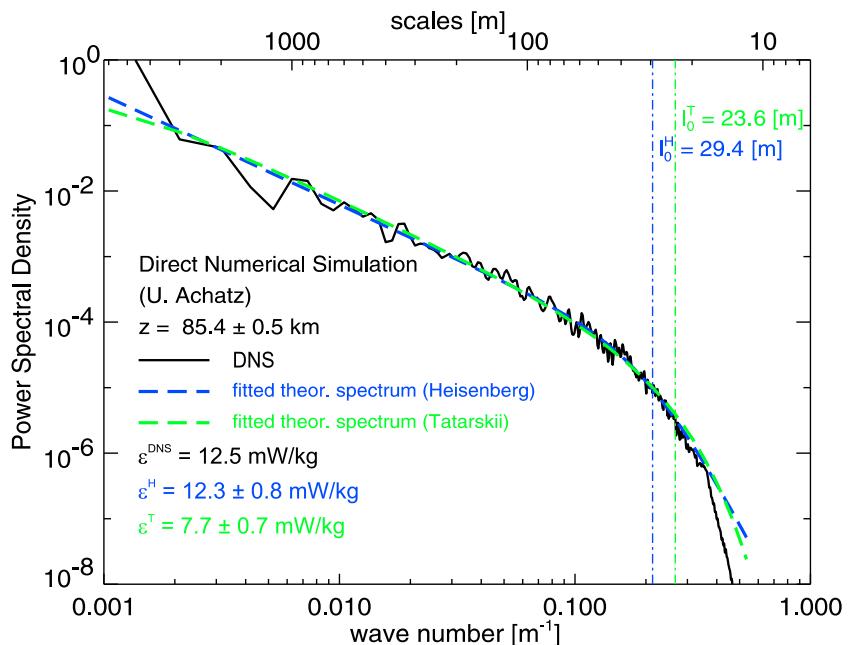
**Abb. 16.1:** Spektrale Leistungsdichten von relativen Dichtefluktuationen (in schwarz) aus Messungen in einem Höhenbereich von 84.5-85.5 km. Die gestrichelte blaue Linie zeigt das Ergebnis einer Anpassung des Turbulenzmodells von Heisenberg an die gemessenen Daten. Die mit ' $l_0^H$ ' gekennzeichnete vertikale Linie zeigt den Übergang des Spektrums vom inertialen in den viskosen Unterbereich an.

Messungen der turbulenten Dissipationsraten sind aus all diesen Gründen eine seit Jahren am IAP intensiv verfolgte Forschungsaufgabe. Bei dem hier verwendeten Verfahren werden *in situ* mittels Raketensondierungen gemessene relative Dichtefluktuationen verwendet. Die dabei bestimmten hochauflösten Spektren werden unter der Annahme analysiert, dass die relative Dichte ein passiver Tracer ist, der im turbulenten Strömungsfeld der Atmosphäre transportiert wird. Unter der zusätzlichen Annahme, dass die transportierende Turbulenz homogen und isotrop ist, lassen sich theoretische Voraussagen für die Spektren der Dichtefluktuationen machen. Diese werden mit den Messungen verglichen, und im wesentlichen wird aus der Skalenlage des Übergangsbereichs vom Inertialbereich in den viskosen Unterbereich die turbulente Dissipationsrate bestimmt. Ein Beispiel ist in Abb. 16.1 gezeigt.

Mehrere der oben beschriebenen Annahmen stellen womöglich eine starke Idealisierung der tatsächlichen Verhältnisse dar und könnten daher kritisch sein. Eine Frage wird zum Beispiel dadurch aufgeworfen, dass die Dichte keinesfalls passiv ist, sondern über die adiabatische Umwandlung zur Umsetzung von verfügbarer potentieller Energie in kinetische Energie führen kann,

somit also aktiv in die Dynamik eingreift. Ein weiteres Problem wird durch die Annahme der Isotropie aufgeworfen. Am IAP durchgeführte direkte numerische Simulationen (DNS) von Turbulenz aus brechenden Schwerewellen zeigen, dass diese hochgradig anisotrop ist. Immer enthalten die horizontalen Strömungsfelder wesentlich mehr Energie als die Vertikalbewegungen (siehe auch 47). Es stellt sich also die Frage, wie verlässlich das am IAP verwendete Verfahren wirklich ist.

Um dem nachzugehen, wurde das Messverfahren anhand von Daten aus den DNS überprüft. In einem ersten Schritt wurden dazu Daten aus der DNS einer brechenden hochfrequenten Schwerewelle verwendet. Zu einem ausgewählten Zeitpunkt, an dem das turbulente Spektrum voll entwickelt ist, wurden sämtliche Vertikalprofile des simulierten Auftriebs (der proportional zu den relativen Dichtefluktuationen ist) spektral analysiert. Zur Beseitigung statistischer Variationen wurden die so bestimmten Spektren horizontal gemittelt. Das so erhaltenen mittlere Spektrum der relativen Dichtefluktuationen im Modell wurde dann dem Analyseverfahren unterzogen, das auch für die Untersuchung der Raketendaten verwendet wird. Abb. 16.2 zeigt das Resultat.



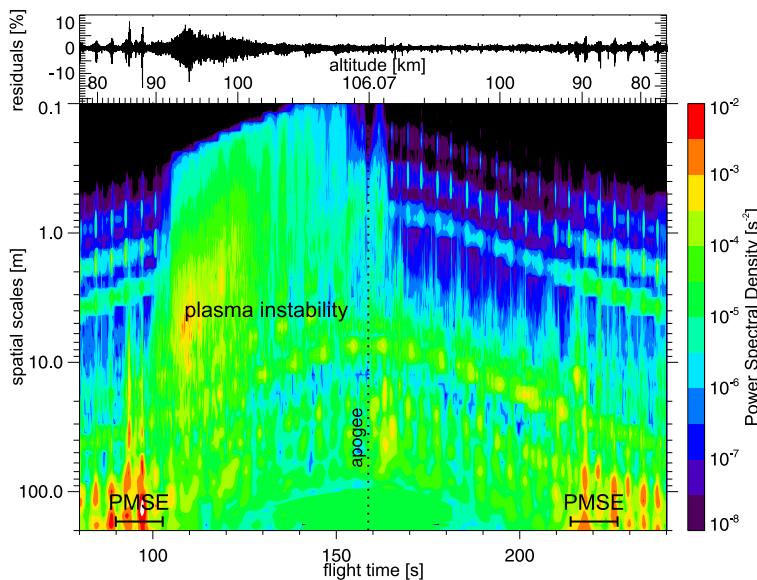
**Abb. 16.2:** Untersuchung des turbulenten Spektrums aus der DNS.  $\epsilon^H$  und  $\epsilon^T$  kennzeichnen jeweils die turbulenten Dissipationsraten, die durch die Anpassung der entsprechenden Turbulenzmodelle an die DNS-Daten erhalten wurden.  $\epsilon^{\text{DNS}}$  ist der direkt von der DNS gelieferte Wert.

Man erkennt, dass das Analyseverfahren je nach dem verwendeten Turbulenzmodell (Tatarskii oder Heisenberg) eine turbulente Dissipationsrate von 8 bis 13mW/kg liefert. Die ist zu vergleichen mit einem Wert von 12.5mW/kg, der direkt vom Modell geliefert wird. Im Ergebnis scheint das Verfahren damit befriedigend verifiziert zu sein. Dies wird in Zukunft weiter zu untersuchen sein, indem nicht nur der Fall einer speziellen brechenden Schwerewelle untersucht wird, sondern auch andere Fälle wie Turbulenz aus Trägheitsschwerewellen oder aus hochfrequenten Schwerewellen verschiedener Amplitude betrachtet werden. Darüber hinaus wirft das Ergebnis trotz der Bestätigung des Messverfahrens natürlich auch interessante theoretische Fragen auf, denn die Inkonsistenzen zwischen den Grundannahmen der Analyse und dem numerischen Befund bleiben bestehen. Die Aufklärung dieses scheinbaren Widerspruches könnte ein Programmfpunkt der nächsten Jahre sein.

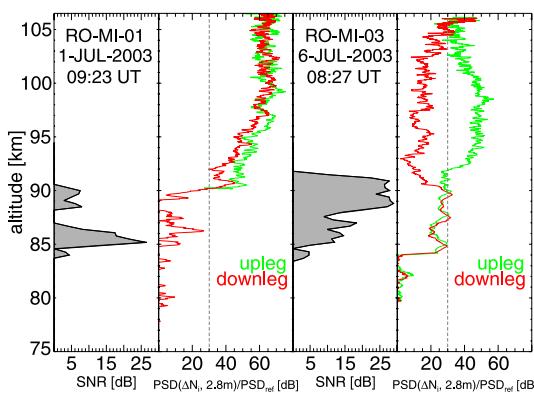
## 17 Kleinskalige Plasmastrukturen in der polaren Sommermesopause

(B. Strelnikov, M. Rapp)

Während der in Kapitel 15 beschriebenen Höhenforschungsraketenflüge wurden neben Messungen von Neutralgasparametern auch gemeinsam mit Kollegen vom FFI in Oslo, Norwegen, hochauflöste Messungen von geladenen Spezies wie Elektronen und positiven Ionen vorgenommen. Solche Messungen sind zum einen interessant, weil sie die Interpretation von Radarmessungen im gleichen Volumen erlauben (der Brechungsindex dieser Radarwellen ist durch die Konzentration freier Elektronen bestimmt), und weil außerdem in Höhen oberhalb von  $\sim 90$  km Plasmastabilitäten auftreten können, anhand derer sich grundlegende Prozesse der Plasmaphysik studieren lassen.



**Abb. 17.1:** Relative Ionendichtefluktuationen (oberer Bildteil) als Funktion der Flugzeit bzw. Höhe. Der untere Teil des Bildes zeigt das Leistungsdichtespektrum der gemessenen Fluktuationen. Die Raketentrajektorie im Höhenbereich zwischen 92 km und dem Apogäum bei 106 km ebenfalls sehr starke Fluktuationen bei noch kleineren räumlichen Skalen gemessen.

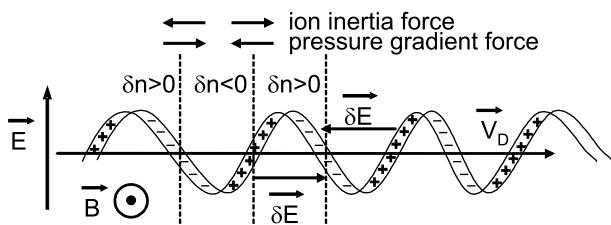


**Abb. 17.2:** Vergleich der mit dem SOUSY Svalbard-Radar gemessenen PMSE-Profilen mit Profilen spektralen Leistungsdichten der in-situ gemessenen Ionendichtefluktuationen bei einer Wellenlänge von 3 m.

Abbildung 17.1 zeigt die während eines Raketenfluges am 6. Juli 2003 in Spitzbergen ( $79^{\circ}\text{N}$ ) gemessenen relativen Ionendichtefluktuationen ('residuals') als Funktion der Flugzeit (bzw. Höhe) sowie das dazugehörige Leistungsdichtespektrum. Die Abbildung zeigt, daß während dieses Fluges zwei verschiedene Arten von auffälligen Fluktuationen beobachtet wurden: zum einen wurden sowohl auf dem aufsteigenden als auch auf dem absteigenden Teil der Raketentrajektorie sehr starke Fluktuationen im Höhenbereich zwischen 80 km und 90 km gemessen. Zum anderen wurden auf dem aufsteigenden Teil der Raketentrajektorie sehr starke Fluktuationen im Höhenbereich zwischen 92 km und dem Apogäum bei 106 km ebenfalls sehr starke Fluktuationen bei noch kleineren räumlichen Skalen gemessen.

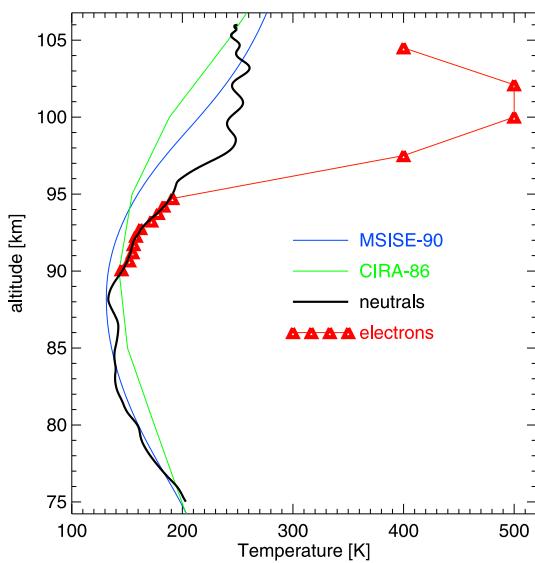
In Abbildung 17.2 vergleichen wir die aus unseren Messungen abgeleitete spektrale Leistungsdichte bei einer Wellenlänge von 3 m mit den gleichzeitig gemessenen polaren Mesosphären Sommerechoes (PMSE), die mit dem SOUSY-Svalbard Radar aufgenommen wurden. Neben den Messungen vom 6. Juli 2003 zeigt der rechte Teil der Abbildung eine zweite Messung vom 1. Juli 2003. Der gezeigte Vergleich demonstriert, daß die im Höhenbereich von 80-90 km gemessenen Plasmadichtefluktuationen nahezu perfekt den Höhenverlauf der Radarechoes wiedergeben. Allerdings fällt auch auf, daß die oberhalb dieses Höhenbereiches gemessenen Fluktuationen um bis zu 30 dB stärker sind als die Fluktuationen in der PMSE obwohl trotzdem kein Radarecho beobachtet wurde. Dieser auf den ersten Blick verwirrende Widerspruch läßt sich aufklären,

wenn bedacht wird, daß sich das Plasma in den beiden betrachteten Höhenbereichen unter dem Einfluß völlig unterschiedlicher physikalischer Prozesse bewegt. Ferner sind für ein Radar lediglich solche Strukturen in der Elektronendichte sichtbar, die entlang des Radarstrahls, hier also in der Vertikalen, auftreten. Unterhalb von  $\sim 92$  km ist die Stoßrate der Plasmakonstituenten mit dem Neutralgas so hoch, daß die beobachteten Strukturen durch Bewegungen im Neutralgas (wie zum Bsp. Turbulenz) erzeugt werden, die im wesentlichen isotrop sind und daher von Radar beobachtet werden können. Oberhalb von 92 km hat die Stoßrate allerdings so stark abgenommen, daß Strukturen im Plasma im wesentlichen von elektrischen und magnetischen Feldern bestimmt werden. Da in polaren Breiten das Erdmagnetfeld nahezu senkrecht auf der Erdoberfläche steht, richten sich Strukturen parallel zu den dazugehörenden Feldlinien aus und sind somit für Radars, deren Radarstrahl senkrecht nach oben gerichtet ist (wie der Radarstrahl des SOUSY Radars), unsichtbar.



**Abb. 17.3:** Schematische Darstellung einer Zweistrominstabilität. Siehe den Text für eine detaillierte Beschreibung.

können, wird die Bewegung der positiven Ionen durch ihre Trägheit und Stöße mit dem noch vorhandenen Neutralgas eingeschränkt. Ist das äußere (in der Magnetosphäre erzeugte) elektrische Feld stark genug, dann kommt es zu einer großen relativen Driftbewegung zwischen Elektronen und Ionen, die ab einem bestimmten Grenzwert instabil wird. Dabei werden dann Plasmawellen abgestrahlt, die sich in den Beobachtungen als kleinskalige Fluktuationen der Ionen- und Elektronendichte äußern. Eine so erzeugte Instabilität wird auch als (modifizierte) Zweistrominstabilität bezeichnet.



**Abb. 17.4:** Gemessene Temperaturprofile des Neutral- und Elektronengases (schwarze bzw. rote Linie) im Vergleich zur MSIS-90 und CIRA-86 Referenzatmosphäre.

tronentemperatur dann im Vergleich zum Neutralgas sprunghaft zu bis in einer Höhe von 100 km eine Temperaturdifferenz von fast 300 K erreicht wird.

Der physikalische Prozess, der zur Entstehung der in Abbildung 17.1 gezeigten kleinskaligen Fluktuationen oberhalb von 92 km Höhe führt, ist schematisch in Abbildung 17.3 skizziert. In senkrecht zueinander stehenden magnetischen und elektrischen Feldern werden geladene Teilchen in eine Richtung senkrecht zu den beiden Feldrichtungen beschleunigt. Während die Elektronen dieser Beschleunigung direkt folgen

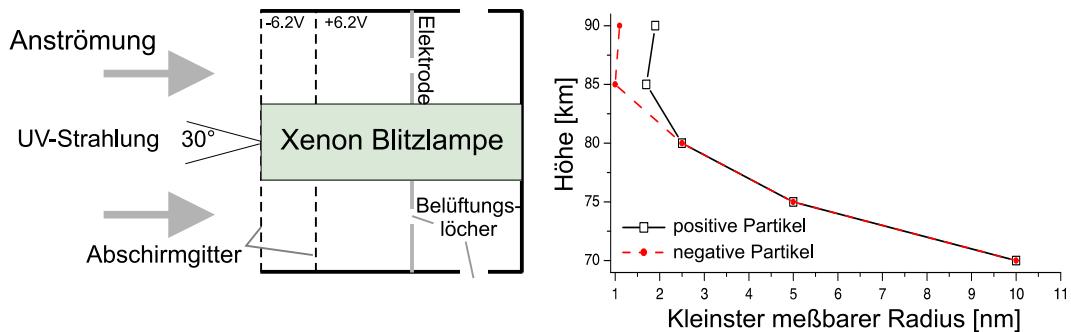
Diese äußert sich zusätzlich zu den oben diskutierten kleinskaligen Fluktuationen in der Elektronen- und Ionendichte ferner in der Tatsache, daß sich das Elektronengas im Vergleich zur Hintergrundatmosphäre stark aufheizt. Daß dies wirklich der Fall ist, konnte anhand von Messungen während des Raketenfluges am 6. Juli 2003 nachgewiesen werden. Abbildung 17.4 zeigt gemessene Profile der Temperatur des Neutralgases (schwarze Linie) und des Elektronengases (rote Linie) und vergleicht diese mit erwarteten Profilen aus empirischen Modellen. Die Messungen der Elektronentemperatur wurde mit Hilfe einer durchstimmbaren Langmuirsonde von Kollegen des FFI in Oslo durchgeführt. Die Messung der Neutralgastemperatur erfolgte mit Hilfe eines Ionisationsmanometers des IAP. Der Vergleich zeigt, daß die Neutralgastemperatur den aus Modellbetrachtungen erwarteten Verlauf im Prinzip gut wiedergibt. Die Elektronentemperatur folgt diesem Verlauf bis in eine Höhe von etwa 94 km. Oberhalb nimmt die Elektronentemperatur dann im Vergleich zum Neutralgas sprunghaft zu bis in einer Höhe von 100 km eine Temperaturdifferenz von fast 300 K erreicht wird.

## 18 In-situ Messungen geladener Staubteilchen

(M. Rapp, I. Strelnikova, F.-J. Lübken, H.-J. Heckl)

Im Oktober 2004 wurde im Rahmen einer vom Deutschen Zentrum für Luft- und Raumfahrt (DLR) zur Verfügung gestellten Fluggelegenheit auf einer Höhenforschungsrakete ein am IAP entwickelter neuartiger Partikeldetektor erstmalig eingesetzt. Bei diesem Partikeldetektor handelte es sich um den Prototypen eines Gerätes, das in den nächsten vier Jahren im Rahmen des DLR-geförderten Drittmittelprojektes ECOMA (=Existence and Charge state Of meteoric dust particles in the Middle Atmosphere) in insgesamt sieben Raketenflügen zum Einsatz kommen wird.

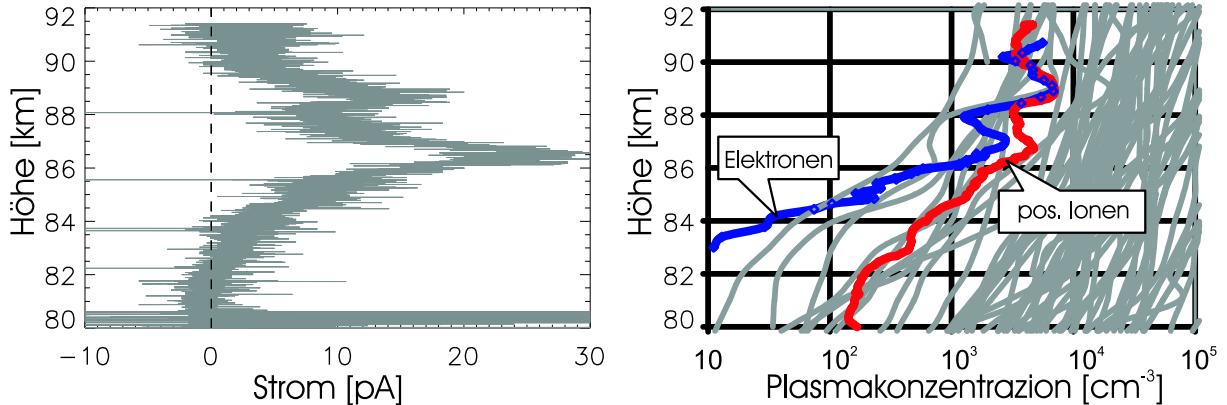
Ziel ist es, mit diesem Instrument die Konzentration kleinster, nanometer-großer Staubpartikel meteorischen Ursprungs zu messen, was mit Fernerkundungsmethoden aufgrund der geringen Größe und Konzentration dieser Partikel (typische Radien sind nur wenige Nanometer und typische Konzentrationen nur wenige 100-1000 Partikel/cm<sup>3</sup>) unmöglich ist. Wissenschaftlich sind diese Partikel hochgradig interessant, da vermutet wird, daß sie als Nukleationskeime für Eisteilchen in der Mesosphäre dienen, eine wichtige Rolle bei heterogenen chemischen Prozessen in diesem Höhenbereich spielen, und außerdem die Ladungsbilanz in der D-Schicht und damit auch die Ausbreitung von Radarwellen signifikant beeinflussen.



**Abb. 18.1:** Links: Schematische Darstellung des Partikeldetektors. Rechts: Höhenverlauf des mit dem neuen IAP-Partikeldetektor kleinsten nachweisbaren Radius positiv (schwarze Linie) bzw. negativ geladener Partikel (rote Linie).

Abbildung 18.1 zeigt eine schematische Darstellung dieses Partikeldetektors. Dabei handelt es sich um eine zylinderförmige Meßanordnung, in deren Zentrum sich eine Xenon-Blitzlampe befindet. Freie Elektronen und kleine positive Ionen werden am Eindringen in das Innere des Detektors durch zwei Abschirmgitter gehindert, die auf negativem bzw. positivem Potential im Vergleich zur Struktur der Höhenforschungsrakete liegen. Im Inneren dieser Meßanordnung befindet sich die Meßelektrode, auf der die Einschläge von geladenen Partikeln, die genügend kinetische Energie besitzen um die Abschirmgitter zu durchdringen, als Strom nachgewiesen werden. Da das Verhältnis von geladenen zu nicht-geladenen Partikeln in der Atmosphäre unbekannt ist, werden die während des Raketenfluges anströmenden Partikel alle 50 Millisekunden (20 Hz) mit einem Blitz der Xenon-Lampe bestrahlt und dadurch photoionisiert. Aus dem Vergleich von Messungen während eines solchen Blitzereignisses und zwischen zwei Blitzen lassen sich dann Aussagen über den relativen Ionisierungsgrad der Partikel treffen. Wichtig ist auch, daß die gesamte Meßanordnung belüftet ist, das heißt, daß das anströmende Gas teilweise durch den Detektor hindurchströmen kann. Dies verhindert eine allzu starke Bugwelle vor dem Detektor, an der die anströmenden Partikel abgelenkt und am Meßvolumen vorbei geführt werden könnten. Aerodynamische Rechnungen, die gemeinsam mit Wissenschaftlern des meteorologischen Instituts der Universität Stockholm durchgeführt wurden, zeigen daß mit der so optimierten Geometrie des Detektors Partikel bis zu einer minimalen Größe von ca. 2 Nanometern erfolgreich nachgewiesen werden können (siehe rechten Teil der Abbildung 18.1).

In Abbildung 18.2 zeigen wir nun die während des Raketenfluges am 28. Oktober 2004 um 21:29 LT gemessenen Höhenprofile geladener Partikel, Elektronen und positiver Ionen.



**Abb. 18.2:** Links: Mit dem Partikeldetektor gemessener Strom als Funktion der Höhe. Der maximale Strom von 25 pA entspricht einer Konzentration von 100 positiv geladenen Partikeln/cm<sup>3</sup>. Rechts: Höhenprofile der Konzentrationen gleichzeitig gemessener Elektronen (in blau) und positiver Ionen (in rot). Die grauen Linien im Hintergrund zeigen Elektronendichtemessungen während früherer Raketenflüge.

Die Partikelmessung zeigt einen positiven Strom im Höhenbereich zwischen 82 km und 90 km, wobei ein Maximalwert von 25 pA in einer Höhe von 86 km erreicht wird. Dieser Strom lässt sich unter der Annahme einfach geladener Teilchen direkt in eine Anzahldichte von  $\sim 100$  /cm<sup>3</sup> konvertieren. Vergleicht man diese Anzahldichte mit theoretischen Schätzwerten für Partikel mit einem Radius von 2 nm (dies ist der kleinste messbare Radius im Höhenintervall 80-90 km, siehe Abbildung 18.1), so stimmt unserer Meßwert erstaunlich gut mit diesen Rechnungen überein. Auf den ersten Blick gibt die gemessene Polarität der Partikelladung allerdings ein Rätsel auf, da normalerweise davon ausgegangen wird, daß Partikel sich in einem Plasma aus Elektronen und positiven Ionen aufgrund der hohen Mobilität (geringen Masse) der Elektronen stets negativ aufladen sollten. Die Auflösung dieses Rätsels wird von den gleichzeitig gemessenen Höhenprofilen von Elektronen und positiven Ionen nahegelegt (rechter Teil von Abbildung 18.2): Diese von der Technischen Universität Graz, Österreich, gemeinsam mit uns durchgeführten Messungen zeigen, daß es in dem Höhenbereich unterhalb von 90 km wesentlich mehr positive Ionen als Elektronen gibt. Da in diesen Höhen das Plasma insgesamt neutral sein muß, bedeutet dies, daß ein Teil der negativen Ladung von nicht gemessenen negativen Ionen bzw. kleinen nicht-meßbaren negativen Partikeln getragen werden muß. Dies bedeutet dann allerdings, daß die von uns gemessenen Partikel einem Plasma aus vielen schweren negativen Ionen, wenigen Elektronen, und positiven Ionen ausgesetzt sind. Mit entsprechenden Ladungsmodellen kann für solche Situationen mühelos gezeigt werden, daß die Partikel tatsächlich positiv geladen sein sollten.

Mit den hier beschriebenen Messungen ist es uns erstmalig gelungen, die Konzentration geladener Staubpartikel in der winterlichen polaren Mesosphäre nachzuweisen und die Größe der Teilchen auf etwa 2 Nanometer abzuschätzen. Im Rahmen des ECOMA-Projektes werden in den nächsten vier Jahren sieben weitere Raketenflüge mit diesem Detektor stattfinden. Im Verlauf dieses Projektes soll dann die Variabilität der Staubteilchenkonzentration in der Mesosphäre untersucht werden, es soll geklärt werden in welcher Weise die Ladung dieser Teilchen von den Hintergrundbedingungen der Ionosphäre abhängt, und schließlich soll gezeigt werden, ob diese Teilchen tatsächlich als Nukleationskeime an der Entstehung mesosphärischer Eisteilchen beteiligt sind.

## 19 Eisteilchen und Kaliumdichten auf Spitzbergen, 78° N

(S. Raizada, J. Höffner, F.-J. Lübken, M. Rapp)

Simultane Beobachtungen von NLC und PMSE auf Spitzbergen, 78° N zeigen, dass es in Anwesenheit von Eisteilchen zu einem Abbau der Kaliumschicht in der Mesosphäre kommt (Institutsbericht 2002/2003 Kapitel 10). Während zweijähriger Messungen mit dem Kaliumlidar konnte in keinem einzigen Fall Kaliumschicht und NLC im gleichen Volumen beobachtet werden, obwohl beide Phänomene grundsätzlich im selben Höhenbereich auftreten und starken dynamischen Veränderungen unterliegen. In Gegenwart einer NLC und damit Eisteilchen größer ca. 20 nm muss es daher zu einem sehr effektiven Abbau der Kaliumschicht mit Zeitkonstanten von wenigen Minuten kommen. Abbildung 19.1 zeigt exemplarisch für eine Messung vom 7. August 2001, die Kaliumschicht zwischen 85-100 km (farbkodiert) und eine starke NLC, die unterhalb von 85 km zwischen 22 und 28 Uhr beobachtet wurde. Im Gegensatz dazu können Kaliumschicht und PMSE (und damit Eisteilchen größer 3 nm) häufig gleichzeitig im selben Volumen beobachtet werden. Die zusätzlich in

Abbildung 19.1 gezeigte PMSE (Konturlinien) zeigt für viele Stunden einen deutlichen Überlapp mit dem unteren Rand der Kaliumschicht. Die Koexistenz beider Phänomene erlaubt somit am Oberrand der PMSE Temperaturmessungen mit dem Kaliumlidar, die in Kapitel 28 beschrieben sind. Insgesamt zeigen die Messungen, dass der Einfluss von Eisteilchen auf die Kaliumschicht stark von der Größe der Eisteilchen abhängen muss.

Um gleichzeitig sowohl den Einfluss von NLC als auch PMSE auf die Kaliumschicht quantitativ zu beschreiben, wurde das Mikrophysikalische Modell Carma (Community Aerosol and Radiation Model for Atmospheres) um ein Ladungsmodell erweitert. Das so entstandene Modell ECARMA erlaubt realistische Modellierungen der Signalstärken von Lidar (BSC) und Radar (SNR) und damit einen direkteren Vergleich mit den auf Spitzbergen durchgeföhrten Messungen. Hierzu sind weitere Randbedienungen für den Standort Spitzbergen, wie Temperatur, Wind, Eddy Diffusion und Wasserdampf vorzugeben, die aus COMMA/IAP entnommen wurden. In Abbildung 19.2 wurden für den Vergleich von Modell und Beobachtung die Monatsmittel der Messungen von Juni und Juli zugrunde gelegt. In beiden Fällen wird eine gute Übereinstimmung zwischen Lidar (a) und Radar (b) mit dem Modell erreicht, obwohl der Einfluss von Schwerewellen nicht vollständig berücksichtigt wurde. Sowohl die mittlere Höhe als auch die mittlere Breite von PMSE und NLC werden sehr gut wiedergegeben. Da im mikrophysikalischen Modell alle Parameter der Teilchenverteilung bekannt sind, kann die volumetrische Oberfläche berechnet werden. Die volumetrische Oberfläche ist eine entscheidende Senke der Kaliumschicht in der polaren Region. Labormessungen haben gezeigt, dass ein Abbau der Kaliumschicht durch *uptake* von Kaliumatomen auf die Oberfläche der Eisteilchen erfolgt. Die Verlustrate ist dabei proportional der volumetrischen Oberfläche der Eisteilchen, der Teilchenzahldichte der Kaliumatome und dem *uptake*-koeffizienten, der für Kalium nahe bei 1 liegt. Für eine vollständige Beschreibung der Kaliumschicht müssen zusätzlich alle weiteren vorhandenen Quellen und Senken berücksichtigt werden. Hierzu wurden in Zusammenarbeit mit Prof. J. Plane (University of Leeds, UK)

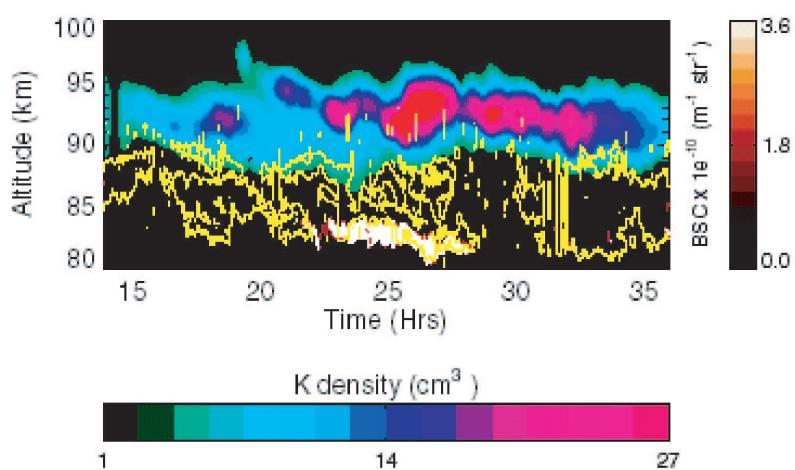
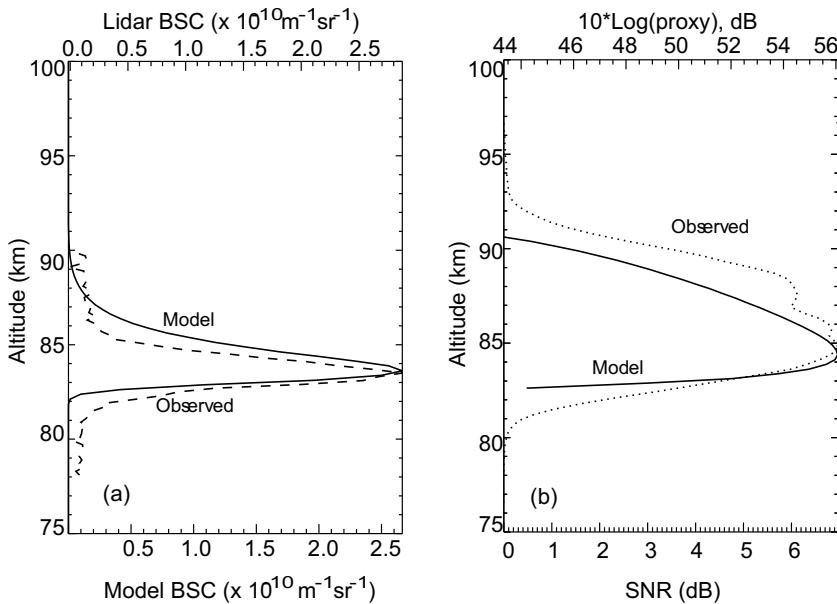


Abb. 19.1: Gleichzeitige Beobachtung von Kaliumschicht, PMSE und NLC am 7. August 2001 auf Spitzbergen.

mit dem 1 dimensionalen, zeitabhängigen Modell KMOD das Verhalten der Kaliumschicht unter Berücksichtigung aller chemischen Reaktionen simuliert.

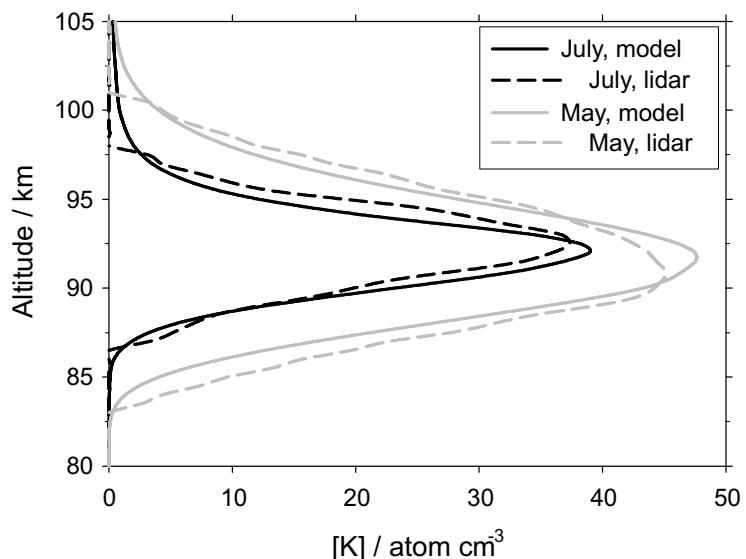


**Abb. 19.2:** Vergleich von Lidar (a) und Radar (b) mit Modellergebnissen von ECARMA.

tuenten, eine zusätzliche Senke auf, durch die sich Form und Höhe der Kaliumschicht stark verändert. Abbildung 19.3 zeigt die mit KMOD simulierte Kaliumschicht für Anfang Mai und Juli im Vergleich mit den auf Spitzbergen durchgeführten Messungen. Es gelingt, sowohl die ungestörte Kaliumschicht im Mai als auch die deutlich veränderte Kaliumschicht im Juli recht genau zu simulieren. Neben dem starken Abbau der Unterkante fällt auf, dass es auch an der Oberkante zu einer deutlichen Abnahme der Kaliumdichte kommt.

Eisteilchen treten jedoch nur unterhalb von ca. 92 km auf, so dass diese Veränderung nicht direkt einsichtig ist. Die Modellergebnisse zeigen, dass hierfür vor allem Transportprozesse entscheidend sind. Durch Diffusion gelang Kalium aus größeren Höhen in den Bereich der Eisteilchen und wird dort vor allem in  $\text{KHCO}_3$  übergeführt. Der starke Vertikalwind transportiert dieses Reservoir anschließend wieder in größere Höhen, wo es durch chemische Reaktionen erneut der Kaliumschicht zugeführt wird. Die genaue Form und Lage der Kaliumschicht ergibt sich aus einer Balance zwischen uptake, Diffusion und Vertikaltransport und beeinflusst die Kaliumschicht auch oberhalb von ca. 92 km deutlich, obwohl weder PMSE noch NLC beobachtet werden können.

Neben der Diffusion berücksichtigt KMOD auch den Eintrag extraterrestrischen Materials und den Vertikaltransport aufgrund des vertikalen Windes, der in der polaren Region eine entscheidende Rolle spielt. Der ungestörte Zustand der Kaliumschicht Anfang Mai, wo noch keine NLC/PMSE beobachtet wurden, erlaubt eine Kontrolle der Modellannahmen. Während der NLC/PMSE Saison, im Juli, tritt dann durch uptake von Kalium, als auch durch uptake einiger anderer am chemischen Zyklus beteiligter Konsti-



**Abb. 19.3:** Vergleich der mit KMOD simulierten Kaliumschicht und der beobachteten Kaliumschicht für Anfang Mai und Juli. Im Juli tritt durch uptake eine zusätzliche Senke auf, wodurch die Kaliumschicht stark modifiziert wird.

## 20 Solarer Zyklus und Trends von Spurengasen in der Mesosphäre und unteren Thermosphäre

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

Die Berechnung von Trends in der Spurenstoffverteilung in der MLT-Region ist für eine Reihe von Fragenstellungen von erheblicher Bedeutung. So beeinflussen strahlungsaktive Konstituenten wie Kohlenstoffdioxid oder Ozon das thermische Regime der mittleren Atmosphäre oder der Wasserdampftrend hat Einfluss auf das Auftreten von NLCs und PMSEs. Dieser Trend wird überlagert durch Variationen der solaren Aktivität, die nicht nur dem 11-jährigen solaren Zyklus unterliegen, sondern auch erheblich längere Veränderungen aufweisen. Ein Schlüsselkonstituent der mittleren Atmosphäre ist der Wasserdampf. Seine Konzentration in der MLT-Region wird besonders durch die solare Lyman- $\alpha$  Strahlung beeinflusst. Diese wird allerdings erst seit historisch kurzer Zeit gemessen. Der einzige seit 1749 beobachtete solare Parameter ist die Sonnenfleckenrelativzahl. Wir leiteten auf der Grundlage einer Analyse mittels der Methode der best fitting function zwischen verfügbarer Lyman- $\alpha$  Strahlungsmessung (und ihrer Reproduktion aus anderen solaren Proxis zurück bis 1947) und der Sonnenfleckenrelativzahl einen quadratischen Ausdruck ab, der die Sonnenfleckenrelativzahl in Beziehung zur Lyman- $\alpha$  Strahlung setzt. Diesen Ausdruck nutzten wir zur Extrapolation:

$$\Phi(L\alpha) = (3.396 + 1.71419 \cdot 10^{-2}S - 1.68423 \cdot 10^{-5}S^2) \cdot 10^{11} \text{Photonen} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{s}^{-1} \quad (1)$$

Abbildung 20.1 zeigt die Reproduktion des Lyman- $\alpha$  Strahlungsflusses zurück bis zum Beginn erster NLC-Beobachtungen im Jahre 1883. S steht für die beobachtete Sonnenfleckenrelativzahl. Für die Bewertung des Einflusses der solaren Aktivität auf die MLT-Region ist die Lyman- $\alpha$  Strahlung von entscheidender Bedeutung. Allerdings ist ihr wesentlicher Einfluss beschränkt auf den Bereich oberhalb der mittleren Mesosphäre. Unterhalb dieses Höhenbereichs bestimmen Strahlungsanteile in den Schumann-Runge Banden die Photolyse des Wasserdampfs, welche aber mit zunehmender Wellenlänge weniger mit der solaren Aktivität variieren. Die Trendberechnungen basieren auf abgeschätzte Anfangswerte in Vorindustrieller Zeit der wichtigsten mesosphärischen Quellengase wie Methan CH<sub>4</sub>, Lachgas N<sub>2</sub>O und Kohlenstoffdioxid CO<sub>2</sub>. Die Anstiegsraten wurden so gewählt, dass sie gegenwärtig gemessene Werte erreichen. Methan wird vor allem in der mittleren Atmosphäre zu Wasserdampf oxidiert, dessen Konzentration auf Grund der Methanzunahme ansteigt. Ein großes Problem ist dabei die Unkenntnis des Wasserdampfeintrags aus der Troposphäre in die Stratosphäre, der von den physikalischen Gegebenheiten in der Hygropausenregion abhängt. Die CO<sub>2</sub>-Zunahme lässt vermuten, dass sich die thermische Struktur dieser Region ebenfalls veränderte, es aber weitgehend Spekulation bleibt, hierauf eine definitive Antwort zu geben. Beobachtungen aus jüngster Zeit lassen vermuten, dass es eine von der Methanzunahme unabhängige Variation des mittelatmosphärischen Wasserdampfgehalts gibt. Wir gingen in unseren Modellrechnungen mit dem 3D-Modell COMMA-IAP wegen der CO<sub>2</sub>-Zunahme von einer um 10 % trockeneren Hygropause in vorindustrieller Zeit als gegenwärtig aus, was sicherlich einem konservativen Wert entspricht.

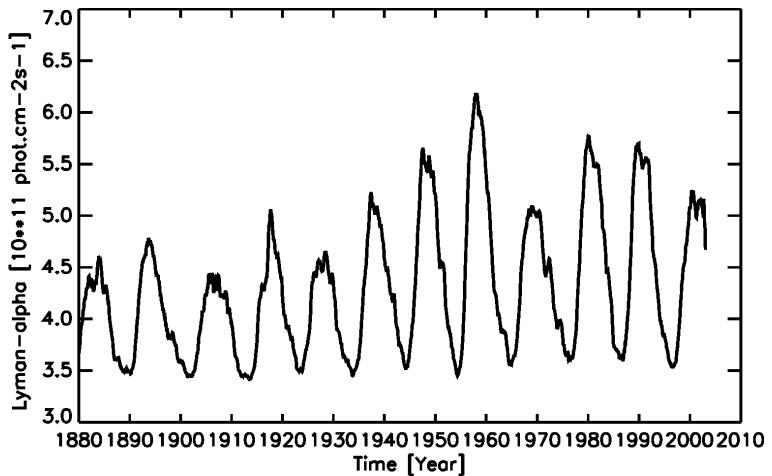


Abb. 20.1: Rekonstruierter Lyman- $\alpha$  Fluss zurück bis zur Zeit erster NLC-Beobachtungen.

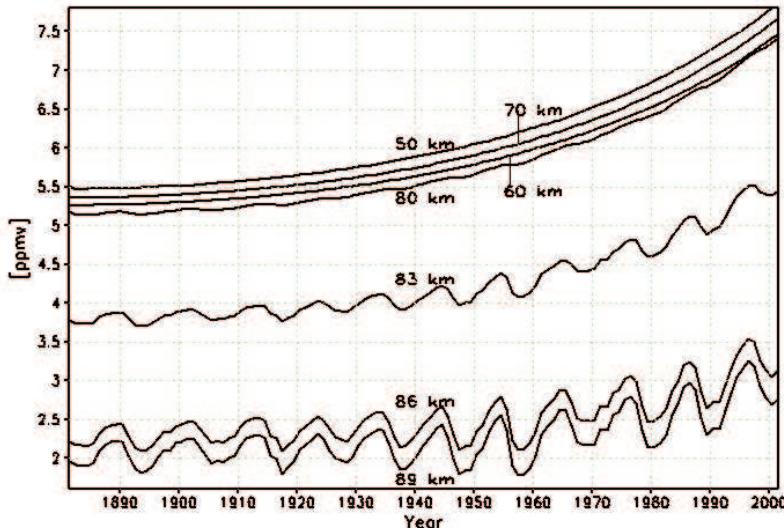


Abb. 20.2: Wasserdampftrends in 67.50 N für den 1. Juli.

siert, wird dieser Effekt durch die sommerlich nach oben gerichtete Zirkulation überkompeniert. Es wird aus dem Höhenbereich, in dem Wasserdampf noch autokatalytisch aus  $H_2$  gebildet wird (unterhalb von etwa 65-70 km) anstatt dass es sich in  $H_2$  umgewandelt,  $H_2O$  so schnell aufwärts befördert, dass sich die  $H_2O$ -Abbauprozesse nur unwesentlich bemerkbar machen. In der NLC-Region hat der Wasserdampf seit 1880 bis zu 45 % zugenommen.

Die Zunahme des Wasserdampfs zieht ein Anwachsen der Konzentration der Wasserstoffradikale nach sich. Diese beeinflussen die Verteilung des Ozons besonders in der oberen Mesosphäre/Mesopausenregion, beeinflussen aber u.a. auch Phänomene wie die  $OH^*$ -Meinel-Banden Emission. Der mesosphärische Höhenbereich darunter ist weniger stark von den Hydrogenradikalen beeinflusst, da hier der Ozonabbau im wesentlichen über die Reaktion mit dem atomaren Sauerstoff abläuft, dessen aktuelle Konzentration durch die Photolyse des Ozons selbst bestimmt wird. Der Nettoprozess ist dort  $2O_3 + h\nu \rightarrow 3O_2$ , wobei die Ozon dissoziierende Strahlung nur um wenige Prozent mit der solaren Aktivität variiert. Abbildung 20.3 zeigt in einem Höhen-Breitenschnitt die prozentuale Abnahme des Ozons für den 1. Juli zwischen 1880 und 1997. Diese Jahre entsprechen Jahren minimaler solarer Aktivität, die dem geringsten solaren Trend unterliegen und somit die Abnahme des Ozons fast ausschließlich der Veränderung der stofflichen Zusammensetzung der Atmosphäre geschuldet ist. Deutlich ersichtlich ist, dass die Ozonabnahme oberhalb von 65 km in einem Band um 80 km Höhe erfolgt.

Die Zunahme der Feuchte der mittleren Atmosphäre hat Auswirkungen auf die gesamte Chemie dieses Bereiches, aber auch auf die Bildung von Eisteilchen in der PMSE-NLC-Region. Abbildung 20.2 zeigt den berechneten Wasserdampfanstieg in mehreren Höhenschichten für Sommerbedingungen in hohen Breiten. Unter diesen Bedingungen findet man lediglich eine durch solare Aktivität geprägte Variation oberhalb von 80 km. Obwohl die Lyman- $\alpha$  Strahlung tiefer eindringt und Wasserdampf photoly-

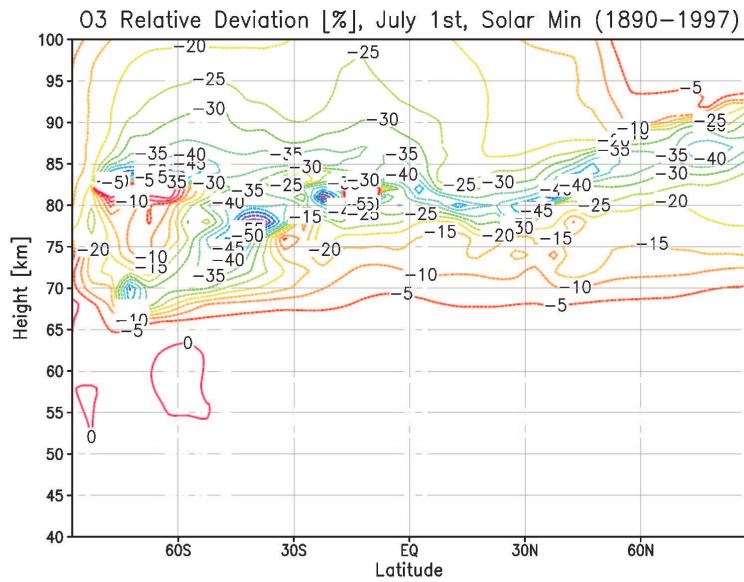


Abb. 20.3: Höhen-Breitenschnitt der relativen Abnahme des Ozons zwischen 1880 und 1997 für den 1. Juli.

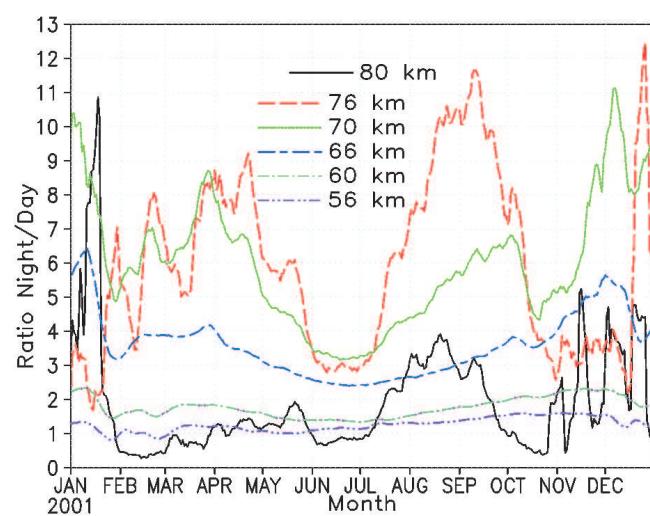
## 21 Die Winteranomalie des Nacht-Tag Verhältnisses des Ozons der mittleren und oberen Mesosphäre

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

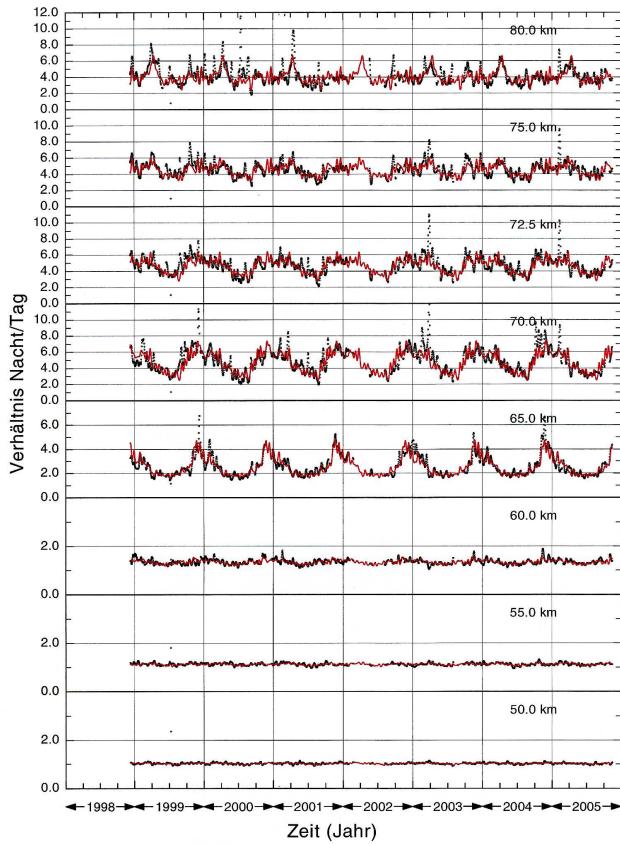
Die Entdeckung der Winteranomalie des Nacht-Tag Verhältnisses (NTV) des Ozons der Mesosphäre resultierte aus dem Versuch, den photochemischen Doppler Effekt (PDE) experimentell zu bestätigen. Der PDE wurde 2001 durch Sonnemann gefunden und besagt, dass die Tagesgänge der chemisch aktiven Konstituenten von der Richtung und Stärke des Zonalwindes beeinflusst werden. Der Zonalwind ändert sich besonders im Bereich des mesosphärischen Jet in charakteristischer Weise. Im Sommer herrscht ein Ostwind Regime. Im Winter dagegen etabliert sich ein Westwind Regime, das lediglich durch stratosphärische Erwärmungen unterbrochen und durch planetare Wellen moduliert wird. Bei einem Ostwind Regime bewegt sich ein Luftpaket gegen die Erdrotation und verlängert damit die Periode der Strahlungseinwirkung, im Fall des Westwind Systems ist es genau umgekehrt - die Periode verkürzt sich. Die Abweichungen der Periode von 24 Stunden können bis zu 8 Stunden betragen

Theoretische Untersuchungen mit dem Modell COMMA-IAP, das klimatologische Mittel berechnet, ergaben, dass sich im Winter im Bereich des mesosphärischen Jet die Ozonnachtwerte um mehr als 60 % erhöhen verglichen mit Rechnungen, in denen der Zonalwind null gesetzt wurde. Die Tageswerte waren dagegen leicht reduziert. Dies war zunächst nicht in dieser Deutlichkeit erwartet worden, da die charakteristischen Zeiten des chemischen Systems lediglich wenige Stunden betragen, also nicht in die Größenordnung eines Tages kommen. Die Analyse offenbarte jedoch, dass die entscheidende Phase für das nächtliche Ozon die Zeit des Sonnenuntergangs ist, der sich durch ein Westwind Regime verkürzt. Die Chemie während des Sonnenuntergangs ist dadurch gekennzeichnet, dass der atomare Sauerstoff in Ozon überführt wird, dessen Konzentration anwächst. Während dieser Zeit wirken aber auch noch die Ozon abbauenden Reaktionen über die Wasserstoffradikale, deren Einflussdauer sich verkürzt. Im Fall, dass eine stratosphärische Erwärmung zu einer Umkehr oder wenigstens zur Abschwächung des Zonalwindes führt, sollte sich das im NTV des Ozons auswirken und somit dieses Verhältnis auch ein Indikator für die dynamischen Prozesse der Mesosphäre sein.

Das neue dynamische Modell LIMA erzeugt durch Assimilation von ECMWF Daten bis 35 km Höhe auch stratosphärische Erwärmungen und sich in die Mesosphäre ausbreitende planetare Wellen. Damit ist es möglich reale jahreszeitliche Abläufe zu modellieren. Abbildung 21.1 zeigt für das Jahr 2001 das 8-Tage gleitende Mittel des NTV des Ozons in verschiedenen Höhenstufen für eine geographische position vergleichbar mit Lindau. Für die Abbildung wurde ein 6-Stunden Zeitraum um Mitternacht und Mittag verwendet. Die Ausprägung des NTV verändert sich im Detail mit dem Zeitraum, der jeweils gemittelt wurde. Deutlich zu erkennen ist zum einen die Winteranomalie des NTV oberhalb von etwa 60 km. Zum anderen ist dieses Verhältnis besonders für größere Höhen durch starke Variationen moduliert, wobei das NTV Sommerwerte annehmen kann. Diese Modulationen zeigen strukturelle Ähnlichkeit mit der Winteranomalie des Plasmas der D-Schicht.



**Abb. 21.1:** Gleitendes 8-Tage Mittel des NTV des mesosphärischen Ozons in unterschiedlichen Höhenstufen für das Jahr 2001 berechnet mittels LIMA.

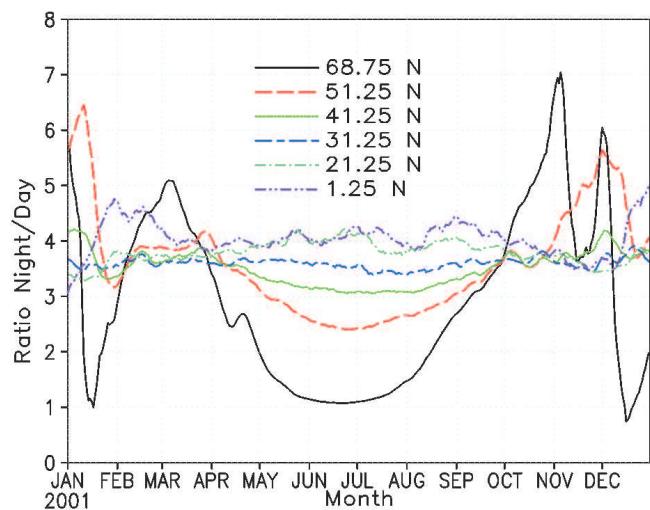


**Abb. 21.2:** Mikrowellenmessungen des NTV in verschiedenen Höhenstufen. Die schwarzen Kurven zeigen die gleitenden Mittel, während die roten Kurven die mittleren Jahrestrends aus den 7 gemessenen Jahren darstellen. (Mit freundlicher Genehmigung von P. Hartogh und Ch. Jarchow.)

starken Variationen.

Abbildung 21.3 stellt den geglätteten Jahrestrend für 2001 in 66 km Höhe für unterschiedliche geografische Breiten nach Rechnungen mittels LIMA dar. Die Abbildung verdeutlicht, dass es sich bei der Winteranomalie um einen Effekt mittlerer und hoher Breiten handelt, der aber im Detail noch genauer untersucht werden muss. Offensichtlich hat der Zonalwind einen starken Einfluss auf das NTV, aber das Phänomen ist komplexer wie die Rechnungen belegen. Einerseits muss die variierende Temperatur als Einflussgröße auf die Chemie berücksichtigt werden, andererseits spielt der Transport von besonders Wasserdampf und die Variation der Druckniveaus eine zu beachtende Rolle.

Diese theoretischen Überlegungen waren Anlass, in mesosphärischen Ozonmessungen nach dem erwarteten Effekt zu suchen. In Lindau am MPI für Sonnensystemforschung wurden seit Ende 1998 mesosphärische Ozonmessungen mittels Mikrowellen durchgeführt. Abbildung 21.2 zeigt die Ergebnisse der siebenjährigen Messreihe. Die Einzelwerte (schwarze Kurve) sind mit einem Gaußfilter über 8 Tage gleitend geglättet. Die rote Kurve stellt ein Mittel über alle Jahre dar abgeleitet aus einer Fourieranalyse bei Berücksichtigung der ersten 14 Harmonischen. Die Messungen verdeutlichen, dass oberhalb von 60 km die Winteranomalie auftritt und etwa bis 75 km reicht. In 80 km Höhe ist kein ausgeprägter Effekt mehr ersichtlich. Im Vergleich zu den Modellergebnissen sind dort die NTV zu groß, was auf den Einfluss des sekundären Ozonmaximums beruhen könnte. Die Jahrestrends zeigen eine Asymmetrie, maximale Verhältnisse erscheinen vor dem Wintersolstitium. Maximale Winterzu-Sommerunterschiede betragen um den Faktor 3 in 70 km Höhe. Die zeitlichen Abläufe sind durch starke Modulationen überlagert. In der unteren Mesosphäre ist das Verhältnis nahe bei 1 und es gibt keine



**Abb. 21.3:** Geglätteter Jahrestrend des NTV in 66 km Höhe für verschiedene Breiten.

## 22 Die Radar-Systeme des IAP

(R. Latteck, W. Singer, P. Hoffmann, D. Keuer, M. Zecha, J. Trautner, T. Barth, J. Wedrich)

Die Radarstationen in Kühlungsborn und Juliusruh und auf der Insel Andøya in Nordnorwegen (Abbildung 22.1) sind ein wesentlicher Bestandteil der bodengebundenen Experimente am IAP. Alle Radars werden im unbeaufsichtigten Dauerbetrieb und entsprechend ihrer Sendefrequenz (siehe Tabelle 22.1) zur Beobachtung der Troposphäre und unteren Stratosphäre (2 – 18 km) sowie der Mesosphäre und unteren Thermosphäre (60 – 110 km) betrieben. Insbesondere die Radars auf Andøya, die sich in unmittelbarer Nähe zur Andøya-Rocket-Range (69°N, 16°O) und zum ALOMAR-Observatorium befinden, ermöglicht einen koordinierten Einsatz der Radarexperimente in Verbindung mit Lidarbeobachtungen und direkten Messungen mittels Höhenforschungsraketen im Rahmen internationaler Messkampagnen.

Die VHF-Radars **OSWIN** in Kühlungsborn und **ALWIN** in Andenes senden auf 53,5 MHz und können daher zur Untersuchung der Dynamik und der Struktur der Tropo-, Strato- und Mesosphäre eingesetzt werden. Beide Systeme besitzen eine gleichartige Antenne, die aus 144 Vier-Elemente-Yagi-Antennen besteht, welche in Gruppen zu je 4 Antennen zusammengefasst sind.



Abb. 22.2: Blick durch das ALWIN-Antennenfeld

schen Sommerechos ((P)MSE) gemessen wird.

Durch den parallelen Betrieb beider kalibrierter Radars im selben Betriebsmodus sind Vergleiche zwischen mittleren und polaren Breiten möglich, die zum Verständnis dieses noch nicht in allen Einzelheiten verstandenen Phänomens beitragen. Beide Radars besitzen zusätzlich die Möglichkeit mit einer separaten Sendeantenne und einem räumlich abgesetzten Empfangs-Antennenfeld Untersuchungen an den Ionisationsspuren einfallender Meteoroiden durchzuführen. Aus der Echoamplitude, der radialen Geschwindigkeit und der Lebensdauer dieser Echos kann z.B. das Windfeld im Bereich zwischen etwa 80 bis 110 km



Abb. 22.1: Radar-Standorte

Diese Anordnung ermöglicht es, die 6° schmale Antennenkeule durch phasenverzögerte Einspeisung des Sendesignals in die Zeilen oder Spalten des Antennenfeldes in vier Himmelsrichtungen mit einer Zenitablage von 7°, 14° oder 20° zu schwenken. Höhenprofile des 3-D Windvektors und der Radarreflektivität können somit nach der klassischen Doppler-Beam-Swinging (DBS) Methode aber auch nach der Spaced-Antenna (SA) Methode bestimmt werden. Besonderes Augenmerk liegt dabei auf dem Höhenbereich zwischen 80 und 90 km, wo in den Sommermonaten das Radar-Phänomen der (Polaren) Mesosphärischen Sommerechos ((P)MSE) gemessen wird.

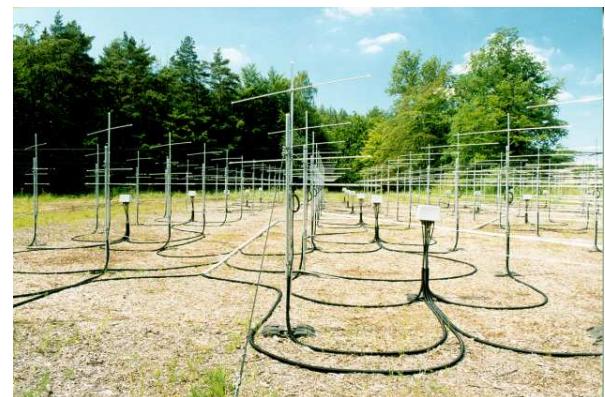


Abb. 22.3: Blick durch das OSWIN-Antennenfeld

und die mittlere Temperatur bei 87 km Höhe abgeleitet werden.

Die Meteor-Experimente auf 53.5 MHz ergänzen die Messungen des All-Sky-Meteor-Radars **SKiYMET**, das seit September 2001 in Andenes auf 32,55 MHz mit einer Spitzenleistung von 12 kW betrieben wird. Über eine Sendeantenne mit breitem Öffnungswinkel werden 6,67  $\mu$ s lange elektromagnetische Impulse zirkumpolar ausgesendet, die von Ionisationsspuren einfallender Meteoroide zurückreflektiert werden, wenn die Ionisationsspur senkrecht zum Radarstrahl liegt. Das Meteorecho wird mit 5 gekreuzten Yagiantennen separat aufgenommen und interferometrisch ausgewertet. Meteore werden im Höhenbereich von ungefähr 78 – 100 km mit einer Entfernungsauflösung von 2 km und einer Winkelauflösung von  $2^\circ$  bestimmt. Das SKiYMET-Radar erfasst ungefähr 3000 bis 9000 Meteore pro Tag bei einer Mehrdeutigkeitsrate von 4 – 10 %. Das Maximum der Meteorschicht liegt auf Grund der niedrigeren Frequenz in ungefähr 90 km Höhe, so dass neben der Windbestimmung im gesamten Höhenbereich die mittlere Temperatur bei 90 km Höhe abgeleitet werden kann.

Radarbeobachtungen auf Frequenzen zwischen 2 und 3 MHz ermöglichen die kontinuierliche Beobachtung der Mesosphäre in Höhen von etwa 50 km bis 95 km während des ganzen Jahres.

Die vom IAP in Juliusruh und auf der Insel Andøya betriebenen MF-Radars können zum Studium der Dynamik der Mesosphäre in einem weiten Skalenbereich, der Turbulenz, interne Schwerewellen, Gezeiten und planetare Wellen umfasst, eingesetzt werden.

Das Andenes-MF-Radar in Norwegen sendet auf 1,98 MHz mit einer Spitzenleistung von 40 kW. Über eine vertikal ausgerichtete Antenne mit einem breiten Öffnungswinkel werden elektromagnetische Impulse von 4 km Länge abgestrahlt, die nach partiellen Reflexionen an Irregularitäten des Brechungsindeks im Bereich der ionosphärischen D-Region mit drei räumlich getrennten Empfangsantennen aufgenommen werden. Aus den drei empfangenen Beobachtungsreihen wird nach Eliminierung durch Fremdsender bedingter Störungen das mesosphärische Windfeld und Gezeiten in Höhen zwischen 60 km und 92 km unter Anwendung der vollen Korrelationsmethode abgeleitet.

Das Saura-MF-Radar (Abbildung 22.6) wurde im Sommer 2002 etwa 20 km südlich der Andøya Rocket Range nahe der Ortschaft Saura in Betrieb genommen. Es arbeitet auf 3,17 MHz mit einer Spitzenleistung von 116 kW und zeichnet sich im Gegensatz zum Andenes-MF-Radar durch einen sehr schmalen Antennenstrahl mit einer Strahlsteuerung und einer wesentlich besseren Entfernungsauflösung von 1 km aus.



**Abb. 22.4:** Reparatur einer SKiYMET-Empfangsantenne

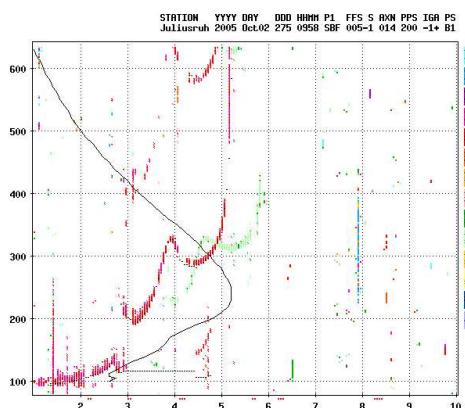


**Abb. 22.5:** Wartung der Antenne des Andenes-MF-Radars

durch einen sehr schmalen Antennenstrahl mit einer Strahlsteuerung und einer wesentlich besseren Entfernungsauflösung von 1 km aus.

Die Realisierung erfolgte durch ein modulares Sende-/Empfangssystem mit verteilter Leistung und einer aus der Radioastronomie bekannten sogenannten Mills-Cross-Antenne, die aus 29 gekreuzten Halbwellendipolen besteht. Der Antennenstrahl kann durch phasenversetztes Ansteuern der Einzelantennen in verschiedene Richtungen mit unterschiedlichen Zenitablagen ( $7,3^\circ$  und  $17,2^\circ$ ) geschwenkt werden wodurch Dopplerwindmessungen wie auch Experimente zur Untersuchung der dynamischen Eigenschaften (kleinskalige Strukturen, Turbulenz) in der oberen Mesosphäre möglich sind. Die vier Empfangskanäle des Radars können aber auch mit einzelnen Kreuzdipolen aus der Gesamtantenne verbunden werden, womit sich Spaced-Antenna-Konfigurationen zur Windbestimmung als auch ein 4-Kanal-Interferometer für Meteorbeobachtungen realisieren lassen.

Das MF-Radar in Juliusruh wurde im Jahr 2003 modernisiert. Die wesentlichen Parameter sind in der Tabelle 22.1 aufgeführt, eine detaillierte Beschreibung ist in Kapitel 23 zu finden.



**Abb. 22.7:** Ionogramm vom 2. Oktober 2005 um 11:00 UT: Echospuren (farbig) und abgeleitetes Elektronendichteprofil (schwarze Kurve)

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 Sonde). Kurze elektromagnetische Impulse werden im Frequenzbereich zwischen 1 und maximal 40 MHz in 50 kHz-Schritten senkrecht in die Atmosphäre abgestrahlt und nach ihrer Reflexion an Ionosphärenschichten empfangen. Aus den Echos werden Amplitude, Laufzeit (scheinbare Reflexionshöhe), Dopplerverschiebung, Polarisation und Einfallsinkel abgeleitet und in einem Ionogramm (Abbildung 22.7) in Abhängigkeit von der Frequenz dargestellt. Beobachtungsdaten sind die ionosphärischen Standardparameter, wie z.B. die Grenzfrequenzen und spezielle Höhen der ionosphärischen E-, Es-, F1- und F2-Schichten, sowie Elektronendichteprofile aus den Höhenbereichen von 100 bis 600 km.

**Tab. 22.1:** Vergleich ausgewählter technischer und experimenteller Parameter der IAP-Radars.

	ALWIN/OSWIN	Andenes MF	Saura/Juliuruh MF	SKiYMET
Sendefrequenz	53,5 MHz	1,98 MHz	3,17/3,18 MHz	32,55 MHz
Spitzenleistung	36/72 kW	50 kW	116/128 kW	12 kW
Höhenbereiche	1,5 – 18 km 65 – 95 km	50 – 98 km	50 – 98 km	80 – 110 km
Höhenauflösung	$\geq 150$ m	4000 m	$\geq 1000$ m	2000 m
Impulsbreite	$\geq 1$ $\mu$ s	27 $\mu$ s	$\geq 6,7$ $\mu$ s	13,3 $\mu$ s
Empfangskanäle	6	3	4	5
Messergebnisse	Wind Turbulenz	Wind	Wind Turbulenz Elektronendichte	Wind Temperatur (90 km)

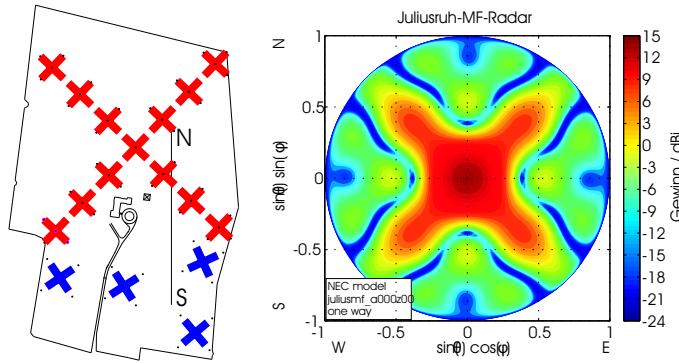


**Abb. 22.6:** Blick durch den Nord-Süd-Arm der Antenne des Saura-MF-Radars

## 23 Das neue MF-Radar in Juliusruh

(P. Hoffmann, D. Keuer, W. Singer, R. Latteck, J. Trautner, J. Wedrich, Th. Barth)

In Juliusruh, der Außenstation des IAP an der Ostküste der Insel Rügen, betreibt das Institut seit 1990 ein MF-Radar. Dieses Radar wird zur kontinuierlichen Untersuchung dynamischer Prozesse in der Mesosphäre und unteren Thermosphäre (60–98 km) eingesetzt. Zusammen mit den Radarexperimenten in polaren Breiten kann die Abhängigkeit dynamischer Prozesse von der geographischen Breite bestimmt werden. Diese Möglichkeiten werden auch im Rahmen koordinierter internationaler Messkampagnen genutzt.



**Abb. 23.1:** Links: Neue Mills-Cross-Antenne (rot) und bestehende bisherige Sende-Empfangsantenne (blau) des MF-Radar Juliusruh. Rechts: Strahlungsdiagramm für einen vertikal gerichteten Antennenstrahl im Sendebetrieb.

Stellung von 128 kW bzw. mittleren Leistung von 195 W im Vergleich zu den anderen Radaranlagen des IAP in Tabelle 22.1 im Kapitel 22 aufgeführt. Abb. 23.1 (links) zeigt die Anordnung der weiter bestehenden bisherigen Antennen (blau) und der neuen Mills-Cross-Antenne (rot) auf dem Gelände der Außenstation. Auf Grund der beschränkten räumlichen Bedingungen lässt sich hier im Vergleich zum MF-Saura nur der Aufbau einer kleineren Version der Mills-Cross-Antenne realisieren, die aus 13 gekreuzten Halbwellendipolen besteht. Dabei ist jeder Dipol mit einer separaten Sende-/Empfangseinheit verbunden. Diese sind zur Reduzierung der Nebenmaxima des Antennendiagramms leistungsmäßig in 3-dB Stufen vom Zentrum nach außen hin gewichtet und erzeugen so einen 18° breiten Antennenstrahl (Abb. 23.1, rechts). Abb. 23.2 zeigt einen Blick auf einen Seitenarm des Antennenfeldes.

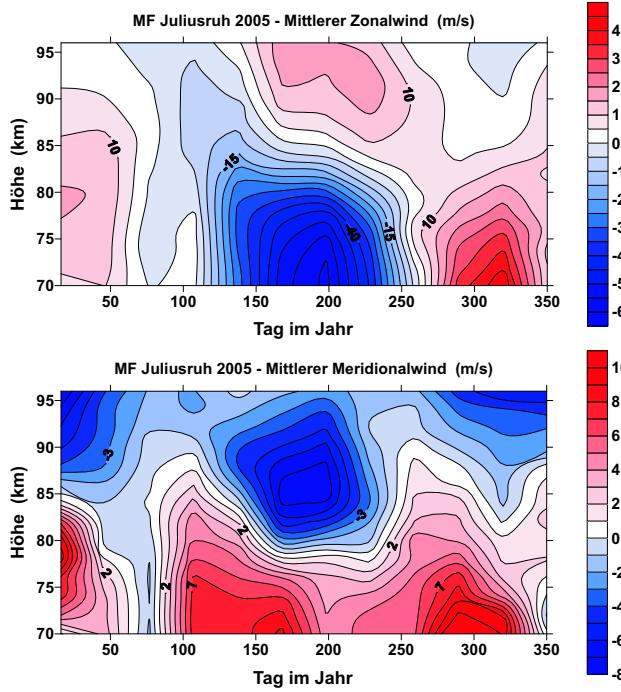
Die wesentlichen technischen Verbesserungen des neuen MF-Radars im Vergleich zu dem bisher in Juliusruh eingesetzten MF-Radars sind eine Verringerung der Strahlbreite, die Möglichkeit des Strahlschwenkens sowie eine höhere Entfernungsauflösung. Durch phasenversetztes Ansteuern der Einzelantennen ist es möglich, den Radarstrahl in alle Himmelsrichtungen mit definierten Zenitablagen (z.B. 15,6°) zu schwenken. Empfangsseitig können die 13 Empfangssignale kombiniert und das Radar im Einkanal-Doppler-Beam-Swinging-Mode (DBS) betrieben werden. Dies erlaubt Dopplerwindmessungen und die Bestimmung turbulenter spektraler Breiten nach verschiedenen Methoden. Die Empfangskanäle des Radars lassen aber auch interferometrische Beobachtungen

Da eine Modernisierung des nach dem Sweep-Verfahren arbeitenden Radars nicht möglich war, wurde die Anlage im Frühjahr 2003 durch ein neues Impuls-Radar ersetzt, das ebenfalls auf der Frequenz von 3,18 MHz mit einer Spitzenleistung von 64 kW arbeitet. Im Sommer 2005 wurde dieses System analog zum Saura-MF-Radar (Kapitel 22) durch ein neues modulares Sende-/Empfangssystem mit verteilter Leistung und einer aus der Radioastronomie bekannten sogenannten *Mills-Cross-Antenne* erweitert. Jetzt arbeitet das Radar mit einer Impulsspitzenleistung von 128 kW. Weitere Parameter des System sind



**Abb. 23.2:** Die neue Antenne des MF-Radar Juliusruh. Die Empfangskanäle des Radars lassen aber auch interferometrische Beobachtungen

zu mit einer gegenüber dem bisherigen MF-Radar deutlich verbesserten Flexibilität. Weiterhin ermöglicht das MF-Radar Juliusruh auch Mesosphärenbeobachtungen mit verschiedenen Polarisierungen des Sende- und Empfangssignals.



**Abb. 23.3:** Mittlere Felder des Zonal- und Meridionalwindes für den Höhenbereich von 70–96 km.

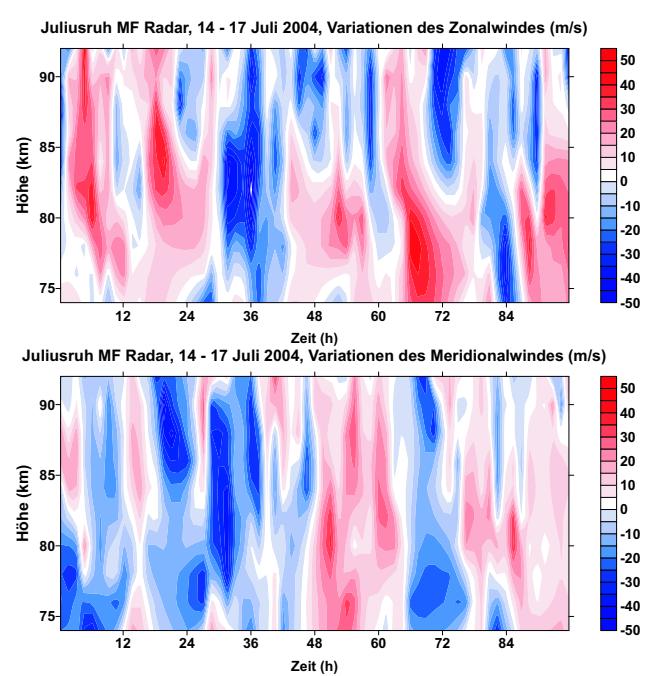
und ihre mögliche Abhängigkeit von der solaren Aktivität zu erhalten.

Dabei hat sich die Nutzung der großen Antenne zum Senden (Abb. 23.1, rot) und der bisherigen Antennen (Abb. 23.1, blau) für die räumlich getrennten Empfangskanäle und die weitere Anwendung der *Full-Correlation-Analysis*-Methode (FCA) als sinnvoll erwiesen. Die mit dieser Betriebsart abgeleiteten mittleren monatlichen Felder des zonalen und meridionalen Grundwindes nach Separation der halb- und ganztägigen Gezeitenkomponenten im Höhenbereich von 70–96 km sind in Abb. 23.3 für das Jahr 2005 dargestellt.

Neben der Ableitung von mittleren Grund- und Gezeitenwinden für vorgegebene Perioden können die kontinuierlich vorliegenden Daten des MF-Radars Juliusruh aber auch zur Untersuchung der Variabilität der mesosphärischen Windfelder genutzt werden. Basierend auf stündlichen Mittelwerten zeigt Abb. 23.4 Variationen der zonalen und meridionalen Winde nach Abzug der für 4 Tage gemittelten Windprofile. Die Amplituden während dieser willkürlich ausgewählten Periode im Sommer 2004 erreichen Werte bis zu 50 m/s und sind durch Schwerewellen und atmosphärische Gezeiten bestimmt.

Die alternierende Aussendung von Signalen mit ordentlicher (O-Mode) und außerordentlicher (E-Mode) Polarisierung mit einem Polarisationswechsel von Datenpunkt zu Datenpunkt erlaubt die Bestimmung der Elektronendichte aus differentiellen Absorptions- (DAE) und differentiellen Phasenmessungen (DPE) im Höhenbereich von ca. 70 bis 85 km.

Ein großer Vorteil des neuen MF-Radars besteht in der Ausdehnung der Beobachtungszeit auf die Nachtstunden und in der sehr flexiblen Möglichkeit, verschiedene Experimente und Auswertungen zu kombinieren, um auf diese Weise die Vorteile verschiedener Verfahren nutzen und ihre Unterschiede untersuchen zu können. Diese Möglichkeit wird auch genutzt, um die seit 1990 begonnene Messreihe der Winde und Gezeiten in der oberen Mesosphäre optimal fortsetzen zu können und auf diese Weise Aussagen über langfristige Änderungen dynamischer Prozesse



**Abb. 23.4:** Abweichungen der zonalen und meridionalen Winde von ihren Mittelwerten abgeleitet aus Messungen mit dem MF-Radar Juliusruh im Sommer 2004.

69

## 24 Vergleich jahreszeitlicher PMSE-Variationen auf der Nord- und Südhemisphäre

(R. Latteck, W. Singer)

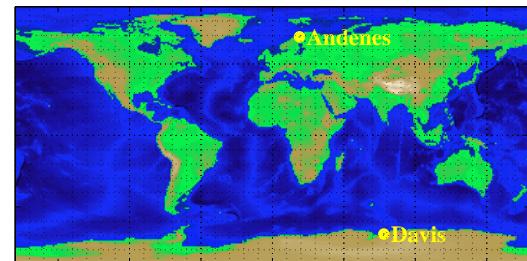
Polare mesosphärische Sommerechos (PMSE) werden seit über 20 Jahren mit VHF-Radars an verschiedenen Standorten auf der Nordhalbkugel beobachtet. Am IAP wird dafür das VHF-Radar ALWIN in Andenes, Norwegen genutzt. Entsprechende Messungen auf der Südhalkugel waren in der Vergangenheit hingegen selten und auf niedrige südliche Breiten beschränkt. Seit Oktober 2003 betreibt die Australian Antarctic Division ein VHF-Radar in Davis (68°S, 78°O), das auf einer vergleichbaren südlichen geographischen Breite zu Andenes (69°N, 16°O) liegt. Nach einer Erprobungsphase wurde das VHF-Radar in Davis in den Sommermonaten der Südhalkugel 2004/2005 nahezu kontinuierlich für PMSE-Messungen eingesetzt.

**Tab. 24.1:** System- und Experimentparameter der VHF-Radars in Andenes und Davis

Standort	Andenes	Davis
Radarwellenlänge / m	5,6	5,5
Spitzenleistung / kW	36	99 (20)
Antennengewinn / dBi	28,3	28,9
Verlustfaktor	0,6	0,5
Eff. Pulsbreite / m	300	450
Koh. Integrationen	32	104 (116)
Kodeelemente	16	8 (-)
Rx-Verstärkung / dB	101	81
Rx-Bandbreite / kHz	500	280 (368)

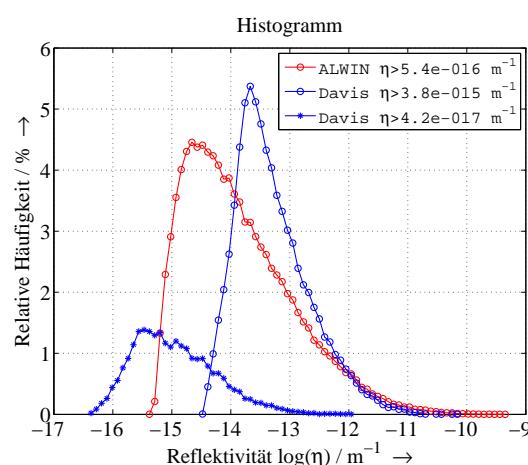
verwendeten Experimentkonfigurationen. Die in Klammern gehaltenen Werte stellen die Parameter vor der Ende Januar 2005 durchgeführten Systemaufrüstung dar, die eine Erhöhung der Sendeleistung und eine Optimierung der Experimente beinhaltete.

Der Vergleich der PMSE-Beobachtungen wurde anhand der 2004 in Andenes und 2004/2005 in Davis gemessenen Radarreflektivitäten durchgeführt, deren Bestimmung alle Veränderungen der System- und Experimentparameter berücksichtigt (siehe auch Kapitel 38). Abbildung 24.2 zeigt die Verteilung der mit beiden Radars bestimmten Reflektivitäten. Die Daten des Davis-Radars wurden für die Zeiten vor (blaue Kreise) und nach (blaue Sterne) der Systemaufrüstung aufgeteilt. Die Erhöhung der Sendeleistung und die Optimierung des PMSE-Experiments hatte eine deutliche Verbesserung der Empfindlichkeit des Radars zur Folge. Daraus resultiert eine Ausdehnung der Verteilung zu kleineren Werten hin. Die in Andenes beobachteten maximalen Reflektivitäten liegen etwa eine Größenordnung über denen in Davis.



**Abb. 24.1:** Geographische Lage der VHF-Radars in Andenes und Davis

Die Ergebnisse dieser Experimente ermöglichen den Vergleich mit PMSE-Beobachtungen des ALWIN-VHF-Radars auf der Nordhalbkugel. Erstmals konnten Untersuchungen zu hemisphärischen Unterschieden im Auftreten von PMSE auf der Basis vergleichbarer und mit identischer Methodik und Messtechnik kalibrierter Radarexperimente durchgeführt werden. Beide VHF-Radars sind in ihren wesentlichen Eigenschaften wie Radarwellenlänge und Antennengewinn vergleichbar. Tabelle 24.1 zeigt eine Gegenüberstellung der wichtigsten Systemparameter beider Radars und der für die PMSE-Beobachtung



**Abb. 24.2:** Verteilung der aus PMSE-Daten bestimmten Volumenreflektivitäten, rot: Andenes 2004, blau: Davis 2004/2005.

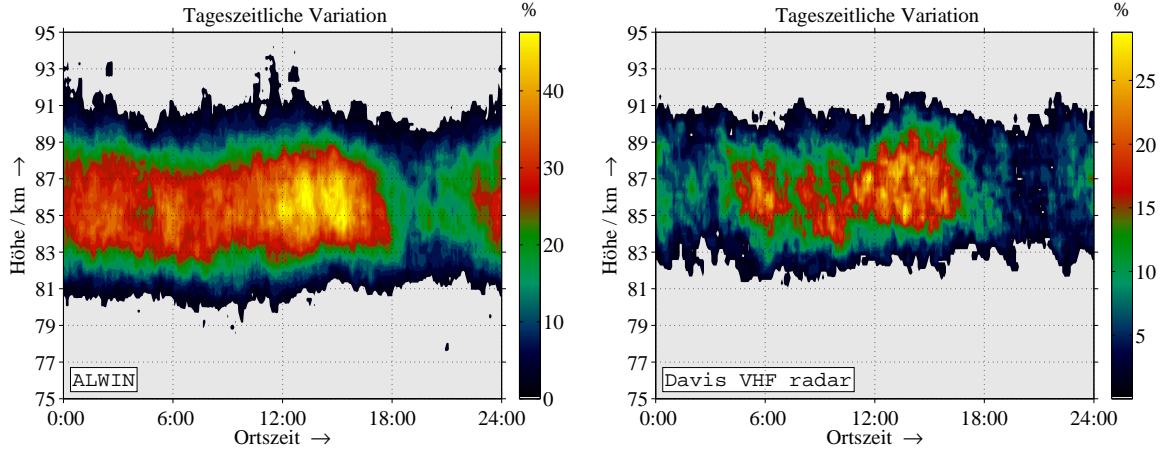


Abb. 24.3: Tageszeitliche Variation der PMSE-Häufigkeiten über Andenes (links) und Davis (rechts).

Zum Vergleich wurden Häufigkeitsraten bestimmt, die auf Reflektivitäten  $\eta > 5 \cdot 10^{-15} m^{-1}$  beruhen, was der minimalen Detektionsgrenze des Davis-Radars vor der Aufrüstung (siehe Abbildung 24.2) entspricht. Die tageszeitlichen Variationen der PMSE-Häufigkeiten über Andenes und Davis in Abbildung 24.3 zeigen eine vergleichbare Struktur mit einem Maximum zwischen

11 und 17 Uhr Ortszeit. Die über Andenes von Mitternacht bis 18 Uhr nahezu durchgehend verstärkte PMSE-Häufigkeit setzt in Davis allerdings erst um 4 Uhr Ortszeit ein und ist nicht so stark ausgeprägt.

Die PMSE über Davis wurden in der Saison 2004/2005 in Höhen zwischen 81 km und 92 km mit einem Maximum um 86 km beobachtet. Auf der Nordhalbkugel werden PMSE aber im Mittel, wie auch im Sommer 2004, in einem etwa einen Kilometer tiefer liegenden Höhenbereich gemessen (siehe Abb. 24.4). Nach der Absolutkalibrierung des Davis-Radars im Januar 2005 wurde eine notwendige Korrektur der Höhenanbindung vorgenommen. Die bis zu diesem Zeitpunkt gemessenen PMSE müssen daher um ca. 200 m geringeren Höhen zugeordnet werden. Es bleibt nun abzuwarten, ob Beobachtungen kommender Sommer die verbleibende

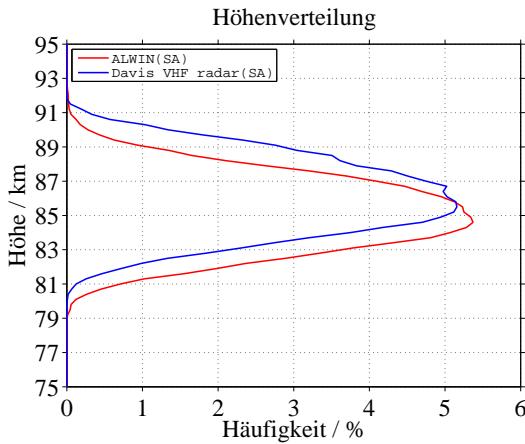


Abb. 24.4: Höhenvariation der PMSE-Häufigkeiten über Andenes (rot) und Davis (blau).

Differenz von ca. 800 m signifikant bestätigen.

In Abbildung 24.5 ist der Vergleich der jahreszeitlichen Variationen der PMSE über Andenes und Davis anhand der geglätteten Häufigkeitsraten der gemessenen Radarreflektivitäten dargestellt. Die Häufigkeit des Auftretens von PMSE ist auf der Südhalbkugel deutlich geringer als auf der Nordhalbkugel. Die jahreszeitliche Variabilität ist aber mit der auf der Nordhalbkugel gefundenen vergleichbar, jedoch mit dem Unterschied, dass der PMSE-Einsatz ca. 10 Tage früher erfolgt. Diese Verschiebung deckt sich mit der früher erfolgenden Umstellung des mesosphärischen Windsystems, die mit MF-Radar-Experimenten in Davis sowie mit insitu Windmessungen mit Hilfe fallender Kugeln in Rothera ( $67^{\circ}\text{S}$ ,  $68^{\circ}\text{W}$ ) beobachtet wurde.

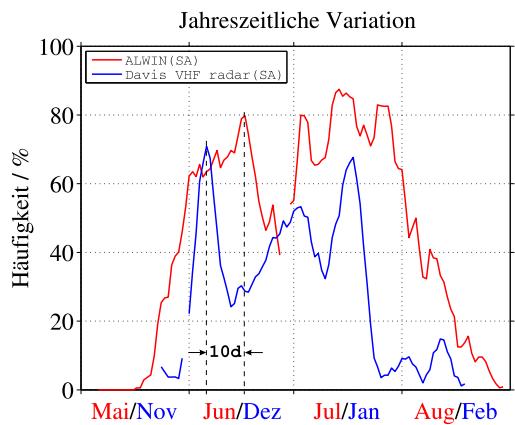


Abb. 24.5: Jahreszeitliche Variation der PMSE-Häufigkeiten über Andenes und Davis.

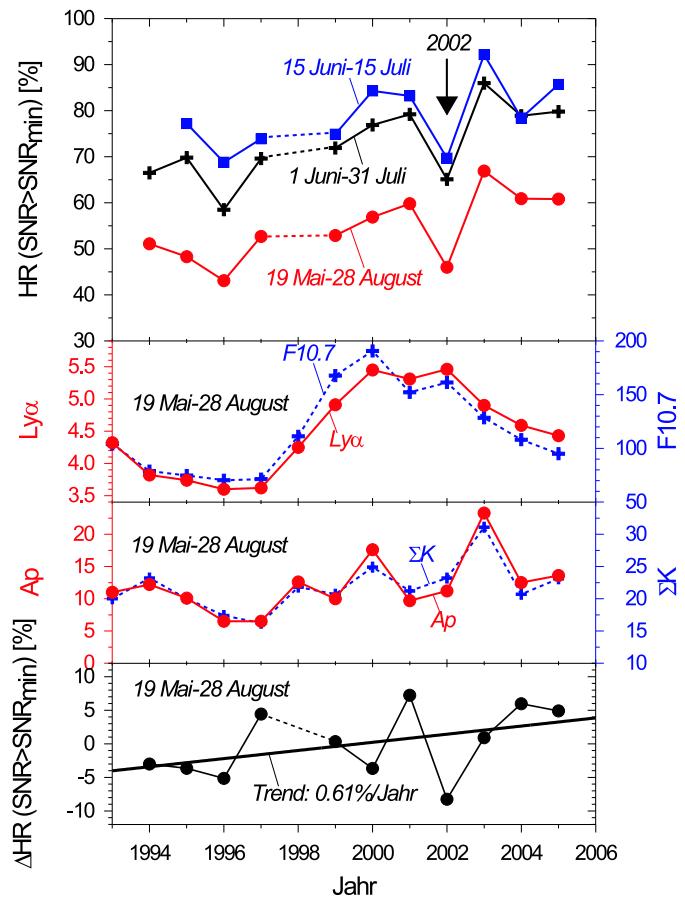
## 25 Langfristige Variationen in der polaren Mesopausenregion während des Sommers

(J. Bremer, P. Hoffmann, R. Latteck, W. Singer, O. Zeller, U. Scholze, J. Trautner)

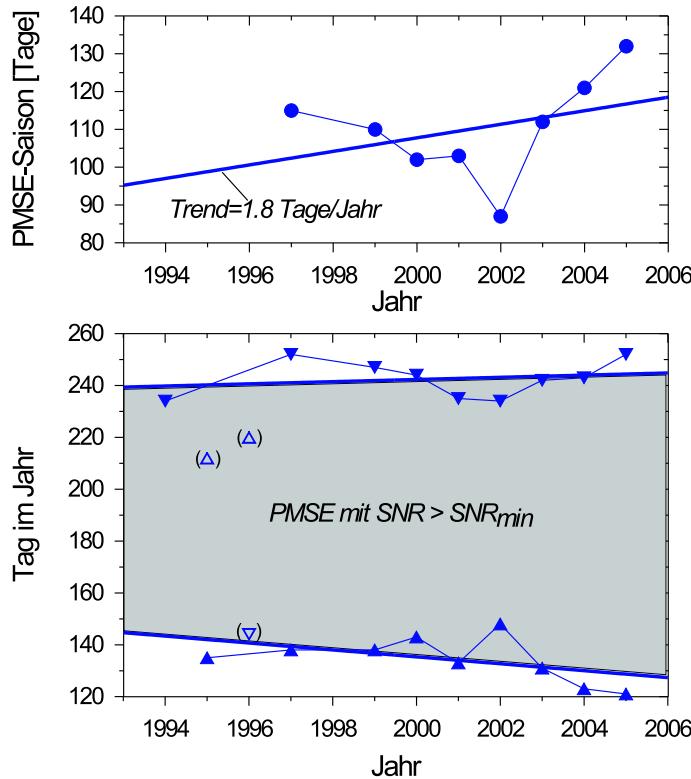
Zur Untersuchung langfristiger Variationen in der sommerlichen Mesopausenregion können Beobachtungen polarer mesosphärischer Sommerechos (PMSE), leuchtender Nachtwolken (noctilucent clouds, NLC) bzw. PMC (polar mesospheric clouds) benutzt werden. PMSE sind starke Radarechos, die bevorzugt in hohen Breiten während der Sommermonate mit VHF-Radars erfasst werden. Diese Echos sind eng verbunden mit den tiefen Temperaturen in der sommerlichen Mesopausenregion und dem Auftreten von Wolken kleiner Eisteilchen. Diese Eiswolken können von Boden aus mit dem Auge bzw. mit Lidargeräten beobachtet (NLC) oder vom Satelliten detektiert werden (PMC). Langzeitbeobachtungen dieser Messgrößen gestatten Rückschlüsse über Änderungen der Temperatur bzw. des Wasserdampfgehalts im polaren Mesopausenbereich.

In Abb. 25.1 sind im oberen Teil die Ergebnisse von PMSE Beobachtungen von 1994 bis 2005 in Andenes mit VHF-Radars auf 53.5 MHz aufgetragen. Dabei wurde die Häufigkeitsrate HR von PMSE mit einem Signalzu-Rauschabstand (SNR) größer einem konstanten Grenzwert  $SNR_{min}$  für 3 unterschiedliche Messzeiträume verwendet. Mit Hilfe von Korrelationsrechnungen kann gezeigt werden, dass HR sowohl mit der solaren Aktivität (solare Lyman  $\alpha$  Strahlung bzw. F10.7 Index) als insbesondere auch der geomagnetischen Aktivität als Maß für die einfallende hochenergetische Partikelstrahlung (planetarer Ap Index bzw. lokaler Index  $\Sigma K$  von Tromsø) positiv korreliert. Die Ursache dieser Korrelation ist die positive Abhängigkeit der Stärke der Radarechos von der Ionisation in der Mesopausenregion. Durch eine Zweifachkorrelation kann der solar und geomagnetisch bedingte Anteil aus der PMSE Häufigkeitsrate eliminiert werden. Der verbleibende Rest  $\Delta HR$  ist im unteren Teil der Abb. 25.1 aufgetragen zusammen mit einem daraus berechneten linearen positiven Trend. Dieser positive Trend kann durch eine Abkühlung im Mesopausenbereich oder eine Zunahme des Wasserdampfgehaltes gedeutet werden. Allerdings ist das Signifikanzniveau dieses Trends infolge der geringen Anzahl von Werten nur geringfügig größer als 80 %.

Eine weitere Möglichkeit zur Analyse langzeitiger Variationen von PMSE ist die Untersuchung ihrer jahreszeitlichen Dauer. In Abb. 25.2 sind im unteren Teil der Beginn und das Ende der PMSE Saison aufgetragen und im oberen Teil die daraus abgeleitete Dauer. Die eingeklammerten Werte wurden dabei nicht berücksichtigt, da in diesen Perioden aus technischen Gründen keine Beobachtungen zur Zeit des PMSE Beginns bzw. Endes durchgeführt werden konnten.



**Abb. 25.1:** Variation der Häufigkeitsrate von PMSE für unterschiedliche Zeitintervalle (oberer Teil), unterschiedlicher Parameter der solaren und geomagnetischen Aktivität (mittlere Teile) und des PMSE Restanteils nach Abzug der solar und geomagnetisch bedingten Beiträge.



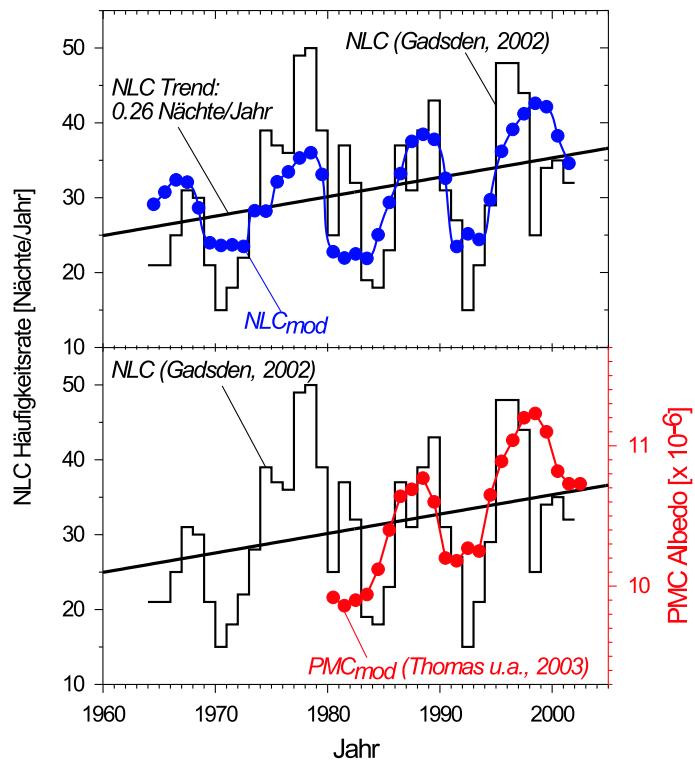
**Abb. 25.2:** Variation der saisonalen PMSE Dauer aus Radar Beobachtungen in Andenes.

Die blaue Kurve im oberen Teil der Abb. 25.3 wurde aus den NLC Daten mit einer Regressionsanalyse abgeleitet, die den Einfluss der solaren Aktivität berücksichtigt. Im unteren Teil der Abb. 25.3 sind neben den NLC Werten die Ergebnisse einer ähnlichen Regressionsanalyse für Satellitendaten der PMC Albedo (blaue Kurve) aufgetragen. Die Regressionsergebnisse bei der Messreihen stimmen sehr gut überein (Korrelationskoeffizient  $R=0.94$ ) und bestätigen den oben beschriebenen PMSE Trend damit zumindest qualitativ.

Da aus Untersuchungen mit Raketenexperimenten in Nordskandinavien keine signifikanten Temperaturtrends im Bereich der Mesopausenregion nachgewiesen werden konnten, ist in Übereinstimmung mit Satellitenbeobachtungen eine Zunahme des mesosphärischen Wasserdampfgehaltes die derzeit wahrscheinlichste Ursache der beobachteten langzeitigen Zunahme von PMSE und NLC Häufigkeit sowie PMC Albedo.

Aus beiden Teilen der Abb. 25.2 ergeben sich Hinweise auf eine Zunahme der Länge der PMSE Saison, allerdings sind die Trends nicht signifikant. Sie unterstützen aber den positiven Trend in der Häufigkeitsrate der PMSE im unteren Teil der Abb. 25.1.

Leider gibt es keine weiteren, hinreichend langen PMSE Messreihen, mit denen die in den Abb. 25.1 und 25.2 erhaltenen Trends verglichen werden können. Es gibt aber optische Langzeitbeobachtungen von NLC für den Bereich über Nordwest Europa von Gadsden (*Memoirs British Astron. Soc.*, 2002) bzw. der Albedo von PMC aus Satellitenmessungen (*Thomas et al., EOS*, 2003). In Abb. 25.3 sind die Ergebnisse dieser Messreihen aufgetragen. Die stufenförmige Kurve beschreibt die beobachteten NLC mit dem daraus abgeleiteten mittleren Trend, der eine Zunahme der NLC Häufigkeit beschreibt (Signifikanzniveau größer 90 %).



**Abb. 25.3:** Variation der NLC Häufigkeit (stufenförmige Kurve, nach Gadsden (2002)) einschließlich einer daraus abgeleiteten blauen Modellkurve (oben) bzw. mit einer entsprechenden Modellkurve aus PMC Albedo Beobachtungen (unten, nach Thomas et al. (2003)).

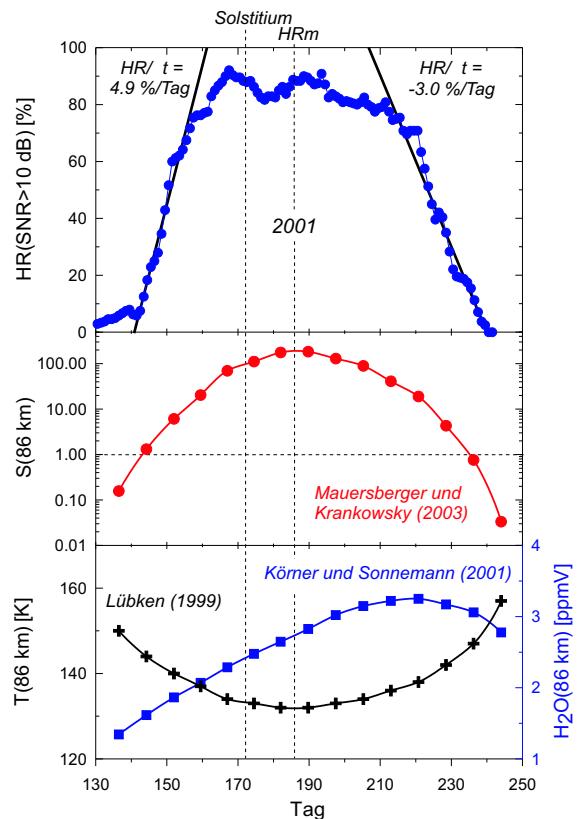
## 26 Einfluss von Temperatur und Wasserdampf auf die jahreszeitliche Variation vom PMSE in Andenes

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

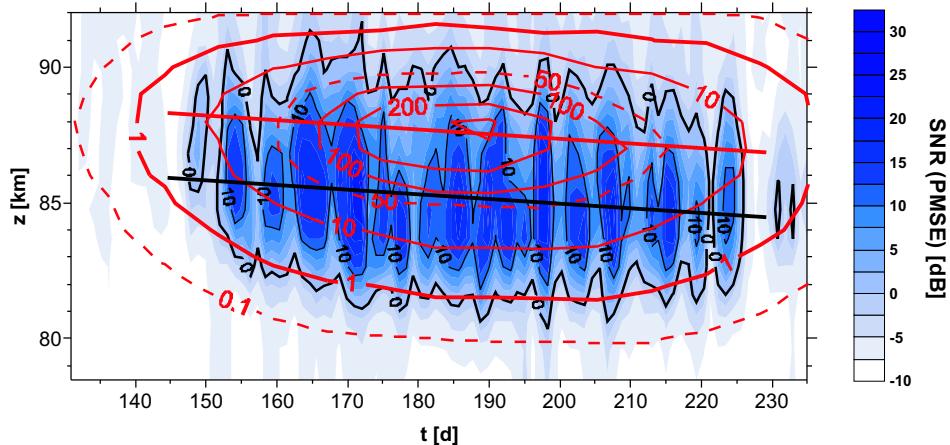
PMSE (*polar mesosphere summer echoes*) sind starke Radarechos, die zumeist im VHF-Bereich von Mitte Mai bis Ende August in 80–92 km Höhe in polaren Breiten beobachtet werden. Voraussetzung für die Rückstreuung der Radarwellen sind Irregularitäten in der Elektronendichte im Bragg-Scale, die nur existieren können, wenn durch gleichzeitig anwesende Eisteilchen die Diffusivität des Elektronengases reduziert wird. Deshalb spielen die für die Bildung dieser Eisteilchen notwendigen niedrigen sommerlichen Temperaturen und die Feuchte im Mesopausenbereich eine wichtige Rolle für die Erklärung der jahreszeitlichen Variation der PMSE.

Der obere Teil von Abb. 26.1 zeigt den mittleren jahreszeitlichen Verlauf der PMSE-Häufigkeit im Jahr 2001. Dieser Verlauf ist geprägt durch einen steilen Anstieg von Mitte Mai bis Anfang Juni, ein relativ konstantes Niveau mit einer Häufigkeitsrate von 80–90% bis Ende Juli (Plateaubereich) und einen weniger steilen Abfall im August. Die unterschiedlichen Steigungen der PMSE-Häufigkeitsrate zu Beginn und Ende der PMSE Saison sowie die um etwa 12 Tage gegenüber dem Solstitium verspätete Lage des Zentrums der Plateau-Region (HRm) ist typisch und wird in allen Jahren beobachtet. Der mittlere Teil von Abb. 26.1 zeigt den Verlauf der Sättigungsrate S des Wasserdampfes. Berechnet wurde er aus den im unteren Teil der Abbildung dargestellten Temperaturen aus Raketemessungen und dem Wasserdampfgehalt nach Modellrechnungen. Dabei fällt auf, dass das Maximum des Sättigungsgrads und die Mitte des PMSE-Plateaus (HRm) fast gleichzeitig auftreten. Ebenfalls nahezu zeitgleich fallen Beginn und Ende der PMSE mit einem Sättigungsgrad von  $S=1$  zusammen, der die untere Schranke für die Existenz von Eisteilchen darstellt. Während das Temperaturminimum in der Nähe des saisonalen PMSE-Mittelwertes (HRm) liegt, erreicht der Wasserdampfgehalt sein Maximum im ersten Augustdrittel. Diese deutlich höheren Feuchtwerte in der 2. Hälfte der PMSE-Saison erklären den langsameren Abfall der PMSE-Häufigkeit im Gegensatz zum steilen Anstieg zu Beginn der PMSE-Saison.

In Abb. 26.2 sind in einem Höhen-Zeit-Diagramm die Tagesmittel der PMSE-Stärke (blaue Flächen) des Jahres 2001 zusammen mit Kurven konstanten Sättigungsgrads (rote Kurven) dargestellt. Dabei fällt auf, dass die PMSE in guter Näherung von der Kurve mit einem Sättigungsgrad  $S=1$  begrenzt wird. Außerdem ist zu erkennen, dass die Höhe der PMSE-Maxima während der PMSE Saison um ca. 1,5 km absinkt, was durch die schwarze Regressionsgerade dokumentiert wird. Ursache dieser in jedem Jahr beobachteten Höhenabsenkung ist, dass auch die Höhe der maximalen Sättigungsrate im selben Zeitraum um etwa denselben Betrag absinkt



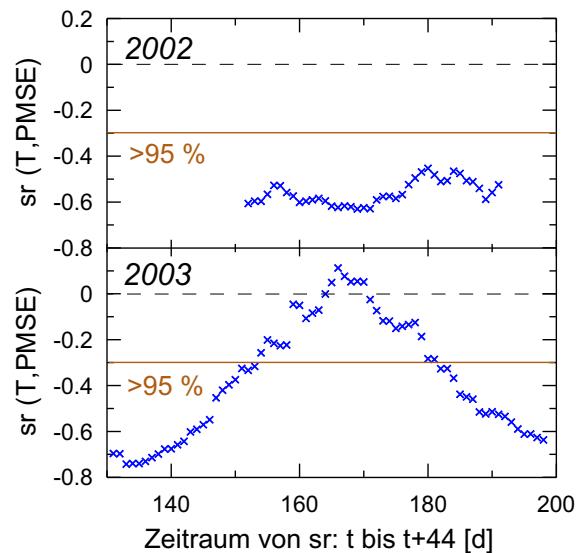
**Abb. 26.1:** Oben: saisonaler Verlauf der PMSE-Häufigkeit vom 10.05. – 30.08.2001 aus VHF-Radarmessungen in Andenes, schwarze Geraden beschreiben mittleren Anstieg und Abfall der Häufigkeit zu Beginn und Ende der Saison. Mitte: mittlerer Verlauf des Sättigungsgrads in 85 km Höhe. Unten: mittlere Variation von Temperatur und Feuchte in 85 km Höhe, aus denen der Sättigungsgrad S berechnet wurde.



**Abb. 26.2:** Saisonale Variation der PMSE Stärke im Jahr 2001 (blaue Flächen) und des mittleren Sättigungsgrads (rote Linien) in Abhängigkeit von der Höhe zusammen mit Regressionsgeraden der Höhe der PMSE-Maxima (schwarze Linie) und des Sättigungsgrads (rote Linie).

(rote Gerade). Dabei liegt dieses Sättigungsmaximum 2–3 km höher als das der PMSE. Der Höhenbereich des Sättigungsmaximums markiert die niedrigsten Temperaturen in der sommerlichen Mesopausenregion. Dort ist auch die Eisteilchendichte am höchsten. Das Absinken und Anwachsen der Eisteilchen durch Anlagerung weiterer  $H_2O$ -Teilchen ist die Ursache für das 2–3 km tiefer gelegene PMSE-Maximum.

Ein direkter Vergleich der PMSE mit Temperaturen aus Lidarmessungen ist nur sehr eingeschränkt möglich, da das Lidar auf klares Wetter angewiesen ist. Deshalb werden hier tägliche Temperaturwerte in 90 km Höhe aus Meteor-Radarmessungen in Andenes eingesetzt. Abb. 26.3 zeigt gleitende Korrelationen  $sr$  von 45-Tage-Intervallen zwischen der Temperatur und der mittleren PMSE-Stärke in 81,2–88,4 km Höhe. Dieser Bereich wurde gewählt, weil hier die meisten PMSE vorkommen. Während im Jahr 2002 die  $sr$ -Werte meist im signifikanten Bereich zwischen -0,45 und -0,6 liegen, ist der Verlauf der  $sr$ -Werte im Jahr 2003 deutlich anders mit signifikant negativen Werten nur zu Beginn und Ende der PMSE Saison. In der Saisonmitte sind die  $sr$ -Werte teilweise sogar positiv, in jedem Fall aber nicht signifikant. Ursache für die sehr verschiedenen  $sr$ -Verläufe sind die unterschiedlichen mittleren Temperaturen in beiden Jahren (Mittel für die Monate Juni und Juli im Jahr 2002: 138 K; im Jahr 2003: 129 K). Im Jahr 2002 lagen daher die Temperaturen dem Sublimationspunkt des Eises deutlich näher als im Jahr 2003. Damit können sich Temperaturschwankungen stärker auf die Bildung bzw. Auflösung von Eisteilchen auswirken als während der Saisonmitte im Jahr 2003, wo wegen des deutlich niedrigeren Niveaus Temperaturschwankungen nur wenig Einfluss auf die Eisteilchen haben. Ursache für die höhere Temperatur im Jahr 2002 ist ein verstärktes Auftreten von planetaren Wellen in der Südhemisphäre, welche durch interhemisphärische Kopplungen eine Temperaturerhöhung in der nordpolaren Mesosphäre hervorrief (für Details siehe Artikel 43).



**Abb. 26.3:** Gleitende 45 d-Korrelationen  $sr$  zwischen der Temperatur vom Meteor-Radar und der PMSE-Stärke in 81,2–88,4 km vom ALWIN-Radar in Andenes für den Zeitraum 01.06. – 22.08.2002 (oben) sowie 11.05. – 30.08.2003 (unten).

## 27 Jahres- und tageszeitliche Variation von PMSE über Spitzbergen

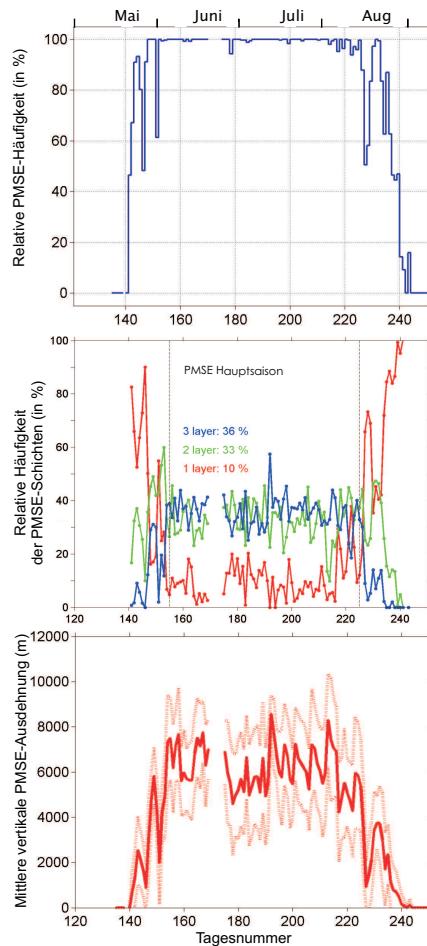
(M. Zecha, N. Engler, J. Trautner)

In mittleren und polaren Breiten können im VHF-Bereich ungewöhnlich starke Rückstreusignale aus der sommerlichen Mesopausenregion nachgewiesen werden. Sie werden als (polare) mesosphärische Sommerechos ((P)MSE) bezeichnet. Nach der Installation des SOUSY-Svalbard-Radars auf Spitzbergen ( $78^{\circ}\text{N}$ ) werden sie in Kooperationen mit dem Max-Planck-Institut in Katlenburg-Lindau und der Universität Tromsø seit ein paar Jahren auch in sehr hohen arktischen Breiten beobachtet. Im Vergleich zu den Beobachtungen in mittleren (z.B. Kühlungsborn/ $54^{\circ}\text{N}$ ) und niedrigeren polaren Breiten (z.B. Andenes/ $69^{\circ}\text{N}$ ) lassen sich neben Gemeinsamkeiten auch einige Besonderheiten in den typischen PMSE-Eigenschaften feststellen. Diese werden hier am Beispiel des Jahres 2001 dargestellt.

Abb. 27.1 (oben) zeigt den jahreszeitlichen Verlauf der täglichen relativen PMSE-Häufigkeit über Spitzbergen. Wie in niedrigeren Breiten werden die ersten vereinzelten PMSE-Ereignisse Ende Mai und die letzten Ende August beobachtet. Auffällig ist jedoch die nahezu permanente Existenz von PMSE von Anfang Juni bis Mitte August und der schnelle Anstieg bzw. Abfall zu Beginn und zum Ende dieser Periode. Über Andenes werden dagegen nur um die Sommersonnenwende in über 90% des Tages mesosphärische Sommerechos detektiert, über Kühlungsborn beträgt die MSE-Häufigkeit im Mittel sogar weniger als 10%, die Echos treten hier nicht täglich auf. Anhand von Modelldaten für die mesosphärische Wasserdampfkonzentration sowie Temperatur- und Druckwerten, welche im Spätsommer 2001 aus raketengestützten Messungen über Spitzbergen gewonnen wurden, konnte bestätigt werden, dass das Auftreten von PMSE von einer Wasserdampfübersättigung im Mesopausenbereich abhängig ist und die dafür notwendigen Temperaturen bis Mitte August durchgehend existieren.

Mesosphärische Sommerechos treten über Kühlungsborn meistens als Einzelschichten auf, während sie über Andenes in etwa der Hälfte der Fälle als deutlich separierbare Mehrfachschichten zu beobachten sind. Über Spitzbergen überwiegen die Mehrfachschichten sogar. Abb. 27.1 (Mitte) zeigt den saisonalen Verlauf der täglichen Häufigkeiten von Einfach-, Zweifach- und Dreifachschichten. In der PMSE-Hauptsaison von Anfang Juni bis Mitte August beträgt das Verhältnis der Beobachtungszeiten von Einfach- zu Mehrfachschichten etwa 10:90. Zu Beginn und zum Ende der PMSE-Saison treten Mehrfachschichten dagegen wesentlich seltener auf. Zu diesen Perioden sind in den Häufigkeitskurven besonders deutlich die typischen 5-Tage-Variationen zu erkennen, welche schon seit längerer Zeit auch in niedrigeren Breiten bemerkt wurden und wahrscheinlich auf planetare Wellen zurückzuführen sind.

Der Höhenbereich, in dem PMSE gleichzeitig beobachtet werden, ist über Spitzbergen meistens deutlich weiter ausgedehnt als über Andenes oder Kühlungsborn. Abb. 27.1 (unten) zeigt den saisonalen Verlauf der täglichen mittleren vertikalen PMSE-Ausdehnung (durchgezogen) und die entsprechenden Standardabweichungen (gestrichelt). Diese mittlere PMSE-Dicke nimmt zum



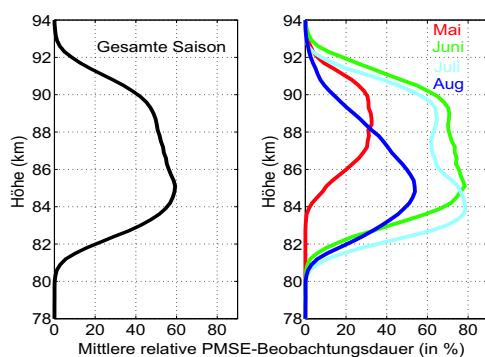
**Abb. 27.1:** Saisonale Variationen im Jahr 2001 über Spitzbergen: tägliches PMSE-Vorkommen (oben), Auftreten von PMSE-Schichten (Mitte) und mittlere vertikale PMSE-Ausdehnung (unten).

Beginn der PMSE-Saison schnell zu, beträgt während der Hauptsaison mehr als 6000 m, und nimmt zum Ende der Saison wieder deutlich ab. Nahezu während des gesamten Sommers sind auch hier 5-Tage-Variationen zu erkennen.

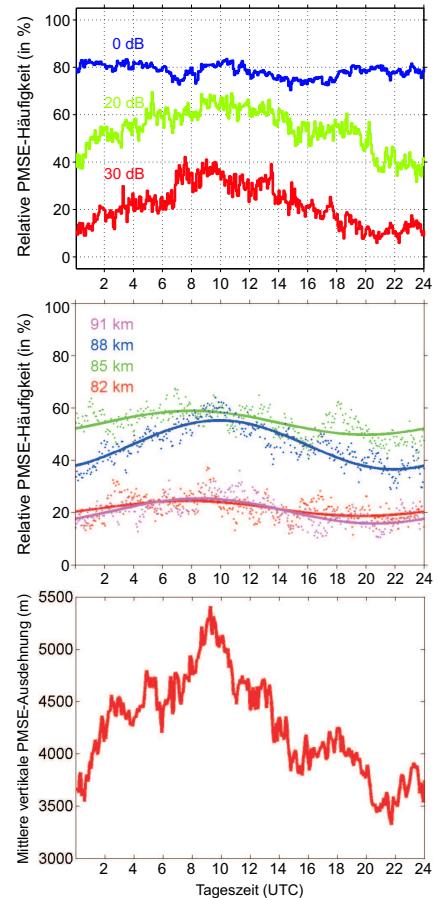
Wird die PMSE-Häufigkeit in Abhängigkeit von der Tageszeit untersucht, zeigen sich zunächst keine auffälligen Variationen (blaue Linie in Abb. 27.2 oben), da die Echos in der Hauptsaison nahezu kontinuierlich über den ganzen Tag auftreten. Werden jedoch nur starke Echos berücksichtigt (grüne und rote Kurve für Echos, die mindestens 20 bzw. 30 dB über dem Rauschen liegen), zeigt sich ein Tagesgang mit einem Maximum gegen 10 Uhr und einem Minimum gegen 22 Uhr. Über Andenes ist ein anderer Tagesgang (Maximum gegen 13 Uhr, Minimum gegen 20 Uhr) zu beobachten, über Kühlungsborn wird der Tagesgang (Maximum gegen 11 Uhr, nachts keine MSE) durch den Sonnenstand und die davon abhängige Elektronendichte in der Mesosphäre dominiert.

PMSE werden zwischen etwa 80 und 93 km beobachtet, wobei sie allerdings nicht gleichzeitig im gesamten Höhenbereich auftreten. In Abb. 27.2 (Mitte) sind beispielhaft die relativen PMSE-Häufigkeiten für einzelne Höhenkanäle separat dargestellt. Auffällige ist der ähnliche Tagesgang für alle Höhenkanäle. Werden jeweils die Einzelwerte durch eine ganztägige Welle approximiert, zeigen sich in allen Höhen Variationen mit einem Maximum gegen 10 Uhr und einem Minimum gegen 22 Uhr. Die Basiswerte und die Amplituden dieser Variationen sind im mittleren PMSE-Höhenbereich (85 und 88 km) aber deutlich größer als im Randbereich (82 und 91 km).

Der mittlere Höhenbereich, in dem gleichzeitig Radarechos oberhalb des Rauschniveaus detektiert werden, schwankt zwischen 3500 und 5500 m. Aus Abb. 27.2 (unten) wird ersichtlich, dass diese mittlere PMSE-Dicke gegen 10 Uhr am größten und gegen 22 Uhr am kleinsten ist und damit den gleichen Tagesgang zeigt wie die dargestellten Verläufe der stärke- und höhenabhängigen PMSE-Häufigkeiten.



**Abb. 27.3:** Höhenverteilung von PMSE über Spitzbergen: Gesamtverteilung im Sommer 2001 (links) und monatliche Verteilungen (rechts).



**Abb. 27.2:** Mittlere tageszeitliche Variationen über Spitzbergen: Häufigkeit von PMSE-Beobachtungen für verschiedene Signal-Rausch-Verhältnisse (oben) und Höhenkanäle (Mitte) sowie die vertikale PMSE-Ausdehnung (unten).

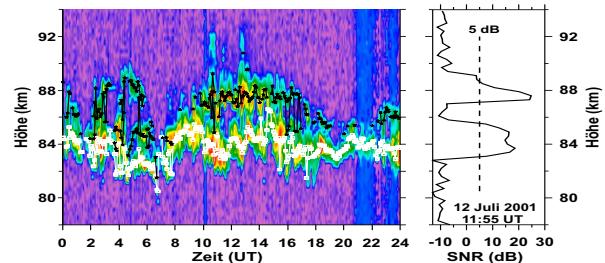
Wie in mittleren und hohen Breiten treten auch über Spitzbergen PMSE in Höhen zwischen 80 bis 93 km auf, wobei die Häufigkeit an den Grenzen dieses Bereichs geringer und in 85 km am größten ist. Die PMSE sind hier jedoch nicht symmetrisch um dieses Maximum verteilt (Abb. 27.3 links). Die separate Darstellung für die einzelnen Sommermonate in Abb. 27.3 (rechts) verdeutlicht, dass PMSE im Mai hauptsächlich oberhalb 84 km vorkommen, im Juni/Juli den gesamten Höhenbereich abdecken, und im August verstärkt im unteren Bereich auftreten. Es ist also insgesamt im Jahresverlauf ein Absinken des PMSE-Höhenbereiches zu registrieren. Über Andenes kann ebenfalls ein, wenn auch geringer ausgeprägtes, Absinken der PMSE beobachtet werden (vgl. Artikel 26).

## 28 Einfluss von Schwerewellen und Gezeiten auf die Bildung von Mehrfachschichten in der sommerlichen polaren Mesosphäre

(P. Hoffmann, M. Rapp, J. Fiedler, A. Serafimovich, W. Singer)

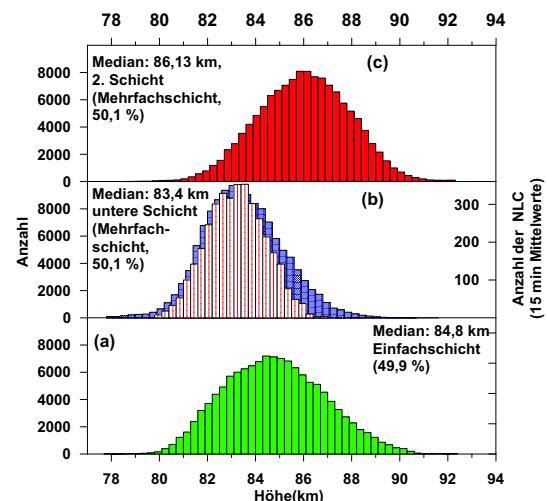
Polare mesosphärische Sommerechos (PMSE) werden vom IAP in Andenes ( $69^{\circ}$  N;  $16^{\circ}$  E) mit VHF-Radar-Beobachtungen seit 1994 intensiv untersucht. Ein besonderes Merkmal dieses Phänomens besteht darin, dass diese unerwartet starken Radarechos oft in Form von Mehrfachschichten auftreten, deren Bildung durch kurz- und langperiodische Schwerewellen und Gezeiten beeinflusst wird. Typische PMSE mit einer Doppelschicht, wie sie mit dem ALWIN-VHF Radar am 12. Juli 2001 gemessen wurden, sind in Abb. 28.1 dargestellt. Im folgenden werden die Mehrfachschichten aus einzelnen vertikalen Profilen (Abb. 28.1, rechts) durch Höhenbereiche identifiziert, in denen die Echos einen Signal-Rausch-Abstand (SNR)  $>5$  dB aufweisen und die zusätzlich durch SNR-Minima mit einer Differenz  $\geq 10$  dB zu den benachbarten Maxima getrennt sind. Zur Untersuchung der Häufigkeit des Auftretens der Mehrfachschichten und ihrer Höhenverteilung haben wir die nahezu kontinuierlich vorliegenden PMSE-Messungen der Jahre 1996-1997 und 1999-2004 für die Monate Juni und Juli ausgewertet. In diesen Monaten werden PMSE mit der größten Häufigkeitsrate beobachtet. Danach traten Einfachschichten mit einer Rate von ca. 50%, Doppelschichten mit ca. 33% und PMSE mit mehr als zwei Schichten in ca. 17% aller Fälle auf. Die Höhenverteilung der Mehrfachschichten wird als Histogramm in Abb. 28.2 gezeigt, im unteren Teil (a) für PMSE-Einfachschichten, im mittleren Teil (b) für die unterste Schicht im Fall von PMSE-Mehrfachschichten, und im oberen Teil (c) ist die Höhenverteilung der zweiten, darüberliegenden Schicht gezeigt. PMSE-Einfachschichten treten in einer mittleren Höhe von 84.8 km auf. Im Fall von Mehrfachschichten tritt die unterste Schicht in einer mittleren Höhe von 83.4 km auf und ist in einer überraschend guten Übereinstimmung mit der mittleren Höhenverteilung der NLCs (=noctilucent clouds), abgeleitet aus Messungen mit dem ALOMAR-RMR Lidar von 1997 – 2004.

Die Bildung dieser Mehrfachschichten kann mit Hilfe eines am IAP entwickelten mikrophysikalischen Modells zur Eisteilchenbildung (siehe auch Abschnitt 14) erklärt werden. Zur Untersuchung des Einflusses inertialer Schwerewellen auf die Schichtenbildung wurde die Simulation mit einer Störung der Temperatur (Abb. 28.3a) und des Vertikalwindes durch eine langperiodische Schwerewelle durchgeführt. Das in Abb. 28.3 dargestellte Ergebnis zeigt, dass die durch die Schwerewelle induzierte Temperaturvariation einen großen Einfluss auf das Höhenprofil der PMSE-Struktur hat. Im gezeigten Beispiel (Abb. 28.3c) kommt es zum Auftreten von drei

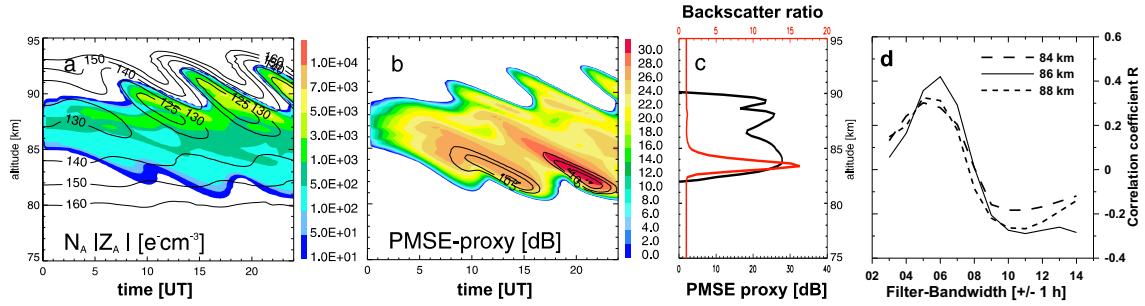


**Abb. 28.1:** Signal-Rausch-Verhältnis (SNR) in dB nach Messungen mit dem ALWIN-VHF-Radar in Andenes am 12. Juli 2001. Links: Höhen-Zeit-Schnitt für den ganzen Tag mit erkannten Doppelstrukturen. Rechts: Einzelnes Vertikalprofil.

durch Höhenbereiche identifiziert, in denen die Echos einen Signal-Rausch-Abstand (SNR)  $>5$  dB aufweisen und die zusätzlich durch SNR-Minima mit einer Differenz  $\geq 10$  dB zu den benachbarten Maxima getrennt sind.

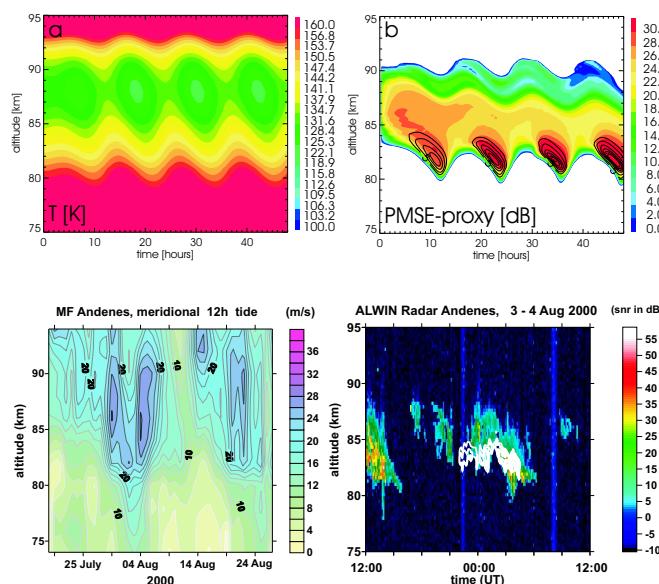


**Abb. 28.2:** Höhenverteilung der PMSE-Mehrfachschichten für die Jahre 1996-1997 und 1999-2004: (a,grün) PMSE-Einfachschichten; (b, blau) unterste Schichten im Fall von PMSE-Mehrfachschichten und NLC-Höhen von 1997-2004 (b, hell); (c,rot) darüberliegende zweite PMSE-Schichten im Fall von PMSE-Mehrfachschichten.



**Abb. 28.3:** Links (a-c): Mikrophysikalische Modellierung unter dem Einfluss einer langperiodischen Schwerewelle: (a) simulierte Eisteilchendichte (farbig) und die durch eine Schwerewelle (Periode 470 min; vertikale Wellenlänge 6 km) verursachten Temperaturvariationen (schwarz); (b) berechnete PMSE-Signalstärke (farbig) und Lidar-Rückstreuverhältnis bei 532 nm (schwarz); (c) PMSE-Höhenprofil (schwarz) und Lidar-Rückstreuverhältnis (rot) nach 11 h Simulation. Rechts (d): Korrelationskoeffizienten zwischen täglichen Werten der Varianzen aus MF-Radar-Winden für Perioden von 2–4h, 3–5h,...,13–15h in unterschiedlichen Höhen und der täglichen Rate des Auftretens von PMSE-Mehrfachschichten (1.6.-30.7.01).

ausgeprägten Schichten in 83.5, 88, und in 89.5 km Höhe. Analog zu den Beobachtungen (Abb. 28.2b) stimmt das Maximum der unteren Schicht mit der Höhe der NLC-Schicht überein. Eine experimentellen Bestätigung dieses Ansatzes wurde mit einer klimatologischen Untersuchung des Zusammenhangs zwischen dem Auftreten der Mehrfachschichten und langperiodischen Schwerewellen durchgeführt. Dazu wurden die Varianzen der Winde aus Messungen mit dem MF-Radar Andenes im Sommer 2001 für verschiedene Periodenbereiche von 2–4 h bis zu 13–15 h untersucht. Die stärkste Korrelation zwischen der täglichen Rate des Auftretens mehrfacher PMSE-Schichten (Abb. 28.3d) zeigte sich mit der Varianz der Winde für Perioden zwischen 5–7 h, in Übereinstimmung mit den mikrophysikalischen Simulationen.

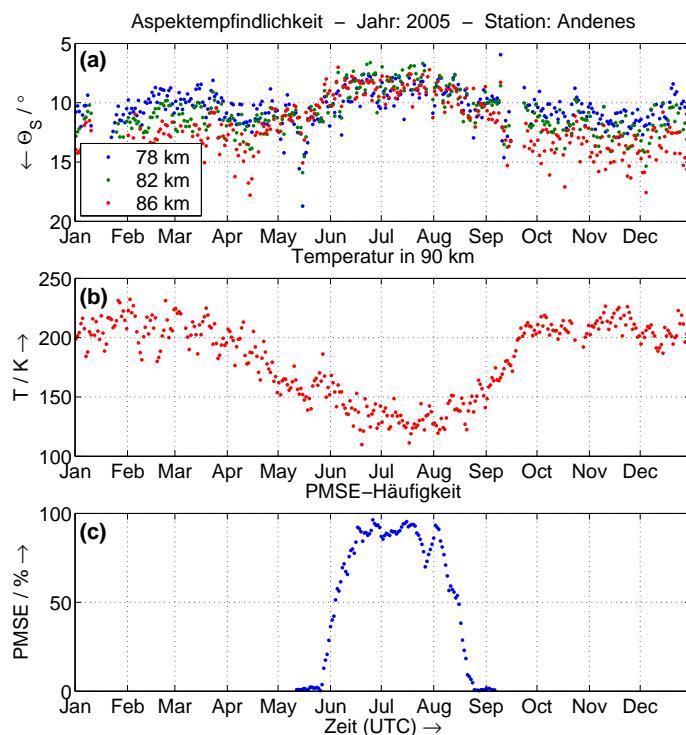


**Abb. 28.4:** Oben (a,b): Mikrophysikalische Modellierung unter dem Einfluss einer halbtägigen Gezeit: (a) durch die Welle (Periode 12 h, vertikale Wellenlänge 50 km) verursachte Temperaturvariationen, (b) simulierte PMSE-Stärke (farbig) und Lidar-Rückstreuverhältnis bei 532 nm (schwarz). Unten: (links) Amplitude der halbtägigen meridionalen Gezeit aus Messungen mit dem MF Radar Andenes; (rechts) PMSE und NLC (weisse Konturlinien) während starker Gezeitenaktivität.

Zur Untersuchung der Wirkung von Gezeiten auf die Schichtenbildung wurde die Modellierung unter dem Einfluss einer halbtägigen Gezeitenwelle (Abb. 28.4a) durchgeführt. Die Modellsimulation (Abb. 28.4b) führte zu starken PMSE mit 12 stündigen Variationen ohne ausgeprägte Doppelschicht, aber wiederum mit dem Auftreten von NLCs an der unteren Kante der PMSE-Schicht. Zur Überprüfung dieser Simulation mit realen Daten haben wir aus Beobachtungen mit dem MF Radar Andenes eine Periode mit erhöhter Gezeitenaktivität ausgewählt, in der Amplituden  $>30$  m/s in der halbtägigen Gezeit der meridionalen Windkomponente am 4.08.2000 auftraten (Abb. 28.4, unten links). Die während dieser Periode mit dem ALWIN-VHF Radar beobachteten PMSE-Strukturen (Abb. 28.4, unten rechts) und die mit dem ALOMAR-RMR Lidar beobachteten NLCs an der unteren Kante der PMSE-Schicht bestätigen das modellierte PMSE/NLC-Verhalten.

## 29 Jahreszeitliche Variation der Aspektempfindlichkeit von Radarstreuern auf 2 MHz und ihre Beziehung zu PMSE

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



**Abb. 29.1:** Jahreszeitliche Variation der Aspektempfindlichkeit (a), der Temperatur in 90 km (b) und der PMSE-Häufigkeit (c) nach Messungen in Andenes im Jahr 2005.

Variabilität gefunden, wobei die Aspektempfindlichkeit (a) charakteristische Verhalten der Aspektempfindlichkeit im Sommer (hohe Aspektempfindlichkeit) und Winter (niedrige Aspektempfindlichkeit) aufweist. Das charakteristische Verhalten der Aspektempfindlichkeit im Sommer wird im Weiteren mit anderen Radarexperimenten aus diesem Höhenbereich verglichen.

Mit dem SKiYMET-Meteorradar werden mittlere tägliche Temperaturen in Höhen um 90 km gemessen (s. Abbildung 29.1(b)). Der Jahresgang der Mesopausentemperatur ist durch ein sommerliches Minimum mit Temperaturen bis zu 120 K bestimmt. Temperaturen unterhalb von etwa 150 K sind Voraussetzung für die Bildung von Eisteilchen, die als leuchtende Nachtwolken (NLC) mittels Lidar beobachtet werden können und die für polare mesosphärische Sommerechos (PMSE) wichtig sind. Die Häufigkeit von PMSE aus Messungen mit dem ALWIN VHF-Radar (vgl. Artikel 22) wird in Abbildung 29.1(c) nach gleitender Mittelung über 6 Tage gezeigt. Offensichtlich gibt es einen Zusammenhang zwischen dem Auftreten von PMSE in VHF-Radarmessungen, den niedrigen Temperaturen der SKiMET-Meteorbeobachtungen und der erhöhten Aspektempfindlichkeit der MF-Radarmessungen.

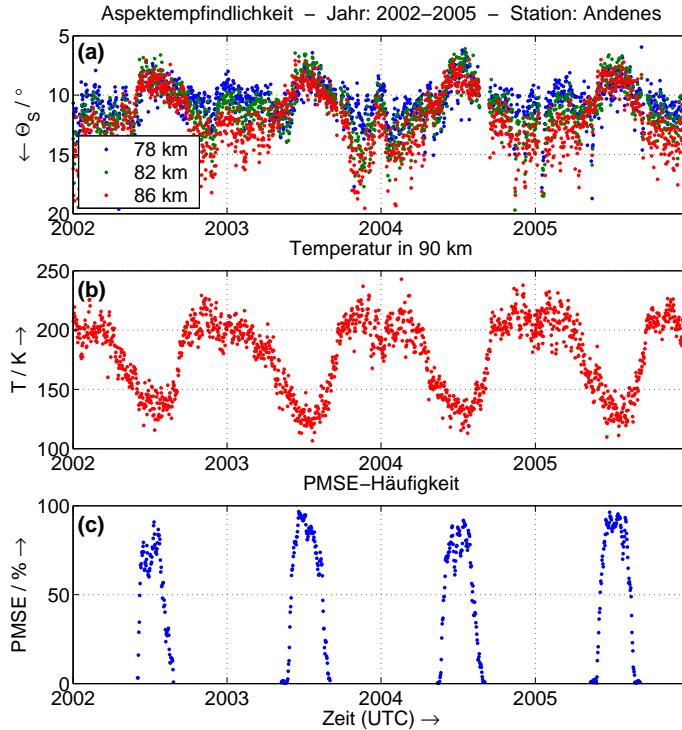
Dieser Zusammenhang ist kein Einzelphänomen des Jahres 2005, sondern wird jedes Jahr im Sommer beobachtet. Abbildung 29.2 zeigt den zeitlichen Verlauf der Aspektempfindlichkeit aus MF-Radarmessungen (a), der Temperatur (b) und der PMSE-Häufigkeit aus VHF-Radarmessungen (c) für die Jahre 2002 – 2005. Es wird deutlich, dass die Variation der Aspektempfindlichkeit eng mit der thermischen Struktur der Mesosphäre verknüpft ist.

Bisher wurden die Tagesmittel der einzelnen Parameter betrachtet. Der vermutete Zusammenhang zwischen Aspektempfindlichkeit und PMSE (niedrige Mesopausentemperatur) sollte auch im Einzelfall für Stundenmittelwerte nachweisbar sein. Abbildung 29.3 zeigt zwei Beispiele, in denen Stundenmittel für zwei Einzelfälle ausgewählt wurden. In Abb. 29.3(a) ist die PMSE-

Seit mehreren Jahren untersuchen wir die Rückstreuung von Radiowellen im Mittelwellenband bei 2 MHz aus der mittleren Atmosphäre. Das Andenes MF-Radar (vgl. Artikel 22), wird im *spaced antenna*-Modus betrieben und liefert das dreidimensionale Windfeld sowie die spektrale Breite und die Aspektempfindlichkeit als zusätzliche Parameter. Die Aspektempfindlichkeit ist ein Maß für die Anisotropie der rückstreuenden atmosphärischen Strukturen, aus dem auf die räumliche Ausdehnung der Streuzentren geschlossen werden kann.

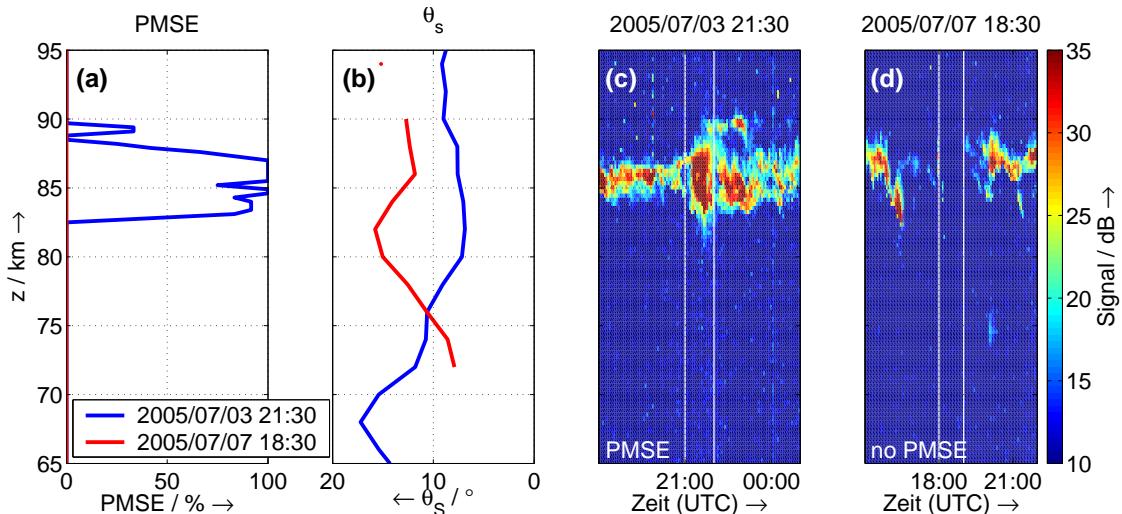
Der Jahresgang der Aspektempfindlichkeit  $\theta_s$  ist in Abbildung 29.1(a) für die Höhen 78, 82 und 86 km des Jahres 2005 dargestellt. Eine hohe Aspektempfindlichkeit (kleines  $\theta_s$ ) ohne ausgeprägte Höhenabhängigkeit wird während des polaren Sommers beobachtet. Im Winter und zu den Äquinoktien wird dagegen eine deutliche Höhenabhängigkeit und größere

Häufigkeit als Funktion der Höhe dargestellt und in (b) die Aspektempfindlichkeit. Es bildet sich eine hohe Aspektempfindlichkeit in den Höhenkanälen ab, wo eine starke PMSE beobachtet wird (blau). Das korrespondierende Zeitfenster ist in (c) durch die senkrechten Linien begrenzt. Für den zweiten Fall, wo keine PMSE beobachtet wird (vgl. Abb. 29.3(d)), ist deutlich eine niedrigere Aspektempfindlichkeit und eine Abnahme mit der Höhe (rot) zu erkennen. Somit ist das Auftreten von PMSE auch in erhöhten Stundenmittelwerten der Aspektempfindlichkeit nachweisbar.



**Abb. 29.2:** Variation der Aspektempfindlichkeit (a), der Temperatur in 90 km Höhe (b) und der PMSE-Häufigkeit (c) nach Messungen in Andenes in den Jahren 2002 – 2005.

Die hier vorgestellten Ergebnisse einer direkten Korrelation von hoher Aspektempfindlichkeit mit niedrigen Temperaturen und dem Auftreten von PMSE können zum (indirekten) Nachweis einer kalten Mesopausenregion unter Sommerbedingungen genutzt werden. Die jahreszeitliche Variation der Aspektempfindlichkeit von Radarstreuern auf 2 MHz steht in direkter Beziehung zu VHF-Radarechos, die unter polaren mesosphärischen Sommerbedingungen gemessen werden. Damit könnte ein indirekter Nachweis von PMSE auch an Standorten mit einem MF-Radar (z.B. Poker Flat) möglich sein, an dem kein VHF-Radar vorhanden ist. Weitere Untersuchungen zu diesem Phänomen unter Einbeziehung zusätzlicher Beobachtungen, wie z.B. NLC, sind für andere Stationen in polaren und mittleren Breiten geplant.



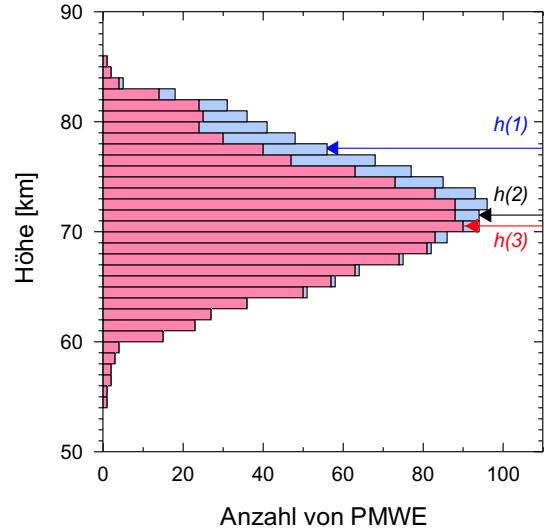
**Abb. 29.3:** Stundenmittelwerte der PMSE-Häufigkeit nach VHF-Messungen (a) und der Aspektempfindlichkeit nach MF-Messungen(b). Wurde PMSE gemessen (blau), ist die Aspektempfindlichkeit deutlich erhöht gegenüber Beobachtungen ohne gleichzeitiges Auftreten von PMSE (rote Kurve in (b)). (c) zeigt einen 6 h-Ausschnitt des VHF-Radarechos mit PMSE und (d) ohne PMSE, die Werte zwischen den weißen Linien wurden für die PMSE-Höhenprofile in (a) verwendet.

## 30 Klimatologie von PMWE aus mehrjährigen Radarmessungen in Andenes

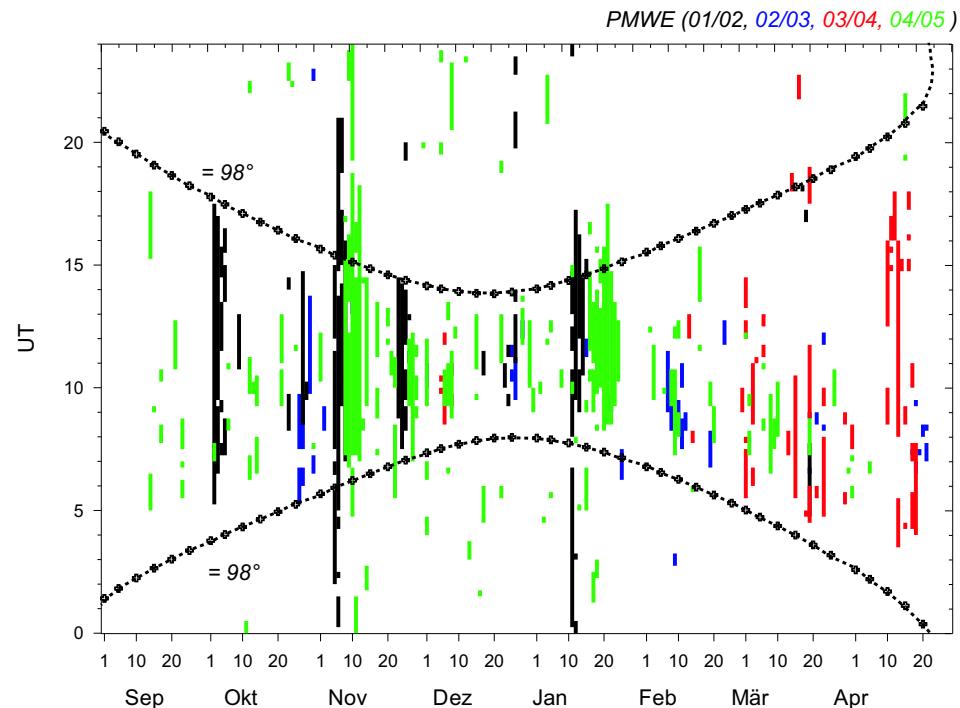
(O. Zeller, M. Zecha, J. Bremer, R. Latteck, W. Singer)

PMWE (*polar mesosphere winter echoes*) sind VHF-Radarechos, die während der Monate September bis April bevorzugt in polaren Breiten beobachtet werden. Im Gegensatz zu PMSE (*polar mesosphere summer echoes*), die in den Monaten Mai bis August auftreten, wurden PMWE bislang wenig erforscht. Ihre Häufigkeit ist mit 2,9% um 1–2 Größenordnungen geringer als die der PMSE mit ca. 80–90%. Wie bei den PMSE sind auch hier Strukturen in der Dichte freier Elektronen im Bragg-Scale für die Rückstreuung von Radarwellen erforderlich. Im folgenden werden einige charakteristische Ergebnisse der mit dem VHF-Radar in Andenes gemessenen PMWE aus dem Zeitraum von September 2001 bis April 2005 vorgestellt.

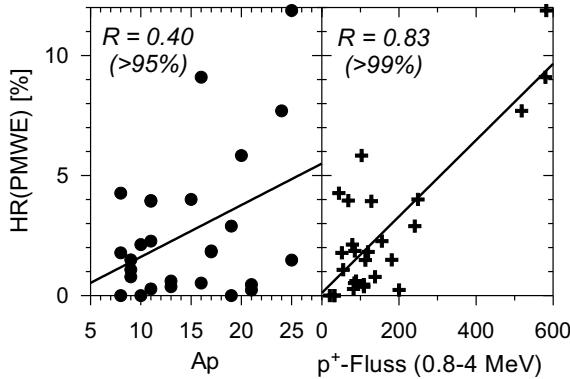
Abb. 30.1 zeigt die Höhenverteilung der PMWE. Demnach kommen PMWE in einer Höhe von 54–86 km vor und zum großen Teil während der Tageszeit, was oberhalb 60 km Höhe einem Zenitwinkel  $\chi \leq 98^\circ$  entspricht. Während der Tageszeit liegt der Medianwert  $h(3)$  der PMWE-Häufigkeit bei 70,5 km, nachts ( $\chi > 98^\circ$ ) dagegen bei 77,5 km ( $h(1)$ ) und insgesamt bei 71,5 km ( $h(2)$ ). Während



**Abb. 30.1:** Verteilung der PMWE in Abhängigkeit von der Höhe nach Radarmessungen in Andenes von September 2001 – April 2005; rote Balken zeigen PMWE während der Tageszeit ( $\chi \leq 98^\circ$ ), blaue Balken während der Nachtzeit, Pfeile zeigen die entsprechenden Medianwerte, siehe auch Text.



**Abb. 30.2:** PMWE von 2001–2005 in Abhängigkeit von der Tages- und Jahreszeit; die gestrichelte Linie markiert die Trennung von Tag- und Nachtbedingungen ( $\chi = 98^\circ$ )



**Abb. 30.3:** Korrelationen zwischen Monatsmitteln der PMWE-Häufigkeit über Andenes und denen des Ap-Indexes (links) sowie des Protonenflusses im Energiebereich von 0,8–4,0 MeV (rechts) von September 2001 – April 2005.

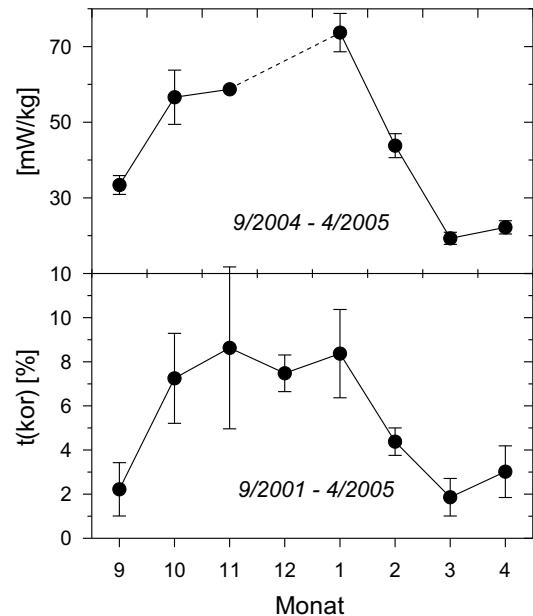
koppelt mit starken Ionisationserhöhungen infolge ausgeprägter Präzipitationsevents hochenergetischer Elektronen- oder Protonenflüsse.

Um die Abhängigkeit der PMWE von hochenergetischen Partikelflüssen überprüfen zu können, werden in Abb. 30.3 Monatsmittel der PMWE-Häufigkeit von Oktober 2001 bis April 2005 mit denen des Ap-Indexes (als Indikator für präzipitierende Elektronenflüsse) sowie des Protonenflusses im Energiebereich von 0,8–8 MeV aus Satellitendaten korreliert. In beiden Fällen existieren signifikant positive Korrelationen, besonders deutlich zwischen den PMWE und dem Protonenfluss. Auch die Korrelationen zwischen Tageswerten der entsprechenden Größen sind signifikant positiv (hier nicht gezeigt). Diese Ergebnisse bestätigen die starke Abhängigkeit der PMWE Häufigkeit vom Ionisationsniveau in der Mesosphäre.

Der mittlere saisonale Verlauf der PMWE-Häufigkeit von September 2001 bis April 2005 wird im unteren Teil von Abb. 30.4 dargestellt. Dabei wurde der Einfluss der solar bedingten Variationen auf die PMWE-Häufigkeit mit Hilfe einer Zweifachregression eliminiert und für eine konstante mittlere geomagnetische Aktivität und einen konstanten Protonenfluss berechnet. Außerdem wurden nur PMWE-Häufigkeiten während Tagesbedingungen ( $\chi \leq 98^\circ$ ) benutzt, um den saisonalen Gang der Tageslänge zu eliminieren. Die resultierende mittlere jahreszeitliche Variation der PMWE-Häufigkeit ist gekennzeichnet durch niedrige Werte zu den Äquinoktien und erhöhte Werte in den Wintermonaten. Im oberen Teil der Abb. 30.4 sind Monatsmittel der Energiedissipation  $\epsilon$  dargestellt als Maß für die Turbulenz in 70 km Höhe aus Messungen mit dem MF-Radar in Saura von September 2004 bis April 2005. Der sehr ähnliche jahreszeitliche Verlauf von PMWE-Häufigkeit und  $\epsilon$  ist ein wichtiges Indiz, dass die Neutralgasturbulenz ein bedeutender Faktor ist bei der Erzeugung von PMWE. Messergebnisse aus der ROMA-Kampagne im Januar 2005 (s. Artikel 31 und Artikel 11) bestätigen die Bedeutung der Turbulenz als Ursache für die Bildung von PMWE.

der Nachtzeit lagern sich die freien Elektronen an Neutralteilchen an und bilden negative Ionen. Da dieser Ionisationsverlust mit abnehmender Höhe zunimmt, treten PMWE in der Nacht bevorzugt in größeren Höhen auf in Übereinstimmung mit den in der Abb. 30.1 gezeigten Ergebnissen.

Die Abhängigkeit der PMWE von der Dichte freier Elektronen kann auch mit Hilfe der in Abb. 30.2 gezeigten tages- und jahreszeitlichen Variationen des Auftretens von PMWE demonstriert werden. Danach werden die meisten Winterechos tagsüber beobachtet (mittlere Häufigkeitsrate: 6.1%). Nächtliche Winterechos kommen dagegen wesentlich seltener vor (mittlere Häufigkeitsrate: 0.8%) und sind in der Regel ge-



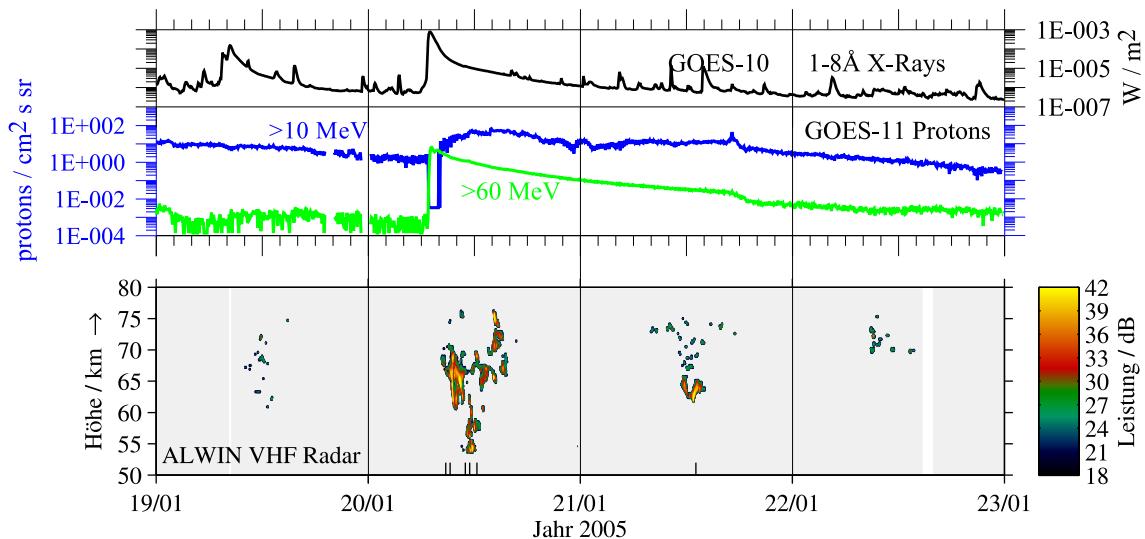
**Abb. 30.4:** Oben: Jahreszeitliche Variation der mittleren monatlichen Energiedissipationsrate in 70 km Höhe über Andenes nach Messungen mit dem MF-Radar in Saura. Unten: saisonaler Verlauf der PMWE-Häufigkeit bei konstanter geomagnetischer Aktivität ( $Ap = 15$ ) und konstantem Protonenfluss aus VHF-Radar Messungen in Andenes.

## 31 Gleichzeitige Radar- und Raketenbeobachtungen von polaren mesosphärischen Winterechos im Januar 2005

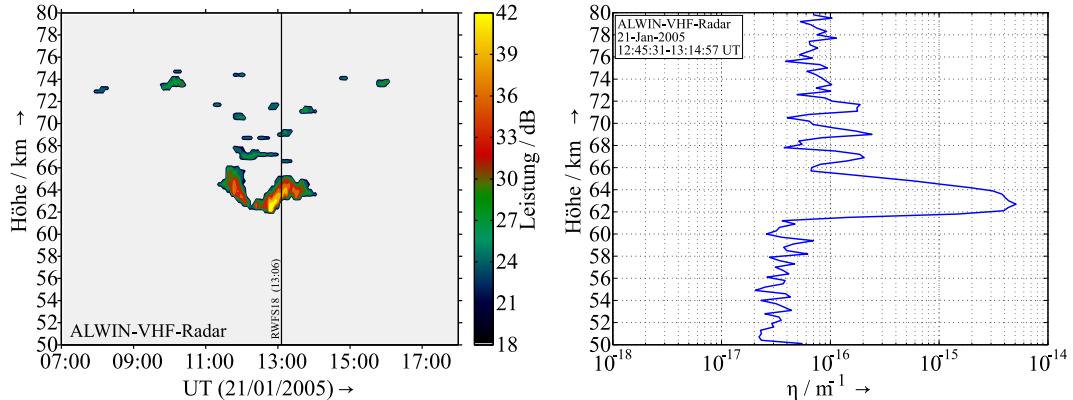
(W. Singer, R. Latteck, F.-J. Lübken, B. Strelnikov, M. Rapp, U. Scholze)

Das seltene Phänomen polarer mesosphärischer Winterechos (PMWE, siehe auch Beitrag 30) wurde erfolgreich mit Hilfe von meteorologischen Raketen und Radarmessungen im MF- und VHF-Bereich in Andenes im Januar 2005 während stark erhöhter solarer Aktivität und geomagnetisch gestörten Bedingungen beobachtet. Zielstellung der ROMA-Winterkampagne war die gleichzeitige Beobachtung von PMWE mit insitu Messungen und bodengebundenen Messverfahren zur weiteren Klärung der bisher wenig verstandenen Prozesse, die PMWE hervorrufen (siehe auch Beitrag 11).

Es wurden 18 meteorologische Raketen am 18., 20. und 21. Januar erfolgreich gestartet. Zwei instrumentierte Raketen haben Turbulenz und Elektronendichte am 18. Januar gemessen. Temperatur und Winde wurden aus 11 Starts von *Fallenden Kugeln* gewonnen, und vier Folienwolken-Flüge lieferten hochauflöste Winde zwischen 80 und 60 km. Die mesosphärischen Radarexperimente umfassten: a) PMWE-Beobachtungen mit dem ALWIN VHF-Radar; b) Windmessungen in Höhen von 50 – 98 km mit dem Andenes MF-Radar, dem Saura MF-Radar und dem Meteor-Radar und c) Messungen von Turbulenz und Elektronendichte mit dem Saura MF-Radar. Ausgesprochen starke PMWE über einen Höhenbereich von etwa 53 bis 78 km wurden am 18. und 20. Januar erfasst (s. Abb. 31.1). Die insitu gemessenen Elektronendichten lagen bei  $10^3$  und  $10^4$  Elektronen/cm<sup>3</sup> in Höhen von 53 – 62 km. Diese extrem hohen Werte in der unteren Mesosphäre erschwerten auf Grund der starken Radiowellenabsorption die MF-Radarbeobachtungen. Am 18. Januar wurde weiterhin eine stark erhöhte Riometerabsorption ( $\sim 3$  dB auf 38,2 MHz) über Andenes in Verbindung mit einem Magnetsturm gemessen, hervorgerufen durch hochenergetische Teilchen, die aus dem Strahlungsgürtel in niedrige Höhen eindringen. Die PMWE wurden während einer Periode erhöhter solarer und geomagnetischer Aktivität beobachtet, die die erhöhten Elektronendichten herab bis zu Höhen von etwa 50 km bewirkten. Wir konzentrieren uns deshalb im Folgenden auf die Beobachtungen am 21. Januar, wo alle mittels Radar messbaren Parameter verfügbar sind.



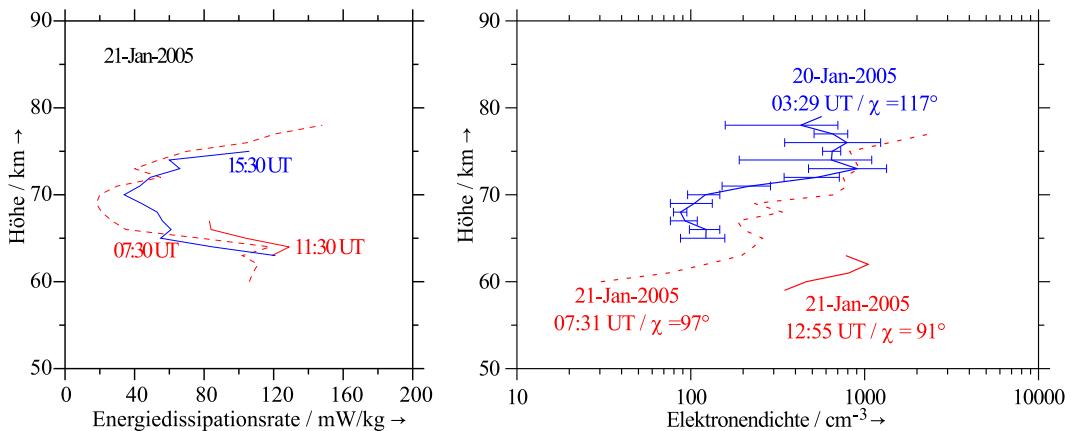
**Abb. 31.1:** 19.-22. Januar 2005 - Solare Aktivität nach Beobachtungen der GOES-Satelliten - Röntgenstrahlung im Bereich 0,1 nm-0,8 nm und Flüsse hoch energetischer Protonen für Energien  $> 10$  MeV und  $> 60$  MeV (oberes Bild) und polare mesosphärische Winterechos nach Beobachtungen des ALWIN VHF-Radars auf 53,5 MHz im (unteres Bild, Markierungen an der unteren Achse geben die Starts meteorologischer Raketen an).



**Abb. 31.2:** Polare mesosphärische Winterechos nach Beobachtungen des ALWIN VHF-Radars bei erhöhter geomagnetischer Aktivität und erhöhten solaren Protonenflüssen am 21. Januar 2005 (linkes Bild, 13:06 UT Start einer *Fallenden Kugel*) und Höhenprofil der Volumenreflektivität im Maximum des Ereignisses (rechtes Bild).

Das Auftreten von PMWE bei 53,5 MHz erfordert eine hinreichende Anzahl freier Elektronen für die Bildung der Radarstreuer bei der Bragg-Wellenlänge von etwa 3 m. Im Winter werden freie Elektronen durch das solare EUV und durch zusätzliche Röntgen- und Teilchenstrahlung bei erhöhter solarer und geomagnetischer Aktivität gebildet. Während der ROMA/PMWE Kampagne wurden PMWE unter Tagesbedingungen beobachtet (d.h. Höhen oberhalb von  $\sim 70$  km sind von  $\sim 07:00$ – $15:00$  UT von der Sonne beleuchtet). Zusätzlich haben die GOES-10/11 Satelliten in diesem Zeitraum Flüsse hoch energetischer solarer Protonen sowie zwei sehr starke Röntgenstrahlungsausbrüche am 17. und 20. Januar registriert (s. Abb. 31.1).

Am 21. Januar wurde eine starke, etwa 3,5 Stunden andauernde PMWE zwischen 62 und 66 km beobachtet (s. Abb. 31.2). Aus der absolut kalibrierten Echoleistung des ALWIN Radars resultiert eine maximale Volumenreflektivität von  $5 \cdot 10^{-15} m^{-1}$ , die etwa zwei Größenordnungen unter den Werten der sommerlichen PMSE liegt (siehe auch Beitrag 38). Die Turbulenzmessungen des Saura MF-Radars (s. linkes Bild von Abb. 31.3) zeigen an diesem Tag vor, während und nach dem PMWE-Ereignis Energiedissipationsraten von etwa  $20$  –  $120$  mW/kg, die ermittelten Elektronendichten sind dagegen nur während der PMWE um eine Größenordnung erhöht. Erst mit dem Auftreten der erhöhten Elektronendichte werden durch die vorhandene Neutralgasturbulenz die 3-m Strukturen im Elektronengas erzeugt, die die starken VHF-Radarechos bewirken. Diese Beobachtungen bestätigen, wie die Modellrechnungen in Kapitel 11 zeigen, dass Turbulenz ein wesentlicher Erzeugungsmechanismus für polare Winterechos ist.



**Abb. 31.3:** Stundenmittelwerte der turbulenten Energiedissipationsrate und Elektronendichte nach Beobachtungen des Saura MF-Radars auf 3,17 MHz im Maximum des PMWE-Ereignisses (12:55 UT, 11:30 UT) und bei nicht vorhandenen PMWE am 20./21. Januar 2005.

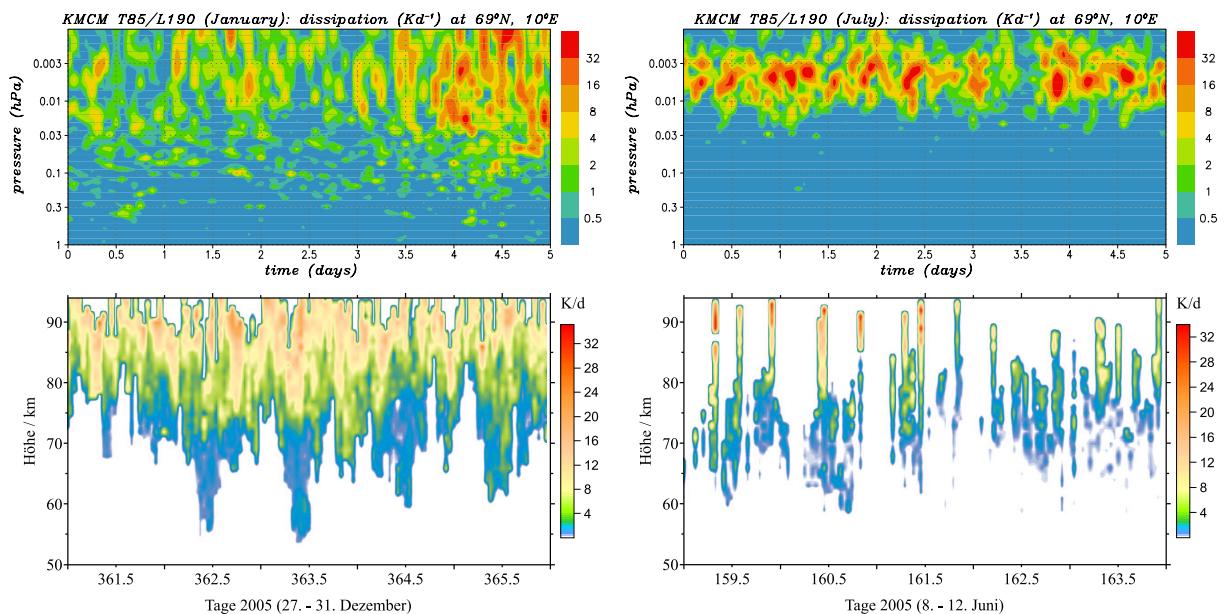
## 32 Jahreszeitliche Variationen der mesosphärischen Turbulenz

(W. Singer, R. Latteck, E. Becker, U. Scholze)

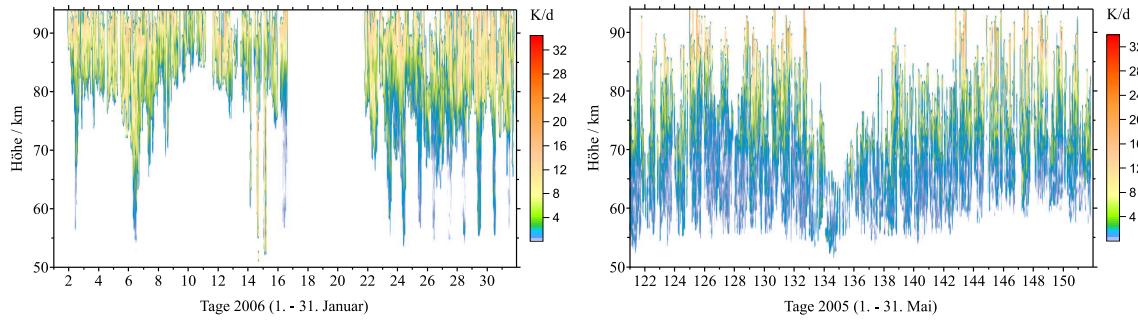
Raketengebundene Messungen der Turbulenz in Andenes in arktischen Breiten zeigten, dass die turbulente Erwärmung wesentlich zum Energiehaushalt der sommerlichen Mesospausenregion beiträgt. Turbulenz wird hier in einem relativ engen Höhenbereich zwischen etwa 80 und 95 km beobachtet mit mittleren Erwärmungsraten von etwa 10 K/d und maximalen Werten bei Einzelereignissen von bis zu 100 K/d. Im Winter wird Turbulenz in einem weitaus größeren Höhenbereich zwischen etwa 60 und 100 km gefunden, auch unterhalb von 80 km mit geringeren Erwärmungsraten von 1 – 2 K/d (entsprechend turbulenten Energiedissipationsraten von 10–20 mW/kg). Die Dynamik der Mesosphäre wird entscheidend durch die Ausbreitung interner Schwerewellen und ihrer Dissipation in Abhängigkeit vom Hintergrundwind kontrolliert.

Radarmessungen der spektralen Breite und des Windfeldes mit dem MF-Dopplerradar auf 3,17 MHz in Saura ermöglichen ganzjährig die Ermittlung der turbulenten Energiedissipationsrate im Höhenbereich von 50 bis 94 km mit einer zeitlichen Auflösung von einer Stunde und einer Höhenauflösung von 1 – 1,5 km (siehe Beitrag 33). Diese Beobachtungen werden kontinuierlich seit Oktober 2003 durchgeführt. Im Folgenden werden diese Messungen zusammen mit Ergebnissen des mechanistischen Klimamodells KMCM (siehe Beitrag 40) aus Modellläufen mit einer mit den Radarmessungen vergleichbaren hohen zeitlichen und räumlichen Auflösung diskutiert.

In Abb. 32.1 sind turbulente Erwärmungsraten für jeweils fünf Tage im Winter und Sommer, wie sie mit dem Klimamodell KMCM und mit den Radarbeobachtungen ermittelt wurden, dargestellt. Beide Datensätze zeigen eine vergleichbare, ausgeprägte Kurzzeitvariabilität. Die mit dem Modell simulierte Kurzzeitvariabilität resultiert unmittelbar aus der im Modell aufgelösten Schwerewellenaktivität und bestätigt die Annahme, dass die in der Mesosphäre beobachtete Turbulenz durch Schwerewellen hervorgerufen wird.



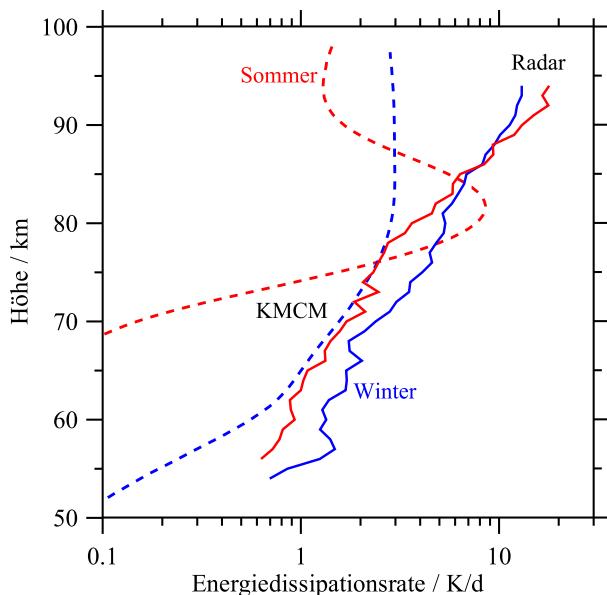
**Abb. 32.1:** Turbulente Erwärmungsraten (Stundenmittelwerte,  $\sim 1$  km vertikale Auflösung) nach Ergebnissen des mechanistischen Klimamodells KMCM für arktische Breiten ( $69^\circ\text{N}$ ,  $10^\circ\text{O}$ ) und MF-Radarbeobachtungen in Andenes ( $69^\circ\text{N}$ ,  $16^\circ\text{O}$ ) für 5 Tage unter Winter- und Sommerbedingungen. Obere Bilder - Ergebnisse der Modellläufe für den Höhenbereich von etwa 50 – 95 km, untere Bilder - Energiedissipationsraten aus Messungen der spektralen Breite von MF-Radarsignalen in Höhen zwischen 50 und 94 km).



**Abb. 32.2:** Tag-zu-Tag Variation der turbulenten Erwärmungsraten nach MF-Radarbeobachtungen in Andenes unter Winter- und Sommerbedingungen im Januar 2006 und Juni 2005.

Die aus Raketenmessungen bekannte jahreszeitliche Variabilität mit größeren Erwärmungsraten im Winter unterhalb von 80 km sowie hohen sommerlichen Erwärmungsraten oberhalb von 80 – 85 km wird ebenfalls gut wiedergegeben.

Weiterhin zeigen Modell- und Radardaten eine merkliche Variabilität von Tag zu Tag, die für einen Winter- und einen Sommermonat von Radardaten in Abb. 32.2 gezeigt wird. Zwischen dem 22. und 24. Januar wird eine Umstellung der Erwärmungsraten auf nahezu sommerliche Werte beobachtet. Diese erfolgte während einer stratosphärischen Erwärmung, die mit einer Umkehr des mesosphärischen Zonalwindes von Westwind im Winter auf sommerlichen Ostwind und weiterhin mit einer Absenkung der Temperatur im Bereich der Mesopause verbunden war. Die Messungen legen nahe, dass sich die Dissipation von Schwerewellen während einer stratosphärischen Erwärmung ähnlich wie im Sommer verhält. Diese Beobachtung wird Gegenstand weiterer Untersuchungen sein. Die Verfügbarkeit der Radardaten ist im Winter, bedingt durch die niedrige Elektronendichte (fehlende Radarstreuer) in Höhen unterhalb von 65 – 70 km, teilweise eingeschränkt. Die Messungen sind außerdem in Abhängigkeit von der Tages- und Jahreszeit durch gelegentlich auftretende Störungen durch Fremdsender eingeschränkt (u.a. ionosphärische Fernausbreitung von Sendern in den Tropen während der Polarnacht).



**Abb. 32.3:** Mittlere turbulente Erwärmungsraten für Sommer und Winter nach KMCM-Ergebnissen für  $61^{\circ}\text{N}$  und MF-Radardaten in  $69^{\circ}\text{N}$ .

Mittlere klimatologische Höhenprofile der turbulenten Erwärmungsraten für Sommer und Winter nach Radar- und Modellergebnissen sind in Abb. 32.3 dargestellt (KMCM-Daten: gestrichelte Linien, Radar-Daten: ausgezogene Linien, Sommer: rot, Winter: blau). Die Höhenprofile sind durch niedrige Erwärmungsraten unterhalb von etwa 80 km im Sommer charakterisiert, die Radardaten sind dabei im allgemeinen größer als die Modellresultate. Die größten Dissipationsraten von etwa 20 K/d finden die Radarbeobachtungen, ähnlich wie die insitu Messungen (siehe Kapitel 33), im Sommer in Höhen oberhalb von 80 - 85 km mit einem Maximum um etwa 90 km. Auch die Modelldaten zeigen ein ausgeprägtes Maximum, aber in etwa 10 km niedrigeren Höhen und in geographischen Breiten um  $60^{\circ}\text{N}$ .

### 33 Messung turbulenter kinetischer Energiedissipationsraten in der Mesosphäre mit dem Saura-MF-Radar

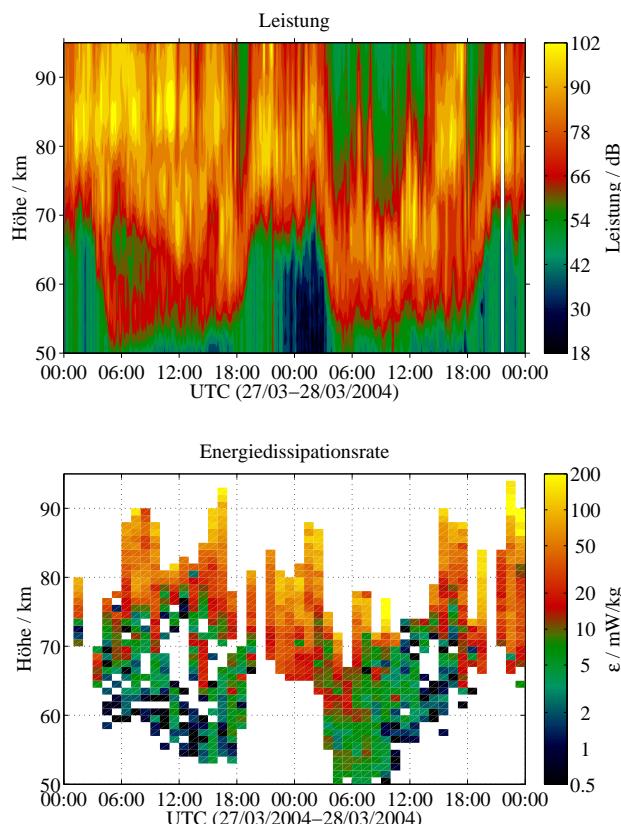
(R. Latteck, W. Singer, E. Becker, B. Strelnikov)

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. Erwärmungsraten können durch die Dissipation von turbulenter kinetischer Energie bestimmt werden. Bodengebundene Radarverfahren ermöglichen neben den direkten Raketenmessungen die kontinuierliche Bestimmung turbulenter kinetischer Energiedissipationsraten aus dem Spektrum der radialen Geschwindigkeiten im VHF- und MF-Bereich. Notwendige Bedingung dafür sind ein schmaler Antennenstrahl und eine flexible Radarsteuerung. Das Saura-MF-Radar auf Andøya besitzt diese Eigenschaften (siehe Kapitel 22), was die Anwendung solcher Verfahren erlaubt.

Die Breite des beobachteten Spektrums  $f_{obs}$  setzt sich aus dem durch turbulente Geschwindigkeitsfluktuationen hervorgerufenen turbulenten Anteil  $f_{turb}$  und einem durch den Hintergrundwind sowie Wellenaktivität bestimmten nichtturbulenten Anteil  $f_{non-turb}$  zusammen.

$$f_{obs}^2 = f_{turb}^2 + f_{non-turb}^2 \quad (2)$$

Unter Einbeziehung des Antennendiagramms und des simultan gemessenen Horizontalwindes ist eine genaue Bestimmung des nichtturbulenten Anteil möglich. Dieser rechenintensive Algorithmus wurde auf das Strahlungsdiagramm der Antenne des Saura-MF-Radars adaptiert und in die Echtzeit-Datenauswertung des Systems implementiert.



**Abb. 33.1:** Signalleistung (oben) und Energiedissipationsrate (unten) aus Messungen des Saura-MF-Radars.

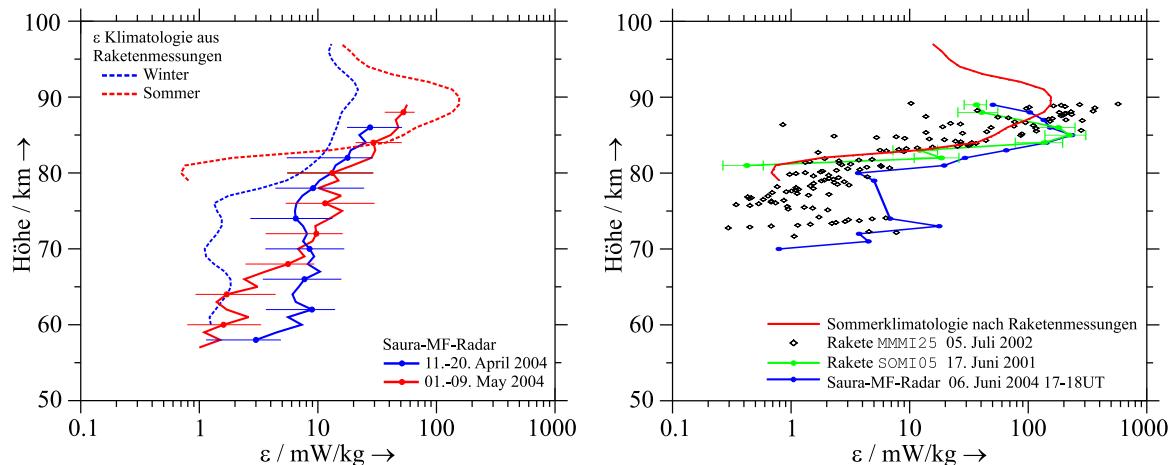
men. Der untere Teil der Abbildung 33.1 zeigt die ermittelten  $\epsilon$ -Werte, die kleine Werte  $\leq 10 \text{ mW/kg}$  unterhalb 70 km und größere Werte bis zu 200 mW/kg in größeren Höhen aufweisen.

Aus dem turbulenten Anteil der spektralen Verbreiterung des Spektrums, der sich aus dem nichtturbulenten Anteil und dem beobachteten Wert berechnen lässt, können dann unter bestimmten Annahmen Energiedissipationsraten bestimmt werden

$$\epsilon_{turb} \approx c \left( \frac{\lambda}{2} \right)^2 \frac{f_{turb}^2}{2 \ln 2} \omega_B \left( \frac{1}{c_f} \right)^{\frac{2}{3}} \quad (3)$$

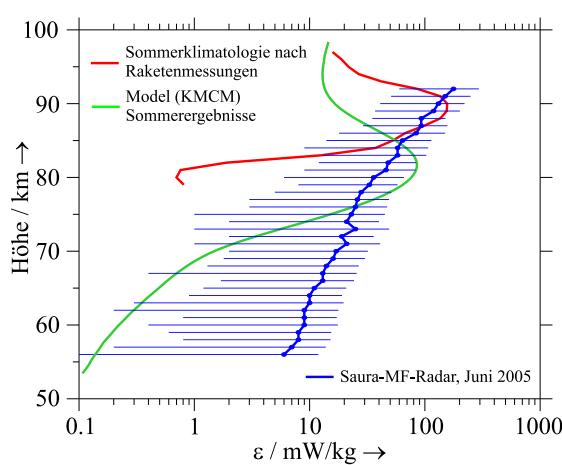
wobei  $\lambda$  die Radarwellenlänge,  $c$  eine Konstante ( $\approx 0.47$ ),  $\omega_B$  die Brunt-Väisälä-Frequenz und  $c_f$  ein Korrekturterm ( $\approx 1.9$ ) sind.

Abbildung 33.1 zeigt Ergebnisse solcher Messungen an einem Beispiel. Der dargestellte Zeitraum war durch eine erhöhte Ionisation als Folge geomagnetischer Störungen mit Partikelabregnung charakterisiert. Dies führte zu verstärkten Radarechos im Bereich unterhalb 70 km, wie im oberen Teil der Abbildung 33.1 anhand der empfangenen Echoleistung zu sehen ist. Unter solchen Bedingungen ist es möglich, verlässliche Windmessungen bis herunter zu 50 km durchzuführen, und letztendlich Energiedissipationsraten zu bestimmen.



**Abb. 33.2:** Links:  $\epsilon$ -Profile aus Radarbeobachtungen (durchgezogene Linien) und Raketenmessungen (gestrichelte Linien) vor (blau) und nach (rot) der Frühjahrsumstellung der mesosphärischen Zirkulation 2004. Rechts: Vergleich einzelner  $\epsilon$ -Profile aus Saura-MF-Radar-Beobachtungen und Raketenmessungen.

Abbildung 33.2 (links) zeigt als Beispiel der jahreszeitlichen Variation der turbulenten kinetischen Energiedissipationsrate Ergebnisse aus MF-Radar-Messungen vor und nach der Frühjahrsumstellung der mesosphärischen Zirkulation 2004 im Vergleich mit klimatologischen  $\epsilon$ -Profilen aus Raketenmessungen für Sommer- und Winterbedingungen. Die Radarprofile sind Medianwerte basierend auf Stundenmittelwerte der Zeiträume 11.-20. April und 1.-9. Mai 2004. Ostwärts gerichtete Winde wurden vor dem 20. April, westwärts gerichtete Winde wurden nach dem 1. Mai gemessen. Die Radarprofile zeigen unterhalb 70 km größere  $\epsilon$ -Werte im April (Winterbedingungen) als im Mai (Sommerbedingungen) und oberhalb 80 km das umgekehrte Verhalten und befinden sich in qualitativer Übereinstimmung mit den klimatologischen Ergebnissen aus Raketenmessungen. Dies wird ebenfalls im Vergleich einzelner Profile deutlich (Abbildung 33.2, rechts). Das gezeigte Radar-Profil (blau), basierend auf den größten gemessenen  $\epsilon$ -Werten einer Stunde Anfang Juni 2004, und das  $\epsilon$ -Profil einer Raketenmessung (grün) im Juni 2001 stimmen in Form und den absoluten Werten oberhalb 80 km sehr gut überein.



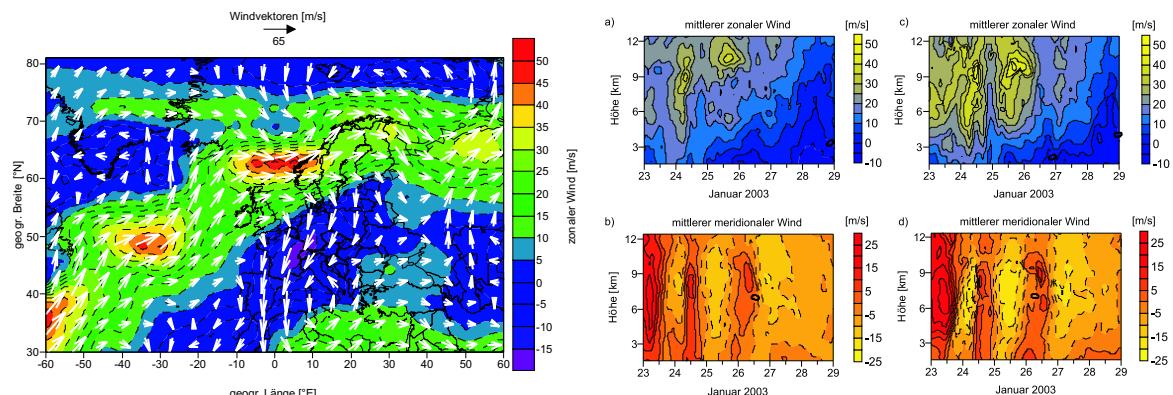
**Abb. 33.3:**  $\epsilon$ -Profile aus Radarbeobachtungen im Juni 2005 (blau), Sommerklimatologie nach Raketenmessungen (rot) und KCMC-Ergebnisse für Sommermodellierung (grün).

Raketenmessungen unterhalb 78 km im Sommer sind unklar. Es ist möglich, dass es zum Zeitpunkt der Raketenflüge in diesem Höhenbereich keine Turbulenz gab. Neuere Ergebnisse aus der MacWAVE/MIDAS-Raketenkampagne im Sommer 2002 erbrachten aber erstmalig den Beweis für die Existenz von Turbulenz im Neutralgas unterhalb 70 km im polaren Sommer.

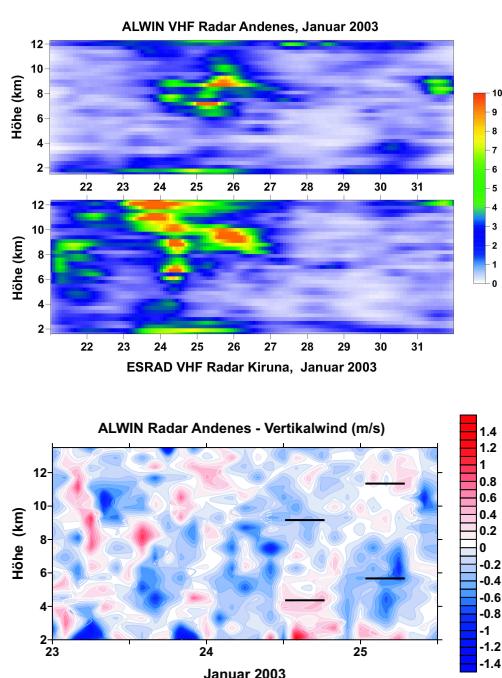
## 34 Analyse von Schwerewellen über dem Skandinavischen Bergrücken aus simultanen VHF Radarbeobachtungen

(P. Hoffmann, A. Serafimovich, D. Peters, R. Latteck)

Zur Untersuchung der Anregung und Ausbreitung atmosphärischer Schwerewellen bei zusätzlichem Einfluss orographisch angeregter Gebirgswellen wurde im Januar 2003 die internationale MacWAVE Kampagne auf der Basis koordinierter Messungen mit Radiosonden, meteorologischen Raketen sowie bodengebundenen Messungen auf beiden Seiten des Skandinavischen Bergrückens durchgeführt. Dazu wurden auch Sondierungen mit dem ALWIN – VHF Radar in Andenes und dem um ca. 250 km entfernten ESRAD – VHF Radar in Kiruna eingesetzt.



**Abb. 34.1:** Links: Zonaler Wind und Windvektoren aus ECMWF-Analysen für die 500 hPa-Fläche am 24.01.2003, 12 UT. Rechts: Mittlere zonale und meridionale Winde in Andenes (a,b) und in Kiruna (c,d).

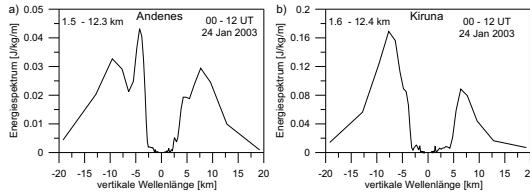


**Abb. 34.2:** Oben: Varianzen der horizontalen Winde für Perioden zwischen 4 und 40 h in Andenes und Kiruna. Unten: Mittlere Vertikalwinde aus Doppler-Messungen mit dem ALWIN-VHF Radar in Andenes.

wendig. Diese Wellen können durch Phasen erhöhter Vertikalgeschwindigkeiten diagnostiziert werden. Abb. 34.2 (unten) zeigt mittlere vertikale Winde aus Dopplermessungen mit dem

Während der Messkampagne vom 24. – 26.01. waren gute Bedingungen zur Anregung von Schwerewellen durch das Auftreten eines nordostwärts gerichteten Starkwindgebietes in Richtung des Skandinavischen Bergrückens südlich der Andenes – Kiruna Region gegeben (Abb. 34.1, links). Die aus den Radarmessungen an beiden Seiten des Gebirges abgeleiteten mittleren zonalen und meridionalen Winde werden im rechten Teil von Abb. 34.1 dargestellt. Die zeitliche Entwicklung der zonalen und meridionalen Winde zeigt Variationen mit einer Periode von 1 – 2 Tagen mit einem Maximum am 24. und 25. Januar. Die Wellenaktivität während der gesamten MacWAVE-Winterkampagne wird in Abb. 34.2 (oben) durch die aus Waveletanalysen abgeleiteten Varianzen der Windwerte für Perioden zwischen 4 und 40 Stunden dargestellt. Danach treten in Andenes die stärksten Varianzen im Höhenbereich zwischen 6 und 10 km während der MacWAVE Kampagne vom 24. – 26. Januar auf. Auf der Leeseite des Gebirges in Kiruna sind die Varianzen stärker und zeigen sich auch in Höhen oberhalb 10 km. Zur Untersuchung der durch Starkwindgebiete erzeugten Trägheitsschwerewellen ist eine Separierung orographisch angeregter Gebirgswellen notwendig. Diese Wellen können durch Phasen erhöhter Vertikalgeschwindigkeiten diagnostiziert werden. Abb. 34.2 (unten) zeigt mittlere vertikale Winde aus Dopplermessungen mit dem

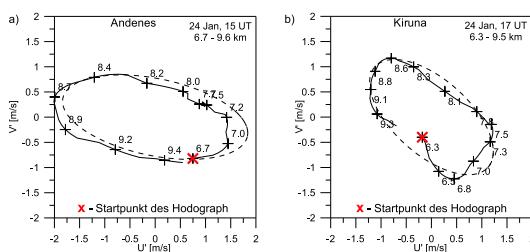
ALWIN-VHF Radar. Die horizontalen Linien markieren Maxima und Minima der Vertikalwinde, ihr Abstand von  $\sim 5$  km am 24. – 25. Januar entspricht einer vertikalen Wellenlänge von  $\sim 10$  km. Die Phasenänderung im Höhen-Zeit-Schnitt der Vertikalwinde vom 24. zum 25. Januar steht im Zusammenhang mit den Änderungen der Horizontalwinde (Abb. 34.1, rechts).



**Abb. 34.3:** Mittlere Rotationsspektren aus Windmessungen in Andenes (a) und Kiruna (b) nach Filterung für Perioden von 8 – 18 h.

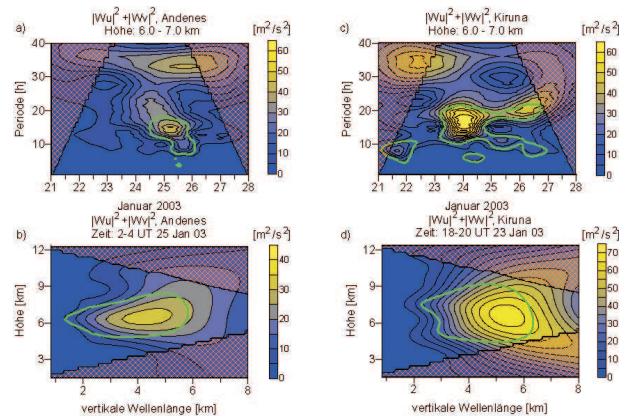
nanz der negativen Anteile der Rotationsspektren der Wellen mit vertikalen Wellenlängen von  $\sim 10$  km für Andenes und  $\sim 7$  – 8 km in Kiruna kann auf eine aufwärtsgerichtete Energieausbreitung geschlossen werden, wie sie für orographisch angeregte Gebirgswellen üblich ist. Die für Andenes ermittelte vertikale Wellenlänge von  $\sim 10$  km entspricht in erster Näherung der Struktur der Vertikalwinde (Abb. 34.2, unten).

Zur Separierung und weiteren Untersuchung der Trägheitsschwerewelle mit der vertikalen Wellenlänge von  $\sim 5$  km und ihrer Beziehung zu dem in der oberen Troposphäre beobachteten Starkwindgebiet wurde eine Wavelet-Analyse der an beiden Standorten gemessenen Windwerte durchgeführt (Abb. 34.4). Aus den Wavelet-Transformationen der Zeitreihen der Winde(a,c) wurde das Auftreten signifikanter Perioden von ca. 12 – 14 h für die Zeit vom 24. – 26. Januar 2003 an beiden Radarstandorten diagnostiziert. Die im unteren Teil von Abb. 34.4 dargestellten Ergebnisse der Wavelet-Analyse der vertikalen Windprofile der Horizontalwinde ergaben dominierende vertikale Wellenlängen von 4 – 5 km in einer Höhe von ca. 6 – 7 km mit größeren Amplituden in Kiruna.



**Abb. 34.5:** Hodograph-Analysen (ausgezogene Linie - Windfluktuationen, gestrichelt - angepasste Ellipse) angewandt auf Radarmessungen in Andenes (a) am 24.01.03, 15:00 UT und in Kiruna (b) am 24.01.03, 17:00 UT.

Die Auswertung der mittleren Rotationsspektren (Abb. 34.3) aus den nur in der Zeit gefilterten zonalen und meridionalen Winden ergab in Andenes die Existenz einer dominierende Welle mit einer vertikalen Wellenlänge von  $\sim 10$  km sowie einer zweiten Welle mit einer vertikalen Wellenlänge von 4 – 5 km. In Kiruna auf der Lee-Seite des Skandinavischen Bergrückens werden größere Amplituden der dominierenden Welle mit einer vertikalen Wellenlänge von 7 – 8 km beobachtet. Aus der Dominanz der negativen Anteile der Rotationsspektren der Wellen mit vertikalen Wellenlängen von  $\sim 10$  km für Andenes und  $\sim 7$  – 8 km in Kiruna kann auf eine aufwärtsgerichtete Energieausbreitung geschlossen werden, wie sie für orographisch angeregte Gebirgswellen üblich ist. Die für Andenes ermittelte vertikale Wellenlänge von  $\sim 10$  km entspricht in erster Näherung der Struktur der Vertikalwinde (Abb. 34.2, unten).



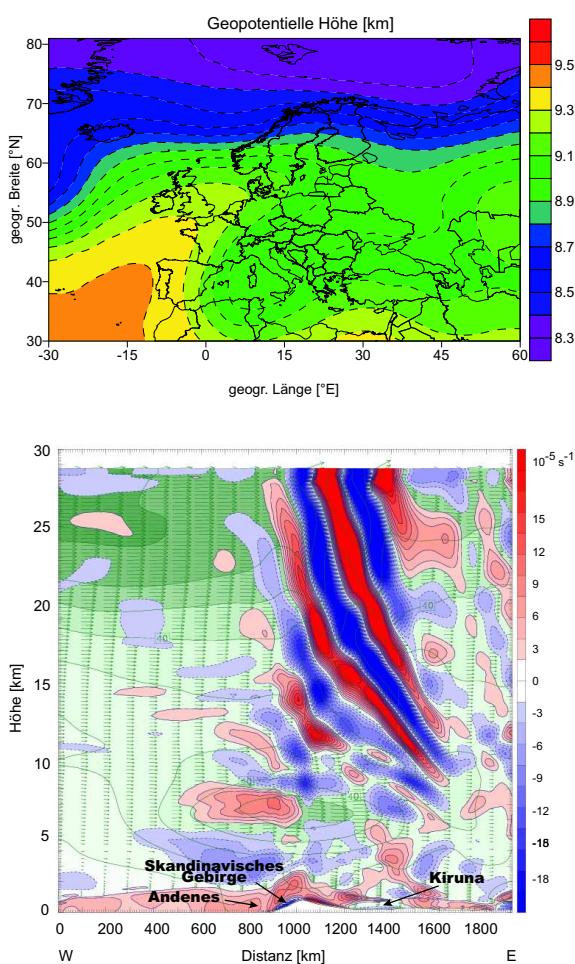
**Abb. 34.4:** Wavelet-Transformation der zonalen und meridionalen Windkomponenten in Andenes (a,b) und Kiruna (c,d), im oberen Teil (a,c) als Wavelet-Transformation über der Zeit für Höhen von 6 – 7 km, im unteren Teil(b,d) als Wavelet-Transformation der Windprofile für feste Zeiten.

Für beide Standorte zeigen die Hodographen (Abb. 34.5) eine Drehrichtung entgegen dem Uhrzeigersinn, die einer abwärts gerichteten Energieausbreitung der Schwerewelle entspricht. Auf diese Weise kann auf eine mögliche Anregung der Schwerewelle durch das Starkwindgebiet in der oberen Troposphäre geschlossen werden. Aus dem Verhältnis der großen zur kleinen Halbachse der gefiteten Ellipse ergibt sich eine intrinsische Periode der Schwerewelle von 5.2 h für Andenes bzw. von 6.4 h für Kiruna. Weitere Ergebnisse im Vergleich mit Resultaten der mesoskaligen Modellierung werden im Abschnitt 35 diskutiert.

## 35 Radar-Beobachtungen und Model-Simulationen von Trägeschwerewellen während der MaCWave Kampagne

(A. Serafimovich, P. Hoffmann, Ch. Zülicke, D. Peters, W. Singer)

Zur weiteren Interpretation der im Abschnitt 34 dargestellten experimentellen Untersuchungen von Schwerewellen während der MaCWave-Kampagne im Januar 2003 wurden auch Simulationen mit dem mesoskaligen Modell (MM5) einbezogen. Derartige Modellierungen tragen wesentlich zum Verständnis der Erzeugung und Ausbreitung von Schwerewellen und ihrer Raumzeitstruktur bei. Sie ergänzen sich sehr gut mit den zeitlich und vertikal hochauflösten kontinuierlichen Messungen des ALWIN – VHF Radars in Andenes, die wiederum auch zur Validierung der Modellierungsergebnisse genutzt werden.



**Abb. 35.1:** Oben: Signaturen einer Rossby-Welle im Geopotential aus ECMWF-Analysen für 300 hPa am 24.01. 2003, 12 UT. Unten: MM5-Simulationen des vertikalen Verlaufs der horizontalen Divergenz (rot-negativ, blau-positiv) und des mittleren Zonalwindes (grün) entlang der Linie Andenes – Kiruna (24.01.2003; 04 UT).

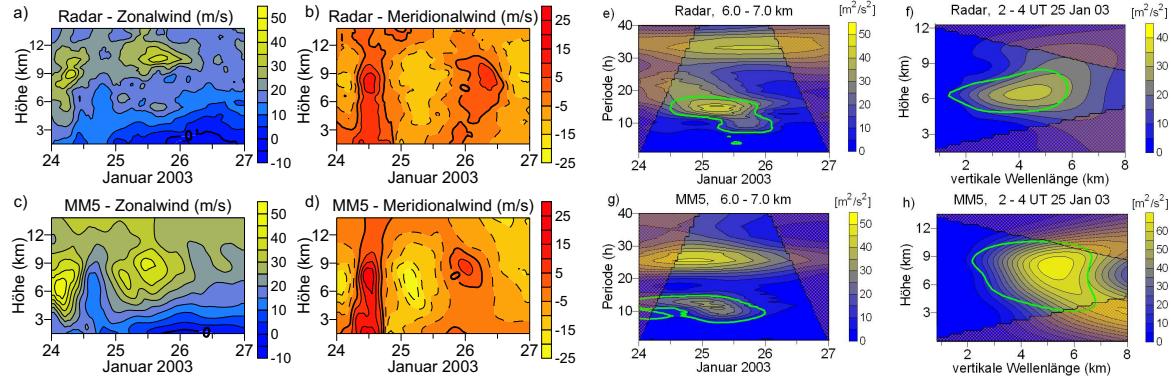
Auflösung von ca. 3 km beruht, ist die Übereinstimmung erstaunlich gut.

Die aus den Messungen und dem Modell abgeleiteten Wavelet-Transformationen zur Bestimmung der dominierenden vertikalen Wellenlängen und beobachteten Perioden als Funktionen von Höhe und Zeit sind in Abb. 35.2 (rechts) dargestellt. Die Wavelet-Transformation der Daten des ALWIN – VHF Radar in Andenes zeigen eine signifikante Welle mit einer beobachteten Periode von  $\sim 10 - 13$  h (Abb. 35.2, e) und eine vertikale Wellenlänge von 4 – 5 km

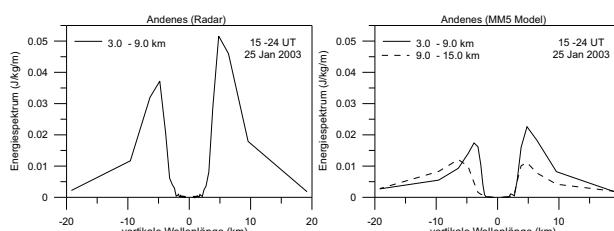
Die synoptische Situation während der MaCWave Kampagne im Januar 2003 war durch das Auftreten einer polwärts brechenden Rossby-Welle geprägt, deren Signatur in Abb. 35.1 (oben) durch die geopotentiellen Höhen in der 300 hPa Druckfläche aus ECMWF-Analysen für den 24. Januar 2003 dargestellt wird, und die zu einem vorwiegend ostwärts gerichteten Starkwindgebiet unterhalb der Tropopausenhöhe im Süden von Andenes führte. Das MM5-Modell (Abb. 35.1, unten) beschreibt die mesoskalige Struktur recht gut. Da Trägeschwerewellen mit Abweichungen vom geostrophischen Gleichgewicht verbunden sind, kann die Divergenz der horizontalen Winde als Indikator für Schwerewellen genutzt werden. Sie zeigt am 24. Januar 2003 um 4 UT klare Gebirgswellen ostwärts des Skandinavischen Gebirgsrückens. Diese Struktur erscheint etwas gestört im Tropopausenbereich. Die zeitliche Entwicklung der Wellenmuster (hier nicht gezeigt) ergab aufwärts gerichtete Wellen in der Stratosphäre und abwärts gerichtete in der Troposphäre. Diese Wellen werden auch als Jet-induzierte Wellen bezeichnet, da das Starkwindgebiet in der oberen Troposphäre ihre Energiequelle darstellt.

Abb. 35.2 (links) beschreibt die mittleren Zonal- und Meridionalwinde über Andenes, abgeleitet aus Radarmessungen (a,b) und aus MM5-Modellläufen (c,d) für die Zeit vom 24. – 26.01.2003. Obwohl die Initialisierung des MM5-Modells auf ECMWF Daten mit einer zeitlichen Auflösung von 6 h und einer vertikalen

(Abb. 35.2, f). Ähnliche Strukturen ergeben sich in den gemittelten Wavelet-Spektren der zonalen und meridionalen Winde, die aus dem MM5-Modell abgeleitet wurden (Abb. 35.2, g, h). Die Wavelet-Transformation der Zeitreihen für 6 – 7 km Höhe (Abb. 35.2, g) zeigt ein signifikantes Wellenereignis am 25. Januar 0 – 12 UT mit einer Periode von  $\sim$ 13 h. Die auf die Vertikalprofile der Horizontalwinde angewandte und über 2 h gemittelte Wavelet-Transformation (Abb. 35.2, h) ergab eine signifikante vertikale Wellenlänge von  $\sim$ 5 km.



**Abb. 35.2:** Links (a – d): Zonal- und Meridionalwinde in Andenes, abgeleitet aus Radarmessungen (a,b) und aus MM5-Modellläufen (c,d) vom 24. – 26.01.2003. Rechts (e – h): Wavelet-Transformationen der Horizontalwinde aus Messungen mit dem ALWIN – VHF Radar(e, f) und Simulationen mit dem MM5-Modell(g, h), in (e, g) als gemittelte Wavelet-Transformation der Zeitreihen für Höhen von 6 – 7 km, in (f, h) als Wavelet-Transformation der Windprofile für feste Zeiten.



**Abb. 35.3:** Rotationsspektren aus vertikalen Profilen der Horizontalwinde für Höhen von 3 – 9 km (—) und 9 – 15 km (---), gemittelt über 9 h. Die ALWIN - Radardaten (links) und die MM5-Modelldaten (rechts) wurden gefiltert für Perioden zwischen 8 und 18 h und vertikale Wellenlängen von 2 – 8 km.

tosphäre hin, so dass die Anregung der Schwerewelle nachgewiesen wurde. Die mittels Stokes-Parameter-Analyse und Auswertung der Dispersions- und Polarisationsbeziehungen abgeleiteten Schwerewellenparameter (Tabelle 35.1) zeigen eine recht gute Übereinstimmung.

Abb. 35.3 zeigt die Rotationsspektren der ALWIN Radar-Daten (links) und der MM5-Modellergebnisse (rechts). Durch die Wahl der Filterparameter auf der Basis der Wavelet-Transformationen wurde der Einfluss einer dominierenden Gebirgswelle mit einer vertikalen Wellenlänge von ca. 10 km (siehe auch Abschnitt 34) unterdrückt. Die Differenz zwischen dem negativen und positiven Teil der Spektren weist auf eine abwärts gerichtete Energieausbreitung in der Troposphäre und eine aufwärts gerichtete Energieausbreitung in der unteren Stratosphäre hin, so dass die Anregung der Schwerewelle nachgewiesen wurde. Die mittels Stokes-Parameter-Analyse und Auswertung der Dispersions- und Polarisationsbeziehungen abgeleiteten Schwerewellenparameter (Tabelle 35.1) zeigen eine recht gute Übereinstimmung.

**Tab. 35.1:** Schwerewellenparameter aus dem MM5-Modell und Radar-Beobachtungen

	MM5 Modell	ALWIN Radar Andenes	ESRAD Radar Kiruna
Ausbreitungsrichtung	142 °	168 °	158 °
Intrinsische Periode	4,1 h	5,6 h	4,3 h
Beobachtete Periode	12,8 h	12,8 h	12,8 h
vertikale Wellenzahl	$1,3 * 10^{-3} \text{ m}^{-1}$	$1,4 * 10^{-3} \text{ m}^{-1}$	$1,3 * 10^{-3} \text{ m}^{-1}$
vertikale Wellenlänge	4,8 km	4,6 km	4,8 km
horizontale Wellenzahl	$-3,7 * 10^{-5} \text{ m}^{-1}$	$-2,7 * 10^{-5} \text{ m}^{-1}$	$-3,6 * 10^{-5} \text{ m}^{-1}$
horizontale Wellenlänge	171 km	231 km	174 km

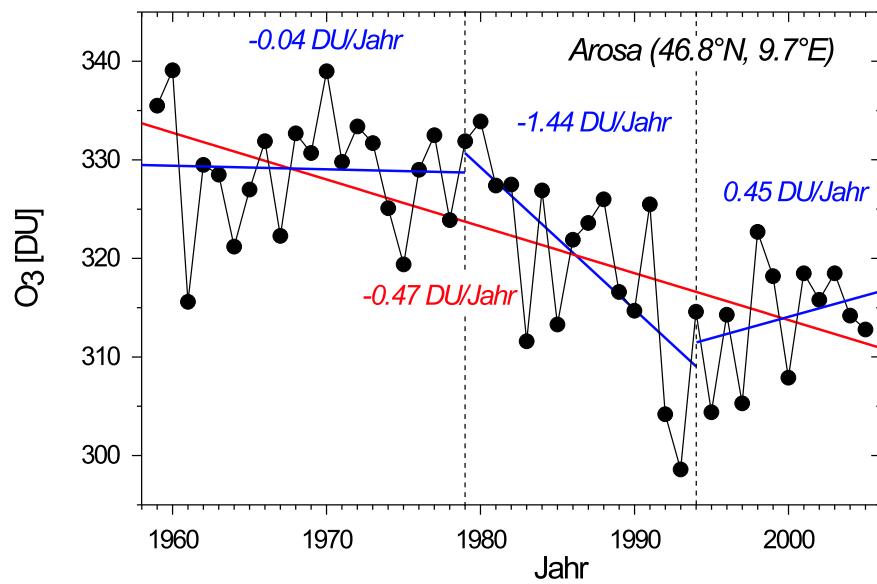
## 36 Einfluss von Ozonvariationen auf Trends in der Mesosphäre mittlerer Breiten

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

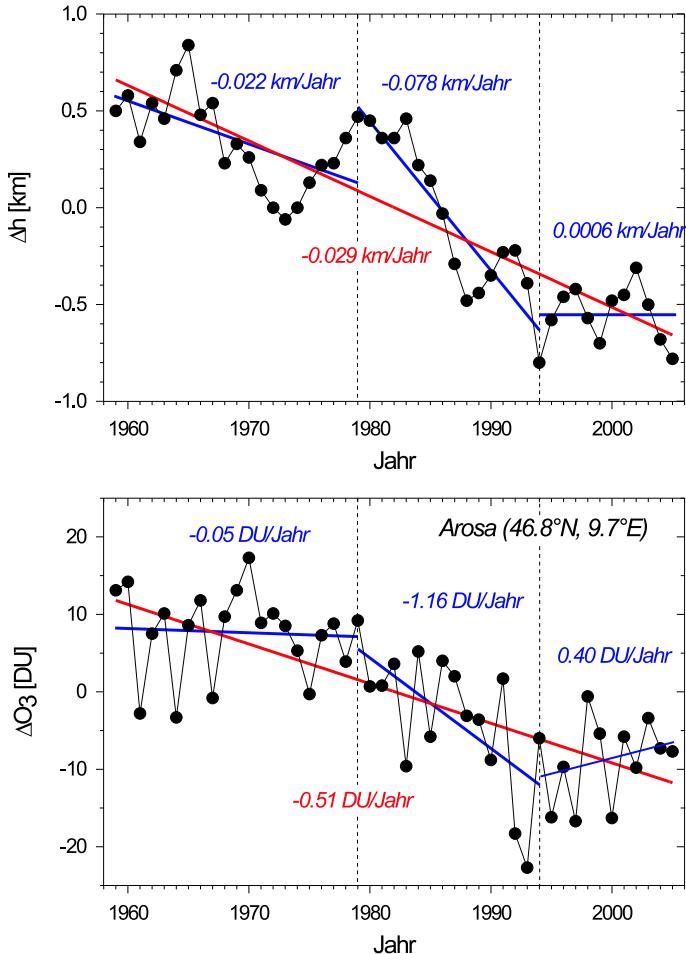
Aus Messungen der Gesamtfeldstärke weit entfernter Langwellensender (hier: französischer Langwellensender Allouis auf 162 kHz, Entfernung zum Empfangsort Kühlungsborn 1020 km) kann aus dem Interferenzfeld von ionosphärisch reflektierter Raumwelle und konstanter Bodenwelle die Variation der Reflexionshöhe eines Niveaus konstanter Elektronendichte bei konstantem solarem Zenitwinkel  $\chi = 78^\circ$  für eine mittlere Höhe von etwa 82 km abgeleitet werden. Diese Höhe entspricht in erster Näherung einem Niveau konstanten atmosphärischen Druckes. Bei gleichzeitiger Kenntnis der Höhenänderungen des 1 hPa Druckniveaus in 48 km Höhe (gewonnen aus Satellitenmessungen) können aus den beobachteten langfristigen Änderungen der Reflexionshöhe auf Trends in der atmosphärischen Temperatur für den Höhenbereich zwischen 48 und 82 km geschlossen werden. In früheren Untersuchungen konnte im verfügbaren Messintervall seit 1959 ein mittlerer Temperaturtrend von etwa -0.25 K/Jahr nachgewiesen werden. Als mögliche Ursache dieses negativen Temperaturtrends wurde eine verstärkte Infrarotabstrahlung in den Weltraum infolge des ansteigenden Kohlendioxidegehaltes und eine reduzierte Erwärmung infolge abnehmender Ozonkonzentration in der mittleren Atmosphäre diskutiert und mit Modellrechnungen qualitativ bestätigt.

Aus Ozonmessungen ist aber bekannt, dass das Ozon in vorliegenden Messzeitraum von 1959 bis 2005 keineswegs stetig abgenommen hat, sondern sich zumindest drei Intervalle andeuten mit deutlich unterschiedlichen Ozonvariationen. In Abb. 36.1 sind die Variationen des totalen Ozongehaltes aus bodengebundenen Messungen an der Station Arosa ( $46.8^\circ\text{N}$ ;  $9.7^\circ\text{E}$ ) auf der Basis von Jahresmittelwerten aufgetragen. Während sich für den gesamten Messzeitraum ein negativer Trend abzeichnet (rote Gerade mit Trend von -0,47 DU/Jahr), lassen sich kürzere Zeitintervalle definieren ohne einen signifikanten Trend (vor etwa 1979), mit einem deutlichen negativen Trend (1979 - 1994) und mit einem positiven Trend (nach 1994). Diese Ergebnisse stimmen überein mit entsprechenden Beobachtungen in Potsdam/Lindenberg sowie an anderen europäischen Messstationen.

Wenn die Ozonvariationen wichtig für die Temperaturtrends in der Mesosphärenregion sind, dann müssten sie auch in den Reflexionshöhenmessungen nachweisbar sein. Im oberen Teil der Abb. 36.2 sind die Variationen der LF-Reflexionshöhe für den Zeitraum von 1959 bis 2005 aufgetragen nach Abzug des solar und geomagnetisch bedingten Anteils (mit Hilfe einer zweifachen Regressionsanalyse). In gleicher Weise wurden die Variationen des totalen Ozons über Arosa im unteren Teil der Abb. 36.2 bearbeitet.



**Abb. 36.1:** Variation des totalen Ozongehaltes aus Messungen in Arosa für den Zeitraum von 1959 bis 2005. Die rote Gerade repräsentiert den mittleren Trend für das gesamte Messintervall, die blauen Geraden entsprechende Trends in drei unterschiedlichen Teilintervallen (1959 - 1979; 1979 - 1994; 1994 - 2005).



**Abb. 36.2:** Variation der LF-Reflexionshöhe (oberer Teil) und des totalen Ozongehaltes über Arosa (unterer Teil) nach Eliminierung der solar und geomagnetisch bedingten Anteile. Die roten Geraden zeigen die mittleren Trends über das gesamte Messintervall, die blauen Geraden die Trends in 3 unterschiedlichen Teilintervallen.

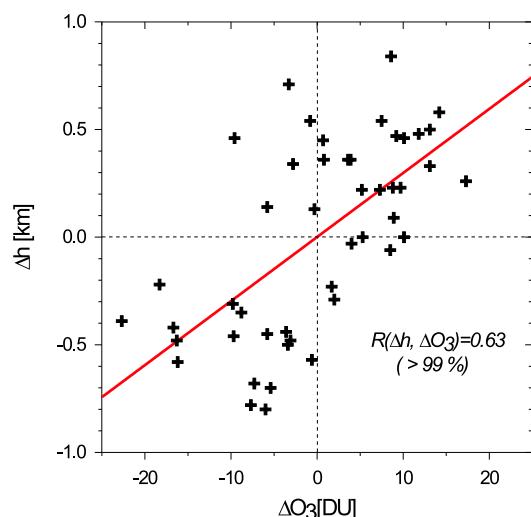
Aus den Ergebnissen der vorgestellten Analysen können zwei Schlussfolgerungen gezogen werden:

Erstens zeigen die Ergebnisse der Trendanalysen den deutlichen Einfluss des Ozons auf die thermische und dynamische Struktur der Mesosphärenregion, der von vergleichbarer Größenordnung ist wie der Einfluss des CO<sub>2</sub> Anstiegs. In Abhängigkeit von der Stärke und insbesondere vom Vorzeichen des beobachteten Ozontrends kann die durch den bekannten CO<sub>2</sub> Anstieg verursachte Abkühlung der Mesosphäre verstärkt oder aber auch kompensiert werden.

Zweitens weisen die Analysen der hier untersuchten langen Datenreihen auf das Problem hin, dass langzeitige Trends nicht immer gleichförmig sein müssen sondern Brüche aufweisen können, deren detaillierte Untersuchungen zu einem besseren Verständnis langzeitiger atmosphärischer Variationen führt.

Ein Vergleich der Variationen bei der Messgrößen  $\Delta O_3$  und  $\Delta h$  in den unterschiedlichen, durch gestrichelte Linien begrenzten Zeitintervallen in Abb. 36.2 zeigt dabei bemerkenswerte Ähnlichkeiten in den abgeleiteten linearen Trends. Im ersten Intervall (1959 - 1979) kann der Trend in den Reflexionshöhen nicht durch Ozonvariationen erklärt werden, er sollte die Folge des bekannten CO<sub>2</sub> Anstieges sein. Im zweiten Intervall (1979 - 1994) muss ein bedeutender Teil des Trends in den Reflexionshöhen neben dem CO<sub>2</sub> Anstieg durch den starken Abfall der Ozondichte bedingt sein, während im dritten Intervall (1994 - 2005) der Ozonanstieg die Wirkung des CO<sub>2</sub> Anstiegs nahezu kompensiert und damit zu näherungsweise konstanten Reflexionshöhen führt.

Der enge Zusammenhang zwischen Änderungen des totalen Ozongehaltes und der LF-Reflexionshöhe wird in Abb. 36.3 durch eine positive Korrelation ( $R = 0.63$ ) beider Messreihen bestätigt, die auf der Basis der untersuchten Jahresmittelwerte eine statistischen Sicherheit größer 99 % aufweist. Bei diesen Rechnungen wurden wieder (wie in Abb. 36.2) die vom solaren und geomagnetischen Einfluss befreiten Messwerte benutzt.



**Abb. 36.3:** Korrelation zwischen LF-Reflexionshöhe und totalem Ozongehalt über Arosa nach Eliminierung der solar und geomagnetisch bedingten Anteile.

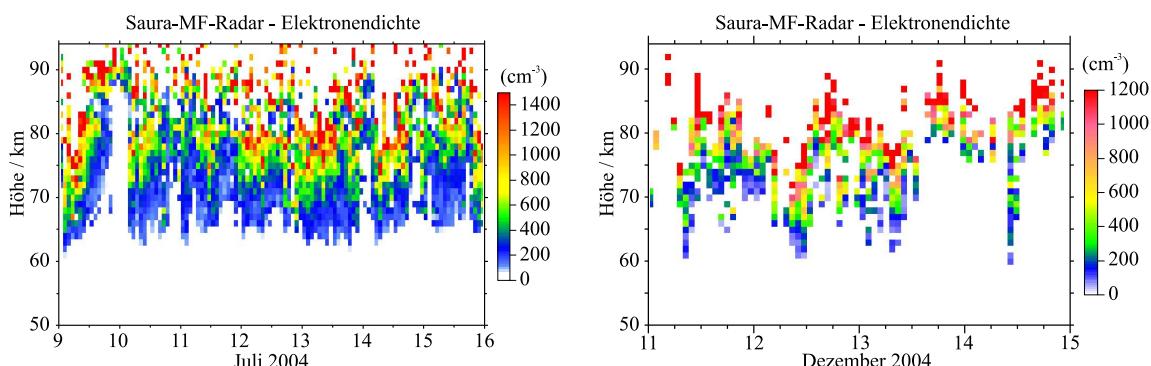
## 37 Bestimmung mesosphärischer Elektronendichten mit dem Saura MF-Radar

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

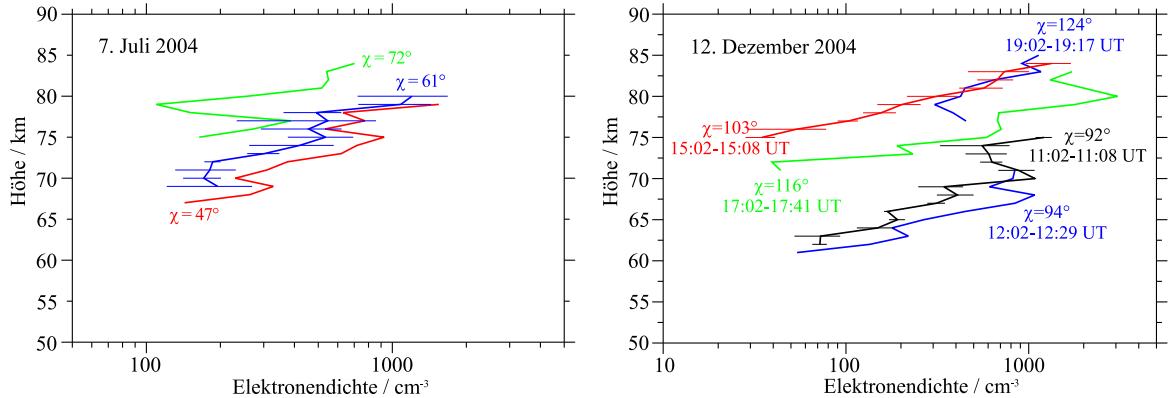
Die Kenntnis der Elektronendichte in der mittleren Atmosphäre in Höhen zwischen 50 km und 95 km ist relativ begrenzt einerseits durch die eingeschränkten Beobachtungsmöglichkeiten und zum anderen durch die Schwierigkeiten in der Interpretation der bodengebundenen Beobachtungen. Die relativ hohe Dichte des Neutralgases macht Messungen mit Höhenforschungsraketen schwierig und selten. Radarexperimente im Mittelwellenbereich nutzen partielle Reflexionen der ordentlichen (O-Mode) und außerordentlichen (X-Mode) magnetoionischen Komponente an Streuern im Höhenbereich von 50 bis 95 km zur Bestimmung der Elektronendichte, wobei bisher vorrangig differentielle Absorptionsmessungen eingesetzt wurden.

Das Saura Mittelwellenradar auf 3,17 MHz mit dem sehr schmalen Radarstrahl von  $6,4^\circ$  Strahlbreite besitzt seit Sommer 2003 die Fähigkeit, Elektronendichten aus differentiellen Absorptionsmessungen (DAE) und aus differentiellen Phasenmessungen (DPE) zu ermitteln. Es werden Impulse mit zirkularer Polarisation entsprechend der ordentlichen und außerordentlichen Komponente ausgesendet. Die schwachen Echos von ionosphärischen Streuern unterhalb der E-Schicht werden empfangen und Amplitudenverhältnis (DAE) und Phasendifferenz (DPE) von O- und X-Mode werden in Abhängigkeit von der Höhe bestimmt. Die Elektronendichte wird dann unter Verwendung des verallgemeinerten Brechungsindex und einem Höhenprofil der Stoßfrequenz von Elektronen mit Neutralgasteilchen berechnet. Dabei wird die Stoßfrequenz aus dem atmosphärischen Druck (Referenzatmosphäre CIRA oder insitu Messungen mittels fallender Kugeln) gewonnen. Beim DAE/DPE Experiment werden rechts- und linkszirkular polarisierte Impulse entsprechend der ordentlichen und außerordentlichen magnetoionischen Komponente in vertikaler Richtung ausgesendet. Der Wechsel der Polarisation erfolgt dabei von Datenpunkt zu Datenpunkt mit einer Folgefrequenz von etwa 25 Hz.

Das Saura MF-Radar liefert kontinuierlich in der Standardbetriebsart mit einer Sequenz von schrägen und vertikalen Radarstrahlen horizontale Winde, Turbulenz und Elektronendichte mit einer Höhenauflösung von 1 bis 1,5 km und einer zeitlichen Auflösung der Einzelwerte von 9 Minuten (bei alleinigen Elektronendichtemessungen beträgt die zeitliche Auflösung 3 Minuten). Stundenmittelwerte der Elektronendichte werden aus den abgeleiteten Elektronendichten des DAE- und DPE-Experimentes nur dann berechnet, wenn der Unterschied zwischen den unabhängig voneinander gewonnenen DAE- und DPE-Daten nicht größer als ein Faktor zwei ist. Die so erhaltenen Höhenprofile der Elektronendichte erfassen im Allgemeinen unter ungestörten Bedingungen den Höhenbereich zwischen 60 und 85 km. Bei erhöhter solarer Aktivität oder während geomagnetischer Stürme werden sogar Höhen um 55 km erreicht. Die tageszeitliche Variation der Elektronendichte ist für Sommer- und Winterbedingungen in Abbildung 37.1 dar-



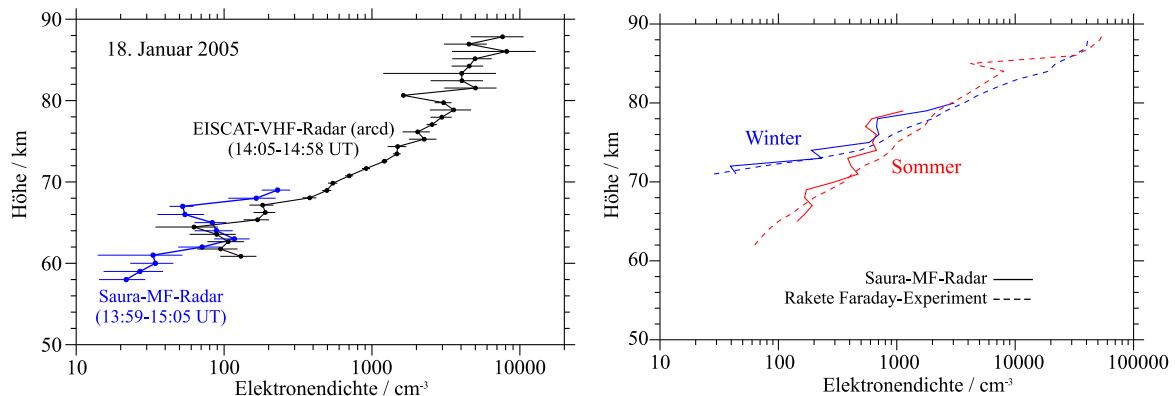
**Abb. 37.1:** Tageszeitliche Variation stündlicher Mittelwerte der Elektronendichte im Juli und Dezember 2004.



**Abb. 37.2:** Tageszeitliche Variation der Elektronendichte am 7. Juli 2004 für solare Zenitwinkel  $\chi < 90^\circ$  (linkes Bild, Stundenmittelwerte von 9-min Einzelwerten) und am 12. Dezember 2004 für solare Zenitwinkel  $\chi > 90^\circ$  (rechtes Bild, Mittelwerte aus 3-min Einzelwerten).

gestellt. Externe Störungen durch Fremdsender oder Kurzwellen-Fernausbreitung in der Polarnacht können den Höhenbereich zum Teil erheblich einschränken (Abbildung 37.1 rechtes Bild). Die beobachteten Höhenprofile der Elektronendichte zeigen die erwartete tageszeitliche Variation unter Tages- und Nachtbedingungen im Sommer wie im Winter (Abbildung 37.2). Die Elektronendichte wächst mit zunehmender Höhe und abnehmendem Zenitwinkel der Sonne. Die niedrigsten Elektronendichten von etwa 50 Elektronen/cm<sup>3</sup> werden unter ungestörten nächtlichen Bedingungen beobachtet.

Vergleiche der mit dem Saura MF-Radar gewonnenen Elektronendichten mit gleichzeitigen Messungen des EISCAT-VHF-Radars auf 224 MHz im 130 km entfernten Tromsø sind insbesondere unter gestörten ionosphärischen Bedingungen möglich, wenn EISCAT auswertbare Signale aus Höhen unterhalb von 80 km empfängt. Gute Übereinstimmung zwischen beiden Experimenten (Abbildung 37.3, linkes Bild) wurde während eines solaren Sturmes mit erhöhten Flüssen von Röntgenstrahlung und solaren Protonen am 18. Januar 2005 (siehe auch Beitrag 32) mit stark erhöhten Elektronendichten unterhalb von 70 km gefunden. Die mit dem Saura-MF-Radar abgeleiteten Elektronendichteprofile zeigen ebenso gute Übereinstimmung mit insitu Radiowellen-Ausbreitungsmessungen (differentielle Absorption und Faraday-Rotation) in Andenes (Abbildung 37.3, rechtes Bild) bei vergleichbaren solaren Zenitwinkeln und vergleichbarer Sonnenaktivität (charakterisiert durch die solare Radiostrahlung auf 10,7 cm). Im Winter/Dezember lagen die Zenitwinkel bei  $\chi \approx 120^\circ$  ( $F_{10.7} = 85$ ) und bei  $\chi \approx 60^\circ$  ( $F_{10.7} = 120$ ) im Sommer/Mai.



**Abb. 37.3:** Vergleich der mit dem Saura MF-Radar ermittelten Elektronendichten mit gleichzeitigen Messungen des EISCAT-VHF-Radars während eines solaren Sturmes (linkes Bild) sowie mit raketengetragenen Ausbreitungsmessungen von Radiowellen in Andenes (rechtes Bild)

## 38 Absolutkalibrierung von VHF-Radar-Systemen

(R. Latteck, W. Singer)

Mesosphärische Echos werden mit VHF-Radargeräten auf 50 MHz an mehreren Standorten in polaren und mittleren Breiten seit mehr als 20 Jahren beobachtet. Die Eigenschaften der empfangenen Echos werden im wesentlichen durch Elektronendichte, Temperatur, Wasserdampfkonzentration bestimmt, sind aber zusätzlich durch Systemeigenschaften des Radars (Sendeleistung, Antennengewinn, Empfangsfilterbreite) sowie die Experimentkonfiguration (kohärente Integrationen, Kodelänge, Pulsbreite) beeinflusst. Ein weltweiter Vergleich der Ergebnisse verschiedener Stationen erfordert daher die absolute Kalibrierung der Radarsysteme, um systemunabhängige Empfangsgrößen, wie die Volumenreflektivität  $\eta$  bestimmen zu können.

$$\eta = \frac{P_r 64 \pi^2 2 \ln(2) r^2}{P_t G_t G_r \lambda^2 e \theta_{[1/2]}^2 \Delta z} = P_r c_{sys} r^2 \quad (4)$$

Die Volumenreflektivität  $\eta$  ist definiert als die Summe aller Rückstreuquerschnitte pro Einheitsvolumen. Das Radarvolumen selbst wird bestimmt durch die Entfernung zum Streuer  $r$ , die Enfernungsauflösung  $\Delta z$  und die Halbwertsbreite des Sendeantennenstrahls  $\theta_{[1/2]}$ . Weitere

Systemparameter sind die Sendespitzenleistung  $P_t$ , die Radarwellenlänge  $\lambda$  sowie der Antennengewinn der Sende- und Empfangsantenne  $G_t$  bzw.  $G_r$ . Der Systemeffizienzfaktor  $e$  wird im Wesentlichen durch die Verluste im Antennenzuleitungssystem bestimmt. Der Faktor  $2 \ln(2)$  ist ein Korrekturterm bezogen auf die nichtgleichförmige Verteilung des Antennengewinns über der Strahlbreite.

Die Bestimmung der Antennenparameter erfolgt über die Modellierung des Strahlungsdiagramm der Sende- bzw. Empfangsantenne. Am IAP wird dazu ein Program genutzt, welches auf dem Numerical Electromagnetic Code (NEC-2) beruht, das unter anderem die Materialeigenschaften der Antenne sowie die Bodeneigenschaften des Untergrundes berücksichtigt. Abbildung 38.1 zeigt den Schnitt durch das Strahlungsdiagramm der Sendeantenne des ALWIN-VHF-Radars sowie die daraus ermittelten Werte für den Gewinn und die Strahlbreite.

Abbildung 38.1: Schnitt durch das Richtdiagramm des ALWIN-Sendeantenne für Azimutwinkel 45°

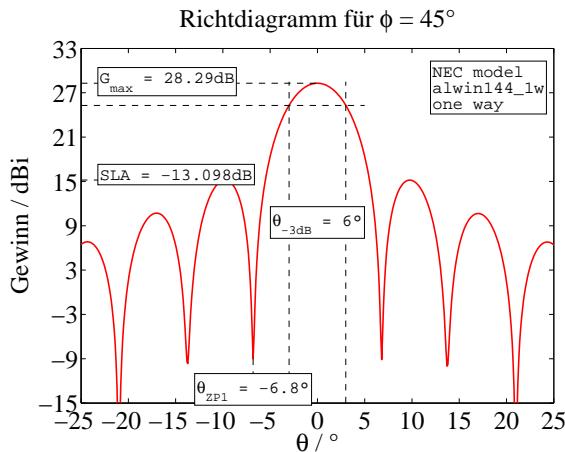


Abbildung 38.1: Schnitt durch das Richtdiagramm des ALWIN-Sendeantenne für Azimutwinkel 45°

Die Ergebnisse der Radarbeobachtungen liegen meistens als Signal-Rausch-Verhältnisse oder relative Signalleistung vor. Die Absolutkalibrierung umfasst daher neben der Bestimmung des

Systemfaktors  $c_{sys}$  auch die Ermittlung eines Signalfaktors  $c_s$ , mit dem diese Werte in absolute Empfangsleistung  $P_r$  konvertiert werden können. Abbildung 38.2 zeigt die Prinzipskizze der Messanordnungen zweier Methoden zur zuverlässige Bestimmung dieses Kalibrierungsfaktors. Bei Verwendung eines Rauschgenerators (Abb. 38.2, blau) wird ein geeichtes Rauschsignal, das durch seine äquivalente Rauschtempera-

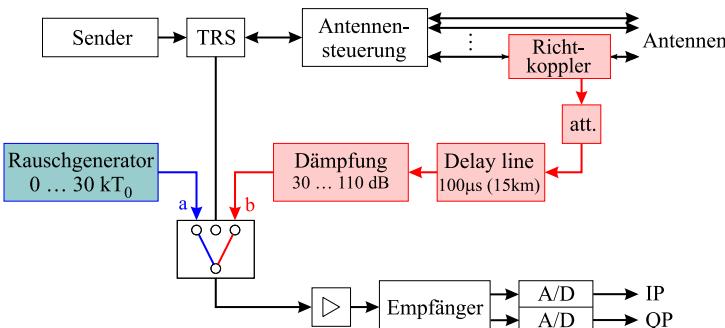


Abbildung 38.2: Prinzip der Absolutkalibrierung mittels Rauschgenerator (blau) und Verzögerungsleitung (rot)

tur beschrieben ist, mit verschiedenen Pegeln nacheinander in das Empfangssystem des Radars eingespeist und das entsprechende Signal am Ausgang der Digitalwandler aufgezeichnet.

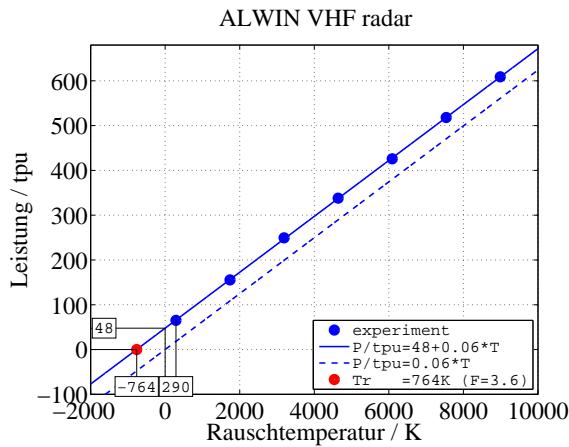


Abb. 38.3: Rauschleistung in digitalen Einheiten (tpu) über Eingangsräuschtempерatur

erhält den Faktor  $c_s$  direkt (Abb. 38.2, rot).

Ein Teil des Sendesignals wird am Antennenport mit einem Richtkoppler entnommen, verzögert und stufenweise bedämpft in das Empfangssystem eingespeist. Die Verzögerung ist notwendig, damit das Signal als reales Echo mit der Datenerfassung des Radars aufgenommen werden kann. Die verwendete akustische Verzögerungsleitung besitzt eine Laufzeit von  $100 \mu\text{s}$  und simuliert ein Radarecho aus 15 km Höhe. Da die Signalleistung am Richtkopplerausgang direkt gemessen werden kann, lässt sich der Zusammenhang zur Ausgangsleistung an den Digitalausgängen und damit der Signalkalibrierungsfaktor  $c_s = P_s[W]/P_s[tpu]$  leicht bestimmen. Zusätzlich ermöglicht diese Methode eine sehr genaue Höheneichung des Radars. Abbildung 38.4 zeigt die nach beiden Methoden bestimmten Kalibrierungskurven für das Empfangssystem des ALWIN-Radars.

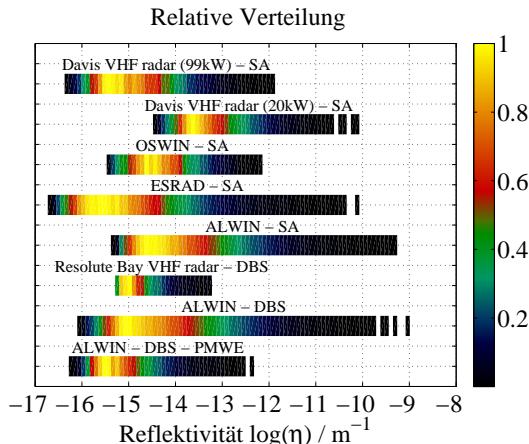


Abb. 38.5: Verteilung der an verschiedenen Standorten gemessenen PMSE-Reflektivitäten

Der Zusammenhang zwischen dem eingespeisten analogen Rauschsignal und der an den Digitalausgängen des Empfängers bestimmten Rauschleistung ist linear und mit einem dem Eigenrauschen des Empfängers geschuldeten Offset versehen (Abbildung 38.3). Aus diesem Zusammenhang lässt sich zum einen die Empfängerrauschtempерatur  $T_r$  als auch unter Kenntnis der Empfängerbandbreite ein Kalibrierungsfaktor für Rauschsignale  $c_n$  bestimmen. Letzterer ist mit dem Signalkalibrierungsfaktor  $c_s$  über die Anzahl der verwendeten kohärenten Integrationen  $m$  wie auch die Anzahl der Ko-deelemente  $n$  des Sendesignals verknüpft  $c_n = m \cdot n \cdot c_s$ . Alternativ kann das Sendesignal selbst zur Kalibrierung verwendet werden, und man

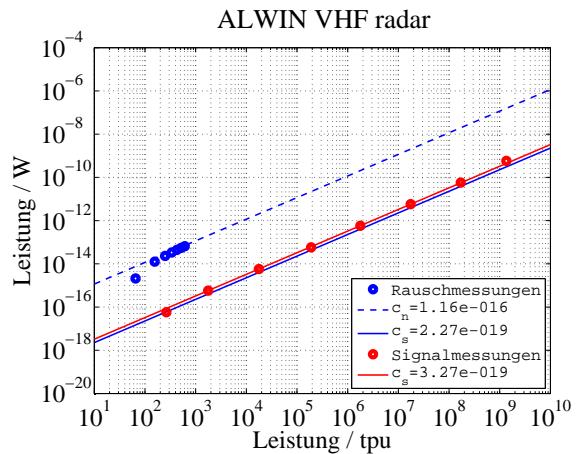


Abb. 38.4: Signalkalibrierungskurve nach verschiedenen Methoden

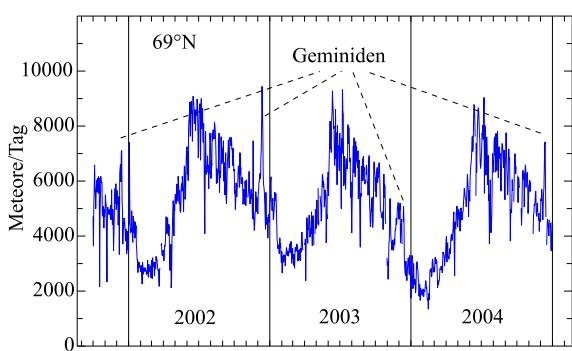
bestimmt Kalibrierungskurven für das Empfangssystem des ALWIN-Radars.

Mittels beider Methoden und mit zum Teil identischer Meßtechnik wurden die VHF-Radars in Andenes (69°N, 16°O), Kiruna (68°N; 21°O), Resolute Bay (75°N, 95°W), Kühlungsborn (54°N; 11°O) und Davis (69°S; 78°O) absolut kalibriert. Aus den beobachteten mesosphärischen Sommerechos der Saison 2004 (NH) bzw. 2004/2005 (SH) wurde für alle Radars eine minimale Detektionsgrenze und eine Verteilung der gemessenen Volumenreflektivitäten bestimmt (Abbildung 38.5). Ein erster detaillierter Vergleich der jahreszeitlichen und tageszeitlichen Variationen der auf der Nord- und Südhalbkugel beobachteten PMSE ist in Kapitel 22 zu finden.

## 39 Tages- und jahreszeitliche Variationen von Meteorraten in Abhängigkeit von der geographischen Breite

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

Aus dem interplanetaren Raum fallen Meteoroiden in die Erdatmosphäre mit Geschwindigkeiten zwischen 11 und 74 km/s ein und verglühen im Allgemeinen in Höhen zwischen 140 km und 70 km. Der Materialabtrag von Meteoroiden während ihres Eintritts in die Erdatmosphäre ist eine wesentliche Quelle für die Metallatome der Metallschichten in der oberen Atmosphäre wie auch für die Bildung der Nanometer großen Meteorrauchteilchen. Die Existenz dieser Kondensationskeime ist Voraussetzung für die anschließende Bildung der Eisteilchen leuchtender Nachtwolken in der polaren Mesopausenregion. Die von den verglühenden Meteoroiden erzeugten Ionisationsspuren (Meteore) können mittels Radar geortet werden. All-sky Meteor-Radars auf Frequenzen zwischen etwa 30 und 50 MHz bieten optimale Möglichkeiten zur kontinuierlichen Beobachtung von Meteoren unter allen Wetterbedingungen und erlauben eine genaue Untersuchung der tages- und jahreszeitlichen Variabilität der Meteorflüsse.

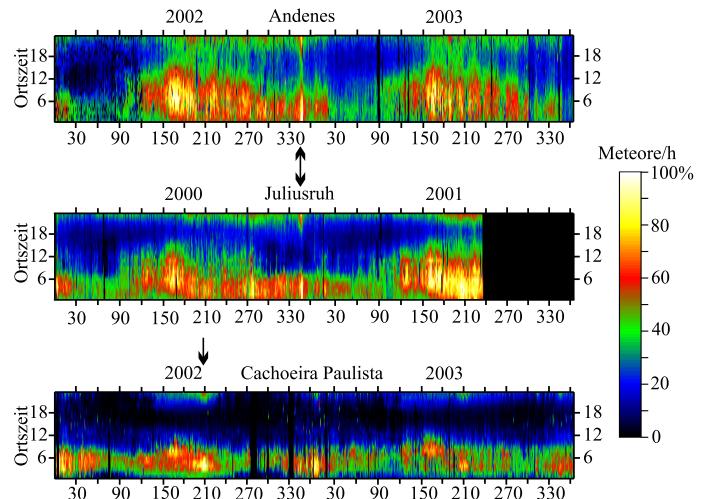


**Abb. 39.1:** Jahreszeitliche Variation mittlerer täglicher Meteorraten über Andenes im Zeitraum Oktober 2001 bis Dezember 2004.

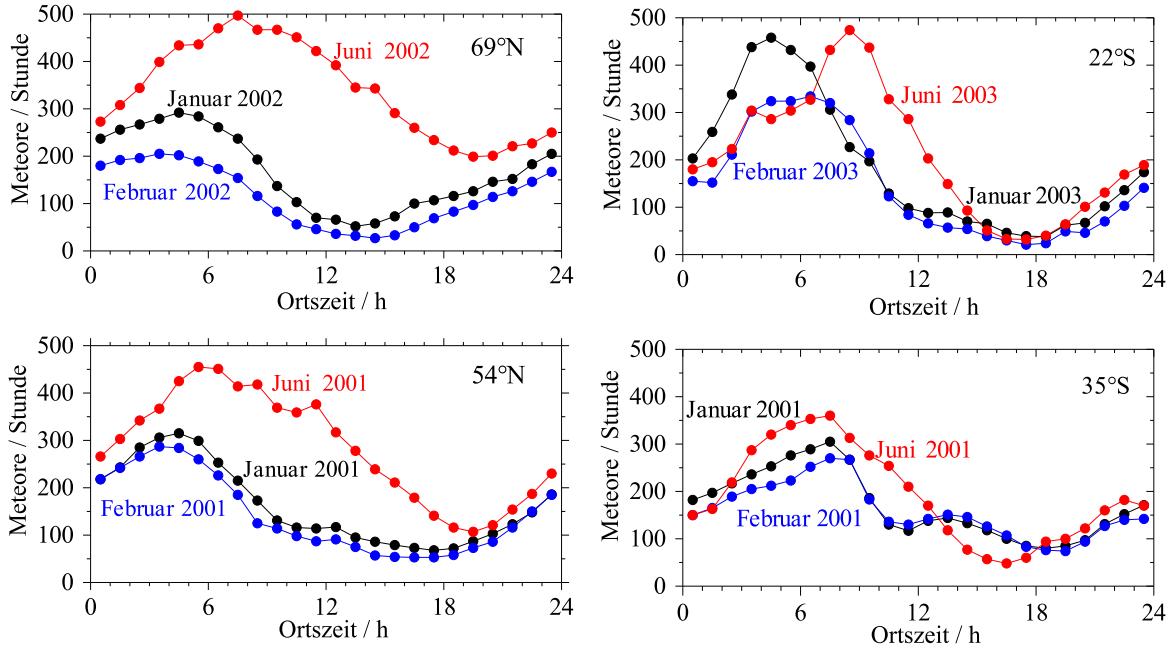
(Februar) auf. Beide Extrema zeigen eine hohe Reproduzierbarkeit von Jahr zu Jahr. Die beobachteten Meteorraten sind vorrangig durch die sporadischen Meteore bestimmt, Meteorschauer tragen nur zu einem geringen Teil zur Gesamtrate bei. Allein der Geminiden Meteorschauer ist jedes Jahr im Dezember für einige Tage klar erkennbar. Einen detaillierten Überblick über die tageszeitliche Variation der Meteorraten und ihre jahreszeitliche Variabilität zeigt Abb. 39.2 für drei Stationen in hohen ( $69^{\circ}\text{N}$ ), mittleren ( $54^{\circ}\text{N}$ ) und niedrigen ( $22^{\circ}\text{S}$ ) geographischen Breiten. Die tageszeitliche Variation der Meteorrate wächst mit abnehmender Breite, während die jahreszeitliche Variabilität in hohen Breiten am stärksten ist. Auch hier sind Meteorschauer klar erkennbar - die Geminiden auf der Nordhalbkugel und die Südlichen Delta Aquariden auf der Südhalbkugel. Monatsmittelwerte der tageszeitlichen Variation der Meteorrate zeigen die Breitenabhängigkeit der tageszeitlichen Variation der Meteor-

Fünf all-sky Meteor-Radars mit identischer Gerätetechnik und Analysesoftware an Standorten zwischen  $69^{\circ}\text{N}$  und  $35^{\circ}\text{S}$  wurden zur Bestimmung der Meteorraten für ein bis drei Jahreszyklen genutzt (Andenes/ $69,3^{\circ}\text{N}$ ,  $16,0^{\circ}\text{O}$ ; Juliusruh/ $54,6^{\circ}\text{N}$ ,  $13,4^{\circ}\text{O}$ ; Cachoeira Paulista/ $22,7^{\circ}\text{S}$ ,  $315,0^{\circ}\text{O}$ ; Learmonth/ $22,2^{\circ}\text{S}$ ,  $114,1^{\circ}\text{O}$ ; Delamere/ $35,5^{\circ}\text{S}$ ,  $138,0^{\circ}\text{O}$ ).

Die täglichen Meteorraten zeigen in arktischen Breiten eine ausgeprägte jahreszeitliche Variabilität mit täglichen Raten zwischen 2000 und 9000 Meteoren (Abbildung 39.1). Die größten Werte werden im Sommer (Juni) beobachtet, die niedrigsten Werte treten im Winter



**Abb. 39.2:** Jahreszeitliche Variation der tageszeitlichen Änderungen stündlicher Meteorraten in  $69^{\circ}\text{N}$ ,  $54^{\circ}\text{N}$  und  $22^{\circ}\text{S}$  geographischer Breite. Die Meteorraten sind auf den Maximalwert der jeweiligen Station normiert.



**Abb. 39.3:** Monatsmittelwerte der tageszeitlichen Variation der Meteorraten in  $69^{\circ}\text{N}$  und  $54^{\circ}\text{N}$  (links) für Winter- (Januar, Februar) und Sommerbedingungen (Juni) und in  $22^{\circ}\text{S}$  und  $35^{\circ}\text{S}$  (rechts) für Winter- (Juni) und Sommerbedingungen (Januar, Februar).

rate besonders deutlich. Im linken Teil der Abb. 39.3 ist die mittlere tageszeitliche Variabilität für  $69^{\circ}\text{N}$  und  $54^{\circ}\text{N}$  und im rechten Teil für  $22^{\circ}\text{S}$  und  $35^{\circ}\text{S}$  jeweils für Sommer- und Winterbedingungen dargestellt. In hohen und mittleren Breiten dominiert die jahreszeitliche Variation, während diese in niederen Breiten ( $22^{\circ}\text{S}$  und  $35^{\circ}\text{S}$ ) fast völlig verschwindet und eine ausgeprägte tageszeitliche Variation vorherrscht. Das an allen Stationen beobachtete Maximum in den Morgenstunden zwischen etwa 6 und 8 Uhr Ortszeit ist im Wesentlichen durch die Lage der Stationen in Apexrichtung zu diesen Zeiten bedingt. Das Verhältnis von maximalen zu minimalen Meteorraten im Tagesgang ist in Tab. 39.1 für jeden Monat in Abhängigkeit von der Breite zusammengestellt. Die Amplitude des Tagesgangs nimmt in Richtung Äquator zu, wobei in beiden Hemisphären die größten Werte im Winter erreicht werden.

**Tab. 39.1:** Jahresgang des Verhältnisses von maximaler zu minimaler stündlicher Meteorrate für Andenes, Juliusruh, Learmonth und Delamere.

	$69^{\circ}\text{N}$	$54^{\circ}\text{N}$	$22^{\circ}\text{S}$	$35^{\circ}\text{S}$
Januar	2.6	4.7	5.7	3.9
Februar	2.5	5.1	5.1	3.7
März	2.5	6.2	6.7	3.1
April	2.4	4.6	7.9	
Mai	2.6	4.9	10.4	
Juni	2.3	4.4	12.6	7.5
Juli	1.9	3.6	13.9	10.4
August	2.1	3.3	12.3	
September	2.2	3.1	11.2	
Oktober	2.4	4.4	12.1	
November	2.5	5.9	9.1	5.8
Dezember	2.3	4.9	6.7	4.6
Mittel	2.4	4.6	9.5	5.6

Die in der Literatur gefundene Vermutung, dass die Tageslicht-Meteorschauer im Sommer wesentlich zum sommerlichen Maximum der Meteorrate beitragen, konnte mit den Beobachtungen von Andenes und Juliusruh nicht bestätigt werden. Es wurden die vier prominenten Sommerschauer - die Eta Aquariden (1.-10. Mai), die Arietiden (7.-8. Juni), die Zeta Perseiden (11.-18. Juni) und die Beta Tauriden (26.-28. Juni) - im Zeitraum ihres Maximums untersucht. Die einzelnen Schauer tragen nur mit maximal 10% zur Gesamtmeteorrate bei. Die Schauermeteore wurden dabei anhand ihrer für jeden der Schauer charakteristischen Einfallsrichtungen identifiziert. Die für die Schauermeteore ermittelten Radianten stimmen mit den aus astronomischen Beobachtungen bekannten Daten im Rahmen der Genauigkeit der Meteorbeobachtungen gut überein.

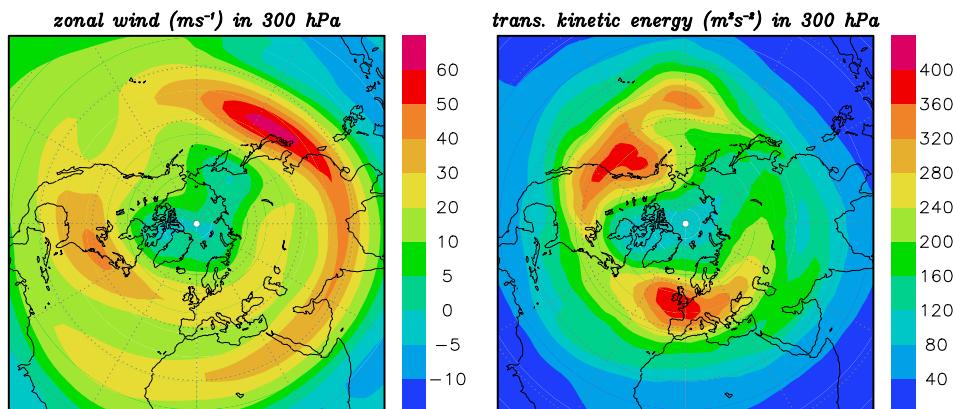
## 40 Das mechanistische Klimamodell KMCM

(Erich Becker, Ulrich Achatz, Norbert Grieger, Heiner Körnich, Gerhard Schmitz)

Das Kürzel KMCM bedeutet *Kühlungsborn Mechanistic general Circulation Model* und steht für ein numerisches Modellsystem zur Untersuchung von Fragestellungen der globalen Dynamik der Atmosphäre.

Im Kern besteht KMCM aus einem speziellen, am IAP entwickelten Programm-Kode zur Lösung der Grundgleichungen der dynamischen Meteorologie. Dazu haben wir dieselben seit langem bewährten Algorithmen verwendet, wie sie zum Beispiel im Vorhersagemodell des englischen Wetterdienstes implementiert sind. Die Modellatmosphäre wird in Schichten aufgeteilt und bezüglich der horizontalen Koordinaten werden die Strömungsgrößen spektral dargestellt. Diese Verfahren gewährleisten die größtmögliche numerische Genauigkeit bei der Behandlung von Wellenphänomenen, wie sie in der Atmosphäre typisch sind.

KMCM unterscheidet sich dadurch von einem komplexen Klimamodell, dass die differentielle Erwärmung der Atmosphäre durch Strahlungstransport und Wolkenbildung in einfacher Weise parametrisiert wird. Dies bringt den Vorteil, dass die konvektiven Wärmequellen, die Oberflächentemperatur, die angenommene Strahlungstemperatur, sowie Orographie und Turbulenzparameter für die jeweilige Modellanwendung schnell und flexibel eingestellt werden können (z.B. Bericht 50). Der qualitativ einfache thermische Antrieb in KMCM erlaubt dennoch hinsichtlich der Dynamik und der internen, vom Modell selbst generierten Variabilität quantitativ realistische Klimasimulationen. Dies sei in Abb. 40.1 verdeutlicht, wo die simulierte Strahlstromstruktur der nördlichen Winterhemisphäre zusammen mit den Sturmbahnen dargestellt ist. Diese Größen werden von KMCM wie von einem komplexen Klimamodell und in Übereinstimmung mit Beobachtungsdaten wiedergegeben.



**Abb. 40.1:** Stereographische Projektion des zonalen Windes (links) und der transienten kinetischen Energie (rechts) in der nördlichen Winter-Troposphäre in ca. 10 km Höhe aus einer permanenten Januarsimulation mit KMCM.

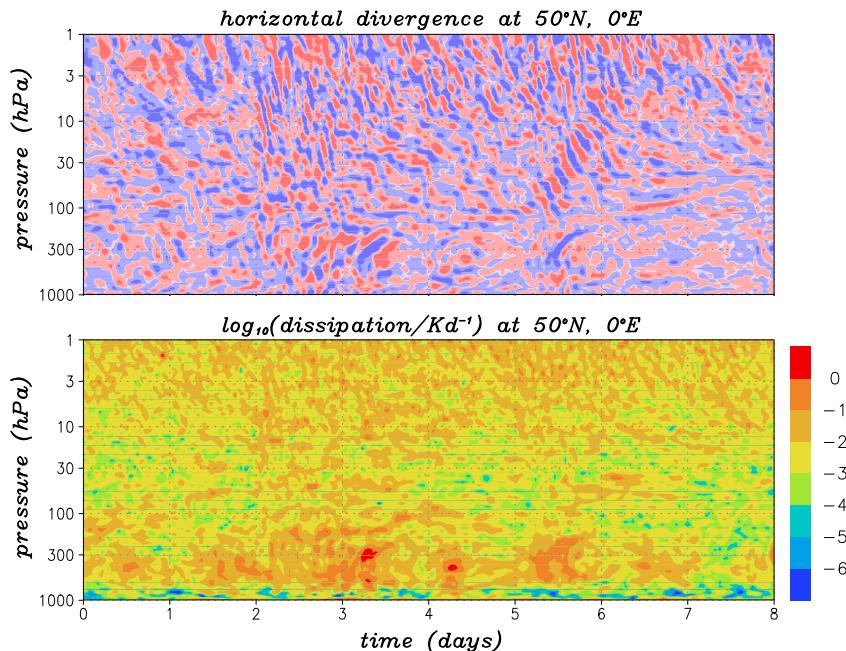
Die in KMCM verwendeten Verfahren zur Berücksichtigung von turbulenter Reibung und der daraus resultierenden Reibungswärme (Dissipation) sind, soweit uns bekannt ist, bislang einzigartig (siehe Bericht 53). So konnte mit KMCM der Lorenzsche Energiezyklus der Troposphäre erstmals thermodynamisch konsistent simuliert werden. Generell beeinflusst die Behandlung von nichtaufgelösten turbulenten Skalen entscheidend die explizite Simulation atmosphärischer Wellen. Neuere Untersuchungen haben gezeigt, dass insbesondere die Anregung von Schwerewellen von der Turbulenzparametrisierung abhängt (siehe Bericht 41). Die Abb. 40.2 illustriert diesen Zusammenhang anhand von Zeit-Höhenschnitten der turbulenten Dissipation und der Schwerewellenaktivität in einer Januarsimulation mit KMCM (190 Hybridschichten bis 125 km, 170 km äquivalenter horizontaler Gitterabstand). Dargestellt ist der Höhenbereich von der Grenzschicht bis 50 km Höhe an einer Stelle im Bereich der nordatlantischen Sturmbahn. Man erkennt, dass

Gebiete hoher Dissipation in der oberen Troposphäre mit besonders starker Schwerewellenabstrahlung verbunden sind (Tage 3 und 5.5), deren Phasen (erkennbar an der Blau-Rotfärbung im oberen Teil der Abbildung) sich sowohl nach oben und als auch nach unten ausbreiten. Erst oberhalb etwa 10 hPa (30 km) verläuft die Phasenausbreitung der Schwerewellen immer nach unten und der Energiefluss damit nach oben. Im Bericht 44 wird die Problematik der Schwerewellenabstrahlung mit Hilfe des hochauflösten Regionalmodells MM5 genauer behandelt.

Schwerewellen, die in der Troposphäre angeregt werden, kontrollieren die Zirkulation der Mesosphäre, wo ihre turbulente Dissipation zur lokalen Wärmebilanz wesentlich beiträgt. Die globale Simulation dieser Ereigniskette ist vor kurzem mit KMCM erstmalig unter expliziter Beschreibung der Schwerewellen gelungen (Bericht 41).

Auf der Basis von KMCM wurde zusätzlich ein lineares Modell entwickelt, das die Dynamik von Störungen zu einem gegebenen Referenzzustand beschreibt und das am IAP speziell für die Untersuchung von solaren atmosphärischen Gezeitenwellen angewendet wird. Dieses neue Gezeitenmodell ist in seiner Allgemeinheit weltweit einzigartig, da es die Behandlung von längenabhängigen Referenzatmosphären erlaubt und damit die Wechselwirkung zwischen Gezeitenwellen und planetaren Rossby-Wellen berücksichtigt. Das Modell wird zur Zeit zur Analyse von Daten des Hamburger Klimamodells HAMMONIA verwendet. Die Mechanismen der Gezeittendynamik können so im Detail verstanden werden (Bericht 48).

KMCM hat eine konsequent modale Struktur, was zu einer guten Überschaubarkeit und einfachen Handhabung des Kodes entscheidend beträgt. Dadurch wird Studenten das Einarbeiten vergleichsweise leicht macht. Nicht zuletzt aus diesem Grund wird KMCM nicht nur am IAP, sondern auch von den meteorologischen Instituten der Universitäten von Mainz und Stockholm genutzt. Neben dem Gezeitenmodell neu begonnene Anwendungen von KMCM sind u.a.: die Entwicklung einer prognostischen Schwerewellen-Turbulenzparameterisierung für komplexe Klimamodelle in Zusammenarbeit mit der Gruppe von T. G. Shepherd (University of Toronto), die Einbindung eines vereinfachten Strahlungstransferschemas, das konsistent bei sehr hoher räumlicher und zeitlicher Auflösung integriert werden kann, und eine systematische Analyse der atmosphärischen Makroturbulenz unter dem Aspekt der Kopplung der Schichten durch Schwerewellen.

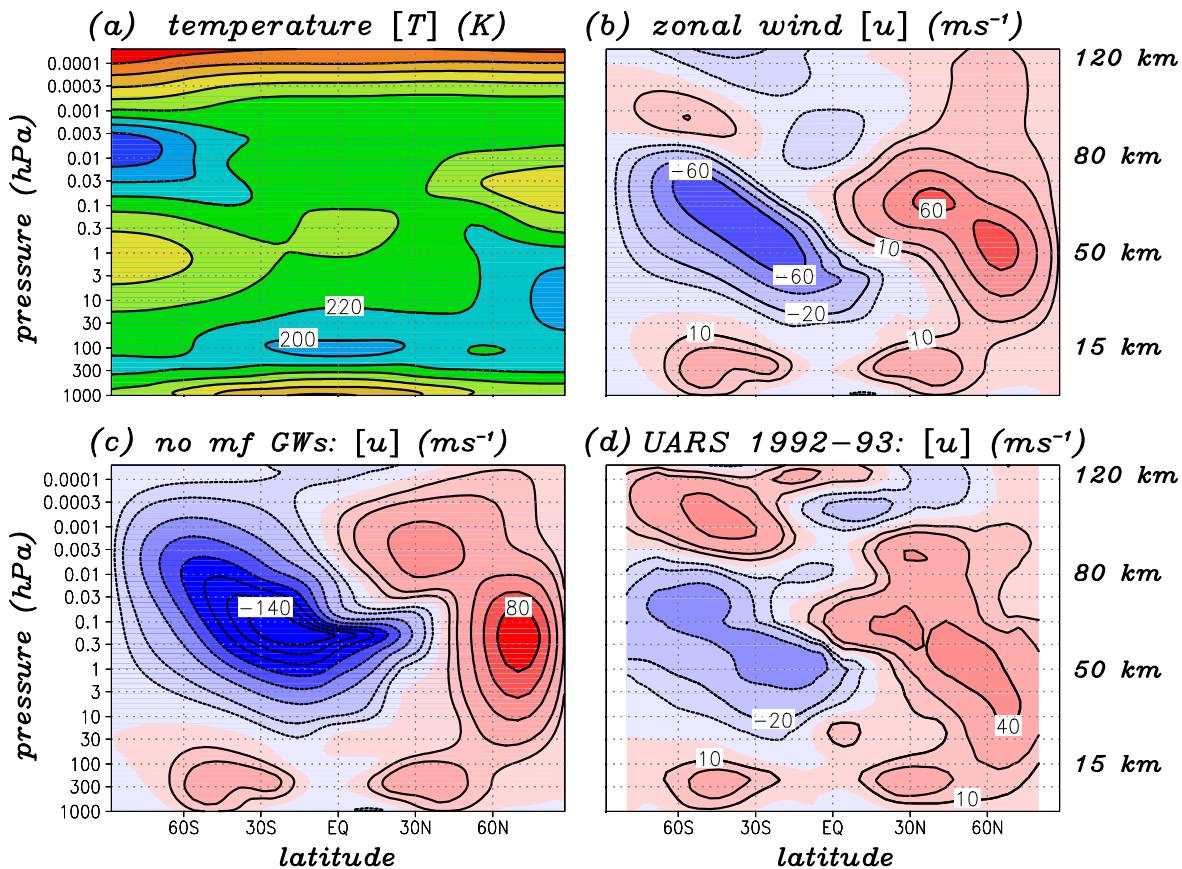


**Abb. 40.2:** Zeit-Höhenschnitte bei  $50^\circ$  Nord und  $0^\circ$  Ost aus einer Januarsimulation mit KMCM bei hoher räumlicher Auflösung: Phasen aufgelöster Schwerewellen (oben, anhand der Divergenz des horizontalen Windfeldes) und turbulente Dissipation (unten).

## 41 Die Zirkulation in Strato- und Mesosphäre bei expliziter Simulation der Schwerewellen

(Erich Becker, Gerhard Schmitz)

Interne Schwerewellen werden in der Troposphäre angeregt und sind hier wegen ihrer geringen Wind- und Temperaturschwankungen kaum wahrnehmbar. In der oberen Mesosphäre und unteren Thermosphäre erlangen diese Wellen jedoch beträchtliche Amplituden, was schließlich zu Wellenbrechen und Turbulenz führt. Die damit einhergehende Impulsdeposition treibt eine hemisphärenübergreifende Sommer-Winterpolzirkulation und erzeugt die kalte Sommermesopause. In komplexen globalen Klimamodellen kann diese elementare Ereigniskette nur in parameterisierter Form berücksichtigt werden, was grobe Vereinfachungen hinsichtlich der Schwerewellendynamik und eine große Unsicherheit bei der Wahl der freien Parameter bedeutet.



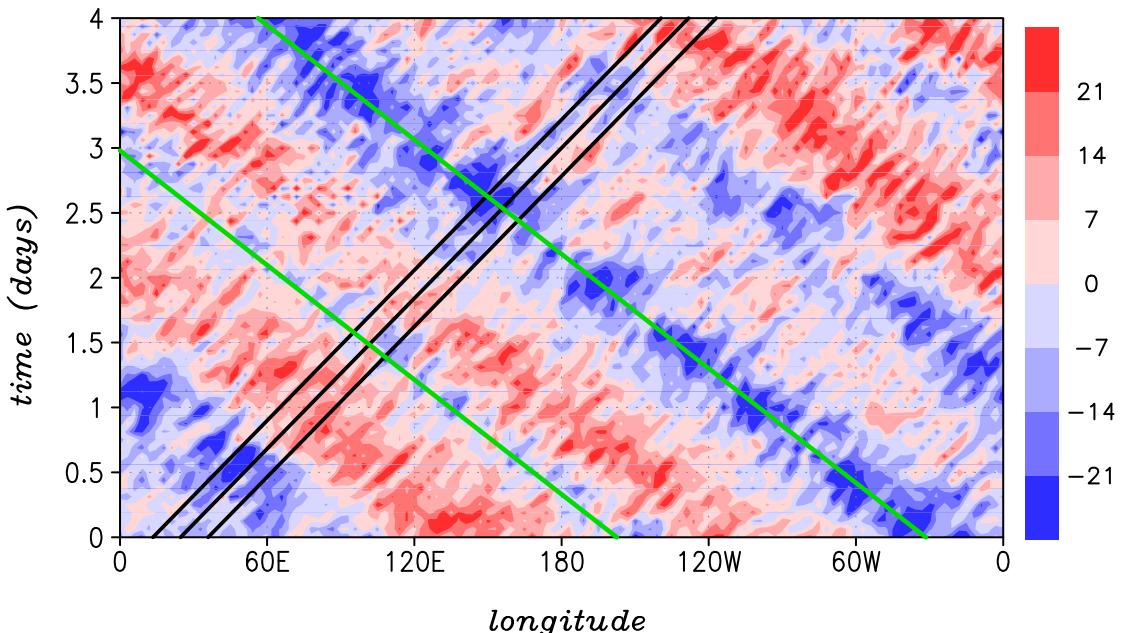
**Abb. 41.1:** (a),(b) Winterklimatologie von zonal gemittelter Temperatur (Konturlinienabstand 20 K) und zonalem Wind (Konturen  $\pm 10, 20, 40, 60 \text{ ms}^{-1}$ ) des Modells KMCM. (c) Wie (b), aber bei Unterdrückung von Schwerewellen mittlerer Frequenzen. (d) Wie (b), aber anhand von Satellitenbeobachtungen. Diese Daten wurden von dem *UARS Reference Atmosphere Project* über das Internet bereitgestellt.

Mit einem mechanistischen Zirkulationsmodell wie KMCM können deutlich höhere vertikale und horizontale Auflösungen realisiert werden als mit einem komplexen Klimamodell. Man kann daher versuchen, die Schwerewellen soweit wie möglich explizit zu beschreiben. Inwieweit dies gelingt, hängt entscheidend davon ab, wie das Modell die troposphärischen Energie- und Impulskreisläufe und die damit einhergehenden irreversiblen Vorgänge erfasst. Denn letztere hängen eng mit der Generierung von Schwerewellen zusammen. In einem strömungsphysikalischen Zirkulationsmodell werden die Energie- und Impulskreisläufe über die Parameterisierung der Turbulenz

gesteuert. Die Turbulenzparametrisierung ist daher ein zentraler Modellbaustein sowohl für die selbstkonsistente Generierung von Schwerewellen in der Troposphäre als auch für deren Dissipation in der Meso- und Thermosphäre. Unter diesem Aspekt der Dynamik von unterer und mittlerer Atmosphäre erfasst das im Bericht 40 beschriebene Modell KMCM bei horizontalen und vertikalen Auflösungen von ca. 170 km und 550 m den globalen Schwerewellenantrieb der oberen Mesosphäre zum ersten Mal selbstkonsistent und explizit.

Die Abbildungen 41.1a und b zeigen die mittlere Temperatur und den mittleren zonalen Wind bei permanenten Januarbedingungen. Im Bereich der Sommermesopause erkennt man deutlich eine Umkehr von Ost- zu Westwind. Der Westwindjet in der Wintermesosphäre ist abgeschlossen. Die simulierte Windumkehr wird im Vergleich mit Beobachtungsdaten (Abb. 41.1d) unterschätzt, weil die aufgelösten Schwerewellen zu schwach sind. Dennoch ist die gezeigte Simulation vergleichsweise realitätsnah. Man kann den Effekt der aufgelösten Schwerewellen u.a. dadurch sichtbar machen, dass man im Modell die Schwerewellen künstlich unterdrückt, etwa durch eine schwache Hyperdiffusion bei sonst identischen Modellparametern, und das Resultat (Abb. 41.1c) mit der Kontrollsimulation (Abb. 41.1b) vergleicht. Ohne Schwerewellen ist das Windfeld offenbar völlig unrealistisch. Dies gilt insbesondere in tropischen Breiten (siehe dazu Bericht 42).

Mit dem neuen Modellkonzept lassen sich Fragestellungen zur globalen Schwerewellendynamik ohne Schwerewellenparametrisierung untersuchen. Die im Bericht 43 beschriebene Anwendung zeigt zum Beispiel, dass die troposphärischen Schwerewellenquellen durch planetare Rossby-Wellen verstärkt werden können, was zu messbaren Effekten in der Mesosphäre führt.

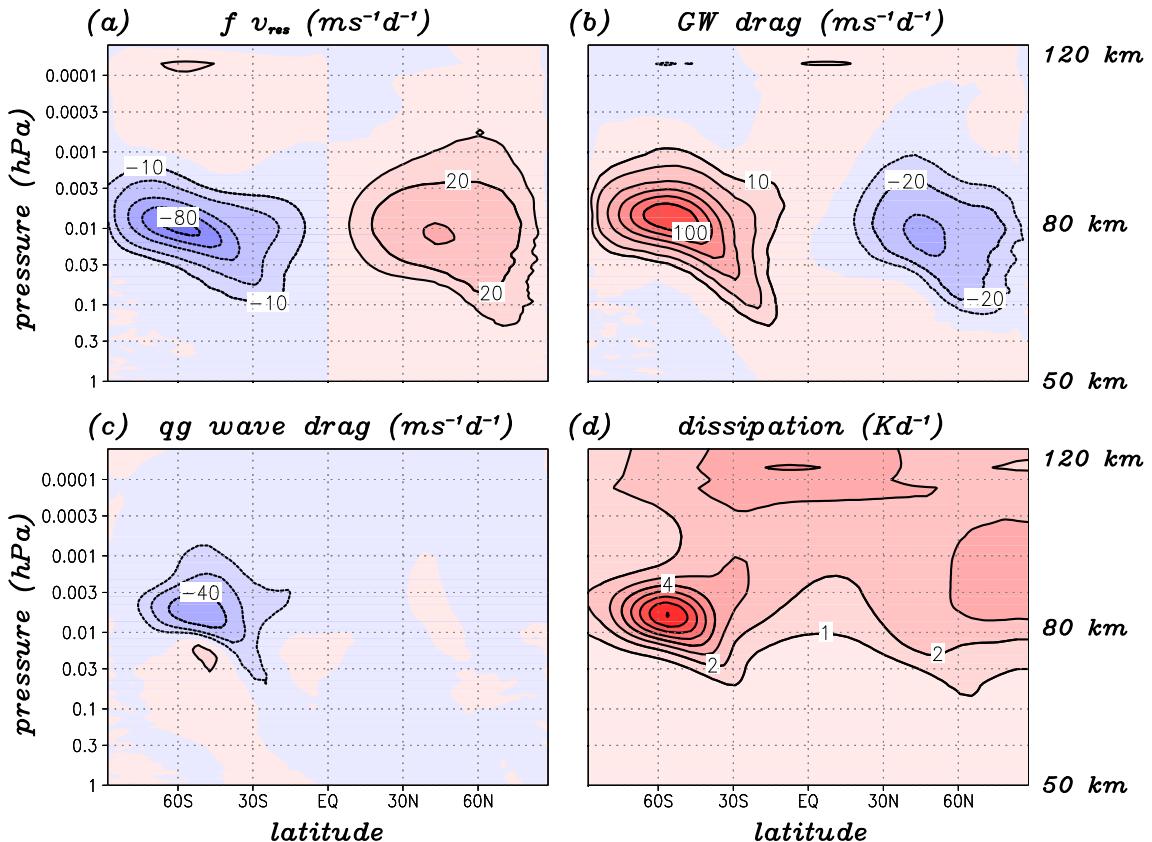


**Abb. 41.2:** (a),(b) Typische Sequenz von Temperaturvariationen (Farbskala in K) in der Sommermesosphäre ( $50^{\circ}$  Süd, 80 km Höhe) in Abhängigkeit von der geographischen Länge aus einer Wintersimulation mit KMCM. Die durchgezogenen schwarzen und grünen Linien markieren Phasen von ostwärts laufenden Schwerewellen und westwärtslaufenden baroklinen Wellen.

Ein anderes Beispiel betrifft die Untersuchung von planetaren Wellen, die in der extratropischen Sommer-Mesosphäre durch barokline Instabilität in-situ generiert werden. Abb. 41.2 zeigt, wie die ostwärts laufenden Schwerewellen und die nach Westen laufenden planetaren Wellen sich überlagern. In der zonal- und klimatologisch gemittelten Impulsbilanz (Abb. 41.3a-c) ergibt sich daraus eine westwärtige Beschleunigung durch barokline Wellen, die der ostwärtigen Beschleunigung durch Schwerewellen entgegengerichtet ist. Die relative Wichtigkeit beider Wellenwiderstände wird in konventionellen Klimamodellen zum Teil sehr unterschiedlich wie-

dergegeben. Die in Abb. 41.3c gezeigte Abschätzung ist konsistent mit Satellitenbeobachtungen von baroklinen Wellen in der Sommermesosphäre. Dies impliziert, dass die erforderliche Impulsdistribution durch Schwerewellen deutlich stärker sein muss, als bisher allgemein angenommen wurde.

Des weiteren ergibt das Modell eine mit Beobachtungen konsistente Sommer-Winterasymmetrie der turbulenten Dissipationsrate (Abb. 41.3d). Das Maximum der Dissipation verschiebt sich zum Sommerpol hin zu größeren Höhen, was auf eine abgeschwächte troposphärische Schwerewellenquelle in Polnähe schließen lässt – ein Effekt, der mit Schwerewellenparametrisierungen nicht pronostiziert werden kann (siehe dazu auch Bericht 15). Des weiteren ergeben die aufgelösten Schwerewellen eine sehr starke interne Variabilität der Mesosphäre, die mit Turbulenz- und Temperaturemessungen des IAP quantitativ vergleichbar ist (siehe die Berichte 43 und 32).



**Abb. 41.3:** Klimatologisch und zonal gemittelte Impulsbilanz und turbulente Dissipation in der Mesosphäre in einer Januarsimulation mit KMCM. Die Einzelbilder zeigen (a) die Coriolis-Kraft der Sommer-Winterpolzirkulation, (b) die Impulsdeposition der aufgelösten Schwerewellen (GW drag), (c) die Welnewirkung quasi-geostrophischer barokliner Wellen (qg wave drag) und (d) die turbulente Dissipation (Reibungswärme). Die Konturlinien sind  $\pm 10, 20, 40, \dots, 100$  m/s/Tag in (a)-(c) und 1, 2,  $\dots, 8$  K/Tag in (d)

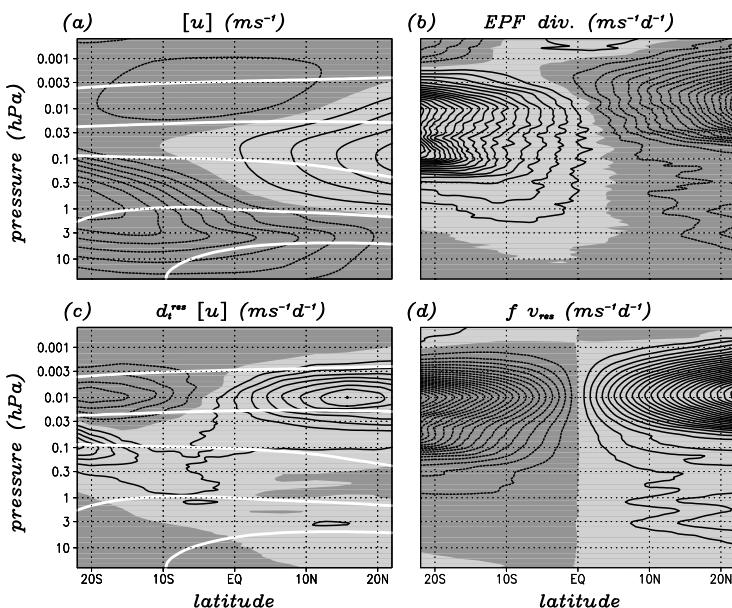
Selbstverständlich kann man mit einem globalen Modell von der Grenzschicht bis zur Thermosphäre nur einen Teil des Schwerewellenspektrums auflösen. Auch beruhen die in KMCM verwendeten Turbulenzmodelle trotz ihrer hydrodynamischen Konsistenz letztlich auf Mischungswegansätzen von Prandtl und Smagorinsky und können daher nur lokale Austauschvorgänge beschreiben. Sie müssen in der Zukunft weiter verbessert werden. Um insbesondere den Brechungsprozess genauer zu verstehen und mit einem verbesserten Turbulenzmodell zu beschreiben, sind direkte Simulationen mit einem mikroskaligen Modell notwendig, wie sie am IAP ebenfalls durchgeführt werden (siehe Bericht 47).

## 42 Die Bedeutung der internen Schwerewellen für die Zirkulation in den Tropen der Stratosphäre und Mesosphäre

(G. Schmitz, E. Becker, H. Voß)

Der mittlere zonale Wind in der troposphärischen unteren Stratosphäre ist geprägt durch das Phänomen der quasi-zweijährigen Schwingung (QBO), die sich aus der quasi-linearen Kopplung der großräumigen äquatorialen Wellen mit dem mittleren zonalen Wind ergibt. Mit größeren Höhen nimmt die QBO ab und die halbjährige Oszillation (SAO) wird bestimend. Sie ergibt sich aus dem Zusammenspiel von planetaren Wellen, internen Schwerewellen (IGW), der ganztägigen Gezeitenschwingung und dem Jahresgang. Die SAO ist nur oberhalb von 50 km Höhe von Bedeutung. Der Beitrag der IGW ist dabei besonders schwer zu bestimmen, da eine globale Beobachtung derzeit nur schwer möglich ist, aber auch in einer numerischen Modellierung sich erhebliche Schwierigkeiten ergeben.

Im folgenden untersuchen wir den Einfluss der internen Schwerewellen auf die tropische Zirkulation oberhalb von 40 km Höhe mit dem Zirkulationsmodell KCMC, bei einer vertikalen Auflösung von  $\sim 550$  m. Die physikalischen Parametrisierungen der Modellexperimente sind den Beiträgen 41 und 53 zu entnehmen. In Abb. 41.1 des vorangegangen Beitrags ist der zonal gemittelte zonale Wind angegeben für das Kontrollexperiment, ein Experiment „Hyperdiffusion“, für das die IGW weitgehend gefiltert wurden, und für UARS-Satellitenbeobachtungen. Die Experimente sind für Januarbedingungen durchgeführt und beinhalten keine Gezeitenanregung. Die Übereinstimmung des Kontrollexperiments mit der Beobachtung (Abb. 41.1b,d) ist insbesondere im Breitenbereich  $\pm 15^\circ$  um den Äquator gut. So werden der Ostwind in der unteren Stratosphäre, der Westwind im Höhengebiet um 60 km und der darüberliegende Ostwind um 90 km vergleichsweise realitätsnah beschrieben. Aus dem Vergleich mit dem Hyperdiffusionsexperiment (Abb. 41.1c) ist die Bedeutung der IGW für den zonalen Wind in den Tropen klar zu erkennen. Ohne IGW ist das Modellergebnis von der Stratosphäre bis in die untere Thermosphäre völlig unrealistisch.



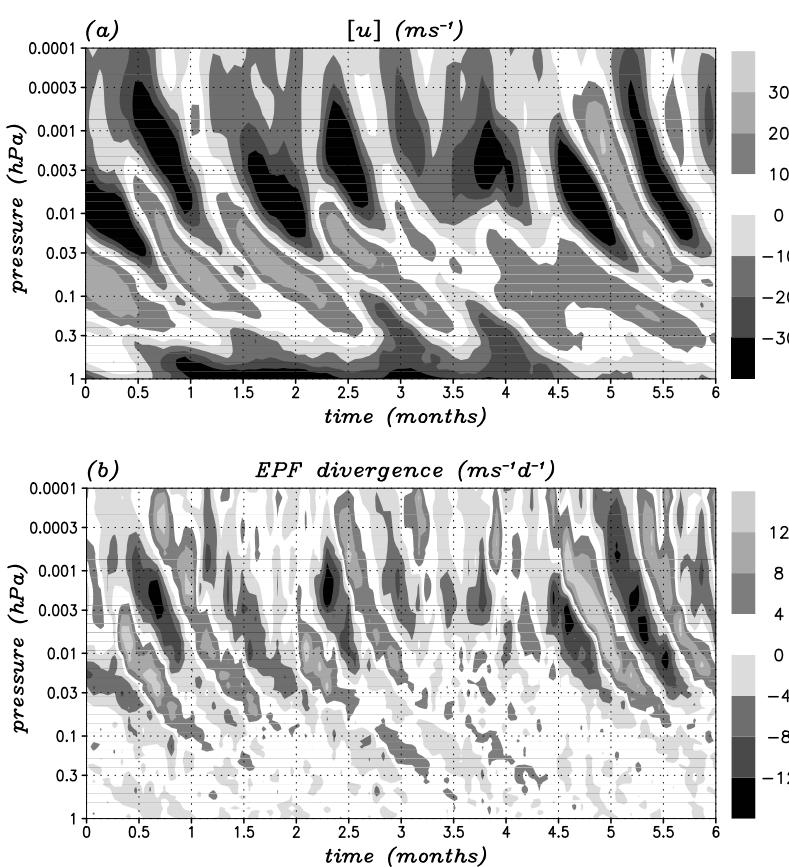
**Abb. 42.1:** Bilanz der zonal gemittelten zonalen Windgleichung auf der Grundlage der residuellen Zirkulation. (a) zonaler Wind (Isolinienabstand  $10 \text{ ms}^{-1}$ ), (b) EPF-Divergenz, (c) Nichtlineare Advektion, (d) Coriolis-Term; Isolinienabstand in (b) - (d)  $1 \text{ ms}^{-1} \text{ Tag}^{-1}$ . Die hellen Linien in (a), (c) bezeichnen die residuelle Stromfunktion für  $1, 0.3, 0.1, 0.03, 0.001 \times 10^9 \text{ kg s}^{-1}$ .

Sowohl im Höhengebiet der Stratopause als auch in größeren Höhen der Tropen sind die Amplituden und meridionalen Ausdehnungen der Ost- und Westwindgebiete maßgeblich durch die IGW bestimmt. In Abb. 42.1 ist die zonale Impulsbilanz für  $\pm 20^\circ$  Breite um den Äquator gezeigt. Generell resultiert der zonale Wind aus der mittleren nichtlinearen Advektion (Abb. 42.1c). Diese entspricht wiederum im zeitlichen Mittel dem Residuum des Schwerewellenwiderstand, der die EPF-Divergenz im gesamten Höhengebiet von der Stratopause bis zur Mesopause maßgeblich bestimmt (Abb. 42.1b), und der Corioliskraft aufgrund der residuellen Zirkulation (Abb. 42.1d). Im Bereich der tropischen Mesopause gewinnen planetare Wellen

eine ähnlich große Bedeutung wie die IGW. Ursächliche Zusammenhänge sind schwer anzugeben, da der Wellenwiderstand und damit die residuelle Zirkulation vom mittleren zonalen Wind abhängen. Dennoch ist offensichtlich, dass die zonale Zirkulation in der tropischen Strato- und Mesosphäre in sehr sensibler Weise von einem breiten Wellenspektrum abhängt.

Neben der direkten Simulation der IGW-Impulsdeposition in der Mesosphäre konnte in dem vorliegenden Kontrollexperiment auch eine verbesserte Beschreibung der Trägheitsinstabilität im Stratopausengebiet der Tropen/Subtropen erzielt werden, wie die starke Abnahme des Ostwindes im Hyperdiffusionsexperiment (Abb. 41.1c) zu realistischen Werten im Kontrollexperiment (Abb. 41.1b) zeigt. Diese angepasste Beschreibung in den Tropen wirkt sich auch auf die planetaren Rossby-Wellen in der Winterhemisphäre aus und beeinflusst so den Polarwirbel hinsichtlich seiner Lage, Intensität und natürlichen Variabilität.

Die explizite Simulation der IGW führt, wie im Beitrag 41 beschrieben, zur Anregung der 2-Tagewelle, die sich von der polaren Sommermesopause über den Äquator bis in die Subtropen der Wintermesosphäre erstreckt. In äquatorialen Breiten zeigt sich, dass oberhalb der 0.01 hPa-Druckfläche (ca. 80 km) der Wellenwiderstand durch den Beitrag der 2-Tagewelle (zonale Wellenzahl 3) zu einem erheblichen Teil den Schwerewellenwiderstand kompensiert und damit den Ostwind entscheidend bestimmt. Es ist ein interessantes Phänomen in der Kopplung der Höhengebiete, dass die Schwerewellen einerseits die Ursache für die Umkehrung des meridionalen potentiellen Vorticity-Gradienten sind und dass die dadurch induzierten meridionalen potentiellen Vorticitytransporte selbst wiederum die Schwerewellen in ihrer Wirkung auf den zonalen Wind beeinflussen. Dieser Prozesszusammenhang wird einen direkten Einfluss auf die halbjährige Oszillation haben, auch wenn diese hier nicht Gegenstand der Untersuchung ist.



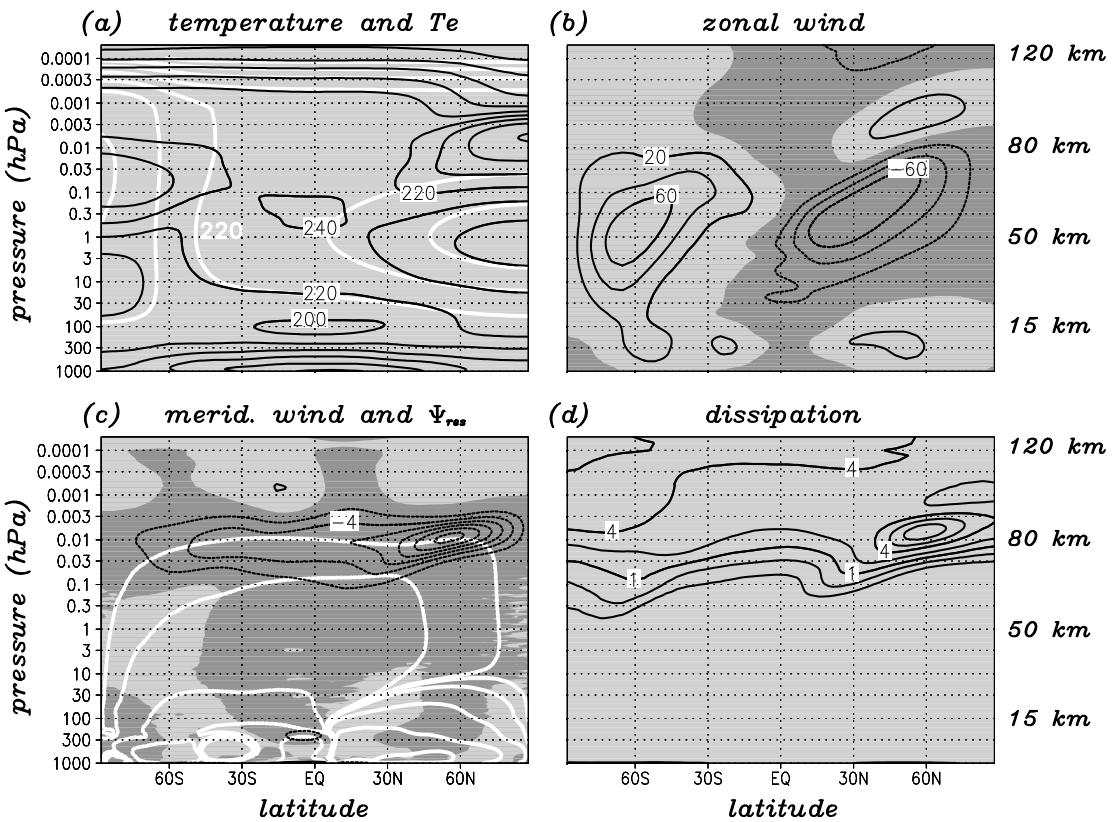
**Abb. 42.2:** Intraseasonale Oszillation in der äquatorialen Mesosphäre und unteren Thermosphäre. (a) zonal gemittelter zonaler Wind, (b) EPF-Divergenz.

Die explizite Berücksichtigung der IGW führt in der äquatorialen Mesosphäre und unteren Thermosphäre zu einer Oszillation des zonalen Windes (Abb. 42.2), mit einer Periode von etwa einem Monat. Man erkennt eine Absenkung des zonalen Windes mit der Höhe, die offenbar angetrieben wird durch die EPF-Divergenz (Abb. 42.2b). Die Veränderung der EPF-Divergenz mit der Höhe resultiert aus dem Schwerewellenwiderstand und ist im Höhengebiet um 0.001 mb auch beeinflusst durch den quasi-geostrophischen Wellenwiderstand. Intraseasonale Oszillationen von vergleichbarer Periode sind von Eckermann & Vincent (*Geophys. Res. Lett.*, 21, 1994) in der äquatorialen Mesosphäre und unteren Thermosphäre beobachtet worden.

## 43 Schwerewellen und Turbulenz während der MaCWave / MIDAS-Kampagne im Nordsommer 2002

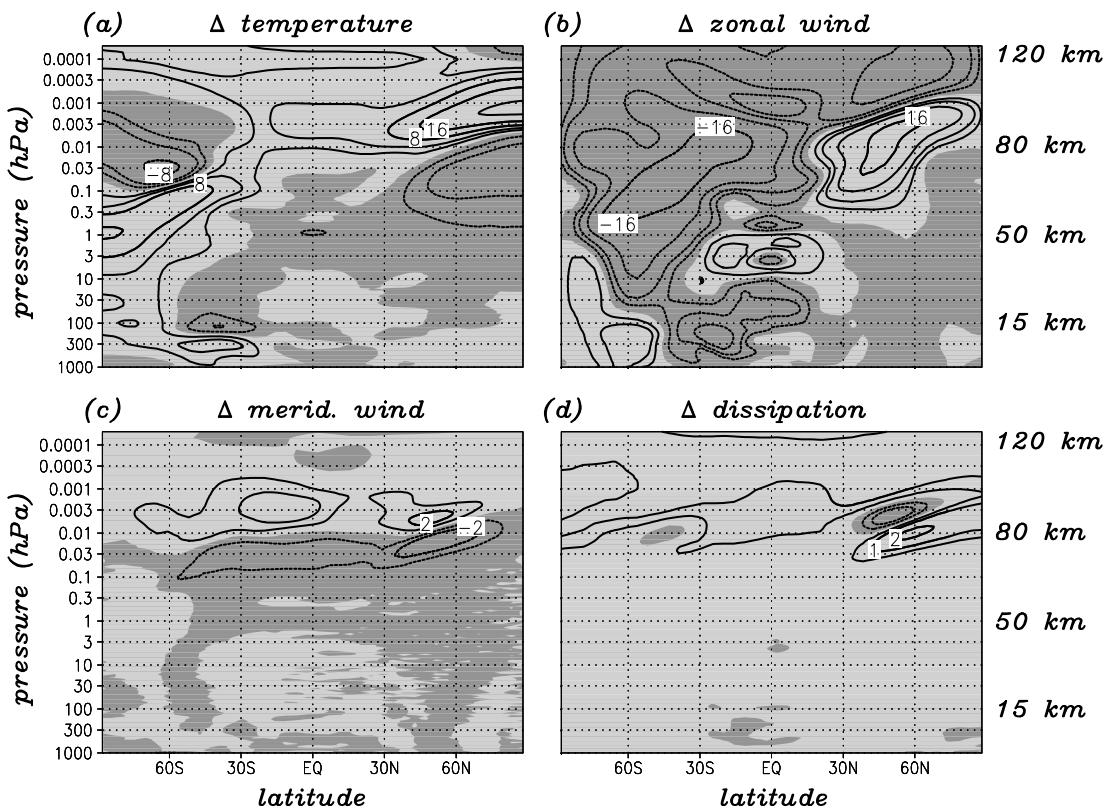
(Erich Becker, Peter Hoffmann, Markus Rapp)

Bereits im Institutsbericht 2002/2003 wurde ausführlich über Wind-, Temperatur- und Turbulenzmessungen in Andøya (Nordnorwegen) während der MaCWave/MIDAS-Kampagne berichtet. Dabei ergaben sich für den Sommer 2002 außergewöhnliche Resultate im Vergleich zu Messungen vorheriger Jahre. In einer Modellstudie konnten wir diese Anomalien zumindest qualitativ auf eine hohe Rossby-Wellenaktivität in der südlichen Tropo- und Stratosphäre im Südwinter 2002 zurückführen. Unsere Erklärung war, dass der durch Rossby-Wellen abgeschwächte Polarnachtjet der südlichen Hemisphäre eine Absenkung der Schwerewellenbrechung und damit der Sommer-Winterpolzirkulation bewirkt. Diese Absenkung ist hemisphärenübergreifend, d.h. sie zieht sich bis in die nördliche Sommermesosphäre. Durch die Absenkung der Sommer-Winterpolzirkulation werden Änderungen des Zonalwindes (und damit der Temperaturstruktur) erzwungen, die auch in der Sommermesosphäre eine Absenkung der Schwerewellenbrechung zur Folge haben. Dieser Mechanismus der Hemisphärenkopplung kann qualitativ die Messungen erklären, er unterschätzt jedoch die gemessenen Anomalien bei weitem. Seine Unzulänglichkeit beruht nicht zuletzt auf der Annahme einer global konstanten Schwerewellenquelle.

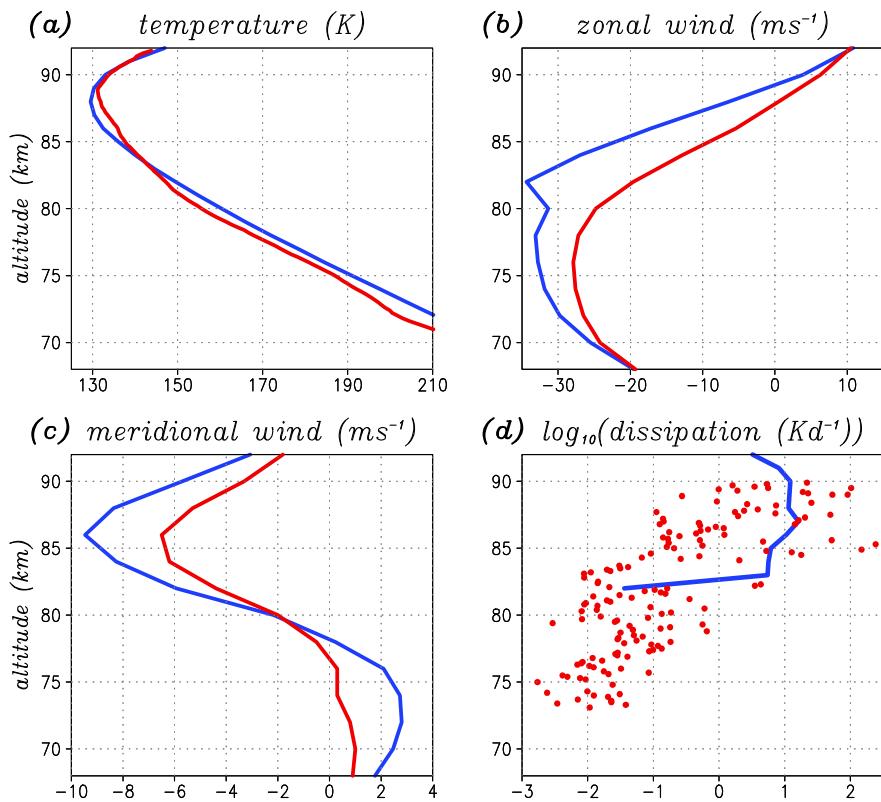


**Abb. 43.1:** Juliklimatologie aus einer Simulation mit KMCM bei verstärkter thermischer Anregung planetarer Rossby-Wellen in der südlichen Troposphäre. (a) Temperatur (Konturlinienabstand 20 K). (b) Zonalwind (Konturlinien  $\pm 20, 40, 60 \text{ ms}^{-1}$ ). (c) Meridionalwind (schwarze Konturlinien für  $\pm 2, 4, 6, 8, 10 \text{ ms}^{-1}$ ) und residuelle Massenstromfunktion (weiße Konturlinien für  $\pm 0.01, 0.1, 1, 10, 100 \times 10^9 \text{ kgs}^{-1}$ ). (d) Turbulente Dissipation (Konturlinien  $0.25, 0.5, 1, 2, 4, 6, 8 \text{ Kd}^{-1}$ ). Helle und dunkle Schattierungen markieren jeweils positive und negative Werte.

Um den Einfluss einer möglichen Anomalie der Schwerewellenquellen im Nordsommer 2002 abzuschätzen, haben wir die Modellstudie mit der in den Berichten 40 und 41 beschriebenen neuen Version des Modells KMCM wiederholt, womit eine selbstkonsistente Simulation der troposphärischen Schwerewellenquellen gewährleistet wird. Diese neue Modellstudie ist in einem Artikel von Becker & Fritts (2006, Ann. Geophys., im Druck) im Detail beschrieben. Abb. 43.1 zeigt als Referenz die Juli-2002-Klimatologie von KMCM am Beispiel der zonalen und zeitlichen Mittel von Temperatur, zalem Wind, meridionaler Zirkulation und turbulenter Dissipation. Abbildung 43.2 zeigt die entsprechenden Differenzenfelder, die man erhält, wenn man die Modell-Klimatologie für normale Julibedingungen von der für „Juli-2002-Bedingungen“ subtrahiert. Beide Simulationen unterscheiden sich lediglich in der thermischen Anregung planetarer Rossby-Wellen in der tropischen und südlichen Troposphäre, welche jeweils auf „normale Julibedingungen“ und „Juli-2002-Bedingungen“ angepasst wurden. Betrachtet man die Differenzen bei etwa  $60^\circ$  N, so beschreiben diese zufriedenstellend die Unterschiede in den Sommermessungen aus dem Jahr 2002 und aus vorherigen Jahren (Abbildung 43.3). Insbesondere wird eine deutliche Absenkung der meridionalen Zirkulation und der turbulenten Dissipation in polaren nördlichen Breiten vom Modell wiedergegeben. Diese Absenkung resultiert in der Simulation aus der selbstkonsistenten Simulation verstärkter Schwerewellenquellen für „Juli-2002-Bedingungen“. Dabei zeigt sich, dass die globale Dissipation aufgrund des Lorenzschen Energiezyklus von  $1.85 \text{ W/m}^2$  bei normalen Julibedingungen bis auf  $2.3 \text{ W/m}^2$  bei „Juli-2002-Bedingungen“ ansteigt. Die damit einhergehenden größeren Schwerewellenamplituden führen in polaren sommerlichen Breiten der Mesosphäre zu einer verstärkten Wellendämpfung in tieferen Schichten.



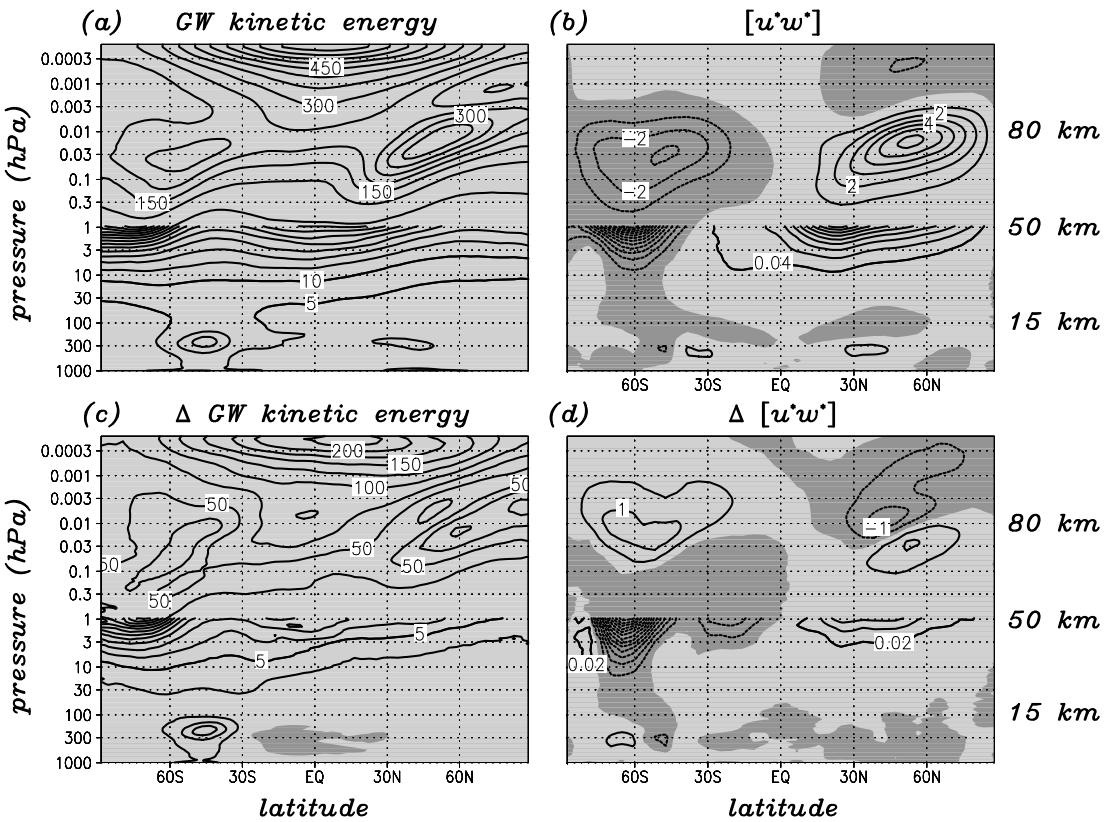
**Abb. 43.2:** Differenzfelder der Juliklimatologien von KMCM bei 2002- und normalen Bedingungen. (a) Temperatur (Konturlinien  $\pm 2, 4, 8, 16, 32 \text{ K}$ ). (b) Zonalwind (Konturlinien  $\pm 2, 4, 8, 16 \text{ ms}^{-1}$ ). (c) Meridionalwind (Konturlinien  $\pm 1, 2 \text{ ms}^{-1}$ ). (d) Turbulente Dissipation (Konturlinien  $\pm 0.5, 1, 2 \text{ Kd}^{-1}$ ). Helle und dunkle Schattierungen markieren jeweils positive und negative Differenzen.



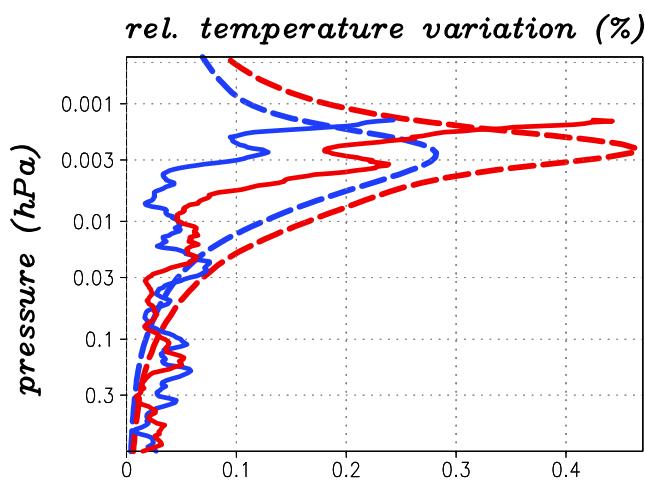
**Abb. 43.3:** Messungen des IAP von Temperatur, Zonalwind, Meridionalwind und turbulenter Dissipation über Andøya im Sommer 2002 (rot) und in Sommern vorangegangener Jahre (blau). Die Details sind in einer Sonderausgabe von GRL (2004) über die MaCWave-MIDAS-Kampagne beschrieben.

Abb. 43.4 illustriert dies anhand der simulierten kinetischen Energie und des vertikalen Impulsflusses der Schwerewellen. Die Anomalien dieser Felder zeigen im Höhenbereich um etwa 0.03 hPa (ca. 70 km) und polwärts von  $60^\circ$  N Verstärkungen von etwa 25 und 15 Prozent (Abb. 43.4c,d). In ca. 85 km (0.003 hPa) nimmt der Impulsfluss dagegen für „Juli-2002-Bedingungen“ gegenüber dem Fall „normaler Julibedingungen“ ab. Dieses Verhalten entspricht einer Absenkung der Impulsdeposition bei gleichzeitiger Verstärkung. Die Hemisphärenkopplung kann eine solche Verstärkung nicht erklären. Ihr Einfluss schwächt sich zudem zum Sommerpol weithin ab. Verstärkte Schwerewellenquellen in der Troposphäre, wie sie in der Simulation mit „Juli-2002-Bedingungen“ auftreten, ergeben darüberhinaus Schwerewellen-Temperaturfluktuationen in der Mesosphäre, die quantitativ mit entsprechenden Messungen konsistent sind (Abbildung 43.5).

Die hier beschriebene Anwendung des Modells KMCM zeigt, wie großskalige klimatische Veränderungen in der Troposphäre (hier veränderte planetare Rossby-Wellen) sich dynamisch in der oberen Mesosphäre abbilden, und zwar über die Kopplung der atmosphärischen Schichten durch interne Schwerewellen. Die Schwerewellenanregung selbst ist eng mit der Aktivität großskaliger Wellen und dem Lorenzschen Energiezyklus verknüpft. Nachzuprüfen bleibt, ob im Nordsommer 2002 tatsächlich eine verstärkte Schwerewellenaktivität ab der oberen Troposphäre vorgelegen hat.



**Abb. 43.4:** Kinetische Energie und vertikaler Fluss von zonalem Impuls durch Schwerewellen in permanenten Julisimulationen mit KCMC. (a),(b) Kinetische Energie und Impulsfluss der Schwerewellen bei „Juli-2002-Bedingungen“. Die Konturintervalle sind  $50$  ( $5$ )  $\text{m}^2\text{s}^{-2}$  und  $1$  ( $0.04$ )  $\text{m}^2\text{s}^{-2}$  oberhalb (unterhalb)  $1$   $\text{hPa}$ . (c),(d) Entsprechende Differenzfelder relativ zur Simulation bei normalen Julibedingungen. Die Konturintervalle sind  $25$  ( $2.5$ )  $\text{m}^2\text{s}^{-2}$  und  $0.5$  ( $0.02$ )  $\text{m}^2\text{s}^{-2}$  oberhalb (unterhalb)  $1$   $\text{hPa}$ . Helle und dunkle Schattierungen markieren jeweils positive und negative Werte.



**Abb. 43.5:** Durchgezogene Linien: Beobachtete relative Temperaturvariation über Andøya im Sommer 2002 (rot) und in Sommern früherer Jahre (blau). Gestrichelte Linien: Mit KCMC simulierte relative Temperaturvariation durch Schwerewellen in  $70^\circ$  N für „Juli-2002-Bedingungen“ (rot) und normale Julibedingungen (blau).

## 44 Quellen von Trägheitsschwerewellen in hochauflösten mesoskaligen MM5-Simulationen

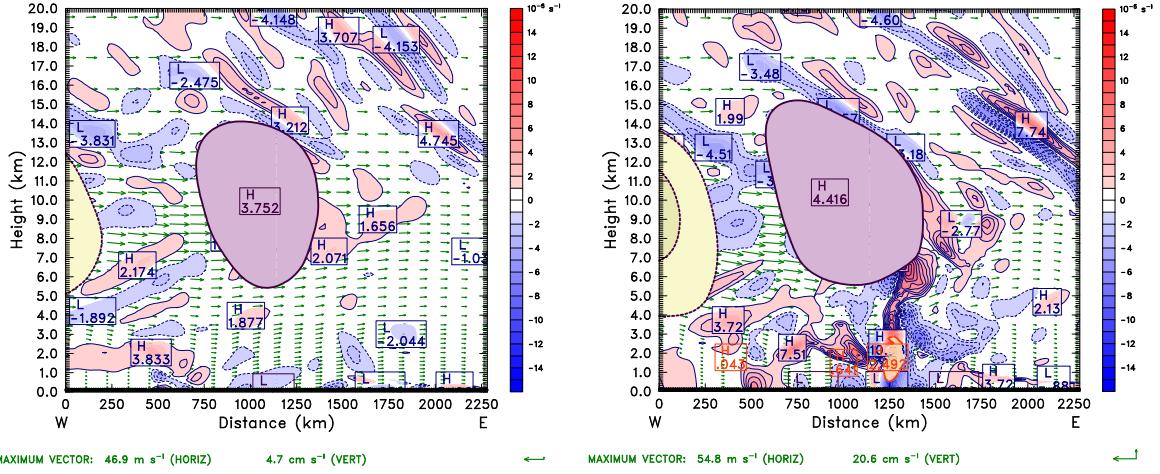
(Ch. Zülicke, D.H.W. Peters)

Trägheitsschwerewellen sind ageostrophische Fluktuationen, die durch die Erdrotation und den Auftrieb zustandekommen. Sie transportieren Impuls und Wärme und stellen somit ein wichtiges Element der Kopplung zwischen den verschiedenen Schichten der Atmosphäre dar. Ihr Auftreten in den gemäßigten Breiten wird verstärkt in Situationen mit brechenden Rossby-Wellen beobachtet. Die Prozesse ihrer Anregung sind auf der sub-synoptischen Skala zu suchen und treten zum Beispiel im Zusammenhang mit Strahlströmen, Konvektion, Fronten und orographischen Hindernissen auf.

Entsprechende mesoskalige Simulationen erfordern sowohl eine hohe horizontale Auflösung (10 km für eine Welle von 100 km) als auch ein hinreichend großes Modellgebiet (1000 km), um die mesoskaligen Prozesse (Trägheitsschwerewellen) in den synoptischen Hintergrund (Rossby-Wellen) einzubetten. Obwohl die effektive Gitterweite globaler Zirkulationsmodelle schon unter 100 km gebracht werden kann, müssen dennoch wesentliche Teile der Schwerewellendynamik in parametrisierter Form behandelt werden. In Zülicke & Peters (*J. Atmos. Sci., in press, 2006*) ist gezeigt worden, dass für die stratosphärische Aktivität von Trägheitsschwerewellen Strahlstrom, Orographie und Konvektion zu etwa gleichen Teilen eine Rolle spielen. Insofern müssen zumindest diese drei Prozesse ins Kalkül gezogen werden, um die Vorgänge während des Rossby-Wellenbrechens realitätsnah zu simulieren. Am weitesten entwickelt ist die Beschreibung orographisch angeregter Wellen (Gebirgswellen), was die Beobachtung, Theorie und Simulation betrifft. Auch zur Parametrisierung konvektiver Anregung gibt es eine Vielzahl von Arbeiten, die meist die konvektive Heizung als Antrieb nehmen. Dabei sind alternative Prozesse wie die Anströmung massiver Wolkenfelder (obstacle effect) oder Schwingungen um die Höhe neutralen Auftriebs noch nicht ausdiskutiert. Am unklarsten ist die Situation jedoch für unbalancierte Strömungen, die spontan Trägheitsschwerewellen abstrahlen können.

Hier sollen anhand von numerischen Simulationen einige Prozesse der Generierung von Trägheitsschwerewellen zusammen mit der Skizzierung entsprechender quantitativer Zusammenhänge dargestellt werden. Wir konzentrieren uns dabei auf Strahlströme und tiefe Konvektion. Zur Untersuchung dieser Prozesse wurde das von PSU/NCAR entwickelte Fifth-generation Mesoscale Model (MM5) mit einer Auflösung bis zu 8 km horizontal und 100 m vertikal benutzt. Um die relevanten Prozesse möglichst klar herauszustellen wurden zwei Modellkonfigurationen benutzt: mit und ohne Feuchte. Die Orographie wurde auf Null gesetzt um die Ausbildung von Gebirgswellen zu unterbinden.

In der trockenen MM5-Simulation wurde die Abstrahlung von Trägheitsschwerewellen aus dem troposphärischen Strahlstrom untersucht. Ein einfacher Mechanismus zur Generierung von Trägheitsschwerewellen ist die geostrophische Anpassung. Die Abweichung vom geostrophischen Gleichgewicht kann mit der Rossby-Zahl quantifiziert werden, die das Verhältnis von lokaler Beschleunigung ( $du_h/dt$ ) zur Trägheitsfrequenz (Coriolis-Parameter  $f \sim 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ ) ausdrückt. In diesem Sinne lässt sich die damit verbundene Imbalance mit der ageostrophischen Querströmung  $u_* \sim -(du_h/dt)/f$  abschätzen. In der in Abb. 44.1a gezeigten MM5-Simulation erscheint eine solche Imbalance im Austrittsgebiet eines Strahlstroms (jet streak), der sich an der Nordostflanke einer polwärts brechenden Rossby-Welle ausgebildet hatte. Die ageostrophische Querströmung hat den Maximalwert von  $u_* \sim 3.8 \text{ ms}^{-1}$ , was über die Ausdehnung der Imbalance von  $L \sim 100 \text{ km}$  mit einer Divergenz von  $\delta_* \sim u_*/L \sim 4 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$  verbunden ist. Tatsächlich findet man über und unter dieser Quelle in 10 km Höhe Trägheitsschwerewellen mit einer horizontalen Wellenlänge von  $\lambda_h \sim 350 \text{ km}$ . Sie gehen mit Divergenzen in der abgeschätzten Größenordnung einher ( $\delta \sim 4 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ). Diese Diagnose unterstützt die Hypothese, dass Imbalancen im synoptischen Strömungsfeld zur spontanen Abstrahlung von mesoskaligen Trägheitsschwerewellen führen. Die statistische Untersuchung entsprechender Beziehungen ist Gegenstand des Artikels 45.



**Abb. 44.1:** MM5-Simulationen von Trägheitschwerewellen, die durch Konturen der horizontalen Divergenz (rot/blau,  $\Delta\delta = 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ) in einem Zonalen Schnitt durch Kühlungsbereich sichtbar gemacht wurden. Links ein trockener MM5-Lauf mit der ageostrophischen Querströmung (violet/gelb,  $\Delta u_* = 2.5 \text{ ms}^{-1}$ ); rechts der feuchte MM5-Lauf mit der Kondensationswärme (orange,  $\Delta Q_* = 1 \text{ Kh}^{-1}$ ). Windpfeile sind grün unterlegt, ihre maximale Länge ist am unteren Bildrand dargestellt. Die MM5-Daten sind für die LEWIZ-Kampagne K1 zum Zeitpunkt 17.12.1999 12:00 UTC und haben eine Auflösung von 24 km horizontal und 250 m vertikal.

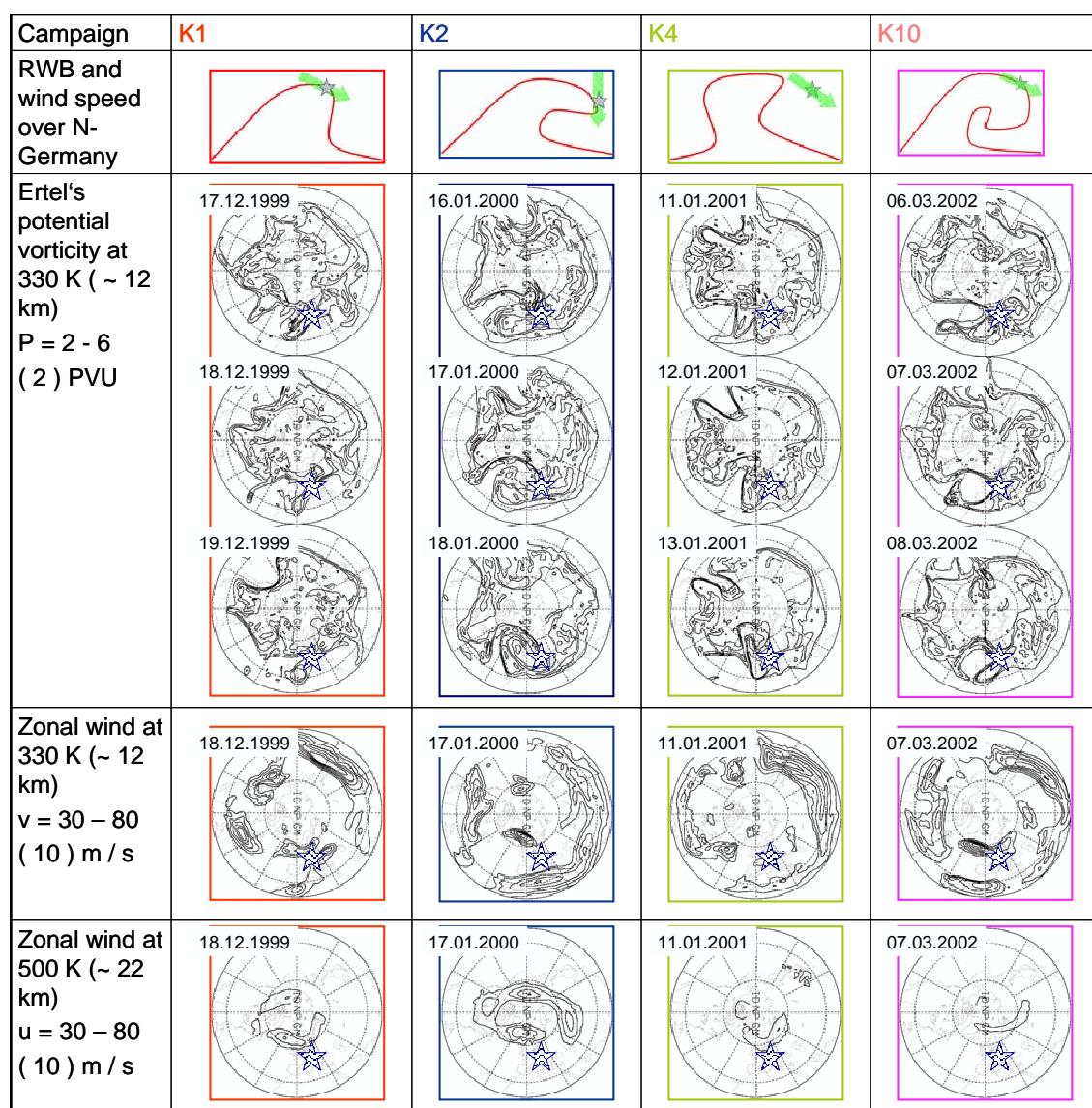
In dem feuchten MM5-Lauf konnte eine verstärkte Aktivität von Trägheitsschwerewellen festgestellt werden (siehe Abb. 44.1b). Tiefe (hochreichende) Konvektion zeigte sich in Verbindung mit einer Warmfront unter dem Austrittsgebiet des troposphärischen Strahlstroms, in schwächerer Form auch hinter der Front. Das Zusammenwirken von Konvergenz und Divergenz in den Wellen mit den Auf- und Abwinden in den Konvektionsmustern kann zu einer gegenseitigen Verstärkung führen. Im gezeigten Beispiel auf Abb. 44.1b reichte die frontale Konvektion bei der Länge von 1250 km bis zu einer Höhe von  $H \sim 6 \text{ km}$  und war mit einer leichten Verstärkung ( $u_* \sim 4.4 \text{ ms}^{-1}$ ) und Vergrößerung der grossräumigen Imbalance in Tropopausenhöhe verbunden. Die Wellen in der unteren Stratosphäre zeigen sich etwas deutlicher ausgeprägt, wobei sich das Wellenpaket bei der Länge von 2000 km und Höhe 14 km fast um den Faktor 2 intensiviert hat. Es sei darauf hingewiesen, dass seine Wellenlänge im Vergleich zum trockenen Lauf fast unverändert blieb. Während einzelnen Konvektionszellen kurze Wellen mit  $\lambda_h \sim 10 \text{ km}$  abstrahlen, wird in unserem Fall die hochreichende frontale Konvektion durch den darüber liegenden troposphärischen Strahlstrom geführt, der ihr auch seine größeren Skalen aufprägt. Eine Abschätzung der Größenordnung der konvektiv bedingten Wellenaktivität berücksichtigt die lokale Heizrate, die als Kondensationswärme bei der Länge 1250 km und der Höhe 1.5 km bestimmt wurde ( $Q_* \sim 2.5 \text{ Kh}^{-1}$ ). Sie führt bei einem Temperaturgradienten von  $dT/dz \sim 6 \text{ K km}^{-1}$  zu einem Aufwind von  $w_* \sim Q_*/(dT/dz) \sim 0.1 \text{ ms}^{-1}$ . Mit den entsprechenden Änderungen dieser Größe über die Höhe einer Konvektionszelle kann man eine Divergenz von  $\delta_* \sim 2w_*/H \sim 3 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$  abschätzen. Das entspricht in etwa der Intensivierung des oben erwähnten Wellenpakets ( $\delta \sim 8 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ).

Die vorgestellte Prozessstudie demonstriert die intensive Wechselwirkung von Strahlstrom und tiefer frontaler Konvektion, in deren Verlauf lange Trägheitsschwerewellen abgestrahlt wurde. Ihre Intensität ließ sich der lokalen Windtendenz sowie der Kondensationswärme zuordnen, woran sich entsprechende Parametrisierungen orientieren könnten. Für eine vollständige Beschreibung sollten auch kürzere Wellen berücksichtigt werden, die im Zusammenhang mit Orographie und postfrontalen Konvektionszellen zu erwarten sind.

## 45 Abstrahlung von Trägheitsschwerewellen aus Imbalancen in brechenden Rossby-Wellen

(D.H.W. Peters, Ch. Zülicke, P. Hoffmann, A. Serafimovich, M. Gerdung)

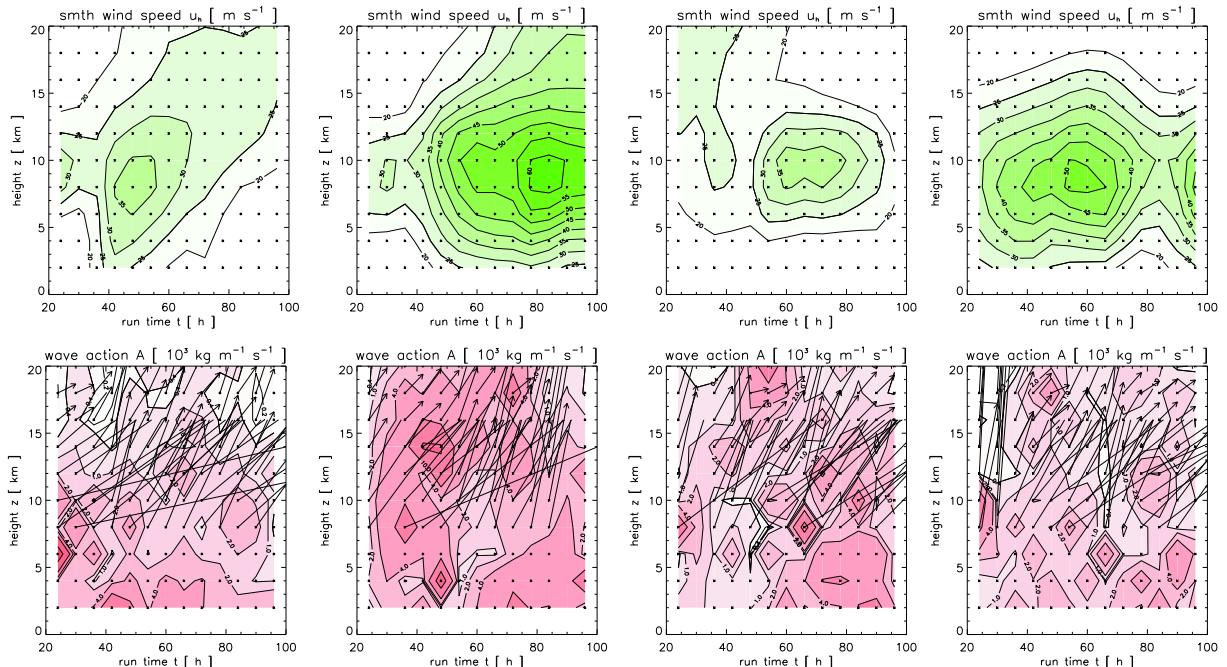
Das Anliegen des AFO2000-LEWIZ-Projekts war die Aufklärung des Zusammenhangs zwischen brechenden Rossby-Wellen und Trägheitsschwerewellen. Im klimatologischen Mittel sind die Winter in Norddeutschland durch die Lage unter dem Rand des Polarwirbels gekennzeichnet, wobei der Wind stetig mit der Höhe bis auf  $70 \text{ ms}^{-1}$  zunimmt. Vor diesem Hintergrund treten im atlantisch-europäischen Raum in 40 % der Wintertage vermehrt polwärts brechende Rossby-Wellen auf (Peters et al., IAP-Bericht 2002/2003, 2004). Solche Ereignisse gehen mit lokalisierter Starkwindgebieten im Tropopausenbereich einher, aus denen sich oftmals Trägheitsschwerewellen ablösen. Die Parametrisierung der Wellenaktivität in solchen Situationen ist Gegenstand dieses Artikels.



**Abb. 45.1:** Schematisches Diagramm des Rossby-Wellenbrechens (RWB) und der Strahlstromposition über Norddeutschland für die LEWIZ-Kampagnen K1, K2, K4, K10; Karten der Ertelschen Wirbelwerte auf 330 K sowie des zonalen Windes auf 330 K und 500 K aus EZMW-Analysen. Der Stern bezeichnet die Position von Kühlungsborn.

Im Zeitraum 1999 - 2003 wurden in Kühlungsborn 10 Kampagnen durchgeführt, die Radiosonden- und Radarbeobachtungen sowie Modellsimulationen umfassten. Die meisten fanden bei polwärts brechenden Rossby-Wellen statt (stromauf: Typ P1; stromab: Typ P2). Für die weitere Darstellung sollen vier von ihnen exemplarisch behandelt werden: K1 (17.-19.12.1999) für schwaches P2 mit Polarwirbel, K2 (17.-18.01.2000) für starkes P2 mit Polarwirbel, K4 (11.-12.01.2001) für P1 mit Polarwirbel und K10 (06.-08.03.2002) für P2 ohne Polarwirbel. Weitere Eigenschaften sind auf Abb. 45.1 zu finden. Die schematische Darstellung des Zustandes der Rossby-Welle in der ersten Zeile basiert auf der Zusammenfassung der Karten mit den Ertelschen Wirbelwerten und Winde auf Tropopausenniveau (330 K) in den beiden Zeilen darunter. Die stärksten Winde entlang der 2-PVU-Grenze auf dieser Höhe zeigen sich in den Kampagnen K2 und K10. Die Konsequenzen dieses Umstandes sowie des unterschiedlich starken Polarwirbels (letzte Zeile) werden im weiteren genauer dargestellt.

Für alle Kampagnen wurden Trägheitsschwerewellen aus Radiosonden- und Radarbeobachtungen mit der in Peters et al. (*Z. Meteorologie*, 12(1), 2003) beschriebenen Methode abgeschätzt. Es ergaben sich für den Höhenbereich 1 - 18 km zonale Wellenlängen von 600 - 850 km, vertikale Wellenlängen von 1.5 - 4 km und intrinsische Perioden von 10 - 12.5 h. Aus der Phasenlage dieser sub-synoptischen Wellen konnte geschlussfolgert werden, dass sie im lokalen troposphärischen Strahlstrom angeregt wurden und Energie stromauf aus der Tropopause abtransportieren. Kürzere mesoskalige Wellen wurden bei dieser Prozedur nicht erfasst. Begleitende Simulationen mit dem PSU/NCAR Fifth-generation Mesoscale Model (MM5) ergaben im Höhenbereich 2 - 20 km mit der in Zülicke & Peters (*J. Atmos. Sci.*, 2006, *in press*) dargelegten Methode Wellen mit zonaler Wellenlänge 360 - 860 km, vertikaler Wellenlänge 2.0 - 6.2 km und intrinsischer Periode 3.7 - 8.7 h zeitlich.

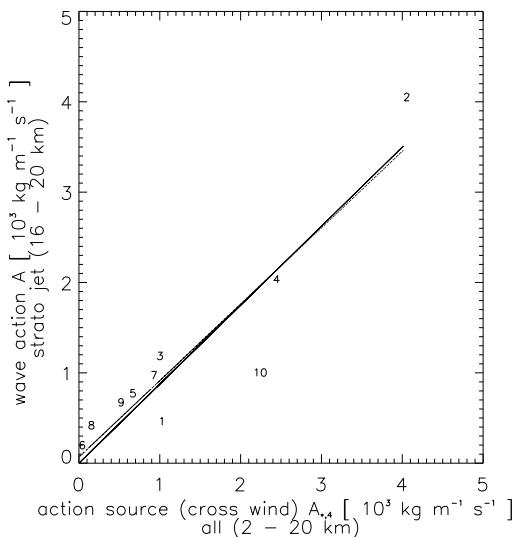


**Abb. 45.2:** Hovmöller-Diagramme für die Kampagnen K1, K2, K4 und K10 (von links nach rechts). In der oberen Reihe die geglättete horizontale Windgeschwindigkeit  $u_h = 20 - 50(5) \text{ ms}^{-1}$  und in der unteren Reihe die Wellenwirkung  $A = 0.2, 0.4, 1.0, 2.0, \dots \times 10^3 \text{ kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}$  mit darübergelegten Pfeilen für die vertikale Gruppengeschwindigkeit ( $\Delta t = c_{g,z} \Delta z$ ). Die Daten stammen aus MM5-Simulationen mitlicher Auflösung (horizontal 24 km, vertikal 250 m).

Die Simulationen erwiesen sich auch bei der Untersuchung der Abstrahlung von Trägheitsschwerewellen als nützlich. Die Darstellungen in Abb. 45.2 zeigen die größte Wellenwirkung während der K2-Kampagne, die sich durch einen in der gesamten oberen Troposphäre / unteren

Stratosphäre zunehmenden Wind auszeichnete. Obwohl in der K10-Kampagne der troposphärische Strahlstrom auch stark ist, verhindert der in der Stratosphäre abnehmende Wind eine weitere vertikale Ausbreitung (kritische Linie bei  $20 \text{ ms}^{-1}$ ).

Die Hypothese, dass aus einem unbalancierten Strömungsfeld Trägheitsschwerewellen abgestrahlt werden können, führte zu dem Entwurf einer Parametrisierung. Ausgangspunkt ist die Lagrangesche Beschleunigung eines Luftpaketes, die im Austrittsgebiet des troposphärischen Strahlstroms relativ groß ist. Sie lässt sich mit der ageostrophischen Querströmung in Zusammenhang bringen ( $u_* = -(du_h/dt)/f$ ). Nach Glättung über 720 km horizontal und 10 km vertikal zeigten sich im Austrittsgebiet des Strahlstroms, wo ein Lagrangesches Luftpaket abbremst, positive Werte  $[u_*]_+$ . Ein Teil dieser synoptischen Quellen steht zur Abstrahlung durch mesoskalige Trägheitsschwerewellen zur Verfügung. Die parametrisierte Quellenfunktion  $A_* = [u_*]_+^2 \rho_{mean}/\omega_{mean}$  in Dimension der Wirkung wurde gegen die diagnostizierte Wellenwirkung A aufgetragen (Abb. 45.3). Die energiereichsten Trägheitsschwerewellen in der unteren Stratosphäre fanden sich in der Kampagne K2, was sich auf den starken Strahlstrom und die stetige Windzunahme im gesamten Höhenbereich zurückführen lässt. Wie schon erwähnt, zeigt sich während der Kampagne K10 ein relativ starkes Anregungspotential in der Tropopause. Der schwache Wind verbot aber die weitere Ausbreitung in die Stratosphäre, da er in der unteren Stratosphäre (16 - 20 km) während der gesamten Kampagne unter  $20 \text{ ms}^{-1}$  blieb. Dass die Intensität der Quelle für K10 nicht verschwindet ist ein Hinweis darauf, dass in der Parametrisierung auch die Absorption an kritischen Linien berücksichtigt werden sollte. Da aber in den meisten Fällen das Rossby-Wellenbrechen von einem starken Polarwirbel begleitet war, ergibt sich aus der Statistik mit 86.3 % erklärter Varianz ein deutliche Hinweis auf einen kausalen Zusammenhang zwischen parametrisierter und diagnostizierter Wellenwirkung, was auch durch den Proportionalitätsfaktor (1.04) unterstützt wird.

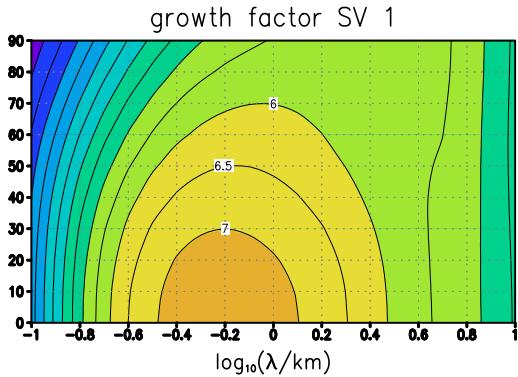


**Abb. 45.3:** Streudiagramm für die mesoskalige Wellenwirkung A im Höhenbereich 16 - 20 km gegen die synoptische Quellenfunktion  $A_*$ , berechnet aus Mittelwerten über 2 - 20 km. Jeder Datenpunkt steht für den Mittelwert über eine Kampagne (3 Tage). Als Datenbasis dienten MM5-Simulationen mittlerer Auflösung.

Die Zusammenschau von Beobachtung und Simulation hat sich bei der Interpretation der Prozesse als sehr nützlich erwiesen. Man kann festhalten, dass die in Winterzeiten zahlreich auftretenden Ereignisse von Rossby-Wellenbrechen mit ausgeprägten troposphärischen Strahlströmen verbunden sind. Die Parametrisierung der Abstrahlung von Trägheitsschwerewellen durch die Lagrangesche Abbremsung des synoptischen Windfeldes lieferte statistisch zufriedenstellende Ergebnisse. Das detaillierte Zusammenwirken verschiedener mesoskaliger Prozesse wird in Artikel 44 behandelt.

## 46 Turbulenzanfachung in brechenden Trägheitsschwerewellen: Eine verallgemeinerte lineare Theorie

(U. Achatz, G. Schmitz)



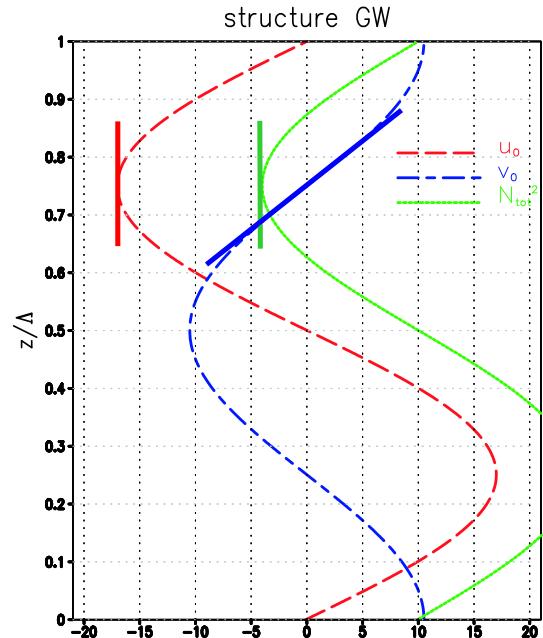
**Abb. 46.1:** In Abhängigkeit von ihrer Wellenlänge und dem Azimuthwinkel, der Faktor um den in einer statisch und dynamisch stabilen TSW (keine anwachsenden NM) SV innerhalb von 5min anwachsen. Man sieht, dass die SV um nahezu eine Größenordnung zunehmen können.

gewünschte Simulationsergebnis erhalten zu können. Gerade darum aber ist die Situation von der konzeptionellen Warte her gesehen sehr unbefriedigend.

Ein zentrales Problem in diesem Zusammenhang ist, neben offenen Fragen in der troposphärischen Abstrahlung von Schwerewellen und ihrer Ausbreitung durch die mittlere Atmosphäre, unser unzureichendes Verständnis des Brechungsprozesses selbst. Es ist z.B. immer noch nicht ausreichend geklärt, unter welchen Umständen eine Welle bricht, wie weit sie dabei abgebaut wird, und wie sie dann die großskalige Zirkulation beeinflusst. Auf die erste dieser Fragen kann eine geeignete lineare Theorie Antworten geben. In diesem Zusammenhang fällt auf, dass bisherige Untersuchungen auf das Konzept der Normalmodeninstabilität zurückgegriffen haben. Man weiß mittlerweile aber, dass eine verallgemeinerte Stabilitätstheorie u.U. eine erheblich erweiterte Anzahl von Szenarien aufzeigen kann, unter denen eine Schwerewelle instabil wird und damit brechen kann. In all diesen Fällen spielen optimale Störungen (oder singuläre Vektoren, SV) die entscheidende Rolle. Im Gegensatz zu Normalmoden (NM), deren Energie im Rahmen der linearen Theorie stets exponentiell zu- oder abnimmt, sind SV so definiert, dass sie innerhalb einer vorgegebenen Zeit so stark wie möglich anwachsen.

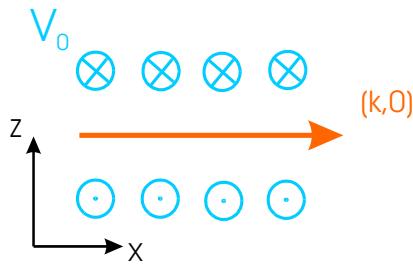
Sie können danach zwar u.U. auch wieder abklingen, der schnelle vorübergehende Anwachs kann gegebenenfalls aber bereits eine turbulente Entwicklung einleiten. In einer Reihe von Arbeiten (Achatz 2005, Achatz und Schmitz 2006a,b) wurden deshalb die wichtigsten SV für Schwerewel-

Schwerewellen sind für die Dynamik der mittleren Atmosphäre von entscheidender Bedeutung. Über ihre Impulsdeposition treiben sie die mittlere Zirkulation in der Mesopausenhöhe vom Sommer zum Winterpol an. Sie sind damit für die kalten sommerlichen Mesopausentemperaturen verantwortlich, und also auch für die am Institut ausführlich untersuchten nachleuchtenden Wolken und PMSE. Die Beschreibung des Effekts von Schwerewellen in allgemeinen Zirkulationsmodellen, die aufgrund der Skalen der Wellen zum erheblichen Teil nur mittels einer Parametrisierung erfolgen kann, stellt die Wissenschaft aber weiterhin vor große Probleme. Die Vielzahl der verwendeten Ansätze ist schwer zu bewerten und versetzt den Modellierer im Zusammenhang mit der großen Zahl der darin bereitgestellten Parameter in die Lage, mittels geeigneten "Tunings" beinahe jedes



**Abb. 46.2:** Die Struktur einer TSW, die sich in der  $x - z$ -Ebene ausbreitet. Gezeigt sind die Windkomponenten  $u_0$  und  $v_0$  in  $x$ - und  $y$ -Richtung und die totale statische Stabilität  $N_{tot}^2$ . Die Tangenten kennzeichnen die Struktur der Scherschicht.

len ermittelt und untersucht. Dieser Bericht beschreibt entsprechende Ergebnisse der linearen Theorie für niederfrequente Trägheitsschwerewellen (TSW, wie z.B. auch im Bericht 35 untersucht), während in einem Parallelbeitrag (47) auf die nichtlineare Dynamik eingegangen wird.



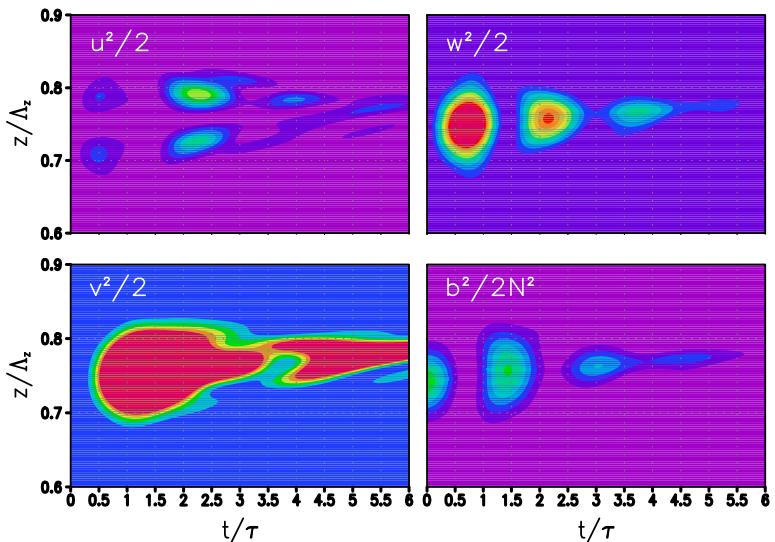
**Abb. 46.3:** Die Geometrie des Roll-Mechanismus: Die Störung breitet sich in  $x$ -Richtung aus. Die lokale Scherung steht senkrecht zur Ausbreitungsrichtung der Störung.

dieser Basis ließ sich eine analytische Theorie entwickeln, deren Vorhersagen in den entscheidenden Punkten mit den Ergebnissen einer numerischen Untersuchung der allgemeinen TSW übereinstimmen. Ein zentrales Ergebnis ist, dass sich zwei Kernmechanismen aufzeigen lassen, auf deren Basis die Dynamik der SV verstanden werden kann. Diese sollen im folgenden erläutert werden.

Der Roll-Mechanismus ist für das starke Anwachsen von SV verantwortlich, die sich horizontal in derselben Richtung wie die Welle ausbreiten. Die entsprechende Geometrie ist in Abb. 46.3 gezeigt. Eine detaillierte Analyse zeigt, dass die reduzierte statische Stabilität dazu führt, dass in diesem SV zunächst eine lokale Konvektionszelle angeregt wird, die zu einer vertikalen Bewegung der Luftmassen führt. Diese wiederum bewirkt einen vertikalen Transport von Transversalimpuls, der bei geeignetem Vorzeichen mittels einer entsprechenden Scherproduktion zu einem starken Energieaustausch in der entsprechenden Impulskomponente zwischen Welle und Störung führen kann. Dies ist in Abb. 46.4 veranschaulicht.

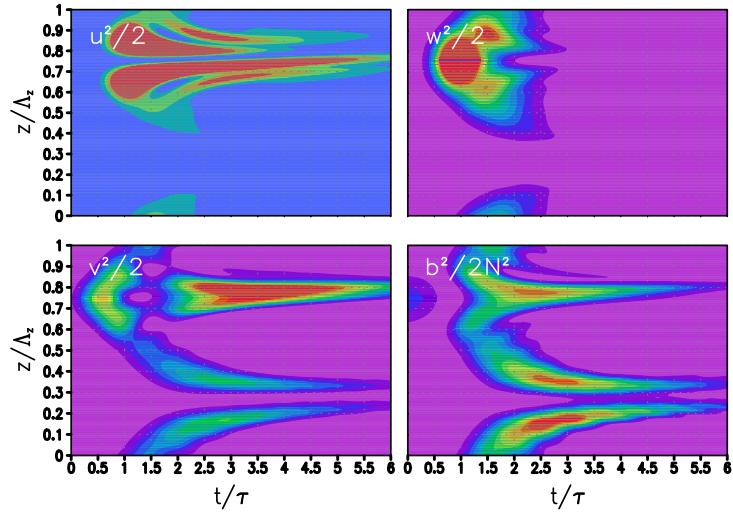
Der statisch verstärkte Orr-Mechanismus hingegen ist von Bedeutung für die Dynamik von SV mit transversaler Ausbreitungsrichtung. Die Kette der entscheidenden Austauschprozesse stellt sich im Prinzip ähnlich dar wie für den Roll-Mechanismus, allerdings mit dem Unterschied, dass es jetzt die Impulskomponente parallel zur Ausbreitungsrichtung der Störung ist, die über

In der Tat findet man, dass TSW erhebliche SV-Instabilitäten aufweisen, selbst dann wenn sie gegenüber NM-Anwachs stabil sind (Abb. 46.1). TSW zeichnen sich durch eine näherungsweise senkrechte Phasenausbreitung aus. In Abb. 46.2 sieht man die Struktur an einem Beispiel. Man findet, dass die wesentliche Region in der Welle die ist, in deren Nähe die statische Stabilität minimal wird. Dies wurde (basierend auf Farrell und Ioannou, *Phys. Fluids*, 1993, und Bakas et al., *J. Atmos Sci.*, 2001) für eine lokale Approximation der Welle durch eine Scherschicht ausgenutzt, in der einerseits die reduzierte statische Stabilität, aber andererseits auch der lokale vertikale Gradient in der Geschwindigkeitskomponente transversal zur horizontalen Ausbreitungsrichtung der Welle berücksichtigt wird. Auf

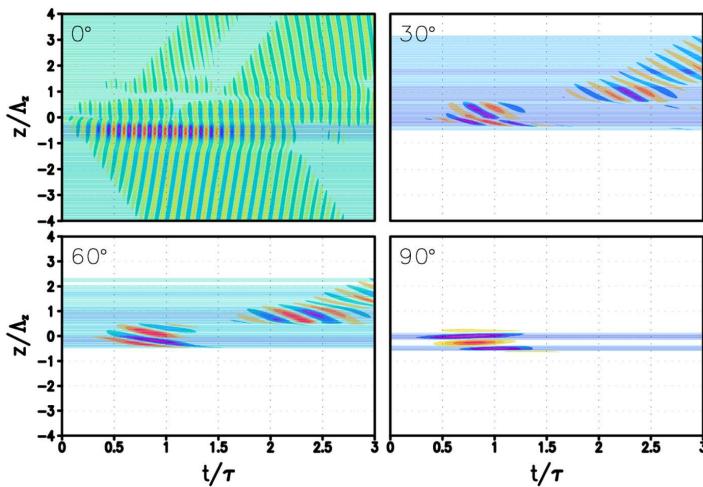


**Abb. 46.4:** Die Energetik des statisch verstärkten Roll-Mechanismus (paralleler SV). Die reduzierte statische Stabilität bewirkt eine Erzeugung von Auftriebsenergie, die aber sofort in Vertikalbewegung umgewandelt wird (oben rechts), so dass die Energie im Auftrieb effektiv abnimmt (unten rechts). Die Vertikalströmung ermöglicht eine Scherproduktion von kinetischer Energie der Störung in der Strömung in  $y$ -Richtung (unten links). Die andere horizontale Strömungskomponente (oben links) spielt keine Rolle. Die vertikale Achse ist auf die Wellenlänge der TSW normiert, die der Zeit auf die SV-Optimierungszeit  $\tau = 5\text{min}$ .

eine entsprechende Scherproduktion zwischen SV und Welle ausgetauscht wird. In der Realität unter Berücksichtigung der vertikal oszillierenden Wellenfelder stellt sich zusätzlich heraus, dass der allgemeine transversale SV einem gemischten Orr- und Roll-Mechanismus unterworfen ist. Man findet, dass die durch den ersten Prozess angeregte Wellenstruktur von dem Gebiet minimaler statische Stabilität abgestrahlt wird, und sich dann in Regionen bewegt, wo der Vertikalgradient in der Impulskomponente der TSW parallel zu ihrer horizontalen Ausbreitungsrichtung eine Rolle spielt. Hier wiederum stehen die Ausbreitungsrichtung des SV und die Hintergrundsscherung der TSW senkrecht aufeinander, und der Roll-Mechanismus kann seine Wirkung entfalten. In der Tat zeigt sich, dass dies letztendlich zu einem erheblichen Zuwachs von kinetischer Störungsenergie in der entsprechenden Impulskomponente führt. Siehe dazu auch Abb. 46.5.



**Abb. 46.5:** Die Energetik des gemischten Orr- und Roll-Mechanismus (transversaler SV). Man sieht das frühe Abklingen der Energie in den Auftriebsschwankungen (unten rechts). Die reduzierte Stabilität führt zu einer verstärkten Vertikalbewegung (oben rechts). Dies wiederum ermöglicht eine Scherproduktion von kinetischer Energie der Störung in der Strömung in  $y$ -Richtung (unten links). Der stärkere Effekt aber tritt ein, wenn die Störung sich in Regionen bewegt hat, wo der Gradient der horizontalen TSW-Strömung in  $x$ -Richtung eine entsprechende Umwandlung mittels des Roll-Mechanismus herbeiführt (oben links). Die Energie im Auftrieb zeigt in der Spätphase Signaturen einer markanten kritischen Schicht.



**Abb. 46.6:** Die Abstrahlung von sekundären Schwerewellen durch einen SV einer TSW, die keine anwachsenden NM aufweist. Gezeigt ist der Vertikalwind für SV mit verschiedenen horizontalen Ausbreitungsrichtungen relativ zur TSW. Hier ist die Optimierungszeit  $\tau = 2h$ .

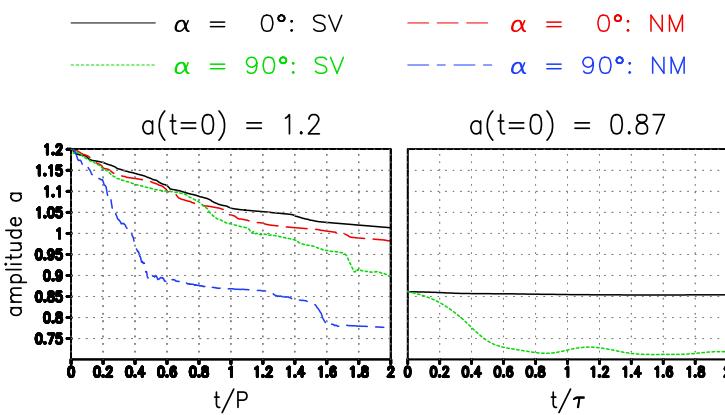
entsprechende Erweiterung von gängigen Parametrisierungsansätzen scheint damit erforderlich. Gleichzeitig konnte die analytische Theorie erheblich zu einem systematischen Verständnis der wesentlichen Prozesse beitragen.

Als zusätzliches Resultat ergibt sich, dass SV von TSW-Paketen zur Abstrahlung von sekundären Schwerewellen führen können, selbst wenn diese Pakete keine instabilen NM haben. Beispiele sind in Abb. 46.6 gezeigt. Zusätzlich zu anderen Mechanismen, welche in der Mesosphäre die Abstrahlung sekundärer Wellen bewirken, die im folgenden die Dynamik der Thermosphäre beeinflussen, ist damit ein weiterer Prozess mit ähnlichen Effekten aufgezeigt worden.

Ein wesentliches Resultat dieser Arbeit ist, dass SV gefunden wurden, die als Störung von TSW anwachsen, die gemäß der klassischen NM-Theorie stabil sind. In anderen Worten, TSW sind wesentlich instabiler als bisher angenommen. Eine

## 47 Turbulenzanfachung in brechenden Trägheitsschwerewellen: Nichtlineare Dynamik

(U. Achatz)



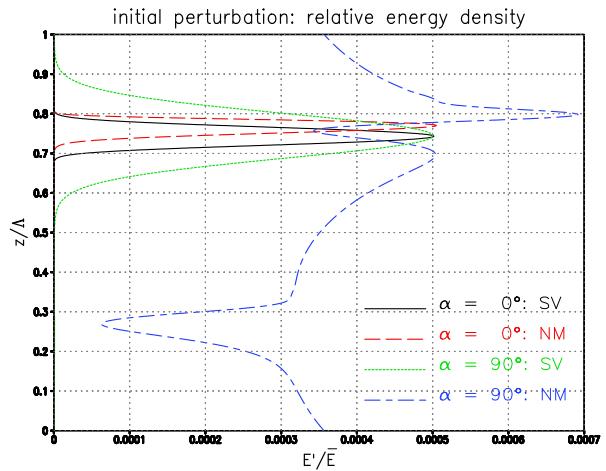
**Abb. 47.1:** Nach einer Störung einer statisch instabilen (links) oder statisch und dynamisch stabilen (rechts) TSW durch ihre parallelen oder transversalen NM oder SV, die Entwicklung der TSW-Amplitude  $a$  relativ zur statischen Instabilität. Die Optimierungszeit der SV ist  $\tau = 5\text{min}$ .

strukturen auf, die innerhalb kurzer Zeit um etwa zwei Größenordnungen in der Energie zunehmen können. Dies alles aber im Rahmen einer linearen Theorie, welche die Rückkopplung der Störungen auf die TSW nicht berücksichtigt.

Um die Relevanz der SV von TSW besser einschätzen zu können wurde eine TSW in einem nichtlinearen Modell durch ihre wichtigsten SV gestört, und die sich daraus ergebende Dynamik im Rahmen einer direkten numerischen Simulation untersucht. Da eine analoge Untersuchung auch für die klassischen Normalmoden (NM) noch ausstand, wurden für eine NM-instabile TSW entsprechende Simulationen auch für Störungen durch die wichtigsten NM durchgeführt. Die Rechnungen sind 2.5-dimensional. Dies bedeutet, dass der Effekt sekundärer Störungen der brechenden TSW nicht berücksichtigt wird, die zu einer voll 3-dimensionalen Entwicklung führen würden. Dennoch wird das Geschwindigkeitsfeld in seiner vollen 3-Dimensionalität behandelt. Durch eine geeignete Wahl des Koordinatensystems lässt sich außerdem auch der Effekt von Störungen behandeln, die sich nicht in derselben Ebene ausbreiten wie die TSW.

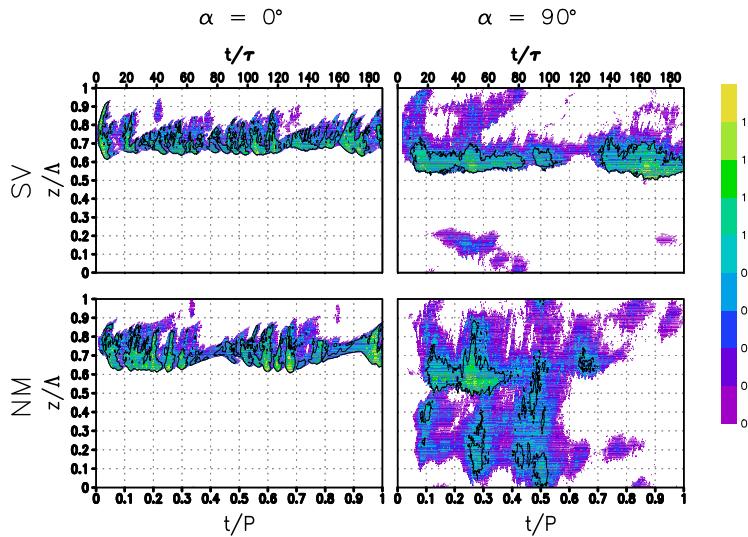
Abb. 47.1 zeigt die zeitliche Entwicklung der TSW-Amplitude  $a$  relativ zur statischen Instabilität, resultierend aus einer Störung einer statisch instabilen oder statisch und dynamisch stabilen TSW durch ihre wichtigsten NM oder SV. Man findet, dass die statisch instabile TSW ( $a_0 = 1.2$ ) am schnellsten abgebaut wird, wenn sie durch ihren führenden transversalen NM gestört wird, der sich horizontal quer zur TSW ausbreitet. Dies steht im Kontrast zur linearen Theorie, gemäß derer der führende parallel NM die größte Anwachsraten hat. Man kann dieses

In einem Parallelbeitrag 46 wird diskutiert, dass Trägheitsschwerewellen (TSW) im Rahmen einer verallgemeinerten Stabilitätstheorie eine größere Neigung zum Brechen zeigen, als bisher angenommen. Während die klassische Normalmodentheorie eine Welleninstabilität nur für statisch instabile TSW (mit invers geschichteter Dichte) oder dynamisch instabile TSW (mit ausreichend großen Geschwindigkeitsgradienten, so dass die Richardson-Zahl  $\text{Ri} < 1/4$ ) voraussagt, zeigt eine Analyse auf singuläre Vektoren (SV) auch unterhalb dieser Grenzen Störungs-



**Abb. 47.2:** Die horizontal gemittelte Energiedichte der Anfangsstörungen für die Simulationen der statisch instabilen TSW in Abb. 47.1. Die vertikale Achse ist auf die Wellenlänge der TSW normiert.

Resultat verstehen, wenn man die horizontal gemittelte Energiedichte aller Störungen zum Zeitpunkt  $t = 0$  betrachtet (Abb. 47.2). Obwohl die Amplitude so gewählt wurde, dass in allen Fällen die maximale Energiedichte gleich groß ist, zeigt der transversale NM größere Spitzenwerte und insgesamt eine breitere Verteilung. Dies führt dazu, dass auch die Impuls- und Auftriebsflüsse in diesem NM am stärksten sind, mit entsprechenden Konsequenzen für den TSW-Abbau.

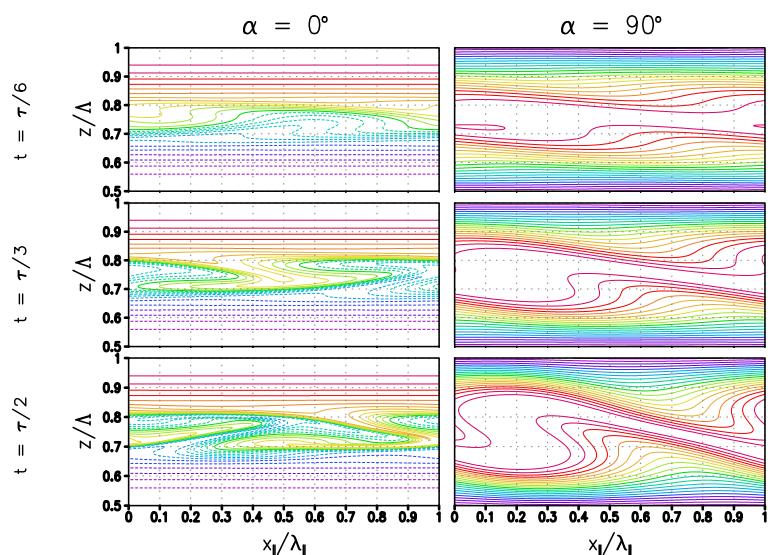


**Abb. 47.3:** Nach einer Störung einer statisch instabilen TSW durch ihre parallelen oder transversalen NM oder SV, die Entwicklung der TSW-Amplitude der turbulenten Dissipationsrate  $\epsilon$ . Gezeigt ist  $\log_{10} [\epsilon / (\text{mW/kg})]$ . Die Kontur kennzeichnet Bereiche mit  $\epsilon > 10 \text{ mW/kg}$ . Die TSW Periode ist  $P = 7.87 \text{ h}$ .

47.3 gezeigt. Zum Vergleich kann man gemessene Dissipationsraten verwenden (z.B. die Berichte 15, 32 und 33), die sich typischerweise im Bereich zwischen 1 und  $10^3 \text{ mW/kg}$  bewegen. Die hier simulierten Werte sind mit den Messungen konsistent.

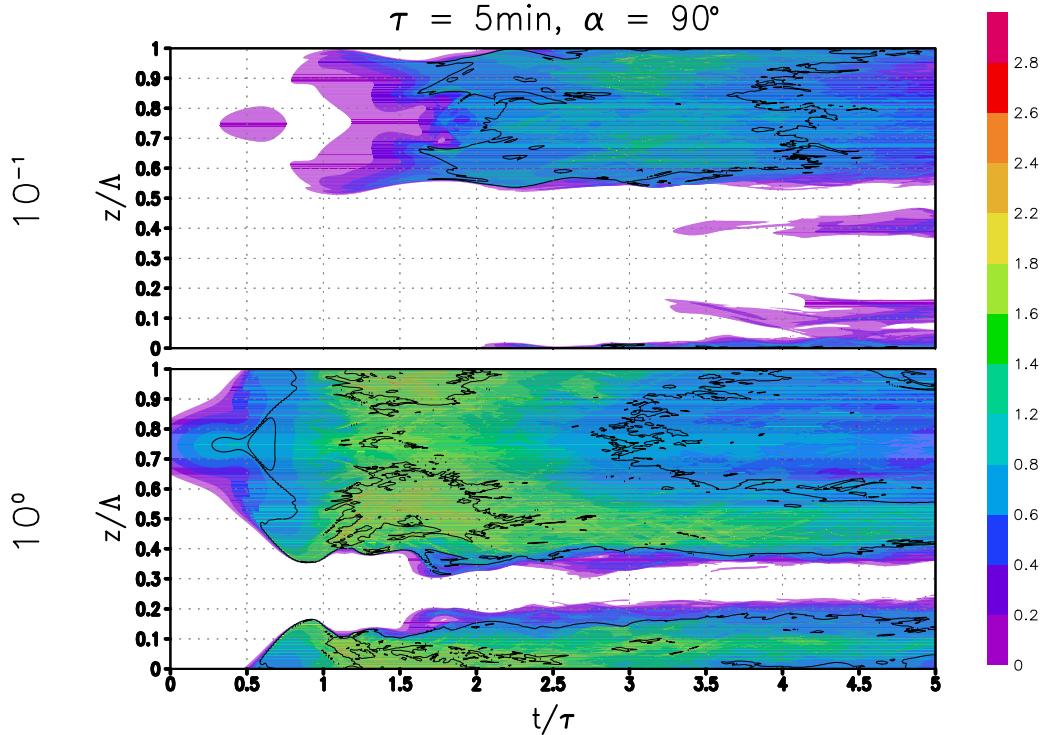
Im Fall statisch und dynamisch stabiler TSW bleiben nur noch die SV als Möglichkeit, einen Abbau der TSW einzuleiten. Dass sie dazu in der Lage sind, zeigt wiederum Abb. 47.1 ( $a_0 = 0.87$ ). Auch hier hat der führende transversale SV den stärksten Effekt, obwohl die lineare Theorie vorhersagt, dass der führende parallel SV am schnellsten anwächst (Bericht 46). Eine Untersuchung dieses Phänomens zeigt, dass der parallele SV im Rahmen des nichtlinearen Modells wesentlich schneller destabilisiert wird als der transversale SV. In Abb. 47.4 sieht man für beide Anfangsstörungen die zeitliche Entwicklung des Horizontalwinds transversal zur Ausbreitungsrichtung der Störung. Man sieht, dass der parallele SV schnell starke Gradienten im Geschwindigkeitsfeld entwickelt. Diese begünstigen Sekundärinstabilitäten, die zu einem Zerfall des SV führen. Im Vergleich dazu kann der

Dieses Ergebnis ist von praktischem Interesse, lassen sich so doch besser empirische Befunde verstehen, dass die im nächtlichen Airglow in der oberen Mesosphäre beobachteten Störungsstrukturen (Ripples) von statisch instabilen TSW in ihrer Ausbreitungsrichtung mehr oder weniger transversal zur TSW laufen (Hecht et al., *Geophys. Res. Lett.*, 2000). Auch die beobachtete Wellenlänge dieser Strukturen (unter 10km) stimmt gut mit der hier bestimmten (etwa 8km) überein. Die sich ergebende turbulente Dissipationsrate ist im horizontalen Mittel, zusammen mit denen resultierend aus den anderen wichtigen NM- und SV-Störungen, in Abb.

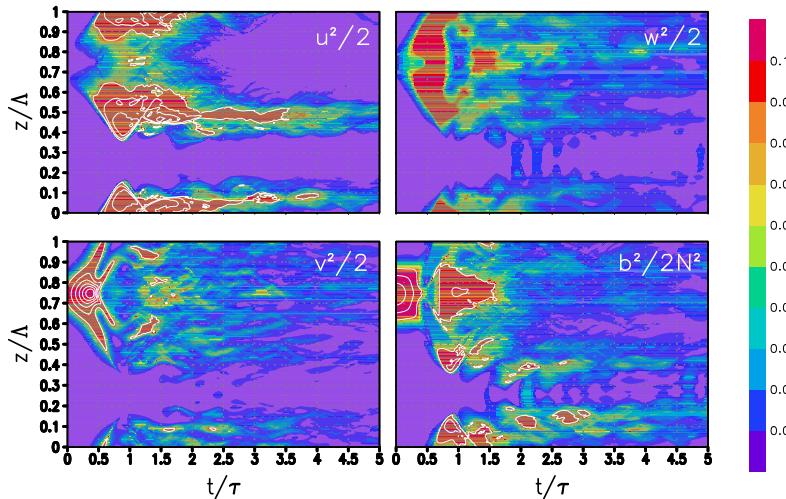


**Abb. 47.4:** Nach einer Störung einer statisch stabilen TSW durch ihren parallelen (links) oder transversalen (rechts) SV, die Entwicklung der Horizontalwindkomponente transversal zur Ausbreitungsrichtung der Störung. Das Konturintervall ist 1m/s.

transversale SV länger ungestört durch seine lineare Anwachphase laufen und entsprechend mehr Energie aus der TSW ziehen. Auch die auf diesem Weg erzeugten stärkeren Impuls- und Auftriebsflüsse tragen zu dem TSW-Abbau bei.



**Abb. 47.5:** Nach einer Störung einer statisch stabilen TSW durch ihren transversalen SV für die Optimierungszeit  $\tau = 5\text{min}$  (mit verschiedenen Anfangsamplituden), die Entwicklung der TSW-Amplitude der turbulenten Dissipationsrate  $\epsilon$ . Gezeigt ist  $\log_{10} [\epsilon / (\text{mW/kg})]$ . Die Konturen kennzeichnen Bereiche mit  $\epsilon > 10\text{mW/kg}$  und  $100\text{mW/kg}$ .

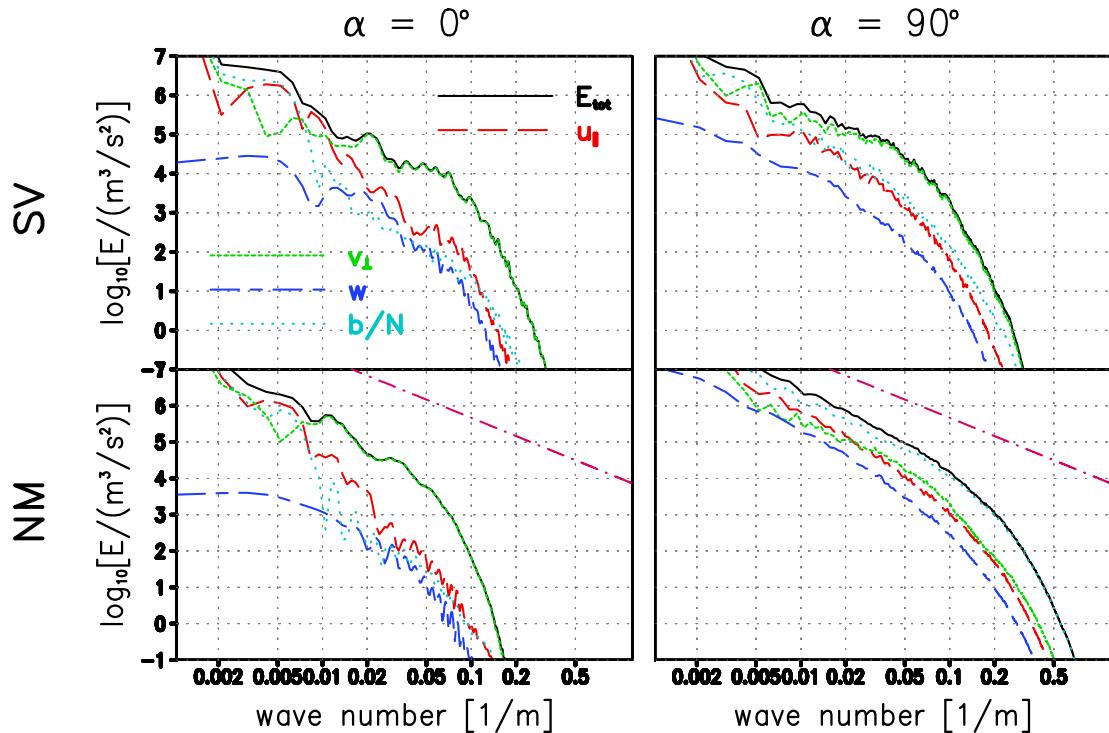


**Abb. 47.6:** Aus der Simulation in Abb. 47.5 mit anfänglicher SV-Amplitude 1, die zeitliche Entwicklung der horizontal gemittelten turbulenten Energie (normiert auf die Anfangsenergie der TSW), aufgeschlüsselt nach den Beiträgen aus dem Horizontalwind in  $x$ - und  $y$ -Richtung (oben und unten links), dem Vertikalwind (open rechts) und dem Auftrieb (unten rechts).

Ein weiteres interessantes Resultat ist aber auch, dass die räumliche Verteilung der turbu-

Eine Stärke der durchgeführten Simulationen ist, dass sie auch Informationen über die räumliche Verteilung der turbulenten Energie und der turbulenten Dissipationsraten liefern kann, die letztendlich auch in Messungen überprüft werden könnten. Für die Simulation der durch den führenden transversalen SV gestörten TSW sind die turbulenten Dissipationsraten, wiederum im horizontalen Mittel, in Abb. 47.5 gezeigt. Man findet, dass die Dissipationsraten je nach Anfangsamplitude der Störung bis nahe an die obere Grenze der beobachteten Werte gehen (siehe oben).

lenten Dissipationsraten direkt aus der linearen Theorie (Bericht 46) verstanden werden kann. Abb. 47.6 zeigt die räumliche Verteilung der horizontal gemittelten Energie in den turbulenten Eddies. Dies ist mit der Energetik des gemischten Orr- und Roll-Mechanismus in Abb. 46.5 zu vergleichen. Alle wesentlichen Strukturen lassen sich identifizieren. Zum Beispiel lässt sich das Maximum der Dissipationsrate aus der Wirkung des Roll-Mechanismus in der Nähe der größten Gradienten im parallelen Horizontalwind der TSW verstehen. Auch die Transportbarriere für die turbulente Energie bei der Nulllinie des transversalen TSW-Winds ist direkt als Effekt der kritischen Schicht dort zu sehen, welche die lineare Theorie liefert. Man sieht auch, dass die elliptische Polarisation des horizontalen TSW-Winds für das Verständnis der Dynamik entscheidend ist. An anderer Stelle untersuchte Kelvin-Helmholtz-Instabilitäten können diese Effekte nicht beschreiben.



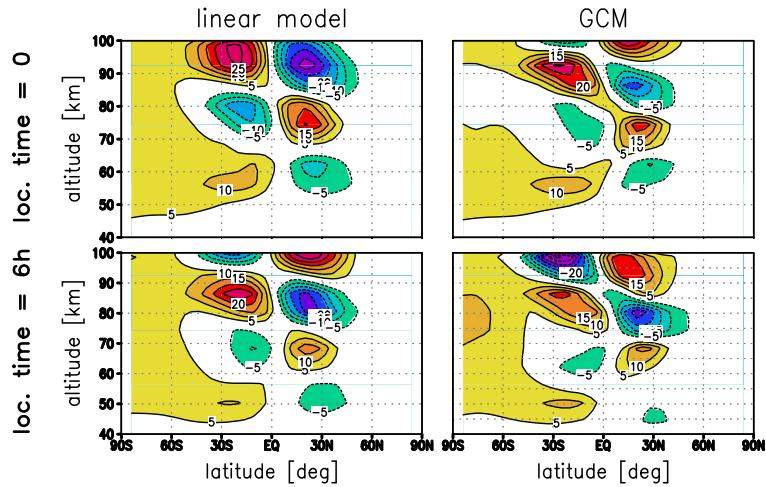
**Abb. 47.7:** Zu den Simulationen in Abb. 47.3, die horizontal gemittelten Spektren (hinsichtlich der vertikalen Wellenzahl) der Energiedichte zur Zeit  $t = 40\tau$ .  $u_{\parallel}$  und  $v_{\perp}$  sind jeweils die Horizontalwindkomponenten parallel und transversal zur Ausbreitungsrichtung der Störung.

Schließlich sei noch auf ein Resultat hingewiesen, das uns in Zukunft beschäftigen sollte. Die genauesten empirischen Dissipationsraten wurden aus gemessenen Dichteprofilen bestimmt (z.B. Bericht 15). Dabei wurde angenommen, dass die Dichte als passiver Spurenstoff behandelt werden kann, der in homogener und isotroper Turbulenz transportiert wird. Das unter diesen Annahmen resultierende theoretische Dichtespektrum wird mit den gemessenen Profilen verglichen, und im wesentlichen aus der Lage des Übergangs vom Inertial- in den viskosen Unterbereich die Dissipationsrate bestimmt. Die in den hier beschriebenen Simulationen ermittelten Turbulenzspektren weisen in diesem Zusammenhang auf ein konzeptionelles Problem hin. In allen Fällen wurde eine erhebliche Anisotropie zwischen der horizontalen und vertikalen Strömung gefunden (z.B. Abb. 47.7), die zu den Grundannahmen der empirischen Vorgehensweise im Widerspruch steht. Diese Diskrepanz sollte in Zukunft auf ihre Relevanz untersucht werden. Als wichtigstes Resultat bleibt aber, dass SV das Brechen einer TSW bewirken können, wenn NM dazu nicht mehr in der Lage sind, ein Prozess, der Eingang in die Parametrisierung von Schwerewellen in der mittleren Atmosphäre finden sollte.

## 48 Interpretation der halbjährigen Schwingung der ganztägigen Gezeitenwelle

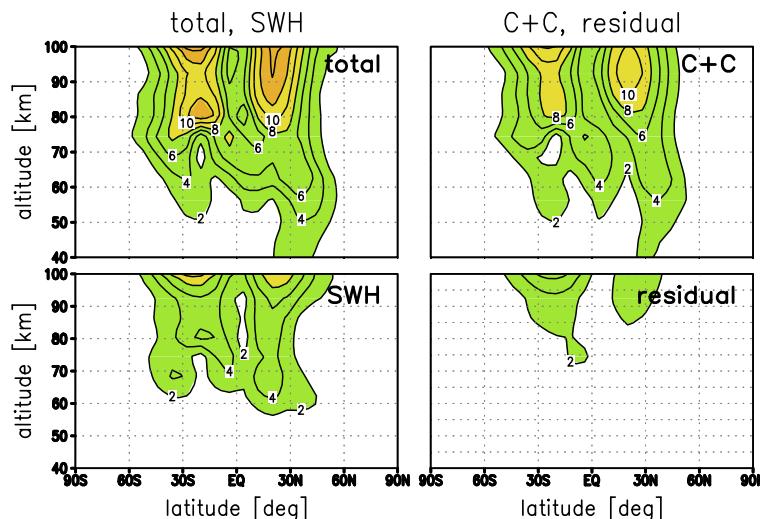
(N. Grieger, U. Achatz, G. Schmitz, B. Wecke)

In der Mesosphäre wird das beobachtete Wind- und Temperaturfeld durch die großräumigen planetaren Wellen, thermisch getriebenen Gezeiten und kleinskaligen internen Schwerewellen geprägt. Aus der Sicht der Kopplung der atmosphärischen Höhengebiete sind die Gezeiten besonders interessant, weil jeweils die Anregung großräumig, damit beobachtbar, in der unteren Troposphäre und die Dämpfung und Wechselwirkung mit der dortigen Umgebung in der unteren Thermosphäre erfolgt. Klimatische Änderungen im Gezeitenantrieb, wie etwa durch die Intensivierung des Wasserkreislaufes durch den anthropogenen Treibhauseffekt, sollten im Idealfall in der Mesosphäre abgebildet werden, da nichtlineare Effekte in der Gezeitenausbreitung vermutlich von geringer Bedeutung sind. Dieser Idealfall einer klassischen Gezeitenwelle wird durch den Einfluss des Windes und der, durch interne Schwerewellen induzierten, Gezeitendämpfung modifiziert.



**Abb. 48.1:** Für Januar, die migrierende ganztägige Gezeit im nordwärtigen Wind im linearen Modell (links) und im GCM (rechts). Gezeigt ist das Signal zu den lokalen Zeiten 0h (oben) und 6h (unten).

Unter Betrachtung des Jahrestanges wird im Folgenden der Einfluss des Gezeitenantriebs und des zonalen Windes auf die migrierende ganztägige Gezeitenwelle (GG) und nichtmigrierende Komponenten von der unteren Mesosphäre bis zur unteren Thermosphäre untersucht. Dabei ist die migrierende Komponente der Anteil, welcher synchron der scheinbaren Bewegung der Sonne um den Globus folgt, während die nichtmigrierenden Anteile alle anderen Komponenten sind. Grundlage der Untersuchungen bilden einerseits die Gezeiten aus dem HAMMONIA-GCM (Schmidt *et al.*, *J. Climate* 2006) und Beobachtungen von McLandress *et al.* (*J. Geophys. Res.* 1996) und Forbes *et al.* (*J. Geophys. Res.* 2003). Die Interpretation der Modelldaten und



**Abb. 48.2:** Für Januar, die Amplitude der nichtmigrierenden GG im nordwärtigen Wind bei 0°E. Gezeigt sind die Gesamtamplitude (total) und die Beiträge, die sich aus der direkten Absorption der kurzweligen solaren Strahlung (SWH), der Erwärmung aufgrund von Kondensation und Konvektion (C+C), oder allen anderen Anteilen des Tagesgangs der atmosphärischen Heizraten ergeben (residual).

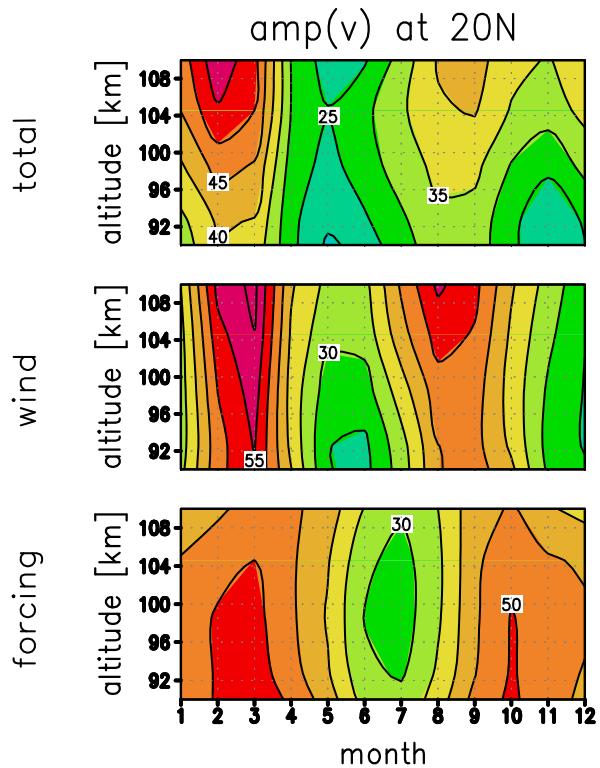
*Res. 1996)* und Forbes *et al.* (*J. Geophys. Res.* 2003). Die Interpretation der Modelldaten und

Beobachtungen erfolgt mit einem linearen Modell (siehe auch Bericht 40).

Abb. 48.1 zeigt für Januar einen Vergleich der migrierenden GG des meridionalen (d.h. nordwärtigen) Windes im GCM und im linearen Modell. Die Breiten- und Höhenabhängigkeit des GCM wird gut durch das lineare Modell beschrieben, das den Antrieb und den mittleren Hintergrundwind des GCM berücksichtigt. Die vertikalen Wellenlängen sind vergleichbar. Die Unterschiede resultieren aus der linearen Parametrisierung der Gezeitendämpfung im linearen Modell. In den Experimenten mit dem linearen Modell konnte gezeigt werden, dass sich die migrierende Gezeitenstruktur im wesentlichen aus dem kurzwelligen solar bedingten thermischen Antrieb in der unteren Troposphäre ergibt. Der Beitrag durch die konvektive Wärmequelle ist wesentlich geringer.

Die nichtmigrierende ganztägige Gezeitenwelle ist in Abb. 48.2 bei  $0^{\circ}\text{E}$  Länge angegeben. Die Amplitude ist zu einem erheblichen Anteil durch die nichtmigrierende konvektive Wärmequelle gegeben und bildet damit diesen für die Troposphäre generell so wichtigen Prozess auch in der Mesosphäre ab. Dabei muss man aber beachten, dass die Parametrisierung der konvektiven Prozesse in der Troposphäre von GCM zu GCM sehr unterschiedlich sein kann, mit entsprechenden Auswirkungen auf die Gezeiten in der Mesosphäre. Vergleicht man die GG des GCMs und des linearen Modells mit den genannten Beobachtungen, findet man bis 100 km Höhe eine recht gute Übereinstimmung. Oberhalb von 100 km gilt dies weder für das GCM noch für das lineare Modell. Die Beobachtungen ergeben weiter erheblich geringere Amplituden der GG im zonalen Wind im Vergleich zum meridionalen Wind, was sowohl vom GCM als auch vom linearen Modell wiedergegeben wird.

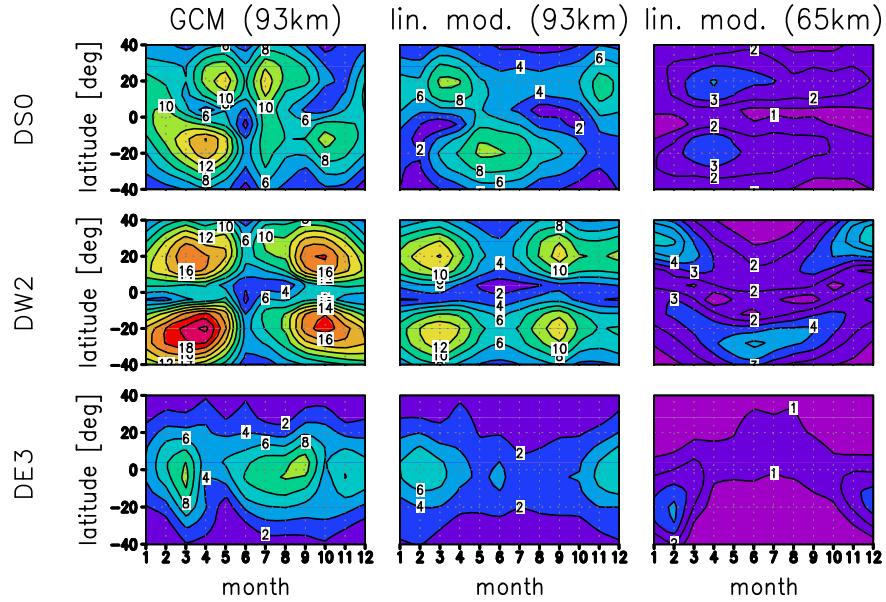
Abb. 48.3 zeigt für das lineare Modell die Amplitude der migrierenden GG für den meridionalen Wind im Jahresgang sowie das entsprechende Resultat aus Experimenten, in denen entweder ein über das Jahr gemittelten thermischer Antrieb mit einer monatsabhängigen Hintergrundatmosphäre, oder einer ruhende Atmosphäre mit über das Jahr und horizontal gemittelte Temperatur, aber monatsabhängigem thermischen Antrieb verwendet wurde. In allen Experimenten ergibt sich eine halbjährige Oszillation (SAO). Der jahresgangabhängige Antrieb erzeugt eine Abnahme der GG im Feld des Meridionalwinds mit der Höhe (wie in den Beobachtungen) und vergleichbare Amplituden im März und Oktober (nicht in den Beobachtungen). Das Experiment mit der jahreszeitlichen Abhängigkeit des Hintergrundwindes ergibt eine Asymmetrie zu den Äquinoktien, aber zu hohe Amplituden oberhalb von 100 km. Vergleicht man die GG des GCMs und des linearen Modells im Meridionalwind bei  $35^{\circ}\text{N}$  mit entsprechenden Beobachtungen, so ist die Übereinstimmung weniger gut, besonders oberhalb von 100 km. Für die zonale (d.h. ostwärtige) Gezeitenwindkomponente ergeben die Modelle zwar zu den Äquinoktien gleiche Amplituden wie die Beobachtung. Die Übereinstimmung ist aber nicht sehr ausgeprägt.



**Abb. 48.3:** Der Jahresgang der Amplitude der migrierenden GG im nordwärtigen Wind bei  $20^{\circ}\text{N}$  im linearen Modell. Gezeigt ist der gesamte Jahresgang (total), die Variation, die man unter Verwendung eines über das Jahr gemittelten thermischen Antriebs mit einer monatsabhängigen Hintergrundatmosphäre erhält (wind), und das entsprechende Ergebnis unter Verwendung einer ruhenden Atmosphäre mit über das Jahr und horizontal gemittelte Temperatur, aber monatsabhängigem thermischen Antrieb (forcing).

Die Beobachtungen ergeben weiter erheblich geringere Amplituden der GG im zonalen Wind im Vergleich zum meridionalen Wind, was sowohl vom GCM als auch vom linearen Modell wiedergegeben wird.

Abb. 48.3 zeigt für das lineare Modell die Amplitude der migrierenden GG für den meridionalen Wind im Jahresgang sowie das entsprechende Resultat aus Experimenten, in denen entweder ein über das Jahr gemittelten thermischer Antrieb mit einer monatsabhängigen Hintergrundatmosphäre, oder einer ruhende Atmosphäre mit über das Jahr und horizontal gemittelte Temperatur, aber monatsabhängigem thermischen Antrieb verwendet wurde. In allen Experimenten ergibt sich eine halbjährige Oszillation (SAO). Der jahresgangabhängige Antrieb erzeugt eine Abnahme der GG im Feld des Meridionalwinds mit der Höhe (wie in den Beobachtungen) und vergleichbare Amplituden im März und Oktober (nicht in den Beobachtungen). Das Experiment mit der jahreszeitlichen Abhängigkeit des Hintergrundwindes ergibt eine Asymmetrie zu den Äquinoktien, aber zu hohe Amplituden oberhalb von 100 km. Vergleicht man die GG des GCMs und des linearen Modells im Meridionalwind bei  $35^{\circ}\text{N}$  mit entsprechenden Beobachtungen, so ist die Übereinstimmung weniger gut, besonders oberhalb von 100 km. Für die zonale (d.h. ostwärtige) Gezeitenwindkomponente ergeben die Modelle zwar zu den Äquinoktien gleiche Amplituden wie die Beobachtung. Die Übereinstimmung ist aber nicht sehr ausgeprägt.



**Abb. 48.4:** Der Jahresgang der Amplitude der drei wichtigsten ganztägigen nichtmigrierenden Gezeitenkomponenten im nordwärtigen Wind im GCM (bei 93km Höhe) und im linearen Modell (bei 93km und 65km Höhe). Gezeigt sind die zonalsymmetrische Komponente (DS0), die westwärts propagierende Komponente bei der zonalen Wellenzahl 2 (DW2), und die ostwärts laufende Komponente bei der Wellenzahl 3 (DE3).

Welche charakteristischen Eigenschaften zeigen die nichtmigrierenden ganztägigen Gezeitenkomponenten? Von Bedeutung sind in der ganztägigen Gezeit die westwärts wandernde Welle mit zonaler Wellenzahl 2 (DW2), die ostwärts wandernde Welle mit Wellenzahl 3 (DE3) und die zonalsymmetrische Komponente (DS0). Betrachten wir zunächst DW2. Abb. 48.4 zeigt den Jahresgang von DW2 im nordwärtigen Wind in 93 km Höhe für das GCM und das lineare Modell, und für 62 km Höhe die für das lineare Modell. In 93 km Höhe ist klar die SAO in beiden Hemisphären erkennbar. In 62 km Höhe sieht man eine Oszillation mit der Periode eines Jahres, wobei das Maximum im Winter der nördlichen Hemisphäre bei  $\sim 30^\circ$  Breite liegt. Es ist bekannt, dass der mittlere zonale Wind oberhalb von 60 km eine SAO zeigt, die offenbar auch den Meridionalwind beeinflusst. Führt man für die DW2 die analogen Experimente wie in Abb. 48.3 aus, dann zeigt sich, dass in der Tat der zonale mittlere Wind eine SAO in der DW2-Komponente bewirkt, zuzüglich zu dem Anteil der SAO, der sich aus dem jahreszeitlichen thermischen Antrieb ergibt (nicht gezeigt). Betrachtet man die Westwindkomponente, dann zeigt diese ebenfalls eine SAO in beiden Hemisphären, mit einer Amplitude von etwa 50% der des nordwärtigen Winds. Man findet demnach eine vergleichbare Abhängigkeit wie für die migrierenden Komponente. Im Unterschied zur migrierenden GG ist die SAO der DW2-Komponente aber auch bei  $35^\circ\text{N}$  ausgeprägt. Entsprechende jahreszeitliche Abhängigkeiten wurden für die DE3 und die DS0 durchgeführt. Es zeigt sich, dass sowohl das GCM als auch das lineare Modell die Beobachtungen insbesondere der DS0 nicht gut beschreiben. Die Experimente analog zu Abb. 48.3 für diese Komponenten ergeben aber Hinweise, dass die Modelle sehr empfindlich sowohl auf die Parametrisierung der internen Wellen reagieren als auch auf Nichtlinearitäten, besonders bei DS0, die aus der Kopplung mit planetaren Wellen resultieren.

Zusammenfassend zeigen die Experimente, dass das Bild der linearen Gezeitenwelleausbreitung geeignet ist, die Auswirkungen von klimatischen Veränderungen in der Troposphäre auch in den Höhen der Mesosphäre angeben zu können. Als Resultat der Verkopplung der atmosphärischen Schichten könnten somit aus Veränderungen in der Mesosphäre Erkenntnisse über troposphärische umweltrelevante Vorgänge gewonnen werden. An der berichteten Arbeit extern beteiligt ist H. Schmidt, MPI für Meteorologie, Hamburg.

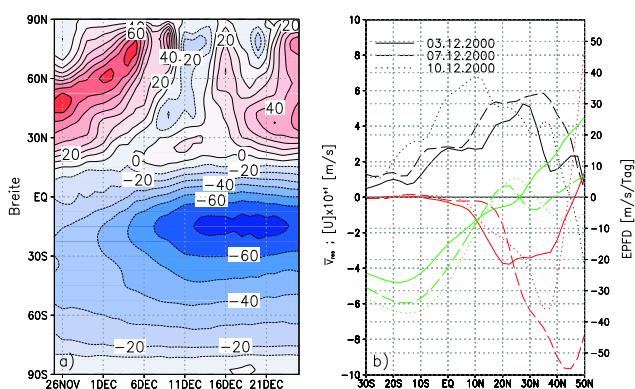
## 49 Einfluss der Zirkulation in den Tropen der oberen Stratosphäre auf die Entwicklung stratosphärischer Erwärmungen

(G. Schmitz, H. Voß)

Die stratosphärischen Erwärmungen (stratwarm) in den Extratropen der winterlichen Nordhemisphäre sind ein Phänomen der Wechselwirkung von Troposphäre und Stratosphäre und sind wesentlich durch die Ausbreitungseigenschaften der planetaren Wellen gegeben. Das klassische Bild der "Welle-Wind"-Wechselwirkung kann allein die Vielfalt dieser Erscheinungen nicht erklären. Für ein Verständnis der Kopplung der atmosphärischen Höhengebiete ist es wichtig zu wissen, ob stratosphärische Zirkulationszustände existieren, die nicht unmittelbar eine Folge des troposphärischen Einflusses sind, aber dennoch den Ablauf von "stratwarm" in den Extratropen beeinflussen, d.h. ein "gewisses Eigenleben" zeigen. Gray et al. (*Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 119, 2003) untersuchen mit mechanistischen Zirkulationsexperimenten z.B. die Bedeutung des Ostwindes in den Tropen der Stratosphäre.

In den Beiträgen 41, 42 konnten wir zeigen, dass der Ostwind in den Tropen selbst auch durch die planetaren Wellen und internen Schwerewellen bestimmt ist. So hat in der Höhe der Stratopause die thermisch direkt getriebene meridionale Zirkulation (Hadley-Zirkulation) in Wechselwirkung mit dem Wellenwiderstand in den Subtropen einen direkten Einfluss auf den Ostwind in den Tropen der NH. Auf der Grundlage der ERA40 Analysen wird der Zusammenhang zwischen der Dynamik der äquatorialen Region der oberen Stratosphäre und der Entwicklung stratosphärischer Erwärmungen in den Extratropen analysiert; uns interessiert besonders die Frage, ob die

obige skizzierte nichtlineare Dynamik die Entwicklung der "stratwarm" beeinflusst. Es werden hier die Winter 2000/2001 und 2001/2002 betrachtet. In Abb. 49.1 ist die zeitliche Entwicklung der "stratwarm" in 1 hPa für den zonalen Wind, den residuellen meridionalen Wind und die Eliassen-Palm Fluss-Divergenz (EPFD) für ausgewählte Tage angegeben. Mit der Entwicklung des Winters erkennt man die polwärtige Verlagerung und Verstärkung des mesosphärischen Subtropenstrahlstromes und gleichzeitig eine Ausdehnung des Ostwindes bis 30 °N. Parallel damit tritt die Zunahme des meridionalen residuellen Windes  $\bar{v}_{res}$  und der EPF-Divergenz auf.

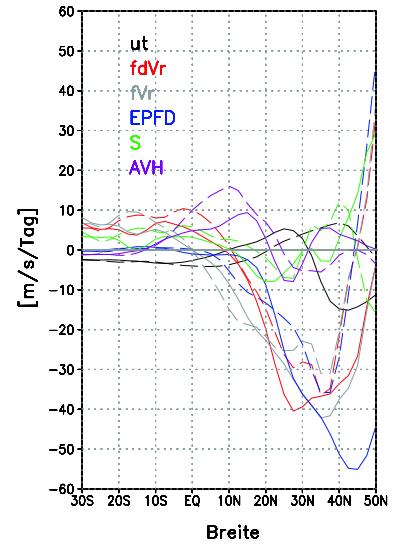


**Abb. 49.1:** Der tägliche zonal gemittelte zonale Wind in 1 hPa, Isolinienabstand 10 m/s, a), Tageswerte des residuellen meridionalen Windes  $v_{res}$  (schwarz),  $\bar{U}$  (grün), EPFD (rot), b).

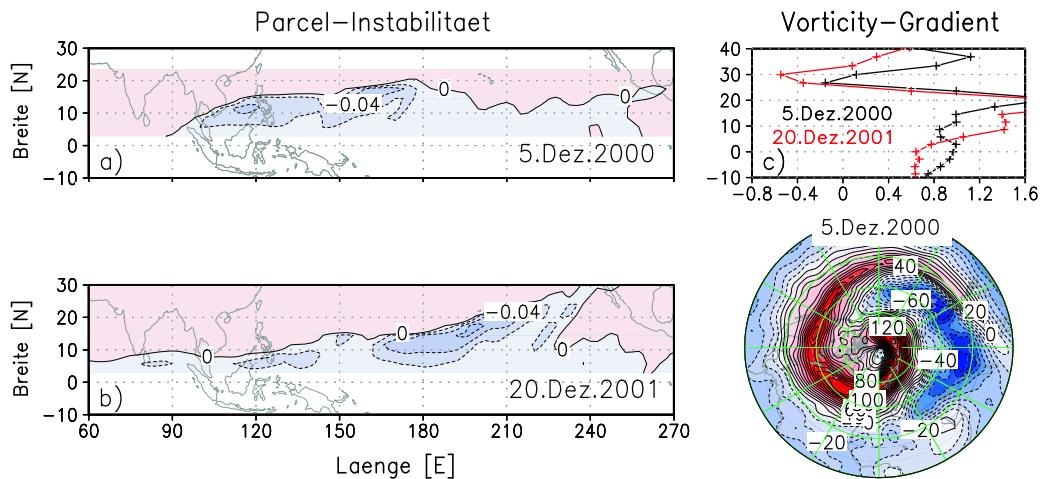
Die Bedeutung der nichtlinearen Advektion wird aus den einzelnen Beiträgen in der zonalen Impulsgleichung für den 7.12.2000 und 10.12.2000 in Abb. 49.2 ersichtlich. Es zeigt sich mit der Entwicklung der "stratwarm" eine Zunahme dieses Beitrages und eine Verstärkung und Verlagerung der EPFD zu mittleren/hohen geographischen Breiten mit maximalen Werten am 7.12.2000. Auch das mit der weiteren Entwicklung des Phänomens auftretende Maximum in  $\bar{v}_{res}$  (10.12.2000-13.12.2000) in äquatoriale Breiten und die resultierende Homogenisierung der Drehimpulsverteilung ergeben, dass die Entwicklung der "stratwarm" nur aus der nichtlinearen Verkopplung von  $\bar{v}_{res}$ ,  $\bar{U}$  und der EPFD in den Tropen zu verstehen ist. Die Betrachtung der zonal gemittelten Impulsbilanz kann aber die Prozessdynamik allein nicht wiedergeben, erkennbar auch an der Variabilität von  $\bar{U}$  in tiefen Breiten und an der Tatsache, dass der mäandrierende Polarwirbel sich in der Höhe der Stratopause in bestimmten geographischen Längen besonders weit in die Subtropen ausdehnt. Die nichtlinear bestimmte Zirkulationszelle um  $\sim 1$  hPa induziert in tiefen Breiten der NH durch die Wirkung der EPFD einen zonalen Wind, der sich trägeinstabil verhält.

In Abb. 49.3 ist für einen ausgewählten Längenausschnitt die Parcel-Beschleunigung angegeben, die bei negativen Werten die Trägheitsinstabilität (TI) beschreibt. Diese zonale gemittelte Trägheitsinstabilität ist zu Beginn der "stratwarm" Entwicklung relativ schwach. Die Parcel-Instabilität ist aber im Längenbereich um  $150^{\circ}$  E um etwa eine Größenordnung größer als der zonal gemittelte Anteil und führt zur Destabilisierung der stratosphärischen Zirkulation. Der zonal gemittelte meridionale Vorticity-Gradient, Abb. 49.3b, zeigt eine Vorzeichenkehr und damit die Möglichkeit der barotropen Instabilität der stratosphärischen Zirkulation. Die Bedingungen beider Instabilitäten bleiben in der weiteren Entwicklung der "stratwarm" bis zum  $\sim 10.12.00$  bestehen, bis auch in den Extratropen Ostwind auftritt. Aus der Abb. 49.3c ist weiter zu entnehmen, dass eine "surfzone" sich im Längenbereich von  $100^{\circ}$  -  $160^{\circ}$  E zwischen dem Äquator und  $15^{\circ}$  N ausbildet und die Brechung der Wellen damit eine Folge der Kombination dieser beiden unterschiedlichen Instabilitäten ist, von denen in Schröder & Schmitz (*J. Geophys. Res.*, 109, 2004) gezeigt wurde, dass aus deren gleichzeitigem Auftreten eine besonders effektive Destabilisierung der stratosphärischen Zirkulation folgt.

Ein ähnliches Verhalten tritt auch im Winter 2001/2002 (49.3b,c) auf. Abb. 49.1 zeigt Westwind in den Subtropen und Ostwind zwischen  $30 \simeq 60^{\circ}$  N, der sich aus der Verstärkung der Westwind in den Subtropen wird in der weiteren Entwicklung Instabilitätsprozesse destabilisiert, wobei die aus der zonal gemittelten Parcel-Beschleunigung resultierende Destabilisierung zunimmt.



**Abb. 49.2:** Bilanz  $\bar{U}$  der zonalen Impulsgleichung:  $\bar{U}_t$  lokale Zeitableitung, -fvr, -fdvr Coriolisterme ohne, mit meridionaler Advektion (AVH), EPFD Eliassen-Palm-Fluss-Divergenz,  $S = \bar{U}_t - \text{fdvr} - \text{EPFD}$  — 7.12.2000, - - - 10.12.00.



**Abb. 49.3:** Der "Parcel Instabilitätsparameter"  $TI [2 \cdot 10^{-8} \text{s}^{-2}] f (f - \frac{1}{a \cos \varphi} \frac{\partial}{\partial \varphi} (\bar{U} \cos \varphi)) < 0$  für ausgewählte Tage (a, b), Isolinienabstand 0.02 negativ; der meridionale Vorticity-Gradient, dimensionslos (c); der zonale Wind [m/s] in 1 hPa, Isolinienabstand 10 (rot) Westwind (blau) Ostwind; (Pol - Äquator).

Zusammenfassend zeigen diese Analysen, dass die Entwicklung bestimmter stratosphärischer Erwärmungen in den Extratropen mit der Dynamik der nichtlinearen Hadley-Zirkulation in den Tropen gekoppelt ist und dass das Zusammenwirken einer Parcel-Instabilität mit barotroper Instabilität die Entwicklung der großräumigen Störungen bestimmt. Für derartige stratosphärische Erwärmungen wird eine Vorhersage schwierig, weil insbesondere die Parcel-Instabilität richtig erfasst werden muss, das auch die Beschreibung von internen Schwerewellen beinhaltet.

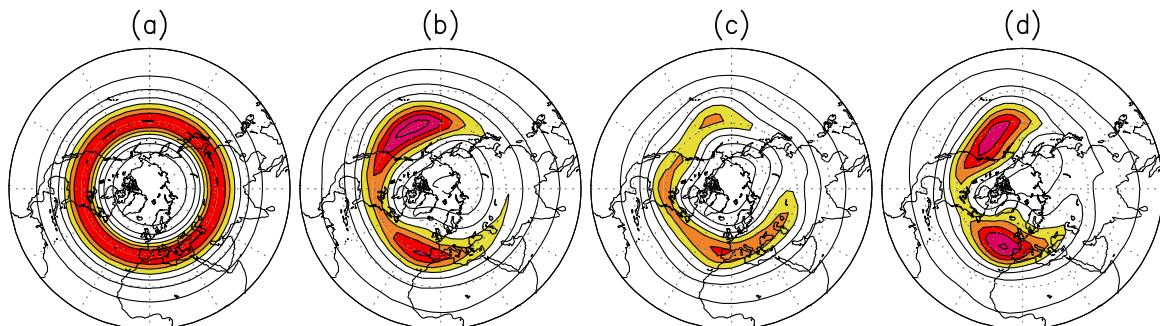
## 50 Die Arktische Oszillation – Rückkopplung zwischen synoptischen Wellen und zonalem Wind

(H. Körnich, G. Schmitz, E. Becker)

Die führenden Variabilitätsmuster der troposphärischen Zirkulation spiegeln eine Masseschwankung zwischen hohen und mittleren Breiten wider. Dieses Muster zeigt sich sowohl in dem Bodendruck als Arktische und Antarktische Oszillation, welche auch als nord- und südhemisphärische Annulare Moden bekannt sind, als auch in dem zonal gemittelten Zonalwind als Zonaler Index. Die Unterschiede zwischen der nord- und südhemisphärischen Variante bestehen darin, dass die Nordhemisphäre eine regionale Konzentration des Musters über dem Nordatlantik als Nord-Atlantische Oszillation und eine Kopplung mit der stratosphärischen Zirkulation aufweist.

Es ist bekannt, dass diese Schwankung der großskaligen Zirkulation durch die unterschiedlichen troposphärischen Wellen und so durch eine Welle-Grundstrom-Wechselwirkung angetrieben wird. Hierbei liefern insbesondere die synoptischen Wellen mit Perioden zwischen 2 und 7 Tagen den entscheidenden Beitrag. Um ein besseres Verständnis für die Unterschiede zwischen dem nord- und südhemisphärischen Annularen Mode zu erlangen, wurden eine Reihe von Zirkulationsexperimenten mit dem KCMC durchgeführt. Hierin wurde der Einfluss der Anregung stationärer Wellen auf die Annularen Moden untersucht. Die Anregung stationärer Wellen erfolgte dabei mechanisch durch Orographie und thermisch durch Land-Meer-Heizunterschiede.

Diese Anregungen führen in den unterschiedlichen Experimenten einerseits zu unterschiedlichen stationären Wellen, aber andererseits durch die interne Dynamik auch zu Unterschieden in den transienten Wellen. Im Vergleich zu einem Zirkulationsexperiment ohne Anregung stationärer Wellen führt die orographische Anregung allein zu einer Reduktion der kinetischen Energie der synoptischen Wellen (Abb. 50.1c), während die thermische Anregung stationärer Wellen diese Energie erhöht (Abb. 50.1b). Diese Erhöhung erfolgt über die Ausbildung von sogenannten *storm tracks* in den Regionen der Heizung. Gleichzeitig erzeugen sowohl die orographische wie auch die thermische Anregung mehr Energie auf den längeren Zeitskalen größer 10 Tagen.



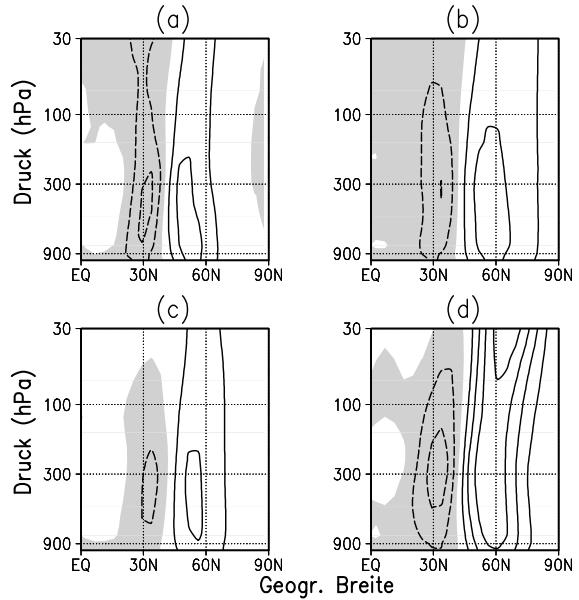
**Abb. 50.1:** Kinetische Energie synoptischen Wellen auf der Druckfläche 300 hPa für das Experiment ohne Anregung stationärer Wellen (a), mit nur thermischer Anregung (b), mit nur orographischer Anregung (c) und mit voller Anregung (d). Das Konturintervall beträgt  $30 \text{ m}^2 \text{s}^{-2}$ . Werte größer als  $120 \text{ m}^2 \text{s}^{-2}$  sind schattiert.

Jedes der Zirkulationsexperimente zeigt einen Annularen Mode als führendes Variabilitätsmuster im Bodendruck (Körnich et al., 2006, *im Druck*). Damit verbunden ist eine Dipolstruktur im Zonalwind, wie sie in Abbildung 50.2 gezeigt wird. Diese Windschwankung unterscheidet sich deutlich in ihrer Stärke von Experiment zu Experiment. So findet sich die schwächste Zonalwindschwankung bei allein orographisch angeregten stationären Wellen (Abb. 50.2c), während die Schwankung am größten für die Kombination von orographischer und thermischer Anregung ist (Abb. 50.2d). Im Vergleich zum Experiment ohne Anregung stationärer Wellen zeigt sich hier eine Verstärkung der Windschwankung durch die thermische Anregung stationärer Wellen, aber eine Abschwächung bei allein orographischer Anregung.

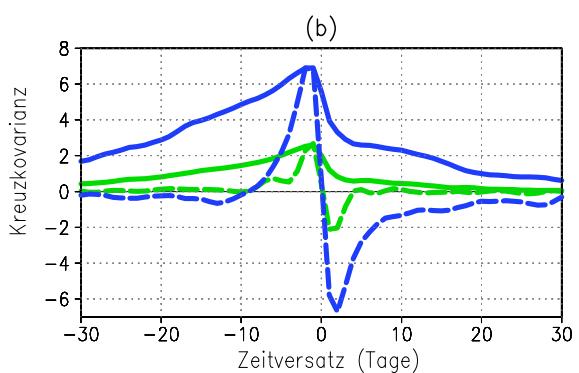
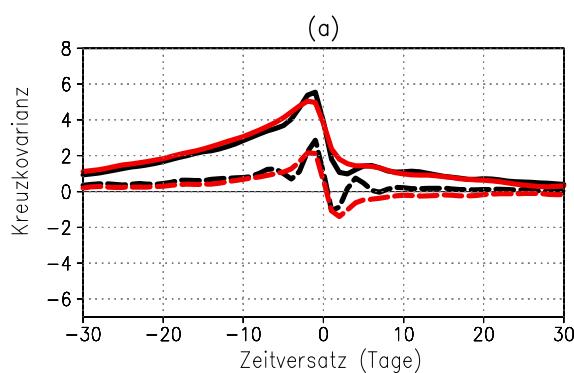
Zur Interpretation dieser Unterschiede wurde die zugehörige Welle-Grundstrom-Wechselwirkung untersucht. Hierzu wurden Indizes für die Zonalwindschwankung und für die Wellenimpulsflusskonvergenz in Bezug auf die Variabilitätsmuster in Abbildung 50.2 erstellt. Aus der zeitversetzten Kreuzkovarianz dieser beiden Indizes (Abb. 50.3) kann man ablesen, wie bei negativem Zeitversatz vor allem die synoptischen Wellen die Windschwankung antreiben.

Entscheidend ist nun der positive Zeitversatz in Abbildung 50.3. Eine positive Kreuzkovarianz bedeutet, dass die Windschwankung einen Wellenfluss erzeugt, der wiederum die Windschwankung verstärkt. Es handelt sich also um einen positiven Rückkopplungsprozess. Eine solche Rückkopplung synoptischer Wellen mit der Windschwankung tritt in allen Experimenten auf. Dadurch, dass die kinetischen Energie der synoptischen Wellen von der Anregung stationärer Wellen abhängt, lassen sich teilweise die unterschiedlichen Windschwankungen in den Experimenten erklären.

Hinzu kommt, dass die mittleren Frequenzen (gestrichelt in Abb. 50.3) durchweg einen negativen Beitrag bei positivem Zeitversatz zeigen, also die Erhaltung der Zonalwindschwankung dämpfen. Dieser Beitrag nimmt insbesondere bei den Experimenten mit Orographie zu. Die starke Windschwankung in dem Experiment mit voller Anregung stationärer Wellen hängt nun entscheidend mit den quasi-stationären Wellen auf Zeitskalen länger als 30 Tagen zusammen. Diese Wellen sind auch dafür verantwortlich, dass in diesem Experiment das Variabilitätsmuster der beobachteten Arktischen Oszillation ähnelt und eine Kopplung der troposphärischen mit der stratosphärischen Variabilität aufweist.



**Abb. 50.2:** Zonal gemittelter Zonalwind in der Kompositdifferenz zwischen Phasen mit positiver und negativer Hauptkomponente des Annularen Modus für das Experiment ohne Anregung stationärer Wellen (a), nur thermischer Anregung (b), nur orographischer Anregung (c) und voller Anregung (d). Das Konturintervall beträgt  $3 \text{ ms}^{-1}$ . Negative Werte sind schattiert.



**Abb. 50.3:** Kreuzkovarianz zwischen der AM-bezogenen Zonalwindschwankung und der entsprechenden Wellenflusskonvergenz für die synoptischen (durchgezogen) und die niederfrequenten Anteile mit Perioden bis 30 Tagen (gestrichelt). (a): das Experiment ohne Anregung stationärer Wellen (schwarz) und mit nur thermischer Anregung (rot). (b): das Experiment mit nur orographischer Anregung stationärer Wellen (grün) und mit voller Anregung (blau). Negativer Zeitversatz bedeutet, dass die Wellen führen und der Wind folgt, während bei positivem Zeitversatz es umgekehrt ist.

## 51 Die atmosphärische Drehimpulsbalance für die südhemisphärische Polarkappe während der stratosphärischen Erwärmung im September 2002

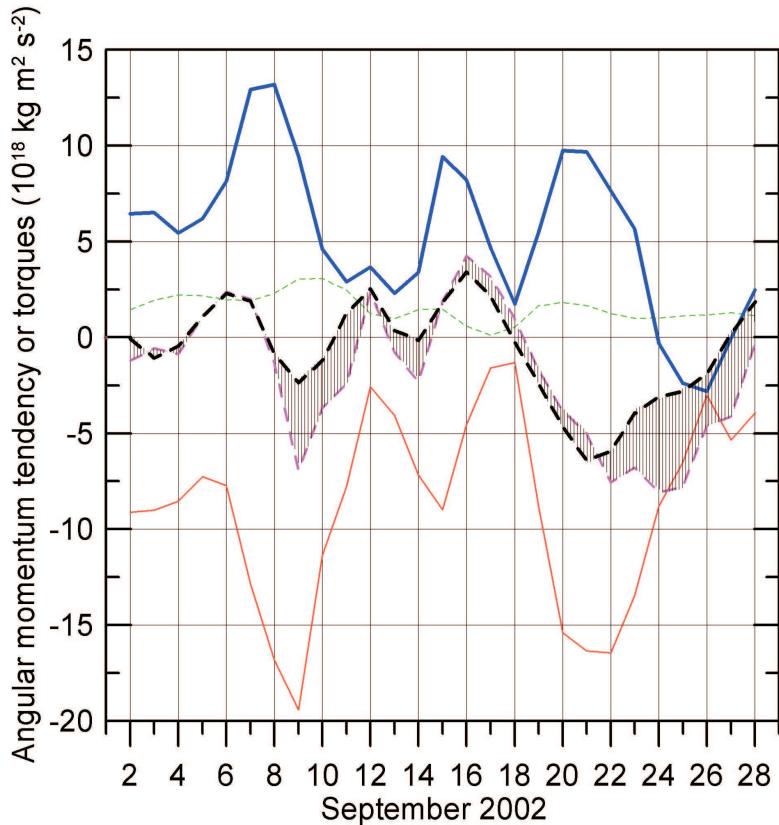
(D.H.W. Peters, Ch. Zülicke, B. Wecke)

Zum ersten Mal wurde eine stratosphärische Erwärmung auf der südhemisphärischen Halbkugel im September 2002 beobachtet (*Simmons et al., J. Atmos. Sci., 62, 2005*). Das WMO-Kriterium für ein so genanntes “major warming” Ereignis wurde am 26. September erfüllt und zeigte eine Umkehr des meridionalen Temperaturgradienten zwischen 60 °S und dem Südpol. In der oberen Stratosphäre oszillierte der mittlere Zonalwind im späten September 2002 und zeigte abwärts bis 1 kPa sowie südlich einer Breite von 60 °S eine Umkehr von Westwind auf Ostwind. Nach ein paar Tagen stellte sich wieder Westwind für die Dauer von 3 Wochen ein. Es folgte die finale Erwärmung zum Ende des Winters mit einer Umkehr zu Ostwind, früher als 2001, zum Ende des Oktobers 2002. In dieser Studie benutzen wir ECMWF Analysen, um die axialen Komponente des atmosphärischen Drehimpulsvektors (AAM - atmospheric angular momentum) und um die Entwicklung der Komponenten der Balancegleichung von AAM auf der polaren Südhalbkugel für den September 2002 zu berechnen. Im Laufe einer stratosphärischen Erwärmung erwarten wir große zeitliche Änderungen von AAM, die bisher noch nicht quantifiziert wurden. Die langzeitlich gemittelte Tendenz der vertikal und zonal gemittelten AAM ist nahezu stationär, aber der zeitliche Verlauf zeigt starke Ungleichgewichte der Quellen und Senken, die große Tendenzen der zonal mittleren AAM bedingen. Was die Balance der Komponenten der AAM während einer stratosphärischen Erwärmung beeinflusst, ist eine offene Frage. Die berechnete AAM Balance einer polaren Kappe ermöglicht die explizite Bestimmung der Quellen und Senken von AAM, wie dem Gebirgs- und Reibungsdrehmoment, der Konvergenz der AAM Flüsse, sowie ihrer Beziehungen zueinander. Das bedeutet, dass für die erwartete große Abnahme der polaren AAM während der stratosphärischen Erwärmung im September 2002 die Quellen und Senken von AAM bestimmt werden, die für die Abbremsung des polaren Zonalwindes wichtig sind und damit für seine polare Gradientenumkehr.

Wir benutzen ein mittleres Polkappenvolumen für die Berechnung der AAM Balance, das um die Breite von 65° S konzentriert wurde und ein Mittel von 3 Polarkappen von 90° -70° S, 90° - 65° S, und 90° - 60° S darstellt. Des Weiteren wurde ein gleitendes Mittel von 3 Tagen gebildet, das den Einfluss der täglichen Variabilität der AAM reduziert. Für solch ein mittleres Polarkappintegral sind die Resultate der AAM Balance zusammenfassend in der Abbildung 51.1 dargestellt. Sie zeigen, dass eine 5 Tage Periode in der AAM Tendenz vor dem 18. September 2002 existierte, die aus der Überlagerung der negativ korrelierten Schwingungen des Polarkappintegrals der Konvergenz des AAM Flusses und der des Gebirgsdrehmoments resultiert. Das Polarkappintegral der Konvergenz des AAM Flusses ist negativ und stellt eine Senke von AAM dar, wobei das Reibungsdrehmoment durch die katabatischen Ostwinde entlang der antarktischen Küste relativ kleine positive Werte aufweist. Die Zunahme der AAM der Polarkappe (positive Tendenz) zwischen Tag 4 und 8 kann durch das Reibungsdrehmoment gebildet werden, wenn der nordwärts gerichtete Fluss von AAM und das Gebirgsdrehmoment der Polarkappe sich kompensieren. Anschließend ist die Abnahme von AAM (Tag 8 - 10) durch den nordwärts gerichteten Fluss von AAM bestimmt und die Zunahme (Tag 10 - 13) wiederum durch das Reibungsdrehmoment der Polarkappe. Die Zunahme der AAM (Tag 14 -18) resultiert aus dem Gebirgsdrehmoment der Polarkappe. Ab dem Tag 18 zeigt sich ein neues Verhalten in der AAM Entwicklung. Die AAM Tendenz der Polarkappe durchläuft eine längere Phase, über 9 Tage, einer Abnahme der negativen Werte mit einem Minimum am 22. Tag. Aber die besonders starke Abnahme der nordwärts gerichteten Flüsse von AAM wird nicht durch eine Zunahme des Gebirgsdrehmoments der Polarkappe aufgefangen.

Obwohl nach dem Tag 22 der Betrag beider Größen abnimmt, ist die negative AAM Tendenz durch den AAM Fluss aus der Polarkappe dominant. Am Tag 24 wird das Gebirgsdrehmoment

der Polarkappe negativ und trägt zusätzlich zur Abnahme des AAM bei, wie auch der schwache negative Fluss von AAM. In der Abbildung 51.1 ist auch die Summe aller drei Drehmomente für eine Polarkappe eingezeichnet. Die entsprechende Kurve folgt hauptsächlich der der AAM Tendenz. Es gibt Unterschiede (gestreifte Gebiete) zwischen beiden Kurven, die den Rechenfehler anzeigen, aber der zeitliche Verlauf der Kurven ist dagegen robust.



**Abb. 51.1:** Mittlere AAM Tendenz für eine südhemisphärische Polarkappe, Konvergenz des absoluten AAM Flusses (dünne, rote Linie), Gebirgsdrehmoments (dick, blau), Reibungsdrehmoment (kurz gestrichelt, grün), Summe (dünn, lang gestrichelt) und die AAM Tendenz (dick, lang gestrichelt)

Die AAM Tendenz für eine mittlere Polarkappe oszilliert mit einer Periode von 5 Tagen bis zum Zusammenbruch des Polarwirbels, danach ist die Tendenz über 9 Tage lang negativ. Das polare Reibungsdrehmoment, induziert durch katabatische Winde, ist schwach positiv und nahezu konstant. Für diese mittlere Polarkappe ist das Gebirgsdrehmoment hauptsächlich positiv und größer als das Reibungsdrehmoment. Die starken Änderungen des Gebirgsdrehmomentes werden durch eine Verschiebung der Oberflächendrucklagen infolge eines Rossbywellenzuges bestimmt, der über die Orographie der Antarktis streicht. Basierend auf einer Fourier-Zerlegung konnten wir zeigen, dass in den starken Neigungsregionen der Ostantarktis die längenabhängige ansteigende Orographie bei  $0^{\circ}\text{O}$  mit der Hochdruckanomalie sowie die abnehmende Orographie mit der Tiefdruckanomalie um  $150^{\circ}\text{O}$  korreliert sind (*Peters und Zülicke, Tellus A, 2006, im Druck*). Die Flüsse von AAM sind nordwärts gerichtet und reduzieren den AAM des Polarkappenvolumens. Die Änderungen des AAM Flusses ist hauptsächlich durch die Veränderung des Impulsflusses durch transiente Rossbywellen in der oberen Troposphäre und unteren Stratosphäre bestimmt. Der Polarwirbelzusammenbruch ist mit einer starken Abnahme des Betrages des Gebirgsdrehmomentes und einer Zunahme der Konvergenz des relativen AAM Flusses verbunden.

## 52 Zum Einfluss längenabhängiger Variationen im Polarwirbel auf das Rossby-Wellenbrechen in mittleren Breiten

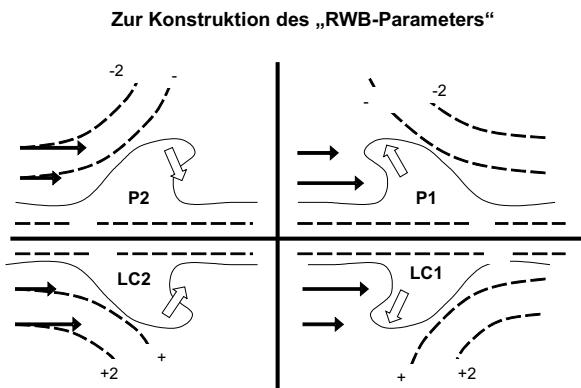
(A. Gabriel, D.H.W. Peters)

Planetare und synoptisch-skalige Rossby-Wellen spielen eine bedeutende Rolle in der atmosphärischen Zirkulation. Sie bestimmen den Austausch von Impuls, Wärme und Spurengasen zwischen den Subtropen und den mittleren und höheren Breiten sowie zwischen der Troposphäre und Stratosphäre, und sind beteiligt an der Bildung von Ozon-Minilöchern und der Generation von Trägheits-Schwerewellen. In Anknüpfung an frühere Arbeiten (Peters & Waugh, *J. Atmos. Sci.*, 53, 1996) wurde der Einfluss zonaler Variationen im Westwindband der nördlichen Hemisphäre, d.h. grobräumiger diffluenter und konfluenter Strömungskonfigurationen, auf die verschiedenen Haupt-Typen des Rossby-Wellenbrechens (RWB = Rossby Wave Breaking) untersucht. Hauptaugenmerk lag dabei auf den nordwärts brechenden Wellenereignissen (P2) über dem Nordatlantik, die die atmosphärische Dynamik über West- und Nordeuropa wesentlich beeinflussen. Zielsetzung der Arbeiten war, das Auftreten von RWB-Ereignissen auf Grundlage der ECMWF-ReAnalysen (ERA-40, 1957-2002) zu diagnostizieren, sowie deren Abhängigkeit von zonal variierenden Grundströmungen, die durch den winterlichen stratosphärischen Polarwirbel in der unteren Troposphäre / oberen Stratosphäre (UTLS-Region) induziert werden, mit einer vereinfachten Version des GCM ECHAM4 zu analysieren. Des weiteren wird auf Grundlage des GCM MAECHAM5 untersucht, inwieweit Strahlungsforcierungen durch zonal variierende, dekadische Ozonänderungen Struktur und Stärke des Polarwirbels ändern und über diesen Weg Einfluss auf das RWB haben können. Diese Arbeiten erfolgen in Kooperation mit Ingo Kirchner, Meteorologisches Institut, FU Berlin.

In Anlehnung an Esler und Haynes (*J. Atmos. Sci.*, 56, 1999) nutzen wir die meridionale Komponente  $F_y$  eines dreidimensionalen Wellenfluss-Vektors als Indikator, um zwischen antizyklonalen ( $F_y < 0$ ) und zyklonalen ( $F_y > 0$ ) RWB-Ereignissen zu unterscheiden. Dabei berechnen wir die meridionale Wellenfluss-Komponente für quasistationäre Wellen in einem zonal

variierenden, unveränderlichen Grundstrom. Darauf hinaus können relativ zum Westwindband vorwärts bzw. rückwärts brechende Wellen über den diffluenteren bzw. konfluenteren Charakter der quasistationären Strömung, in der sie sich entwickeln und die sie verstärken, identifiziert werden (s. Abbildung 52.1). Als Indikator wählten wir hier die räumliche Änderung des Geopotentials  $\Phi_{xy} \cong \partial^2 \Phi / r^2 \cos \varphi \partial \lambda \partial \varphi$ . Eine Kombination der beiden Parameter, d.h. das Produkt  $\text{sign}(-\Phi_{xy}) \cdot F_y$ , ermöglicht also eine Separation in die vier Haupttypen des RWB: vorwärts gerichtete zyklonale (LC2) und antizyklonale (P2), und rückwärts gerichtete zyklonale (P1) und antizyklonale (LC1) RWB Ereignisse.

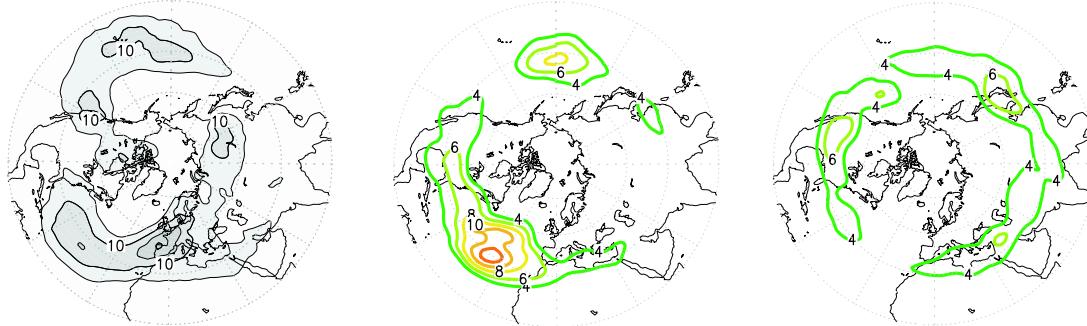
Als Beispiel zeigt Abbildung 52.2 (links) die klimatologische Verteilung der P2-Ereignisse für den nordhemisphärischen Winter auf Grundlage der ERA-40 Daten. Hierbei wurden für jeden einzelnen Winter (DJF) nach dem oben angeführten Konzept die Wellenparameter berechnet und über die Winterperiode zeitlich integriert und normiert. Daraus wurde dann als Mittelwert die Klimatologie für 45 Winter abgeleitet. Zu erkennen sind zwei Bänder verstärkender P2-Ereignisse



**Abb. 52.1:** Skizze für typische RWB-Ereignisse; P1: nord- und rückwärts, P2: nord- und vorwärts, LC1: süd- und rückwärts, LC2: süd- und rückwärts, schwarze Pfeile: Westwind, weiße Pfeile: meridionaler Wellenfluss, gestrichelte Linien: Geopotential.

schwischen den Subtropen und den mittleren und höheren Breiten sowie zwischen der Troposphäre und Stratosphäre, und sind beteiligt an der Bildung von Ozon-Minilöchern und der Generation von Trägheits-Schwerewellen. In Anknüpfung an frühere Arbeiten (Peters & Waugh, *J. Atmos. Sci.*, 53, 1996) wurde der Einfluss zonaler Variationen im Westwindband der nördlichen Hemisphäre, d.h. grobräumiger diffluenter und konfluenter Strömungskonfigurationen, auf die verschiedenen Haupt-Typen des Rossby-Wellenbrechens (RWB = Rossby Wave Breaking) untersucht. Hauptaugenmerk lag dabei auf den nordwärts brechenden Wellenereignissen (P2) über dem Nordatlantik, die die atmosphärische Dynamik über West- und Nordeuropa wesentlich beeinflussen. Zielsetzung der Arbeiten war, das Auftreten von RWB-Ereignissen auf Grundlage der ECMWF-ReAnalysen (ERA-40, 1957-2002) zu diagnostizieren, sowie deren Abhängigkeit von zonal variierenden Grundströmungen, die durch den winterlichen stratosphärischen Polarwirbel in der unteren Troposphäre / oberen Stratosphäre (UTLS-Region) induziert werden, mit einer vereinfachten Version des GCM ECHAM4 zu analysieren. Des weiteren wird auf Grundlage des GCM MAECHAM5 untersucht, inwieweit Strahlungsforcierungen durch zonal variierende, dekadische Ozonänderungen Struktur und Stärke des Polarwirbels ändern und über diesen Weg Einfluss auf das RWB haben können. Diese Arbeiten erfolgen in Kooperation mit Ingo Kirchner, Meteorologisches Institut, FU Berlin.

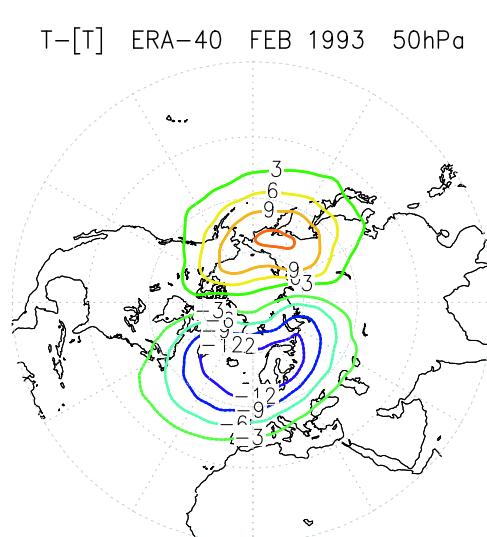
mit maximalen Werten von  $15 - 20 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$ , eines über dem Nordpazifik, das sich in nördlicher Neigung bis über Nordamerika erstreckt, und eines über dem Nordatlantik, das sich ebenfalls in nördlicher Neigung bis über Europa erstreckt. Zu beachten ist, dass die in Abbildung 52.2 (links) dargestellten Gebiete Werte oberhalb eines nahezu homogenen Hintergrund-Feldes von ca.  $4 - 5 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$  kennzeichnen, und im Vergleich zur interannualen Variabilität hoch signifikant sind (99% Vertrauensintervall). Herausragende Gebiete verstärkt auftretender P1-, LC1- und LC2-Ereignisse wurden ebenfalls diagnostiziert.



**Abb. 52.2:** Klimatologischer Mittelwert RWB-P2 für nordwärts brechende P2 Ereignisse für die 45 Winter der ERA-40 Periode (links), und jeweils für 12 Wintermonate Modell-Laufzeit mit (Mitte) und ohne (rechts) zonal varierender Temperatur-Forcierung in der Stratosphäre (vgl. 52.3); Isolinienabstand, links:  $5 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$ , Isolinienabstand: Mitte und rechts:  $2 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$ .

Um den Einfluss zonaler Variationen im stratosphärischen Polarwirbel auf das RWB zu untersuchen, wurde eine Reihe von Modellrechnungen durchgeführt. Hierbei wurde in einem Kontroll-Lauf das ECHAM4 Modell zunächst ohne Orographie oder andere längenabhängige Wellenantriebe mit beobachteten, zonal gemittelten Temperaturfeldern forcier, und dann eine aus den Beobachtungen abgeleitete ultralange und über den gesamten Winter stationäre Welle im Höhengebiet des Polarwirbels (TW1 = Welle 1 oberhalb von 150 hPa, s. Abbildung 52.3) zusätzlich in die Temperatur-Forcierung eingebaut. Abbildung 52.2 zeigt als Beispiel die Verteilung der P2-Ereignisse, die aus jeweils 12 Monaten Modellzeit - nach einer Einschwingphase von insgesamt 2 Jahren Modellzeit - aus einem Modell-Lauf mit (Abbildung 52.2, Mitte) und ohne (Abbildung 52.2, rechts) zonal varierende Temperatur-Forcierung des Polarwirbels abgeleitet wurden.

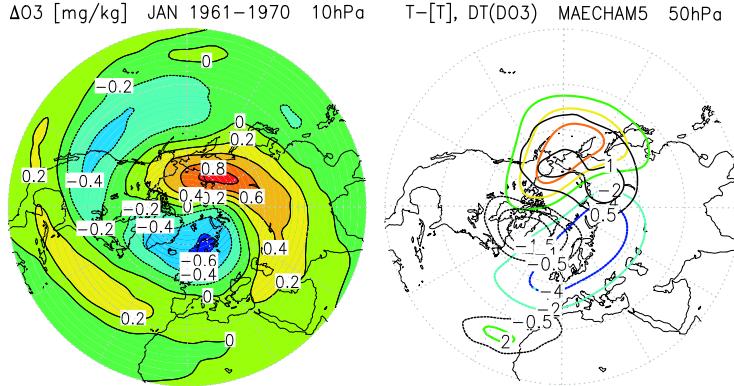
Gegenüber dem Modell-Lauf ohne TW1 - wie zu erwarten mit einer nahezu homogenen P2-Verteilung von  $4 - 5 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$ , die aus der baroklinen Instabilität heraus generiert wird - zeigen sich im Modell-Lauf mit TW1 signifikant herausragende Gebiete über dem Pazifik und insbesondere über dem Nordatlantik mit maximalen Werten von  $10 - 12 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$ . Wenngleich die Welle 1 im Polarwirbel als Resultat troposphärischer Wellenaktivität verstanden werden kann, zeigt sich hier der Einfluss der zonalen Variationen im Polarwirbel auf die troposphärische Wellenaktivität. In der realen Atmosphäre sowie in Modellrechnungen, die weitere längenabhängige Forcierungen berücksichtigen, wird der geschilderte Prozess natürlich durch andere Prozesse modifiziert bzw. überdeckt.



**Abb. 52.3:** Abweichung der Temperatur vom zonalen Mittelwert in 50 hPa für 1 Feb 1993; Isolinienabstand: 3 K.

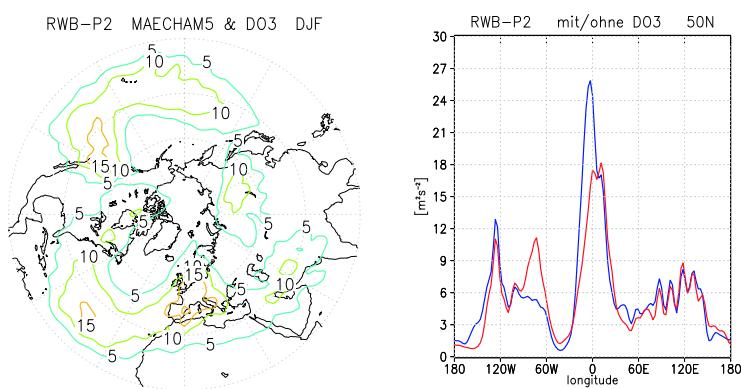
Zonale Variationen in den Ozonverteilungen können über die Strahlungsforcierung zu zonalen Variationen im Polarwirbel beitragen und damit das RWB beeinflussen. Abbildung 52.4 (links) zeigt als Bei-

spiel die Ozonabweichung vom zonalen Mittelwert in 10hPa für den Januar der 1990er Dekade (aus ERA-40), mit einer deutlich ausgeprägten Welle 1 und maximalen Amplituden von ca. 0.8 mg/kg (10%). Diese Wellenstruktur zieht sich durch alle Höhengebiete der Stratosphäre.



**Abb. 52.4:** links: Abweichung des Ozon vom zonalen Mittelwert für die 1990er Dekade (ERA-40, Isolinienabstand: 0.2 mg/kg); rechts: Temperatur-Abweichung vom zonalen Mittelwert  $T-[T]$  für 10 Winterepisoden mit zonal gemittelter Ozon-Klimatologie (kolorierte Linien, Isolinienabstand: 2 K) und Änderung  $DT(DO3)$  der Temperatur-Abweichung bei Berücksichtigung der zonalen Ozonvariationen (schwarze Linien, Isolinienabstand: 0.5 K) (MAECHAM5 mit AMIP-SST (Atmospheric Model Intercomparison Project Sea Surface Temperature) für die 1990er Dekade.)

alle Winter-Episoden gemittelte Abweichung der Temperatur vom zonalen Mittel des Kontroll-Laufes sowie die Differenz zwischen dem Modell-Lauf mit der zonalen Ozonanomalie und dem Kontroll-Lauf. Eine höhere Amplitude von 1 – 2 K weist darauf hin, dass die Welle 1 über die Abkühlung bzw. Erwärmung durch die zonale Ozonanomalie gegenüber dem Vergleichslauf verstärkt wird. Darüber hinaus zeigt sich eine westwärts gerichtete Phasenverschiebung des Polarwirbels, da die Implementation der diabatischen Quellen zu Verschiebungen in den adiabatischen Erwärmungs- bzw. Abkühlungsraten führt. Abbildung 52.5 (links) zeigt, dass das Modell im Vergleich zu Beobachtungen realistische P2-Verteilungen berechnet.



**Abb. 52.5:** links: Mittlere Verteilung der P2-Ereignisse für 10 Winterepisoden der 1990er Dekade (MAECHAM5 mit AMIP-SST, Isolinienabstand:  $5 \text{ m}^2 \text{s}^{-2}$ ); rechts: mittlere Verteilung der P2-Ereignisse bei  $50^\circ \text{N}$  mit (rote Linie) und ohne (blaue Linie) Berücksichtigung der zonalen Ozonanomalie.

von erheblicher Bedeutung für die troposphärische Wellenaktivität sein können. Insgesamt öffnet sich hier eine neue Perspektive zum Verständnis der Kopplung der atmosphärischen Höhengebiete.

In einem ersten Schritt wurden diese Ozonverteilungen - in Anknüpfung an frühere Arbeiten (Kirchner & Peters, *Annales Geophysicae*, 21, 2003) - für das Höhengebiet zwischen 500 hPa und 1 hPa in die neueste, hochreichende Version des ECHAM (MAECHAM5 bis 80 km) implementiert. Insgesamt wurden Modellrechnungen für 10 Winter-Episoden (1989/90-1998/99) mit vorgegebener AMIP-SST durchgeführt. Hierbei wurde die Ozon-Anomalie jeweils Anfang Oktober zugeschaltet und die Wintermonate (DJF) analysiert. Als Vergleich diente ein Kontroll-Lauf über den Zeitraum 1989-1999 mit zonal gemittelter Ozon-Klimatologie. Abbildung 52.4 (rechts) zeigt die über

Zum Vergleich sind in Abbildung 52.5 (rechts) die P2-Verteilungen mit (rot) und ohne (blau) zonale Ozonanomalie dargestellt. In Abhängigkeit von den induzierten Änderungen im Polarwirbel (vgl. Abbildung 52.4, rechts) entwickelt sich eine stärkere P2-Aktivität im Gebiet westlicher Nordatlantik/östliches Nordamerika und eine Abschwächung im Gebiet östlicher Nordatlantik/Westeuropa.

Die Modell-Resultate zeigen, dass längenabhängige Variationen, die im Gebiet des stratosphärischen Polarwirbels forciert werden,

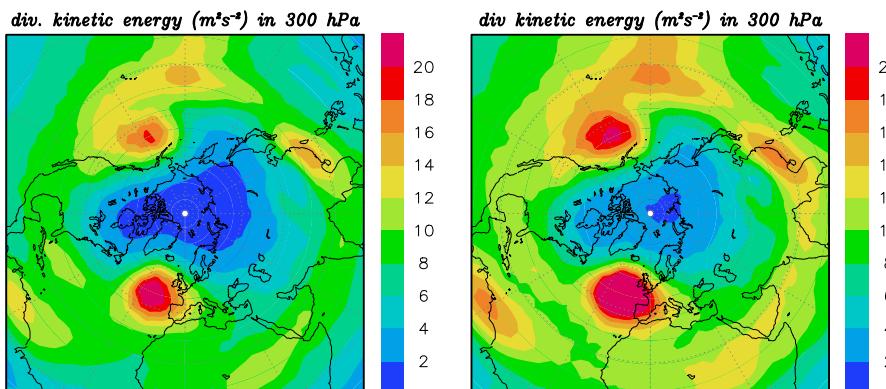
## 53 Nichtlineare Horizontaldiffusion

(Erich Becker)

Die meteorologischen Windfelder sind dadurch gekennzeichnet, dass die horizontalen Windgeschwindigkeiten sehr viel größer sind als die vertikalen. Daraus ergibt sich eine näherungsweise zweidimensionale Makroturbulenz, die den Transfer von atmosphärischen Wirbeln zu immer kleineren Skalen, die sogenannte Enstrophy-Kaskade, steuert. Der Enstrophy-Kaskade ist eine Energie-Kaskade überlagert, welche u.a. für die Generierung von Schwerewellen wesentlich ist. Die Parametrisierung dieser Skalenwechselwirkung erfordert in jedem Klima- oder Wettervorhersagemodell eine Horizontaldiffusion, d.h. eine skalenselektive Dämpfung des aufgelösten horizontalen Windfeldes. Der Einfachheit halber werden oft numerische Filter für diesen Zweck herangezogen. Allerdings verletzen die Modellgleichungen dann in unkontrollierbarer Weise die hydrodynamischen Erhaltungssätze. Die Horizontaldiffusion sollte daher Teil einer physikalisch motivierten, expliziten Turbulenzparametrisierung sein.

Bereits 1961 wurde von J. Smagorinsky ein verallgemeinertes Mischungswegkonzept zur Parametrisierung der Horizontaldiffusion vorgeschlagen. Das generelle Prinzip, den horizontalen Diffusionskoeffizienten proportional zum Betrag der horizontalen Windscherungen zu setzen, wurde seitdem in vielfältiger Weise verwendet. Die Diffusion selbst ist dann *nichtlinear* in den Windfeldern. Dieser Ansatz wurde später von Smagorinsky selbst auf globale sphärische Geometrie erweitert. Allerdings fand diese Formulierung bislang bei der Konstruktion von globalen Zirkulationsmodellen keine Beachtung. Becker und Burkhardt (2006, MWR, eingereicht) haben zum ersten Mal diesen neueren Smagorinsky-Ansatz einer nichtlinearen Horizontaldiffusion für ein atmosphärisches Zirkulationsmodell mit sphärischer Geometrie unter Beachtung aller hydrodynamischen Erhaltungssätze formuliert, implementiert und getestet. Im Vergleich zu einer konventionellen linearen Horizontaldiffusion ergeben sich bei gleicher Intensität des Lorenzschen Energiezyklus' stärkere Sturmbahnen und stärkere Schwerewellenquellen. Letzteren Aspekt zeigt Abb. 53.1 anhand der simulierten kinetischen Energien des wirbelfreien Anteils des horizontalen Windfeldes in der nördlichen Wintertroposphäre bei linearer (links) und nichtlinearer (rechts) Horizontaldiffusion. Man erkennt deutlich höhere Energien (Schwerewellenquellen) im rechten Bild.

Die nichtlineare Horizontaldiffusion ist somit besonders dann ein wesentlicher Modellbaustein, wenn die Wechselwirkung von unterer und mittlerer Atmosphäre durch interne Schwerewellen bei hoher räumlicher Auflösung explizit beschrieben werden soll (siehe Berichte 41–43). Sie gewährleistet insbesondere eine effektive Dissipation von Schwerewellen in der Mesosphäre, ohne dabei einen künstlichen Reibungsbeitrag in der mittleren zonalen Impulsbilanz zu erzeugen (siehe Abb. 41.3).



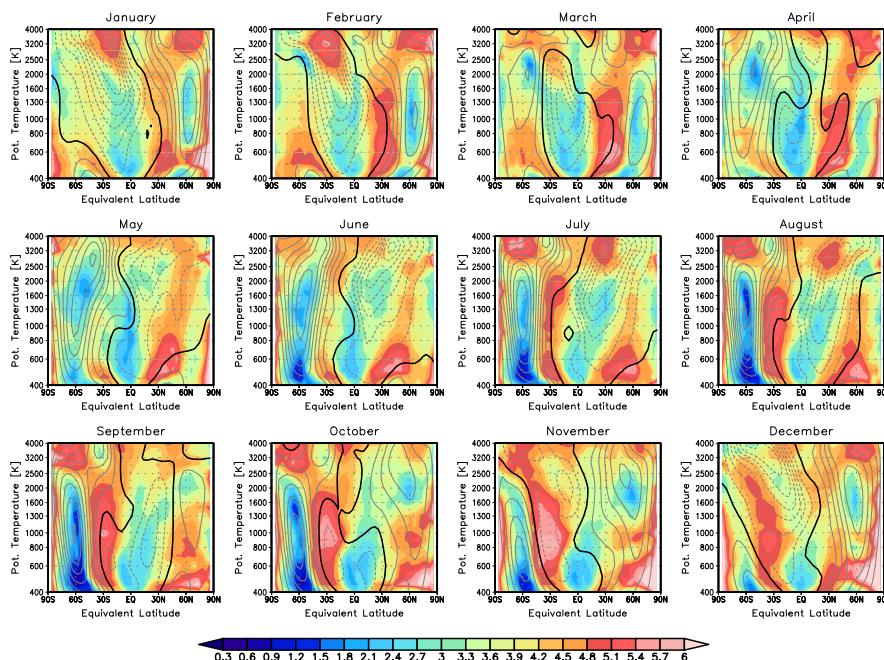
**Abb. 53.1:** Stereographische Projektion der kinetischen Energie des rotationsfreien horizontalen Windes in ca. 10 km Höhe aus permanenten Januarsimulationen mit KMC. Links: lineare Horizontaldiffusion. Rechts: nichtlineare Horizontaldiffusion.

## 54 Die jahreszeitliche Veränderung der effektiven Diffusion in der mittleren Atmosphäre

(G. Schmitz, S. Kostykin<sup>2</sup>)

Die Durchmischung von Spurengasen durch die großräumigen Windfelder ist in den verschiedenen Jahreszeiten und geographischen Regionen der mittleren Atmosphäre sehr unterschiedlich. Die effektive Diffusion, wie sie von Allen & Nakamura (*J. Geophys. Res.*, 106, 2001, AN) auf der Grundlage assimilierter Windfelder berechnet wurde, stellt einen geeigneten Parameter dar, um die Mischungsvorgänge allgemein zu charakterisieren, sobald die drehungsbehafteten Komponenten des Windfeldes bestimmt sind.

Im Folgenden wird der Koeffizient der effektiven Diffusion ( $\kappa_{eff}$ ) auf der Basis der Windfelder eines globalen Zirkulationsmodells der mittleren Atmosphäre (Kostykin & Schmitz, *J. Geophys. Res.*, 111, 2006) berechnet. Es werden die Mischungsbarrieren in den verschiedenen Höhengebieten betrachtet, in Abhängigkeit von der Anregung der planetaren Wellen.



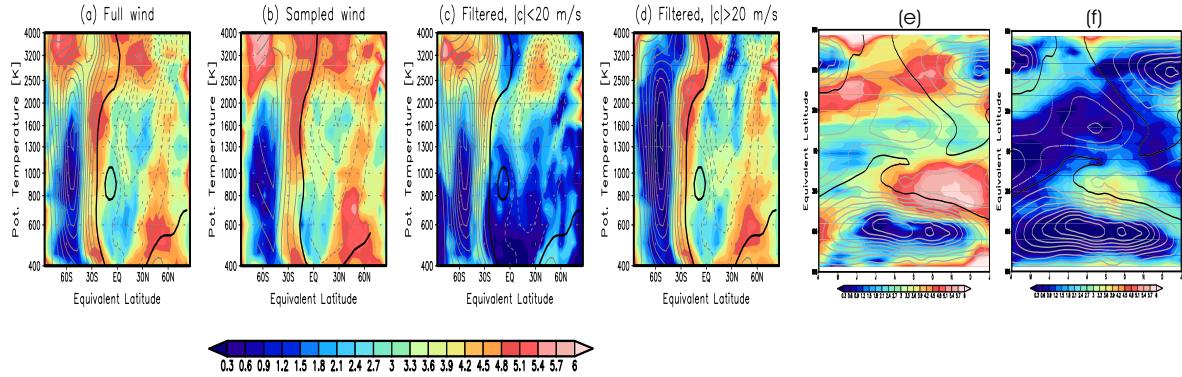
**Abb. 54.1:**  $\log(\kappa_{eff}/\kappa)$ , als Maß für den effektiven Diffusionskoeffizienten  $\kappa_{eff}$  (Farbe) und der zonal gemittelte zonale Wind ( - - - Ostwind, — Westwind, Isolinienabstand 10 m/s) für die einzelnen Monate mit der potentiellen Temperatur als vertikale Koordinate.

stimmten Strömungsbedingungen die effektive Diffusion erheblich beeinflussen kann.

In Abb. 54.1 sind für die einzelnen Monate die entsprechenden Mittelwerte von  $\ln \kappa_{eff}/\kappa$  für die GCM-Integration der Jahre 1990 - 1996 angegeben, wenn  $\kappa$  die numerische Diffusion des Modells angibt. Letztere wurde in geeigneter Form aus der Modellintegration berechnet. Geringe Werte in  $\kappa_{eff}$  charakterisieren eine Mischungsbarriere, und Gebiete mit großem  $\kappa_{eff}$  ergeben eine intensive Mischung von Tracern. Die GCM-Daten beschreiben für die untere Stratosphäre die bekannten Mischungsgrenzen in den Tropen und im Zusammenhang mit dem Polarwirbel, wobei letzterer sich in der südlichen Hemisphäre intensiver als Mischungsbarriere zeigt, wie der Vergleich der Monate Januar und Juli ergibt. Betrachtet man die einzelnen Jahre, so ist die Veränderlichkeit von  $\kappa_{eff}$  in der winterlichen NH viel stärker ausgeprägt. Oberhalb von etwa  $\theta = 2000$  K ist die Struktur von  $\kappa_{eff}$  sehr unterschiedlich zu der in der unteren Stratosphäre und gekoppelt an die südwärtige Verlagerung des Starkwindgebietes der winterlichen Nordhemisphäre bzw. polwärtige Verschiebung in der Südhemisphäre.

Die Methode der effektiven Diffusion ist geeignet zur Beschreibung der Mischung bis in die obere Stratosphäre und untere Mesosphäre, da die Anteile der unbalancierten Windkomponenten des Modells noch hinreichend gering sind; das kann aber von Modell zu Modell unterschiedlich sein. Daten für einen derartigen Vergleich sind nicht verfügbar. Im Vergleich mit AN wird ein Algorithmus mit sehr geringer numerischer Diffusion zur Berechnung von  $\kappa_{eff}$  verwandt, die unter be-

<sup>2</sup>Institut für Numerische Mathematik der Russischen Akademie der Wissenschaften



**Abb. 54.2:**  $\log(\kappa_{eff}/\kappa)$ , Farbe, und der zonal gemittelte zonale Wind ( - - - Ostwind, — Westwind, Isolinienabstand 10 m/s) im Juli. a) Kontrollexperiment, b) Windfelder im  $20^\circ \times 20^\circ$  Gitter, c) Filterung aller Wellen mit  $|C| < 20$  m/s, d) Filterung mit  $|C| > 20$  m/s.  $\log(\kappa_{eff}/\kappa)$ , Farbe, in 800 K von April - Dezember 1990; e) Kontrollexperiment mit  $\kappa = \kappa_{num}$ , f)  $\kappa = 10^5 \text{ m}^2 \text{s}^{-1}$ , —  $U = 0$ .

Im Januar/Februar und Juli/August ergibt sich eine sehr starke Mischung in den polaren Breiten der unteren Mesosphäre der winterlichen Hemisphären. Um zu verstehen, welcher Teil des Spektrums der planetaren Wellen den effektiven Diffusionskoeffizienten bestimmt, wurden die Windfelder bzgl. der Phasengeschwindigkeit der Wellen gefiltert, bzw. es wurde ein Experiment mit sehr grober räumlicher Auflösung durchgeführt.

In Abb. 54.2 sind die Ergebnisse dieser Experimente für Juli angegeben. Vergleicht man das "full"-Experiment a) mit b), dem ein  $20^\circ \times 20^\circ$  Gitterabstand zu Grunde liegt, dann ist die Übereinstimmung ersichtlich. Insbesondere in der oberen Stratosphäre und unteren Mesosphäre ist die Struktur der Mischungsgebiete noch sehr ähnlich, auch wenn die Amplituden sich schon unterscheiden. Es ist ein Hinweis, dass der Beitrag der unbalancierten kleinskaligen Windkomponenten in diesem Grenzgebiet zur Stratosphäre das Bild der Mischung von Tracern nicht grundsätzlich verändert. Abb. 54.2c zeigt, dass die Wellen mit Phasengeschwindigkeiten unterhalb von 20 m/s die Mischung in den Tropen in der unteren Mesosphäre bestimmen; in den Subtropen der unteren Stratosphäre ist dies besonders ausgeprägt, aber das ist bekannt. Die Abb. 54.2 zeigt außerdem, dass in hohen Breiten der winterlichen unteren Mesosphäre die Mischung durch brechende Wellen mit Phasengeschwindigkeiten  $|C| > 20$  m/s erfolgt, Abb. 54.2b, und durch großskalige Wellen gegeben ist. Eine ähnliche Abhängigkeit ergibt sich um  $30^\circ N$  in der unteren Mesosphäre. Während die erhöhte Mischung für  $|C| < 20$  m/s im Zusammenhang mit der klassischen Surfzone steht, ist die Ursache für die hohen  $\kappa_{eff}$ -Koeffizienten in den beiden genannten Gebieten durch lokal erzeugte Wellen gegeben. In der Tat zeigt die Berechnung des meridionalen quasi-geostrophischen potentiellen Vorticity-Gradienten eine Vorzeichenumkehr, das auf die Anregung von Wellen aus Instabilitätsprozessen (baroklin, barotrop) hindeutet. In der sommerlichen unteren Stratosphäre resultiert der hohe  $\kappa_{eff}$ -Koeffizient allein aus der Brechung der Wellen mit  $|C| < 20$  m/s, die sich aus der Troposphäre ausbreiten und im Ostwind der unteren Stratosphäre brechen.

Die jahreszeitliche Abhängigkeit von  $\kappa_{eff}$  in 800 K zeigt eine sehr interessante Erscheinung. In den Sommermonaten mittlerer Breiten der Nordhemisphäre sind die  $\kappa_{eff}$  unverändert hoch, Abb. 54.2a, im Unterschied zu den Ergebnissen von AN. Aus theoretischen Untersuchungen ist bekannt, dass in Strömungen mit schwachem Windscher die "Erinnerung" an die dynamischen Eigenschaften einer kritischen Linie sehr lange bestehen kann, wenn die Diffusion sehr gering ist; das trifft für unsere Rechnungen zu. Wenn dieser Prozess tatsächlich den erhöhten  $\kappa_{eff}$ -Wert im Sommer der 800 K - Fläche bestimmt, müsste sich eine starke Empfindlichkeit zur "numerischen" Diffusion zeigen. Abb. 54.2f zeigt  $\kappa_{eff}$  für ein Experiment, wenn die Mischung mit einer erhöhten Diffusion bestimmt wurde. Man erkennt, dass  $\kappa_{eff}/\kappa$  stark abnimmt und die effektive Diffusion damit sehr empfindlich beeinflusst wird.

## A 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: Träigkeitsschwerewellen 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

DAAD: Projektbezogener Personenaustausch mit Norwegen (PPP Norwegen)

**BMBF** *Förderkennzeichen D/04/04401*

Beteiligte Wissenschaftler: Fiedler

Laufzeit: 01.01.2004 – 31.12.2005

Vorhersage für die Ausbreitung von Funkwellen durch die Ionosphäre (Funkwettervorhersage),

*Vereinbarung mit BMVg*

Beteiligte Wissenschaftler: Bremer, Singer

Laufzeit: 1.1.2001 – 31.12.2007

ROMA: Temperatur- und Windmessungen in der polaren mittleren Atmosphäre mit Hilfe von fallenden Kugeln und Folienwolken,

**DLR** *Förderkennzeichen 50OE99015*

Beteiligte Wissenschaftler: Lübken, Müllemann

Laufzeit: 01.10.99 – 31.12.2007

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

**DLR** *Förderkennzeichen 50OE0301*

Beteiligte Wissenschaftler: Lübken, Rapp, Strelnikov

Laufzeit: 01.10.2004 – 31.12.2008

Untersuchung atmosphärischer Schwerewellen mittels durchgehender Temperaturprofile aus Lidermessungen von 1 bis 100 km Höhe bei 54°N

**DFG** *Förderkennzeichen GE 1625/1-1*

Beteiligter Wissenschaftler: Gerding, Rauthe, Lautenbach

Laufzeit: 01.09.2004 – 30.11.2006

Chemiemodul für MAOAM

**DFG Förderkennzeichen HA 3261/1-2**

Beteiligter Wissenschaftler: Berger, Grygalashvily

Laufzeit: 01.05.2004 – 31.08.2006

Rossby-Wellenbrechen in einem längenabhängigen Grundstrom im Bereich der oberen Troposphäre und unteren Stratosphäre,

**DFG Förderkennzeichen PE 474/2-1,2**

Beteiligter Wissenschaftler: Peters, Gabriel, Eixmann

Laufzeit: 01.06.2000 – 31.3.2006

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

**DFG Förderkennzeichen LU 1174/3-1**

Beteiligter Wissenschaftler: Lübken, Berger, Herbort

Laufzeit: 01.05.2005 – 31.07.2007

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

**DFG Förderkennzeichen RA 1400/2-1**

Beteiligter Wissenschaftler: Rapp, Strelnikova

Laufzeit: 01.06.2005 – 31.08.2007

Application as coordinator of the CAWSES priority programme

**DFG Förderkennzeichen LU 1174/5-1**

Beteiligter Wissenschaftler: Lübken

Laufzeit: 01.07.2005 – 30.06.2007

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

**DFG Förderkennzeichen SO 268/4-1**

Beteiligter Wissenschaftler: Sonnemann

Laufzeit: 01.07.2005 – 30.09.2007

Support proposal for refurbishment and replacement of a microwave spectrometer to be used in the priority programme CAWSES

**DFG Förderkennzeichen LU 1174/6-1**

Beteiligter Wissenschaftler: Lübken

Laufzeit: 21.07.2005 – 20.07.2007

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

**DFG Förderkennzeichen BA 2834/1-1**

Beteiligter Wissenschaftler: Baumgarten

Laufzeit: 01.10.2005 – 31.12.2008

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

**DFG Förderkennzeichen BE 3208/2-1**

Beteiligter Wissenschaftler: Becker

Laufzeit: 01.9.2005 – 31.08.2008

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

**DFG** Förderkennzeichen PE 474/4-1

Beteiligter Wissenschaftler: Peters

Laufzeit: 01.04.2005 – 31.03.2008

SORACAL: The Influence of Solar Radiation Perturbations on the Coupling of Atmosphere

**DFG** Förderkennzeichen PE 474/5-1

Beteiligter Wissenschaftler: Peters

Laufzeit: 01.10.2005 – 30.09.2007

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

**DFG** Förderkennzeichen AC 71/2-1

Beteiligter Wissenschaftler: Achatz

Laufzeit: 01.08.2005 – 31.07.2007

Förderung Gastaufenthalt Vargin

**DFG** Förderkennzeichen 436 RUS 17/114/05

Beteiligter Wissenschaftler: Peters

Laufzeit: 01.12.2005 – 15.03.2006

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

Mitigation of Ionosperic Effects on Radio Systems (MIERS)

**EU-Projekt** COST-296

Beteiligte Wissenschaftler: Bremer, Singer

Laufzeit: 04.02.2005 – 03.02.2009

Sonic Boom European Research Programme (SOBER),

**EU-Projekt** G4RD-CT-2000-00398

Beteiligter Wissenschaftler: Berger

Laufzeit: 01.01.2001 – 30.04.2004

DIAS: European Digital upper Atmosphere Server

**EU-Projekt** 11150111503C3DMAL1

Beteiligter Wissenschaftler: Bremer

Laufzeit: 01.03.2004 – 31.05.2006

Investigation of long periodic gravity waves and their possible sources in the vicinity of Scandinavian mountain ridge (Prolongation),

**EU Förderkennzeichen** ALO-LSF Radar

Beteiligte Wissenschaftler: Hoffmann, Latteck

Laufzeit: 29.05.2002 – 30.09.2004

SiLO-CTW: Simultaneous Lidar Observations - Clouds, Temperatures, and Waves

**EU Förderkennzeichen** ALOMAR-ARI

Beteiligte Wissenschaftler: Schöch

Laufzeit: 20.10.2003 – 31.12.2004

Simultaneous NLC Observation and Temperature Determination in the Polar Summer Mesopause Region by Lidar

**EU Förderkennzeichen ALOMAR-ARI**

Beteiligte Wissenschaftler: Fiedler

Laufzeit: 30.06.2004 – 31.08.2005

Mesospheric inversion layers and polar mesospheric winter echoes: Aerosol layers or turbulence

**EU Förderkennzeichen ALOMAR-ARI**

Beteiligte Wissenschaftler: Schöch

Laufzeit: 01.12.2004 – 31.12.2005

Middle Atmosphere Temperature Sounding at High resolution MATSH

**EU Förderkennzeichen ALOMAR-ARI**

Beteiligte Wissenschaftler: Rapp

Laufzeit: 01.08.2005 – 31.12.2007

Studies of winds, turbulence and gravity waves in the middle atmosphere using radar observations in the MF/HF/VHF range

**EU Förderkennzeichen ALOMAR-ARI**

Beteiligte Wissenschaftler: Latteck

Laufzeit: 01.05.2004 – 31.12.2005

Nilu-Tropo A study of the Arctic Upper Troposphere/ Lower Stratosphere (UTLS) Region

**EU Förderkennzeichen 941 705 561**

Beteiligte Wissenschaftler: Singer

Laufzeit: 01.01.2005 – 31.12.2005

## B 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, H. Schmidt
Rheinisches Institut für Umweltforschung der Universität Köln	A. Ebel, 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
Institut für Physik der Atmosphäre, Universität Mainz	V. Wirth, H. Borth
Institut f. Nachrichtentechnik u. Informationselektronik, Universität Rostock	E. Müller, R. Kohlschmidt, A. Ahrens
Institut für Physik der Universität Rostock	K.-H. Meiwes-Broer, R. Redmer
Institut für Strömungsmechanik der Universität Rostock	A. Leder, M. Brede
Institut für Ostseeforschung, Warnemünde	H. Burcherd, W. Fennel, U. Lass, L. Umlauf
Institut für Chemie und Dynamik der Geosphäre (ICG I), Forschungszentrum Jülich	M. Riese, P. Preuße
Physikalisches Institut der Bergischen Universität Wuppertal	D. Offermann
Max-Planck-Institut für Sonnensystemforschung, Katlenburg-Lindau	P. Hartogh, C. Jarchow, A. Medvedev, Song Li, J. Röttger
Potsdam-Institut für Klimafolgenforschung, Potsdam	R. Klein

Geoforschungszentrum Potsdam	J. Wickert
Deutscher Wetterdienst, Meteorologisches Observatorium Lindenberg	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

Ausländische Institutionen (nach Ländern sortiert) :

University of Colorado, Boulder, CO, USA	G. Thomas
National Center for Atmospheric Research, Boulder, CO, USA	R.R. Garcia
Colorado Research Associates Division, Northwest Research Association Inc., Boulder, CO, USA	D. Fritts, D. Riggan
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
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
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

Center for Atmospheric Research, University of Massachusetts Lowell, Lowell, MA, USA	B. Reinisch
Department of Earth and Planetary Science, Johns Hopkins University, Baltimore, MD, USA	D.W. Waugh
Arecibo Observatory, Arecibo, Puerto Rico, USA	S. Raizada, J. Friedman
Institute of Atmospheric Physics (Russ. Acad. Sci.), Moskau, Russia	N. Pertsev, V. Suchodojew
Institute for Numerical Mathematics (Russ. Acad. Sci.), Moskau, Russia	V. Dynnikov, E.M. Volodin, S. Kostrykin
Institute of Applied Physics (Russ. Acad. Sci.), Nizhny Novgorod, Russia	A.M. Feigin, M.Yu. Kulikov
Institute of Experimental Meteorology, Obninsk, Russia	Y. Portnyagin
Central Aerological Observatory, Moscow region, Russia	P. Vargin, E. Jadin
Forsvaret Forskningsinstitutt, Kjeller, Norway	T. Blix, U.-P. Hoppe
Andøya Rakettskytefelt, Andenes, Norway	K. Adolfsen und Mitarbeiter
Auroral Observatory, University of Tromsø, Tromsø, Norway	O. Havnes, T. Hansen, C. Hall
Norsk Institutt for Luftforskning, Tromsø, Norway	G. Hansen, K. Stebel
Department of Physics, University of Oslo, Norway	E. Thrane, J. Moen
British Antarctic Survey, Cambridge, UK	M. Jarvis, P. Espy, R. Hibbins
Cambridge University, Cambridge, UK	H. Graf
Department of Electric & Electrical Engineering, University of Bath, Bath, UK	N.J. Mitchell, D. Pancheva
University of Leeds, 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, Sweden	M. Rietveld
Swedish Institute for Space Physics, Kiruna, Sweden	S. Kirkwood, P. Dalin

Department of Meteorology, Stockholm University, Sweden	J. Gumbel, H. Körnich
Department of Physics, University of Toronto, Ontario, Canada	T.G. Shepherd, Ch. McLand- ress, N. McFarlane
Centre for Research in Earth and Space Science, York University, Toronto, Ontario, Canada	M. und G. Shepherd
Department of Physics and Astronomy, University of We- stern Ontario, London, Ontario, Canada	W.K. Hocking
Institute of Space and Atmospheric Studies, University of Saskatchewan, Saskatchewan, Canada	A.H. Manson, C.E. Meek
Faculty of Science, School of Chemistry and Physics, Uni- versity of Adelaide, Adelaide, Australien	R.A. Vincent, I.M. Reid
Atmospheric and Space Physics Group, Australian An- tarctic Division, Kingston, Tasmania, Australia	D.J. Murphy
Instituto Nazionale di Geofisica, Rom, Italy	B. Zolesi
Institute for Space Applications and Remote Sensing, Na- tional Observatory of Athens, Greece	A. Belehaki
Service d'Aéronomie, CNRS, Frankreich	A. Hauchecorne, Ph. Keckut, J.P. Marcovici
Institute of Atmospheric Physics, Prag, Czech Republic	J. Laštovicka
Technische Universität Graz, Österreich	M. Friedrich
Communication Research Laboratories, Tokyo, Japan	K. Igarashi, Y. Murayama, K. Sakanoi
Research Institute of Sustainable Humanosphere, Kyoto University, Kyoto, Japan	S. Fukao, M. Yamamoto
Institute of Space Science, National Central University, Chung-Li, Taiwan	C.-J. Pan
Department of Computer and Communication Enginee- ring, Chienkuo Technology University, Taiwan	J.-S. Chen

## C Liste der Veröffentlichungen

- Achatz, U. (2005), On the role of optimal perturbations in the instability of monochromatic gravity waves, *Physics of Fluids*, *17*, 094107.
- Achatz, U. (2006), The primary nonlinear dynamics of modal and nonmodal perturbations of monochromatic inertia-gravity waves, *J. Atmos. Sci.*, accepted.
- Achatz, U., and G. Schmitz (2006a), Shear and static instability of inertia-gravity wave packets: Short-term modal and nonmodal growth, *J. Atmos. Sci.*, *63*, 397–413.
- Achatz, U., and G. Schmitz (2006b), Optimal growth in inertia-gravity wave packets: Energetics, long-term development, and three-dimensional structure, *J. Atmos. Sci.*, *63*, 414–434.
- Alpers, M., R. Eixmann, C. Fricke-Begemann, M. Gerding, and J. Höffner (2004), Temperature lidar measurements from 1 to 105 km altitude using resonance, Rayleigh, and rotational Raman scattering, *Atmos. Chem. Phys.*, *4*, 793–800.
- Baumgarten, G., and G. E. Thomas (2005), The importance of ice particle shape on measurements of polar mesospheric clouds: SBUV/2 observations, *J. Atmos. Solar Terr. Phys.*, *68*, 78–84.
- Baumgarten, G., A. Schöch, U. Blum, and K. H. Fricke (2004), Validation of MIPAS temperature data with ALOMAR RMR lidar measurements from July 2002 to March 2004, in *Proceedings of the Second Workshop on the Atmospheric Chemistry Validation of ENVISAT (ACVE-2)*, vol. ESA SP-562, edited by D. Danesy, Frascati, Italy.
- Becker, E. (2004), Direct heating rates associated with gravity wave saturation, *J. Atmos. Solar Terr. Phys.*, *66*, doi:10.1016/j.jastp.2004.01.019.
- Becker, E., and U. Burkhardt (2006), Nonlinear horizontal diffusion for GCMs, *Mon. Weather Rev.*, submitted.
- Becker, E., and D. C. Fritts (2006), Enhanced gravity-wave activity and interhemispheric coupling during the MACWAVE/MIDAS northern summer program, *Ann. Geophys.*, in press.
- Becker, E., A. Mülleman, F.-J. Lübken, H. Körnich, P. Hoffmann, and M. Rapp (2004), High Rossby-wave activity in austral winter 2002: Modulation of the general circulation of the MLT during the MaCWAVE/MIDAS northern summer program, *Geophys. Res. Lett.*, *31*, L24S03, doi:10.1029/2004GL019615.
- Belehaki, A., L. Cander, B. Zolesi, J. Bremer, C. Juren, I. Stanislawska, D. Dialetis, and M. Hatzopoulos (2005), DIAS project: The establishment of a European digital upper atmosphere server, *J. Atmos. Solar Terr. Phys.*, *67*, 1092–1099.
- Berger, U. (2005), Die Mesosphäre: Ein Frühwarnsystem für Klimaänderungen?, *Promet*, *31*(1), 19–24.
- Berger, U., and F.-J. Lübken (2006), Weather in mesospheric ice layers, *Geophys. Res. Lett.*, *33*, doi:10.1029/2005GL024841.
- Blum, U., K. H. Fricke, G. Baumgarten, and A. Schöch (2004), 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.*, *4*, 809–816.

Blum, U., K. H. Fricke, G. Baumgarten, L. Eckart, K. Stebel, G. Hansen, M. Gausa, and U.-P. Hoppe (2005a), Lidar observations of polar stratospheric clouds above the Esrange and Alomar in northern Scandinavia, in *Proceedings of the 17th ESA Symposium on European Rocket and Balloon Programmes and Related Research, Sandefjord, Norway (ESA SP-590)*, 30.5.-2.6.2005.

Blum, U., K. H. Fricke, K. P. Müller, J. Siebert, and G. Baumgarten (2005b), Long-term lidar observations of polar stratospheric clouds at Esrange in northern Sweden, *Tellus*, 57, 412–422.

Blum, U., G. Baumgarten, A. Schöch, S. Kirkwood, B. Naujokat, and K. H. Fricke (2006), The atmospheric background situation in northern Scandinavia during January/February 2003 in the context of the MaCWave campaign, *Ann. Geophys.*, *in press*.

Böckmann, C., U. Wandinger, A. Ansmann, J. Bösenberg, V. Amiridis, A. Boselli, A. Delaval, F. De Tomasi, M. Frioud, I. Videnov Grigorov, A. Hågård, M. Horvat, M. Iarlori, L. Komguem, S. Kreipl, G. Larchevêque, V. Matthias, A. Papayannis, G. Pappalardo, F. Rocadenbosch, J. A. Rodrigues, J. Schneider, V. Shcherbakov, and M. Wiegner (2004), Aerosol lidar intercomparison in the framework of the EARLINET project. 2. Aerosol backscatter algorithms, *Appl. Optics*, 43(4), 977–989.

Brattli, A., M. Rapp, W. Singer, R. Latteck, M. Friedrich, O. Havnes, T. A. Blix, and K. R. Svenes (2005), Rocket observations of positive ions during polar mesosphere winter echo conditions at Andenes in January 2005; First analysis and interpretations, in *Proceedings of the 17th ESA Symposium on European Rocket and Balloon Programmes and Related Research, Sandefjord, Norway (ESA SP-590)*, 30.5.-2.6.2005.

Bremer, J. (2004), Investigations of long-term trends in the ionosphere with world-wide ionosonde observations, *Advances in Radio Sciences*, 2, 253–258.

Bremer, J. (2005a), Detection of long-term trends in the mesosphere/lower thermosphere from ground-based radio propagation measurements, *Adv. Space Res.*, 35(8), 1398–1404.

Bremer, J. (2005b), Trends in der Thermosphäre, *Promet*, 31(1), 33–34.

Bremer, J. (2005c), Long-term trends in different ionospheric layers, *Radio Science Bulletin*, 315, 22–32.

Bremer, J., L. Alfonsi, P. Bencze, J. Lastovicka, A. Mikhailov, and N. Rogers (2004), Long-term trends in the ionosphere and upper atmosphere parameters, *Ann. Geophys.*, 47(2/3), 1009–1029.

Bremer, J., L. R. Cander, J. Mielich, and R. Stamper (2005), Derivation of ionospheric activity indices for the European region from online ionosonde observations, in *Online Proc. of the Second European Space Weather Week, 14-18<sup>th</sup> November 2005, ESA-ESTEC, Noordwijk, The Netherlands*.

Bremer, J., L. R. Cander, J. Mielich, and R. Stamper (2006a), Derivation and test of ionospheric activity indices from real-time ionosonde observations in the European region, *J. Atmos. Solar Terr. Phys.*, *submitted*.

Bremer, J., P. Hoffmann, J. Höffner, R. Latteck, W. Singer, M. Zecha, and O. Zeller (2006b), Long-term changes of mesospheric summer echoes at polar and middle latitudes, *J. Atmos. Solar Terr. Phys.*, *in press*.

Burkhardt, U., and E. Becker (2006), A consistent diffusion-dissipation parameterization in the ECHAM climate model, *Mon. Weather Rev.*, 134, 1194–1204.

Chen, J.-S., P. Hoffmann, M. Zecha, and J. Röttger (2004), On the relationship between aspect sensitivity, wave activity, and multiple scattering centers of mesosphere summer echoes: A case study using coherent radar imaging, *Ann. Geophys.*, **22**, 807–817.

Christensen, T., B. M. Knudsen, M. Streibel, S. B. Andersen, A. Benesova, G. Braathen, H. Claude, J. Davies, H. D. Backer, H. Dier, V. Dorekhov, M. Gerding, M. Gill, B. Henchoz, H. Kelder, R. Kivi, R. Kivi, E. Kyrö, Z. Litynska, D. Moore, G. Peters, P. Skrivankova, R. Stübi, T. Turunen, G. Vaughan, P. Viatte, A. F. Vik, P. von der Gathen, and I. Zaitcev (2005), Vortex-averaged Arctic ozone depletion in the winter 2002/2003, *Atmos. Chem. Phys.*, **5**, 131–138.

Croskey, C. L., J. D. Mitchell, R. A. Goldberg, T. A. Blix, M. Rapp, R. Latteck, M. Friedrich, and B. Smiley (2004), Coordinated investigation of plasma and neutral density fluctuations and particles during the MaCWAVE/MIDAS summer 2002 program, *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L24S08, doi:10.1029/2004GL020169.

Dalin, P., S. Kirkwood, A. Moström, K. Stebel, P. Hoffmann, and W. Singer (2004), A case study of gravity waves in noctilucent clouds, *Ann. Geophys.*, **22**, 1875–1884.

Engler, N., R. Latteck, and W. Singer (2005a), Mesospheric turbulence parameters obtained from co-located VHF and MF radar observations during polar summer, in *Proceedings of the 17th ESA Symposium on European Rocket and Balloon Programmes and Related Research, Sandefjord, Norway (ESA SP-590)*, 30.5.-2.6.2005.

Engler, N., R. Latteck, B. Strelnikov, W. Singer, and M. Rapp (2005b), Turbulent energy dissipation rates observed by Doppler MST Radar and by rocket-borne instruments during the MIDAS/MaCWAVE campaign 2002, *Ann. Geophys.*, **23**, 1147–1156.

Entzian, G., and D. Peters (2004), Notes and correspondence: The seasonal cycle of longitude-dependent ozone transport by large-scale waves in the Northern Hemisphere, *J. Met. Soc. Japan*, **82**(3), 933–940.

Fiedler, J., G. Baumgarten, G. von Cossart, and A. Schöch (2004), Lidar observations of temperatures, waves and noctilucent clouds at 69° N, in *Remonte Sensing of clouds and the Atmosphere IX, Proceedings of SPIE*, vol. 5571, edited by K. P. Schäfer, A. Comeron, M. R. Carleer, R. H. Picard, and N. I. Sifakis, pp. 140–151, (SPIE, Bellingham, WA).

Fiedler, J., G. Baumgarten, and G. von Cossart (2005), Mean diurnal variations of noctilucent clouds during 7 years of lidar observations at ALOMAR, *Ann. Geophys.*, **23**, 1175–1181.

Fricke, K. H., U. Blum, G. Baumgarten, F. Congeduti, V. Cuomo, G. Hansen, L. Mona, H. Schets, K. Stebel, and R. Stübi (2004), Mipas temperature validation by radiosonde and Lidar, in *Proceedings of the Second Workshop on the Atmospheric Chemistry Validation of ENVISAT (ACVE-2)*, vol. ESA SP-562, edited by D. Danesy, Frascati, Italy.

Fricke-Begemann, C., and J. Höffner (2005), Temperature tides and waves near the mesopause from lidar observations at two latitudes, *J. Geophys. Res.*, **110**, D19103, doi: 10.1029/2005JD005770.

Friedrich, M., M. Harrich, R. J. Steiner, K. M. Torkar, and F.-J. Lübken (2004), The quiet auroral ionosphere and its neutral background, *Adv. Space Res.*, **33**, 943–948, doi: 10.1016/j.asr.2003.08.006.

Fritts, D. C., B. P. Williams, J. She, J. Vance, M. Rapp, F.-J. Lübken, and R. Goldberg (2004), Observations of extreme temperature and wind gradients near the summer mesopause during the MaCWAVE/MIDAS rocket campaign, *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L24S06, doi: 10.1029/2003GL019389.

- Gabriel, A., and D. Peters (2006), A diagnostic study of Rossby wave breaking events in the northern hemisphere, *Geophys. Res. Lett.*, submitted.
- Gerding, M., M. Rauthe, and J. Höffner (2004a), Temperature soundings from 1 to 105 km altitude by combination of co-located lidars, and its application for gravity wave examination, in *22nd International Laser Radar Conference, ESA SP-561*, edited by G. Pappalardo and A. Amodeo, pp. 567–570.
- Gerding, M., C. Ritter, M. Müller, and R. Neuber (2004b), Tropospheric water vapour soundings by lidar at high Arctic latitudes, *Atmos. Res.*, 21(4), 289–302.
- Goldberg, R. A., D. C. Fritts, B. P. Williams, F.-J. Lübken, M. Rapp, W. Singer, R. Latteck, P. Hoffmann, A.mann, G. Baumgarten, F. J. Schmidlin, C.-Y. She, and D. A. Krueger (2004), The MacWAVE/MIDAS rocket and ground-based measurement of polar summer dynamics: overview and mean state structure, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L24S02, doi: 10.1029/2004GL019411.
- Grieger, N., G. Schmitz, and U. Achatz (2004), The dependence of the nonmigrating diurnal tide in the mesosphere and lower thermosphere on stationary planetary waves, *J. Atmos. Solar Terr. Phys.*, 66, 733–754.
- Grygalashvly, M., and G. R. Sonnemann (2006), Trends of mesospheric water vapor due to the increase of methane - a model study, *Adv. Space Res.*, in press.
- Hall, C., T. Aso, M. Tsutsumi, J. Höffner, and J. Sigernes (2004), Multi-instrument derivation of 90 km temperatures over Svalbard (78°N16°E), *Radio Sci.*, 39, doi:10.10292004RS003069.
- Hall, C., T. Aso, M. Tsutsumi, J. Höffner, J. Sigernes, and D. A. Holdsworth (2006), Neutral air temperatures at 90 km and 70° and 78°N, *J. Geophys. Res.*, in press.
- Hartogh, P., C. Jarchow, G. R. Sonnemann, and M. Grygalashvly (2004), On the spatiotemporal behavior of ozone within the upper mesosphere/mesopause region under nearly polar night conditions, *J. Geophys. Res.*, 109, D18303, doi:10.1029/2004JD004576.
- Hartogh, P., A. S. Medvedev, T. Kuroda, R. Saito, G. Villanueva, A. G. Feofilov, A. A. Kutepov, and U. Berger (2005), Description and climatology of a new general circulation model of the Martian atmosphere, *J. Geophys. Res.*, 110, E11008, doi:10.1029/2005JE002498.
- Hartogh, P., C. Jarchow, T. Kuroda, A. S. Medvedev, R. Saito, G. Sonnemann, U. Berger, M. Grygalashvly, A. G. Feofilov, A. A. Kutepov, and H. Elbern (2006), The MAOAM project: Review of the recent work, in *Proceedings of the Second International Workshop Mars Atmosphere Modelling and Observations, Granada, Spain*, 27.2.-3.3.2006.
- Hedin, J., J. Gumbel, and M. Rapp (2005), The aerodynamics of smoke particle sampling, in *Proceedings of the 17th ESA Symposium on European Rocket and Balloon Programmes and Related Research, Sandefjord, Norway (ESA SP-590)*, 30.5.-2.6.2005.
- Heinrich, D., U. Blum, B. Williams, J. Vance, C.-Y. She, W. Singer, and U.-P. Hoppe (2005), Observations of wintertime mesopause temperatures with the Alomar Weber Na lidar during winter 2004/05, in *Proceedings of the 17th ESA Symposium on European Rocket and Balloon Programmes and Related Research, Sandefjord, Norway (ESA SP-590)*, 30.5.-2.6.2005.
- Hibbins, R. E., J. D. Shanklin, P. J. Espy, M. J. Jarvis, D. M. Riggin, D. C. Fritts, and F.-J. Lübken (2005), Seasonal variations in the horizontal wind structure from 0-100 km above Rothera station, Antarctica (67°S, 68°W), *Atmos. Chem. Phys.*, 5, 2973–2980.

- Hocking, W., W. Singer, J. Bremer, N. Mitchell, P. Batista, B. Clemesha, and M. Donner (2004), Meteor radar temperatures at multiple sites derived with SKiYMET radars and compared to OH, rocket and lidar measurements, *J. Atmos. Solar Terr. Phys.*, **66**, 585–593.
- Hoffmann, P., M. Rapp, A. Serafimovich, and R. Latteck (2005), On the occurrence and formation of multiple layers of polar mesosphere summer echoes, *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L05812, doi:10.1029/2004GL021409.
- Hoffmann, P., A. Serafimovich, D. Peters, P. Dalin, R. Goldberg, and R. Latteck (2006), Inertia gravity waves in the upper troposphere during the MaCWave winter campaign, part I: Observations with collocated radars, *Ann. Geophys.*, *submitted*.
- Höffner, J., and C. Fricke-Begemann (2005), Accurate lidar temperatures with narrowband filters, *Opt. Lett.*, **30**(8), 890–892.
- Höffner, J., and J. S. Friedman (2004), The mesospheric metal layer topside: A possible connection to meteoroids, *Atmos. Chem. Phys.*, **4**, 801–808.
- Höffner, J., and J. S. Friedman (2005), The mesospheric metal layer topside: Examples of simultaneous metal observation, *J. Atmos. Solar Terr. Phys.*, doi:10.1016/j.jastp.2005.06.101.
- Huntrieser, H., J. Heland, H. Schlager, C. Forster, A. Stohl, H. Aufmhoff, F. Arnold, H. E. Scheel, M. Campana, S. Gilge, R. Eixmann, and O. Cooper (2005), Intercontinental air pollution transport from North America to Europe: Experimental evidence from airborne measurements and surface observations, *J. Geophys. Res.*, **110**, D01305, doi:10.1029/2004JD005045.
- Karlsson, B., and M. Rapp (2006), Latitudinal dependence of noctilucent cloud growth, *Geophys. Res. Lett.*, *in press*.
- Kirchner, I., and D. Peters (2004), Upper tropospheric ozone anomalies over the North Atlantic European region and its feedback on the winter time circulation, in *Quadrennial Ozone Symposium, Kos, Greece, 1-8 June 2004*, pp. 771–774.
- Körnich, H., G. Schmitz, and E. Becker (2006), The role of stationary waves in the maintenance of the Northern Annular Mode as deduced from model experiments, *J. Atmos. Sci.*, *in press*.
- Kostrykin, S. V., and G. Schmitz (2006), Effective diffusivity in the middle atmosphere based on general circulation winds, *J. Geophys. Res.*, **111**, D02304, doi:10.1029/2004JD005472.
- Kulikov, M. Y., A. M. Feigin, and G. R. Sonnemann (2006), Retrieval of water vapor profile in the mesosphere from satellite ozone and hydroxyl measurements by the basic dynamic model of mesospheric photochemical system, *J. Geophys. Res.*, *submitted*.
- Kunitsyn, V., V. Zakharov, K. Dethloff, A. Weisheimer, M. Gerdig, R. Neuber, A. Rinke, and I. Hebestadt (2004), Improved radio occultation sounding of the Arctic atmosphere using simulations with a high resolution atmospheric model, *Phys. Chem. Earth*, **29**, 277–286.
- Kwasniok, F. (2004), Empirical low-order models of barotropic flow, *J. Atmos. Sci.*, **61**, 235–245.
- Kwasniok, F. (2006), Reduced atmospheric models using dynamically motivated basis functions, *J. Atmos. Sci.*, *in press*.
- Lait, L. R., P. A. Newman, M. R. Schoeberl, T. McGee, L. Twigg, E. V. Browell, M. A. Fenn, W. B. Grant, C. F. Butler, R. Bevilacqua, J. Davies, H. DeBacker, S. B. Andersen, E. Kyrö, R. Kivi, P. von der Gathen, H. Claude, A. Benesova, P. Skrivankova, V. Dorokhov, I. Zaitcev, G. Braathen, M. Gil, Z. Litynska, D. Moore, and M. Gerdig (2004), Non-coincident inter-instrument comparisons of ozone measurements using quasi-conservative coordinates, *Atmos. Chem. Phys.*, **4**, 2345–2352.

Lastovicka, J., and J. Bremer (2004), An overview of long-term trends in the lower ionosphere below 120 km, *Surv. Geophys.*, 25(1), 69–99.

Lastovicka, J., R. A. Akmaev, G. Beig, J. Bremer, J. T. Emmert, C. Jacobi, M. J. Jarvis, G. Nedoluha, Y. I. Portnyagin, and T. Ulrich (2006a), Emerging pattern of global change in the upper atmosphere, *Nature*, submitted.

Lastovicka, J., A. V. Mikhailov, T. Ulrich, J. Bremer, A. G. Elias, N. O. de Adler, V. Jara, R. A. del Rio, A. J. Foppiano, E. Ovalle, and A. D. Danilov (2006b), Long-term trends in foF2: a comparison of various methods, *J. Atmos. Solar Terr. Phys.*, submitted.

Latteck, R., W. Singer, N. Mitchell, J. Weiss, and U. von Zahn (2004), High resolution radar observations of the 1999, 2000 and 2001 leonid meteor storms over middle Europe and Northern Scandinavia, *Adv. Space Res.*, 33, 1496–1500, doi:10.1016/j.asr.2003.06.002.

Latteck, R., W. Singer, and W. K. Hocking (2005a), Measurement of turbulent kinetic energy dissipation rates in the mesosphere by a 3 MHz Doppler radar, *Adv. Space Res.*, 35(11), 1905–1910.

Latteck, R., W. Singer, and W. K. Hocking (2005b), Turbulent kinetic energy dissipation rates in the polar mesosphere measured by a 3-MHz doppler radar, in *Proceedings of the 17th ESA Symposium on European Rocket and Balloon Programmes and Related Research, Sandefjord, Norway (ESA SP-590)*, 30.5.-2.6.2005.

Latteck, R., W. Singer, S. Kirkwood, L. O. Jönsson, and H. Eriksson (2005c), Observation of mesosphere summer echoes with calibrated VHF radars at latitudes between 54°N and 69°N in summer 2004, in *Proceedings of the 17th ESA Symposium on European Rocket and Balloon Programmes and Related Research, Sandefjord, Norway (ESA SP-590)*, 30.5.-2.6.2005.

Lautenbach, J., and J. Höffner (2004), Scanning iron temperature lidar for mesopause temperature observation, *Appl. Optics*, 43(23), 4559–4563.

Lautenbach, J., J. Höffner, P. Menzel, and P. Keller (2005), The new scanning iron lidar, current state and future developments, in *Proceedings of the 17th ESA Symposium on European Rocket and Balloon Programmes and Related Research, Sandefjord, Norway (ESA SP-590)*, 30.5.-2.6.2005.

Lehmacher, G. A., C. L. Croskey, J. D. Mitchell, M. Friedrich, F.-J. Lübken, M. Rapp, E. Kudeki, and D. C. Fritts (2006), Intense turbulence observed above mesospheric temperature inversion at equatorial latitude, *Geophys. Res. Lett.*, submitted.

Lübken, F.-J. (2004), Temperaturmessungen in der oberen Atmosphäre mit bodengestützten Laserinstrumenten, *Landestechnologieanzeiger*, 4, 13.

Lübken, F.-J. (2005a), Von leuchtenden Nachtwolken und Gezeiten, *Leibniz Nordost*, 1, 5–6.

Lübken, F.-J. (2005b), Eisteilchen in 80-89 km Höhe: Indikatoren für die niedrigsten Temperaturen in der Erdatmosphäre, *Promet*, 31(1), 19–24.

Lübken, F.-J., and J. Höffner (2004), Experimental evidence for ice particle interaction with metal atoms at the high latitude summer mesopause region, *Geophys. Res. Lett.*, 31(8), L08103, doi:10.1029/2004GL019586.

Lübken, F.-J., A. Müllemann, and M. J. Jarvis (2004a), Temperatures and horizontal winds in the Antarctic summer mesosphere, *J. Geophys. Res.*, 109, D24112, doi:10.1029/2004JD005133.

Lübken, F.-J., M. Zecha, J. Höffner, and J. Röttger (2004b), Temperatures, polar mesosphere summer echoes, and noctilucent clouds over Spitsbergen (78°N), *J. Geophys. Res.*, **109**, D11203, doi:10.1029/2003JD004247.

Lübken, F.-J., U. Berger, M. Rapp, G. Baumgarten, and A. Schöch (2005), On the physics of small scale structures in the upper atmosphere (OPOSSUM), in *Results of the German Atmospheric Research Programme - AFO 2000*, pp. 130–131, Federal Ministry of Education and Research.

Lübken, F.-J., B. Strelnikov, M. Rapp, W. Singer, R. Latteck, A. Brattli, U.-P. Hoppe, and M. Friedrich (2006), The thermal and dynamical state of the atmosphere during polar mesosphere winter echoes, *Atmos. Chem. Phys.*, **6**, 13–24.

Manson, A. H., C. E. Meek, C. M. Hall, S. Nozawa, N. J. Mitchell, D. Pancheva, W. Singer, and P. Hoffmann (2004), Mesopause dynamics from the Scandinavian triangle of radars within the PSMOS-DATAR project, *Ann. Geophys.*, **22**, 367–386.

Matthias, V., D. Balis, J. Bösenberg, R. Eixmann, M. Iarlori, L. Komguem, I. Mattis, A. Papayannis, G. Pappalardo, M. R. Perrone, and X. Wang (2004a), Vertical aerosol distribution over Europe: Statistical analysis of raman lidar data from 10 european aerosol research lidar network (EARLINET) stations, *J. Geophys. Res.*, **109**, D18201, doi:10.1029/2004JD004638.

Matthias, V., V. Freudenthaler, A. Amodeo, I. Balin, D. Balis, J. Bösenberg, A. Chaikovsky, G. Chourdakis, A. Comeron, A. Delaval, F. De Tomasi, R. Eixmann, A. Hågård, L. Komguem, S. Kreipl, R. Matthey, V. Rizi, J. A. Rodrigues, U. Wandinger, and X. Wang (2004b), Aerosol lidar intercomparison in the framework of the EARLINET project. 1. Instruments, *Appl. Optics*, **43**(4), 961–976.

Müllemann, A., and F.-J. Lübken (2005), Horizontal winds in the mesosphere at high latitudes, *Adv. Space Res.*, **35**(11), 1890–1894.

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 (2004), 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.*, **66**, 539–565.

Peters, D., and C. Zülicke (2006), Atmospheric angular momentum balance for the southern hemisphere during the polar vortex break-up of September 2002, *Tellus, in press*.

Peters, D., G. Entzian, and G. Schmitz (2004a), Large-scale decadal ozone changes (1960-2000), in *Quadrennial Ozone Symposium, Kos, Greece, 1-8 June 2004*, pp. 829–830.

Peters, D., P. N. Vargin, and E. A. Jadin (2004b), Extra-tropical longitude-dependent ozone transport changes by ultra-long waves during austral winter-spring time, in *Quadrennial Ozone Symposium, Kos, Greece, 1-8 June 2004*, p. 828.

Peters, D., C. Zülicke, P. Hoffmann, and A. Serafimovich (2004c), Inertia - gravity waves and their connection to breaking rossby waves (LEWIZ), *AFO-Newsletter*, (8), 15–18.

Peters, D., C. Zülicke, P. Hoffmann, and M. Gerding (2005), Inertia-gravity waves and their connection to breaking Rossby waves (LEWIZ), in *Results of the German Atmospheric Research Programme - AFO 2000*, pp. 116–118, Federal Ministry of Education and Research.

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 (2004a), Monthly mean climatology of the

prevailing winds and tides in the Arctic mesosphere/lower thermosphere, *Ann. Geophys.*, **22**, 3395–3410.

Portnyagin, Y., T. Solovjona, E. Merzlyakov, J. Forbes, S. Palo, D. Ortland, W. Hocking, J. MacDougall, 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. Taylor, 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. Riggan, T. Aso, and M. Tsutsumi (2004b), Mesosphere / lower thermosphere prevailing wind model, *Adv. Space Res.*, **34**(8), 1755–1762.

Raizada, S., M. Rapp, F.-J. Lübken, J. Höffner, M. Zecha, and J. M. C. Plane (2006), The effect of ice particles on the mesospheric potassium layer at spitsbergen 78°N, *J. Geophys. Res.*, *in press*.

Rapp, M., and U.-P. Hoppe (2006), A reconsideration of spectral width measurements with EISCAT, *Adv. Space Res.*, *in press*.

Rapp, M., and F.-J. Lübken (2004), Polar mesosphere summer echoes (PMSE): Review of observations and current understanding, *Atmos. Chem. Phys.*, **4**, 2601–2633.

Rapp, M., and G. E. Thomas (2005), Modeling the microphysics of mesospheric ice particles - assessment of current capabilities and basic sensitivities, *J. Atmos. Solar Terr. Phys.*, **68**, 715–744.

Rapp, M., B. Strelnikov, A. Müllemann, F.-J. Lübken, and D. C. Fritts (2004), Turbulence measurements and implications for gravity wave dissipation during the MacWave/MIDAS rocket program, *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L24S07, doi:10.1029/2003GL019325.

Rapp, M., J. Hedin, I. Strelnikova, M. Friedrich, J. Gumbel, and F.-J. Lübken (2005), Observations of positively charged nanoparticles in the nighttime polar mesosphere, *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L23821, doi:10.1029/2005GL024676.

Rapp, M., E. Thomas, and G. Baumgarten (2006), Spectral properties of mesospheric ice clouds require a scattering theory for non-spherical particles, *J. Geophys. Res.*, *submitted*.

Rauthe, M., and H. Paeth (2004), Relative importance of Northern Hemisphere circulation modes in predicting regional climate change, *J. Climate*, **17**, 4180–4189.

Rauthe, M., A. Hense, and H. Paeth (2004), A model intercomparison study of climate change-signals in extratropical circulation, *International Journal of Climatology*, **24**, 643–662.

Rauthe, M., M. Gerdling, J. Höffner, and F.-J. Lübken (2006), Lidar measurements of temperature gravity waves over Kühlungsborn 54°N from 1-105 km: a winter-summer comparison, *J. Geophys. Res.*, *submitted*.

Schmidt, H., G. P. Brasseur, C. Jacobi, K. Fröhlich, E. Merzlyakov, A. Pogoreltsev, K. U. Grossmann, O. Goussev, F.-J. Lübken, M. Zecha, P. Hoffmann, J. Höffner, W. Singer, E. Manzini, M. Charron, M. Giorgetta, A. A. Kutepov, and A. Feofilov (2004), Mesospheric dynamics, energetics and chemistry (MEDEC), *AFO-Newsletter*, **(7)**, 3–7.

Schmidt, H., G. P. Brasseur, C. Jacobi, K. Fröhlich, E. Merzlyakov, A. Pogoreltsev, K. U. Grossmann, O. Gusev, F.-J. Lübken, M. Zecha, P. Hoffmann, J. Höffner, W. Singer, E. Manzini, M. Charron, M. Giorgetta, A. A. Kutepov, and A. Feofilov (2005), Mesospheric dynamics, energetics and chemistry (MEDEC), in *Results of the German Atmospheric Research Programme - AFO 2000*, pp. 124–130, Federal Ministry of Education and Research.

Schmitz, G. (2005), On the residual mean circulation in troposphere and stratosphere - simple GCM-experiments, in *Proceedings of the Scientific Assembly of the International Association of Meteorology and Atmospheric Sciences, Beijing, China (IAMAS)*, 2-11 August 2005.

Schöch, A., G. Baumgarten, D. C. Fritts, P. Hoffmann, A. Serafimovich, L. Wang, P. Dalin, A. Mülleman, and F. J. Schmidlin (2004), Gravity waves in the troposphere and stratosphere during the MaCWave/MIDAS summer rocket program, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L24S04, doi: 10.1029/2004GL019837.

Schröder, H., and G. Schmitz (2004), A generation mechanism for the 2-day wave near the stratopause: mixed barotropic-inertial instability, *J. Geophys. Res.*, 109, D24116, doi: 10.1029/2004JD005177.

Serafimovich, A., P. Hoffmann, D. Peters, and V. Lehmann (2005), Investigation of inertia-gravity waves in the upper troposphere/lower stratosphere over northern Germany observed with collocated VHF/UHF radars, *Atmos. Chem. Phys.*, 5, 295–310.

Serafimovich, A., C. Zülicke, P. Hoffmann, D. Peters, P. Dalin, and W. Singer (2006), Inertia-gravity waves in the upper troposphere during the MaCWave winter campaign, part II: Radar investigations and modelling studies, *Ann. Geophys.*, submitted.

She, C. Y., B. P. Williams, P. Hoffmann, R. Latteck, G. Baumgarten, J. D. Vance, J. Fiedler, P. Acott, D. C. Fritts, and F.-J. Lübken (2005), Simultaneous observation of sodium atoms, NLC and PMSE in the summer mesopause region above ALOMAR, Norway (69°N, 12°E), *J. Atmos. Solar Terr. Phys.*, 68, 93–101, doi:10.1016/j.jastp.2005.08.014.

Shepherd, G. G., J. Stegman, W. Singer, and R. Roble (2004), Equinox transition in wind and airglow observations, *J. Atmos. Solar Terr. Phys.*, 66, 481–491.

Shepherd, M. G., and C. Fricke-Begemann (2004), Study of the tidal variations in mesospheric temperature at low and mid latitudes from WINDII and potassium lidar observations, *Ann. Geophys.*, 22, 1513–1528.

Singer, W., J. Bremer, J. Weiß, W. Hocking, J. Höffner, M. Donner, and P. Espy (2004a), Meteor radar observations at middle and arctic latitudes Part 1: Mean temperatures, *J. Atmos. Solar Terr. Phys.*, 66, 607–616, doi:10.1016/j.jastp.2004.01.012.

Singer, W., J. Weiß, and U. von Zahn (2004b), Diurnal and annual variations of meteor rates at the arctic circle, *Atmos. Chem. Phys.*, 4, 1355–1363.

Singer, W., R. Latteck, and J. Bremer (2005a), Bodengebundene Radarmethoden zur Untersuchung der mittleren Atmosphäre, *Promet*, 31(1), 44–49.

Singer, W., R. Latteck, M. Friedrich, P. Dalin, S. Kirkwood, N. Engler, and D. Holdsworth (2005b), D-region electron densities obtained by differential absorption and phase measurements with a 3-MHz doppler radar, in *Proceedings of the 17th ESA Symposium on European Rocket and Balloon Programmes and Related Research, Sandefjord, Norway (ESA SP-590)*, 30.5.-2.6.2005.

Singer, W., R. Latteck, P. Hoffmann, B. P. Williams, D. C. Fritts, Y. Murayama, and K. Sakanoi (2005c), Tides near the Arctic summer mesopause during the MaCWave/MIDAS summer program, *Geophys. Res. Lett.*, 32, L07S90, doi:10.1029/2004GL021607.

Singer, W., U. v. Zahn, P. P. Batista, B. Fuller, and R. Latteck (2005d), Diurnal and annual variations of meteor rates at latitudes between 69°N and 35°S, in *Proceedings of the 17th ESA Symposium on European Rocket and Balloon Programmes and Related Research, Sandefjord, Norway (ESA SP-590)*, 30.5.-2.6.2005.

Singer, W., R. Latteck, and D. A. Holdsworth (2006), A new narrow beam Doppler radar at 3 MHz for studies of the high-latitude middle atmosphere, *Adv. Space Res.*, submitted.

Smiley, B., M. Rapp, T. A. Blix, S. Robertson, M. Horányi, R. Latteck, and J. Fiedler (2006), Charge and size distribution of mesospheric aerosol particles measured inside NLC and PMSE during MIDAS MaCWave 2000, *J. Atmos. Solar Terr. Phys.*, 68, doi: 10.1016/j.jastp.2005.08.009.

Sonnemann, G. (2005), Specific features of the high atmosphere, *Encyclopedia of Life Support, in press.*

Sonnemann, G., P. Hartogh, A. S. Medvedev, M. Grygalashvily, and U. Berger (2006a), A new coupled 3d-model of the dynamics and chemistry of the martian atmosphere and some problems of the chemical modeling, in *Proceedings of the Second International Workshop Mars Atmosphere Modelling and Observations, Granada, Spain, 27.2.-3.3.2006.*

Sonnemann, G. R., and M. Grygalashvily (2005a), Solar influence on mesospheric water vapor with impact on NLCs, *J. Atmos. Solar Terr. Phys.*, 67, 177–190, doi: 10.1016/j.jastp.2004.07.026.

Sonnemann, G. R., and M. Grygalashvily (2005b), On the two-day oscillations and the day-to-day variability in global 3D-modeling of the chemical systems of the upper mesosphere/mesopause region, *Nonlinear Processes in Geophysics*, 12, 691–705.

Sonnemann, G. R., M. Grygalashvily, and U. Berger (2005a), Autocatalytic water vapor production as a source of large mixing ratios within the middle to upper mesosphere, *J. Geophys. Res.*, 110, D15303, doi:10.1029/2004JD005593.

Sonnemann, G. R., M. Grygalashvily, and P. Hartogh (2005b), Nonlinear response of the ozone chemistry within the stratopause and mesopause region under realistic conditions, in *Topical Problems of Nonlinear Wave Physics NWP-2005, Nonlinear Phenomena in Environmental Research (NWP-3), St. Petersburg- Nizhny Novgorod, Russia, 2-9 August 2005*, pp. 108–109.

Sonnemann, G. R., M. Grygalashvily, P. Hartogh, and C. Jarchow (2006b), Behavior of mesospheric ozone under nearly polar night conditions, *Adv. Space Res.*, submitted.

Spang, R., J. J. Remedios, L. J. Kramer, L. R. Poole, M. D. Fromm, M. Müller, G. Baumgarten, and P. Konopka (2005), Polar stratospheric cloud observations by MIPAS on ENVISAT: detection method, validation and analysis of the northern hemisphere winter 2002/2003, *Atmos. Chem. Phys.*, 5, 679–692.

Streibel, M., M. Rex, P. von der Gathen, N. R. P. Harris, G. Braathen, E. Reimer, H. Deckelmann, M. Chipperfield, G. Millard, M. Allaart, S. B. Andersen, H. Claude, J. Davies, H. D. Backer, H. Dier, V. Dorokov, H. Fast, M. Gerding, E. Kyrö, Z. Litynska, D. Moore, E. Moran, T. Nagai, H. Nakane, C. Parrondo, P. Skrivankova, R. Stübi, G. Vaughan, P. Viatte, and V. Yushkov (2005), Chemical ozone loss in the Arctic winter 2002/2003 determined with Match, *Atmos. Chem. Phys. Discuss.*, 5, 4311–4333.

Strelnikov, B., M. Rapp, T. A. Blix, and M. Friedrich (2005), In situ observations of small scale plasma processes in the lower E-region at 79°N, in *Proceedings of the 17th ESA Symposium on European Rocket and Balloon Programmes and Related Research, Sandefjord, Norway (ESA SP-590)*, 30.5.-2.6.2005.

Szasz, C., J. Kero, A. Pellinen-Wannberg, J. D. Mathews, N. J. Mitchell, and W. Singer (2005), Latitudinal variations of diurnal meteor rates, *Earth, Moon and Planets*, doi:10.1007/s11038-005-9007-0.

Thomas, G., M. Rapp, J. O. E. Shettle, and M. DeLand (2004), Is decadal-scale variability of middle atmosphere water vapor linked to changes in mesospheric cloud brightness?, in *Proceedings of the 35<sup>th</sup> Sospar Scientific Assembly, Paris, France, 18-25 July 2004*, C2.3-0019-04.

von Zahn, U., G. Baumgarten, U. Berger, J. Fiedler, and P. Hartogh (2004), Noctilucent clouds and the mesospheric water vapour: The past decade, *Atmos. Chem. Phys.*, 4, 2449–2464.

Williams, B. P., D. C. Fritts, L. Wang, C. Y. She, J. D. Vance, F. J. Schmidlin, R. A. Goldberg, A. Müllemann, and F. J. Lübken (2004), Gravity waves in the arctic mesosphere during the MaCWave/MIDAS summer rocket program, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L24S05, doi: 10.1029/2004GL020049.

Zeller, O., M. Zecha, J. Bremer, R. Latteck, and W. Singer (2006), Mean characteristics of mesosphere winter echoes at mid and high latitudes, *J. Atmos. Solar Terr. Phys.*, *in press*.

Zülicke, C., and D. Peters (2004), Modelling the impact of inertia-gravity waves on wind and precipitation, in *Fourth Study Conference on BALTEX, Scala cinema, Gudhjem, Bornholm, Denmark, 24-28 May 2004, International BALTEX Secretariat Publication, ISSN 1681-6471*, 294, pp. 103–104.

Zülicke, C., and D. Peters (2006), Simulation of inertia-gravity waves in a poleward breaking Rossby wave, *J. Atmos. Sci.*, *in press*.

# Diplomarbeiten, Dissertationen, Habilitationsschriften

## Diplomarbeiten

*L. Eckart*

Dimensionierung, Aufbau und Integration eines optischen Nachweiskanals für das ALOMAR RMR-Lidar

Westsächsische Hochschule Zwickau (FH), Juni 2004

*P. Menzel*

Auswertung von NLC-Messungen auf Spitzbergen ( $78^{\circ}\text{N}$ ) sowie Aufbau eines Nachweiszweiges für Tageslichtmessungen mit einem Eisen-Resonanz-Lidar

Universität Rostock, Oktober 2004

*P. Keller*

Realisierung einer tageslichtfähigen optischen Nachweisbank für ein mobiles, tomographisches Eisen-Temperatur-LIDAR

Universität Rostock, Januar 2006

*S. Ch. Mushini*

Annual and diurnal variations in the meteor rates at different latitudes

Chalmers University of Technology, Sweden, Dezember 2004

*L. F. Millán Valle*

Experimental study of the influence of background dust on radar backscatter from meteor trails

Chalmers University of Technology, Sweden, Dezember 2005

## Dissertationen

*A. Müllemann*

Temperaturen, Winde und Turbulenz in der polaren Sommermesosphäre Universität Rostock, April 2004

*C. Fricke-Begemann*

Lidar investigations of the mesopause region: Temperature structure and variability

Universität Rostock, Juli 2004

*H. Körnich*

Variabilitätsmuster der atmosphärischen Zirkulation in Abhängigkeit von der Orographie und der Land-Meer-Verteilung

Universität Rostock, November 2004

*B. Sändig*

Die Mischung passiver Tracer in Troposphäre und Stratosphäre in ihrer Abhängigkeit zur Anregung planetarer Wellen

Universität Rostock, Mai 2004

## **Habilitationsschriften**

*M. Rapp*

On the physics of polar mesosphere summer echoes  
Universität Rostock, Mai 2004

## D Mitarbeiter des Instituts

Stand vom 31. Dezember 2005

Wissenschaftler	Prof. F.-J. Lübken, Prof. G. Schmitz, Dr. J. Bremer Dr. U. Achatz, Dr. G. Baumgarten, Dr. E. Becker, Dr. U. Berger, Dr. P. Colson, 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, Dr. Keuer, Dr. R. Latteck, Dr. D. Peters, Dr. M. Rapp, Dr. W. Singer, Dr. P. Vargin, Dr. M. Zecha, Dr. Ch. Zülicke
Infrastruktur/ Techniker	Th. Barth, M. Düffer, H.-J. Heckl, T. Köpnick, Th. Linow, N. Meesen, M. Priester, J. Schacht, U. Scholze, J. Trautner, H. Voß, R. Waschow, B. Wecke, J. Wedrich
Verwaltung/ Bibliothek	M. Lange, A. Kurreck, M. Rosenthal, A. Ruß, R. von Rein, J. Sawatzki, Ch. Wendt
Doktoranden	S. Brune, M. Grygalashvyly, F. Herbort, J. Lautenbach, M. Rauthe, A. Schöch, A. Serafimovich, I. Strelnikova, B. Strelnikov, O. Zeller
Diplomanden/ stud. Hilfskräfte	J. Bahn, P. Keller, L. Millan-Valle, T. Reichwein, T. Renkwitz, R. Steinbeiß

## E Mitglieder der Gremien

Stand: 31. Dezember 2005

### Mitglieder des eingetragenen Vereins „IAP“:

Prof. Dr. W. Fennel (Vorsitzender)	Institut für Ostseeforschung Warnemünde
RD Dr. M. Dube	Ministerium für Bildung, Wissenschaft und Kultur des Landes Mecklenburg-Vorpommern
R. Karl	Bürgermeister Ostseebad Kühlungsborn
Prof. Dr. D. Kremp	Universität Rostock
RD Dr. G. Hahn	Bundesministerium für Bildung und Forschung
D. Hesse	Königlich Norwegischer Konsul, Rostock
Prof. Dr. K.-H. Meiwes-Broer	Universität Rostock
K. Wiek	Ostseebad Kühlungsborn
Prof. Dr. U. von Zahn	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 (Vorsitzender)	Universität Wuppertal
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

## **F Vereinssatzung des Leibniz-Instituts für Atmosphärenphysik e.V. an der Universität Rostock (Stand: 31. Dezember 2005)**

### **§ 1**

#### **Name, Sitz, Aufgabe, Geschäftsjahr**

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

### **§ 2**

#### **Zweck des Instituts**

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

### **§ 3**

#### **Mitgliedschaft**

- (1) Der Verein hat als stimmberechtigte ordentliche Mitglieder natürliche und juristische Personen. Die Bundesrepublik Deutschland (nachfolgend Bund) und das Land Mecklenburg-Vorpommern (nachfolgend Land) haben als juristische Person je eine Mitgliederstimme.
- (2) Über die Aufnahme und den Ausschluß von Mitgliedern entscheidet die Mitgliederversammlung. Der Vorsitzende der Mitgliederversammlung, die Vertreter von Bund und Land und der Direktor können neue Mitglieder vorschlagen.

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

#### § 4

#### **Organe des Vereins**

Die Organe des Vereins sind:

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

#### § 5

#### **Die Mitgliederversammlung**

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

## § 6

### **Aufgaben der Mitgliederversammlung**

Die Mitgliederversammlung hat folgende Aufgaben:

- (1) Entgegennahme eines Berichtes des Direktors über die Institutsarbeit im abgelaufenen Geschäftsjahr und die weitere Planung sowie über die Jahresrechnung und das Ergebnis der Rechnungsprüfung.
- (2) Beschußfassungen über
  - a) den Jahresabschluß
  - b) die Entlastung des Kuratoriums und des Direktors
  - c) die Wahl des Abschlußprüfers
  - d) Satzungsänderungen
  - e) die Auflösung gem. § 15
  - f) sonstige Anträge
  - g) Wahl des Kuratoriumsmitgliedes gem. § 7 Abs. 1 Buchst. d.

## § 7

### **Das Kuratorium**

- (1) Dem Kuratorium gehören an:
  - a) je ein Vertreter des Bundes und des Landes;
  - b) der Dekan der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät der Universität Rostock;
  - c) der Vorsitzende des wissenschaftlichen Beirates;
  - d) ein von der Mitgliederversammlung auf die Dauer von vier Jahren zu wählendes Mitglied, für das eine einmalige Wiederwahl zulässig ist.
- (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 jährlich zusammen. Es wird im Auftrag seines Vorsitzenden durch den Direktor des Instituts unter Übersendung einer Tagesordnung einberufen. Die Einberufung soll mit einer Frist von spätestens drei Wochen erfolgen.
- (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 Institutedirektor nimmt an den Sitzungen des Kuratoriums teil, sofern dieses im Einzelfall nicht anders beschließt.

### **Aufgaben des Kuratoriums**

- (1) Das Kuratorium überwacht die Rechtmäßigkeit, Zweckmäßigkeit und Wirtschaftlichkeit der Führung der Geschäfte.
- (2) Das Kuratorium berät grundsätzliche Angelegenheiten und solche von wesentlicher finanzieller Bedeutung und beschließt entsprechende Festlegungen und Empfehlungen. Grundsätzliche Angelegenheiten sind insbesondere:
  - a) Bestellung und Abberufung des Direktors und der Abteilungsleiter;
  - b) das mehrjährige Forschungsprogramm;
  - c) der jährliche Wirtschaftsplan, die mittelfristige Finanzplanung, das Ausbau- und Investitionsprogramm sowie der Jahresabschluß;
  - d) außergewöhnliche, über den Rahmen des laufenden Betriebes hinausgehende Rechtsgeschäfte und Maßnahmen;
  - e) die Errichtung und Auflösung von Abteilungen im Benehmen mit dem Direktor;
  - f) die Prüfung und Genehmigung des vom Direktor vorzulegenden Tätigkeitsberichtes des Instituts über das vergangene Jahr und des Arbeitsplanes für das folgende Jahr;
  - g) die Einwilligung zum Abschluß, zur Änderung oder Kündigung von Anstellungsverträgen mit leitenden Mitarbeitern des Instituts sowie zur Gewährung über- oder außertariflicher Leistungen;
  - h) die Berufung der Mitglieder des Beirates;
  - i) Erarbeitung von Vorschlägen für die Mitgliederversammlung zu Satzungsfragen und zur Institutsauflösung.

### **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 Wirtschaftsplans;
  - (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.

## § 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.

§ 12

**Abteilungsleiter**

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

§ 13

**Forschung mit Mitteln Dritter**

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

§ 14

**Prüfungsrechte**

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

§ 15

**Auflösung des Instituts**

Die Mitgliederversammlung entscheidet bei Verlust der Rechtsfähigkeit oder bei Wegfall der in § 1 genannten Aufgabenstellung über die Auflösung des Instituts. Bei der Auflösung sind die vom Land überlassenen Immobilien und Geräte an das Land zurückzugeben. Im übrigen fällt das Vermögen den beiden Zuwendungsgebern (Bund und Land) im Verhältnis der von ihnen geleisteten Zuwendungen zur Verwendung für gemeinnützige Zwecke anheim. Beschlüsse über die künftige Verwendung des Vermögens dürfen erst nach Zustimmung des Bundes und des Landes ausgeführt werden.