

LEIBNIZ-INSTITUT FÜR ATMOSPHERENPHYSIK e. V.

an der Universität Rostock

Ostseebad Kühlungsborn

## Institutsbericht 1998/1999



---

Leibniz-Institut für Atmosphärenphysik ♦ Schlosstr. 6 ♦ 18225 Kühlungsborn

Telefon: 038293-680 ♦ Fax: 038293-6850 ♦ Internet: [www.iap-kborn.de](http://www.iap-kborn.de)

## Frontispiz:

Das Leibniz-Institut für Atmosphärenphysik aus der Vogelperspektive. Man erkennt im Vordergrund den Institutsneubau (weisses Gebäude) und halb-rechts dahinter die alte Villa (teilweise von Bäumen verdeckt). Dahinter befindet sich ein Altbau, der als Lagerraum benutzt wird. Zwischen der Villa und dem Altbau befindet sich das VHF-Radar des IAP (auf dem Photo nicht zu erkennen). Am rechten Bildrand verläuft die Verbindungsstraße zwischen Kühlungsborn und Kröpelin. Im Hintergrund sind der westliche Teil des Ost-seebades Kühlungsborn und die Ostsee zu sehen. Zur Orientierung: Die Land-straße verläuft ziemlich genau in nord-westlicher Richtung. Die Entfernung zwischen dem IAP und dem westlichen Teil der Stadt Kühlungsborn beträgt Luftlinie etwa 3 km.

# LEIBNIZ-INSTITUT FÜR ATMOSPÄRENPHYSIK e. V.

an der Universität Rostock

**Ostseebad Kühlungsborn**

**Institutsbericht 1998/1999**

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

Redaktion:  
Ch. Wendt  
H. Voß  
P. Preidel

**Anschrift:**

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

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

Druck: OFFSET DRUCK ROSTOCK  
Koppelweg 2  
18107 Rostock

Erschienen im Mai 2000

# Inhaltsverzeichnis

Liste der verwendeten Abkürzungen	5
Vorwort	6
Einleitung	8
Organisation des IAP	15
Wissenschaftliche Arbeitsschwerpunkte in den Jahren 1998/99	16
1 Das ALOMAR Rayleigh/Mie/Raman Lidar	20
2 Die Lidar-Systeme am IAP in Kühlungsborn	22
3 Stationen für unsere Lidar-Messungen	24
4 Leuchtende Nachtwolken in 69°N: Beobachtung und Modellierung	26
5 Leuchtende Nachtwolken in 54°N: Beobachtung und Modellierung	29
6 Die 2-Niveau Mesopause: Beobachtung und Modellierung	32
7 Gezeiten in der Mesopausen-Region: Beobachtung und Modellierung	35
8 Klimatologien der mesosphärischen Ca- und K-Metallschichten	37
9 Untersuchungen zur meteorischen Quelle der mesosphärischen Metallschichten	39
10 Simultane Lidar-Untersuchungen sporadischer Ca- und Ca <sup>+</sup> -Schichten	42
11 Modellierung des mesosphärischen Wasserdampfs	45
12 Polare Stratosphärische Wolken (PSC)	47
13 Untersuchungen der optischen Eigenschaften des troposphärischen Aerosols mittels Raman-Lidar	49
14 Die Aufladung von Aerosolen in der polaren Mesosphäre	52
15 Simultane PMSE und NLC Beobachtungen in Andenes	54
16 Tages- und jahreszeitliche Variationen von PMSE	56
17 Beobachtung mesosphärischer Sommerechos in Kühlungsborn (54°N) im Sommer 1998 mit dem VHF-Radar OSWIN	58
18 Koordinierte bodengebundene und in-situ Beobachtungen von PMSE und NLC in Andenes im Juli 1999	60
19 Simultane DBS- und SA-Messungen mit einem VHF-Radar während des Auftretens von PMSE	62
20 Mittlere Windfelder in der Mesosphäre und unteren Thermosphäre	65

21 Vergleich von Radarwindmessung in der Mesosphäre mit in-situ Methoden	67
22 Trends im mesosphärischen Temperatur- und Windfeld	69
23 Radarbeobachtungen von Meteoren in der Mesosphäre/unteren Thermosphäre über Juliusruh	71
24 Klimatologie von Schwerewellen in der Troposphäre/unteren Stratosphäre mittlerer Breiten	73
25 Der Einfluss planetarer Wellen auf Schwerwellenausbreitung und die globale Zirkulation der Mesosphäre	75
26 Parametrisierung von Turbulenz in globalen Zirkulationsmodellen der unteren und mittleren Atmosphäre	78
27 Thermische Gezeiten in der Atmosphäre und ihre Interpretation mit dem allgemeinen Zirkulationsmodell AGCM-DNM	80
28 Extrem niedrige Ozonepisoden durch Polarwirbelverschiebung	82
29 Die Änderung des Tropopausendruckes im Januar 1979-1992	84
30 Die Wirkung von NO <sub>x</sub> -Emissionen in einem dynamisch-chemisch gekoppelten 2D-Zirkulationsmodell	86
31 Zur Mischung von Spurengasen in Abhängigkeit von Anregungsprozessen planetarer Wellen	88
32 Ein vereinfachtes Atmosphärenmodell mit realistischer Variabilität	90
33 Reduzierte Modelle der atmosphärischen Zirkulation	92
Liste der Drittmittelprojekte	94
Liste der kooperierenden Institutionen und Wissenschaftler	98
Liste der Veröffentlichungen	101
Mitarbeiter des Institutes	108
Mitglieder der Gremien	109
Die Satzung des Vereins „IAP“	110

## Liste der verwendeten Abkürzungen

ALOMAR	Arctic lidar observatory for middle atmosphere research
ALWIN	ALOMAR-Wind-Radar
COMMA	Cologne model of the middle atmosphere
CTM	Chemie-Transport Modelle
DBS	Doppler beam swinging
DROPPS	distribution and role of particles in the polar summer
EISCAT	European incoherent scatter scientific association
EOF	empirical orthogonal function
EZMW	Europäisches Zentrum für mittelfristige Wettervorhersage
FCA	full correlation analysis
GCM	general circulation model
IAP	Leibniz-Institut für Atmosphärenphysik
KMCM	Kühlungsborn mechanistic general circulation model
MIDAS	middle atmosphere investigation of dynamics and structure
MSE	mesosphere summer echo
MST	mesosphere, stratosphere, thermosphere
NAT	nitric acid trihydrate
NLC	noctilucent cloud
OSWIN	Ostsee-Wind-Radar
PIP	principle interaction pattern
PMSE	polar mesosphere summer echoes
PSC	polar stratospheric cloud
R/M/R	Rayleigh/Mie/Raman
SA	spaced antenna
SkiYMET	all-sky interferometer-meteor-radar
SPARC	stratospheric processes and their role in climate
TRAMP	temperature and remote sensing about the mesopause at polar latitudes

## Vorwort

Dieser Bericht wendet sich in erster Linie an die Zuwendungs- und Drittmittelgeber des IAP<sup>1</sup>, sowie an interessierte Kollegen im In- und Ausland. Er konnte daher leider in Bezug auf Umfang und Stil nicht populär-wissenschaftlich formuliert werden. Wir hoffen dennoch, daß auch interessierte Laien durch diesen Bericht einen Einblick in die wesentlichen Aspekte des wissenschaftlichen Betätigungsfeldes des IAP gewinnen können.

Im Berichtszeitraum 1998/1999 hat das IAP seine positive Entwicklung der vorangegangenen Jahre fortgeführt und seine Position als wissenschaftliche Einrichtung auf dem Gebiet der Atmosphärenphysik im internationalen Rahmen ausgebaut und gefestigt.

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 1998 und 1999 insgesamt 76 Aufsätze mit wissenschaftlichen Ergebnissen vom IAP erschienen sind, davon 34 in Zeitschriften mit internationaler Begutachtung (siehe Liste auf Seite 101). Hinzu kamen etwa 140 Vorträge und Poster auf internationalen Fachkonferenzen. Im Berichtszeitraum wurden gleich zweimal Veröffentlichungen des IAP dadurch hervorgehoben, daß entsprechende Abbildungen auf der Titelseite der internationalen Fachzeitschrift *Geophysical Research Letters* abgebildet waren, und zwar auf den Ausgaben vom 1. Mai 1998 und vom 1. Juni 1999. Letztere enthielt in einem Sonderteil mehrere Artikel eines internationalen Workshops über geschichtete Phänomene in der Mesopausenregion, der im September 1998 am IAP durchgeführt wurde.

Für das IAP, das abseits der großen deutschen Wissenschaftszentren liegt, sind Kontakte zu nationalen und internationalen Wissenschaftlern von besonderer Wichtigkeit. Daher gehört es zu den erfreulichen Entwicklungen, daß Mitarbeiter des IAP regen wissenschaftlichen Austausch mit Wissenschaftlern aus bedeutenden nationalen und internationalen Forschungseinrichtungen pflegen. Im Berichtszeitraum haben 12 internationale Wissenschaftler längere Zeit am IAP verbracht. 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 unter Federführung des IAP betriebenen Lidars und Radars, sowie die am Institut entwickelten theoretischen Werkzeuge erlauben es den Mitarbeitern des IAP, experimentelle Forschung und Modellierung in internationaler Spitzenstellung zu betreiben. Das ALOMAR-Observatorium spielte für das IAP, wie bereits in den vergangenen Jahren, eine wichtige Rolle. Durch den weiteren technischen Ausbau und die qualitative Verbesserung des dort vorhandenen Instrumentariums wurden neuartige wissenschaftliche Ergebnisse erzielt, die international Beachtung finden. Im Sommer 1999 wurde die große Höhenforschungskampagne DROPPS/MIDAS, an der mehrere Institutionen aus Europa und aus den USA beteiligt waren, von der „Andøya Rocket Range“ aus durchgeführt, wobei die Wahl des Schießplatzes wesentlich von den Möglichkeiten der bodengebundenen Instrumente auf ALOMAR bestimmt war. Neben den Messungen an den etablierten Standorten Kühlungsborn, Juliusruh und ALOMAR wurden zum ersten Mal auch Messungen in niedrigen Breiten (Teneriffa) durchgeführt.

Am Ende des Berichtszeitraumes standen zwei Ereignisse im Vordergrund des Interesses: Der Wechsel des Direktors und die Evaluierung des Instituts durch eine Kommission des Wissenschaftsrates.

Am 1. September 1999 fand die Ernennung des neuen Direktors zum Universitätsprofessor durch Herrn Minister Kauffold am Ministerium für Bildung, Wissenschaft und Kultur in Schwerin statt, anschließend erfolgte die Amtsübergabe am IAP. Mit dem neuen Direktor wird die Erforschung der oberen Atmosphäre mit Hilfe von Höhenforschungsraketen am IAP eingeführt. Der Wechsel der hierfür benötigten Laboreinrichtung vom Physikalischen Institut der Universität Bonn an das IAP erfolgt nach Fertigstellung der entsprechenden Räumlichkeiten im Sommer 2000.

---

<sup>1</sup>Eine Liste der Abkürzungen befindet sich auf Seite 5.

Die Verabschiedung des bisherigen Direktors, Herrn Prof. Dr. Ulf von Zahn, fand in mehreren Abschnitten statt. Die Mitarbeiter des IAP organisierten am 10. September 1999 eine Fahrt mit der Traditionseisenbahn „Molli“ und einen Fackelumzug durch Kühlungsborn. Die Verabschiedung durch Herrn Minister Kauffold erfolgte am 2. Dezember 1999 anlässlich seines Besuches am IAP. Am 2. und 3. Dezember 1999 wurde dann ein feierliches Festkolloquium am IAP durchgeführt, an dem insgesamt etwa 100 Personen teilnahmen, unter ihnen zahlreiche ehemalige Schüler von Herrn Prof. von Zahn, Gastredner aus dem In- und Ausland, sowie Vertreter der Gremien des IAP, des Landes Mecklenburg-Vorpommern und des Bundesministeriums für Bildung und Forschung. Die besonderen Leistungen von Herrn Prof. von Zahn beim Aufbau des IAP und sein unermüdlicher Einsatz zum Wohle des Instituts wurden ausdrücklich gewürdigt.

Seit der Ankündigung des Wissenschaftsrates vom 30. September 1999, daß das IAP am 2./3. März 2000 von einer Kommission zur Begutachtung besucht wird, hat sich das IAP intensiv auf dieses Ereignis vorbereitet. Es wurde ein ausführlicher Bericht über die wissenschaftliche und organisatorische Struktur des IAP angefertigt und termingerecht abgeliefert, es wurden etwa 50 Poster und 8 Computeranimationen vorbereitet, die Web-Seiten des IAP gründlich überarbeitet, sowie zahlreiche Gespräche auf verschiedenen Ebenen des Instituts geführt. Die Begehung durch die Kommission verlief nach unserem Eindruck erfolgreich. Wir erwarten mit Zuversicht den schriftlichen Bericht der Kommission im Laufe des Jahres 2000.

Nach den Gründungsjahren sind die wichtigsten Entwicklungen bezüglich der baulichen und instrumentellen Ausstattung des IAP abgeschlossen. In den nächsten Jahren wird es darum gehen, die Position des IAP im internationalen Vergleich zu festigen und auszubauen. Das wichtigste Kapital des IAP hierfür sind seine Mitarbeiter, ohne die der Erfolg bei den wissenschaftlichen Arbeiten nicht denkbar ist. Als Direktor möchte ich mich ausdrücklich bei denjenigen bedanken, die in den wissenschaftlichen Veröffentlichungen und in den nachfolgenden Beiträgen nicht namentlich genannt sind und die dennoch am Erfolg des IAP wesentlich mitbeteiligt sind. Es handelt sich hierbei um die Damen der Institutsverwaltung (Marion Lange, Angelika Kurreck, Monika Rosenthal, Angelika Ruß, Renate Waschow), die Bibliothekarin (Roswitha Mehl), den Mechaniker (Herrn Wedrich), sowie unserem Hausmeister und Fahrer, Herrn Norbert Meesen, der gleichzeitig mit Herrn Thomas Barth unser „Mann für Alles“ ist. Der Einsatz dieser Damen und Herren für das IAP, der oft genug über das Selbstverständliche hinausgeht, wird hiermit ausdrücklich gewürdigt.

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

Kühlungsborn, im Mai 2000

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 wissenschaftspolitischen Interesse, die auf der Grundlage der Rahmenvereinbarung zwischen Bund und Ländern über die gemeinsame Förderung der Forschung nach Artikel 91b des Grundgesetzes vom 28.11.1975 (Rahmenvereinbarung Forschungsförderung) gefördert werden. Die meisten der „Blaue-Liste-Institute“ wurden 1995 Mitglied der neu gegründeten Wissenschaftsgemeinschaft Blaue Liste (WBL), die sich Ende 1997 in „Wissenschaftsgemeinschaft Gottfried Wilhelm Leibniz“ (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“.

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 Vereinsatzung ist ab Seite 110 am Ende des Berichtes beigelegt. 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 109 am Ende dieses Berichtes aufgeführt. Die Mitgliederversammlung tagte im Berichtszeitraum einmal pro Jahr, das Kuratorium zweimal pro Jahr. Der Wissenschaftliche Beirat tagte im Berichtszeitraum am 30./31. März 1998 und am 6./7. Oktober 1999.

## *Lage und derzeitige bauliche Ausstattung*

Das IAP liegt einige Kilometer südöstlich des Ostseebades Kühlungsborn an der Straße nach Kröpelin und damit Luftlinie 24 km westlich der Hafenstadt Rostock (siehe Bild 1). Seine geographischen Koordinaten sind  $54^{\circ}07'N$ ,  $11^{\circ}46'O$ . Der Institutskomplex besteht aus drei Gebäuden: (1) dem Instituts-Neubau als dem Hauptgebäude, (2) einer Villa, die vor 1933 als Wohnsitz für einen Ziegelei-Unternehmer gebaut wurde, (3) einem separat liegenden Lager-Gebäude. Diese Gebäude bieten Raum für Büros aller Art, moderne Labors für experimentelle Untersuchungen, Bibliothek, großen Versammlungs- und Vortragsraum sowie für benötigte Werkstatt- und Lagerräume. Für die Unterbringung von Gastwissenschaftlern und zur vorübergehenden Unterstützung neu eingestellter IAP-Mitarbeiter besitzt das Institut ferner 2 Gästeapartements im Ort Kühlungsborn.

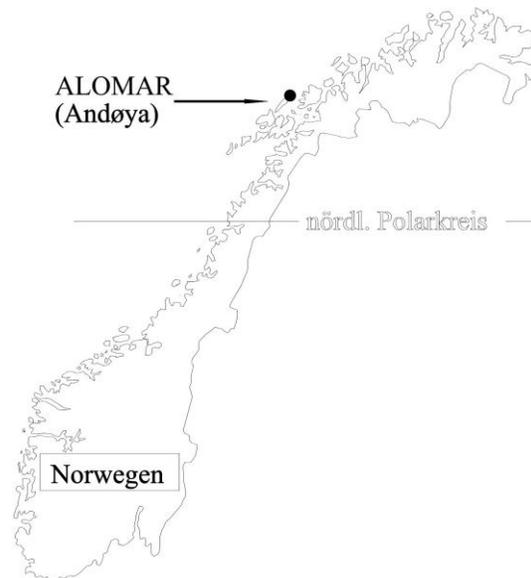
Das IAP besitzt eine eigene Außenstation am nördlichen Rande des kleinen Ortes Juliusruh an der Ostküste



**Bild 1** Geographische Lage der Gelände des IAP in Kühlungsborn und Juliusruh.

der Insel Rügen (siehe Bild 1). Ihre geographischen Koordinaten sind  $54^{\circ}38'N$ ,  $13^{\circ}24'O$ . Auf dieser Außenstation befinden sich ein kombiniertes Wohn- und Laborgebäude, ein 3-MHz-Radar, eine Ionosonde und ein Meteorradar. Weitere, kleinere geophysikalische Meßgeräte sind auf dem Gebäude, dem Gelände und dem Ionosondenmast montiert.

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:  $69^{\circ}17'N$ ,  $16^{\circ}01'O$ , d. h. 2 Grad nördlich des Polarkreises, Bild 2). Im Jahre 1993/94 wurde dort von norwegischen Forschungsinstitutionen dieses moderne 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 raketentragenen Messmethoden ermöglicht wird. Die in dem Observatorium und seiner unmittelbaren Umgebung installierten Instrumente werden durch verschiedene internationale Forschungseinrichtungen beigegeben, wobei das IAP an einigen wichtigen Instrumenten als Betreiber und wissenschaftlicher Nutzer maßgeblich beteiligt ist. Im einzelnen handelt es sich hierbei um ein Rayleigh/Mie/Raman-Lidar, ein Natrium-Resonanzlidar, ein VHF-Radar, ein MF-Radar und eine Ionosonde. Hierdurch bietet sich den Wissenschaftlern des IAP die Möglichkeit zum Studium der arktischen Atmosphäre mit modernen experimentellen Methoden.



**Bild 2** Geographische Lage des ALOMAR-Observatoriums auf der Insel Andøya in Nordnorwegen.

### ***Zahl der Mitarbeiter***

Ende Dezember 1999 waren am IAP insgesamt 54 Mitarbeiter tätig. Von diesen sind 25 Wissenschaftler, 9 technische Angestellte, 6 Verwaltungskräfte, 3 Arbeiter und 11 mit der Abfassung von Diplom- und Doktorarbeiten beschäftigte Studenten. Zur Vergütung dieser Mitarbeiter standen dem IAP im Berichtszeitraum 32 Planstellen, annex-Mittel und eingeworbene Drittmittel zur Verfügung.

### ***Generelle Arbeitsmittel***

Als generelle Arbeitsmittel standen den Mitarbeitern des IAP Ende 1999 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 Metallatom-Lidar, 2 stationäre Metallatom-Lidars, 2 VHF-Radars, 2 MF-Radars, 1 Meteorwind-Radar, 1 Bodenstation für Radiosonden- und Ozonsonden-Aufstiege, 1 Satz Strahlungsmeßgeräte, 1 UV/VIS Doppelmonochromator, 2 Ionosonden und 4 Meßstrecken für Langwellen-Absorptions- und Phasenhöhenmessungen. Art und Umfang der mit unseren eigenen Instrumenten gewonnenen Beobachtungen werden durch vielfältige Kooperationen mit deutschen und internationalen Forschungseinrichtungen noch deutlich erweitert.

## ***Rechentchnik***

(Th. Linow, P. Preidel, J. Schacht)

Im Berichtszeitraum erhöhte sich durch die Erweiterung der Experimente und durch die Verwendung von neuen Rechnern das Datenaufkommen am IAP wesentlich. Um den großen Datenmengen gerecht zu werden, wurde der Schwerpunkt auf eine sichere und umfangreiche Datensicherungstechnik gelegt. In einem zweistufigen Konzept wurde ein Fileserver- Archivierungs- und Backupsystem beschafft. Dieses System besteht aus einem Serversystem und einem Festplattenpool der Fa. Silicon Graphics (SGI), sowie einer DLT-Library der Fa. StorageTek. Durch die Redundanz des Serversystems und die Typenauswahl des Festplattenpools (RAID5-System) wurde eine sehr hohe Ausfallsicherheit und Durchsatzgeschwindigkeit erzielt. Das RAID-System hat eine Speicherkapazität von 100 GByte. Bei der DLT-Library handelt es sich um einen Roboter, der seine 4 DLT7000-Laufwerke automatisch mit den derzeit vorhandenen 250 Bandkassetten mit je 40GByte Kapazität belädt. Da alle Daten doppelt geschrieben werden, wird somit eine Gesamtspeicherkapazität von ca. 5 TByte erreicht, die bis zum heutigen Zeitpunkt zu ca. 60 Prozent ausgelastet ist. Das System ist erweiterbar, um einen längerfristigen Bestand des Systems zu gewährleisten.

Weitere Aktivitäten waren die punktuellen Kapazitätserhöhungen im Bereich des LAN (Local Area Network ) und des WAN (Wide Area Network). Im LAN-Bereich wurden die Serversysteme mit einer Geschwindigkeit bis zu 622 Mbit/s in das Netz integriert, um einen schnellen Zugriff der Endsysteme auf die zentralen Ressourcen zu gewährleisten. Im WAN- Bereich wurde eine weitere Aufrüstung unseres Anschlusses an das Wissenschaftsnetz WIN realisiert. Das IAP verfügt in Kühlungsborn seit 1999 über eine Kapazität von 4 Mbit/s . Die Anbindung der Außenstation Juliusruh wurde auf 128 kbit/s aufgerüstet. Hiermit konnte den gestiegenen Anforderungen an die internationale Konnektivität, insbesondere an die Verbindungen zur Universität Rostock, zum Deutschen Klima-Rechenzentrum in Hamburg und zum ALOMAR-Observatorium in Norwegen Rechnung getragen werden.

Nicht zuletzt wurden im Berichtszeitraum die Anzahl und Leistungsfähigkeit der Nutzersysteme im PC-und Workstationbereich weiter erhöht, sowie die graphische Ausgabetechnik (Plotter - und Druckertechnik) erneuert und erweitert.

## ***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; drei habilitierte Mitglieder des IAP halten zur Ausbildung von Physikern und Ingenieuren an der Universität Rostock Vorlesungen und führen Seminare durch. 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. Auf diese Weisen wird u. a. das Hineinwachsen junger Wissenschaftler mit neuen Ideen in das IAP gefördert. Als administrativer Rahmen für diese vielschichtige Kooperation dient eine „Vereinbarung über die Zusammenarbeit zwischen der Universität Rostock und dem Institut für Atmosphärenphysik“, zuletzt ergänzt am 13. Juli 1999.

### ***Drittmittelprojekte***

Laut seiner Vereins-Satzung 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 94 zeigen, war das IAP hierbei erfreulich erfolgreich.

Drittmittel konnten im Berichtszeitraum von der Deutschen Forschungsgemeinschaft, dem Bundesministerium für Bildung, Wissenschaft, Forschung und Technologie, dem Kultusministerium des Landes Mecklenburg-Vorpommern, Bundesministerium der Verteidigung, der Deutschen Agentur für Raumfahrtangelegenheiten, der DBP Telekom, der Europäischen Gemeinschaft und der NATO eingeworben werden.

### ***Nationale und internationale Kooperationen***

Enge Kooperationsbeziehungen bestehen auf nationaler Ebene mit 8 Universitäten, 2 Max-Planck-Instituten, 2 DLR-Instituten, dem Deutschen Klima-Rechenzentrum und dem Forschungs- und Technologiezentrum der Telekom. Auf internationaler Ebene bestehen Kooperationen mit 28 ausländischen Forschungsinstitutionen. Einzelheiten zu diesen Kooperationspartnern sind am Ende des Berichtes ab Seite 98 zu finden.

Für eine vertiefte Analyse und Interpretation der am IAP gewonnenen Daten werden folgende aus Kooperationen stammende Datensätze hinzugenommen: Temperaturprofile der Mesopausenregion der Colorado State University, LF-Driftmessungen des Observatoriums Collm, Daten des MF-Radars von Saskatoon und dem EISCAT-Radar, Raketensondierungsdaten der Universität Bonn, des Norwegian Defence Research Establishment in Kjeller sowie Daten des NASA-Satelliten UARS und Ergebnisse des globalen MLT-Radarnetzes. Die theoretischen Arbeiten und die Datenanalysen stützen sich auf die ECMWF-Analysen, NCEP-Daten und die TOMS-Ozondaten.

Praktisch alle diese Arbeiten sind in nationale Forschungsprogramme (Klimaforschungsprogramm, Ozonforschungsprogramm und Ozeanforschungsprogramm des BMFT; DFG Schwerpunktprogramme) oder internationale Forschungsprogramme (EG-Environment Program; ALOMAR; BMFT/NASA Projekt CRISTA; NASA Programme GALILEO, UARS und TIMED; US Air Force Program on Space Hazards; Projekte „Mesosphere Lower Thermosphere Coupling Study“ (MLTCS) und „Remote Sensing of the Middle Atmosphere from the Ground and Space“ des Solar-Terrestrial Energy Programs) eingebunden.

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

Vom 16.-18. September 1998 fand am IAP ein internationaler Workshop mit dem Titel „Layered Phenomena in the Mesopause Region“ statt, der vom IAP in Zusammenarbeit mit der internationalen Arbeitsgruppe „International Commission of the Middle Atmosphere“ (ICMA), einer Unterorganisation der „International Union of Geodesy and Geophysics“ (IUGG), organisiert wurde. An dem Workshop nahmen 71 registrierte Wissenschaftler aus 12 Ländern teil, die ihre Beiträge in 60 Vorträgen und Postern präsentierten.

*Legende zu den Bildern aus dem Institutsleben auf den nächsten beiden Seiten:*

- Bild 1 Das am 19. August 1996 eingeweihte neue Institutsgebäude des Leibniz-Instituts für Atmosphärenphysik in Kühlungsborn.
- Bild 2 Der Laserstrahl des Rayleigh/Mie/Raman-Lidars über dem IAP. Weitere technische Einzelheiten zu den am IAP verwendeten Lidars findet man im Bericht Nummer 2 ab Seite 22.
- Bild 3 Das schneebedeckte ALOMAR-Observatorium, 2° nördlich des Polarkreises in der Nähe der norwegischen Stadt Andenes gelegen. In dem Observatorium betreibt das IAP in Zusammenarbeit mit anderen Institutionen ein sehr leistungsfähiges Lidar, das im Bericht Nummer 1 ab Seite 20 beschrieben ist.
- Bild 4 Die Übergabe des Institutsschlüssels von Herrn Prof. U. von Zahn (rechts) an Herrn Prof. F.-J. Lübken (links) am 1. September 1999.
- Bild 5 Die Ehepaare Lübken (links) und von Zahn (rechts) auf dem Dach des Institutsgebäudes nach der Amtsübergabe.
- Bild 6 „Festwagen“ während eines Fackelzuges durch Kühlungsborn, veranstaltet von den Institutsmitgliedern des IAP zu Ehren von Herrn Prof. von Zahn am 10. September 1999.
- Bild 7 Zwei Lokomotivführer in gelassener Stimmung: Prof. U. von Zahn und Herr Backstein auf der Fahrt mit der Traditionseisenbahn „Molli“ am 10. September 1999. Die Fahrt, an der alle Institutsmitglieder und eine Reihe geladener Ehrengäste teilnahmen, war das Abschiedsgeschenk der Institutsmitglieder an ihren ehemaligen Direktor.
- Bild 8 Prof. K. Mauersberger, Festredner bei dem gemütlichen Beisammensein der ehemaligen Schüler von Herrn Prof. von Zahn am 2. Dezember 1999.
- Bild 9 Die drei Vortragenden des Festkolloquiums am 3. Dezember 1999 anlässlich der Emeritierung von Herrn Prof. von Zahn (von links nach rechts): Prof. A. Ebel, Universität Köln ; Prof. G. Witt, Universität Stockholm, Schweden ; Prof. D. Fritts, University of Colorado at Boulder, USA.

Weitere Abbildungen zu den am IAP und seinen Außenstationen verwendeten Einrichtungen und Instrumenten befinden sich in den Einzelberichten, speziell im Bericht Nr. 3 ab Seite 24.

Bild 1



Bild 2

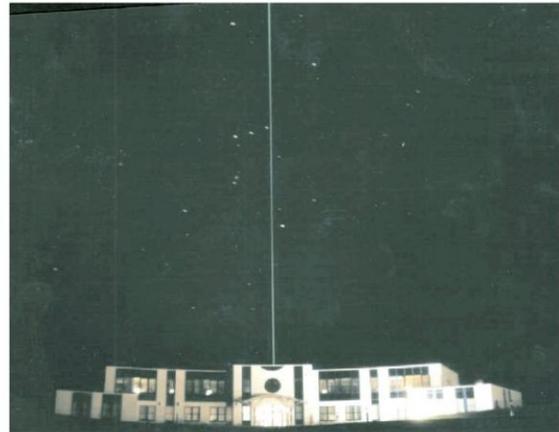


Bild 3



Bild 4



Bild 5



Bild 6

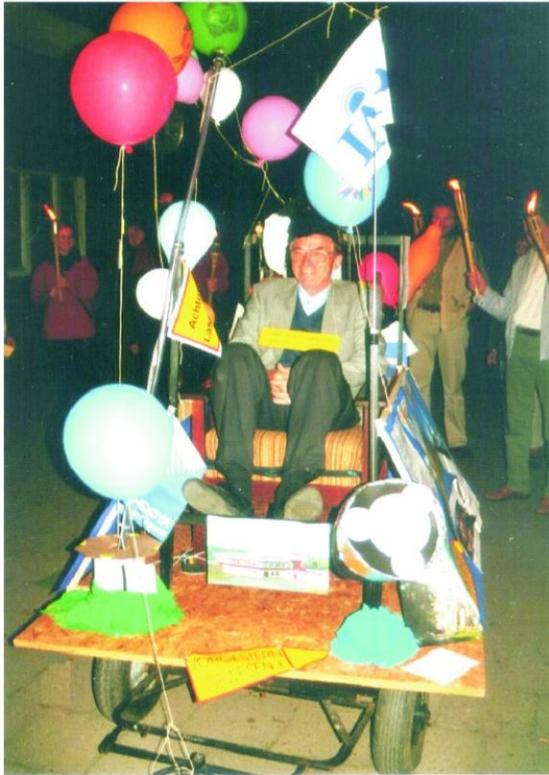


Bild 7



Bild 8



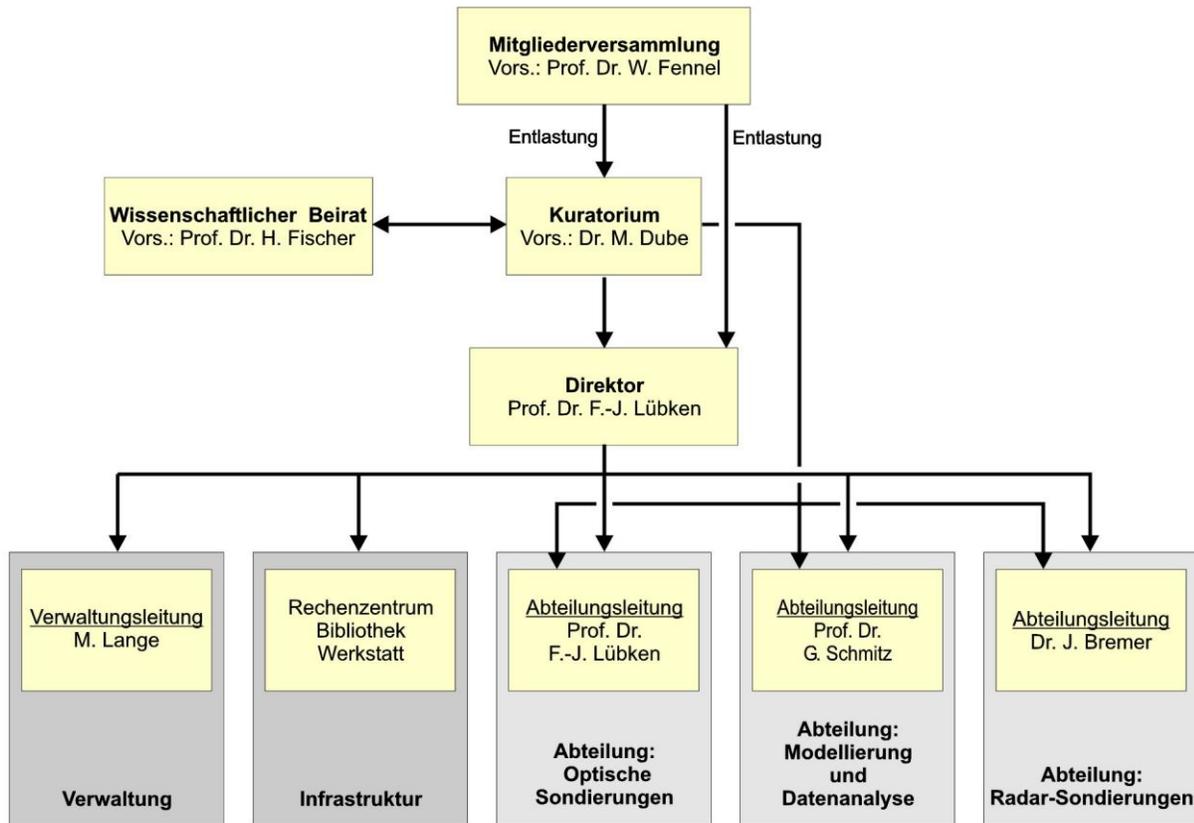
Bild 9



## Organisation des IAP (Stand: 31. 12. 1999)

Das IAP verfügt über eine Abteilungsstruktur mit teilweise abteilungsübergreifenden Forschungsschwerpunkten. Die Abteilungen heißen „Optische Sondierungen der Atmosphäre“, „Radar-Sondierungen der Atmosphäre“ sowie „Modellierung und Datenanalyse“ (vergleiche Organigramm). Mit der Einführung des neuen Direktors am 1. September 1999 wurde außerdem das neue Arbeitsgebiet „Sondierungen mit Hilfe von Höhenforschungsraketen“ eingeführt. Über die organisatorische Einbindung dieser neuen Arbeitsrichtung in die Struktur des IAP wird im Sommer 2000 entschieden.

### Organigramm des Leibniz-Institutes für Atmosphärenphysik e.V.



## Wissenschaftliche Arbeitsschwerpunkte in den Jahren 1998/99

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 dynamischen Wechselwirkungen zwischen den verschiedenen Schichten der Atmosphäre besonders berücksichtigt. Ferner soll festgestellt werden, ob und in welchem Maße Erscheinungen in der Mesosphäre zur frühzeitigen Warnung von Klimaänderungen genutzt werden können. Am IAP werden zwei Schwerpunkte bearbeitet:

- Erforschung der Mesosphäre
- Kopplung der atmosphärischen Schichten

Hinzu kommen zusätzliche wichtige Arbeitsfelder, die ab Seite 18 beschrieben werden. Die im folgenden angegebenen Nummern beziehen sich auf die Berichte aus den Forschungsvorhaben, welche im weiteren Verlauf dieses Institutsberichtes ab Seite 20 im Detail vorgestellt werden.

### Erforschung der Mesosphäre

Die Höhengschicht von etwa 50 bis 100 km wird in verschiedenen geographischen Breiten experimentell mit Hilfe von Lidars und Radars untersucht, wobei der Schwerpunkt auf der thermischen und dynamischen Struktur der Mesopausenregion liegt. Darüber hinaus werden Modellrechnungen unterschiedlicher Komplexität durchgeführt. Ziel dieser Arbeiten ist es, das lückenhafte Verständnis über die grundlegenden physikalischen Prozesse zu verbessern und die Bedeutung dieser Höhengschicht für das Gesamtsystem „Erdatmosphäre“ zu klären. Innerhalb dieses Schwerpunktes werden folgende Themen bearbeitet:

#### *Die polare mittlere Atmosphäre (Nr. 1,3,4,12,14,15,16,18,28)*

Es wird das thermische und dynamische Verhalten der polaren mittleren Atmosphäre untersucht. Außerdem widmet sich das IAP auf diesem Gebiet besonders den geschichteten Phänomenen wie den „leuchtenden Nachtwolken“ (NLCs) und den „polaren stratosphärischen Wolken“ (PSCs), die von Mitarbeitern des IAP mit Hilfe von Lidarmessungen im Forschungszentrum ALOMAR in Nordnorwegen untersucht werden. Hierbei geht es insbesondere um die Charakterisierung der Morphologie dieser Schichten, sowie um ein Verständnis der Zusammensetzung und Bildung der Aerosolteilchen.

Des Weiteren werden mit VHF- und MF-Radars in der Nähe von ALOMAR das Windfeld und die Morphologie der Streuzentren in der Mesosphäre, sowie in der Tropo- und unteren Stratosphäre bestimmt. Im Mittelpunkt der Untersuchungen stehen hierbei die „polar mesosphere summer echos“ (PMSE).

Mit der Einführung des neuen Direkors zum 1. September 1999 wird die polare Mesosphäre und untere Thermosphäre ebenfalls mit Hilfe von insitu-Messungen auf Raketen erforscht. Abgesehen von den Fragestellungen, die zum Teil auch noch am Physikalischen Institut in Bonn bearbeitet werden, werden am IAP Untersuchungen über die Aufladung von Aerosolen in der kalten, polaren Mesopausenregion im Sommer durchgeführt.

Bezüglich der polaren Stratosphäre wird ein neues diagnostisches Verfahren zur Beschreibung des Polarwirbels genutzt, um dynamisch induzierte Ozonveränderungen bei charakteristischen Verlagerungen des Polarwirbels zu bestimmen.

#### *Die Atmosphäre im Bereich der Mesopause (Nr. 2,3,6,11,17,20,25)*

Im Mittelpunkt des Forschungsinteresses steht die Mesopause, eine Höhengschicht minimaler Temperatur, die im Sommer bei etwa 88 km und im Winter bei etwa 100 km liegt. Mit Hilfe von

Metallresonanz-Lidars wird die Temperatur in der Mesopausenregion erforscht. Neben Messungen in Kühlungsborn, die auch Untersuchungen von NLCs beinhalten, werden Daten in niedrigen Breiten (Teneriffa) sowie gelegentlich vom Forschungsschiff „Polarstern“ aus gewonnen. Radarmessungen liefern Winde in der oberen Atmosphäre und zeigen, ähnlich wie in polaren Breiten, auch in Kühlungsborn gelegentlich im Sommer sehr starke Rückstreuerechos aus der Mesopausenregion (MSE). Die Messungen des IAP fließen in numerische Modelle der Dynamik, Chemie und Energiebilanz der Mesopausenregion ein. Das Windfeld wird mit unterschiedlichen Radaranlagen in mittleren und polaren Breiten untersucht.

### *Gezeiten und Schwerewellen in der oberen Mesosphäre (Nr. 7)*

Mit Hilfe von Metallresonanz-Lidars vermessen Mitarbeiter des IAP die thermische Struktur in der oberen Mesosphäre und unteren Thermosphäre in verschiedenen Breiten, aus denen Gezeiten im Temperaturfeld abgeleitet werden. Hinzu kommen NLC-Messungen mit einem Rayleigh/Mie-Lidar, die ebenfalls Gezeitenstrukturen aufweisen, sowie die auf der Grundlage von Radarmessungen in mittleren und polaren Breiten abgeleiteten Gezeiten im Windfeld. Aus Radiosondenaufstiegen und Radarmessungen werden Informationen über Schwerewellen gewonnen. Diese Beobachtungen werden mit Hilfe eines mechanistischen Modells interpretiert.

### *Trends in der mittleren Atmosphäre (Nr. 4,5,20,22)*

Die Untersuchung langfristiger Änderungen (= Trends) 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 teilweise erheblich größer sind und sich von der natürlichen Variabilität deutlicher abheben als in Erdbodennähe. Es werden am IAP durchgeführte, langzeitige Beobachtungsreihen (Reflexionshöhenmessungen im Langwellenbereich, Radar-Windbeobachtungen und Ionosondenmessungen) im Hinblick auf Trends in den oberen Höhenbereichen der Atmosphäre untersucht, wobei insbesondere geklärt werden soll, warum über Kühlungsborn eine Höhenschicht konstanten atmosphärischen Drucks nahe 80 km Höhe absinkt. Mitarbeiter des IAP beschäftigen sich in diesem Zusammenhang auch mit den physikalischen Prozessen, die zu der beobachteten Häufigkeitszunahme von NLCs führen.

Die Beobachtungen werden begleitet von Untersuchungen mit einem mechanistischen Modell, womit die möglichen Ursachen für die große Diskrepanz zwischen dem beobachteten und dem modellierten Temperaturtrend in der Mesosphäre analysiert werden soll. Darüber hinaus wird ein einfaches globales Zirkulationsmodell verwendet, um die Bedeutung der planetaren Wellen und Schwerewellen für die thermische Struktur der Mesosphäre und deren Variabilität zu demonstrieren.

### *Kopplung der atmosphärischen Schichten*

Das Forschungsgebiet der Wechselwirkung von Troposphäre, Stratosphäre und Mesosphäre dient einem verbesserten Systemverständnis der Atmosphäre, um die Bedeutung der mittleren Atmosphäre im Prozess der Klimaveränderung zu erkennen. Die Interpretation langfristiger Veränderungen der mittleren Atmosphäre wird durchgeführt und erfordert eine bessere Kenntnis der natürlichen Variabilität der Stratosphäre und Mesosphäre in Abhängigkeit von der Troposphäre. Diese Arbeiten erfolgen auf der Grundlage von Zirkulationsmodellen und dem Vergleich mit globalen Daten. Innerhalb dieses Schwerpunktes werden folgende Themen bearbeitet:

### ***Niederfrequenzvariabilität der dynamischen Kopplungen von Tropo- und Stratosphäre (Nr. 28,29,31)***

Die Untersuchungen konzentrieren sich auf die Zirkulation der mittleren Atmosphäre (= Stratosphäre und Mesosphäre). Insbesondere werden die Reaktionen der mittleren Atmosphäre, die maßgeblich durch die in der unteren Atmosphäre (= Troposphäre) angeregten Wellen getrieben wird, auf Veränderungen in der Troposphäre hin erforscht. Die stärker ausgeprägten langfristigen Veränderungen in der Stratosphäre werden in Verbindung mit Aussagen zu Klimaänderungen der unteren Atmosphäre interpretiert. Zur quantitativen Bestimmung der Wechselwirkung von Troposphäre und Stratosphäre werden statistische Methoden eingesetzt, die zur Erkennung charakteristischer räumlicher Muster führen und die eine optimale Korrelation zwischen der Troposphäre und Stratosphäre beschreiben.

### ***Physik und Dynamik der meridionalen Zirkulation (Nr. 22,25,26,30)***

Im Zentrum des Forschungsinteresses steht die Wechselwirkung der planetaren Wellen und der internen Schwerewellen mit der mittleren Zirkulation, aus der sich die mittlere Wind- und Temperaturverteilung in der Stratosphäre und Mesosphäre ergibt. Geklärt werden sollen die Beiträge von Wellen in den bekannten meridionalen Zirkulationszellen (z. B. Hadley-Zelle in der Troposphäre und Brewer-Dobson-Zirkulation in der Stratosphäre).

### ***Gezeiten und Schwerewellen von der Troposphäre bis zur Mesosphäre (Nr. 25,27)***

Die Ansätze zur Schwerewellenparametrisierung werden im Rahmen des mechanistischen Modells KMCM in ihrer Wirkung auf die Zirkulation der Mesosphäre untersucht. Darüber hinaus wurde ein komplexes allgemeines Zirkulationsmodell in Zusammenarbeit mit einem Kooperationspartner bis in die obere Mesosphäre weiterentwickelt und wird nun dafür eingesetzt, um den Einfluss der troposphärischen Wärmequellen und deren Variabilität auf die Gezeiten zu bestimmen. Einige Ergebnisse der Modellrechnungen werden mit Windmessungen, die mit Radars am IAP gewonnen werden, verglichen. Ziel dieser Untersuchungen ist es, die Kopplung der Atmosphärenschichten durch die Gezeiten und Schwerewellen zu analysieren.

### ***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 (Nr. 8,9,10,23)***

Mit Hilfe von drei Metallresonanz-Lidars werden Metallatome untersucht, die vermutlich bei der Verdampfung von Meteoroiden beim Eintritt in die Erdatmosphäre freigesetzt werden. Die drei Lidars können wahlweise, je nach verwendeter Wellenlänge, für Beobachtungen der Elemente Na, K, Fe und Ca, sowie des Ca-Ions eingesetzt werden. Nachdem das IAP Klimatologien und fundierte chemische Modelle der Kalium- und Calcium-Schichten erstellt hat, sind Fragen nach den Quellen der Metallatome in den Vordergrund gerückt. In diesem Zusammenhang werden seit Ende 1999 auch Messungen mit einem Meteorradar von Juliusruh aus durchgeführt.

### ***Das solare UV-B und seine Wechselwirkungen mit dem Aerosol der Troposphäre (Nr. 13)***

Im Mittelpunkt des Forschungsinteresses steht die Intensivierung der biologisch schädlichen UV-B-Strahlung (280–315 nm) in Bodennähe, die mit der globalen Abnahme der stratosphärischen Ozondichten einhergeht. Vor allem werden die Extinktionsprozesse für UV-B-Strahlung sowohl experimentell als auch theoretisch genauer erforscht. Das IAP konzentriert sich hier auf Untersuchungen der Einflüsse von troposphärischen Aerosolen (Typen, Dichten, Größenverteilung, Phasenzustand, Schichtaufbau etc.) auf die Extinktion von UV-B-Strahlung. Die Ergebnisse dieser Arbeiten werden auch bei der Analyse der Lidardaten von NLCs verwendet.

### ***Tropopause, Mischung von Spurengasen (Nr. 30,31)***

Das IAP analysiert die physikalischen Prozesse, die die Höhe und Temperatur der Tropopause bestimmen, im Detail, um die Mischung von Spurengasen zwischen Tropo- und Stratosphäre zu verstehen. Geklärt werden soll u. a., welche Bedeutung die unterschiedlichen Wellenprozesse für die Höhe der Tropopause haben. Die Ergebnisse dieser Untersuchungen fließen in ein mechanistisches zweidimensionales Zirkulationsmodell ein.

### ***Reduzierte Klimamodelle (Nr. 32,33)***

Zur Einschätzung der Ergebnisse komplexer Zirkulationsmodelle werden Grundlagen und Methoden erarbeitet, um mit möglichst wenigen Freiheitsgraden komplexe Systeme zu beschreiben. Mit den auf diese Weise „reduzierten“ Modellen sollen Daten interpretiert und grundlegende Zusammenhänge des Systems aufgedeckt werden.

### ***Methodenentwicklung (Nr. 1,2,19,21)***

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 verfolgen Mitarbeiter des IAP derzeit die Entwicklung eines Alexandrit-Lasers, der bezüglich seiner spektralen Schmalbandigkeit, Pulsleistung, Pulsdauer und Zuverlässigkeit zu hoher Leistungsfähigkeit weiterentwickelt werden soll. Außerdem wird bei den Rayleigh- und Metallresonanz-Lidars die Einsatzfähigkeit bei Tageslicht entwickelt.

Zur Erhöhung der Zuverlässigkeit der mit Radarexperimenten gewonnenen Meßgrößen befassen sich Mitarbeiter des IAP mit der Weiterentwicklung der eingesetzten Meß- und Auswertemethoden (Stichwort: Interferometrie). Um die Qualität der abgeleiteten Windwerte besser einschätzen zu können, werden außerdem umfangreiche Vergleiche mit unabhängigen Beobachtungsdaten, z. B. von meteorologischen Raketen, durchgeführt.

# 1 Das ALOMAR Rayleigh/Mie/Raman Lidar

(J. Fiedler, G. von Cossart, U. von Zahn)

Das Rayleigh/Mie/Raman (RMR) Lidar, ein Hauptinstrument des internationalen ALOMAR-Forschungskomplexes auf der Insel Andøya (69°N, 16°O) in Nord-Norwegen, wird unter maßgeblicher Beteiligung des IAP gemeinsam mit drei europäischen Partnern betrieben: dem Physikalischen Institut der Universität Bonn (Bonn, BRD), dem Service d'Aéronomie du C.N.R.S. (Verrières, Frankreich), sowie der Firma Hovemere Ltd. (Bromley Kent, Großbritannien). Das System befindet sich in 374m Höhe im ALOMAR Observatorium, welches von der Andøya Rocket Range (Andenes, Norwegen) betrieben wird (von Zahn et al., 2000).

Die Hauptaufgabe des Lidars ist die Untersuchung der arktischen mittleren Atmosphäre im Höhenbereich zwischen 10 und 100 km auf klimatologischer Basis. Dabei werden Fragen zur thermischen Struktur der Atmosphäre, zu den dynamischen Prozessen, sowie zu Aerosolen in Form von polaren stratosphärischen Wolken (PSCs) und leuchtenden Nachtwolken (NLCs) bearbeitet. Weiterhin ist das Lidar in gemeinsame Beobachtungen mit anderen Fernmeßinstrumenten (sowohl boden- als auch satellitengebunden) und in-situ Instrumenten (ballon- und raketengebunden) eingebunden.

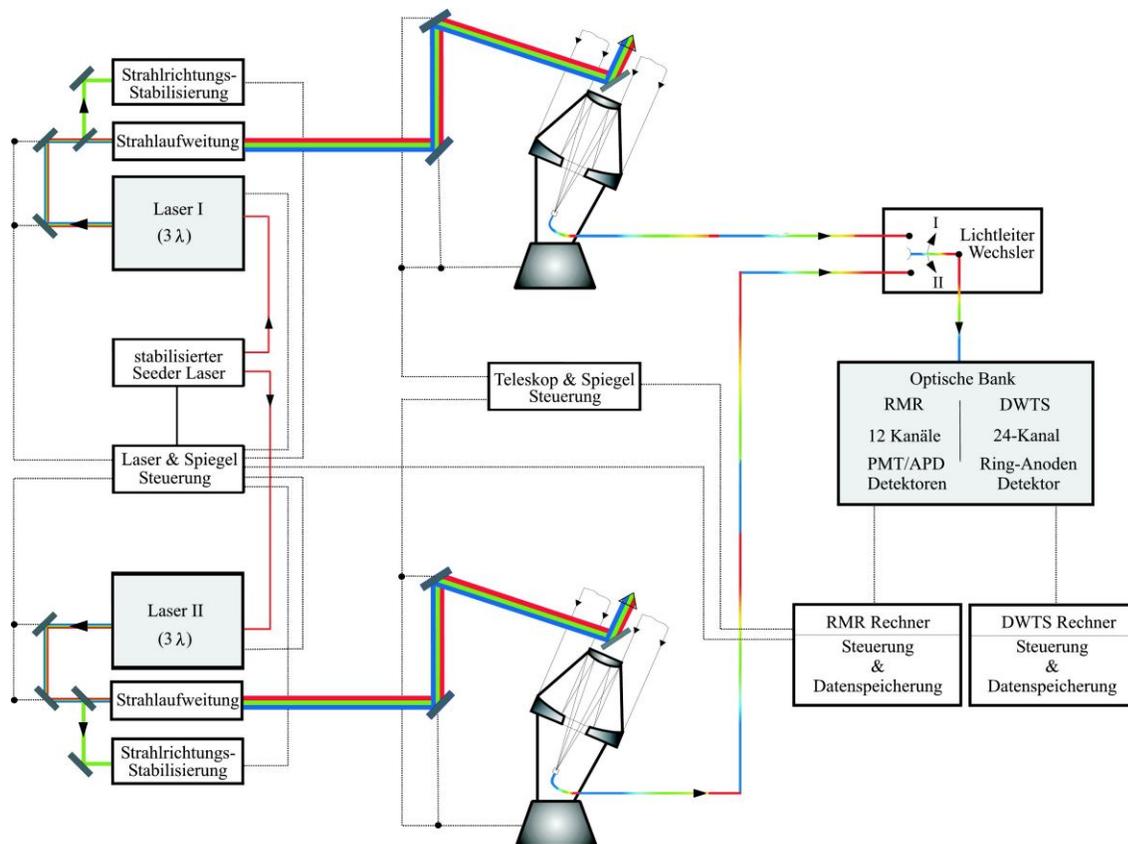


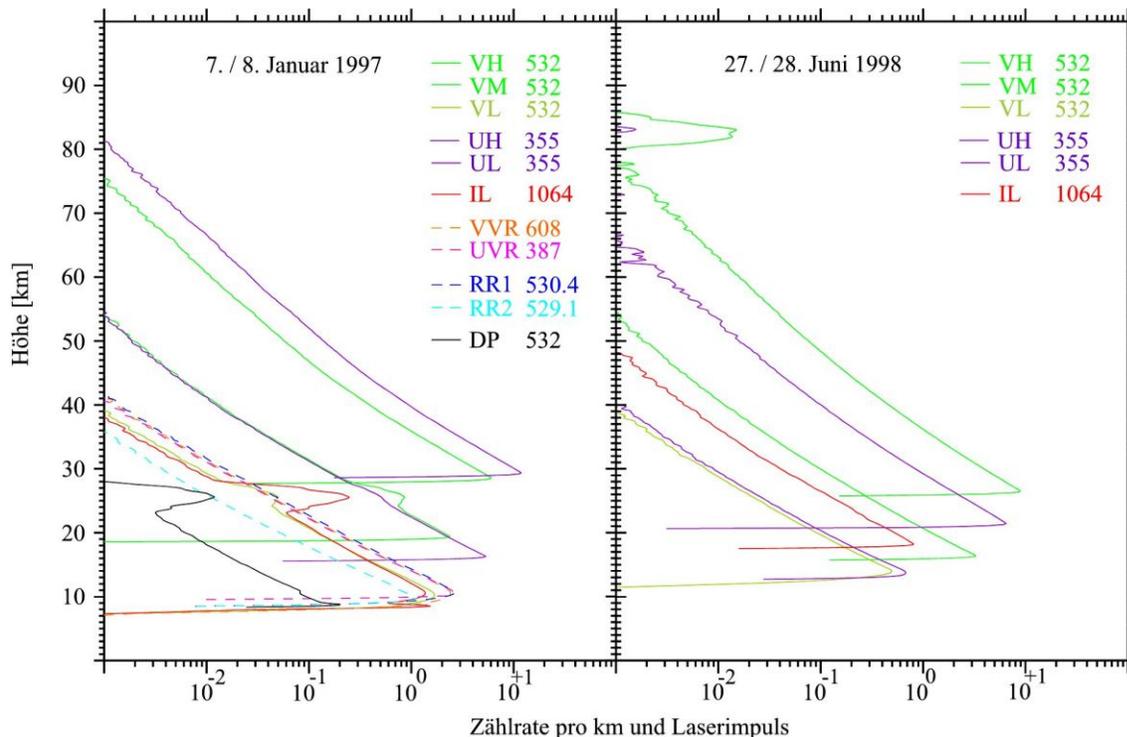
Abb. 1.1 Schema des Aufbaus des RMR Lidar Instrumentes.

In Abb. 1.1 ist der Aufbau des Lidars schematisch gezeigt. Die Parameter des Instrumentes repräsentieren in einigen Bereichen die Spitze der derzeitigen Technikentwicklung:

- Seeder-Laser
  - monomode cw Nd:YAG Laser (Lightwave Electronics LWE-140)
  - spektrale Stabilität ca.  $10^{-9}$  bei 532 nm durch Jod-Absorptionsspektroskopie
- 2 Leistungslaser
  - geseedete, gepulste Nd:YAG Laser (Spectra Physics GCR-6-30)

- Strahlachsenstabilität  $< \pm 20 \mu\text{rad}$  vor der Strahlaufweitung
- Strahldurchmesser 200 mm nach der Strahlaufweitung
- Strahldivergenz  $< 100 \mu\text{rad}$  nach der Strahlaufweitung
- Impulsleistung 11 W bei 1064 nm, 11 W bei 532 nm, 6,5 W bei 355 nm
- 2 schwenkbare Cassegrain-Teleskope
  - Hauptspiegeldurchmesser 1,8 m
  - Gesichtsfeld  $180 \mu\text{rad}$  Vollwinkel
  - Schwenkbereich zwischen Nord und West, bzw. Süd und Ost
  - Kippbereich bis maximal  $30^\circ$  Zenitabstand
  - automatische Zentrierung des Laserstrahls auf die Teleskopachse
- 12 RMR-Kanäle für unterschiedliche Wellenlängen und Höhenbereiche
  - davon tageslichtfähige Kanäle auf folgenden Wellenlängen (Bandbreite): 1064 nm (10 pm), 532 nm (4 pm), 355 nm (4 pm)
  - 150 m Höhen-, 167 s Zeitauflösung
- Doppler Wind- und Temperatur-System (DWTS)-Ringanodendetektor mit 24 spektralen Kanälen
  - tageslichtfähig auf 532 nm durch Bandbreite von 0,3 pm
  - 200 m Höhenauflösung

Beispielhaft für die Möglichkeiten des Systems sind in Abb. 1.2 je eine typische Winter- und Sommermessung gezeigt. Der Integrationszeitraum betrug jeweils 9 Stunden (20:00–05:00 Weltzeit). Während der Wintermessung wurde eine PSC nahe 27 km Höhe erfasst. In der Sommermessung konnte eine NLC bei 83 km Höhe beobachtet werden. Während dieser Messung stand die Sonne zwischen  $2,6^\circ$  und  $21,8^\circ$  über dem Horizont. Mit dem Instrument gewonnene wissenschaftliche Ergebnisse werden in den Kapiteln 4, 7, 12, 15 und 18 dargestellt.



**Abb. 1.2** Höhenprofile des aus der Atmosphäre zurückgestreuten Laserlichtes für eine typische Winter- (links) und Sommermessung (rechts). Rechts oben sind die Wellenlängen der Detektorkanäle in nm angegeben.

## 2 Die Lidar-Systeme am IAP in Kühlungsborn

(M. Alpers, R. Eixmann, C. Fricke-Begemann, M. Gerding, J. Höffner, T. Köpnick, K. Möller, J. Oldag, J. Schneider, U. von Zahn)

Am IAP in Kühlungsborn benutzen wir Lidar-Instrumente für die Fernmessung von (a) Temperaturprofilen, (b) Aerosolen und Wolkenteilchen und (c) Metallatomen in Meteor-Spuren und in den ständigen Metallatom-Schichten in 80 bis 110 km Höhe. (a) Für Temperaturmessungen stehen ein transportables Kalium-Lidar und ein Rayleigh/Mie/Raman-Lidar zur Verfügung. Ferner wird seit 1999 am IAP ein Kalium-Lidar der 2. Generation stationär aufgebaut. (b) Messungen an Aerosolen und Wolkenteilchen werden primär mit dem Rayleigh/Mie/Raman-Lidar durchgeführt. Für die Messung der Größenverteilung der Wolkenteilchen in leuchtenden Nachtwolken werden zusätzlich die Metallatom-Lidars hinzugenommen. (c) Für die Untersuchung der Metallatomschichten und Meteorspuren werden die Kalium-Lidars und zwei durchstimmbare Farbstoff-Laser-Systeme eingesetzt. Auf diese Weise können gleichzeitig bis zu drei Elemente aus der Gruppe K, Na, Fe, Ca und  $\text{Ca}^+$  gemessen werden. Im Februar 1999 wurde der zu diesem Zeitpunkt 19 Jahre alte Excimer-Pumplaser durch ein neues leistungsfähigeres Gerät ersetzt. Dadurch konnte u.a. die Pulsfolge von 15 auf 30 Hz und die Pulsenergien der Farbstofflaser deutlich erhöht werden. Die wichtigsten Parameter der in den Lidars eingesetzten Laser sind in Tab. 2.1 zusammengestellt.

Lasermedium		Multimetall-Lidar-System						RMR-Lidar		
		Farbstoff				XeCl <sup>1</sup>	Alex.	Nd:YAG		
Wellenlänge	[nm]	372	393	423	589	308	770	355	532	1064
spektr. Breite	[pm]	0,5	0,5	0,5	0,5	1000	<0,04	0,4	0,4	0,4
Pulsenergie	[mJ]	17	20	30	40	900	200	200	450	500
Pulsdauer	[ns]	25	25	25	25	25	250	10	13	18
Wiederholrate	[Hz]	30	30	30	30	30	30	30	30	30

**Tab. 2.1** Technische Parameter der verwendeten Laser in Kühlungsborn. <sup>1</sup>Der XeCl-Excimerlaser dient ausschließlich als Pumplaser und strahlt nicht direkt in die Atmosphäre.

Unsere diversen Kühlungsborner Lidars sind in den vergangenen Jahren zu einem komplexen System bezüglich der optischen Empfangszweige, der Steuerungselektronik und der eingesetzten Kontroll- und Analyse-Software zusammengewachsen. Eine Übersicht der Lidar-Systeme zeigt Abb. 2.1. Dort sind in der unteren Reihe die drei Sendeeinheiten mit den verschiedenen Lasersystemen dargestellt, darüber befinden sich außen die beiden Nachweiszweige mit je einem typischen Rohdatenprofil und in der Mitte das gemeinsame Empfangssteleskop. Dieses wurde 1998 auf acht Einzelspiegel (je 50 cm Durchmesser) erweitert, deren Empfangsfläche nach Bedarf flexibel zwischen den einzelnen Lidarsystemen aufgeteilt werden kann und außerdem ein gemeinsames Probenvolumen aller Lidars garantiert. Das Multimetall-Lidar-System setzt sich aus den beiden Farbstofflaser-Systemen mit dem gemeinsamen Pumplaser (links) und dem Alexandritlaser (Mitte) zusammen, die zudem über einen gemeinsamen Nachweiszweig und eine gemeinsame Elektronik verfügen, so dass die Messungen jederzeit synchron erfolgen.

Es sei angemerkt, dass das transportable Kalium-Lidar im Jahr 1998 am IAP in Kühlungsborn, im Jahr 1999 jedoch während dreier Feldkampagnen auf der Insel Teneriffa bei 28°N betrieben wurde. Über dort gewonnene wissenschaftliche Ergebnisse berichten wir u.a. in Kapitel 6. Weitere Ergebnisse zur globalen Struktur der Mesopause finden sich ebenfalls in Kap. 6 und zu thermischen Gezeiten im Mesopausenbereich in Kap. 7.

Über wissenschaftliche Ergebnisse, die mit dem Rayleigh/Mie/Raman-Lidar in Kühlungsborn erzielt wurden, wird in den Kap. 5 und 13 berichtet.

Über wissenschaftliche Ergebnisse zu den Meteor-Spuren wird im Kap. 9 und zu Metallatomschichten in den Kap. 8 und 10 berichtet.



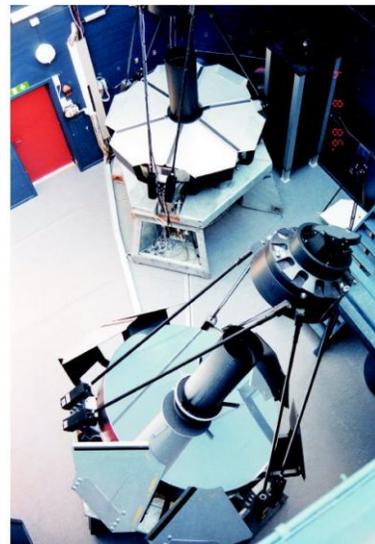
### 3 Stationen für unsere Lidar-Messungen

(M. Alpers, G. von Cossart, M. Eixmann, J. Fiedler, C. Fricke-Begemann, M. Gerding, J. Höffner, T. Köpnick, J. Oldag, J. Schneider, U. von Zahn)

Um das Verhalten der Atmosphäre in polaren Breiten mit dem in mittleren und niedrigen Breiten vergleichen zu können, führen wir Lidar-Messungen an drei festen Stationen und gelegentlich auf einer mobilen Station durch. Es handelt sich um folgende Messplätze. Auf **69° nördl. Breite** liegt das ALOMAR-Observatorium (Abb. 3.1). Das IAP ist stark am Betrieb und der weiteren Entwicklung des ALOMAR Rayleigh/Mie/Raman Lidars (siehe Abb. 3.2) beteiligt. Es handelt sich um ein außergewöhnlich leistungsfähiges Lidar. Partner bei diesem Instrument sind die Universität Bonn, der Service d’Aeronomie du CNRS (Frankreich), Hovemere Ltd., Hayes, Kent(U.K.) und die Andøya Rocket Range, Andenes (Norwegen). Beobachtungs-Modus: Ganzjährig.

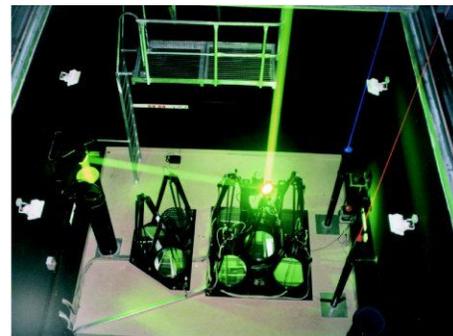


**Abb. 3.1** Das ALOMAR-Observatorium, in Nord-Norwegen auf der Insel Andøya nahe dem Ort Andenes gelegen (2° nördlich des Polarkreises). Höhe: 379 m über dem Meeresspiegel.



**Abb. 3.2** Die beiden Empfangsteleskope des ALOMAR RMR Lidars mit Spiegeln von 1,8 m Durchmesser.

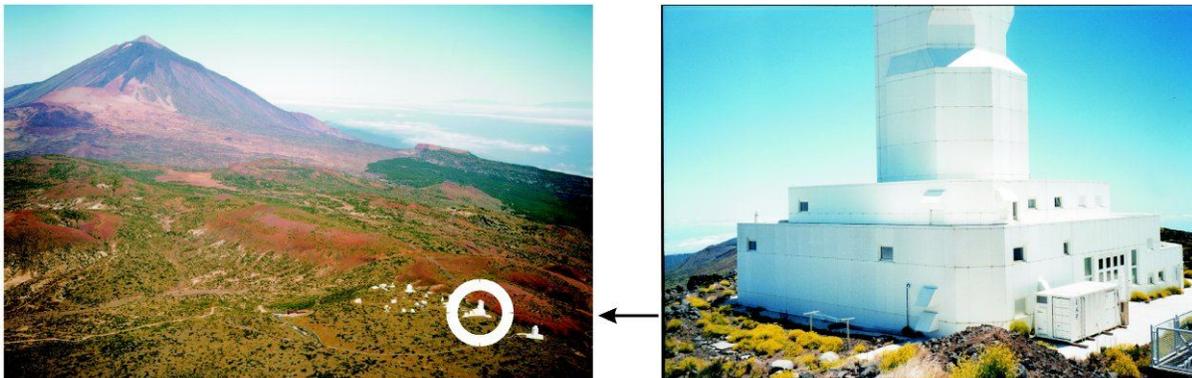
Auf **54° nördl. Breite** liegt das Leibniz-Institut für Atmosphärenphysik (Abb. 3.3). Folgende Instrumente stehen der Abteilung „Optische Sondierungen“ am IAP für atm. Beobachtungen zur Verfügung: drei Metallatom-Resonanzstreuungs-Lidars (K-Lidar der 2. Generation und ein



**Abb. 3.3** Links: Neubau des IAP, hier zu sehen mit dem „Lidar-Flügel“ (nach links in Richtung Wald). In der Mitte des Lidar-Flügels befindet sich die Halle mit den Teleskopen. Rechts: Die 8 Empfangsteleskope im Instituts-Neubau mit eingeschalteten Laserstrahlen: grün der des Rayleigh-Lidars, orange der des Natrium-Lidars und blau der des Calcium-Lidars.

Zwillings-Lidar für je zwei der Elemente Ca, Ca<sup>+</sup>, Fe oder Na); ein Rayleigh/Mie/Raman Lidar mit drei Wellenlängen (siehe Abb. 3.3); eine bildverstärkte CCD-Kamera für Video-Aufnahmen von Sternschnuppen; ein Doppelmonochromator für absolute Strahlungsmessungen; eine Ballonsondenstation für Radio- und Ozonsonden.

Auf **28° nördl. Breite** liegt das Observatorio del Teide auf der Insel Teneriffa (Spanien) nahe der Station Izaña. Unser Lidar-Container benutzt dort die Infra-Struktur des Vakuum-Turm-Teleskops „VTT“ des Kiepenheuer-Instituts für Sonnenphysik (Freiburg). Höhe: 2390 m über dem Meeresspiegel. Instrumente: Ein Kalium-Resonanzstreuungs-Lidar der 1. Generation (transportabel). Eine bildverstärkte CCD-Kamera für Video-Aufnahmen von Sternschnuppen. Beobachtungs-Modus: Kampagnen von 2 bis 6 Wochen.

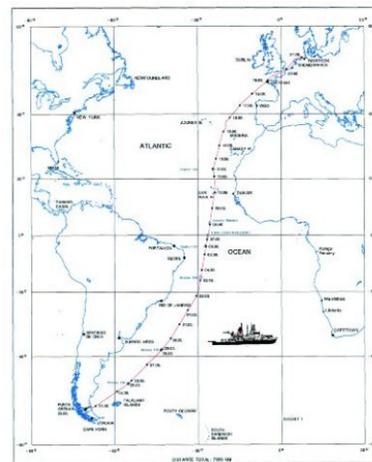


**Abb. 3.4** Links: ein Teil des Geländes des Observatorio del Teide mit dem Vulkan Teide (3700 m hoch) im Hintergrund. Im weißen Kreis sieht man das Vakuum-Turm-Teleskop, an dessen Fuß unser K-Lidar steht. Rechts: Der Container mit dem K-Lidar des IAP am Fuß des Vakuum-Turm-Teleskops.

Messungen in der **Südhemisphäre** können wir durch Mitfahrt auf dem Forschungsschiff *Polarstern* des Alfred-Wegener-Instituts durchführen.



**Abb. 3.5** Die *Polarstern* im antarktischen Treibeis. Auf dem Brückendeck steht unser (damals blauer) Container mit dem K-Lidar (1. Generation). Fahrtbereich bei dieser Fahrt war 71° südl. Breite bis 53° nördl. Breite.

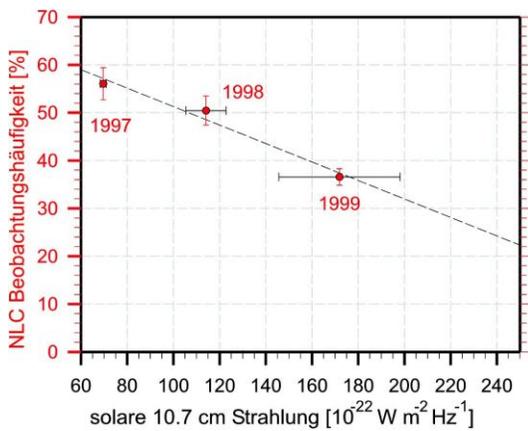


**Abb. 3.6** Ein Abschnitt der Fahrtroute der *Polarstern* im Jahr 1996 von Süd-Chile bis Bremerhaven.

## 4 Leuchtende Nachtwolken in 69°N: Beobachtung und Modellierung

(U. Berger, G. von Cossart, J. Fiedler, U. von Zahn)

Leuchtende Nachtwolken (engl.: Noctilucent Clouds = NLCs) bilden sich im Sommer in einer Höhe von 83 km. Sie sind damit die höchsten in der Atmosphäre visuell beobachtbaren Wolken. NLCs bilden sich als Folge extrem tiefer Temperaturen ( $-120^{\circ}\text{C}$  bis  $-140^{\circ}\text{C}$ ), wie sie kontinuierlich über dem Sommerpol der Erde auftreten. Gelegentlich sind NLCs auch in mittleren Breiten zu beobachten. Mit einem Lidar wurde 1989 erstmalig eine leuchtende Nachtwolke gemessen. Diese Beobachtungsmethode eröffnet völlig neue Möglichkeiten der Untersuchung dieser Wolken.

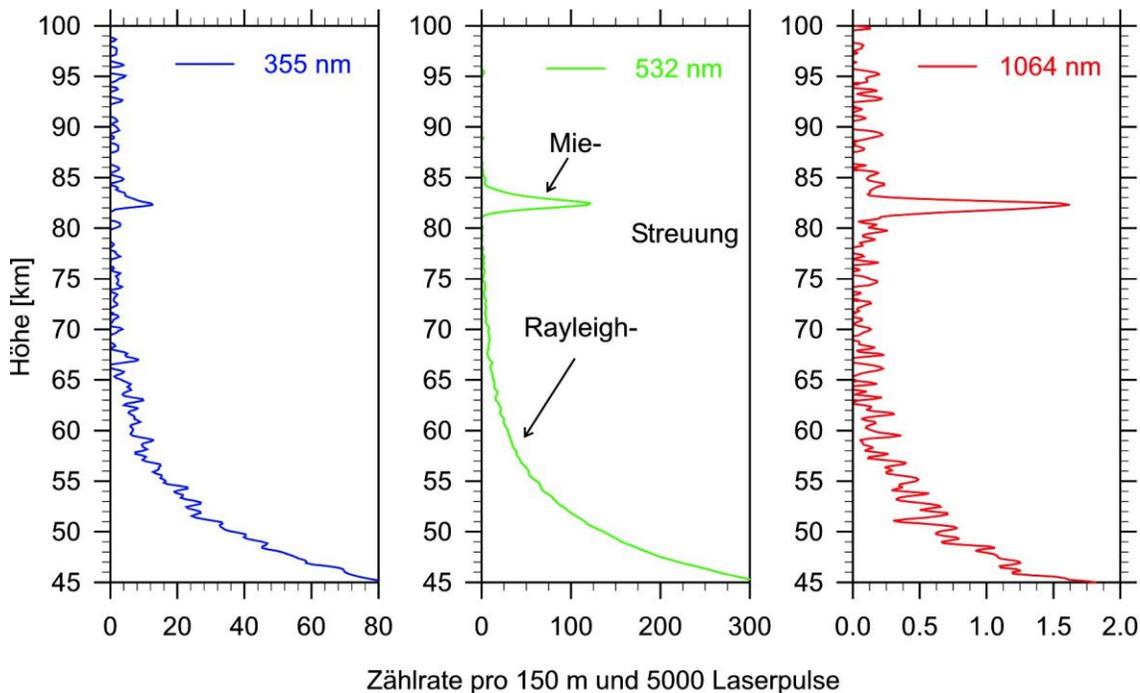


**Abb. 4.1** Zusammenhang zwischen NLC-Häufigkeit und Sonnenaktivität.

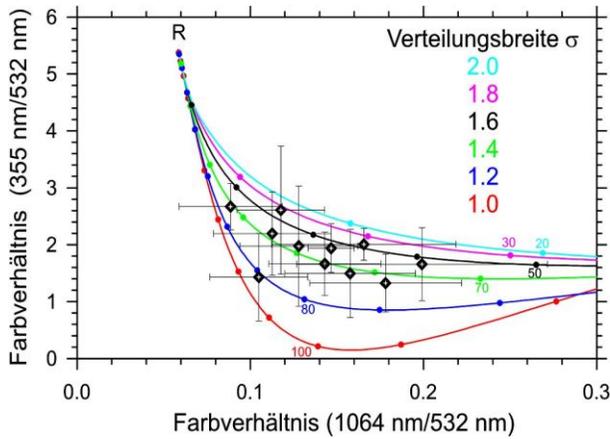
NLCs treten in polaren Breiten häufig auf, sind dort aber wegen des ständigen Tageslichtes mit dem Lidar nur mit großem technischen Aufwand zu beobachten. Im Sommer 1997 ist das ALOMAR RMR Lidar soweit entwickelt, dass es auch bei vollem Tageslicht NLCs im grünen Kanal (532 nm) messen kann. Seit diesem Sommer ist somit die prozentuale Häufigkeit von NLCs bei 69°N messbar. Die Abb. 4.1 zeigt die prozentuale Häufigkeit von NLC-Beobachtungen der Sommer 1997-1999 und zugleich deren negative Korrelation mit der Sonnenaktivität. Als Maß für die Sonnenaktivität wurde die solare 10,7 cm Radiostrahlung verwendet.

Ein Beispiel zeigt Abb. 4.2.

Seit dem Sommer 1998 können Lidarmessungen von NLCs auch auf 3 Wellenlängen unter vollen Tageslichtbedingungen durchgeführt werden. Ein Beispiel zeigt Abb. 4.2.



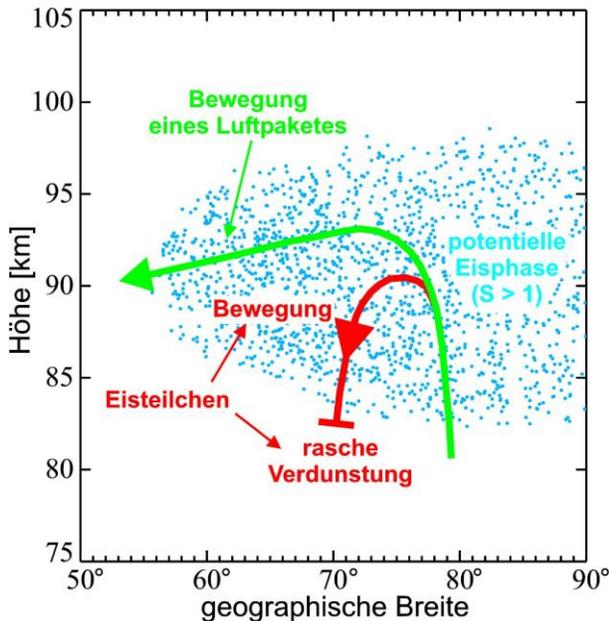
**Abb. 4.2** NLC-Messung auf 3 Wellenlängen am 16. Juli 1998 mit einer Integrationszeit von ca. 2,5 Stunden. Die Sonne stand zwischen  $26,3^{\circ}$  und  $12,1^{\circ}$  über dem Horizont.



**Abb. 4.3** Farbverhältnisse für 3 Wellenlängen, bestimmt aus Lidarmessungen (Romben) und Mie-Rechnungen (Kurven).

modellierten Farbverhältnisse eingezeichnet. Alle 11 Messungen zentrieren sich um die Verteilungsbreite  $\sigma = 1.4$  und den Medianradius  $r_m = 50$  nm. Keine Messung liegt ausserhalb des Bereiches der Mie-Lösungen. Alle Messungen weichen signifikant vom Rayleigh-Streupunkt  $R$  ab. Die gefundenen charakteristischen NLC-Parameter sind:

- Medianradius:  $r_m = 50$  nm
- Verteilungsbreite:  $\sigma = 1.4$
- Teilchendichte:  $N = 80$  cm<sup>-3</sup>



**Abb. 4.4** Idealisierter Transport von Luft- und Eisteilchen.

Um zu einem tieferen physikalischen Verständnis der Erscheinung der NLC zu kommen, wurde eine Modellierung mittels der Kombination eines 3-d globalen Atmosphärenmodells (COMMA/IAP) und eines Modells der Bildung und Verdunstung von Eisteilchen in der Mesopausenregion aufgenommen. Die Abb. 4.4 zeigt in einem idealisierten 2-d Bild zwischen 50° und 90° geographischer Breite im Höhenbereich 80–100 km den Bereich der potentiellen Existenz von Eisteilchen (blaue Punkte), die Bahnen der Luftpakete (grüne Kurve) und die Bewegung der entstehenden Eisteilchen (rote Kurve) unter dem Einfluß der Sedimentation. Danach wird der Lebenszyklus der Eisteilchen maßgeblich durch die Geschwindigkeit der Nukleation und der nachfolgenden Sedimentation bestimmt. Ausgangspunkt unserer NLC-Modellierung ist ein Satz von 20 000 Staubteilchen (Kondensationskeime, graue Teilchen in Abb. 4.5) von 2–4 nm Radius (50 Prozent der Teilchen haben einen Radius zwischen 2–2.5 nm). Diese werden in ein Startvolumen zwischen 80–90° N im Höhenbereich 80–90 km eingebracht. Die Trajektorie jedes Teilchens wird nach einem Lagrange'schen Transportschema berechnet. Als Atmosphärenparameter wird ein konsistenter 3-d Modell-Datensatz des Hintergrundwindes, der Temperatur und des Wasserdampfes verwendet. Die Darstellung in Abb. 4.5 zeigt, dass die Bahnen der Eisteilchen erheblich komplexer sind im Vergleich zur 2-d Betrachtung. Die Horizontalarstellung

Einerseits kann das RMR Lidar bei 3 Wellenlängen die Volumen-Rückstreuoeffizienten der NLC messen, aus denen sich 2 (beobachtete) Farbverhältnissen berechnen lassen. Andererseits können solche Farbverhältnisse mittels der Mie-Theorie (unter Annahme einer monomodalen log-Normalverteilung und sphärischer Wassereisteilchen) theoretisch berechnet werden. In der Abb. 4.3 sind die aus Mie-Rechnungen bestimmten Farbverhältnisse der entsprechenden Wellenlängen als farbkodierte Kurven für verschiedene Medianradien  $r_m$  und Verteilungsbreiten  $\sigma$  dargestellt. Während der NLC-Saison 1998 wurden elf 3-Farben NLC-Beobachtungen erhalten. Die aus diesen Messungen berechneten Farbverhältnisse sind als Romben mit Fehlerbalken in das Feld der modellierten Farbverhältnisse eingezeichnet. Alle 11 Messungen zentrieren sich um die Verteilungsbreite  $\sigma = 1.4$  und den Medianradius  $r_m = 50$  nm. Keine Messung liegt ausserhalb des Bereiches der Mie-Lösungen. Alle Messungen weichen signifikant vom Rayleigh-Streupunkt  $R$  ab. Die gefundenen charakteristischen NLC-Parameter sind:

• Medianradius:  $r_m = 50$  nm  
 • Verteilungsbreite:  $\sigma = 1.4$   
 • Teilchendichte:  $N = 80$  cm<sup>-3</sup>

Um zu einem tieferen physikalischen Verständnis der Erscheinung der NLC zu kommen, wurde eine Modellierung mittels der Kombination eines 3-d globalen Atmosphärenmodells (COMMA/IAP) und eines Modells der Bildung und Verdunstung von Eisteilchen in der Mesopausenregion aufgenommen. Die Abb. 4.4 zeigt in einem idealisierten 2-d Bild zwischen 50° und 90° geographischer Breite im Höhenbereich 80–100 km den Bereich der potentiellen Existenz von Eisteilchen (blaue Punkte), die Bahnen der Luftpakete (grüne Kurve) und die Bewegung der entstehenden Eisteilchen (rote Kurve) unter dem Einfluß der Sedimentation. Danach wird der Lebenszyklus der Eisteilchen maßgeblich durch die Geschwindigkeit der Nukleation und der nachfolgenden Sedimentation bestimmt.

Ausgangspunkt unserer NLC-Modellierung ist ein Satz von 20 000 Staubteilchen (Kondensationskeime, graue Teilchen in Abb. 4.5) von 2–4 nm Radius (50 Prozent der Teilchen haben einen Radius zwischen 2–2.5 nm). Diese werden in ein Startvolumen zwischen 80–90° N im Höhenbereich 80–90 km eingebracht. Die Trajektorie jedes Teilchens wird nach einem Lagrange'schen Transportschema berechnet. Als Atmosphärenparameter wird ein konsistenter 3-d Modell-Datensatz des Hintergrundwindes, der Temperatur und des Wasserdampfes verwendet. Die Darstellung in Abb. 4.5 zeigt, dass die Bahnen der Eisteilchen erheblich komplexer sind im Vergleich zur 2-d Betrachtung. Die Horizontalarstellung

im linken Bild der Abb. 4.5 zeigt den Mesosphärenwirbel mit den farbkodierten Eisteilchen, die über dem Pol gebildet werden. Durch den NO-Wind werden die NLC-Teilchen in Richtung Äquator transportiert, es entsteht eine Spiralbewegung. Das rechte obere Bild zeigt die Teilchenbahnen in der Breite 69°N um Mitternacht. Die Schicht besteht aus Teilchen verschiedener Radien und beschreibt eine Variation der NLC-Höhe von 2 km, die durch eine Gezeitenvariation des Vertikalwindes von  $\pm 6$  cm/s auf einem mittleren vertikalen Hintergrundwind von ca. 4 cm/s erzeugt wird. Das rechte untere Bild zeigt einen Schnitt über die Länge des ALOMAR Observatoriums in 16°O. Über dem Pol existieren die höchsten Sättigungsgrade des Wasserdampfes aufgrund der dort auftretenden niedrigsten Temperaturen, so dass sich hohe Dichten von großen Eisteilchen bilden. Die NLC-Schicht wird innerhalb von 5 Tagen bis in mittleren Breiten transportiert. Die 3-d NLC-Modellierung beschreibt die Höhenlage der NLCs in Übereinstimmung mit den Messungen. Tageszeitliche Variationen der Höhe sind wiedergegeben aber nicht den Messungen im Detail folgend.

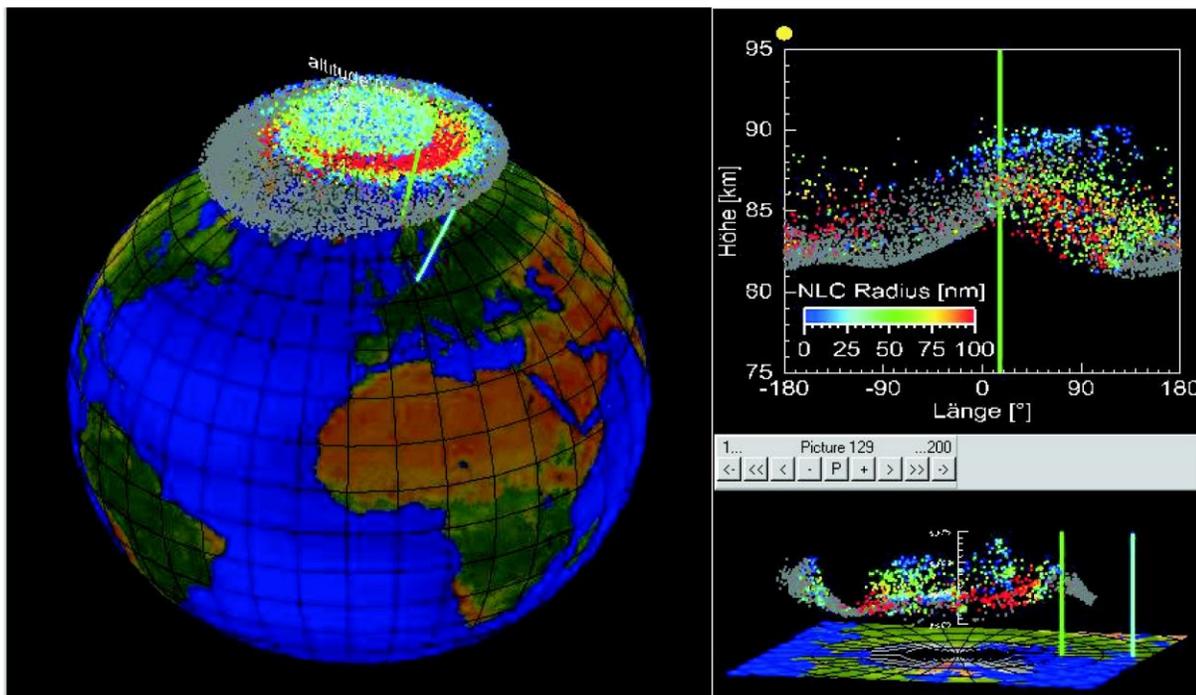


Abb. 4.5 3-d NLC-Simulation.

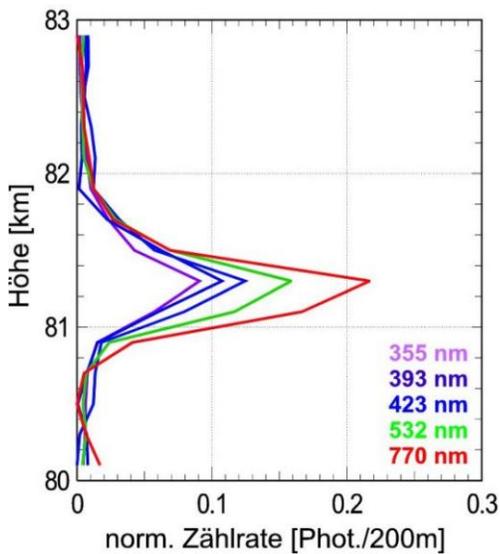
Warum betreiben wir diese Untersuchungen ?

- Leuchtende Nachtwolken sind eine Folge der tiefsten Temperaturen, die auf der Erde und der sie umgebenden Atmosphäre auftreten. Extreme Zustände der Natur stoßen immer auf ein besonderes Interesse.
- NLCs treten häufig gemeinsam mit starken Radarechos im gleichen Höhenbereich auf.
- Die Ursache für das Entstehen der Radarechos ist bisher nur teilweise verstanden. Damit ist auch der Zusammenhang zwischen NLCs und Radarechos heute noch ziemlich unklar.
- Das Auftreten von NLCs ist sehr empfindlich von der Lufttemperatur in ihrer Umgebung abhängig, daher sind NLCs empfindliche Indikatoren für Klimaänderungen.

## 5 Leuchtende Nachtwolken in 54°N: Beobachtung und Modellierung

(M. Alpers, M. Gerding, J. Höffner, J. Schneider)

Leuchtende Nachtwolken (engl.: Noctilucent Clouds = NLCs) werden hauptsächlich in polaren Breiten jenseits von 60° beobachtet. Gelegentlich dehnt sich das NLC-Gebiet jedoch bis in mittlere Breiten aus. Kühlungsborn (54°N) liegt an der südlichen Grenze der Region, in der die mesosphärischen Temperaturen tief genug für eine Eisteilchenexistenz sind. Die Häufigkeit von NLCs direkt über dem IAP ist daher wesentlich kleiner als beispielsweise auf der polaren Breite des ALOMAR-Observatoriums (69°N).



**Abb. 5.1** Normierte und entfernungskorrigierte Rückstreuprofile der ersten Fünffarbenmessung einer NLC (13./14. Juni 1998, 23:00-23:30 UT), gemessen mit den Lidars des IAP am Standort Kühlungsborn (54°N).

Im Sommer 1997 wurden mit den IAP-Lidars über Kühlungsborn vier NLCs nachgewiesen, in den Sommern 1998 und 1999 dagegen nur jeweils eine. Das IAP verfügt in Kühlungsborn über mehrere Lidarsysteme mit inzwischen sieben Wellenlängen (s. Kap. 2). Die Sommernächte in Kühlungsborn sind dunkel genug, um auf kostspielige Filter zur Unterdrückung des Sonnenlichtes verzichten zu können. Damit besteht hier eine hervorragende Möglichkeit zur Vielfarben-Lidaruntersuchungen von leuchtenden Nachtwolken.

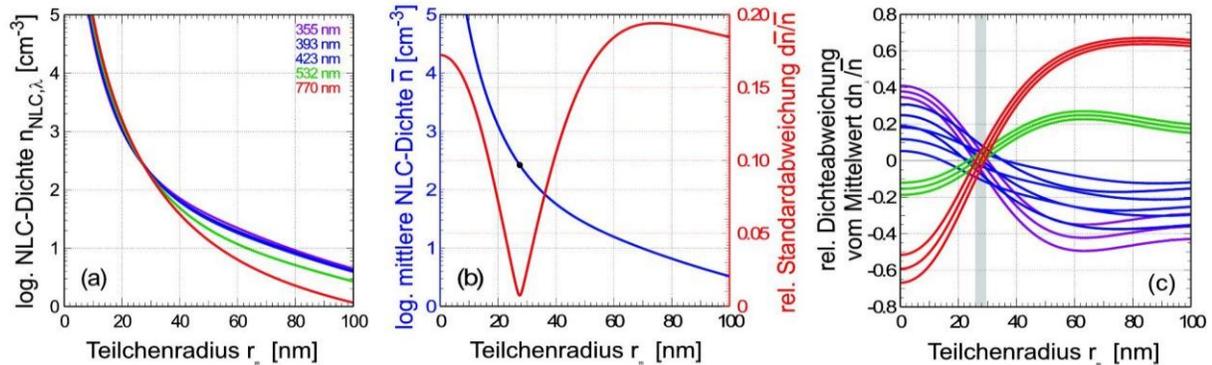
Im Sommer 1998 konnte unter Verwendung des IAP RMR-Lidars und der Wellenlängen des Multi-Metall-Lidars erstmals eine NLC mit fünf Lidarwellenlängen simultan und im gleichen Luftvolumen untersucht werden (Abb. 5.1). Zur Berechnung der Größenparameter der NLC-Wolkenteilchen aus den Rückstreusignalen auf den fünf Lidarwellenlängen wurden folgende Annahmen gemacht:

1. Die NLC-Teilchen bestehen aus Wassereis.
2. Es handelt sich um sphärische Teilchen.
3. Es wird eine monomodale Lognormalverteilung der Teilchengrößen angenommen.

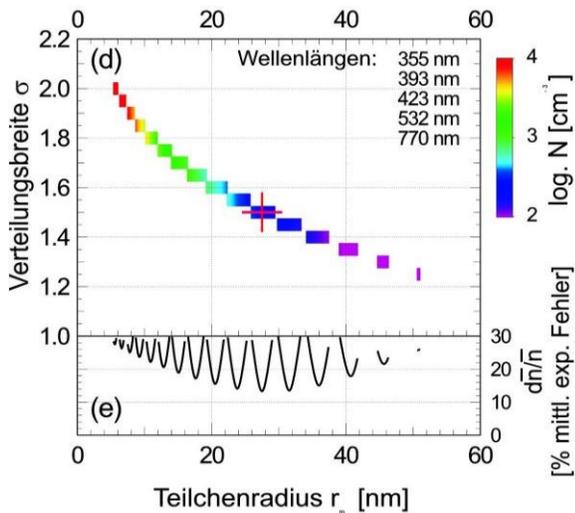
Unter Verwendung dieser Annahmen wurden Mie-Rückstreuquerschnitte für sphärische Wassereisteilchen als Funktion von Medianradius  $r_m$  und Verteilungsbreite  $\sigma$  berechnet. Hierbei wurden die Algorithmen von *Bohren and Huffman (John Wiley, New York, 1983)* und die Brechungsindices von *Warren (Appl. Opt., 1984)* verwendet. Für die Höhe  $z$  und das Zeitintervall  $\Delta t$  konnten nun für die einzelnen Wellenlängen NLC-Teilchenzahldichten  $n_{NLC}$  berechnet und daraus der wahrscheinlichste Parametersatz  $\sigma$ ,  $r_m$ ,  $N_{NLC}$  bestimmt werden (Abb. 5.2). Das Verfahren beinhaltet folgende Schritte:

1. Berechnung von  $n_{NLC}$  als Funktion von  $\sigma$  und  $r_m$  separat für alle beteiligten Wellenlängen (Abb. 5.2a).
2. Berechnung der mittleren Teilchenzahldichte  $\bar{n}$  und deren Standardabweichung  $d\bar{n}/\bar{n}$  aus allen  $n_{NLC}$  als Funktion von  $\sigma$  und  $r_m$  (Abb. 5.2b).
3. Bestimmung des absoluten Minimums von  $d\bar{n}/\bar{n}$  aller Kombinationen von  $\sigma$  und  $r_m$ . Dies ist die Parameterkombination, bei der die Dichteabweichungen der beteiligten Wellenlängen am kleinsten sind. Dieses Paar  $\sigma$ ,  $r_m$  und die mittlere Dichte  $N$  sind der Parametersatz mit der größten Lösungswahrscheinlichkeit.

4. Es sind nur solche Paare von  $\sigma$  und  $r_m$  zugelassen, für die bei allen Kombinationen von zwei Wellenlängen die NLC-Dichteunterschiede kleiner als die Summe der experimentellen Streubreiten der jeweiligen beiden Wellenlängen sind.



**Abb. 5.2** Berechnung der NLC-Teilchenparameter für das Schichtmaximum bei 81.3 km Höhe für den in Abb. 5.1 gezeigten Zeitraum. Es wird eine Verteilungsbreite von  $\sigma = 1.5$  angenommen. (a) Teilchenzahldichten  $n_{NLC}$  als Funktion des Medianradius  $r_m$ . (b) Mittelwert  $\bar{n}$  und dessen relative Standardabweichung  $d\bar{n}/\bar{n}$  als Funktion von  $r_m$ . (c) Relative Dichteabweichungen der einzelnen Wellenlängen vom Mittelwert  $\bar{n}$ . Die graue Fläche markiert den Radiusbereich, für den Schritt 4 (s. oben) zutrifft.



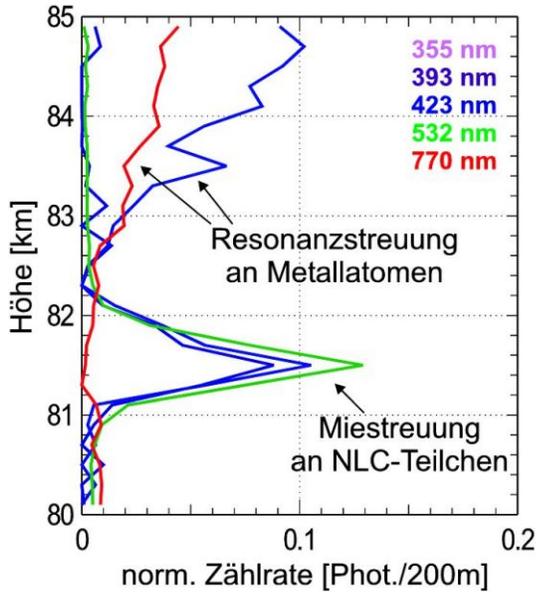
**Abb. 5.3** Experimentelle Lösung für  $\sigma$ ,  $r_m$  und  $N$  für im NLC-Schichtmaximum. (a) Farbkodierte Grafik der mittleren Teilchenzahldichte  $N$  als Funktion von  $r_m$  und  $\sigma$ . Das rote Kreuz markiert die Kombination aus  $\sigma$ ,  $r_m$ , bei dem  $d\bar{n}/\bar{n}$  den kleinsten Wert annimmt. (b) Relative Standardabweichung  $d\bar{n}/\bar{n}$ . Es sind nur die Bereiche dargestellt, für die Schritt 4 (s. oben) zutrifft.

Die Kombination von Schritt 3 und 4 ergibt den wahrscheinlichsten Lösungsparametersatz  $\sigma$ ,  $r_m$ ,  $N$  mit experimentellem Fehler (Abb. 5.3). Für die Fünffarbenmessung der NLC vom 13./14. Juni 1998 ergab diese Prozedur folgende Ergebnisse:

- $\sigma = 1,5-1,6$
- $r_m = 20-28$  nm
- $N = 250-600$  cm<sup>-3</sup>
- untere  $\sigma$ -Grenze = 1,25  
( $r_m = 51$  nm,  $N = 50$  cm<sup>-3</sup>)

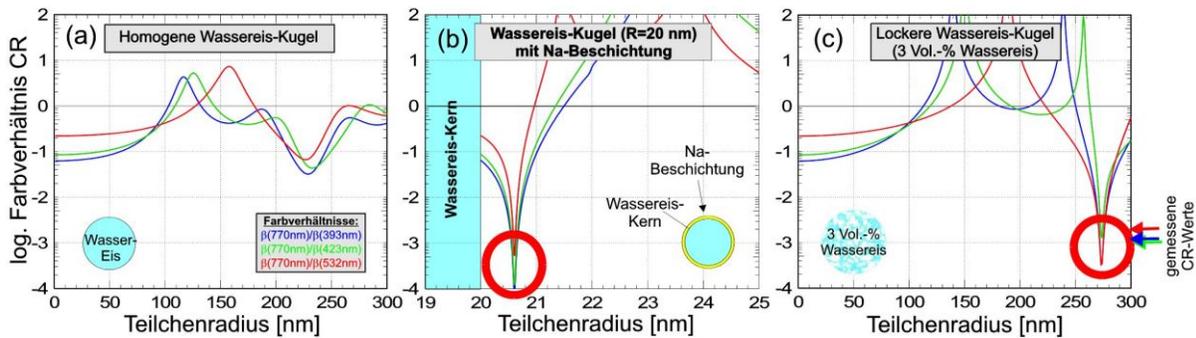
Gegentests mit verschiedenen Kombinationen von drei Wellenlängen bestätigten die genannten Ergebnisse. Die Ergebnisse unserer Mehrfarben-Lidarmessungen sind also mit der Annahme vereinbar, dass leuchtende Nachtwolken zumeist aus kugelförmigen Wassereisteilchen bestehen.

Dass dies nicht für alle NLCs gilt, zeigt eine Messung vom 6./7. Juli 1997 in Kühlungsborn (Abb. 5.4). In dieser Beobachtungsnacht standen vier Laserwellenlängen zur Verfügung. Trotz guter messtechnischer Bedingungen konnte jedoch nur bei drei der vier Wellenlängen ein signifikantes Rückstreusignal aus der NLC nachgewiesen werden.



**Abb. 5.4** Normierte und entfernungskorrigierte Rückstreupprofile einer 4-Farbenmessung einer NLC, gemessen mit den Lidars des IAP am Standort Kühlungsborn (6./7. Juli 1997, 0:15-0:45 UT).

Bei der infraroten Wellenlänge 770 nm wurde dagegen keinerlei Rückstreuung durch die NLC-Teilchen beobachtet. Dieses spektrale Rückstreuverhalten lässt sich definitiv nicht mit der Streuung an kugelförmigen Wassereisteilchen erklären (Abb. 5.5a). Das Verhältnis der gemessenen Rückstreckoeffizienten  $\beta$  zweier Wellenlängen (engl. Color Ratio =  $CR = \beta(\lambda_1)/\beta(\lambda_2)$ ) relativ zum 770-nm-Wert ist fast zwei Größenordnungen kleiner als bei Rückstreuung an Wassereisteilchen. Auch eine Abweichung von der Kugelform (Sphäroide) führt selbst bei großen Achsenverhältnissen nicht zu einer derartigen Unterdrückung der Rückstreuung bei 770 nm. Andere Teilchentypen (Na-beschichtete oder sehr große luftige Wassereiskugeln) können zwar die beobachtete spektrale Rückstreusignatur erzeugen (rote Kreise in Abb. 5.5b+c), scheiden jedoch wegen unrealistischer Bildungsbedingungen ebenfalls aus. Eine Erklärung für diese NLC konnte bisher nicht gefunden werden.

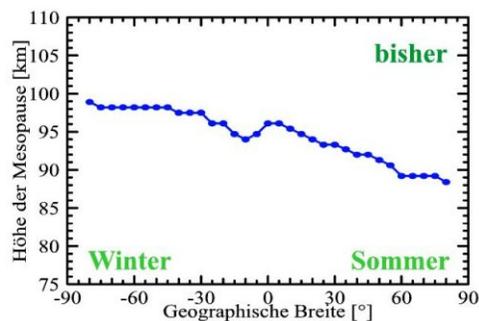


**Abb. 5.5** Farbverhältnisse  $CR$  für die drei Wellenlängenkombinationen  $\beta(770 \text{ nm})/\beta(393 \text{ nm})$  (blau),  $\beta(770 \text{ nm})/\beta(423 \text{ nm})$  (grün) und  $\beta(770 \text{ nm})/\beta(532 \text{ nm})$  (rot) als Funktion des Teilchenradius. Es wird eine monodisperse Größenverteilung angenommen. (a) Homogene Wassereiskugel; (b) Wassereiskugel mit metallischer Na-Beschichtung; (c) lockere Wassereiskugel. Die roten Kreise markieren diejenigen Radien, bei denen die theoretischen Farbverhältnisse des jeweiligen Teilchentyps kleiner als die oberen Grenzen der experimentellen Werte des Schichtmaximums der NLC vom 6./7. Juli 1997 sind (farbige Pfeile rechts).

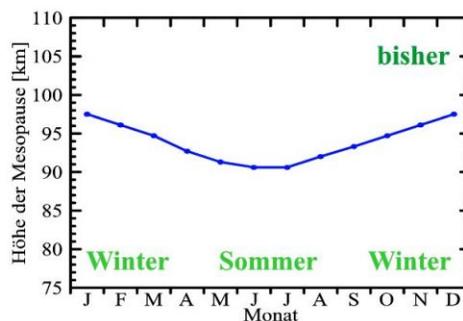
## 6 Die 2-Niveau Mesopause: Beobachtung und Modellierung

(U. Berger, C. Fricke-Begemann, J. Höffner, U. von Zahn)

Die Mesopause ist diejenige Höhenfläche oberhalb von 80 km, in der - nach Mittelung über 24 h - das tiefste lokale Minimum der Temperatur auftritt. Die Messung von Temperaturprofilen im Höhenbereich der Mesopause stieß bis vor wenigen Jahren auf erhebliche Schwierigkeiten. Auf der Basis unserer Temperatursondierungen mittels K-Lidar haben wir am IAP in den vergangenen 4 Jahren ein ganz neues Bild über die globale Struktur und jahreszeitlichen Höhenvariationen der Mesopause entwickelt. Das bisherige Bild von der Höhe der Mesopause wird zum Beispiel durch die COSPAR International Reference Atmosphere 1986 (= CIRA 1986) wiedergegeben. Abb. 6.1 zeigt einen Breitenschnitt der Mesopausenhöhe für Juni, wie er aus der CIRA 1986 entnommen wurde. Die Mesopausenhöhe fällt dabei graduell von einer größeren Höhe über dem Winterpol zu einer niedrigeren Höhe über dem Sommerpol ab. Abb. 6.2 zeigt das nach CIRA 1986 erwartete jahreszeitliche Verhalten der Höhe der Mesopause über Kühlungsborn.

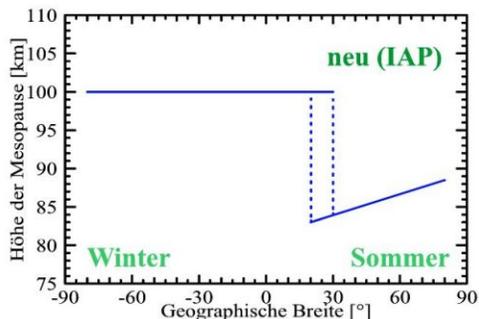


**Abb. 6.1** Globaler Verlauf der Höhe der Mesopause im Juni nach CIRA 1986.

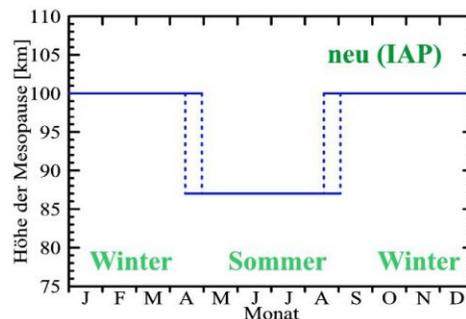


**Abb. 6.2** Jahreszeitlicher Verlauf der Höhe der Mesopause über Kühlungsborn nach CIRA 1986.

Unser neu entwickeltes Bild von der Höhe der Mesopause wird in den folgenden beiden Abbildungen idealisiert dargestellt: Die Mesopause tritt weltweit in nur zwei bevorzugten Höhenniveaus auf (Abb. 6.3). Über Kühlungsborn zeigt die Höhe der Mesopause nur einen Normal-Zustand (für 8 Monate pro Jahr) und für ca. 3 Monate im Jahr einen Sommerzustand (Abb. 6.4). Im globalen und zeitlichen Mittel ergibt sich die Höhe der Mesopause zu 98 km (nicht 85 km, wie in der Literatur häufig behauptet wird).

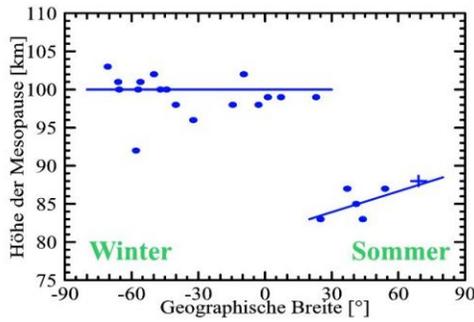


**Abb. 6.3** Globaler Verlauf der Höhe der Mesopause im Juni nach unserem neuen Bild.

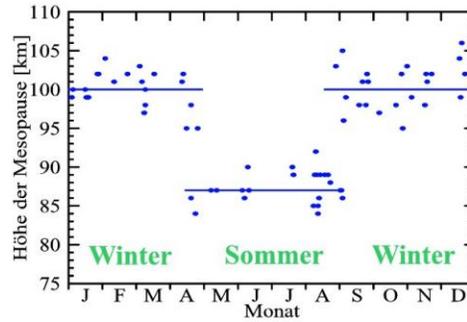


**Abb. 6.4** Jahreszeitlicher Verlauf der Höhe der Mesopause über Kühlungsborn nach unserem Bild.

Für eine erstmalige Untersuchung der globalen Struktur der Mesopause entwickelten wir in den Jahren 1993-95 ein transportables Kalium-Resonanzstreuungs-Lidar, mit dem es endlich möglich wurde, an vielen verschiedenen Orten auf der Erde Temperaturprofile aus der Mesopausen-Region zu gewinnen. 1996 konnten wir mit diesem Instrument u.a. während einer Fahrt des Forschungsschiffs Polarstern erstmalig solche Temperaturprofile auf der Südhemisphäre gewinnen. Von Mitte 1996 bis Ende 1998 war das Instrument in Kühlungsborn im Einsatz, ab 1999 im Observatorio del Teide auf Teneriffa. Alle Daten der folgenden 4 Abbildungen wurden mit diesem Instrument gewonnen.



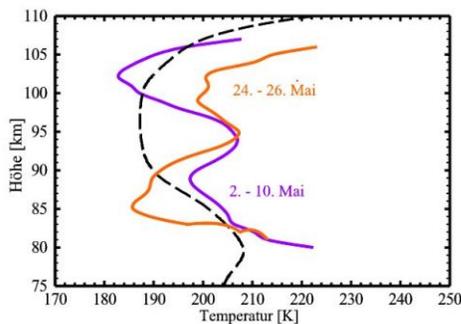
**Abb. 6.5** Globaler Verlauf der Höhe der Mesopause, gemessen mit unserem K-Lidar im April–Juni 1996 während Fahrt mit der Polarstern.



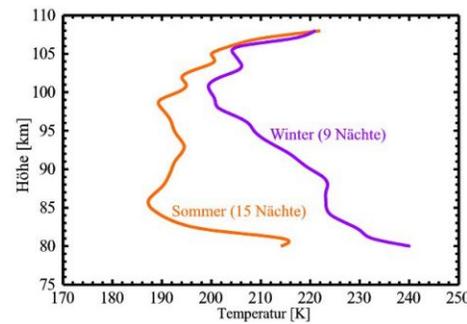
**Abb. 6.6** Jahreszeitlicher Verlauf der Höhe der Mesopause über Kühlungsborn, gemessen mit unserem K-Lidar Sommer 1996 bis 1998.

Unsere Messungen während der 1996-er Polarstern-Fahrt führten zu unserem Konzept der 2-Niveau-Mesopause (Abb. 6.5; der bei 69°N gezeigte Datenpunkt stammt von *von Zahn and Meyer (1989)*). Die in den folgenden Jahren über Kühlungsborn bei 54°N nördl. Breite gewonnenen Daten (Abb. 6.6) bestätigten voll dieses Konzept: Die Normalhöhe der Mesopause ist 100 km. Nur im Sommer liegt die Mesopause über Kühlungsborn für vier Monate nahe 87 km. Die Übergangszeit beträgt ca. zwei Wochen. Frühling und Herbst gibt es nicht. Resultat: Die 2-Niveau Mesopause ist eindeutig auch bei 54°N zu beobachten.

Zur weiteren Erforschung des Übergangsverhaltens der Mesopause nahe 30°N (siehe Abb. 6.5) führten wir im Jahr 1999 mehrere Messkampagnen mit unserem transportablen K Lidar auf der Insel Teneriffa bei 28°N durch. Unsere dortigen Beobachtungen (alle im Jahr 1999) zeigen im Mai stets Temperaturminima nahe 100 km und 86 km (Abb. 6.7). Im Sommer (hier Juni/Juli) ist die Mesopause eindeutig auf ihrem tiefen Niveau, im Winter (hier November) auf dem hohen Niveau (Abb. 6.8). Resultat: Die 2-Niveau Mesopause ist eindeutig auch bei 28°N zu beobachten.



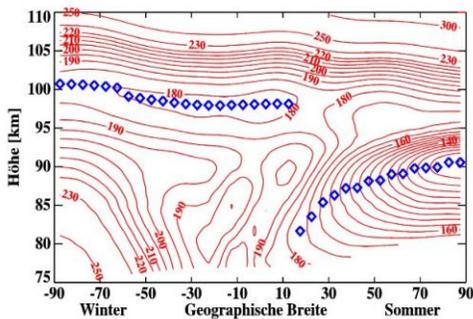
**Abb. 6.7** Typische Temperaturverläufe für zusammenhängende Zeitperioden im Mai über Teneriffa, gemittelt jeweils über mehrere Nächte.



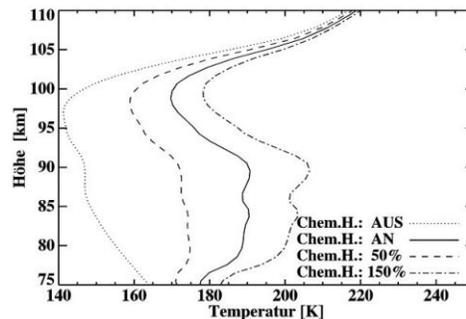
**Abb. 6.8** Typische Temperaturverläufe im Sommer und Winter über Teneriffa, gemittelt jeweils über mehrere Nächte.

**Modellierung** der 2-Niveau Mesopause mit dem COMMA/IAP Modell:

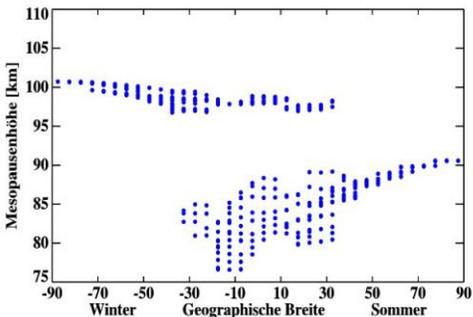
COMMA/IAP (Cologne Model of the Middle Atmosphere/Institute of Atmospheric Physics Kühlungsborn) ist ein Synonym eines Software-Pakets für die numerische Simulation der allgemeinen Zirkulation der mittleren Atmosphäre. Globale 3d Gitterpunktstruktur: 36 Breiten, 64 Längen und 118 Druckniveaus. Zeitschritt:  $\Delta t = 225$  sec. Höhenbereich: 0-150 km mit  $\Delta z = 1,1$  km. COMMA/IAP beschreibt die wichtigsten energetischen Prozesse der Absorption und Emission solarer und terrestrischer Strahlung sowie Energiebeiträge aus exothermischen chemischen Reaktionen. Die berechnete Modellatmosphäre erlaubt sowohl eine Beschreibung der jahreszeitlichen Veränderung von Wind und Temperatur als auch Prognosen der tageszeitlichen Variationen innerhalb der Atmosphäre. Hierbei sind von besonderem Interesse atmosphärische Wellen (z.B. planetare Wellen, thermisch induzierte Gezeiten, kleinskalige Schwerewellen), die hochvariabel den aktuellen Zustand der Atmosphäre wesentlich bestimmen. Die folgenden 4 Abbildungen zeigen Ergebnisse der Modellierung.



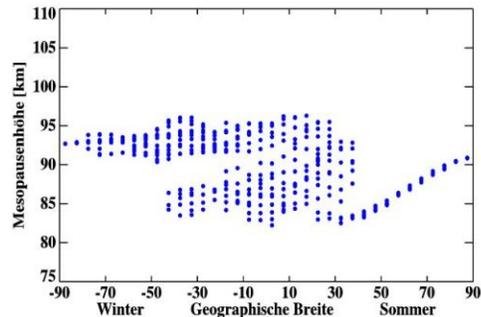
**Abb. 6.9** Berechnete nächtliche (22-04 LT) Mesopausenhöhen (blau) und -temperaturen (rot) als Funktion der Breite für den 21. Juni. Resultate: 2-Niveau Mesopause erfolgreich modelliert. Mesopausenhöhe über Teneriffa ist 85 km. Mesopause über Sommerpol liegt bei 92 km mit einer Temperatur von 110 K.



**Abb. 6.10** Thermisches Gleichgewicht in ruhender Atmosphäre mit solarer und terrestrischer Strahlung und exothermer Chemie der Spurengase (21. Juni und 52.5°S). Mit wachsender chemischer Energie entwickelt sich innerhalb der Mesopausenregion eine Inversion, deren oberes Niveau den „Normalzustand“ der Mesopause prägt.



**Abb. 6.11** Tageszeitliche Variation der Höhe des lokalen Temperatur-Minimums in 1.5 h Intervallen für den 21. Juni **mit** chemischer Heizung. Die Gezeiteneffekte modifizieren die 2-Niveau-Struktur der Mesopausenhöhe.



**Abb. 6.12** Tageszeitliche Variation der Höhe des lokalen Temperatur-Minimums in 1.5 h Intervallen für den 21. Juni **ohne** chemische Heizung. Die Höhe der Mesopause wird „verschmiert“ und sinkt auf  $< 95$  km.

Schlussfolgerung: Erstmalig können mit Hilfe dieser Modellsimulationen die Beobachtungen zur Existenz einer globalen 2-Niveau Mesopausenstruktur bestätigt und interpretiert werden.

## 7 Gezeiten in der Mesopausen-Region: Beobachtung und Modellierung

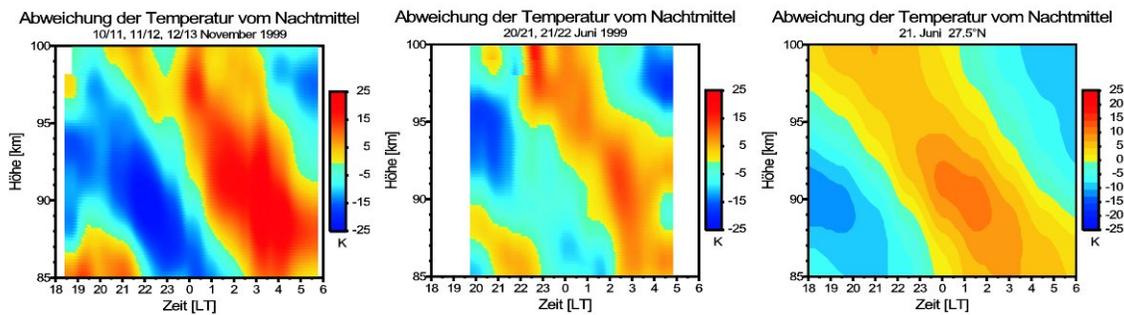
(U. Berger, J. Bremer, G. von Cossart, J. Höffner, J. Oldag, U. von Zahn)

Verursacht durch die Absorption solarer Strahlung (z.B. durch Wasserdampf und Ozon) entstehen in der Mesosphäre starke Gezeiten im Temperatur- und Wind-Feld. Unter Gezeiten verstehen wir hier alle regelmäßigen Variationen mit 24, 12 und 8 h Periode. Beobachtungen dieser Gezeiten-Phänomene haben zwei Schwierigkeiten zu meistern:

- Beobachtungen der Atmosphäre in Höhen von 85 bis 100 km sind generell schwierig.
- Es sind den durch Gezeiten hervorgerufenen Variationen häufig ähnlich starke Änderungen überlagert, die durch kürzerperiodische Schwerewellen erzeugt werden. Für eine saubere Trennung der Gezeiten- und Schwerewellen-Phänomene werden recht lange, durchgehende Beobachtungszeiträume benötigt, die bisher wetterbedingt nur in Einzelfällen erreicht werden konnten.

Die im vorherigen Institutsbericht vorgestellten Gezeiteneffekte für den Standort Kühlungsborn wurden jetzt durch Messkampagnen an weiteren Standorten ergänzt. Dabei handelt es sich um direkte Temperaturmessungen auf Teneriffa (28°N) und Gezeitenanalysen an leuchtenden Nachtwolken am ALOMAR-Observatorium (69°N). Durch die Weiterentwicklung von COMMA/IAP (3-d Zirkulationsmodell der mittleren Atmosphäre) können die Messergebnisse mit Modellresultaten verglichen und bewertet werden. Dabei werden vor allem typische Gezeitenparameter wie Amplitude, Phase und die vertikale Wellenlänge im Mesopausenbereich (85–100 km) betrachtet.

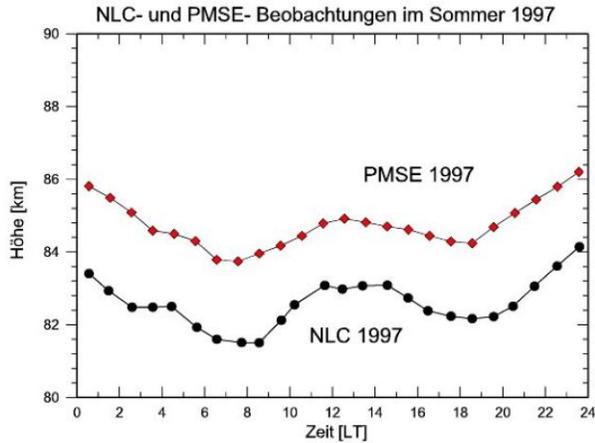
Die folgenden Beispiele zeigen für den Standort Teneriffa bei 28°N Fallstudien für solche Zeiträume, in denen eine stabile Gezeitenstruktur in den Temperaturdaten erkennbar war. Ein erstes, wichtiges Ergebnis ist, dass die von uns beobachteten Temperaturgezeiten deutlich stärker sind, als sie durch das COMMA/IAP-Modell simuliert werden (dies gilt auch für den Vergleich mit anderen 3-dim Modellen).



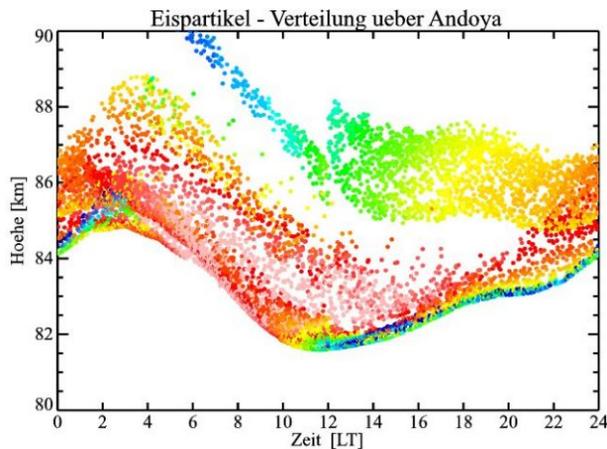
**Abb. 7.1** Die beobachteten Strukturen im linken und mittleren Bild wurden aus Messungen von Temperaturprofilen im Höhenbereich 85 bis 100 km gewonnen. Die einzelnen Temperaturprofile haben dabei einen zeitlichen Abstand von 15 min bei 1 km Höhenauflösung und einem Fehler von  $\pm 3$  K. Dargestellt sind die berechneten Abweichungen der lokalen Temperatur vom Nachtmittelwert. Das rechte Bild zeigt einen „Standardlauf“ mit dem COMMA/IAP-Modell für den Januar.

Aus den Beobachtungen wird deutlich, dass die beobachtete Amplitude der Gezeit in 90 km Höhe im Frühwinter (November) mit ca. 25 K mehr als doppelt so groß ist gegenüber 12 K im Hochsommer (Juni). Die beobachtete Phase verändert sich zwischen Juni und November kaum. Auch die beobachtete vertikale Wellenlänge (= Neigung der Gezeitenstruktur) ist im Juni und November nahezu gleich, aber immer noch größer als über Kühlungsborn.

Das Modell kann Amplituden bis ca. 12 K simulieren. Die modellierte Phase liegt etwa eine Stunde früher als die beobachtete. Im Unterschied zum Standort Kühlungsborn (54°N), wo vertikale Wellenlängen von ca. 80 km beobachtet und modelliert werden und auf einen klassischen (2,2)-Hough-Mode der halbtägigen Gezeit hindeuten, ist über Teneriffa der Anteil höherer Hough-Moden dominanter. Mit dem Einsatz eines tageslichtfähigen Lidars sind in nächster Zeit 24-stündige Temperaturmessungen geplant, wodurch eine bessere Trennung zwischen Gezeiten- und Schwerwelleneffekten möglich wird.



**Abb. 7.2** NLC- und PMSE-Beobachtungen von 1997 mit Lidar und Radar über ALOMAR. Beide Verfahren zeigen eine ähnliche Höhenvariation.



**Abb. 7.3** Eisteilchen über ALOMAR (mit Farbkodierung der Teilchengrößen) und ihre tägliche Höhenänderung

Am Standort bei 69°N belegen unsere Beobachtungen erstmalig, dass die Gezeiten im polaren Sommer unerwartet stabile Phasen haben. Unsere 24-stündigen Lidarmessungen an leuchtenden Nachtwolken zeigten zum erstenmal, dass deren Höhe im täglichen Zyklus um 2 km variiert. Das Lidar-Ergebnis wird durch die Beobachtungen der Höhe von Radar-Echoes (= PMSE) stark gestützt, die von der Abteilung „Radar“ gewonnen wurden. Die Tatsache, dass wir auch beim Mitteln der Lidar-Beobachtungen über 4 Sommer (!) eine nahezu gleiche Gezeitenvariation erhalten, bedeutet, dass die Phase dieser Gezeitenvariation unerwartet konstant ist! Aus Ergebnissen des COMMA/IAP-Modells, hier bereits erweitert durch Assimilation troposphärischer Daten und durch ein Modul für das Entstehen und Vergehen von NLC-Teilchen, kann der Entwicklungsprozess von Eisteilchen über ALOMAR (mit Farbkodierung der Teilchengrößen) und ihre tägliche Höhenänderung studiert werden.

Die Modellierungs-Arbeiten zeigen anhand von Animationen, dass die von uns beobachtete Höhenänderung der Wolkenschicht eine Folge komplexer 3-dimensionaler Bewegungen der Wolkenteilchen ist, deren Bahnen deutlich anders verlaufen als die von neutralen Luftteilchen. Die modellierte Eispartikel-Verteilung besitzt einen starken Tagesgang, der auf eine tageszeitliche Variation des Vertikalwindes zurückzuführen ist. Zur Erläuterung der Abb. 7.3 ist hier die Farbkodierung der Eisteilchen in nm dargestellt:

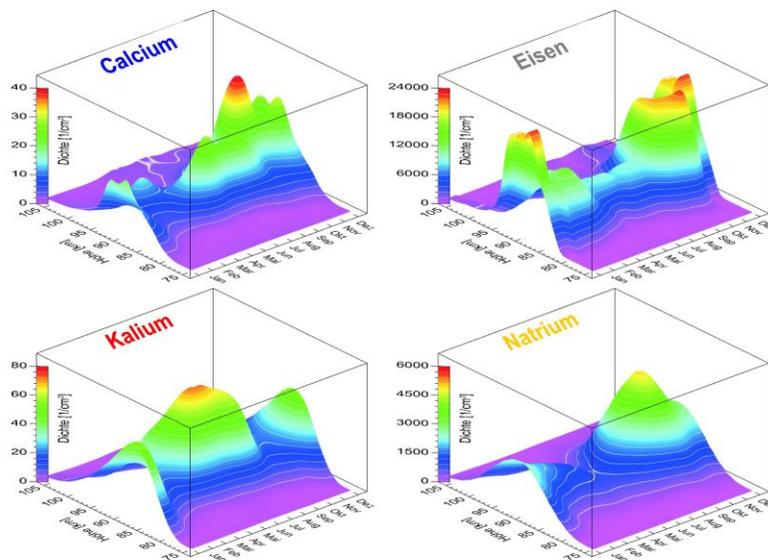
■ > 10 ■ > 20 ■ > 30 ■ > 40 ■ > 50 ■ > 60 ■ > 70 ■ > 80

Unsere Ergebnisse zeigen, dass man Gezeiteneffekte im Mesopausen-Niveau in unterschiedlichen geographischen Breiten beobachten kann. Neben typischen Mustern und Strukturen treten dabei auch immer wieder starke kurzzeitige Variationen der atmosphärischen Parameter, wie Temperatur, Wind oder Wellenamplitude auf. Diese Anregungsmechanismen noch besser zu verstehen und zu modellieren, ist ein wichtiges Forschungsziel für uns.

## 8 Klimatologien der mesosphärischen Ca- und K-Metallschichten

(M. Gerding, M. Alpers, V. Eska, U. von Zahn)

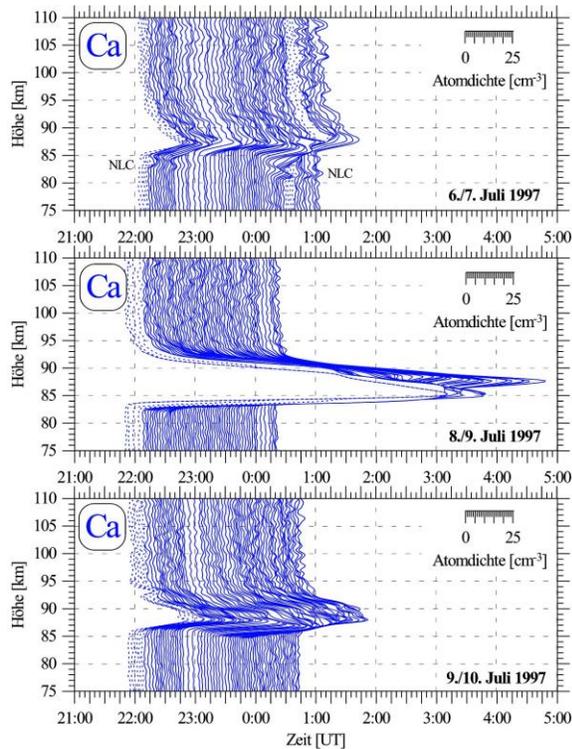
In den Jahren 1996 bis 1999 wurden mittels Lidar-Sondierungen am Standort IAP Kühlungsborn erstmalig vollständige Jahrgänge der absoluten Dichten von Calcium- und Kalium-Atomen im Höhenbereich 80-105 km gemessen (Abb. 8.1). Die Lidarinstrumente in Kühlungsborn sind in Kap. 2 beschrieben. Die Jahrgänge sind im Vergleich mit den Eisen-Dichten (am selben Standort) und Natrium-Dichten (bei 41°N) dargestellt. Alle vier Metalle zeigen deutlich unterschiedliche Variationen im Jahrgang. Beispielsweise wird im Sommer bei Calcium und Kalium ein Dichtemaximum beobachtet, während die Eisen- und Natriumdichten zu dieser Jahreszeit besonders niedrig sind.



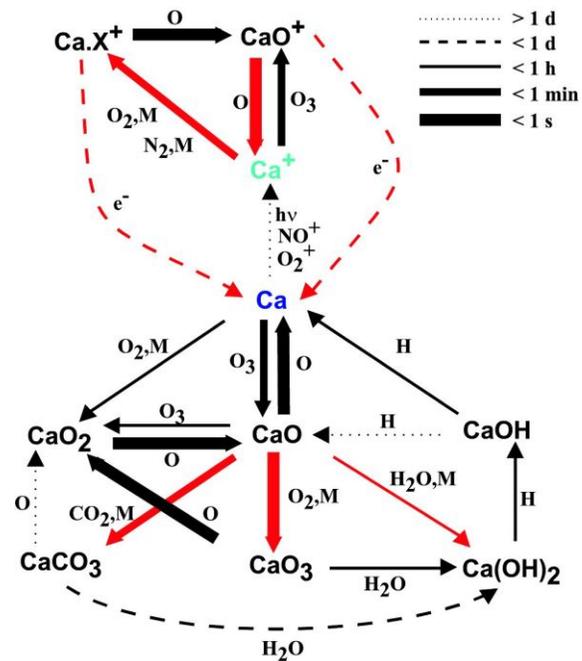
**Abb. 8.1** Dreidimensionale Darstellung der Jahrgänge der mesosphärischen Ca-, Fe-, K- und Na-Metallschichten. Die Ca-, Fe und K-Jahrgänge wurden am IAP bei 54°N, der Na-Jahrgang von *She and Lowe (1998)* bei 41°N gemessen.

Abb. 8.3 zeigt das Reaktionsschema des eindimensionalen, zeitunabhängigen Calcium-Modells. Neben den mit den Lidars beobachteten Ca-Atomen und -Ionen gibt es eine Reihe von Ca-Molekülen, von denen besonders  $\text{CaCO}_3$  und  $\text{Ca}(\text{OH})_2$  in Höhen unter 85 km als Senken wichtig sind. In Abb. 8.4 ist der Vergleich der Beobachtungsdaten mit dem Chemie-Modell im Jahresmittel dargestellt. Man erkennt, dass bei Kalium in einem breiten Höhenbereich zwischen 86 und 97 km der atomare Zustand dominant ist. Bei Calcium gibt es dagegen - wenn überhaupt - nur einen sehr schmalen Höhenbereich von weniger als 1 km bei ca. 90 km Höhe, wo der atomare Zustand dominiert. Darüber existieren die meisten Ca-Atome nur in ionisierter Form ( $\text{Ca}^+$ ), darunter dominiert das  $\text{CaCO}_3$ . Dies ist auch die Erklärung für die starke Variabilität der atomaren Ca-Schicht. Nur leichte Mengenänderungen der Reaktionspartner oder Änderungen der reaktionsrelevanten Atmosphärenparameter können bereits zu einer starken Verschiebung der chemischen Gleichgewichtsverteilungen der einzelnen Ca-Konstituenten führen und damit die Dichte der atomaren Ca-Schicht dramatisch ändern.

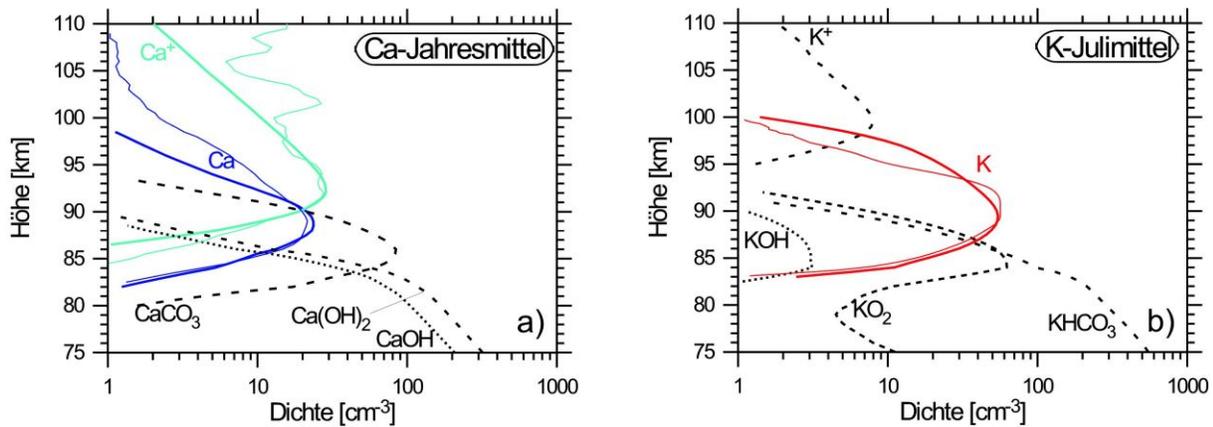
Auffallend ist die im Vergleich zu den anderen Metallen deutlich höhere Variabilität der Ca-Dichte innerhalb weniger Tage. Abb. 8.2 zeigt drei aus vier aufeinanderfolgenden Nächten im Juli 1997. Die Ca-Dichte im Schichtmaximum variierte in diesen Nächten von ca.  $15 \text{ cm}^{-3}$  am 6./7. Juli über ca.  $200 \text{ cm}^{-3}$  am 8./9. Juli auf ca.  $25 \text{ cm}^{-3}$  am 9./10. Juli. Am 6./7. Juli wurde von einer leuchtende Nachtwolke (engl. Noctilucent Cloud = NLC) bei ca. 83 km Höhe ein zusätzliches Rückstreuungssignal durch Mie-Streuung an den NLC-Eisteilchen detektiert.



**Abb. 8.2** Ca-Dichteprofile über Kühlungsborn in drei von vier aufeinanderfolgenden Nächten im Juli 1997. Jedes Profil entspricht einer Integrationszeit von ca. 2 min Integrationszeit und ist entsprechend seinem Meßzeitpunkt eingetragen und mit einem gleitenden zeitlichen und vertikalen Mittel geglättet. Die Auslenkung der Einzelprofile entspricht der Ca-Atomdichte (Skalierung jeweils oben rechts).



**Abb. 8.3** Reaktionsschema des eindimensionalen, zeitunabhängigen Calcium-Modells. Die Reaktionspartner sind neben den Pfeilen eingetragen. Die Strichstärke steht für die Geschwindigkeit des Abbaus einer Spezies durch die jeweilige Reaktion in 90 km Höhe (siehe Legende). Rote Pfeile bezeichnen Reaktionen mit negativer Temperaturabhängigkeit ( $dk/dT < 0$ ), schwarze mit positiver Temperaturabhängigkeit ( $dk/dT > 0$ ). Die Variable  $k$  steht dabei für den Ratenkoeffizienten.

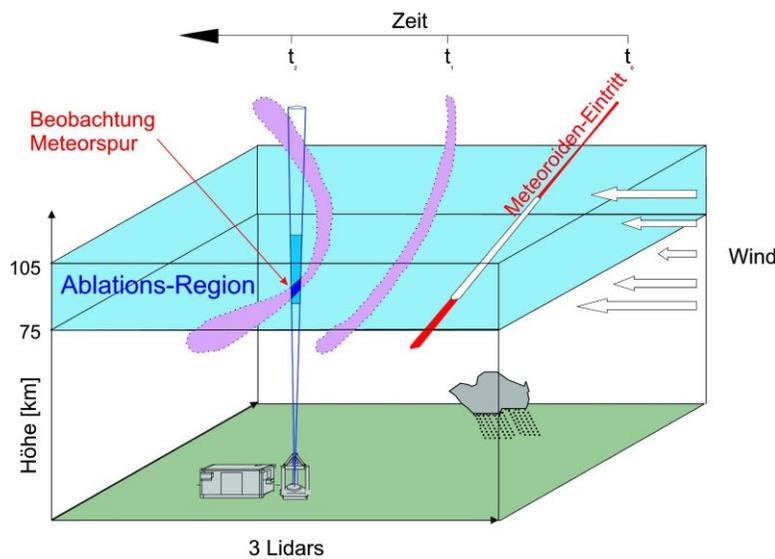


**Abb. 8.4** Vergleich der Lidar-Beobachtungsdaten mit dem Chemie-Modell im Jahresmittel (Ca) bzw. für den Monat Juli (K). Die dünnen farbigen Linien beschreiben Beobachtungsdaten, die dicken Linien Modellergebnisse. Das Modell wurde in Zusammenarbeit mit der University of East Anglia, Norwich, England entwickelt.

## 9 Untersuchungen zur meteorischen Quelle der mesosphärischen Metallschichten

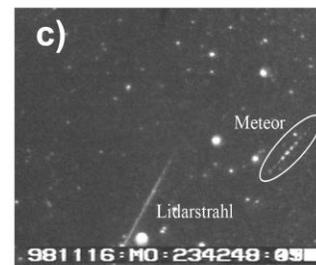
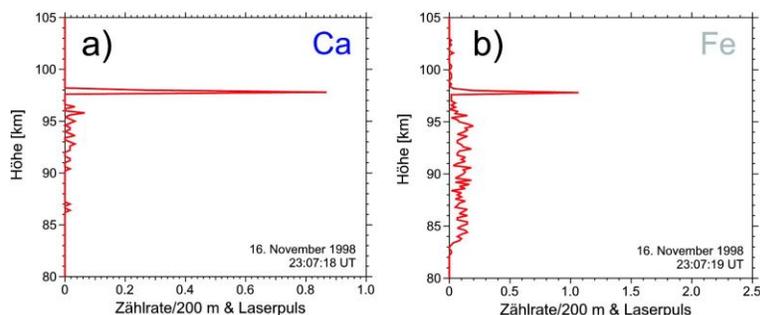
(M. Gerding, M. Alpers, J. Höffner, U. von Zahn)

Täglich treffen ca. 100 t kosmischer Staub auf die Atmosphäre. Diese Meteoroiden verdampfen aufgrund der Reibung mit den Luftmolekülen und bilden die Leuchterscheinung der Meteore (Sternschnuppen). Nicht verdampftes Material kann als Meteorit den Erdboden erreichen. Die aus den Meteoroiden freigesetzten Metalle bilden vermutlich die Quelle für die Schichten freier Metallatome in der oberen Mesosphäre und unteren Thermosphäre. Die erhöhte Metallkonzentration in den durchziehenden Spuren verdampfender Meteoroiden verursacht eine vertikal und zeitlich begrenzte Erhöhung des Lidar-Rückstreusignals (Abb. 9.1).

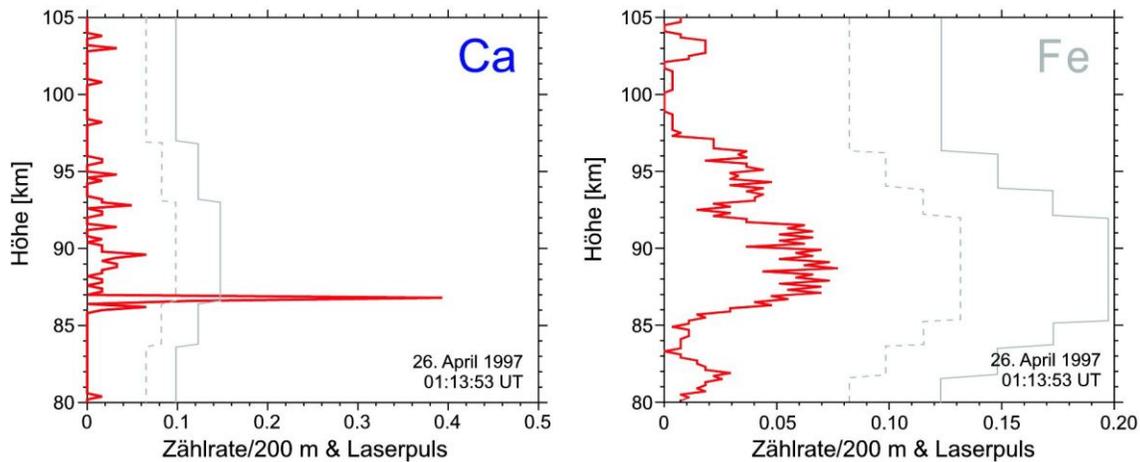


**Abb. 9.1** Prinzip zur Beobachtung der Spuren verdampfender Meteoroiden mit dem Metall-Resonanz-Lidar: Der Meteoroid tritt zum Zeitpunkt  $t_0$  in die Atmosphäre ein. Durch das (teilweise) Verdampfen entsteht ein schlauchförmiger Bereich erhöhter Metalldichte, der bei geeigneten geometrischen Bedingungen durch das atmosphärische Windfeld zum Zeitpunkt  $t_2$  durch das Lidarsichtfeld transportiert wird.

Mit dem Lidar werden Spuren von Partikeln detektiert, die bei Eintritt in die Erdatmosphäre größer als einige hundert Mikrometer sind. Ein computerisierter Algorithmus sucht in allen Rückstreuprofilen der IAP-Metallidars (s. Kap. 2) nach simultanen Meteorspuren (Standard-Mittelungszeit: 4 s). In Abb. 9.2 ist ein Beispiel für ein solches gleichzeitiges Ereignis dargestellt. Überraschenderweise sind jedoch solche Ereignisse wesentlich häufiger, bei denen nur bei einem Metall eine deutliche Meteorspur nachgewiesen werden kann (Abb. 9.3). Aus z.B. rund 650 gemessenen Ca- und ca. 90 Fe-Spuren konnten nur 12 Ereignisse selektiert werden, in denen auch beide gemessenen Metalle enthalten waren.

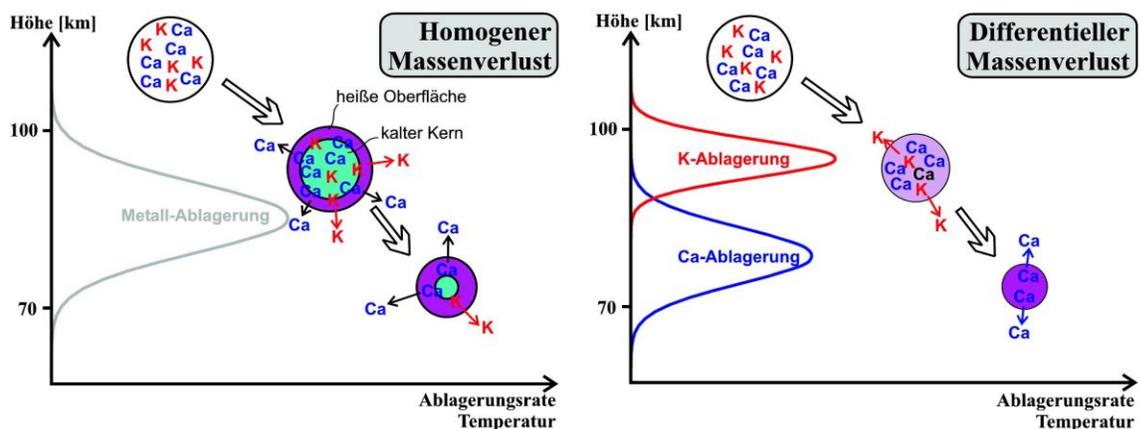


**Abb. 9.2** Beispiel für eine simultane Ca- und Fe-Meteorspur in 97,8 km Höhe am 16. Nov. 1998 ((a)+(b)) mit dem mutmaßlich zugehörigen Meteor, aufgenommen mit einer zenithal ausgerichteten Nachthimmelskamera am gleichen Standort ((c), die Uhrzeit ist in MEZ eingeblendet).



**Abb. 9.3** Beispiel einer Meteorspur am 26. April 1997. Vom Ca-Lidar wurde in 86,8 km Höhe eine deutliche Meteorspur detektiert, während beim Fe-Lidar in dieser Höhe kein entsprechendes Signal zu finden ist.

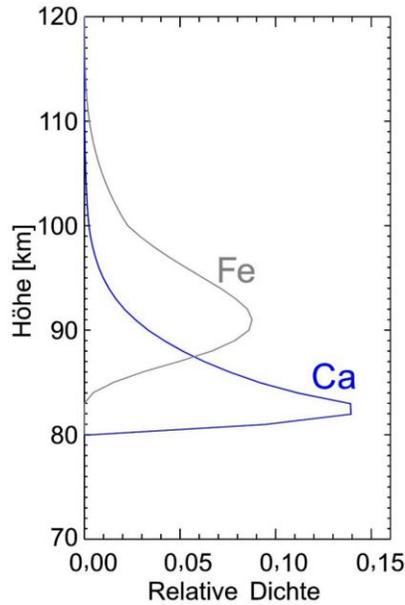
Ursache für diesen Effekt ist vermutlich der sogenannte „differentielle“ Verdampfungsprozeß der Meteoroiden (Abb. 9.4b). Im Gegensatz zur bisher angenommenen „homogenen“ Verdampfung (Abb. 9.4a) wird hierbei der Meteoroid beim Eintritt in die Erdatmosphäre homogen erwärmt. Dabei werden die einzelnen Metalle je nach ihrer Schmelztemperatur nacheinander aus dem Meteoroiden freigesetzt. Leichter flüchtige Metalle wie K lagern sich dadurch in größeren Höhen ab als schwer flüchtige wie Ca. In jedem Teil der Meteorspur findet man daher Metalle in unterschiedlichen Verhältnissen.



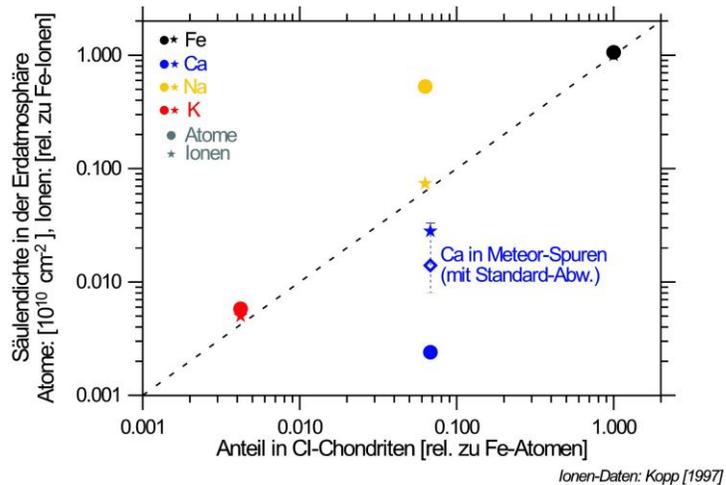
**Abb. 9.4** (a) Homogenes Verdampfen: Der Meteoroid erhitzt sich stark an der Oberfläche und bildet nach innen einen Temperaturgradienten. Alle Metalle verdampfen gleichzeitig, aber jeweils nur an der Oberfläche des Partikels. (b) Differentielles Verdampfen: Der Meteoroid erhitzt sich gleichmäßig über sein gesamtes Volumen. Aus der Schmelze verdampfen alle Metalle und -oxide nacheinander abhängig von ihrem Siedepunkt.

Die Beobachtungen gaben Anlass zu umfangreichen Modellierungen des Verdampfungsverhaltens von Meteoroiden und der Beobachtung der Verdampfungsspuren mit Lidars. Mit einem zeit- und temperaturabhängigen Modell amerikanischer Kollegen (s. von Zahn et al., 1999) kann das Verdampfen von atomaren Metallen und Oxiden aus der Schmelze simuliert werden. Die Modellierungen zeigen, dass die meisten Ca-Atome erst bei Höhen unterhalb von ca. 85 km freigesetzt werden (Abb. 9.5). In diesen Höhen wird Ca aber bereits sehr schnell in stabilen Molekülen gebunden und in tiefere Höhen transportiert. Es durchläuft nicht mehr die atomare Phase und kann damit auch nicht mehr mit dem Ca-Resonanzlidar beobachtet werden.

Abb. 9.6 zeigt einen Vergleich der Metallanteile in der Atmosphäre und in Meteoriten. Die atmosphärische Zusammensetzung weicht stark von der meteoritischen ab (z.B. Ca und Fe). Calcium ist dabei in der Erdatmosphäre um einen Faktor 30 gegenüber dem Meteoritenmaterial abgereichert. Auch in den mit den IAP-Lidars gemessenen simultanen Meteorspuren beträgt das Ca/Fe-Verhältnis nur ca. 1/6 des chondritischen Verhältnisses. CI-Verhältnisse wurden in keinem der gemessenen simultanen Ca/Fe-Ereignisse gefunden. Diese bereits in der Quelle der mesosphärischen Metallschichten beobachtete Ca-Abreicherung erklärt einen Teil der fehlenden Ca-Menge in der Erdatmosphäre. Der Rest der Ca-Abreicherung wird vermutlich durch chemische Prozesse und die teilweise geringe Ablagerungshöhe verursacht.



**Abb. 9.5** Modellierung der relativen Verteilung eines Metalls beim Verdampfen eines Meteoroiden (Dichte =  $0,6 \text{ g/cm}^3$ , Masse = 200 mg,  $v_{\text{Eintritt}} = 35 \text{ km/s}$ ,  $\alpha = 45^\circ$ ).



**Abb. 9.6** Relative Metall-Anteile in Meteoriten (x-Achse) und in den mesosphärischen Metallschichten (y-Achse). Beide Achsen sind auf die Werte von Eisen (Fe) normiert. Bei identischen Verhältnissen würden alle Punkte auf der gestrichelten Diagonale liegen. Für die Atmosphäre sind neutrale und ionisierte Metalle separat aufgetragen. Ionen-Daten: Kopp [1997]

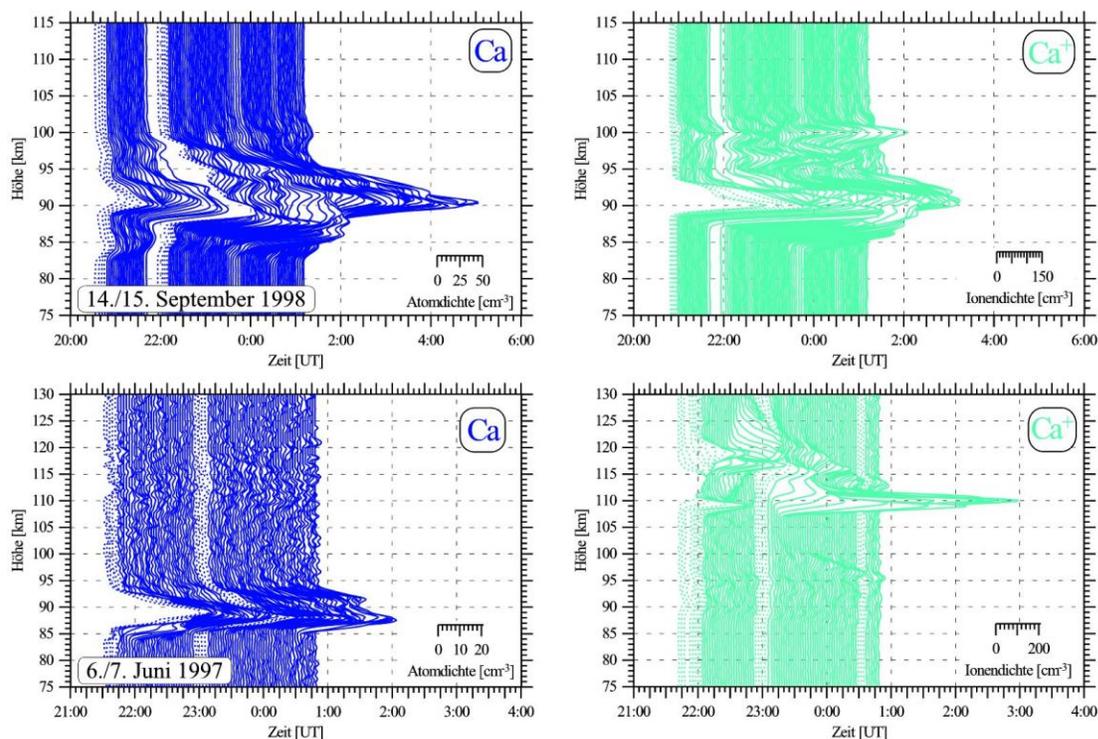
Zukünftige Vergleiche der Lidarmessungen mit Meteorspur-Daten der IAP-Nachthimmelskamera sollen Hinweise auf das Alter einer Spur und damit die Möglichkeit zu chemischer Umwandlung geben. Die ebenfalls aus den Kameradaten ermittelbaren Eintrittswinkel und -geschwindigkeit der Meteore sowie ein größerer Datensatz sollen die Übereinstimmung von Modell und Beobachtung verbessern.

## 10 Simultane Lidar-Untersuchungen sporadischer Ca- und Ca<sup>+</sup>-Schichten

(M. Gerding, M. Alpers, J. Mielich, U. von Zahn)

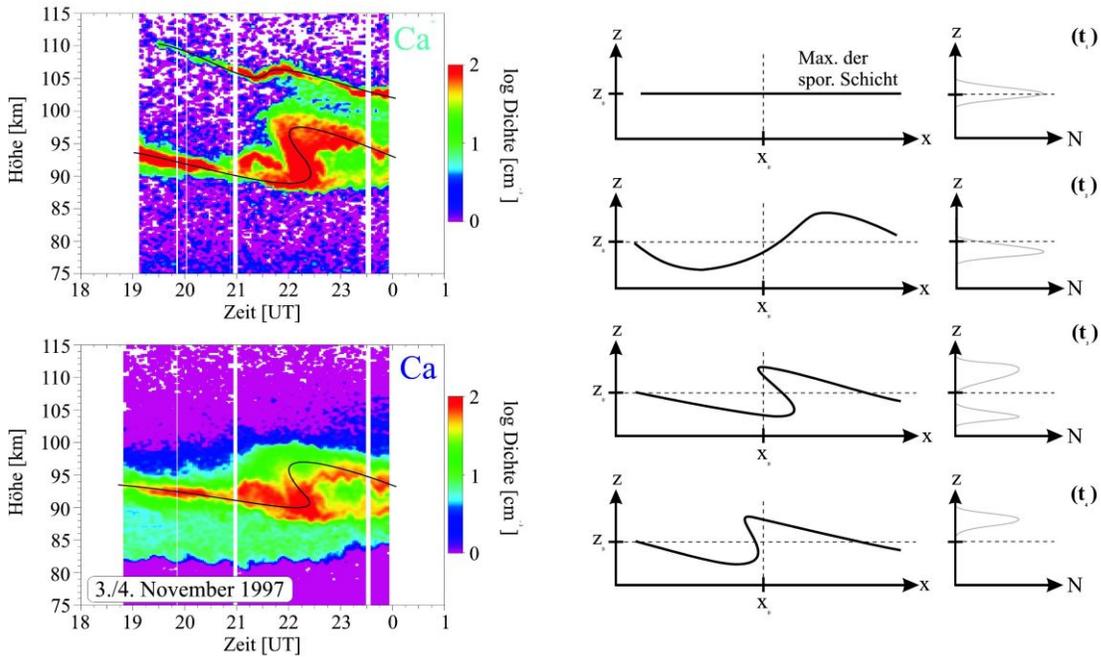
Bereits erste Sondierungen der mesosphärischen Metallschicht mit Lidars im Jahr 1969 gaben Hinweise auf irreguläre Na-Schichten, die sich von den „permanenten“ Schichten (s. Kap. 8) unterscheiden. Arbeiten von *von Zahn et al. (1987/88)* lösten ein allgemeines Interesse an der Beobachtung irregulärer Metallschichten aus. Später wurde der Begriff „sporadische Schichten“ geprägt (abgekürzt z.B. Ca<sub>S</sub> und Ca<sub>S</sub><sup>+</sup>). Sporadische Metallschichten sind schmale, hochvariable Schichten erhöhter Metall-dichte, die in einzelnen Nächten neben den permanenten Metallschichten beobachtet werden. Die Halbwertsbreite dieser Schichten beträgt max. 3-5 km. Die Entstehung sporadischer Metallschichten ist bis heute unklar. Diskutiert werden Zusammenhänge mit sporadischen Ionen- und Elektronenschichten sowie mit verdampfenden Meteoroiden.

Abb. 10.1 zeigt Beispiele für sporadische Schichten aus Sondierungen der IAP Ca/Ca<sup>+</sup>-Lidars (s. Kap. 2). Man erkennt die große Variabilität sporadischer Schichten. Ionen- und Atomschichten wurden teilweise unabhängig voneinander beobachtet. In sporadischen Schichten werden meist sehr viel größere Metall-dichten beobachtet, als in der permanenten Schicht: Der Rekord liegt für Ca bei 458 cm<sup>-3</sup> am 18./19.10.1997 in 90,5 km Höhe (typisch: ca. 40 cm<sup>-3</sup>), für Ca<sup>+</sup> bei 6100 cm<sup>-3</sup> am 18./19.5.1998 in 108,1 km Höhe (typisch : 0-200 cm<sup>-3</sup>).



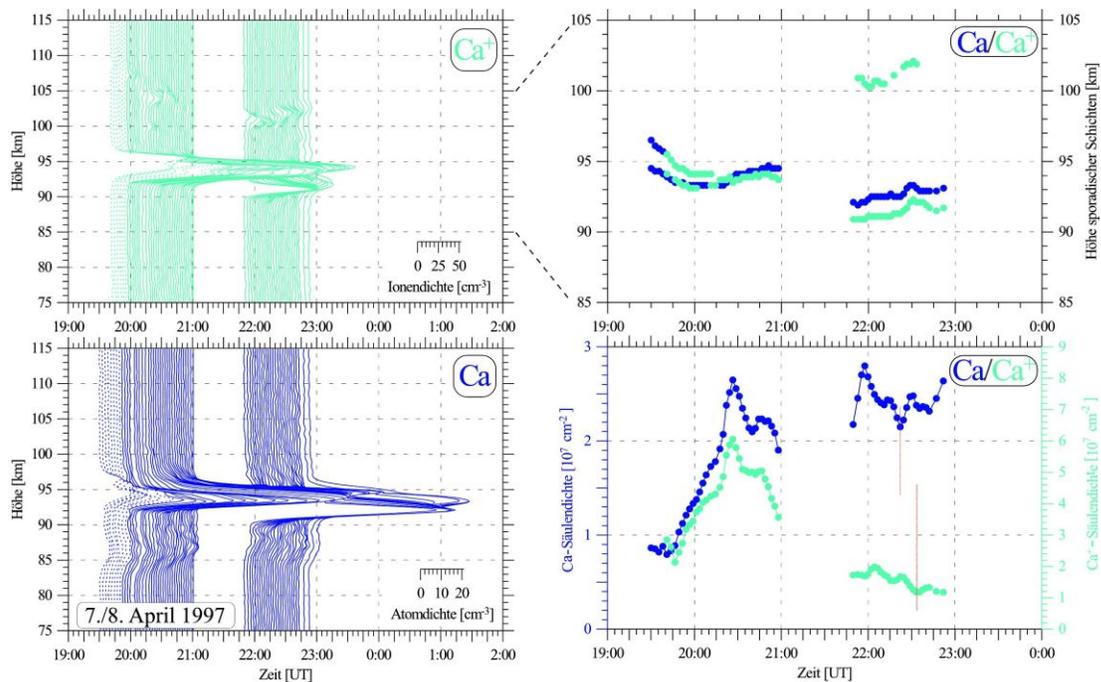
**Abb. 10.1** Beispiele für sporadische Schichten über Kühlungsborn. Korrelierte Schichten am 14./15.9.1998, fehlende Korrelation am 6./7.6.1997. Glättung: 1,8 km vert. Hanning-Filter und gleitend über je 6 min Integrationszeit).

Abb. 10.2 zeigt eine Sondierung sporadischer Schichten am 3./4. November 1997. Die Ca- und Ca<sup>+</sup>-Schichten unterhalb von 100 km Höhe korrelierten in ihrem Höhenverlauf gut miteinander. Die Aufspaltung der Schichten gegen Ende der Nacht kann gut durch die von *Höffner and von Zahn (1993)* entwickelte Simulationen als durch Windfelder gefaltete Schicht verstanden werden. An Orten außerhalb von  $x_0$  würde man nur eine Höhenvariation beobachten, wie z.B. bei der sporadischen Ionenschicht oberhalb von 100 km. Diese wurde mangels chemischer Konversion in den neutralen Ca-Profilen in diesen großen Höhen nicht beobachtet.



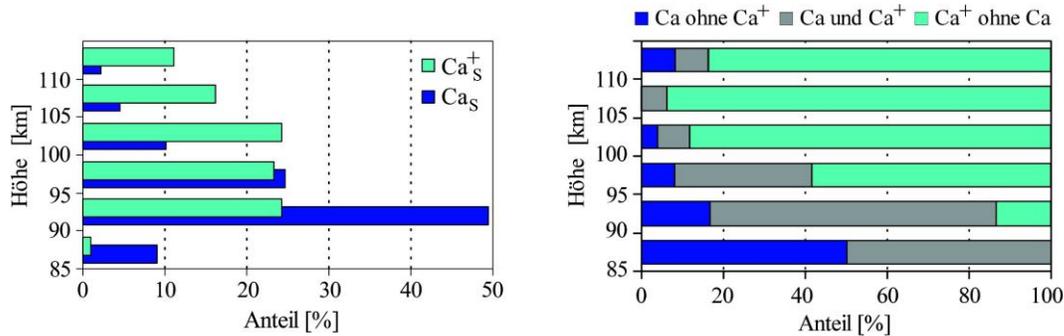
**Abb. 10.2** Sondierung sporadischer Schichten am 3./4. 11. 1997 mit den IAP-Lidars (links) und Prinzip der zeitlichen Bewegung einer sporadischen Metallschicht unter dem Einfluss des Windfeldes einer Schwerewelle, wie es sich aus den Modellierungen von Höffner and von Zahn (1993) ergibt (rechts).

Unsere Messungen zeigen, dass die bisher angenommene vollkommene vertikale und zeitliche Korrelation von neutralen und ionisierten sporadischen Schichten so nicht immer gilt. In Abb. 10.3 ist eine Sondierung sporadischer Schichten am 7./8. April 1997 mit in etwa höhenkorrelierten  $\text{Ca}_S$  und  $\text{Ca}_S^+$  dargestellt.



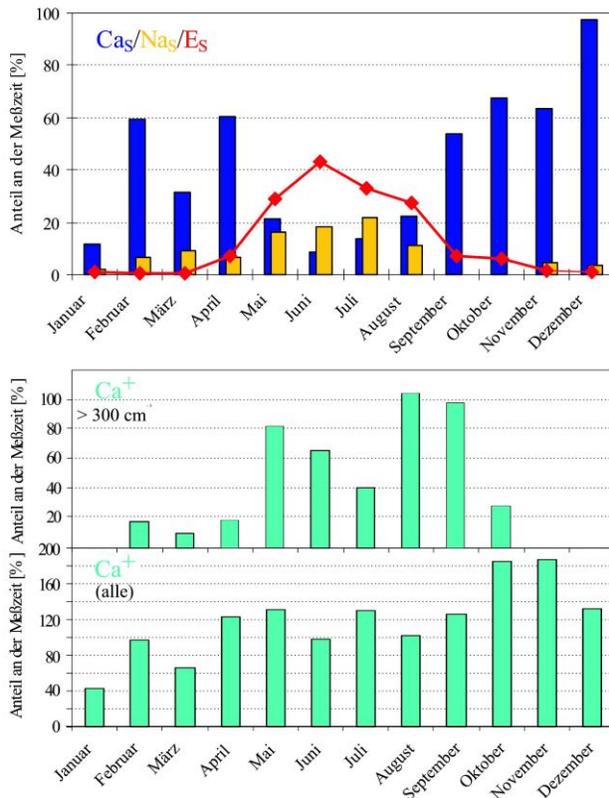
**Abb. 10.3** Sondierung sporadischer Schichten am 7./8. 4. 1997 mit den IAP-Lidars. Links: Serienplots von  $\text{Ca}$ - und  $\text{Ca}^+$ -Lidar; rechts oben: Höhen der  $\text{Ca}_S$ - und  $\text{Ca}_S^+$ -Schichtmaxima; rechts unten:  $\text{Ca}$ - und  $\text{Ca}^+$ -Säulendichten.

Eine genauere Betrachtung der Höhen der Schichtmaxima zeigt jedoch Unterschiede: Das absolute  $\text{Ca}^+$ -Maximum wird zu Beginn ca. 2 km oberhalb des absoluten Ca-Maximums beobachtet. Gegen 20:20 UT liegen beide Maxima auf gleicher Höhe und sind vor der Unterbrechung bereits wieder 1 km separiert. Nach der 50-minütigen Pause beobachtet man eine Höhendifferenz der Maxima von 1-2 km (Höhenauflösung 200 m). Auch die Säulendichteverläufe zeigen, dass die neutralen und ionisierten Schichten nicht vollständig korrelieren: Vor der Unterbrechung sind die Änderungen noch gleichphasig, hinterher um bis zu 10 min gegeneinander verschoben.



**Abb. 10.4** Höhenverteilung des Auftretens sporadischer Schichten über Kühlungsborn. Im linken Teilbild sind alle sporadischen Schichten berücksichtigt ( $\text{Ca}_S$ : 89 in 112 Nächten,  $\text{Ca}_S^+$ : 99 in 58 Nächten).

Abb. 10.4 zeigt die Höhenverteilung des Auftretens sporadischer Schichten. Man erkennt den mit der Höhe zunehmenden Anteil sporadischer  $\text{Ca}^+$ -Ionenschichten. Gemeinsame sporadische Schichten dominieren nur zwischen 90 und 95 km.



**Abb. 10.5** Saisonale Variation des Auftretens von  $\text{Ca}_S$  und  $\text{Ca}_S^+$  über Kühlungsborn im Vergleich mit  $\text{E}_S$ -Schichten. Alle sporadischen Schichten sind entsprechend ihrer Länge gewichtet. Bei den neutralen sporadischen Metallschichten sind alle Ereignisse berücksichtigt (Na-Daten: Nagasawa and Abo, *Geophys. Res. Lett.*, 22, 263(1995).

Abb. 10.5 zeigt die saisonale Variation des Auftretens von  $\text{Ca}_S$  und  $\text{Ca}_S^+$  im Vergleich mit  $\text{E}_S$ -Schichten. Man erkennt die Antikorrelation von  $\text{Ca}_S$  und  $\text{E}_S$ . Der Jahresgang aller  $\text{Ca}_S^+$  zeigt keine deutliche Periodizität (oberes Teilbild), die starken Ionenschichten (unteres Teilbild) zeigen ein deutliches Sommermaximum. Ergebnisse: Atom- und Ionenschichten sind bei Calcium nur teilweise miteinander korreliert, sowohl in ihrem Auftreten wie auch in ihrem zeitlichen Verlauf. Die Häufigkeitsverteilung von  $\text{Ca}_S$  unterscheidet sich von anderen sporadischen Metallschichten. Aus dem Vergleich von sporadischen Ca- und  $\text{Ca}^+$ -Schichten ergibt sich eine nur langsame chemische Kopplung von Ionen und Atomen (siehe Kap. 8). Eine einheitliche Theorie zur Entstehung neutraler sporadischer Schichten wurde bisher nicht gefunden. Die Abweichung von  $\text{E}_S$ - und  $\text{Ca}_S$ -Häufigkeit verlangt einen neuen Mechanismus.

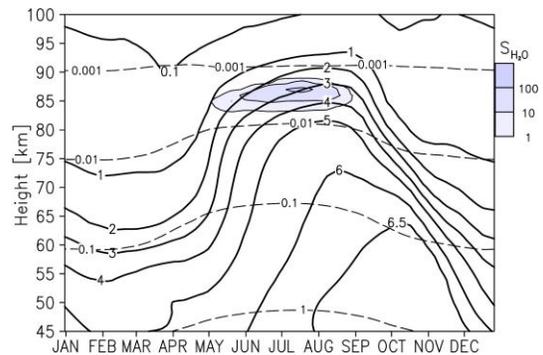
# 11 Modellierung des mesosphärischen Wasserdampfs

(G. Sonnemann, U. Körner, Ch. Wendt)

Zum Verständnis der grundlegenden physikalischen Prozesse und Phänomene der Mesosphäre und des Mesopausenbereichs ist die genaue Kenntnis der Spurenstoffverteilung unabdingbare Voraussetzung, um die Wechselwirkung von Dynamik und Chemie zu beschreiben. Ein Schlüsselspurstoff ist mit dem Wasserdampf gegeben. Dieser ist die Hauptquelle für die mittelatomosphärischen Wasserstoffradikale, die wiederum im katalytischen Ozonabbau die dominierende Senke für die Oddoxygene oberhalb von etwa 45 km sind. Freigesetzt werden die Wasserstoffradikale oberhalb von etwa 65 km vornehmlich durch die Photolyse in den Schumann-Runge Banden und durch die Lyman- $\alpha$  Strahlung und darunter durch die Oxidation durch das angeregte  $O(^1D)$ , das seinerseits aus der Photolyse des Ozons stammt.

Im sommerlichen Mesopausenbereich der hohen bis mittleren Breiten ist der Wasserdampf unmittelbar verbunden mit den Phänomenen der leuchtenden Nachtwolken und der polaren mesosphärischen Sommerechos. Die Wasserstoffradikale beeinflussen die Stärke und Peakhöhe der chemischen Erwärmungsraten, die wiederum qualitativ entscheidend das thermische Regime des Mesopausenbereichs bestimmen. Der Wasserdampf ist oberhalb von 80 km bislang nicht meßbar und darunter nur mit einer schlechten Zeitaufösung. Die angeführten Phänomene treten gerade in dem Höhenbereich auf, für den es keine  $H_2O$ -Messungen gibt. Damit gewinnen exakte Modellrechnungen, welche im Höhenbereich der Meßbarkeit von  $H_2O$  diese Messungen in ihrer saisonalen Variabilität bestätigen, an Bedeutung. Das chemische Transportmodell CTP, gefüttert durch die Temperatur- und Windfelder des dynamischen Modells COMMA/IAP, wurde gegenüber vorhergehenden Versionen durch optimierte Vektorisierung dahingehend verbessert, dass auf unserem NEC-Rechner vieljährige Modellläufe in vertretbarer Rechenzeit möglich sind. Die neuesten Varianten des COMMA/IAP Modells ergeben überdies wesentlich realistischere Temperatur- und Windfelder bei erheblich verfeinerter Ortsauflösung.

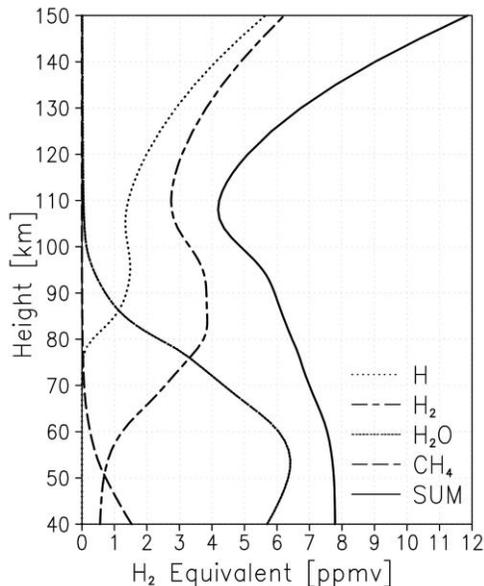
Abb. 11.1 zeigt den saisonalen Verlauf des Wasserdampf-mischungsverhältnisses in  $72.5^\circ N$  (Nähe ALOMAR). Zusätzlich sind durch blaue Schattierungen die Bereiche der Übersättigung des Wasserdampfs dargestellt. Die gestrichelten Linien entsprechen Niveaus konstanten Luftdrucks. Der ausgeprägte Jahresgang reflektiert das gemessene Sommermaximum des  $H_2O$  und das Minimum im Spätwinter. Die Mischungsverhältnisse rangieren im Bereich der Messungen und ebenso andere Details wie die Verschiebung des Sommermaximums in den Herbst mit abnehmender Höhe. Der Bereich der Übersättigung korrespondiert in Höhe und Erscheinungszeitraum sehr gut zu den NLC- und PMSE-Beobachtungen. Die Ursache der scheinbar anomalen jahreszeitlichen Variation des  $H_2O$  besteht darin, dass der sommerlich aufwärtsgerichtete Vertikalwind den durch Photolyse bedingten Verlust überkompensiert. Als weiteres kommt hinzu, dass gerade in hohen Breiten durch die winterliche Abkühlung unterhalb der mittleren Mesosphäre die Niveaus konstanten Luftdrucks erheblich absinken. Bedingt durch die Methanoxidation bildet sich um die Stratopause ein Maximum des  $H_2O$ -Mischungsverhältnisses aus. Dieses hat wiederum zur Folge, dass der globale  $H_2O$ -Fluss im Gegensatz zu allgemeinen Ansichten in der Stratosphäre abwärtsgerichtet ist und der Träger des Transports von Wasserstoffatomen durch den Methanfluss gegeben ist.



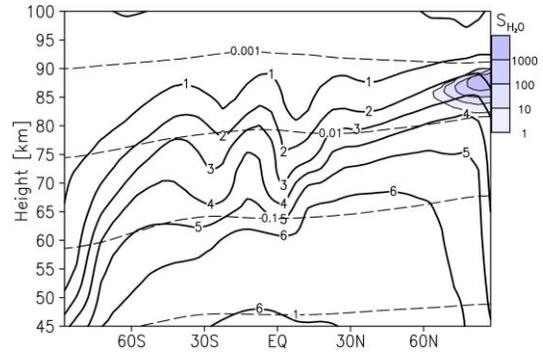
**Abb. 11.1** Saisonaler Schnitt des  $H_2O$ -Mischungsverhältnisses [ppmv] für eine Breite von  $72.5^\circ N$ . Die Bereiche der Übersättigung des Wasserdampfs sind durch blaue Schattierung dargestellt.

Dies wird deutlich durch Abb. 11.2, die einen meridionalen Schnitt zum Nordsommer Solstitium darstellt. Die Niveaus konstanten Luftdrucks erscheinen als gestrichelte Linien. Als ein sensibler Bereich bezüglich der Modellierung erweisen sich die niederen Breiten, in denen eine halbjährige Variation dominiert. Die Photolyse des Wasserdampfs führt zwar zur Bildung von Wasserstoffradikalen, diese formen aber unterhalb von 65 km weitgehend  $\text{H}_2\text{O}$  zurück. Im Mesopausenbereich dagegen wird durch die Photolyse  $\text{H}_2$  und schließlich atomarer Wasserstoff  $\text{H}$  gebildet. Dies ist eine Folge der zunehmenden Ineffizienz der Dreikörperreaktion von  $\text{H}$  mit  $\text{O}_2$  infolge der abnehmenden Luftdichte. In der Thermosphäre herrschen als Wasserstoff enthaltende Konstituenten  $\text{H}$  und  $\text{H}_2$  vor.

Im Mesopausenbereich liegt auch der Übergangsbereich von vorherrschender turbulenter zur molekularen Diffusion. Die molekulare Diffusion bewirkt, daß sich die leichten Konstituenten relativ zu den schwereren anhäufen, die turbulente Diffusion sorgt für eine Durchmischung aller Konstituenten. Insbesondere muß das totale Mischungsverhältnis aller Wasserstoff enthaltender Konstituenten unabhängig von chemischen Umwandlungen konstant bleiben und in der Thermosphäre wegen des geringen Molekulargewichts von  $\text{H}$  und  $\text{H}_2$  zunehmen.



**Abb. 11.3** Mischungsverhältnisse der wichtigsten Wasserstoff enthaltenden Konstituenten und das totale Wasserstoffmischungsverhältnis, welches klar die durch den Wasserstoffentweichfluß bedingte Anomali im Mesopausenbereich zeigt.



**Abb. 11.2** Meridionaler Schnitt des  $\text{H}_2\text{O}$  Mischungsverhältnisses [ppmv] für den 21. Juni. Blaue Schattierungen stellen wieder die Bereiche der Übersättigung des Wasserdampfs dar. Die Niveaus konstanten Drucks sind durch gestrichelte Linien gekennzeichnet.

Abb. 11.3 zeigt die Mischungsverhältnisse der wesentlichen Wasserstoff enthaltenden Konstituenten sowie das totale Mischungsverhältnis in  $\text{H}_2$ -Äquivalenten. Das  $\text{H}_2\text{O}$ -Mischungsverhältnis besitzt ein Maximum in der unteren Mesosphäre, das aus der Methanoxidation resultiert. Überraschender Weise weist das totale Mischungsverhältnis im Mesopausenbereich ein ausgeprägtes Minimum auf. Die Analyse dieser Anomalie des totalen Wasserstoffmischungsverhältnisses ergab als Ursache das Vorhandensein eines Wasserstoffentweichflusses (escape flux) unter der Bedingung der Umwandlung von  $\text{H}_2\text{O}$  in  $\text{H}_2$  und in  $\text{H}$  im Mesopausenbereich, der quasi den leichten Wasserstoff absaugt, ohne dass dieser schnell genug von unten nachgeliefert werden kann. Der Entweichfluß ist erstaunlich insensitive gegenüber Veränderungen des oberen Randes und liegt in der Größenordnung von  $3 \times 10^8 \text{ H-Atome cm}^{-2}\text{s}^{-1}$ . Im wesentlichen wird er bereits aus dem totalen Wasserstoffmischungsverhältnis in der Strato- und Mesosphäre festgelegt.  $\text{H}_2$  als ein wesentlicher Bestandteil in der Wasserstoffbilanz konnte in diesen Höhen bislang nicht gemessen werden, so dass leider eine experimentelle Bestätigung für eine solche Anomalie fehlt. Die Anomalie des totalen Wasserstoffmischungsverhältnisses ist jedoch bedeutsam genug, um auch zukünftig theoretisch genauer untersucht zu werden.

## 12 Polare Stratosphärische Wolken (PSC)

(G. von Cossart, J. Fiedler, H. Mehrrens, U. von Zahn)

PSCs entstehen bei Temperaturen unter  $-85^{\circ}\text{C}$ , wie sie insbesondere im Winter in polaren Breiten in der Stratosphäre in Höhen zwischen 15 und 30 km auftreten. Sie spielen in der Störung der stratosphärischen Luftchemie eine entscheidende Rolle. Es treten überwiegend folgende Typen von PSCs auf:

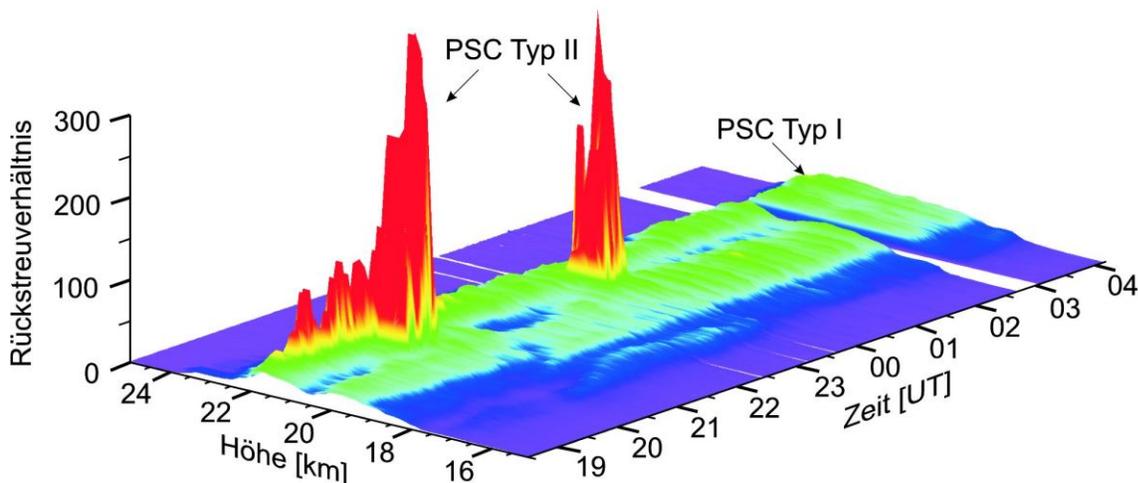
- *Typ Ia* (Salpetersäuretrihydrat-Teilchen, engl.: Nitric acid trihydrate - NAT)
- *Typ Ib* (unterkühlte ternäre Lösung, engl.: Supercooled ternary solution - STS)
- *Typ II* (Wassereis-Teilchen)

Da die arktische Stratosphäre im Vergleich zur antarktischen etwas wärmer und infolge der orographischen Bedingungen variabler ist, treten PSCs über der Arktis weniger häufig auf, sind schwächer und oft lokal begrenzt.

Bodengebundene Lidarinstrumente ermöglichen eine Erfassung der Häufigkeit von PSC-Ereignissen, die Bestimmung der verschiedenen PSC-Typen sowie die Beschreibung ihrer Beziehung zu atmosphärischen Strukturparametern. Die Lidar-gemessenen Parameter erlauben die Berechnung der Teilchenverteilungen und der -oberfläche. Letztere ist wichtig für die Bewertung ablaufender chemischer heterogener Reaktionen, die dann zum Ozonabbau führen.

Das Rayleigh/Mie/Raman Lidar im ALOMAR-Observatorium in  $69^{\circ}\text{N}$  Breite wird alljährlich im Winter für die Beobachtung von PSCs und von atmosphärischen Umgebungsparametern eingesetzt. Der Standort ermöglicht Lidarbeobachtungen sowohl innerhalb als auch außerhalb des polaren winterlichen Zirkulationssystems. Der Betrieb des Lidars erfolgt dabei meistens im Rahmen multi-nationaler Beobachtungsprogramme.

Abb. 12.1 zeigt die Registrierung einer polaren stratosphärischen Wolke vom 17./18. Januar 1995 zwischen 18:30 und 04:00 Weltzeit, gemessen mit der infraroten Wellenlänge (1064 nm) des Lidars. Gut zu erkennen ist die breite, permanente PSC *Typ I*-Schicht (grün kodiert) mit Rückstreuverhältnissen  $< 20$ , sowie kurzzeitige, räumlich begrenzte PSCs *Typ II* mit sehr hohen Rückstreuverhältnissen  $> 350$  (rot).

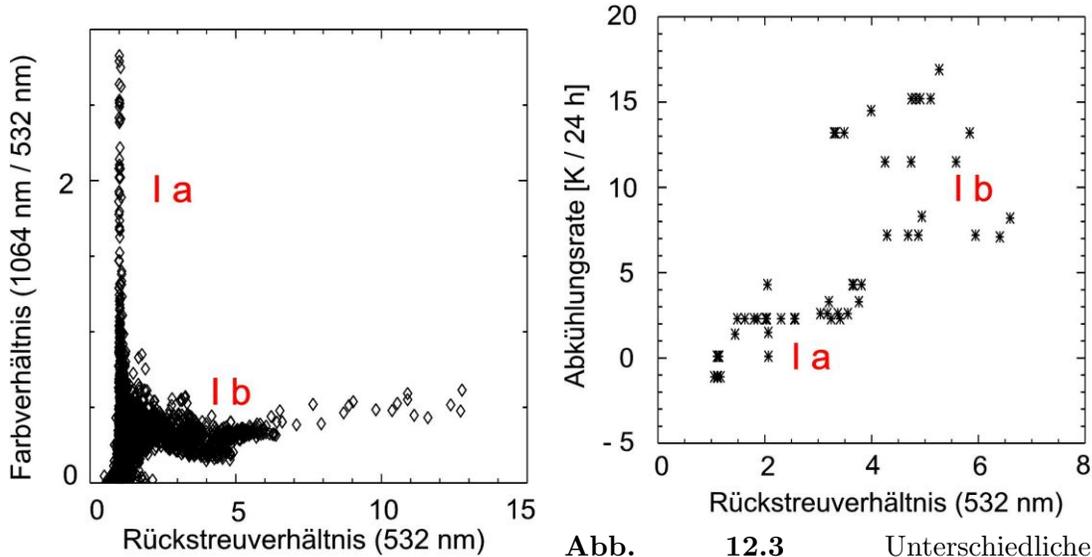


**Abb. 12.1**

Komplexe PSC-Schicht, beobachtet am 17./18. Januar 1995 bei  $69^{\circ}\text{N}$  im Infraroten (1064 nm).

Die Unterscheidung der Untergruppen *a* und *b* des PSC *Typ I* ist durch die Berechnung des Farbverhältnisses zweier Wellenlängen möglich. In Abb. 12.2 ist die Beziehung zwischen Rückstreuverhältnis und Farbverhältnis, gemessen an *Typ I*-Wolken in den Jahren 1995–97 mit

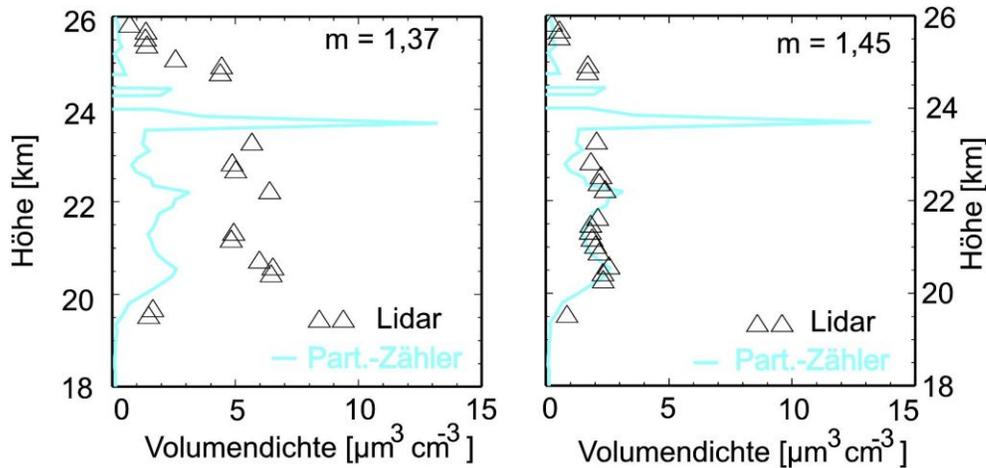
zwei Wellenlängen, dargestellt. *Typ Ia* wird durch kleine Abkühlungsraten innerhalb der Stratosphäre in der Zeit unmittelbar vor der Wolkenbildung erzeugt, größere Abkühlungsraten führen zum *Typ Ib*. Diesen Zusammenhang zeigt Abb. 12.3 unter Benutzung von Abkühlungsraten über dem Lidarstandort, die aus Trajektorien des Europäischen Zentrums für mittelfristige Wettervorhersage (ECMWF) berechnet wurden.



**Abb. 12.2** Der Zusammenhang zwischen Farb- und Rückstreuverhältnis erlaubt eine Unterscheidung in die Untergruppen *a* und *b* des PSC *Typ I*.

**Abb. 12.3** Unterschiedliche Abkühlungsraten in der Stratosphäre führen zu den jeweiligen Untergruppen des PSC *Typ I*.

Die Kombination von Ergebnissen unabhängiger Messungen, die am 23. Januar 1996 im selben Luftvolumen ausgeführt wurden, zeigt Abb. 12.4. Die beiden Diagramme enthalten Höhenprofile der PSC-Volumendichte, abgeleitet einerseits aus 3-Farben-Lidarmessungen, unter der Annahme zweier unterschiedlicher Brechungsindizes  $m$  in den Mie-Rechnungen und andererseits aus Partikelzähler-Messungen (T. Deshler/University of Wyoming). Nur die Annahme von  $m = 1.45$  ergibt Übereinstimmung beider Messungen, woraus folgt, daß es sich um PSC *Typ Ib* (STS) handelt.



**Abb. 12.4** Gemeinsame Lidar- und Partikelzähler-Messungen in einer PSC am 23. Januar 1996. Die Annahme  $m = 1.45$  für den Brechungsindex ergibt eine gute Übereinstimmung beider Messungen.

### 13 Untersuchungen der optischen Eigenschaften des troposphärischen Aerosols mittels Raman-Lidar

(J. Schneider, R. Eixmann, M. Alpers)

Im Rahmen des BMBF-Förderschwerpunktes „Aerosolforschung“ wurde zum 1. Oktober 1997 ein Lidarmessnetz ins Leben gerufen, das aus den Stationen Kühlungsborn (IAP), Hamburg (MPIM), Leipzig (IFT), München (LMU) und Garmisch-Partenkirchen (IFU) besteht. Das Messprogramm wurde am 1. Dezember 1997 begonnen. Ziel dieses Netzes ist die Quantifizierung der optischen (d.h. klimarelevanten) Partikeleigenschaften (Extinktion, Rückstreuung), Bestimmung der mikrophysikalischen Partikeleigenschaften (Größenverteilung, Brechungsindex) sowie die Untersuchung der raum-zeitlichen Verteilung der Aerosole. Für die Erstellung eines klimatologischen Datensatzes ist es wichtig, dass die Stichprobennahme zufällig erfolgt und insbesondere nicht mit bestimmten Wetterlagen korreliert. Deshalb werden die Routinemessungen im Lidarnetz zu festen Zeiten durchgeführt, unabhängig von den atmosphärischen Bedingungen.

Zusätzlich zu den Routinemessungen werden Untersuchungen zur Modifikation der Aerosoleigenschaften beim Durchgang ausgedehnter Kaltfronten durchgeführt. Diese Messungen werden bei Auftreten der entsprechenden Wetterlage *ad hoc* so koordiniert, dass die jeweils relevanten Zeiträume nach Durchgang der Front erfasst werden. Weitere Untersuchungen betreffen den Tagesgang der Aerosoleigenschaften bei unterschiedlichen meteorologischen Bedingungen unter besonderer Berücksichtigung stabiler Hochdrucklagen mit geringer Bewölkung. Dieses Messprogramm führte kurze Zeit später zur Initiierung eines EU-Projekts (EARLINET) mit 21 Messstationen, das am 1. Februar 2000 gestartet wurde und den Messbetrieb am 1. Mai 2000 aufgenommen hat. Abb. 13.1 zeigt die am EARLINET-Projekt beteiligten Stationen, die die 5 deutschen Lidarmessnetz-Stationen einschließen.

Das IAP betreibt ein drei-Wellenlängen RMR (Rayleigh/Mie/Raman)-Lidar (siehe Kapitel 2) zur Messung von Aerosolparametern im Höhenbereich zwischen 1 und 90 km (Alpers *et al.*, 1999). Zur Messung des Extinktionskoeffizienten wird am IAP, wie an den meisten anderen Stationen der Lidarnetze, das Raman-Lidarverfahren benutzt. Hierbei nutzt man die inelastische Raman-Streuung der einfallenden Photonen durch die Stickstoffmoleküle der Luft. Die Nd:YAG-Wellenlängen 355 und 532 erzeugen Raman-Signale bei 387 bzw. bei 608 nm. Im Gegensatz zum Rayleigh/Mie-Rückstreusignal, das von zwei unbekannten Aerosolparametern (Extinktion und Rückstreuung) abhängt, hängt das Raman-Signal nur vom Extinktionskoeffizienten ab. Dieses hat gegenüber dem konventionellen Rückstreulidar den Vorteil, dass der Extinktionskoeffizient direkt und ohne weitreichende Voraussetzungen aus der Ableitung des Signals nach der Höhe berechnet werden kann. Aufgrund des geringen Raman-Streuquerschnittes ist dieses Verfahren allerdings auf die Nachtstunden beschränkt. Tagsüber wird daher das sogenannte Klett/Fernald-Verfahren benutzt, welches nur die Berechnung des Rückstreukoeffizienten mit ausreichender Genauigkeit erlaubt. Beispiele für Vertikalprofile von Extinktions- und Rückstreukoeffizienten sind in Abb. 13.2 (a) und (b) gezeigt.

Um die Vergleichbarkeit der Messungen innerhalb des Lidarnetzes zu gewährleisten, wurde sowohl ein Vergleich der Instrumente als auch der Auswertemethoden durchgeführt. Der In-

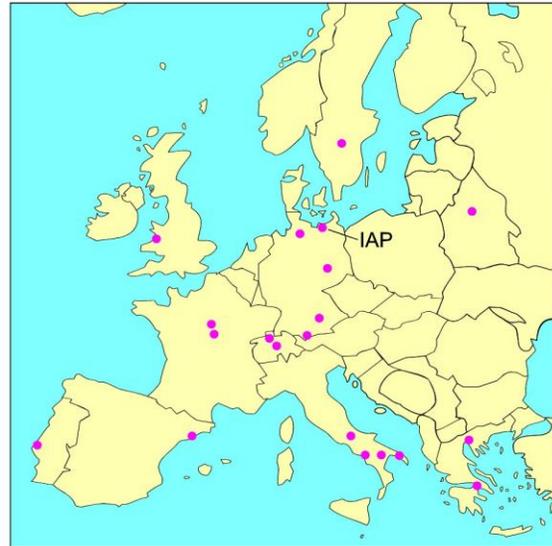
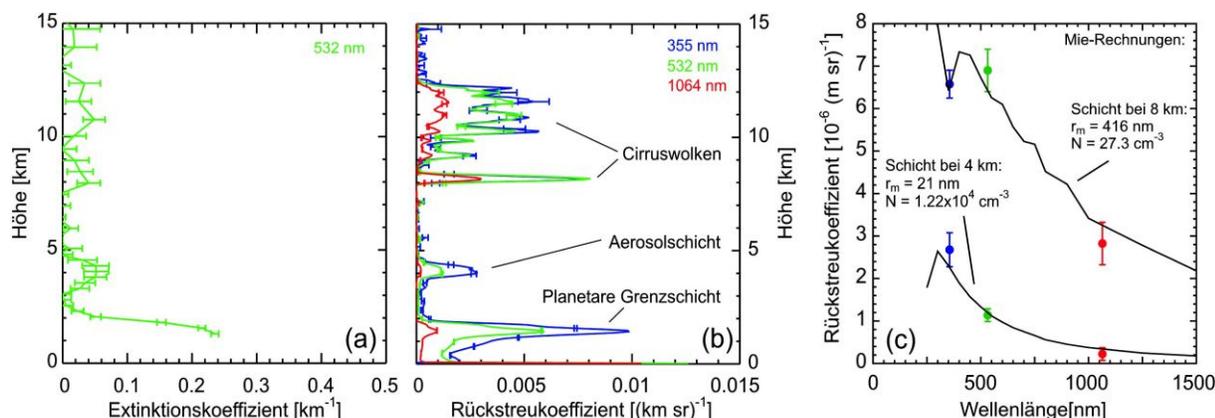


Abb. 13.1 Stationen des deutschen Lidarmessnetzes und des EARLINET-Projekts.



**Abb. 13.2** (a),(b) Beispiele für gemessene Vertikalprofile von Extinktions- und Rückstreukoeffizient. (c) Gemessener spektraler Verlauf des Rückstreukoeffizienten (Punkte mit Fehlerbalken); berechneter spektraler Verlauf für die angegebenen Größenverteilungen, ermittelt durch Suche im Global Aerosol Data Set (durchgezogene Linien).

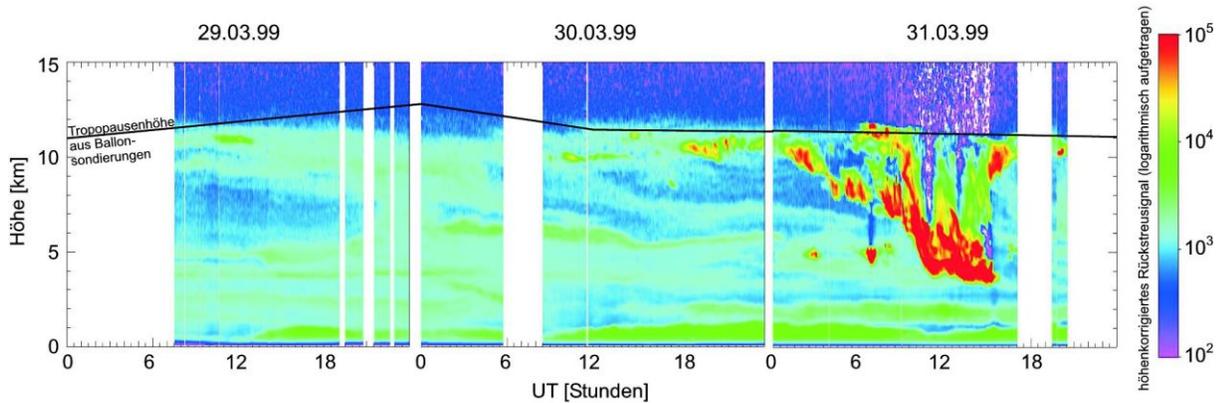
strumentenvergleich wurde mit Hilfe des mobilen Lidargerätes der Universität München (LMU) realisiert. Der Vergleich mit dem Lidar des IAP fand in Kühlungsborn im August 1998 statt, nachdem zuvor während der Messkampagne LACE (Lindenberger Aerosol-Charakterisierungs-Experiment) die Geräte aus Leipzig und Hamburg mit dem mobilen Lidar der LMU verglichen wurden. Zum Vergleich der Auswertalgorithmen wurden synthetische Daten erzeugt und an die einzelnen Gruppen verteilt, die dann in mehreren Schritten getrennt voneinander ausgewertet wurden.

Die klimatologischen Messungen im Rahmen des deutschen Lidar-Messnetzes wurden seit dem 1.12.1997 jeweils Montag und Donnerstag Mittag sowie Montag Abend nach Sonnenuntergang durchgeführt. Nachdem die Berechnung der einzelnen Extinktions- und Rückstreuprofile durch den Algorithmenvergleich abgesichert wurde, steht nun eine zweijährige Messreihe zur Verfügung, deren Auswertung Gegenstand der aktuellen Arbeit ist. Mit der Fortführung des Messprogramms im EARLINET-Projekt ist gewährleistet, dass diese Messreihe auf mindestens 5 Jahre ausgedehnt werden kann.

#### *Bestimmung der mikrophysikalischen Aerosolparameter*

Aus den 5 gemessenen Größen (Extinktionskoeffizienten bei 355 und 532 nm und Rückstreukoeffizienten bei 355, 532 und 1064 nm) lassen sich die mikrophysikalischen Aerosolparameter abschätzen, allerdings unter sehr einschränkenden Voraussetzungen. Diese Voraussetzungen bedeuten: sphärische Teilchen (Anwendbarkeit der Mie-Theorie), lognormale Größenverteilung, monomodale Verteilung. Insbesondere die letzte Annahmen ist in der Troposphäre sicherlich problematisch, da man dort im wesentlichen trimodale Verteilungen vorfindet.

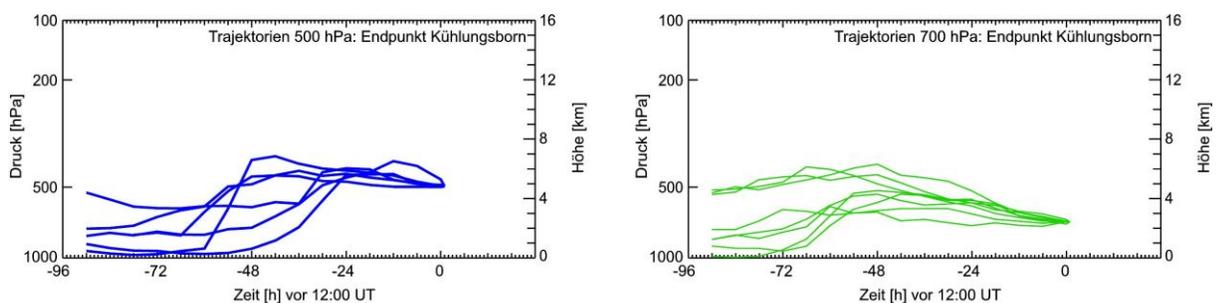
Es existiert ein in der Literatur beschriebener, frei zugänglicher Datensatz (Global Aerosol Data Set, GADS, siehe *Hess et al., Bull. Amer. Meteor. Soc., 79, 831, 1998*), der am IAP zur Abschätzung der mikrophysikalischen Aerosolparameter herangezogen wird. Dazu wird der Datensatz anhand der gemessenen optischen Parameter durchsucht und der Aerosoltyp, dessen berechnete optische Parameter am besten zu den gemessenen passen, wird als der wahrscheinlichste identifiziert. In Abb. 13.2 (c) ist anhand des Beispiels aus (b) der spektrale Verlauf des Rückstreukoeffizienten in zwei verschiedenen Höhen (4 und 8 km) und die dazugehörigen Suchergebnisse aus dem Global Aerosol Data Set dargestellt. Die Größenverteilungsparameter sind ebenfalls angegeben. Da die 5 Messgrößen nicht genug Information bieten, um eine vollständige Charakterisierung des Aerosols zu ermöglichen, ist man auf Zusatzinformationen angewiesen. Solche Zusatzinformationen können zum Beispiel die Rückwartstrajektorien liefern, die vom DWD für das Lidarmessnetz berechnet werden.



**Abb. 13.3** Entfernungskorrigiertes Rückstreusignal (1064 nm) während einer Messung im März 1999. Die Aerosolschichten, die mit bloßem Auge nicht sichtbar waren, sind im Lidarsignal deutlich zu erkennen. Die Atmosphäre war wolkenfrei bis zum 30.03.99, 18:00 Uhr.

### *Aerosolschichten in der freien Troposphäre und Trajektorienanalyse*

Ein weiterer Schwerpunkt der Datenanalyse am IAP befasst sich mit nicht-sichtbaren Aerosolschichten in der freien Troposphäre. Ein Beispiel dazu ist in Abb. 13.3 gezeigt. Dargestellt ist das entfernungskorrigierte Rückstreusignal im Infrarotbereich (1064 nm). Bis zum Auftreten von Cirruswolken (30.3., 18:00) war die Atmosphäre wolkenfrei, und die Schichten, die im Infrarotsignal deutlich zu sehen sind, waren mit dem bloßen Auge nicht zu sehen. Im Zeitraum vom 1. Dezember 1997 bis 30. November 1999 wurden an 31 Tagen solche Schichten beobachtet. Für alle Tage, an denen derartige Aerosolschichten beobachtet wurden, wurden die vom DWD berechneten Rückwärtstrajektorien analysiert. Es stellte sich heraus, dass 25 von den 31 Trajektorien ein ähnliches Verhalten zeigen: Zwei bis drei Tage vor der Beobachtung erfuhren die Luftmassen einen schnellen Vertikaltransport, gefolgt von einem langsamen Absinken. Dieses Verhalten ist in Abb. 13.4 für das 500 hPa- und das 700 hPa-Niveau gezeigt. Das Anheben der Luftmassen, wahrscheinlich durch intensive Tiefdruckgebiete, verursacht Wolkenbildung durch Kondensation auf vorhandenen Aerosolpartikeln. Der darauffolgende Absinkprozess bewirkt das Verdampfen der Wolkenröpfchen, so dass nur die schwer flüchtigeren, kleineren Partikel übrig bleiben. Es stellt sich daher die Frage, ob die chemischen und physikalischen Eigenschaften dieser neuen Partikel überwiegend durch diese Wolkenprozesse oder durch ihre Herkunft bestimmt werden. Diese Frage wird zur Zeit am IAP mittels Clusteranalyse der Trajektorien und systematischer Auswertung aller Messungen der Jahre 1998 und 1999 im Rahmen einer Dissertation untersucht.



**Abb. 13.4** Für alle beobachteten Aerosolschichten im Höhenbereich von 500 hPa (links) und 700 hPa (rechts) sind hier die Rückwärtstrajektorien zusammengestellt. Dargestellt ist die zeitliche Entwicklung des Drucks und damit der Höhe der Luftpakete. Startpunkt der Rückwärtsrechnung ist Kühlungsborn, 500 bzw. 700 hPa, 13:00 der Messtages. Signifikant ist das schnelle Anheben der Luftmassen zwei bis drei Tage vor der Beobachtung und das darauffolgende Absinken.

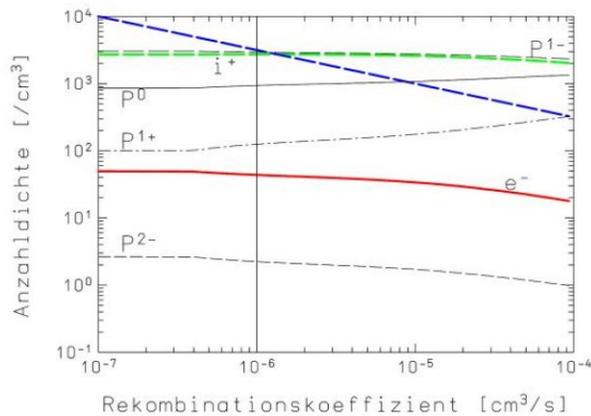
# 14 Die Aufladung von Aerosolen in der polaren Mesosphäre

(F.-J. Lübken, M. Rapp)

Die gemeinsame Ursache für leuchtende Nachtwolken (NLCs) und für die sehr starken Rada-rechos im Sommer (PMSEs) besteht darin, daß sich bei den sehr niedrigen Temperaturen in der Mesopausenregion im Sommer in mittleren und polaren Breiten Eisteilchen (Aerosole) bilden können. Diese Aerosole sind vom Boden aus mit bloßem Auge oder mit Lidars nachweisbar, wenn ihr Radius und ihre Häufigkeit genügend groß sind (etwa größer als 25nm bzw. mehr als einige 100 bis 1000/cm<sup>3</sup>). Zu PMSEs können diese Teilchen jedoch nur dann führen, wenn sie das Hintergrundplasma modifizieren indem sie sich aufladen. Indirekte Hinweise für eine solche Aufladung hat man bereits in den sechziger Jahren aus Raketenmessungen von Elektronendichten abgeleitet. Die starken Einbrüche in der Elektronenkonzentration („bite-outs“) in der oberen Mesosphäre wurden darauf zurückgeführt, daß sich die Elektronen an die Eisteilchen anlagern, sodaß die Teilchenzahldichte der freien Elektronen stark reduziert wird.

Wir haben ein in der Literatur beschriebenes Modell zur Aufladung von Aerosolen implementiert und erweitert, wobei insbesondere die Bedeutung von verschiedenen Plasma- und Aerosolparametern berücksichtigt wurde. Im einzelnen geht es dabei um die Ionisationsrate Q, den Rekombinationskoeffizient für Elektronen und positive Ionen  $\alpha$ , die Hintergrundteilchenzahldichten von Elektronen und positiven Ionen  $N_e=N_i=\sqrt{Q/\alpha}$ , sowie den Radius und die Teilchenzahldichte der Aerosole,  $r_A$  und  $N_A$ . Das Modell berechnet die Einfangraten von Elektronen und Ionen durch Aerosole und bestimmt die stationäre Ladungsverteilung.

In Abbildung 14.1 ist die Verteilung der Ladungen auf die verschiedenen Spezies als Funktion von  $\alpha$  gezeigt, und zwar für den Fall von relativ kleinen ( $r_A=10\text{nm}$ ) und verhältnismäßig vielen ( $N_A=4000/\text{cm}^3$ ) Aerosolen. Man erkennt, daß die Elektronendichte im Vergleich zur Hintergrunddichte  $\sqrt{Q/\alpha}$  um 1-2 Größenordnungen vermindert ist, was die beobachteten „bite-outs“ erklärt. Für die positiven Ionen ist die Situation komplizierter: Während man für  $\alpha > 1,3 \cdot 10^{-6} \text{ cm}^3/\text{s}$  eine Verarmung von positiven Ionen erhält, nimmt die Ionendichte für kleinere Werte von  $\alpha$  im Vergleich zur Hintergrunddichte zu. Der Rekombinationskoeffizient hängt wesentlich von der Zusammensetzung der positiven Ionen ab. Wenn sich diese im Sommer in der Mesopausenregion ändert (Wechsel zwischen  $\text{NO}^+$  und Wasserclusterionen), variiert  $\alpha$  um mehrere Größenordnungen. In der Literatur wurden bisher hauptsächlich Rechnungen mit den „Standardwerten“  $\alpha=10^{-6} \text{ cm}^3/\text{s}$  und  $Q=10/(\text{cm}^3\text{s})$  durchgeführt, was einer Hintergrunddichte von  $N_e=N_i=3162/\text{cm}^3$  entspricht. Man erkennt aus Abb. 14.1, daß es nur für diesen Spezialfall keine Störungen im Ionenprofil gibt. Die Bedeutung von  $\alpha$  für den Einfluß von Aerosolen auf die positiven Ionen ist in bisherigen Modellrechnungen nicht berücksichtigt worden. Eine ausführliche Diskussion allgemeiner Fälle findet man in Rapp und Lübken (*J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, 2000).

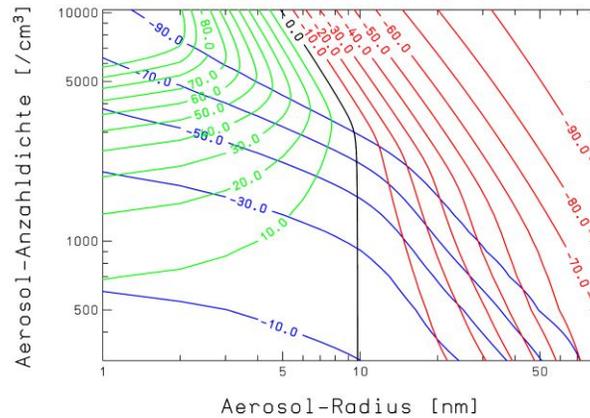


**Abb. 14.1** Verteilung der Ladungen auf Elektronen (rot), positive Ionen (grün), und Aerosolen (schwarz) für den Fall  $r_A=10\text{nm}$ ,  $N_A=4000/\text{cm}^3$  und  $Q=10/(\text{cm}^3\text{s})$ . Die Hintergrunddichte  $N_i=N_e=\sqrt{Q/\alpha}$  ist als blaue Linie dargestellt. Die Ladung der Aerosole ist in der Abbildung z. B. mit „P<sup>1-</sup>“ für einfach negativ geladene Aerosole gekennzeichnet.

Da der Einfluß von Aerosolen auf die Teilchenzahldichten von Elektronen bzw. Ionen i. a. unterschiedlich ist und von  $r_A$  und  $N_A$  abhängt, kann man u. U. aus Messungen der Elektronen- bzw. Ionenstörung die Größen  $r_A$  und  $N_A$  ableiten. In Abbildung 14.2 ist die Störung der Elektronen- ( $\Delta n_e$ ) bzw. Ionenteilchenzahldichten ( $\Delta n_i$ ) dargestellt, und zwar als relative Abweichung (in %) zu den ungestörten Teilchenzahldichten  $N_e=N_i=3162/\text{cm}^3$  (dies entspricht den oben erwähnten Standardwerten für  $Q$  und  $\alpha$ ). Man erkennt aus Abbildung 14.2, daß die Elektronenverarmung mit zunehmendem Teilchenradius und wachsender Teilchenhäufigkeit ansteigt. Für durchaus realistische Werte von  $r_A$  und  $N_A$  (z. B.  $r_A > 10 \text{ nm}$  und  $N_A > 3000/\text{cm}^3$ ) erhält man ein vollständiges Verschwinden von freien Elektronen ( $\Delta n_e < -90\%$ ), also die aus insitu-Messungen bekannten ‘bite-outs’. Wiederum ist die Situation für positive Ionen komplizierter: Während für Aerosole größer als etwa 10 nm eine Verarmung stattfindet (rote Linien), erhält man für kleinere Teilchen eine Erhöhung im Vergleich zur Hintergrunddichte (grüne Linien). Es sei darauf hingewiesen, daß die in Abbildung 14.2 dargestellten Störungen nur für die hier benutzten Werte von  $Q$  und  $\alpha$  gelten. Andere Werte von  $Q$  und  $\alpha$  ergeben u. U. ein gänzlich anderes Bild.

Wie aus Abbildung 14.2 erkennbar ist, kann man einer gemessenen Störung für Elektronen und Ionen im allgemeinen eindeutig einen Teilchenradius und eine Teilchenhäufigkeit zuordnen. Wir haben systematisch alle in der Literatur veröffentlichten insitu-Messungen von Elektronen- und Ionendichten in der polaren Mesosphäre im Sommer im Hinblick auf Störungen durch Aufladungen von Aerosolen untersucht (Lübken und Rapp, *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, 2000). Es ergaben sich typische Teilchenradien und -anzahldichten, wie sie auch mit Mehrfarben-Lidars abgeleitet werden (von Cossart et al., *Geophys. Res. Lett.*, 1513–1516, 1999). Die Menge an Wasserdampf, die in den Teilchen gebunden ist, entspricht einer Konzentration von  $\text{H}_2\text{O}$  in der Gasphase von bis zu 13 ppm<sub>v</sub> und ist damit deutlich größer als man aufgrund von Modellrechnungen erwarten würde (verlässliche Messungen sind in diesen Höhen zu dieser Jahreszeit praktisch nicht vorhanden).

Es gibt einige experimentelle Hinweise darauf, daß die Aerosole auch positiv geladen sein könnten. Unter den bisher dargestellten Annahmen ist dies nicht möglich. Dementsprechend gibt es auch keine Erhöhung der Elektronendichte, nur eine Erniedrigung. Wir haben die Photoionisation der Aerosole durch solare Strahlung in unser Modell eingebaut, um zu untersuchen, unter welchen Umständen die Photoionisation zu einer positiven Aufladung von Aerosolen führen könnte (Rapp und Lübken, *Earth Plan. Space*, 799–807, 1999). Wie zu erwarten ist, gibt es keine signifikante Photoionisation, wenn die Aerosole aus Wassereis bestehen, da die Austrittsarbeit im Vergleich zur Energie der solaren Photonen in der oberen Atmosphäre zu groß ist. Indes würden sich die Teilchen positiv aufladen, wenn sie aus Natrium oder aus Kalium bestünden. Leider ist in der oberen Atmosphäre nicht annähernd soviel Natrium vorhanden, um Teilchen dieser Größe bilden zu können, oder auch nur, um sie mit einer mono-atomaren Schicht zu bedecken. Die positive Aufladung von Aerosolen bleibt, sofern sich die experimentellen Hinweise bekräftigen sollten, also ein Rätsel.



**Abb. 14.2** Verarmung der Elektronendichte (blau), bzw. der Ionendichte (rot), in Prozent, relativ zu einer Hintergrunddichte von  $N_e=N_i=3162/\text{cm}^3=\sqrt{Q/\alpha}$ , entsprechend  $Q=10/(\text{cm}^3\text{s})$  und  $\alpha=10^{-6}\text{cm}^3/\text{s}$ . Anreicherungen von Ionen sind als grüne Isolinien gezeichnet.

## 15 Simultane PMSE und NLC Beobachtungen in Andenes

(J. Bremer, G. von Cossart, J. Fiedler, P. Hoffmann, W. Singer, U. von Zahn)

Polare mesosphärische Sommerechos (PMSE) und leuchtende Nachtwolken (NLC) sind charakteristische Erscheinungen der kalten sommerlichen Mesopausenregion in polaren Breiten. Da nach dem derzeitigen Kenntnisstand NLC aus Eisteilchen bestehen und diese Teilchen auch bei der Bildung der PMSE eine entscheidende Rolle spielen, sollten beide Phänomene eng miteinander korreliert sein. Bisherige Untersuchungen mit PMSE und NLC Beobachtungen an unterschiedlichen Orten konnten diese Erwartungen jedoch nicht bestätigen. Deshalb wurden die in Andenes in den Jahren 1994-1997 im selben Messvolumen beobachteten PMSE (mit dem ALOMAR SOUSY Radar) und NLC (mit dem RMR Lidar) gemeinsam analysiert. Beim Vergleich beider Phänomene ist zu berücksichtigen, dass die Auftretswahrscheinlichkeit von PMSE in Andenes mit 65-90% deutlich höher ist als bei NLC mit etwa 46%. Außerdem sind die Lidarbeobachtungen im Gegensatz zu den Radarmessungen stark abhängig vom Wetter. Deshalb basieren die korrelativen Untersuchungen auf 22 NLC/PMSE Events aus den Jahren 1994-1997. Daraus resultiert folgende Einteilung von NLC/PMSE Events in unterschiedliche Typen:

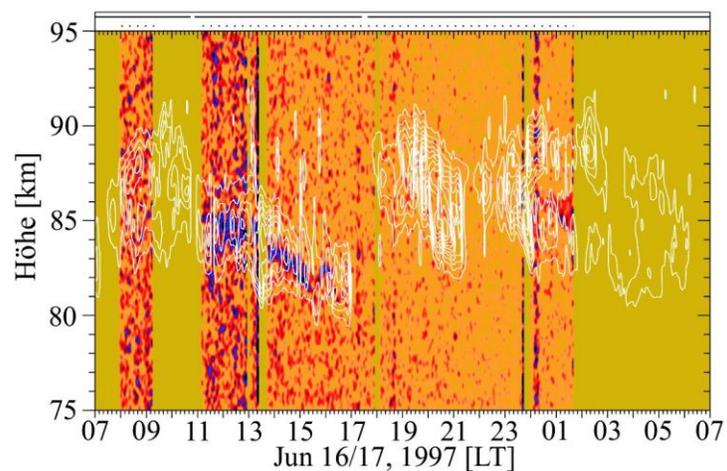
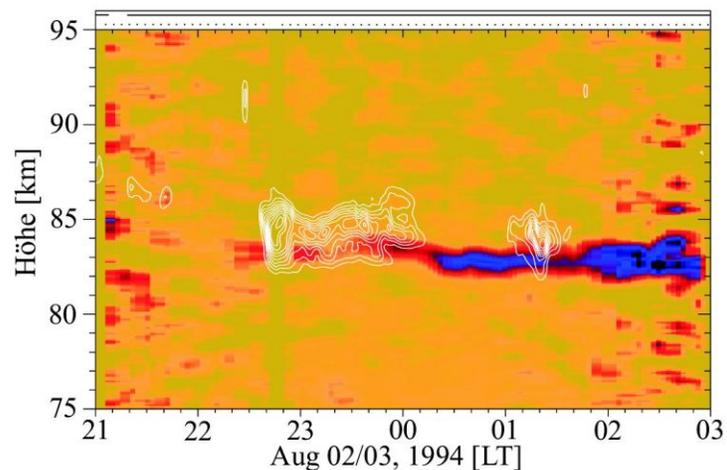
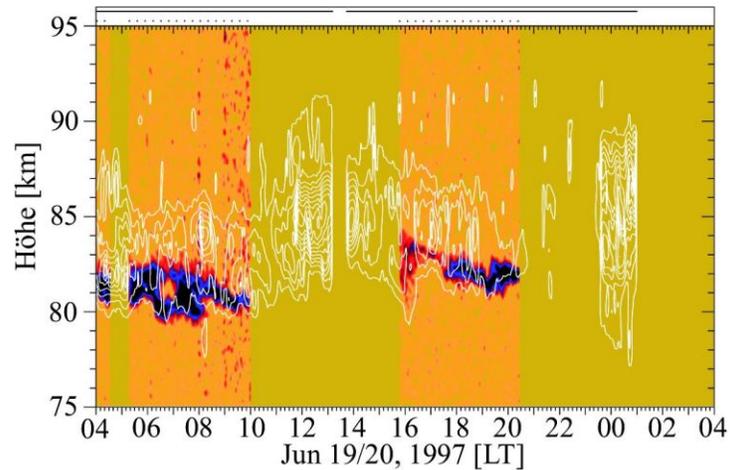
Typ 1 (Normalfall, Häufigkeit: 64%):  
a.) Bei Auftreten von NLC existieren PMSE gleichzeitig und im selben Messvolumen.

b.) Die NLC Schicht ist deutlich schmaler als die PMSE Schicht.

c.) Die unteren Ränder der NLC und PMSE Schichten fallen zusammen.

Typ 2 (Häufigkeit: 16%):

Ähnlich Typ 1, aber zeitweilig treten NLC ohne PMSE auf. (Auftreten bevorzugt nahe Mitternacht bei geringer geomagnetischer Aktivität)



**Abb. 15.1** Beispiele von typischen PMSE/NLC Events in Andenes. Die mit dem Lidar beobachteten Signalstärken der NLC sind bunt, die rückgestreuten Radarsignale durch weiße Konturlinien dargestellt. Im oberen Bild ist ein Typ 1 Event, im mittleren Bild ein Typ 2 Event und im unteren Bild ein Typ 3 Event dargestellt.

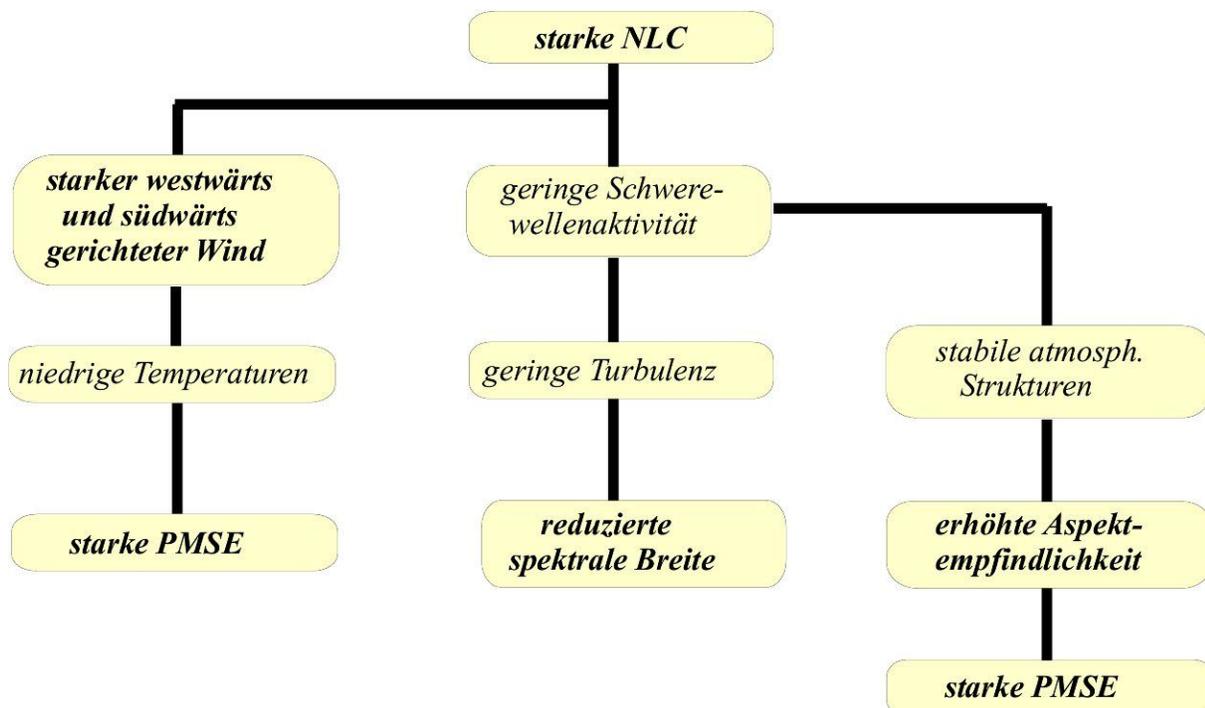
Typ 3 (Häufigkeit: 21%):

Ähnlich Typ 1, aber zeitweilig treten

NLC nicht am unteren Rand der PMSE Schicht auf.

Damit dominieren mit etwa 84% die Fälle, wo PMSE und NLC gleichzeitig auftreten, während jene Fälle, in denen bei NLC keine PMSE beobachtet werden, relativ selten sind (16%) und auf zu geringe Ionisation für die Erzeugung von messbaren PMSE zurückgeführt werden können. Charakteristische Beispiele für unterschiedliche Typen von NLC/PMSE Events sind in Abb. 15.1 zusammengestellt.

Wegen der oben genannten Unterschiede in den Auftrittswahrscheinlichkeiten von PMSE und NLC gibt es sowohl Zeitabschnitte mit gleichzeitigem Auftreten von PMSE und NLC als auch Perioden mit PMSE und ohne NLC. Für beide Konstellationen ergeben sich deutliche Unterschiede in den aus Radarmessungen ableitbaren geophysikalischen Bedingungen. So kann gezeigt werden, dass zu Zeiten mit NLC deutlich stärkere Signal-Rausch-Verhältnisse der beobachteten rückgestreuten Radarsignale, stärkere zonale und meridionale Windgeschwindigkeiten, reduzierte spektrale Breiten und eine erhöhte Aspektempfindlichkeit der empfangenen Radarechos auftreten. Aus diesen Befunden können mögliche, in Abb. 15.2 skizzierte Wechselwirkungsketten aufgestellt werden, die einen engen Zusammenhang zwischen den Phänomenen PMSE und NLC nachdrücklich unterstützen. So sollten die bei NLC Bedingungen beobachteten stärkeren Winde (insbesondere die südwärts gerichtete Komponente) niedrigere Temperaturen und damit über verbesserte Bildung von Eisteilchen stärkere PMSE verursachen. Aus Modellrechnungen (Klostermeyer, *J. Geophys. Res.*, 103, 28743 - 28752, 1998) ist bekannt, dass die NLC Häufigkeit mit abnehmender Schwerewellenaktivität zunimmt. Geringere Schwerewellenaktivität lässt aber andererseits eine geringere Turbulenz und damit eine reduzierte spektrale Breite und erhöhte Aspektempfindlichkeit erwarten. Die zunehmende Aspektempfindlichkeit verursacht wiederum eine erhöhte Stärke der PMSE. Damit bestätigen die skizzierten Wechselwirkungsketten die experimentellen Befunde und unterstützen den vermuteten engen Zusammenhang von NLC und PMSE.



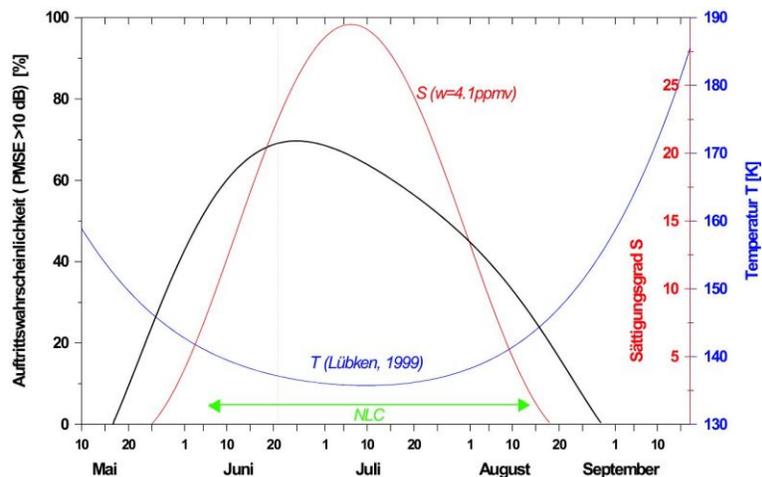
**Abb. 15.2** Schema möglicher Wechselwirkungsketten zwischen unterschiedlichen PMSE und NLC Parametern auf der Grundlage experimenteller Untersuchungen (fett gedruckt) bzw. nach Modellvorstellungen (dünn gedruckt).

## 16 Tages- und jahreszeitliche Variationen von PMSE

(P. Hoffmann, J. Bremer, W. Singer, D. Keuer, H. Bardey, U. Scholze)

Während der Sommermonate werden in der Mesopausenregion in polaren Breiten die kältesten in der Erdatmosphäre auftretenden Temperaturen mit Werten bis zu 130 K beobachtet. Unter diesen Bedingungen zeigen VHF-Radarbeobachtungen extrem starke Echos in Höhen zwischen 80 und 90 km. Obwohl die als polare mesosphärische Sommerechos (PMSE) bezeichneten Strukturen bereits 1979 entdeckt wurden, ist die Frage nach ihren Entstehungsmechanismen noch nicht richtig verstanden. Nach dem gegenwärtigen Erkenntnisstand kann ein VHF Radar mit Frequenzen um 50 MHz nur dann diese Echos beobachten, wenn die Diffusivität der für die Radar-Rückstreuung verantwortlichen Elektronen durch die Präsenz großer geladener Teilchen herabgesetzt wird. Es ist sehr wahrscheinlich, dass dafür im wesentlichen die Existenz von Eisteilchen entscheidend ist. Das wird auch durch neue korrelative Untersuchungen von PMSE und leuchtenden Nachtwolken (NLC) bestätigt (siehe z.B. Kap. 15 bzw. von Zahn and Bremer, 1999). Basierend auf PMSE Beobachtungen mit dem ALOMAR SOUSY Radar zwischen 1994 - 1997 in Andenes wurde der Einfluss von Temperatur, Wind und Ionisation auf die tages- und jahreszeitliche Variationen des Auftretens der PMSE untersucht.

In Abb. 16.1 ist die jahreszeitliche Variation der mittleren prozentualen Wahrscheinlichkeit für das Auftreten von PMSE als polynomialer Fit der aus allen Daten ermittelten täglichen Auftrittswahrscheinlichkeiten dargestellt. Die PMSE Saison beginnt um den 20. Mai mit einem steilen Anstieg der Auftrittswahrscheinlichkeit, sie hat ihr Maximum einige Tage nach dem Solstitium und zeigt ein allmähliches Abklingen der PMSE Aktivität bis Ende August. Mit den mittleren Temperaturen aus 85 km Höhe, die aus vorwiegend in Andenes durchgeführten Raketenmessungen abgeleitet wurden (Lübken, J. Geophys. Res., 104, 9135-9149, 1999), und einem experimentell ermittelten Wasser-



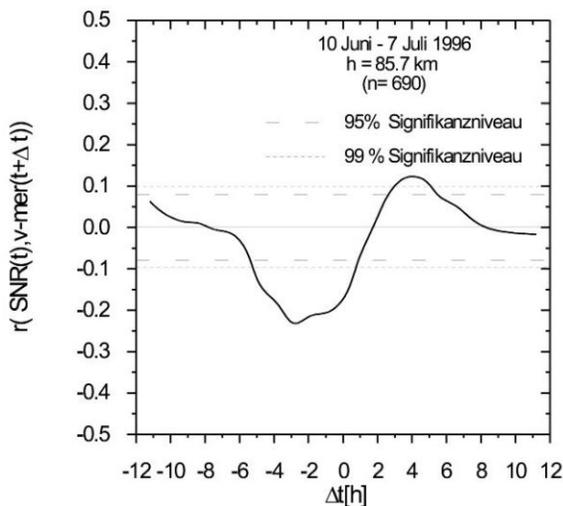
**Abb. 16.1** Jahreszeitliche Variation der mittleren Auftrittswahrscheinlichkeit von PMSE in Andenes für die Zeit von 1994 - 1997 (schwarze Kurve), des Sättigungsgrads  $S$  (rote Kurve) und der für eine Höhe von 85 km abgeleiteten Temperaturen (Lübken, 1999) (blaue Kurve) sowie die mittlere Beobachtungszeit von NLC (grüne Gerade).

dampf-mischungsverhältnis von 4,1 ppmV (von Cossart et al., 1999a) wurde der Sättigungsgrad  $S$  von Wasser ermittelt und in Abb. 16.1 dargestellt. Eine notwendige Bedingung für die Existenz von Eisteilchen ist  $S > 1$ . Diese Bedingung ist in der Zeit von Ende Mai bis Mitte August erfüllt. In diese Periode fällt auch das Intervall der mit ALOMAR-Lidarmessungen beobachteten leuchtenden Nachtwolken (NLC). Das Auftreten von PMSE ausserhalb dieser Periode kann entweder durch die Präsenz anderer geladener großer Teilchen oder durch kurzzeitige ausreichende Temperaturvariationen infolge von Schwere- und Gezeitenwellen erklärt werden.

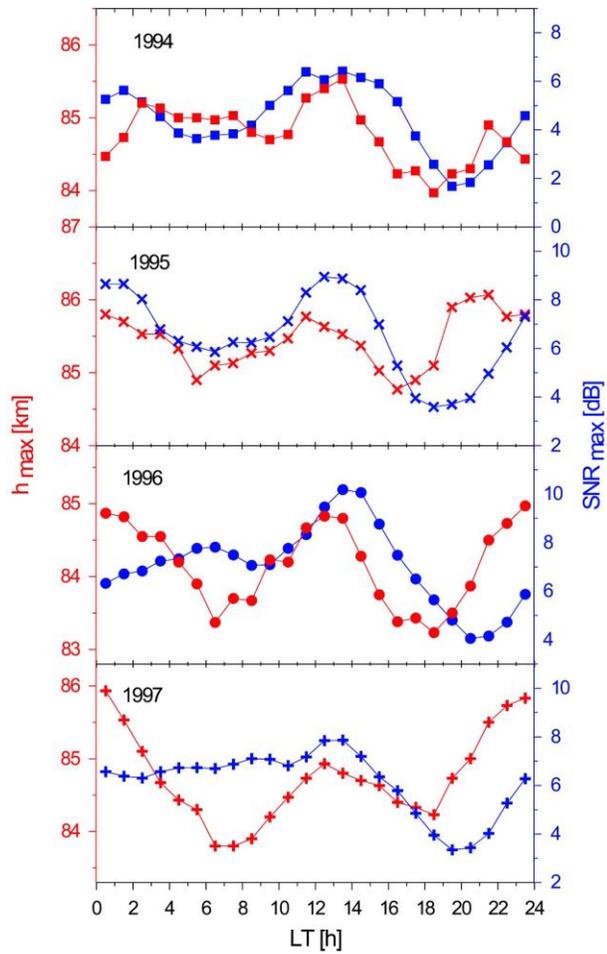
PMSE weisen eine ausgeprägte tageszeitliche Variation auf. Sowohl die maximale Signalstärke (SNR) als auch ihre Höhe zeigen eine dominierende halbtägige Variation (Abb. 16.2). Maxima treten gegen Mittag und Mitternacht und Minima gegen 6-7 LT und 18-19 LT auf. Eine Erklärung dieser halbtägigen Variation ist durch Temperaturgezeiten möglich, die mit den Windgezeiten verbunden sind.

Unter der Annahme, dass der Transport kälterer Luftmassen aus polaren Breiten mit dem südwärts gerichteten meridionalen Wind geschieht, erfolgt eine Abkühlung bis zu dem Zeitpunkt, in dem der meridionale Wind wieder in Nordwind umschlägt. In dieser Zeit sollte SNR sein Maximum haben. Die Kreuzkorrelation zwischen der Signalstärke und dem meridionalen Wind (Abb. 16.3) wurde auf der Basis von Halbstundenmittelwerten aus einem Intervall mit einem sehr homogenem Datenmaterial durchgeführt. Die erhaltene negative Korrelation zeigt eine erwartete Zeitverschiebung von ca. 3 Std. Sie ist im Maximum auf Grund der relativ großen Datenmenge signifikant und bestätigt die Idee, dass Temperaturänderungen für die halbtägige Variation der PMSE Aktivität wichtig sind.

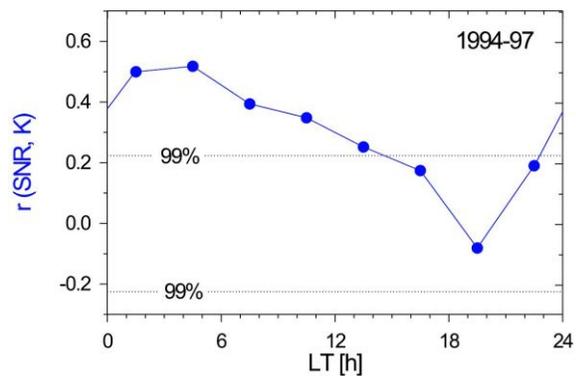
Der mittlere Tagesgang der PMSE wird außerdem durch tageszeitliche Ionisationsänderungen beeinflusst. In Abb. 16.4 ist eine Korrelation zwischen der rückgestreuten Eholeistung und dem 3-stündigen geomagnetischen K Index, der in hohen Breiten als Indikator für die Ionisation angesehen werden kann, dargestellt. Die Korrelation ist zwischen 21 und 11 LT signifikant und hat gegen Mitternacht ein Maximum. Vor allem das Auftreten des mitternächtlichen sekundären Maximum kann mit der Variation der Geomagnetik und somit der Ionisation erklärt werden.



**Abb. 16.3** Kreuzkorrelation zwischen Halbstundenwerten von SNR und Meridionalwind in 85,7 km Höhe aus Radarbeobachtungen in Andenes mit angegebenen Signifikanzniveaus.



**Abb. 16.2** Mittlere tageszeitliche Variation des SNR Maximums (blau) und seiner Höhe (rot) aus Radarbeobachtungen in Andenes während der Jahre 1994 - 1997.



**Abb. 16.4** Tageszeitliche Variation der Korrelationskoeffizienten zwischen SNR (83,0-87,5 km, Andenes) und geomagnetischen K Werten von Tromso (blau) mit Daten für Juni und Juli 1994-1997. Die punktierten Linien kennzeichnen das 99 % Signifikanzniveau.

## 17 Beobachtung mesosphärischer Sommerechos in Kühlungsborn (54°N) im Sommer 1998 mit dem VHF-Radar OSWIN

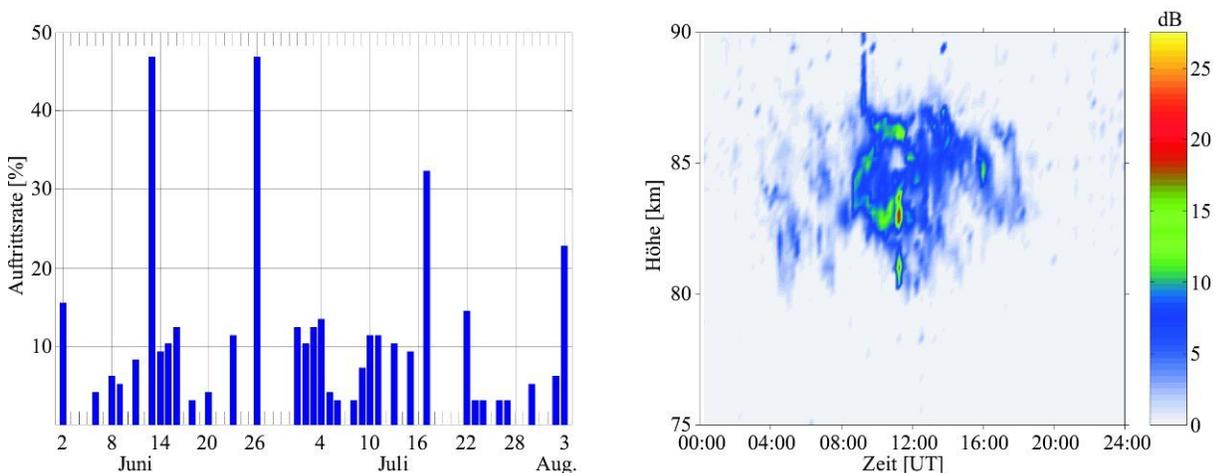
(R. Latteck, W. Singer, H. Bardey, J. Höffner)

Das Auftreten starker Radarechos auf Frequenzen um 50 MHz in der sommerlichen Mesosphäre in polaren Breiten ist aus VHF-Radarbeobachtungen der letzten 15-20 Jahre bekannt, vergleichbare Beobachtungen mesosphärischer Sommerechos in mittleren Breiten sind dagegen selten. Diese sogenannten polaren mesosphärischen Sommerechos (PMSE) bzw. ihr Äquivalent in mittleren Breiten - die mesosphärischen Sommerechos (MSE) - werden durch Rückstreuung des Radarsignals an Inhomogenitäten der Elektronendichte in der Größe der halben Radarwellenlänge hervorgerufen, die an das Auftreten großer geladener Teilchen (Eisteilchen, Aerosol) in der kalten sommerlichen Mesopausenregion gebunden sind.

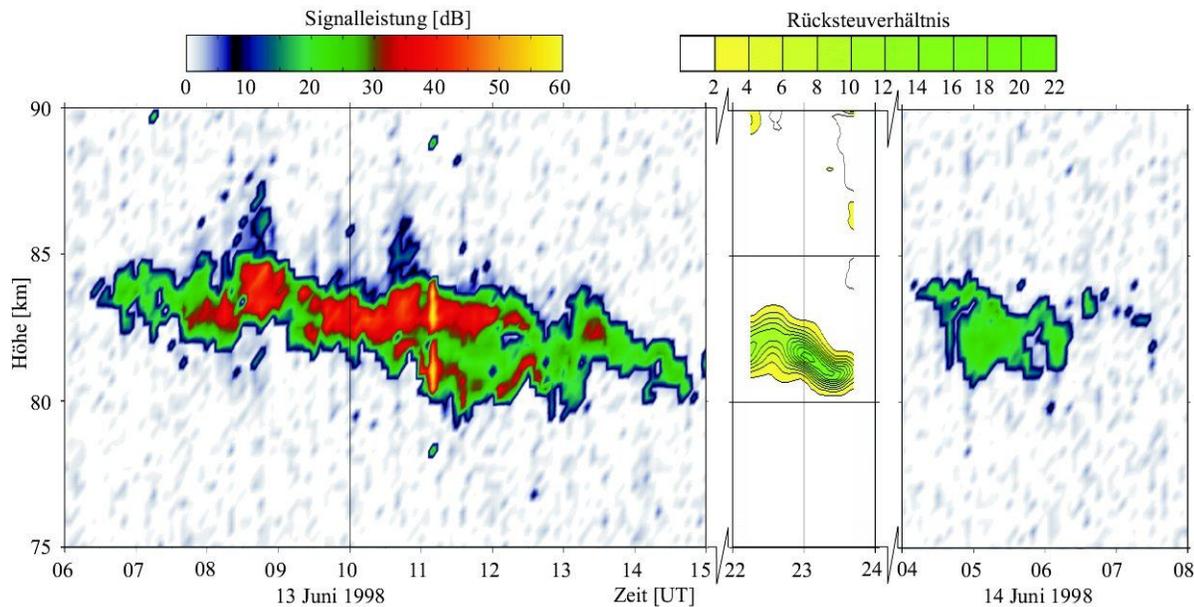
Das OSWIN (**Ostsee-Wind**)-VHF-Radar wurde im September 1997 auf dem Institutsgelände in Kühlungsborn in Betrieb genommen. Es arbeitete auf der Frequenz 53,5 MHz mit einer Spitzenleistung von 36 kW. Eine erste Messkampagne zum kontinuierlichen Studium der jahreszeitlichen Variation der mesosphärischen Sommerechos wurde vom 19. Mai bis zum 31. August 1998 durchgeführt. Die Beobachtungen erfolgten alternierend nach der Doppler beam-swinging Methode und dem spaced antenna Verfahren mit einer Entfernungsauflösung von 300 m.

MSE konnten vom 2. Juni bis zum 3. August an 34 Tagen und für insgesamt 92 Stunden mit einer Dauer zwischen 0.5 und 12 Stunden beobachtet werden. Abb. 17.1 (links) zeigt die Häufigkeit des Auftretens der MSE während der gesamten Saison 1998. Ihre tageszeitliche Variation (Abb. 17.1, rechts) weist ein Maximum um die Mittagszeit auf und ist auf Tagesbedingungen mit Sonnenstandswinkeln größer 4° beschränkt. Es wurden keine MSE während der Nacht beobachtet. Die Hauptquellen für freie Elektronen, die für Radarechos aus dem Bereich der Mesosphäre erforderlich sind, sind die solare UV-Strahlung und präzipitierende Teilchen. Die Beobachtungsperiode war durch niedrige Sonnenaktivität (mittlere Sonnenfleckenzahl 71) bestimmt, so dass die Photoionisation zur Erzeugung nachweisbarer MSE zu gering war. Weiterhin traten keine stärkeren geomagnetischen Störungen auf, die als zusätzliche Ionisationsquellen durch Teilchenpräzipitation wirksam werden konnten.

Die MSE-Schichten traten in einem Bereich zwischen 80 km und 90 km mit einem Maximum um 85 km auf, was mit PMSE-Statistiken aus polaren Breiten vergleichbar ist. Echos unterhalb 82 km dominierten im Juni.

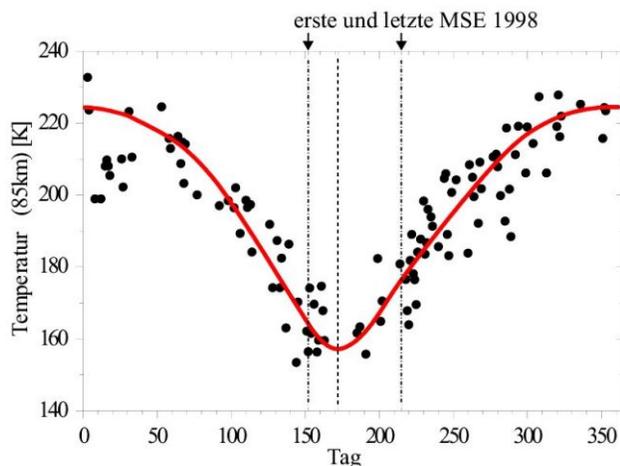


**Abb. 17.1** Tägliches Auftreten mesosphärischer Sommerechos (links) und mittlere tageszeitliche Variation der MSE (rechts) mit einer Dauer > 30 min und einem Signalpegel > 20 dB im Sommer 1998.



**Abb. 17.2** Mesosphärische Sommerechos (MSE) nach Radarbeobachtungen auf 53,5 MHz und leuchtende Nachtwolke (NLC) nach Lidarbeobachtungen auf 532 nm über Kühlungsborn am 13./14. Juni 1998.

Zwei langanhaltende MSE-Ereignisse mit einer Dauer von 8 und 12 Stunden wurden am 13. und 26. Juni beobachtet. Beide Ereignisse waren mit dem Auftreten von leuchtenden Nachtwolken (NLC) in der jeweils folgenden Nacht verbunden. Abb. 17.2 stellt die MSE/NLC-Situation am 13./14. Juni anhand der Echoleistung des vertikalen Radarstrahls und des Rückstreusignals des Kühlungsborner Rayleigh/Mie/Raman-(RMR)-Lidars auf 532 nm dar. Die MSE-Schicht ist am 13. Juni in 80 bis 85 km Höhe mit einem Maximum um 83 km von 06 UT bis 15 UT vorhanden und setzt sich in den Morgenstunden des 14. Juni beginnend bei einem Sonnenstandswinkel von  $11^\circ$  im selben Höhenbereich fort. Mit dem RMR-Lidar konnte in 81-82,2 km Höhe eine NLC mit Rückstreuverhältnissen von 7 bis 30 während der Nacht zwischen 21:30 UT und 23:45 UT beobachtet werden.



**Abb. 17.3** Mittlere jahreszeitliche Variation der Temperatur in 85 km Höhe aus Kalium-Lidar-Beobachtungen der Jahre 1996-1998.

edere in Verbindung mit Temperaturschwankungen Bildung von MSE beitragen können.

Das gleichzeitige Auftreten von MSE und NLC spricht für die Existenz tiefer mesosphärischer Temperaturen unterhalb 150 K, wie sie für die Bildung von NLC-Eisteilchen notwendig, aber normalerweise in mittleren Breiten nicht vorhanden sind. Abb. 17.3 zeigt die jahreszeitliche Temperaturvariation nach Lidar-Beobachtungen über Kühlungsborn. Die mittlere Temperatur (rote Kurve) liegt zu Beginn der MSE Saison bei 163 K, am Ende bei 176 K und hat zum Solstitium ein Minimum um 160 K. Die Variabilität der Meßwerte zeigt aber, daß im Einzelfall auch tiefere Temperaturen möglich sind.

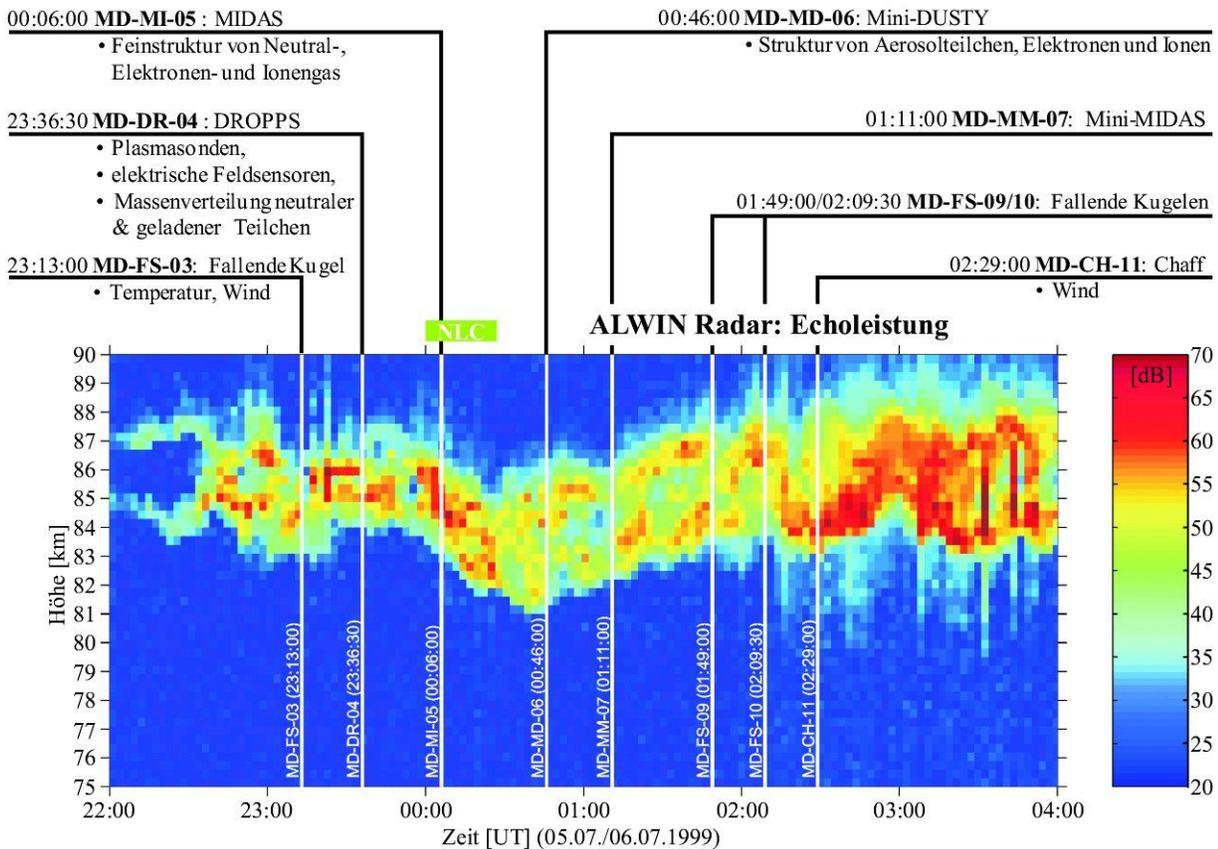
Aufgrund der höheren mittleren Temperaturen ist zu vermuten, daß in mittleren Breiten neben Eisteilchen auch andere schwere Teilchen (Wasserclusterionen), insbesondere beim Durchgang von Schwerewellen, zur Bildung

## 18 Koordinierte bodengebundene und in-situ Beobachtungen von PMSE und NLC in Andenes im Juli 1999

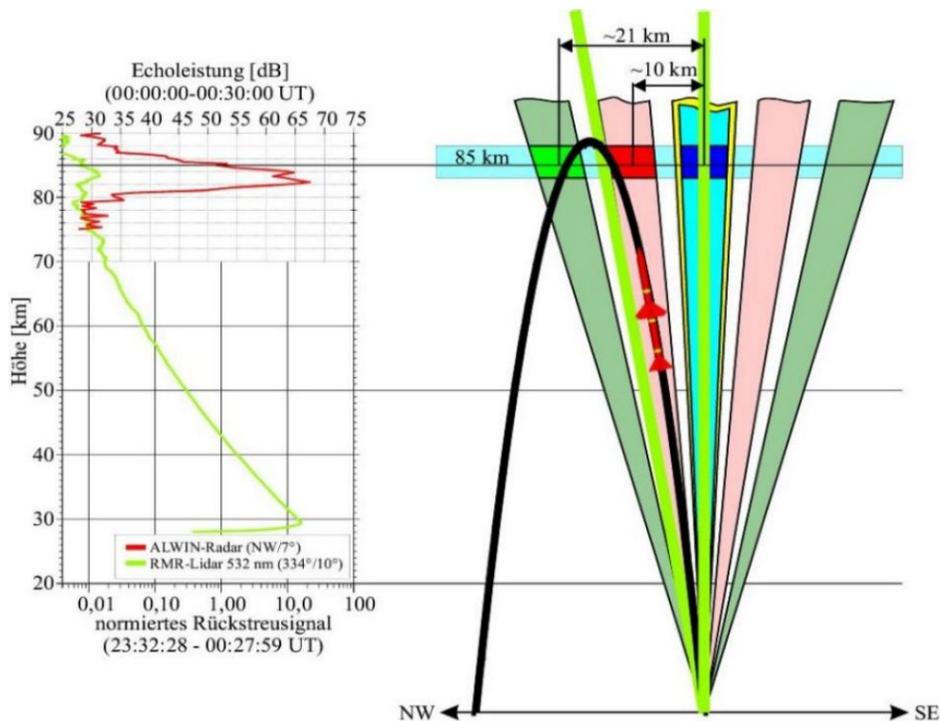
(R. Latteck, W. Singer, H. Bardey, J. Rubach)

Im Sommer 1999 wurde an der Andøya Rocket Range die internationale MIDAS/DROPPS/MINI-DUSTY-Kampagne zur Untersuchung dynamischer und physikalischer Parameter von polaren mesosphärischen Sommerechos (PMSE) und leuchtenden Nachtwolken (NLC) mittels koordinierter Raketen-, Radar- und Lidarbeobachtungen durchgeführt. Die bodengebundenen Experimente des IAP umfassten das ALWIN-MST-Radar, das ALOMAR-MF-Radar und das ALOMAR-RMR-Lidar in Andenes sowie das EISCAT-VHF-Radar in Tromsø. Mehr als 20 Höhenforschungsraketen und meteorologische Raketen zur Messung von Wind und Temperatur, elektrodynamischer Struktur in PMSE/NLC-Schichten, Ladung, Dichte, Größe und Massenverteilung von Aerosolteilchen sowie der Feinstruktur von Neutralgas, Ionen- und Elektronengas kamen in zwei Salven am 5./6. und 14. Juli zum Einsatz. Erstmals konnten PMSE/NLC-Schichten zeitgleich und im selben Volumen mit remote sensing und in-situ Verfahren untersucht werden.

Das ALWIN-MST-Radar führte während der Raketenkampagne spaced antenna Beobachtungen und Doppler beam-swinging Messungen in vertikaler Richtung sowie nach NW (Raketenflugrichtung), SO, SW, NE mit jeweils  $7^\circ$  und  $14^\circ$  Zenitablage durch. Die in Echtzeit analysierten Beobachtungen dienten als Startkriterium für die Raketenexperimente. Die erste Salve der Kampagne ist durch eine ausgeprägte PMSE-Schicht mit einem Maximum um 85 km und eine schwache NLC-Schicht von kurzer Dauer gekennzeichnet (Abb. 18.1).

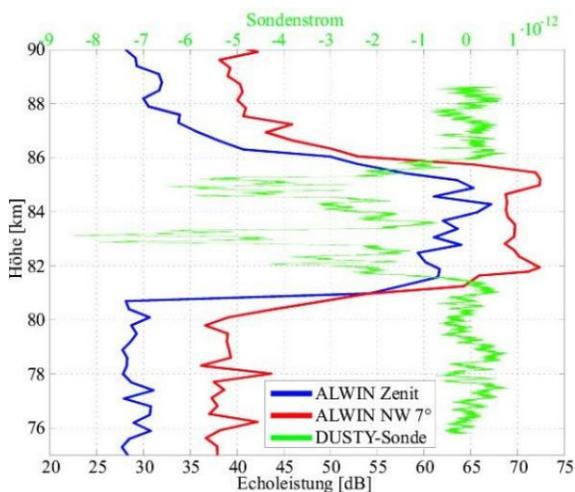


**Abb. 18.1** PMSE-Schicht nach Beobachtungen des ALWIN-Radars (vertikaler Strahl) und Sequenz der Raketen Sondierungen während der 1. Salve der MIDAS-DROPPS Kampagne am 5./6. Juli 1999.



**Abb. 18.2** Radar- und Lidar-Beobachtungen während eines gleichzeitigen PMSE/NLC-Ereignisses (links). Lage der Radarstrahlen im DBS- und SA-Mode in NW-SE-Richtung zusammen mit dem senkrechten und geschwenkten Lidarstrahl (Azimut  $324^\circ$ , Zenit  $10^\circ$ ) sowie der Trajektorie der Rakete MD-MD-06 (rechts).

Die simultanen Radar-Lidarbeobachtungen einer gleichzeitig auftretenden PMSE- und NLC-Schicht während des MIDAS-Fluges (MD-MI-05) zeigen eine im unteren Bereich der PMSE-Schicht liegende NLC-Schicht - ein Verhalten wie es in mehr als 65% der bisherigen simultanen Beobachtungen von PMSE/NLC-Schichten gefunden wurde (Abb. 18.2).



**Abb. 18.3** Radar-Echoleistung und Dusty-Sondenstrom nach Messungen im Volumen des  $7^\circ$ -Radarstrahls.

Das Mini-DUSTY Experiment MD-MD-06 durchflog die nach Nordwesten gerichteten  $7^\circ$  und  $14^\circ$  Antennenstrahlen des Radars in 80-85 km Höhe sowohl beim Aufstieg als auch beim Abstieg. Abb. 18.3 zeigt das beim Aufstieg gemessene Höhenprofil des Sondenstroms der DUSTY-Sonde (grün) zusammen mit den Höhenprofilen der Radar-Echoleistung (00:38:30 - 00:53:30 UT) für den vertikalen (blau) und den um  $7^\circ$  geneigten Antennenstrahl (rot, 10 dB Offset). Die gemessene negativ geladene Aerosolschicht überdeckt den Höhenbereich zwischen 81 und 85 km und ist exakt in die am selben Ort beobachtete PMSE-Schicht eingebettet. Diese Beobachtung unterstützt die Vorstellung, daß das Auftreten von PMSE eng mit dem Auftreten von geladenen Aerosolteilchen (Eisteilchen) gekoppelt ist.

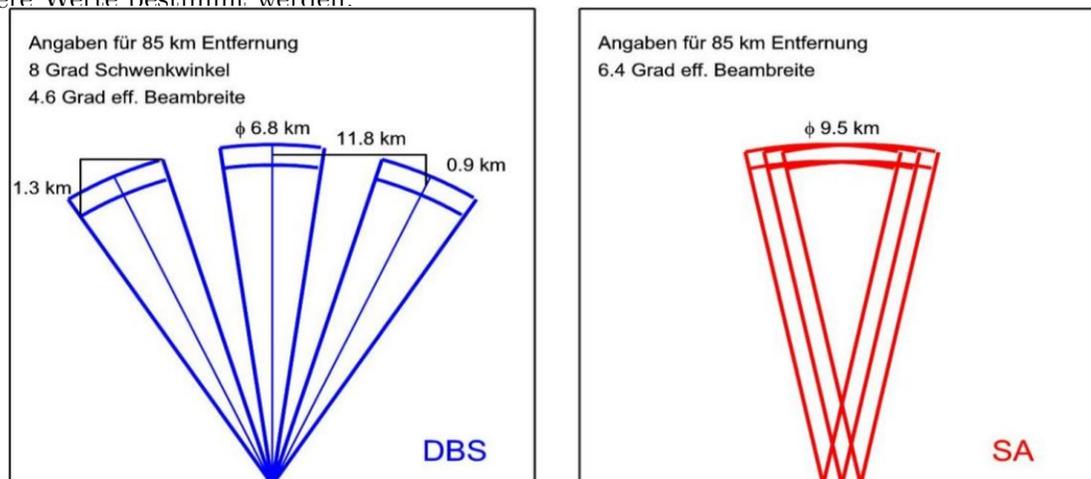
Höhe und Dicke der PMSE-Schicht können an Hand der Multi-Beam-Radarbeobachtungen über mindestens 20 km Entfernung als konstant angenommen werden.

## 19 Simultane DBS- und SA-Messungen mit einem VHF-Radar während des Auftretens von PMSE

(M. Zecha, W. Singer, P. Hoffmann, D. Keuer, H. Bardey, J. Röttger)

Im VHF-Bereich um 50 MHz lassen sich durch geeignete Anordnungen von Einzelantennen relativ kostengünstige und leistungsfähige Radargeräte konstruieren. Der Antennengewinn und die Breite des effektiven Radarstrahls werden dabei hauptsächlich durch die Anzahl und das Arrangement der Einzelantennen bestimmt. Werden für bestimmte Antennengruppen zusätzliche Phasenwege eingefügt, kann dieser Radarstrahl außerdem auf einfache Weise in verschiedene Richtungen geschwenkt werden. Dadurch können auch Messungen außerhalb des Zenits durchgeführt und die Resultate sehr gut mit den Ergebnissen anderer Experimente (z. B. raketentragenen Messungen, vgl. Kap. 18) verglichen werden, wenn diese im selben Meßvolumen durchgeführt wurden.

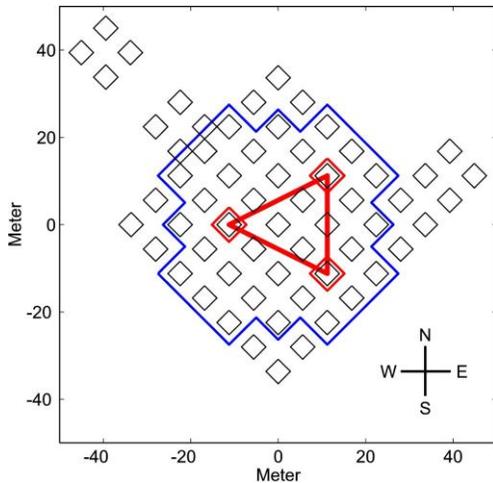
Für die Untersuchung dynamischer Eigenschaften ist die Kombination der Empfangssignale aus mehreren Schwenkrichtungen notwendig. Dieses Verfahren wird als Doppler beam-swinging (DBS) bezeichnet. Die Messungen werden hierbei nacheinander in verschiedenen Messvolumen sowie, aufgrund der Neigung des Radarstrahls, in verschiedenen Höhenbereichen mit verschiedenen effektiven Höhengauflösungen durchgeführt, wie in Abb. 19.1 (links) an einem Beispiel dargestellt ist. Wenn die Atmosphäre hier unterschiedliche Eigenschaften besitzt, können nur mittlere Werte bestimmt werden.



**Abb. 19.1** Darstellung des Prinzips der DBS und SA Messungen und der entsprechenden räumlichen Auflösungen am Beispiel des ALOMAR SOUSY Radars.

Ein anderes Messverfahren verzichtet auf das Schwenken des Radarstrahls. Es wird nur in vertikale Richtung gesendet und die simultan an mehreren, nahe beieinanderstehenden Empfangsantennen aufgenommenen Signale werden analysiert und verglichen. Die Messungen können somit gleichzeitig und im selben Messvolumen durchgeführt werden (vgl. Abb. 19.1 rechts). Aufgrund der üblicherweise kleineren Empfangsantennen wird die Signalstärke bei diesem sogenannten spaced antenna (SA) Verfahren jedoch geringer sein als beim DBS-Verfahren. Außerdem steigt der technische Aufwand.

Messungen in der Mesosphäre mit VHF-Radars während des Auftretens von polaren mesosphärischen Sommerechos (PMSE) wurden vor 1997 nur mit dem DBS-Verfahren durchgeführt. Da aber bekannt ist, dass diese PMSE einerseits sehr starke räumliche und zeitliche Variationen zeigen und andererseits sehr starke Echos auftreten, sollten die Vorteile des SA-Verfahrens gerade für diese Untersuchungen überwiegen. Um die Ergebnisse beider Verfahren jedoch direkt miteinander vergleichen zu können, ist es sogar notwendig, die Untersuchungen mit beiden Verfahren parallel durchzuführen.



**Abb. 19.2** Skizze des Antennenfeldes des ALOMAR SOUSY Radars: Antennenkonfiguration für simultane DBS Messungen (blau) und SA Messungen (rot) in der Mesosphäre.

erstmalig simultane Messungen nach beiden grundlegenden Verfahren mit einem Radar während des Auftretens von PMSE durchgeführt werden.

Die Ergebnisse dieser Beobachtungen werden hier anhand eines Beispiels vom 15. Juli 1997 gezeigt. Die Zeit für einen Messzyklus betrug etwa zwei Minuten, als Höhenauflösung wurde 300 Meter gewählt.

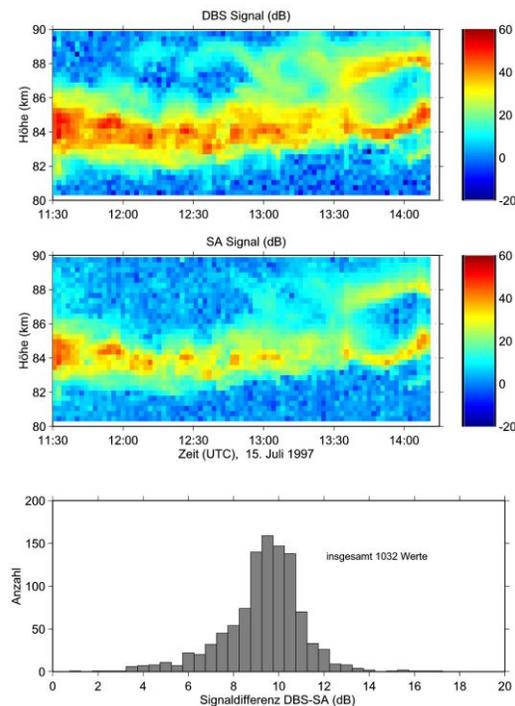
Die erste Frage bei den Messungen war: Können mit diesen relativ kleinen Empfangsantennen im SA-Mode überhaupt die PMSE-Strukturen untersucht werden? Wie anhand Abb. 19.3 (oben und Mitte) zu sehen ist, können beide Verfahren bei vertikal ausgerichteten Antennenstrahlen aufgrund der starken Rückstreuesignale die PMSE-Struktur in ähnlicher Weise wiedergeben. Die mit der großen Empfangsantenne (DBS) erhaltenen Signalstärken sind natürlich deutlich größer, aber nur in einigen Höhenbereichen können zeitweise zusätzliche Strukturen erkannt werden, da hier das SA-Signal im Rauschen untergeht.

Aus den unterschiedlichen Empfangssignalstärken von DBS und SA lassen sich bei den bekannten Antennengrößen sogar Hinweise auf die Art der Streuprozesse ableiten. Bei der vorgegebenen Antennenkonfiguration werden diese Unterschiede für Volumenstreuung mit 7,65 dB und für Reflexion mit 15,3 dB erwartet. Der mittlere Wert der tatsächlichen Signalstärkeunterschiede liegt bei etwa 9 dB, wie Abb. 19.3 (unten) zeigt. Die hier untersuchte PMSE-Schicht besitzt also mehr streuende als reflektierende Eigenschaften.

Die Ergebnisse der mit DBS und SA ermittelten horizontalen Winde sind in Abb. 19.4 dargestellt. Es ist eine weitgehende Übereinstimmung sowohl der berechneten Zonal- als auch Meridionalwinde erkennbar. Aufgrund der größeren Empfangsantenne und der damit verbundenen höheren Empfangssignalstärke ist die Windbestimmung mit der DBS Methode teilweise in

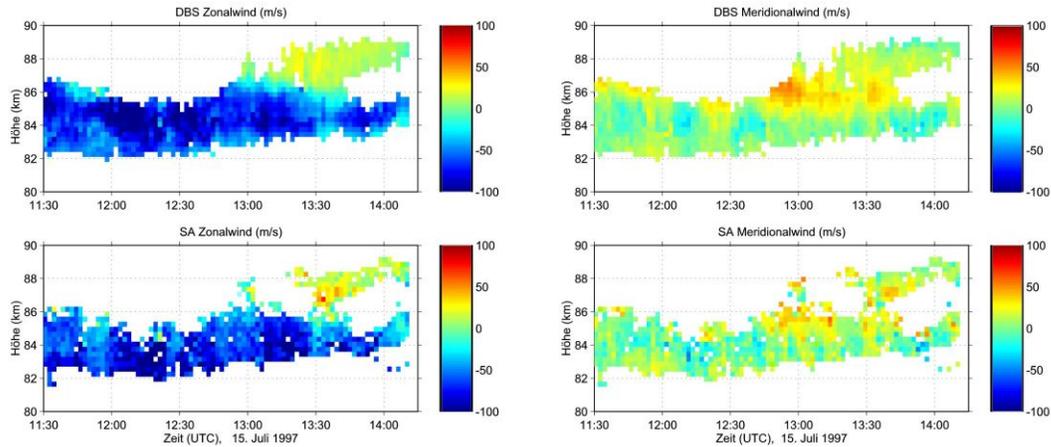
Das für DBS-Messungen konzipierte ALOMAR SOUSY Radar (Frequenz 53,5 MHz, Pulspitzenleistung 120 kW) in Andenes (69°N, 16°E) wurde daher so erweitert und modifiziert, dass mit ihm auch gleichzeitig SA-Messungen durchgeführt werden können. Dazu wurde die Sendeantenne wie für die Standard-DBS-Messungen aus dem gesamten Antennenfeld zusammengesetzt, während des Empfangs wurden jedoch aus diesem Komplex drei separate Empfangsgruppen herausgeschaltet und für die SA-Messungen verwendet (vgl. Abb. 19.2), d. h. es wurden insgesamt vier Empfangskanäle genutzt.

Der Radarstrahl wurde analog zu den Standard-DBS-Messungen nach Norden, Süden, Osten, Westen und in vertikale Richtung geschwenkt und die Signale von der großen Empfangsantenne wurden für die DBS-Analyse ausgewertet. In den Intervallen vertikaler Schwenkrichtung wurden gleichzeitig mit den drei kleinen Empfangsantennen Signale aufgenommen und für die SA-Analyse genutzt. Dadurch konnten weltweit



**Abb. 19.3** oben: Empfangssignalstärke von DBS und SA Messungen; unten: Histogramm der Signaldifferenzen.

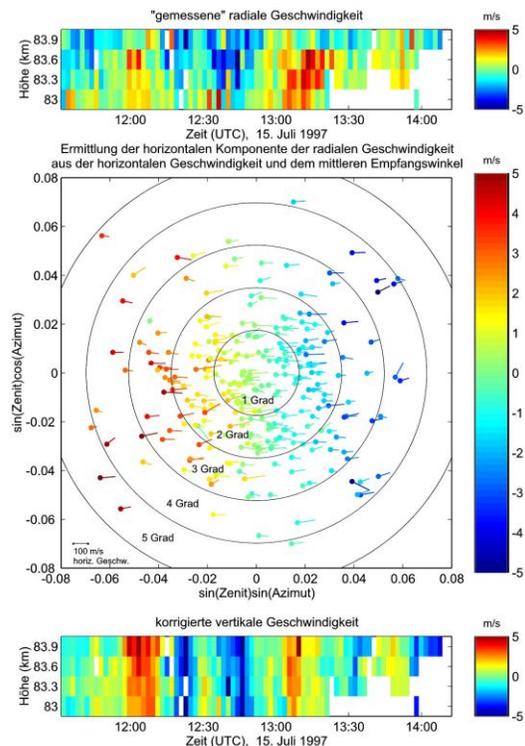
einem größeren Höhenbereich möglich. Räumliche und zeitliche Feinstrukturen können dagegen mit der SA Methode besser wiedergegeben werden. Ursache hierfür können Inhomogenitäten sein, die die Windbestimmung beeinflussen. Da im DBS Mode die Messungen nacheinander in verschiedenen Volumen durchgeführt und kombiniert werden, erfolgt hier eine räumliche und zeitliche Mittelung.



**Abb. 19.4** Zonaler und meridionaler Wind der DBS und SA Messungen.

Der vertikale Wind bei DBS und SA Messungen wird häufig durch die radiale Geschwindigkeit (Abb. 19.5 oben) approximiert, welche direkt aus der Dopplerverschiebung bei vertikal ausgerichtetem Antennenstrahl bestimmt werden kann. Aufgrund der Antennenstrahlbreite wird jedoch bei den Messungen ein großes Messvolumen betrachtet, in welchem ungleichmäßig verteilte Inhomogenitäten auftreten können. Dies führt dazu, dass die mittlere Empfangsrichtung etwas außerhalb des Zenits liegen kann. Dadurch enthält die radiale Geschwindigkeit neben der vertikalen eine zusätzliche horizontale Komponente. Um die korrekte vertikale Geschwindigkeit zu bestimmen, muss also eine Korrektur vorgenommen werden (Abb. 19.5 Mitte). Dazu werden zunächst die Richtungswinkel des mittleren Empfangspunktes durch Interferometrie aus den SA Messungen bestimmt. Die Vertikalgeschwindigkeit wird anschließend anhand dieser mittleren Empfangswinkel (farbige Punkte) und der gemessenen Horizontalwinde (farbige Linien) korrigiert. An der Farbkodierung ist erkennbar, dass diese Korrekturwerte in der gleichen Größenordnung wie die radialen Geschwindigkeiten liegen und somit nicht vernachlässigt werden können. Wie ein Vergleich der oberen und unteren Grafik in Abb. 19.5 zeigt, werden die Vertikalbewegungen nach der Korrektur über den gesamten Höhenbereich konsistenter wiedergegeben, Wellenstrukturen treten deutlicher hervor.

Die Bestimmung der mittleren Empfangswinkel und damit die Korrektur der vertikalen Geschwindigkeit ist mit einfachen DBS Messungen allein nicht möglich. Bei simultanen DBS/SA Messungen kann die Korrektur aber auch auf die DBS-Werte übertragen werden. Insgesamt zeigen die Ergebnisse, dass eine Kombination beider Verfahren günstig ist, da ihre speziellen Vorteile so optimal ausgenutzt werden können.



**Abb. 19.5** Korrektur der vertikalen Geschwindigkeit am Beispiel von vier Höhenkanälen.

Höhenbereich konsistenter wiedergegeben,

## 20 Mittlere Windfelder in der Mesosphäre und unteren Thermosphäre

(P. Hoffmann, W. Singer, D. Keuer, R. Latteck, J. Bremer, J. Schacht)

Mittlere Felder des zonalen und meridionalen Grundwindes und der halb- und gantztägigen Gezeitenkomponente für den Höhenbereich von 60 - 100 km werden kontinuierlich mit den MF-Radaranlagen in Juliusruh (54.6°N, 13.4°E, seit 1990) und in Andenes (69.3°N, 16.0°E, beginnend ab 1997) bestimmt. Ein Schwerpunkt der Arbeiten ist die Analyse mittlerer jahreszeitlicher Variationen des mesosphärischen Windfeldes. Die experimentell ermittelten Ergebnisse werden weiterhin als Referenz für die in unserem Institut durchgeführten Modellierungsarbeiten zur Beschreibung der mesosphärischen Zirkulation (Kremp *et al.*, 1999) und der thermischen Gezeitenwellen (siehe Kap. 27) genutzt.

Mit der seit Oktober 1998 erreichten vollen Leistungsfähigkeit des MF Radar in Andenes ergeben sich neue Möglichkeiten sowohl zur Untersuchung der Breitenabhängigkeit der mittleren Grundwinde und der Gezeiten als auch zur Bereitstellung von Informationen über das mesosphärische Windfeld für die im Rahmen des ALOMAR Projektes durchgeführten Untersuchungen polarer mesosphärischer Sommerechos und leuchtender Nachtwolken.

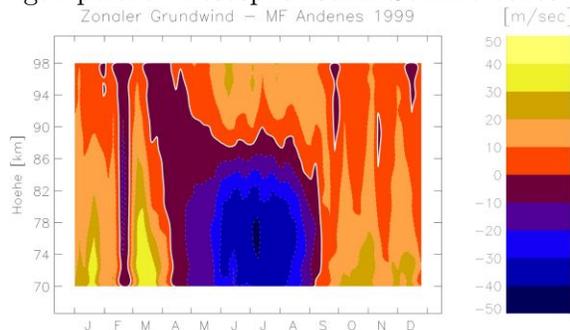


Abb. 20.1 Zonaler Grundwind nach MF-Radarmessungen in Andenes.

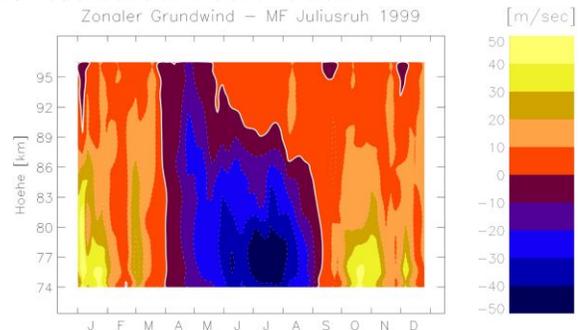


Abb. 20.2 Wie Abb. 20.1, aber für Juliusruh.

In Abb. 20.1 und Abb. 20.2 ist der zonale Grundwind nach MF-Radarmessungen in Andenes und Juliusruh mit einer Auflösung von 10 Tagen dargestellt. In den Sommermonaten zeigt sich trotz des Breitenunterschiedes von ca. 15° ein vergleichbares Bild mit dominierenden Ostwinden in Höhen um 80 km. Unterschiede zeigen sich in der Variabilität der winterlichen Westwinde an beiden Messstationen.

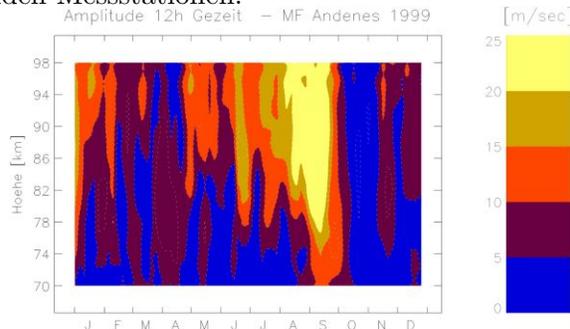


Abb. 20.3 Amplitude der 12 h Gezeit nach MF-Radarmessungen in Andenes.

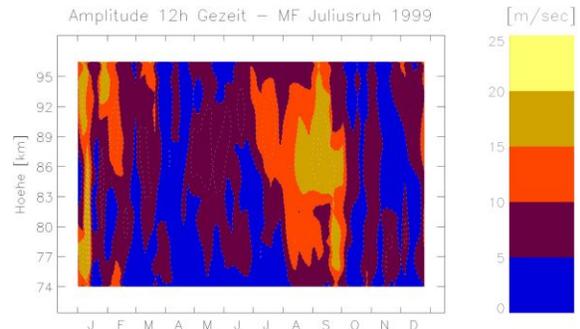
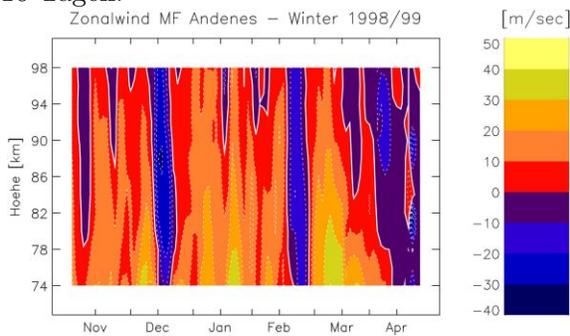


Abb. 20.4 Wie Abb. 20.3, aber für Juliusruh.

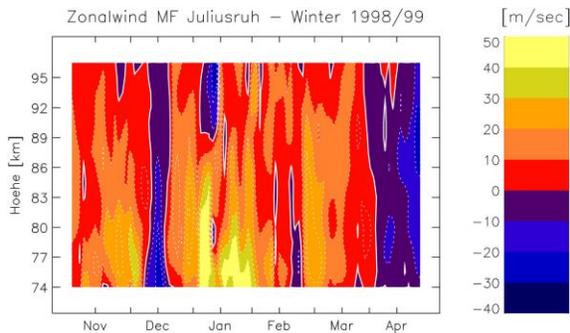
Abb. 20.3 und Abb. 20.4 beschreiben die Jahressgänge der Amplituden der in mittleren und hohen Breiten dominierenden 12h Gezeit. Das spätsommerliche Maximum ist 1999 über Andenes noch stärker ausgeprägt als auch in den anderen Jahren zu dieser Zeit über Juliusruh beobachtete Maximum.

Ein weiterer Schwerpunkt besteht in der Untersuchung der Auswirkungen stratosphärischer

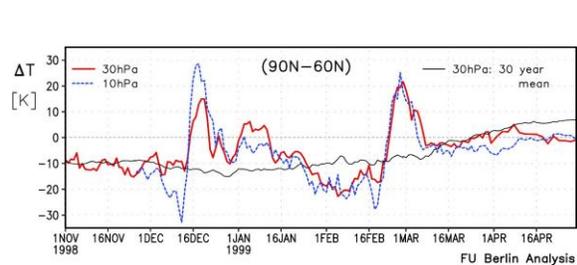
Erwärmungen auf das mesosphärische Windfeld in verschiedenen geographischen Breiten. In den Abb. 20.5 und Abb. 20.6 sind die Höhen-Zeitschnitte der mit einer Auflösung von 4 Tagen bestimmten mittleren Zonalwinde über Andenes und Juliusruh für den Zeitraum vom 1. November 1998 bis zum 30. April 1999 dargestellt. Sowohl um den 15. Dezember als auch in der zweiten Februarhälfte treten kurzzeitige Windumstellungen von den vorherrschenden winterlichen Westwinden auf Ostwinde mit unterschiedlicher Stärke an beiden Standorten auf. Während dieser Perioden weisen die positiven meridionalen Temperaturgradienten zwischen  $90^{\circ}\text{N}$  und  $60^{\circ}\text{N}$  in der Stratosphäre (Abb. 20.7, Naujokat, pers. Mitt., 2000) auf stratosphärische Erwärmungen hin. Diese Erscheinungen sind mit einer Zunahme der planetaren Wellenaktivität in der Stratosphäre verbunden und können in hohen Breiten zu einer Abkühlung in den darüberliegenden Höhenbereichen führen, die letztendlich mit einer Umstellung der mesosphärischen Zirkulation verbunden ist. Im Zusammenhang mit stratosphärischer planetarer Wellenaktivität wird auch im mesosphärischen Windfeld eine erhöhte Wellenaktivität beobachtet. Eine gleitende Spektralanalyse der über Andenes in 82 km gemessenen Meridionalwinde (Abb. 20.8) zeigt für die Zeiträume der stratosphärischen Erwärmungen langperiodische Oszillationen mit Perioden von 10-16 Tagen.



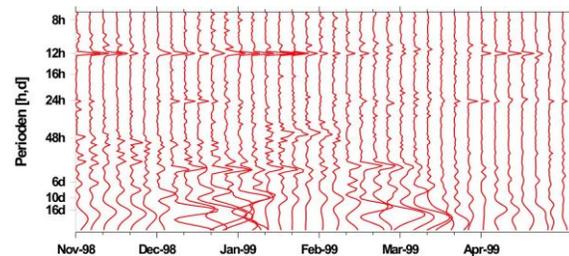
**Abb. 20.5** Mittlerer Zonalwind nach MF-Radarbeobachtungen in Andenes für den Winter 1998/99.



**Abb. 20.6** Wie Abb. 20.5, aber für Juliusruh.



**Abb. 20.7** Meridionaler Temperaturgradient zwischen  $90^{\circ}\text{N}$  und  $60^{\circ}\text{N}$  für die Druckflächen 30 hPa und 10 hPa für den Winter 1998/99 im Vergleich zum langjährigen Mittel für 30 hPa.

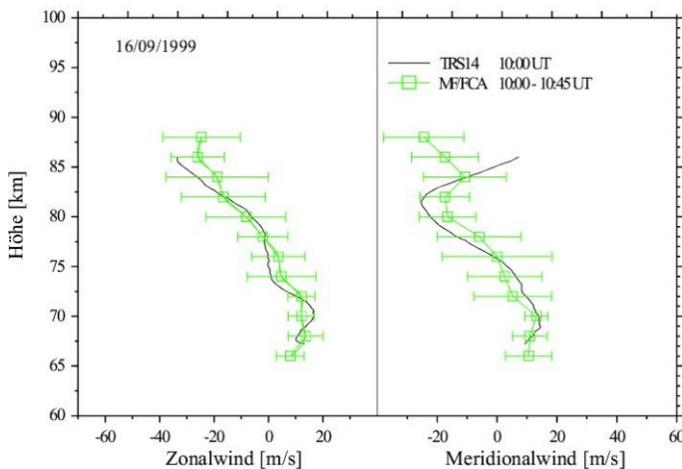


**Abb. 20.8** Langperiodische Oszillationen des mesosphärischen Windfeldes über Andenes im Winter 1998/99 (Meridionalwind in 82 km Höhe).

## 21 Vergleich von Radarwindmessung in der Mesosphäre mit in-situ Methoden

(W. Singer, P. Hoffmann, R. Latteck, M. Zecha, F.-J. Lübken, U. von Zahn)

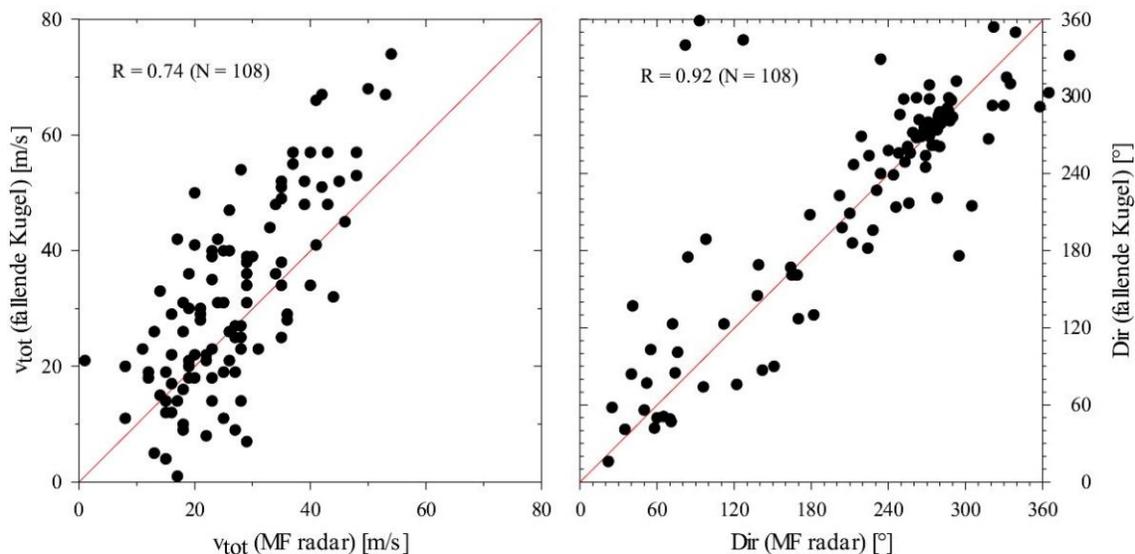
Das ALOMAR Observatorium und die benachbarte Andøya Rocket Range in Andenes, Norwegen (69°N, 16°E) verfügen über eine einmalige experimentelle Basis für den Vergleich von Windmessung in der Mesosphäre in einem nahezu identischen Volumen mittels Radarverfahren und in-situ Methoden. Die in-situ Messungen mit Hilfe meteorologischer Raketen umfassen das „Fallende Kugel“-Experiment und das hochauflösende Folienwolken-Experiment. Die Radarexperimente beinhalten das ALWIN-MST-Radar auf der Frequenz 53,5 MHz und das ALOMAR MF Radar auf der Frequenz 1,98 MHz.



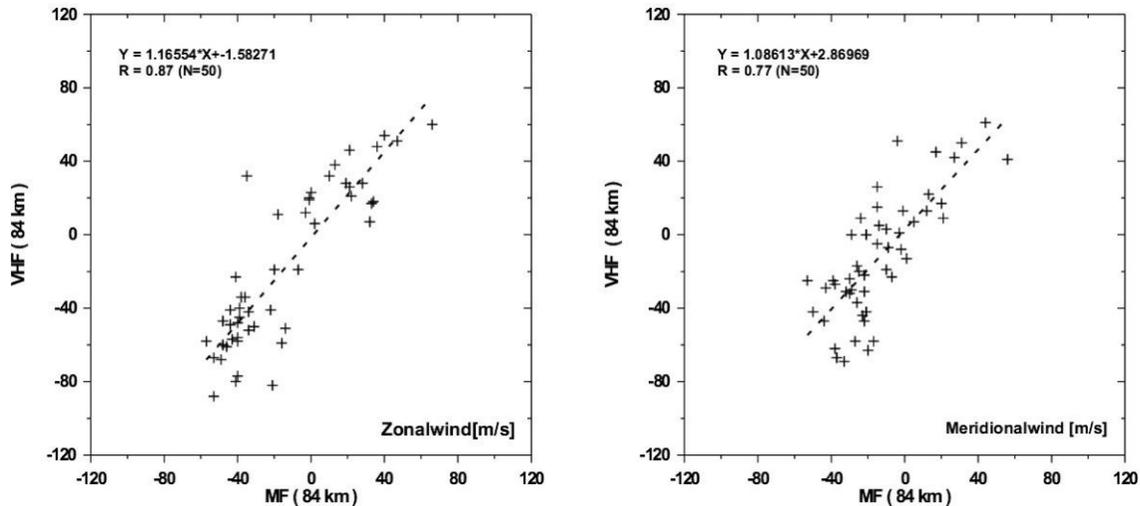
**Abb. 21.1** Simultane Windmessungen mittels fallender Kugel und MF-Radarbeobachtungen am 16. September 1999 in Andenes.

Die Verifikation der Genauigkeit und Charakterisierung der Grenzen bodengebundener Radarwindmessungen ist eine Zielstellung des TRAMP-Projektes (Temperature and Remote Sensing about the Mesopause at Polar Latitudes). Während der TRAMP-Transition-Kampagne im August/September 1999 wurden 2 Messungen mit Folienwolken und 14 Messungen mit fallenden Kugeln durchgeführt. Nur drei Messungen fanden während des Auftretens von PMSE statt, so daß die remote/in-situ Windvergleiche auf den Vergleich MF-Radar/Fallende Kugel beschränkt sind. MF-Radarwinde wurden nach der spaced antenna Methode mit einer Höhenauflösung von 3-4 km bestimmt,

die Beobachtungen sind in Höhenauflösung und Genauigkeit mit den Daten aus fallenden Kugeln vergleichbar (Abb. 21.1).



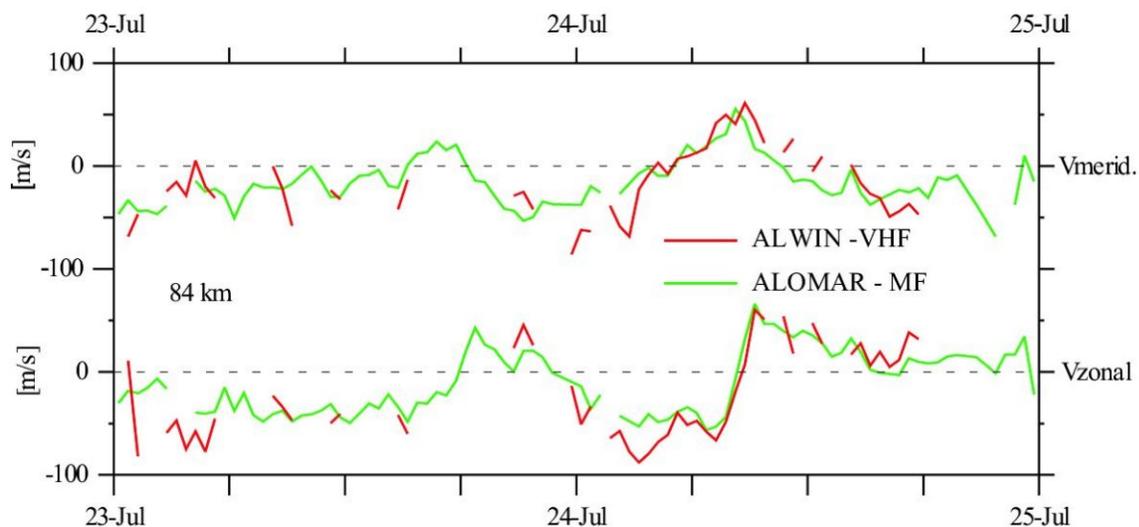
**Abb. 21.2** Korrelogramme von Windgeschwindigkeit ( $v_{tot}$ ) und Windrichtung (Dir) nach simultanen Beobachtungen mittels fallender Kugel und MF-Radar im Zeitraum 16.08. bis 22.09.1999 (Höhenbereich 62 - 84 km).



**Abb. 21.3** Korrelogramm halbstündlicher Mittelwerte des Zonal- und Meridionalwindes nach VHF- und MF-Radarbeobachtungen am 23./24. Juli 1999 in 84 km.

Die MF-Radarwinde befinden sich in guter Übereinstimmung mit fallenden Kugeln im Höhenbereich von 62-84 km wie es Korrelogramme der Windgeschwindigkeiten und Richtungen zeigen (Abb. 21.2). Bei großen Windgeschwindigkeiten können die mit dem MF-Radar ermittelten Winde um bis zu 20% unterbestimmt sein.

Ein direkter Vergleich von MF- und VHF-Radarwindmessungen war im Sommer 1999 während des Auftretens von polaren mesosphärischen Sommerechos (PMSE) in einem Höhenbereich von 82-88 km möglich (ca. 3000 Beobachtungsstunden im Zeitraum Mitte Mai bis Ende August 1999). Die simultan nach dem spaced antenna Verfahren gemessenen MF- und VHF-Winde haben eine Höhenauflösungen von 3-4 km im MF-Bereich und 0,4 km im VHF-Bereich. Die Halbstunden-Mittelwerte zeigen eine gute Übereinstimmung mit Korrelationskoeffizienten größer als 0,8, wie es die Windmessungen am 23./24. Juli 1999 während eines langandauernden PMSE-Ereignisses demonstrieren (Abb. 21.3 und Abb. 21.4).

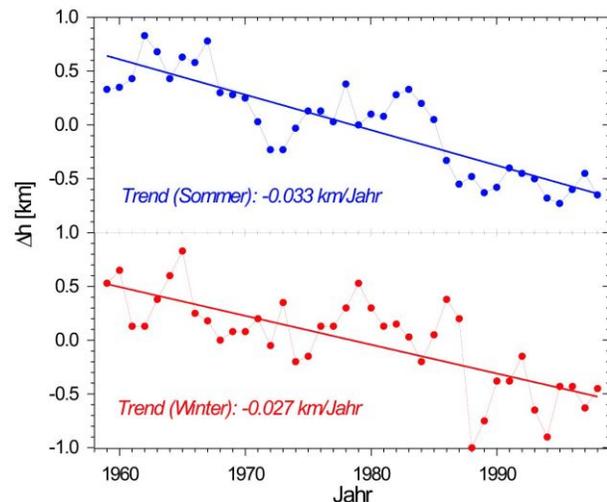


**Abb. 21.4** Zonal- und Meridionalwinde in 84 km nach simultanen VHF/MF-Radarbeobachtungen am 23./24. Juli 1999.

## 22 Trends im mesosphärischen Temperatur- und Windfeld

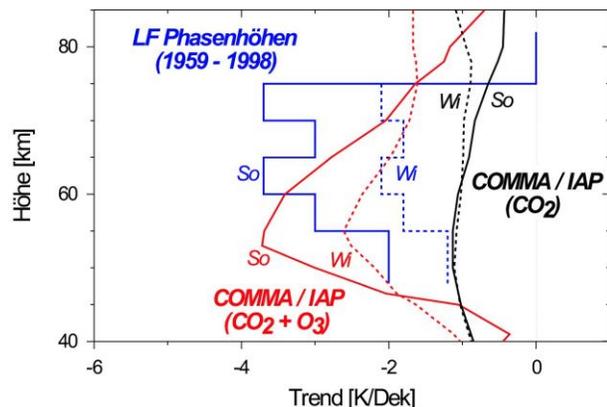
(J. Bremer, E. Becker, U. Berger, P. Hoffmann, A. Bardey)

Zur Untersuchung möglicher anthropogen bedingter Veränderungen der Erdatmosphäre spielen der Nachweis und die Analyse langer atmosphärischer Trends eine wichtige Rolle. Nach Modellergebnissen sollte die zunehmende Konzentration von Treibhausgasen in der Troposphäre eine Erwärmung, in den darüber liegenden Schichten aber eine Abkühlung bewirken. Um diese Prognosen für die Mesosphäre zu testen, wurden die Ergebnisse langjähriger Phasenhöhen- und Windmessungen in Mitteleuropa analysiert und die daraus abgeleiteten Trends mit unterschiedlichen Modellierungsergebnissen verglichen.



**Abb. 22.1** Trends einer Druckhöhe nahe 82 km für Sommer und Winter aus Phasenhöhenmessungen nach Eliminierung des solar und geomagnetisch bedingten Anteils.

Die Phasenhöhenmessungen sind einfache Feldstärkemessungen im Langwellenbereich (162 kHz, Senderentfernung 1020 km) aus denen die ionosphärische Reflexionshöhe der Funkwellen abgeleitet werden kann. Bei konstantem solaren Zenitwinkel ( $\cos \chi = 0,2$ ) entspricht die Reflexionshöhe  $h$  (nahe 82 km) in guter Näherung einem Niveau konstanten atmosphärischen Drucks. Grundlage der Trendanalysen sind monatliche Mittelwerte der täglich bestimmten Höhen konstanten Drucks. Der Einfluss der solaren und geomagnetischen Aktivität wird durch eine Regressionsanalyse eliminiert. Mit dem verbleibenden Rest  $\Delta h$  wird ein linearer monatlicher Trend oder aus dem Mittel mehrerer Monate ein jahreszeitlicher Trend (siehe Abb. 22.1) bestimmt.



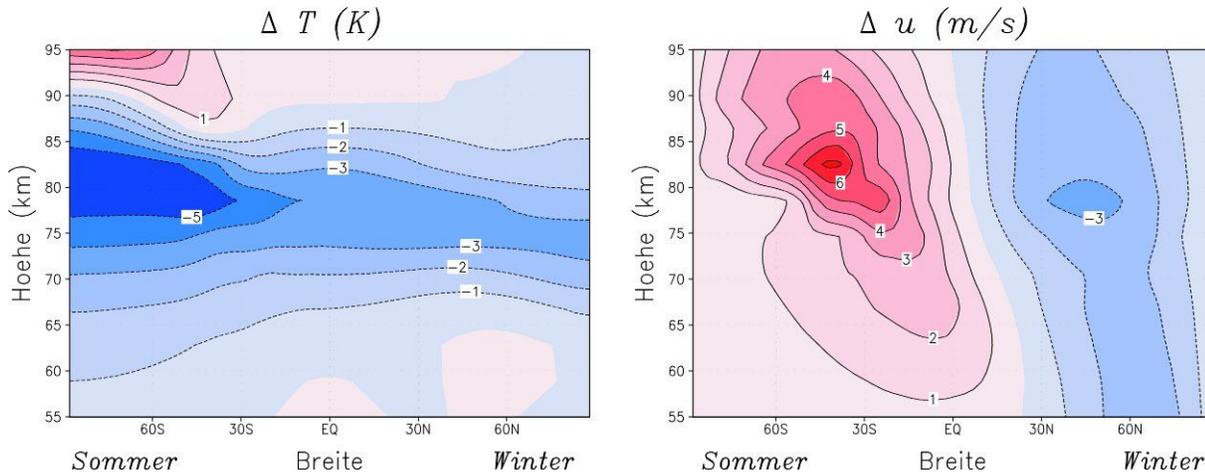
**Abb. 22.2** Vergleich experimenteller Temperaturtrends aus Phasenhöhenmessungen mit Modellergebnissen des COMMA/IAP für jeweils Sommer (So) und Winter (Wi).

Mit Hilfe der barometrischen Höhenformel können aus den Trends der Druckflächen nach Phasenhöhenmessungen (nahe 82 km) und nach Satellitendaten (48 km) Temperaturtrends in diesem Höhenbereich bestimmt werden. Bei Annahme einer Profilform der Trends entsprechend den Ergebnissen von Lidarbeobachtungen (Keckhut et al., *J. Geophys. Res.*, 100, 18887-18897, 1995) wurden die in Abb. 22.2 dargestellten Profile der Temperaturtrends für Sommer und Winter abgeleitet. Außerdem werden Modellergebnisse gezeigt, die mit dem COMMA/IAP erhalten wurden, wenn einerseits realistische Trends im  $\text{CO}_2$  (15 ppmv/Dek) und andererseits Trends im  $\text{CO}_2$  und im Ozon (minimaler Wert: -10 %/Dek) berücksichtigt wurden.

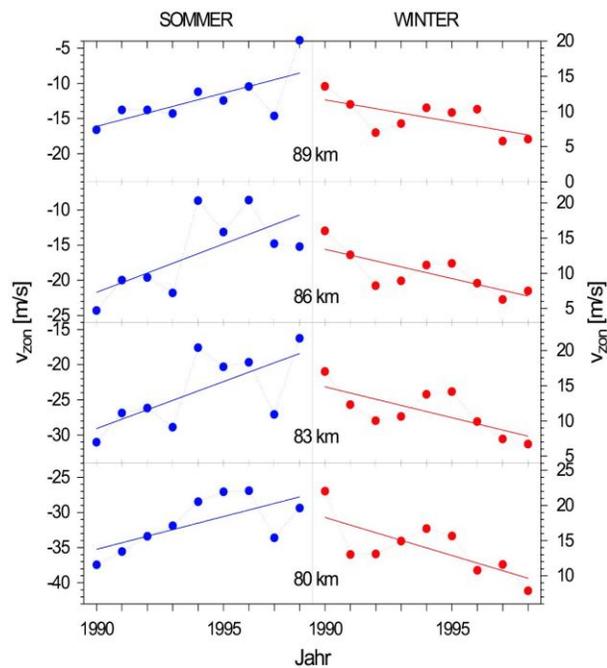
Ein Vergleich der experimentellen Trends mit den Modellergebnissen zeigt, dass die experimentellen Trends deutlich stärker sind als die durch den Treibhauseffekt allein ( $\text{CO}_2$ ) bedingten Trends. Bei zusätzlicher Berücksichtigung der Ozontrends wird hingegen eine deutlich bessere Übereinstimmung erzielt. Allerdings bleiben merkliche

Unterschiede in den Höhen der maximalen Trends.

Temperaturtrends in der Mesosphäre können aber auch durch Trends in atmosphärischen Schwerewellenparametern verursacht werden, wie durch Modellrechnungen mit dem KMCM (Kühlungsborn mechanistic general circulation model) nachgewiesen wurde. Bei Annahme einer erhöhten Aktivität atmosphärischer Schwerewellen (genauer einer 12%-igen Zunahme der horizontalen Wellenzahl interner Schwerewellen) ergeben sich die im linken Teil der Abb. 22.3 dargestellten mesosphärischen Temperaturänderungen mit deutlichen Temperaturabnahmen in der sommerlichen und etwas geringeren in der winterlichen Mesosphäre.



**Abb. 22.3** Trends von Temperatur (links) und Zonalwind (rechts) nach Rechnungen mit dem KMCM bei Annahme einer erhöhten Effektivität atmosphärischer Schwerewellen.



**Abb. 22.4** Trends des Zonalwindes im Sommer und Winter aus Messungen mit einem MF-Radar in Juliusruh.

Neben den Trends in der Temperatur können auch Trends im mesosphärischen Windfeld beobachtet werden. In Abb. 22.4 ist die zonale Windgeschwindigkeit nach Beobachtungen mit einem MF-Radar in Juliusruh getrennt für Sommer und Winter in Abhängigkeit von der Zeit aufgetragen. Dabei ergeben sich Trends, die den Betrag der Windgeschwindigkeit in beiden Jahreszeiten verringern. Erste Modellergebnisse mit dem COMMA/IAP bestätigen diese Tendenz, allerdings sind die erhaltenen Trends deutlich geringer als die experimentellen Werte. Bei Annahme einer erhöhten Schwerewellenaktivität geben die Modellergebnisse mit dem KMCM (rechter Teil der Abb. 22.3) den experimentellen Sachverhalt zumindest bzgl. der unterschiedlichen Vorzeichen im Sommer und Winter richtig wieder.

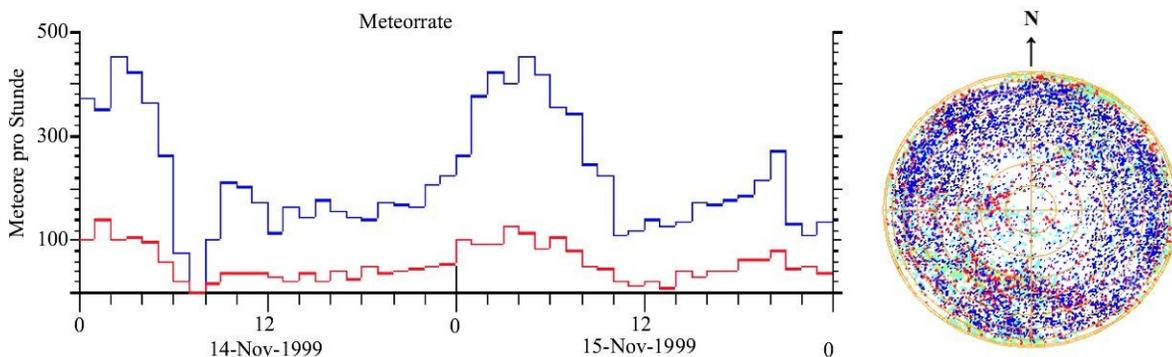
Der Vergleich der experimentellen Trends mit ersten Modellrechnungen zeigt, dass zur Erklärung der mesosphärischen Temperatur- und Windtrends neben den Treibhausgasen ( $\text{CO}_2$  und  $\text{O}_3$ ) auch dynamische Effekte (Schwerewellen) eine Rolle spielen können. Allerdings gibt es bislang noch keine gesicherten experimentellen Aussagen bzgl. möglicher Trends in atmosphärischen Schwerewellenparametern, wie sie in den Modellrechnungen mit dem KMCM angenommen wurden.

## 23 Radarbeobachtungen von Meteoren in der Mesosphäre/unteren Thermosphäre über Juliusruh

(W. Singer, J. Weiß, J. Bremer, R. Latteck, W. Teschner)

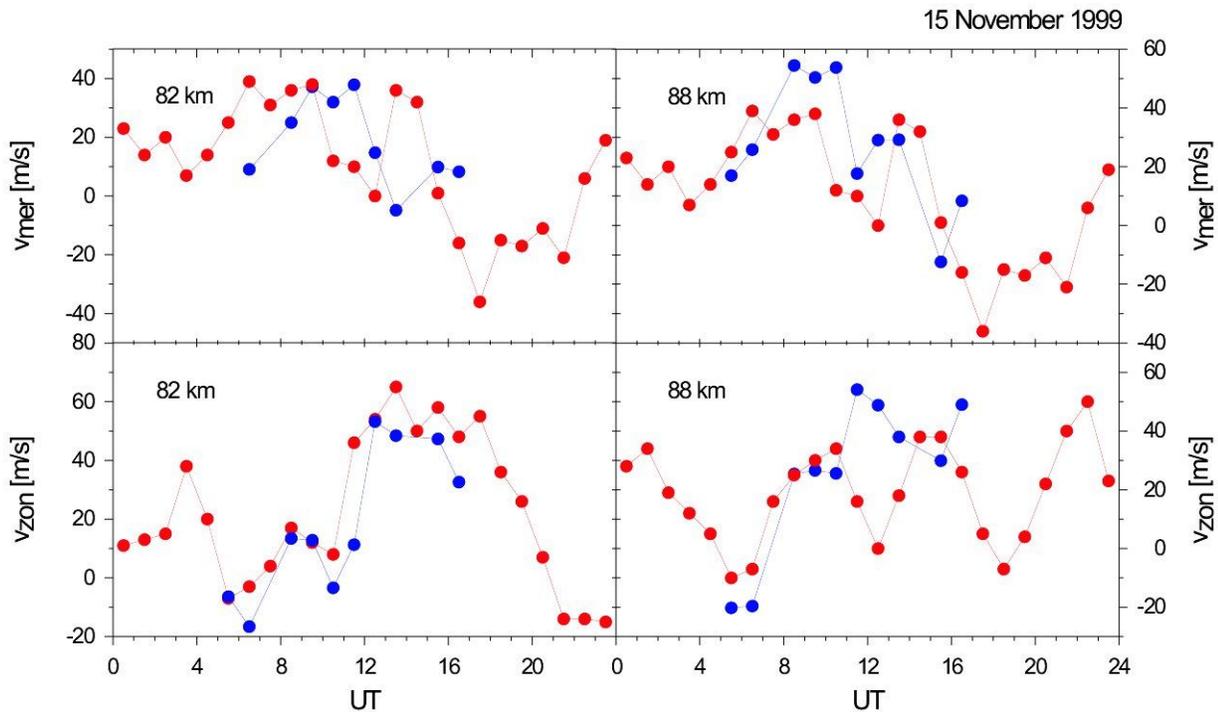
In die Erdatmosphäre eindringende Meteoroiden können durch Radarortung der vom verglühenden Meteoroid in Höhen zwischen 80 und 110 km erzeugten Ionisationsspur beobachtet werden. Das reflektierte Radarsignal erfährt dabei eine Dopplerverschiebung, da die Meteorspur vom Hintergrundwind mitgeführt wird. Aus den Beobachtungsgrößen des Meteorechos - Entfernung, Azimut und Elevation, Dopplergeschwindigkeit und Lebensdauer - können verschiedene atmosphärische und astronomische Parameter abgeleitet werden. Die Parameter beinhalten das Höhenprofil des Horizontalwindes, die Höhenverteilung der Meteore, das Höhenprofil des ambipolaren Diffusionskoeffizienten sowie die daraus abgeleitete Temperatur im Maximum der Meteorschicht um etwa 90 km. Für Meteorströme können weiterhin der Radiant der einfallenden Meteoroiden und ihre Eintrittsgeschwindigkeit bestimmt werden.

Im November 1999 wurde an der Außenstation Juliusruh des IAP ein all-SKY interferometer-METEOR-Radar (SKiYMET) auf der Frequenz 32,55 MHz in Betrieb genommen. Es arbeitet mit einer Spitzenleistung von 12 kW und einer Pulswiederholfrequenz von 2144 kHz entsprechend einem eindeutigen Entfernungsbereich von 70 km bis 140 km. Das Radar verwendet ein 5-Antennen Interferometer mit zirkular polarisierten Antennen, die eine nahezu gleichmäßige azimutale Empfindlichkeit für Meteorechos garantieren (Abb. 23.1, rechts). Die Ortsbestimmung der Meteore ist mit einer Entfernungsgenauigkeit von 2 km und einer Winkelauflösung von 1-2° möglich. Der Meteorfluss unterliegt einer ausgeprägten tageszeitlichen Variation mit einem Maximum am frühen Morgen (300 - 500 Meteore/Stunde) und einem Minimum am Nachmittag (ca. 100 Meteore/Stunde) wie es Abb. 23.1 für die Beobachtungen am 14./15. November 1999 zeigt. In Abhängigkeit von der Jahreszeit werden zwischen 3000 und 8000 Meteorechos pro Tag beobachtet.



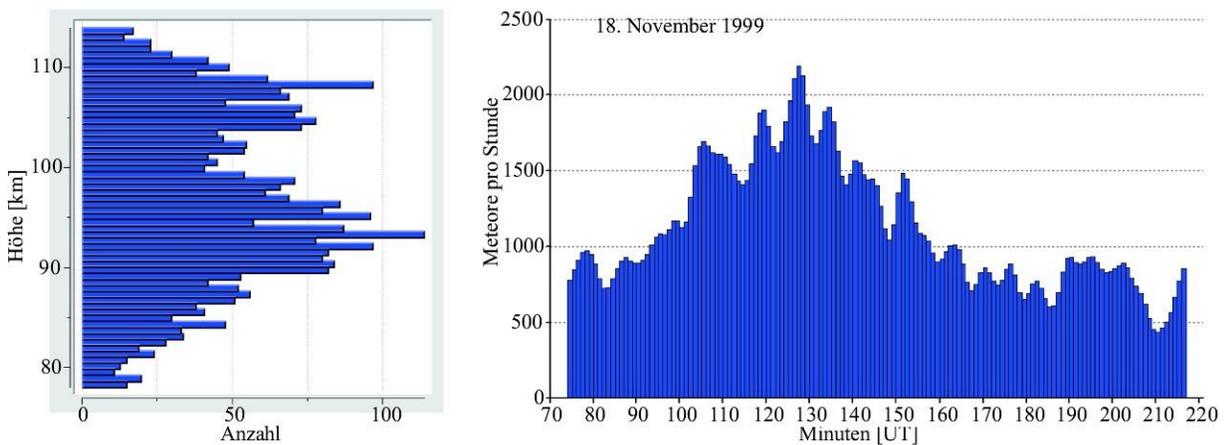
**Abb. 23.1** Tageszeitliche Variation des Meteorflusses (blau: eindeutige Echos, rot: mehrdeutige Echos) und Winkelverteilung von Meteorechos beobachtet am 14./15. November 1999.

Die Windmessungen des Meteorradars erweitern die seit 1990 mit dem Mittelwellen-Radar am selben Standort vorrangig bei Tagesbedingungen durchgeführten Windmessungen durch die jetzt zusätzlich in den Nachtstunden verfügbaren Beobachtungen. Die Meßdaten des Meteorradars ergänzen weiterhin die Beobachtungen des Mittelwellen-Radars in Höhen oberhalb 90 km. Damit kann die Klimatologie mesosphärischer Windfelder um die ganztägige Gezeit erweitert werden. Erste Vergleiche beider Messverfahren auf der Basis von Stundenmittelwerten zeigen eine gute Übereinstimmung (Abb. 23.2).



**Abb. 23.2** Zonalwinde ( $V_{zon}$ ) und Meridionalwinde ( $V_{mer}$ ) über Juliusruh nach Beobachtungen des SKiYMET-Radars (●) und des MF-Radars (●).

Die Beobachtung der dominierenden sporadischen Meteore konnte im November 1999 auf Meteore aus Meteorströmen - Leoniden - ausgedehnt und neue Ergebnisse zur Sturmphase des Leonidenstroms gewonnen werden. Die zeitlich hochaufgelösten Radarbeobachtungen zeigten eine bisher nicht bekannte Feinstruktur des Meteorsturms. Das Maximum der Aktivität wurde nahe 02 UT in Übereinstimmung mit Radarbeobachtungen in Schweden und Videobeobachtungen in Spanien gefunden (Abb. 23.3, rechts). Die maximale Echorate betrug ca. 2200 Meteore/Stunde. Die Meteorechos der Sturmphase mit Eintrittsgeschwindigkeiten um 60 km/s wurden vorrangig oberhalb von 100 km beobachtet, während das Maximum der regulären sporadischen Meteore um 90 km liegt (Abb. 23.3, links).



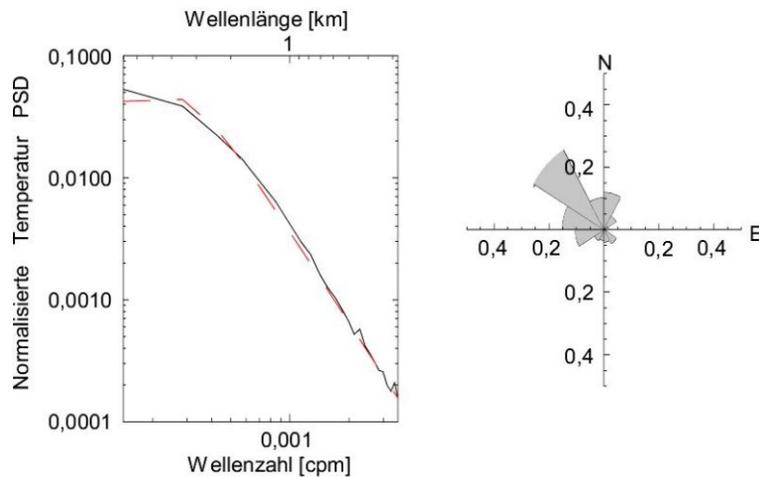
**Abb. 23.3** Höhenverteilung (links) der Meteorechos und Meteorfluss (rechts) während des Leoniden-Sturms am 18.11.1999 mit dem Sturmmaximum um 02:08 UT.

## 24 Klimatologie von Schwerewellen in der Troposphäre/unteren Stratosphäre mittlerer Breiten

(K. Schulz-Schöllhammer, W. Singer, P.Hoffmann)

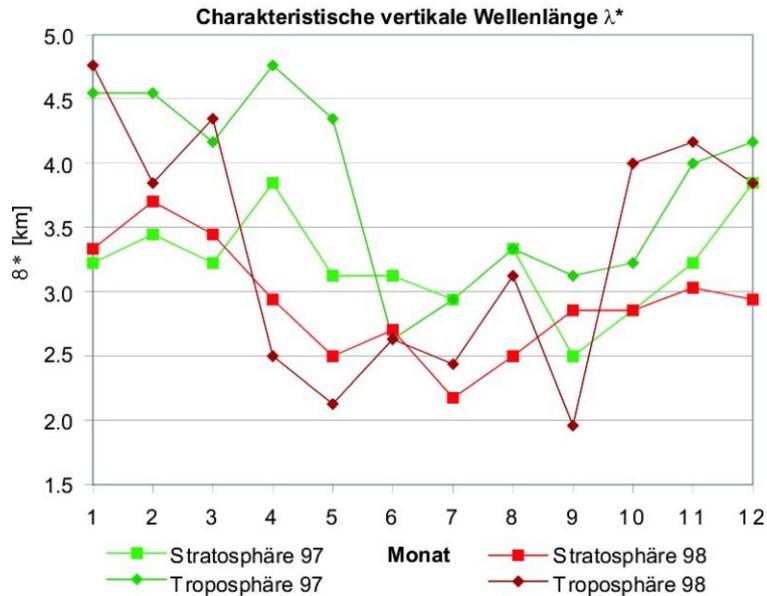
Atmosphärische Schwerewellen haben eine große Bedeutung für die großräumige Zirkulation der Atmosphäre durch den Transport von Energie und Impuls sowie für die Kopplung zwischen den verschiedenen Bereichen der Atmosphäre. In Modellen der allgemeinen Zirkulation können Schwerewellen noch nicht aufgelöst werden, eine verbesserte Parameterisierung der Schwerewellen ermöglicht jedoch eine Erhöhung der Modellauflösung und eine Verbesserung der Simulation der großräumigen Zirkulation. Erforderliche Informationen über die Schwerewellenaktivität in der unteren Atmosphäre im globalen Rahmen können die regulären Radiosondenmessungen der Wetterdienste liefern. Die Erstellung eines globalen Datensatzes von Schwerewellenparametern nach einer einheitlichen Analysemethodik ist Gegenstand des Schwerewellenprojektes von SPARC (**S**tratospheric **P**rocesses **A**nd their **R**ole in **C**limate), ein Beitrag hierzu sind die Untersuchungen zu mittleren Breiten.

Hochaufgelöste Radiosondenbeobachtungen des Höhenprofils von Wind und Temperatur mit einer Höhenauflösung von ca. 50 m erlauben die Bestimmung wesentlicher Eigenschaften von Schwerewellen wie Wellenenergie, Perioden und Wellenlängen. Insbesondere ermöglicht die Kombination von Wind- und Temperaturmessung die Bestimmung der horizontalen Ausbreitungsrichtung. Die fluktuierenden Komponenten des Wind- und Temperaturprofils werden mit Hilfe eines angepassten Hintergrundprofils (Polynom 2. Grades) getrennt für den Bereich von Troposphäre und unterer Stratosphäre bestimmt und spektral analysiert. Abb. 24.1 zeigt als Beispiel für die Station Lindenberg die Verteilung der horizontalen Ausbreitungsrichtungen und das Spektrum der vertikalen Wellenzahlen der normalisierten Temperaturfluktuationen, wobei die rote Kurve ein angepasstes Modellspektrum zur Bestimmung der charakteristischen vertikalen Wellenzahl beschreibt.



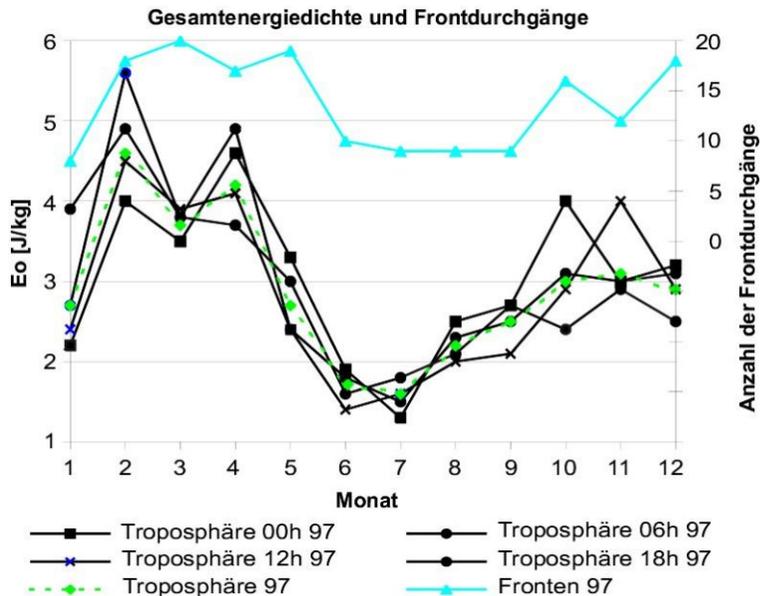
**Abb. 24.1** Spektrum der vertikalen Wellenzahlen der normalisierten Temperaturfluktuationen und Histogramm der horizontalen Ausbreitungsrichtung von Schwerewellen in der Stratosphäre im März 1997.

Auf Grundlage der hochaufgelösten Radiosondenmessungen der Station Lindenberg (52°N, 14°E) des Deutschen Wetterdienstes wurden mittlere monatliche Klimatologien ausgewählter Charakteristika von Schwerewellen für die Jahre 1997 und 1998 erarbeitet. Insgesamt wurden ca. 2400 Aufstiege getrennt für die Bereiche von Troposphäre (2 - 9 km) und unterer Stratosphäre (12 - 19 km) analysiert.



**Abb. 24.2** Charakteristische vertikale Wellenlängen  $\lambda^*$  für Troposphäre (◆) und Stratosphäre (■) in den Jahren 1997/1998.

Die charakteristischen vertikalen Wellenlängen in Tropo- und Stratosphäre (Abb. 24.2) betragen etwa 3,5- 4,5 km im Winter und 2,5 km im Sommer. 80% der Schwerewellenenergie breiten sich in der unteren Stratosphäre nach oben aus. In der Troposphäre liegt der aufwärtsgerichtete Energieanteil nur bei 50%, was auf die Tropopausenregion als wichtiges Quellgebiet weist. Die horizontale Ausbreitungsrichtung von Schwerewellen zeigt in der Stratosphäre nur eine geringe jahreszeitliche Variation zwischen Nordwest und West. Die kinetische Energiedichte von Schwerewellen hat ein Maximum in den Herbst- und Wintermonaten, während die potentielle Energiedichte Maximalwerte nur in den Wintermonaten annimmt. In der Troposphäre ist die jahreszeitliche Variabilität der Gesamtenergiedichte von Schwerewellen eng mit der Häufigkeit von Frontdurchgängen korreliert (Abb. 24.3).



**Abb. 24.3** Gesamtenergiedichte  $E_o$  der Schwerewellen für die Troposphäre über Lindenberg für verschiedene Tageszeiten im Jahr 1997 und Anzahl der Frontdurchgänge.

## 25 Der Einfluss planetarer Wellen auf Schwerewellenausbreitung und die globale Zirkulation der Mesosphäre

(E. Becker, G. Schmitz, H. Körnich)

In Stratosphäre und unterer Mesosphäre wird die residuelle Zirkulation und damit auch die Temperaturverteilung wesentlich durch die bodennahen Anregungen planetarer Wellen bestimmt (Becker und Schmitz, 1999). Die Hemisphären übergreifende Querzirkulation der oberen Mesosphäre und die mit ihr einhergehenden substantiellen Abweichungen vom Strahlungsgleichgewicht sind dagegen durch das Brechen interner Schwerewellen bedingt. Auch dieser Mechanismus hängt empfindlich von der Dynamik der Troposphäre ab. Zum einen, da hier die Schwerewellen angeregt werden, zum anderen beeinflussen die großen Gebirgsketten und warmen Meeresströmungen als Hauptursachen planetarer Wellen den mittleren Wind in Stratosphäre und unterer Mesosphäre, und damit auch das Ausbreitungs- und Brechungsverhalten der Schwerewellen. Über diese vergleichsweise elementare Form der Wechselwirkung der atmosphärischen Schichten waren Details bislang nur in Hinblick auf stratosphärische Erwärmungen (Holton, *J. Atmos. Sci.*, 40, 2497, 1984) bekannt.

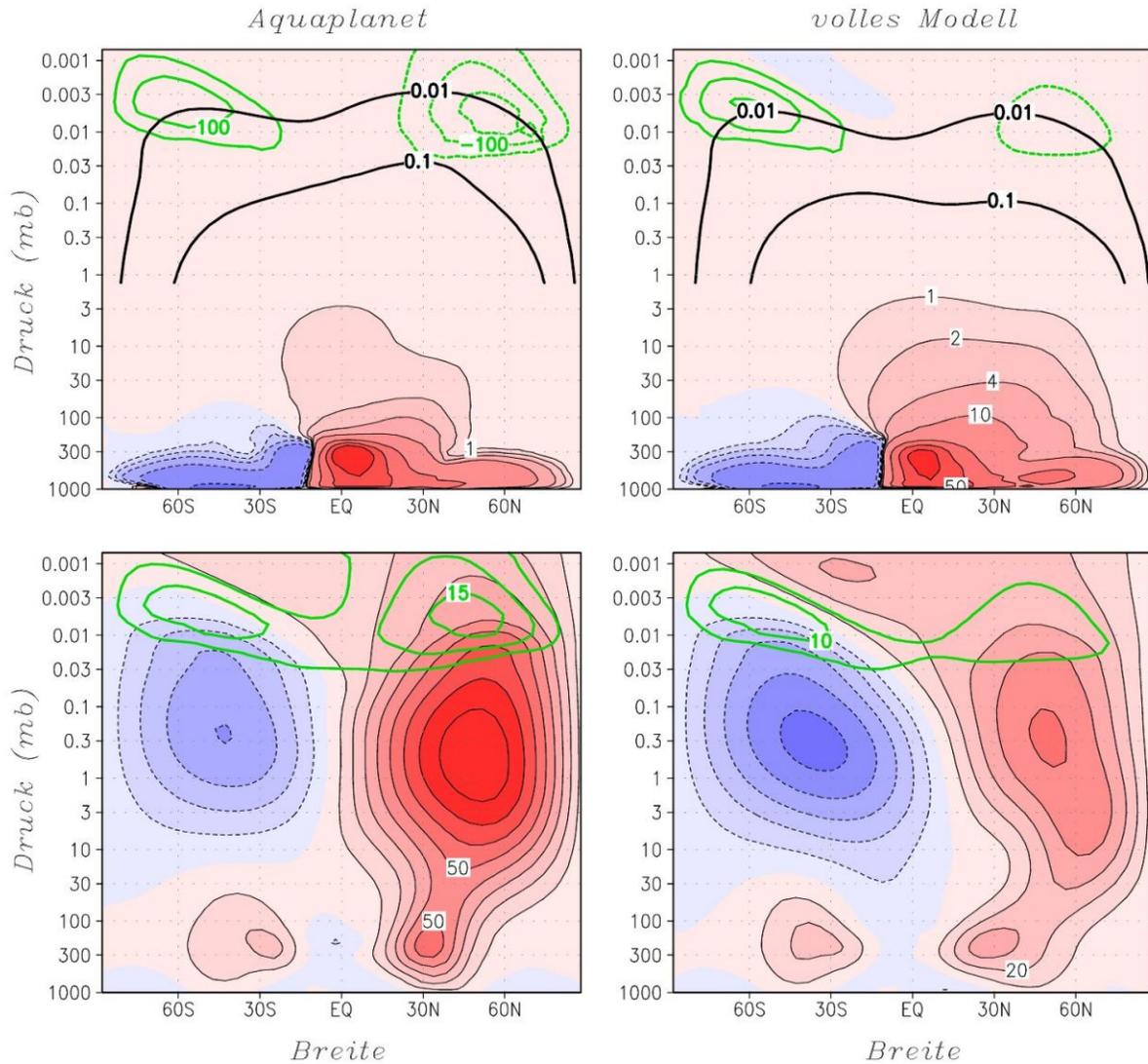
Man würde erwarten, dass man mit konventionellen Zirkulationsmodellen (GCMs) das Problem untersuchen kann. Dabei treten folgende Schwierigkeiten auf. So können die meisten GCMs die planetare Wellenaktivität in der mittleren Atmosphäre nicht hinreichend realistisch simulieren und reichen meist nur bis 80 km Höhe. Auch kann man bei einem vollen GCM die thermische Anregung planetarer Wellen nicht näherungsweise unabhängig von topographischen Effekten vorgeben. Wir stützen uns daher auf das von uns entwickelte *Kühlungsborn Mechanistic general Circulation Model KMCM* (Becker und Schmitz, 2000).

*KMCM* ist ein Spektralmodell mit terrainverfolgender Vertikalkoordinate (gegenwärtige Auflösung: T29 entsprechend  $4^0 \times 4^0$ , 60 Hybridschichten bis über 100 km) und berücksichtigt die volle Dynamik eines GCM. Erwärmungsraten aufgrund von Strahlung und Kondensation werden in idealisierter Form dargestellt, nämlich durch Relaxation auf eine durch die Strahlung bestimmte Gleichgewichtstemperatur plus vorgegebene Wärmequellen in tiefen Tropen sowie selbstinduzierte latente Erwärmung über den Ozeanen. Dabei nehmen wir permanente Januarbedingungen an und vernachlässigen den Tagesgang. Die planetare Grenzschicht wird wie in konventionellen GCMs parametrisiert. *KMCM* beschreibt die mittlere Zirkulation und die interne Variabilität sowie die geographischen Verteilungen von stationären und synoptischen Wellen weitgehend realistisch, und zwar von der unteren Troposphäre bis zur oberen Mesosphäre. Insbesondere lassen sich die verschiedenen Antriebe planetarer Wellen separat vorgeben. Man kann so die dynamischen Einflüsse einzelner Quellen untersuchen. *KMCM* füllt damit die bisherige Lücke zwischen konventionellen GCMs mit begrenzter Beschreibung der mittleren Atmosphäre und hochreichenden mechanistischen Modellen mit eingeschränkter Dynamik in Tropo- und Stratosphäre.

Die in *KMCM* verwendete Schwerewellenparametrisierung basiert auf der Theorie von Lindzen (*J. Geophys. Res.*, 86, 9707, 1981). Wir verwenden jedoch neu entwickelte Ansätze für Turbulenz (Becker, *dieser Bericht*) und die thermodynamischen Beiträge interner Schwerewellen. Letztere werden mithilfe axiomatischer Forderungen abgeleitet. Dabei tritt im Unterschied zu bisherigen Parametrisierungen lediglich die Prandtl-Zahl ( $P_r = 2$ ) als zusätzlicher freier Parameter auf. Mit dieser Modellformulierung wurde erstmals nachgewiesen, dass der beobachtete Langzeittrend in der Mesosphäre sich konsistent durch eine Veränderung der troposphärischen Anregung interner Schwerewellen hin zu kürzeren Wellenlängen erklären lässt (Bremer *et al.*, *dieser Bericht*).

Im folgenden werden die Klimatologien zweier Langzeitsimulationen, die mit *KMCM* durchgeführt wurden, verglichen. Die Modellkonfigurationen unterscheiden sich hinsichtlich der Anregung planetarer Wellen. Beim *vollen Modell* entsprechen Orographie und latente Wärmequellen realistischen Januarbedingungen, beim äquivalenten Aquaplaneten sind nur die zonalen Mit-

telwerte dieser Antriebe berücksichtigt. Die oberen beiden Bilder in Abb. 25.1 zeigen die residuelle Massenstromfunktion in beiden Läufen. Im Aquaplanet-Lauf ist der stratosphärische Massentransport schwach und reicht lediglich bis in mittlere geographische Breiten. Eine für Januarbedingungen typische stratosphärische Massenzirkulation, die bis in polare Breiten reicht (Rosenlof, *J. Geophys. Res.*, 100, 5173, 1995), ergibt sich nur bei Kombination von orographischer und thermischer Anregung planetarer Wellen (Becker und Schmitz, 1999).



**Abb. 25.1** Obere Bilder: Residuelle Massenstromfunktion (schwarze Isolinien: 0.01, 0.1, ±1, ±2, ±4, ±10, 50, 100, 150×10<sup>9</sup> kg/s) und Zonalwindtendenz durch Schwerewellen (grüne Isolinien, Abstand 50 m/s/Tag). Untere Bilder: Zonaler Wind (schwarze Isolinien: Abstand 10 m/s) und residueller Meridionalwind (grüne Isolinien, Abstand 5 m/s).

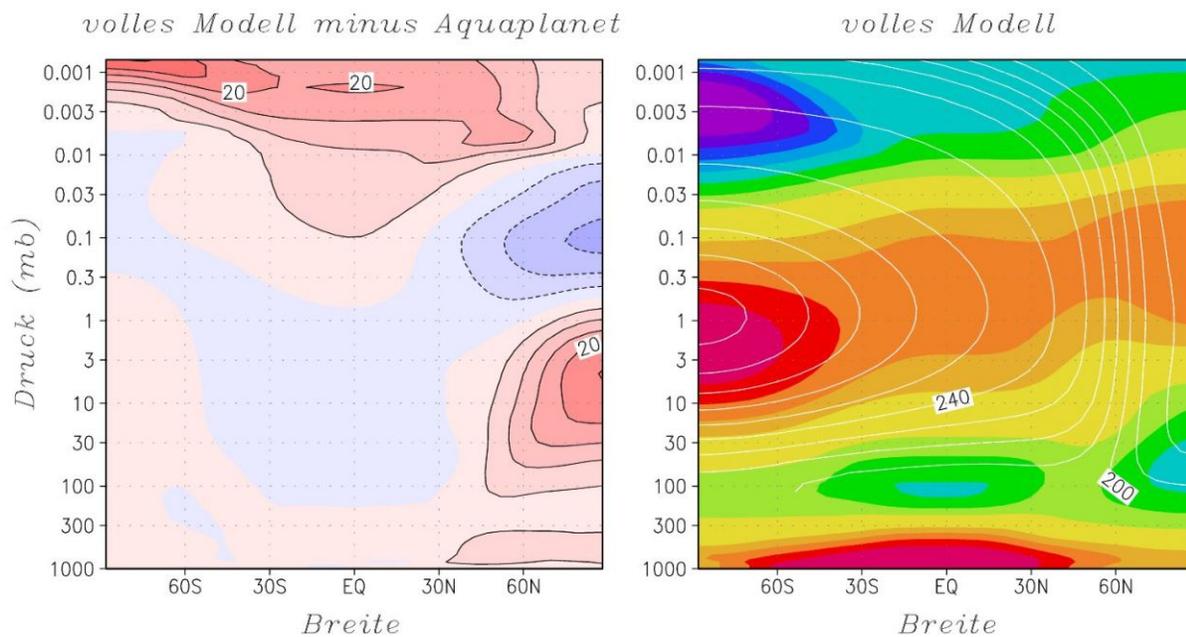
Bei hoher planetarer Wellenaktivität wird der mittlere zonale Wind in Stratosphäre und unterer Mesosphäre erheblich abgeschwächt, wie die unteren beiden Bilder von Abb. 25.1 zeigen. Dadurch verändert sich auch das Ausbreitungs- und Brechungsverhalten der Schwerewellen, und zwar dahingehend, dass ihr Einfluss auf die Zirkulation der Mesosphäre abnimmt. Diese nichtlineare Wechselwirkung zeigen die grünen Isolinien anhand der Zonalwindbeschleunigung durch Schwerewellen (Abb. 25.1, oben) bzw. des residuellen Meridionalwindes (Abb. 25.1, unten). Im vollen Modell gibt es auf der Winterhemisphäre eine deutliche Reduktion beider Größen, d.h. die Massenzirkulation wird im Bereich der oberen Mesosphäre entsprechend abgeschwächt und

stellt sich global neu ein.

Nun werden Abweichungen vom Strahlungsgleichgewicht i.a. durch die residuelle Zirkulation aufrecht erhalten. Wir erwarten also bei hoher planetarer Wellenaktivität eine Erwärmung der polaren winterlichen Stratosphäre sowie eine Abkühlung der unteren Mesosphäre. Die linke Abb. 25.2 zeigt genau dieses Verhalten anhand des klimatologischen Temperaturunterschiedes zwischen vollem Modell und äquivalentem Aquaplaneten. Außerdem fällt eine globale Erwärmung der oberen Mesosphäre bis über 20 K auf. Dieser Effekt rührt u.a. daher, dass Energiedeposition und Turbulenz durch Schwerewellen wesentliche Beiträge zur Wärmebilanz der oberen Mesosphäre liefern.

Die rechte Abb. 25.2 zeigt die mittlere Temperatur im vollen Modelllauf zusammen mit der im Modell verwendeten Gleichgewichtstemperatur (*Shine, Q. J. R. Met. Soc., 113, 603, 1984*). Insbesondere die winterliche Stratopause sowie die sommerliche Mesopause werden quantitativ realistisch beschrieben. Das heißt, diese Strukturen beruhen wesentlich auf der nichtlinearen Wellendynamik, die von der Troposphäre ausgeht.

Unsere Sensitivitätsexperimente zeigen die klimatologischen Einflüsse von Orographie und Land–Meer–Unterschieden auf die globale Zirkulation der mittleren Atmosphäre zum ersten Mal klar auf. Durch zusätzliche Simulationen ohne Schwerewellenparametrisierung können die Effekte in der Mesosphäre eindeutig auf die nichtlineare Wechselwirkung zwischen planetaren Wellen und internen Schwerewellen zurückgeführt werden. Betrachtet man noch Experimente mit reinem orographischen bzw. thermischem Antrieb planetarer Wellen, dann zeigt sich, dass Gebirgsketten und latente Wärmequellen sich in ihrer Wirkung auf die mittlere Atmosphäre gegenseitig potenzieren. Mit anderen Worten, der kombinierte Effekt ist sehr viel stärker als die Summe der Einzeleffekte. Aufgrund dieser dynamischen Rückkopplung hätten etwaige Abschwächungen der warmen Meereströmungen weitreichende Konsequenzen auch für die globale Zirkulation der mittleren Atmosphäre.



**Abb. 25.2** Links: Klimatologische Temperaturveränderung durch Orographie und Land–Meer–Unterschiede der winterlichen Nordhemisphäre. Rechts: Mittlere Temperatur (Farbdarstellung, von tiefblau (150 K) bis dunkelrot (280 K) in Abstufungen von jeweils 10 K) und Gleichgewichtstemperatur (weiße Isolinien, von 180 bis 290 K im Abstand von jeweils 10 K).

## 26 Parametrisierung von Turbulenz in globalen Zirkulationsmodellen der unteren und mittleren Atmosphäre

(E. Becker)

Zur Simulation der globalen atmosphärischen Zirkulation in Klima- bzw. Wettervorhersagemodellen (GCMs) muss man die Bewegungsgleichungen stets durch eine skalenselektive Dämpfung des horizontalen Windfeldes ergänzen. Diese Forderung ergibt sich aus dem durch die nichtlineare Dynamik bedingten Fluss von Enstrophie hin zu kleinen Skalen. In Gitterpunktenmodellen balanciert man die Entrophiekaskade oft mit Hilfe numerischer Filteralgorithmen. Bei spektralen GCMs ist eine analytische Parametrisierung der turbulenten Reibungskraft  $\vec{R}$  in Form einer sogenannten Horizontaldiffusion, d.h. eine gerade Potenz des horizontalen Nabla-Operators  $\nabla$  angewendet auf das horizontale Geschwindigkeitsfeld  $\vec{v} = (u, v)$ , üblich. Die turbulente Dissipation (Reibungswärme)  $\epsilon$  wird dabei vernachlässigt.

Dieser empirische Pragmatismus bei der Konstruktion von GCMs gibt Anlass zu fragen, inwieweit die verwendeten Reibungsansätze konsistent mit den Axiomen der allgemeinen Strömungsmechanik sind. Analytische Betrachtungen ergeben, dass der traditionelle Ansatz der Horizontaldiffusion einem asymmetrischen Spannungstensor entspricht. Konventionelle GCMs sind also inkonsistent hinsichtlich ihrer Drehimpuls- und Energiebilanz. Um diese Feststellung zu quantifizieren, wurde eine axiomatische konsistente Formulierung vorgeschlagen und die turbulente Dissipation unter Annahme des Energiesatzes für die mittlere Bewegung berechnet (Becker, 2000). Bei niedriger Ordnung der Horizontaldiffusion lassen sich folgende Formulierungen von traditionellem und neuem Ansatz gegeneinander stellen:

$$\vec{R}_{trad} = K \nabla^2 \vec{v} + \rho^{-1} \partial_z (\vartheta \rho \partial_z \vec{v}), \quad \epsilon_{trad} = 0 \quad (1)$$

$$\begin{aligned} \vec{R}_{neu} &= K (\nabla^2 \vec{v} + \nabla (\nabla \cdot \vec{v}) + 2 \vec{v}/a_e^2) + \rho^{-1} \partial_z (\vartheta \rho \partial_z \vec{v}) \\ \epsilon_{neu} &= K (2(D - \partial_y v)^2 + 2(\partial_y v)^2 + (\xi + \partial_y u)^2) + \vartheta (\partial_z \vec{v})^2 \geq 0. \end{aligned} \quad (2)$$

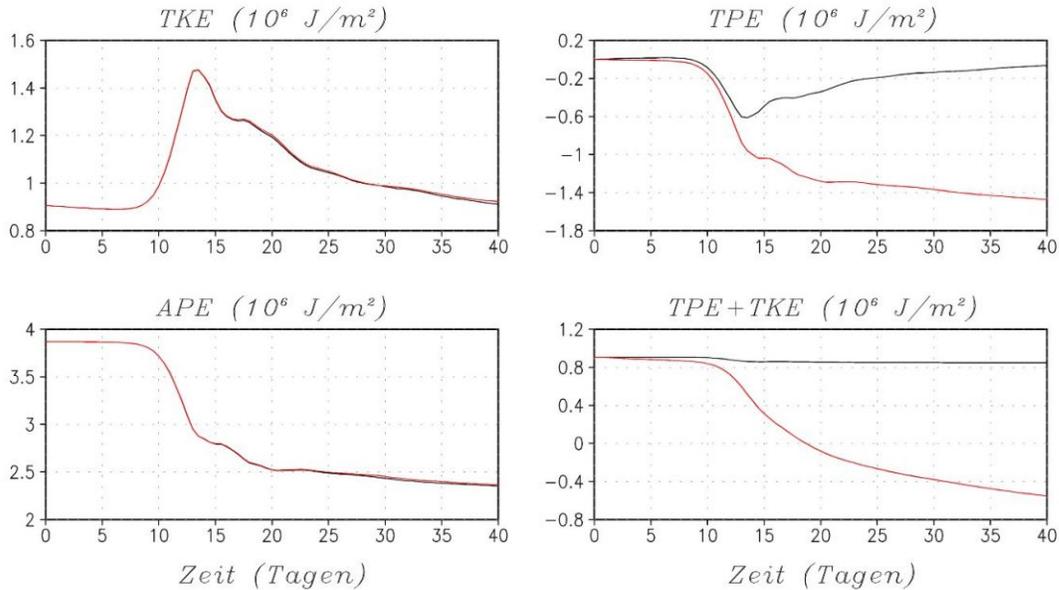
Hierin sind  $K$  und  $\vartheta$  turbulente Viskositätskoeffizienten. Horizontale Vorticity und Divergenz werden mit  $\xi$  und  $D$  abgekürzt.  $\partial_z$  und  $\partial_y$  bezeichnen Ableitungen in vertikaler und meridionaler Richtung,  $a_e$  ist der Erdradius. Der neue Ansatz lässt sich auf höhere Ordnungen der Horizontaldiffusion erweitern. Die Dissipation ist dann nicht mehr positiv definit. Höhere Ordnungen sind also inkonsistent hinsichtlich des zweiten Hauptsatzes, auch wenn der Spannungstensor symmetrisch ist.

Anhand von GCM-Experimenten mit dem *Kühlungsborn Mechanistic general Circulation Model KMCM* (Becker und Schmitz, 1999) wurden traditioneller (1) und neuer Ansatz (2) miteinander verglichen. Als erstes Beispiel betrachten wir die Energetik bei einem baroklinen Lebenszyklus entsprechend der klassischen Arbeit von Simmons und Hoskins (*J. Atmos. Sci.*, 35, 414, 1978). Hier stellt die Horizontaldiffusion die einzige physikalische Parametrisierung dar, so dass die Gesamtenergie der Modellatmosphäre eine Erhaltungsgröße ist. Offenbar wird diese Forderung mit dem neuen Ansatz erfüllt (Abb. 26.1, schwarze Kurven): Nach der baroklinen Anwachsphase wird die Abnahme der kinetischen Energie  $TKE$  durch eine irreversible Zunahme der Summe aus innerer und potentieller Energie (auch totale potentielle Energie  $TPE$  genannt) gerade kompensiert. Beim traditionellen Ansatz ist ein künstlicher Energieverlust von der Größenordnung der gesamten kinetischen Energie der Atmosphäre zu verzeichnen (Abb. 26.1, rote Kurven).

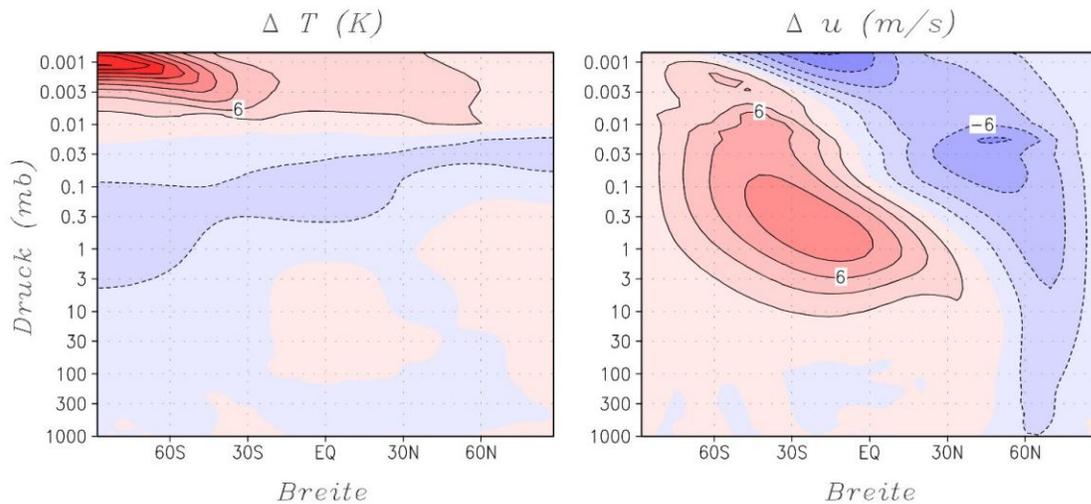
Als zweites Beispiel betrachten wir Simulationen bei vollem Modellantrieb (siehe Becker und Schmitz, dieser Bericht). In der Mesosphäre muss i.a. ein sehr großer horizontaler Diffusionskoeffizient  $K$  angenommen werden, um die meridionalen Flüsse planetarer Wellen mit zunehmender Höhe so zu dämpfen, wie es der Realität entspricht. Hinzu kommt ein starker vertikaler Diffusionskoeffizient  $\vartheta$  aufgrund des Brechens interner Schwerewellen. Abb. 26.2 zeigt die klimatologischen Änderungen von Temperatur und zonalem Wind, wenn man den traditionellen (1) anstatt den

neuen Reibungsansatz (2) verwendet. Oberhalb etwa 1 mb ( $\sim 50$  km) sind die Änderungen signifikant und betragen bis über 20 K bzw.  $\pm 10$  m/s. Besonders die Beschreibung der oberen Mesosphäre ergibt erhebliche Unterschiede für die beiden Turbulenzmodelle.

Die hier vorgestellte analytische Methode eröffnet einen direkten Vergleich der turbulenten Dissipation mit Ergebnissen aus Messungen mittels Höhenforschungsraketen. Sie kann darüberhinaus in konventionellen GCMs mit expliziter Horizontaldiffusion angewendet werden. Bei Zirkulationsmodellen, die numerische Filtermethoden zur Beschreibung der turbulenten Reibung nutzen, ist eine axiomatisch konsistente Modellformulierung i.a. nicht möglich.



**Abb. 26.1** Totale kinetische Energie  $TKE$ , reversibel verfügbare potentielle Energie  $APE$ , totale potentielle Energie  $TPE$  und Gesamtenergie  $TPE + TKE$  bei einem adiabatischen baroklinen Lebenszyklus. Rote und schwarze Kurven entsprechen Simulationen mit traditionellem (1) und neuem Reibungsansatz (2).



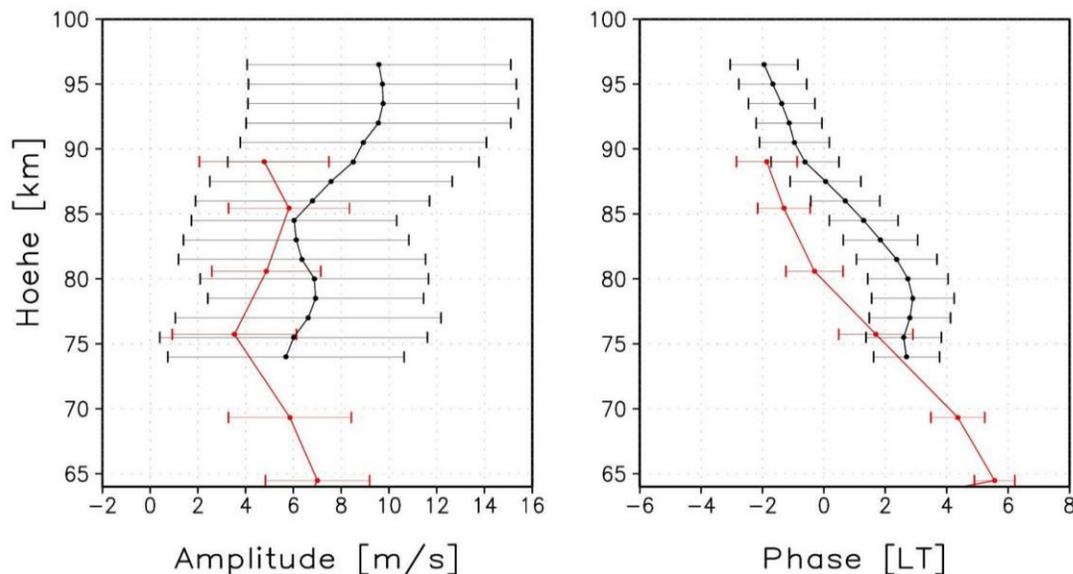
**Abb. 26.2** Klimatologische Änderungen von Temperatur (links) und zonalem Wind (rechts), wenn man im Modell die neue Formulierung (2) durch den traditionellen Reibungsansatz (1) ersetzt.

## 27 Thermische Gezeiten in der Atmosphäre und ihre Interpretation mit dem allgemeinen Zirkulationsmodell AGCM-DNM

(N. Grieger, G. Schmitz, E.M. Volodin, B. Wecke, P. Hoffmann, H. Schröder)

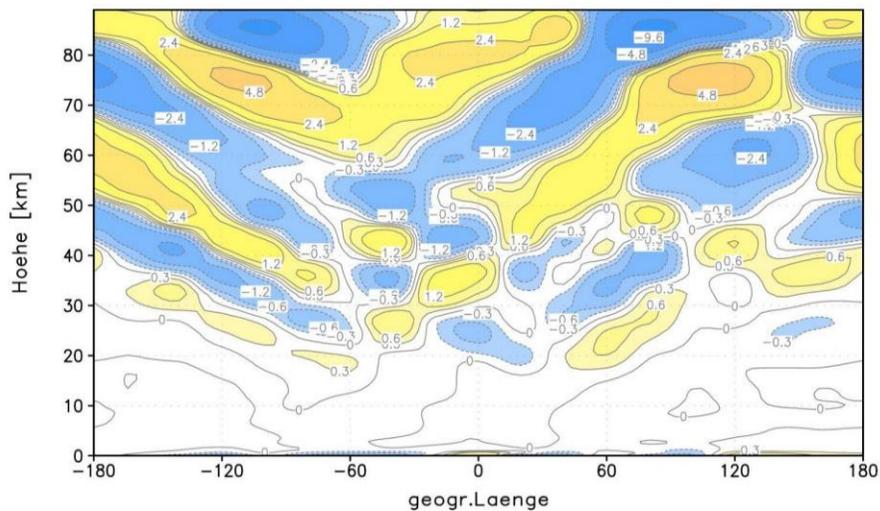
Thermische Gezeiten werden in der Mesosphäre schon lange beobachtet, u.a. Manson et al. (*J. Atmos. Terr. Phys.*, 51, 579, 1989), sie breiten sich als großräumige Wellen von der Troposphäre, Stratosphäre bis in die Mesosphäre aus und sind damit bestimmt durch den Einfluss der unterschiedlichen Höhengebiete. Angeregt werden die Gezeiten im wesentlichen in der Troposphäre durch die Absorption der solaren Strahlung im Wasserdampf und in der Stratosphäre durch das Ozon. Im folgenden geben wir einen Vergleich von Radarbeobachtungen und GCM-Rechnungen an und zeigen in einer ersten Analyse die Bedeutung der nichtmigrierenden Gezeitenkomponenten in der Mesosphäre.

Grundlage der Modellrechnungen bildet das allgemeine Zirkulationsmodell AGCM-DNM (Volodin und Schmitz, *Tellus*, 1999) mit der obersten Schicht bei etwa 90 km Höhe. Es berücksichtigt eine Schwerewellen-Parametrisierung, Hines (*J. Atmos. Sol. Terr. Phys.*, 59, 371, 1997), und erfasst die großräumige Kondensation und Konvektion. Damit ist es besonders geeignet, die Anregung nichtmigrierender Gezeitenkomponenten in der Troposphäre zu beschreiben.



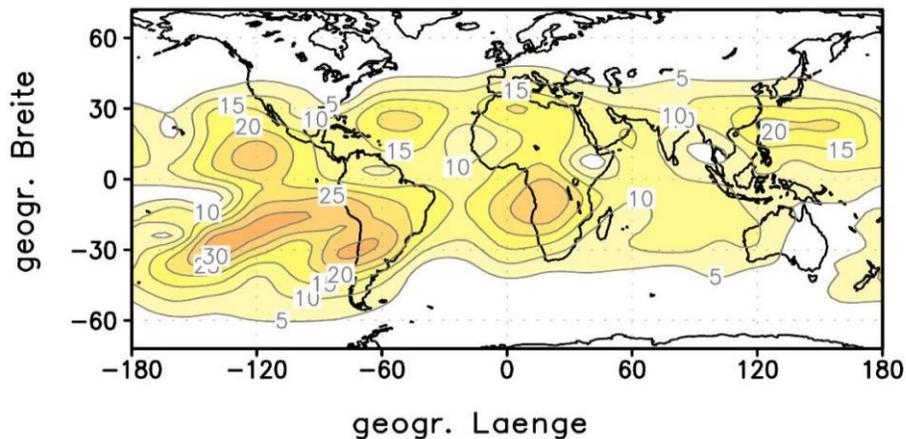
**Abb. 27.1** Amplituden [m/s] und Phasen [LT] der halbtägigen Gezeit im zonalen Wind für Januar. Vergleich zwischen MF-Radar Beobachtungen in Juliusruh (schwarz), 15°O, 56°N) und den Modellgezeiten (rot). Die Beobachtungen stellen 10-Tagesmittel mit 5 Tagen Zeitversetzung dar, die Modellergebnisse sind tägliche Werte. (dargestellte Schwankungsbreite:  $1 \sigma$ )

Der Vergleich der Modellergebnisse mit MF-Radar Windmessungen in Juliusruh (Januar 1990–1999), Abb. 27.1, zeigt eine gute Übereinstimmung in der mittleren vertikalen Struktur der halbtägigen Gezeit. Auch die Schwankungsbreite der Messergebnisse wird annähernd wiedergegeben. Die Schwankungen der Modellgezeiten resultieren im wesentlichen aus dem Beitrag der nichtmigrierenden Gezeitenkomponente. So schwankt die halbtägige migrierende Komponente nur um etwa 10 % an der Station Juliusruh, während die nichtmigrierende Komponente dort mit mehr als 200 % auch absolut den überwiegenden Anteil liefert.



**Abb. 27.2** Höhen-Längenschnitt der nichtmigrierenden Komponente der ganztägigen Modellzeit im Temperaturfeld [K] für einen festen Zeitpunkt in 20°N, Januar.

Man wird besonders ausgeprägte ganztägige nichtmigrierende Komponenten in subtropischen Breiten erwarten, da einerseits nur in dieser Region eine vertikale Ausbreitung möglich ist und andererseits dort die thermischen Quellen auftreten, die den Antrieb der Gezeitenschwingungen bestimmen. In Abb. 27.2 ist das Temperaturfeld für 20°N angegeben. Die unterschiedliche Phasenneigung und die Phasenausbreitung von oben nach unten sind erkennbar. Die Analyse zeigt, dass der Antrieb dieser Wellen durch die Konvektions- und Kondensationsprozesse über Südamerika erfolgt.



**Abb. 27.3** Amplituden der nichtmigrierenden Komponente der ganztägigen Modellzeit im zonalen Wind [m/s] in 85 km Höhe, Januar.

In Abb. 27.3 ist in der Mesosphäre der starke Anteil der nichtmigrierenden Komponente der ganztägigen Modellzeit zu erkennen. Deutlich wird die ausgeprägte Längenabhängigkeit der Amplitude der nichtmigrierenden Komponente mit maximalen Werten von 30 m/s; im Vergleich dazu betragen die der migrierenden Komponente 15 m/s. Auch die Schwankungsbreite der nichtmigrierenden Komponente ist mit maximal 10 m/s wesentlich größer als die der migrierenden mit 2 m/s.

In neuen Rechnungen mit erweitertem oberen Rand bei 105 km Höhe können diese Ergebnisse bestätigt werden, so dass festgestellt werden kann, dass der Einfluss des Modellrandes auf die hier vorgestellten Analysen gering ist.

## 28 Extrem niedrige Ozonepisoden durch Polarwirbelverschiebung

(P. James<sup>1</sup>, D. Peters, D. Waugh<sup>2</sup>, B. Wecke)

Besonders tiefe Ozonminilöcher werden oft nur in Verbindung mit anomalen Zirkulationsmustern der Stratosphäre beobachtet. Z.B. zeigte Petzoldt (*Ann. Geophysicae*, 17, 231, 1999) in Fallstudien, dass besonders tiefe Minilöcher über Nordeuropa bei stratosphärischen Erwärmungen auftreten, wenn eine starke Verschiebung des Polarwirbels (Kältepol) nach Nordosteuropa und Sibirien vorliegt. Die Verschiebung und Deformation des Polarwirbels wird häufiger im Nordwinter im Unterschied zum relativ stabilen Polarwirbel der Südhalbkugel beobachtet. Das Ziel dieser Arbeit ist es, mit der Elliptischen Diagnose (ED) von Waugh (*Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 123, 172, 1997), die Struktur des Polarwirbels bei einer Polarwirbelverschiebung objektiv zu beschreiben, um die damit verbundene großräumige stratosphärische und troposphärische Zirkulationsänderung zu erfassen, um so dynamisch induzierte Ozonänderungen zu klassifizieren.

Tägliche Werte der Ertel'schen potentiellen Vorticity (EPV) auf der 500 K Isentrope sind bei der ED-Methode benutzt worden. Der Polarwirbel ist durch hohe Werte von EPV ausgezeichnet. Eine Ellipse wurde angepasst und die Parameter, wie Lage des Zentrums, Fläche, Aspektverhältnis bzw. Orientierung der Hauptachsen relativ zum Greenwich Meridian für 10 Winter (Dez., Jan., Feb.) (1982–92) ermittelt. Wir haben auf der Basis folgender Definitionen zwei mittlere Kompositfelder des Geopotentials und des Gesamt Ozons für zwei typische Polarwirbelverschiebungen (Szenarien) konstruiert: EVS (Europäische Polarwirbelverschiebung) und CVS (Kanadische Polarwirbelverschiebung).

Szenario	Äquivalentes Gebiet	Zentrum (Breite, Länge)	Aspektverhältnis	Zahl unabh. Ereignisse (Tage)
EVS	>15.0°	>75°, 15°E-60°E	<1.50	10 (19)
CVS	>12.5°	>80°, 120°W-45°W	<1.50	10 (23)

Für das Szenario, EVS, Abb. 28.1,3,5, zeigt sich deutlich in der 30 hPa Schicht die Polarwirbelverschiebung nach Europa. In der 300 hPa Fläche jedoch liegt eine signifikante Antizyklone im Gebiet der westlichen Flanke des Polarwirbels. Genau zwischen dem Gebiet der oberen und der unteren Geopotentialanomalie liegt eine sehr starke Ozonanomalie mit –60 DU. Für das Szenario, CVS, Abb. 28.2,4,6 zeigt sich auch eine signifikante Ozonabnahme von –70 DU über Nordamerika, die mit einer Polarwirbelverschiebung nach Kanada (30 hPa) und einem Höhenrücken unter deren westlicher Flanke verbunden ist.

Mit Hilfe eines einfachen Transportmodells konnten die Ozonanomalien für die Szenarien EVS und CVS nahezu reproduziert werden, wobei die Geopotentialstruktur vorgegeben wurde. Der Beitrag der horizontalen Advektion dominiert in der mittleren Stratosphäre.

<sup>1</sup>TU München-Freising

<sup>2</sup>Johns Hopkins University, Baltimore, USA

EVS ANOMALIE CVS

Geopotential [gpm] 30 hPa

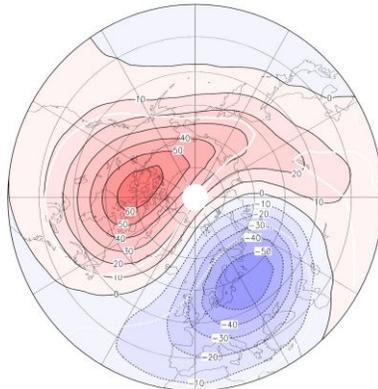


Abb. 28.1

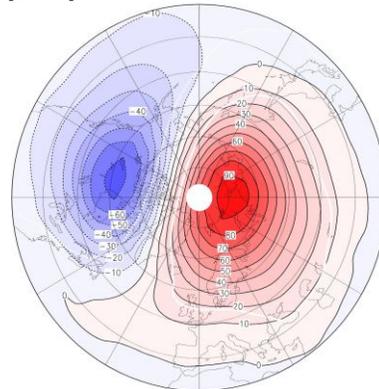


Abb. 28.2

Geopotential [gpm] 300 hPa

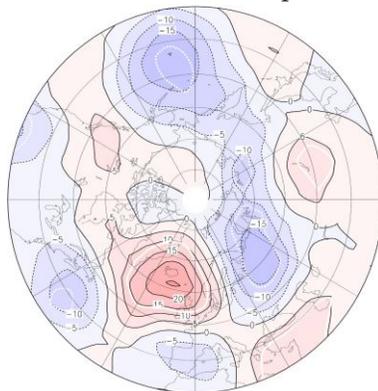


Abb. 28.3

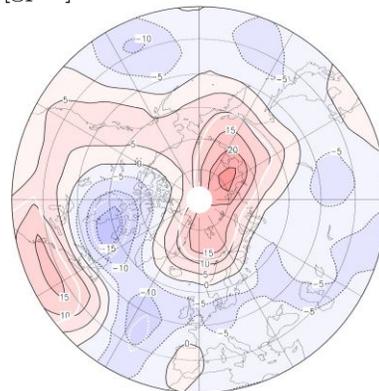


Abb. 28.4

Gesamtozon [DU]

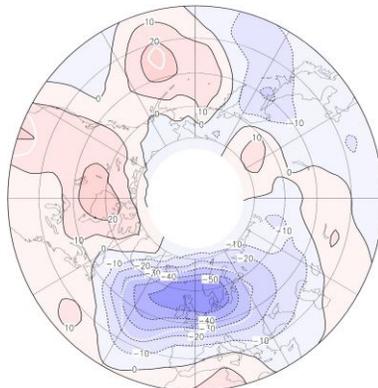


Abb. 28.5

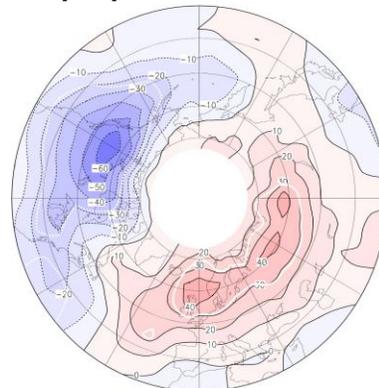


Abb. 28.6

**Abb. 28.1-6** Stereographische Projektion ab  $31,5^\circ\text{N}$ : Geopotential-Komposit für die 30 hPa und 300 hPa Topographie sowie das Komposit des Gesamtozons als Anomalie vom Winter-Klimamittelwert, weiße Linie umschließt Gebiete mit mehr als 95% der Vertrauensgrenze.

Eine zusätzliche EOF Analyse zeigt die Polarwirbelverschiebung entweder nach Europa oder Kanada als  $EOF^-$  bzw.  $EOF^+$  Muster einer 3fach kombinierte EOF-Analyse (30 hPa, 300 hPa, Gesamtozon) in guter Übereinstimmung mit den durch die ED Methode bestimmten EVS und CVS Komposita. Eine Ozonminiloanalyse zeigt, falls sich eine barokline Welle durch ein Gebiet stark reduzierten Ozons ausbreitet, nimmt in dem betreffenden Gebiet das Gesamtozon besonders tiefe Werte an.

## 29 Die Änderung des Tropopausendruckes im Januar 1979-1992

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

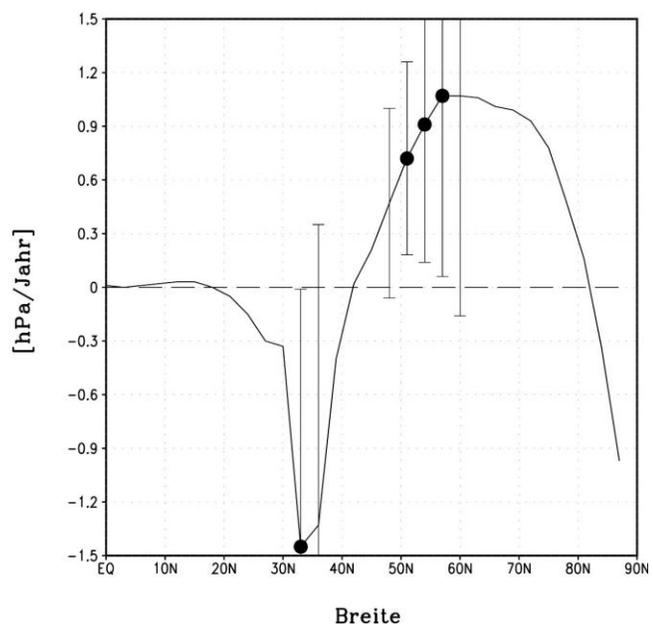
Die Verteilung der Spurengase in der Troposphäre und Stratosphäre ist bestimmt durch chemische Reaktionen, Transportprozesse und insbesondere auch durch den Austausch zwischen diesen beiden Höhegebieten. Es ist bekannt, dass in der Troposphäre die charakteristische Zeit des vertikalen Austausches von Luftteilchen sehr viel kürzer ist als die Zeitskala des Transportes durch die Stratosphäre. Die Tropopause stellt eine sehr komplexe Schicht für die Mischungsprozesse dar und es ist erforderlich mehr über die Prozesse zu kennen, die die Tropopausenhöhe und ihre Variabilität in unterschiedlichen charakteristischen Zeiten bestimmen. So sind bis heute diese Prozesse nicht klar verstanden. In den Tropen sind die Strahlungs- und die Konvektions-Prozesse bestimmend, während in den Extratropen großräumige Wellenprozesse und die wellengetriebene mittlere meridionale Zirkulation die Höhe der Tropopause beeinflussen (Gabriel et al., 1999). Die großräumigen dynamischen Prozesse in der Troposphäre und Stratosphäre sind sehr veränderlich in unterschiedlichsten Zeitskalen und es ist daher ein Einfluss auf die Höhe der Tropopause zu erwarten.

Die Aufgabe des Beitrages ist es, das charakteristische räumliche Muster der Änderung des Tropopausendruckes im Januar der Nordhemisphäre, der Jahre 1979-1992 (im folgenden als Trend bezeichnet) zu bestimmen, den Zusammenhang mit der Änderung des Gesamt ozons anzugeben und in Verbindung zu möglichen Änderungen der großräumigen Flüsse zu diskutieren (Schmitz et al., 1999). Die Untersuchungen zur Tropopause werden getrennt für den zonal gemittelten Anteil und für die Abweichungen davon angegeben. Es wurde der einzelne Monat Januar als eine besonders extreme Situation gewählt. Hoinka (*Mon. Wea. Rev.*, 126, 3303, 1998) betrachtet Jahres- bzw. Wintermittel.

Grundlage der Untersuchungen für die Höhe der Tropopause bilden die ECMWFre-Analysen und zum Gesamt ozon die Daten von McPeters und Beach (TOMSVersion7-O<sub>3</sub> gridded data 1978-1993, CD-ROM, 1996). Es wird im folgenden die „lapse rate“ Definition der WMO (*Report No. 182, Genf, 1992*) zur Berechnung der Tropopause genutzt.

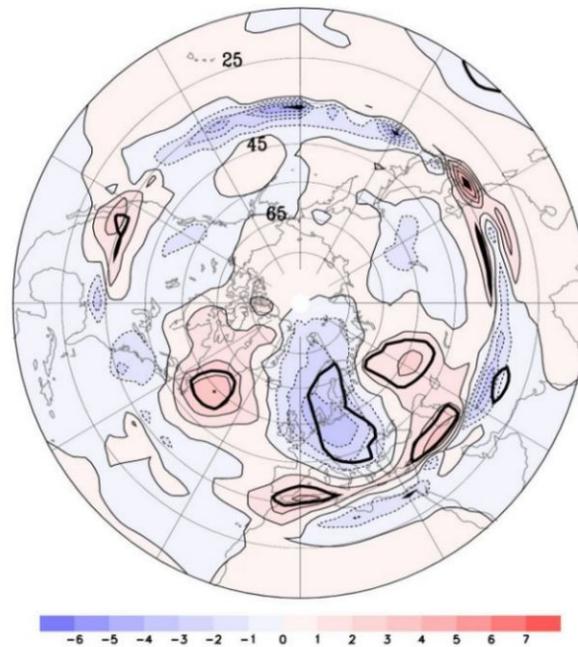
Der lineare Regressionskoeffizient des zonal gemittelten Tropopausendruckes für die Jahre 1979-1992 ist in Abb. 29.1 angegeben mit statistisch signifikanten Werten von etwa 1 hPa/Jahr in den geographischen Breiten 50°-60°N und von -1.5 hPa/Jahr bei 33°N, das ein gegenläufiges Verhalten in den beiden Breitenregionen der winterlichen Hemisphäre angibt.

Dieses Verhalten kann auf der Grundlage der Ergebnisse von 2D-Zirkulations-Modellrechnungen, (Gabriel et al., 1999) verstanden werden, die mit einer Zunahme der planetaren Wellenflüsse eine Verstärkung des aufsteigenden Zweiges der residuellen Zirkulation (höhere Lage der Tropopause) in den Subtropen und des absteigenden Zweiges der Zirkulationszelle (tiefere Lage der Tropopause) in mittleren Breiten zeigen. Erste Untersuchungen zum räumlichen Muster der Veränderung



**Abb. 29.1** Lineare Regression mit der Zeit des zonal gemittelten Tropopausendruckes [hPa/Jahr], ● statistisch signifikante Werte, 95% - Vertrauensintervalle sind angegeben.

der Temperatur und des zonalen Windes für den Untersuchungszeitraum entsprechen dem Bild der Zirkulation, getrieben durch planetare Wellen wie sie sich aus Modellrechnungen ergibt. Wir nehmen somit an, dass das beobachtete Resultat des gegenläufigen Verhaltens des Tropopausendruckes in den Subtropen und mittleren Breiten gekoppelt ist mit den Veränderungen der großräumigen Wellenflüsse in der Troposphäre und Stratosphäre.



**Abb. 29.2** Die lineare Regression mit der Zeit für die Abweichung des Tropopausendruckes vom zonalen Mittelwert [hPa/Jahr], — statistisch signifikante Gebiete.

Der nur längenabhängige Anteil des Trends des Tropopausendruckes ist in Abb. 29.2 angegeben und ergibt in der Nordatlantik-Europa-Region mittlerer geographischer Breiten ein charakteristisches und statistisch signifikantes Wellenmuster. Das Maximum des Trends beträgt  $-3$  hPa/Jahr über Zentraleuropa und führt zu einer Verlagerung der Tropopause in größere Höhen. Das entsprechende Muster im Trend des Gesamt ozons (*Peters et al., Beitr. Phys. Atmosph., 69, 477, 1996*) ist sehr ähnlich dem des Tropopausendruckes, wobei die Höhenverlagerung der Tropopause zusammenfällt mit einer Abnahme des Gesamt ozons über dem Nordatlantik-Europa-Gebiet. Die Untersuchungen ergeben für Januar-Bedingungen Werte von  $1.19$  DU/hPa über Zentraleuropa, mit einem Korrelationskoeffizient von  $0.85$ . Die Resultate zeigen, dass der Trend im Tropopausendruck im Januar erheblich höher ist als der für den Jahresmittelwert (*Hoinka, s.o.*).

Eine weitere Frage betrifft die Interpretation des Trends des zonal asymmetrischen Anteils im Tropopausendruck in Abhängigkeit von einem ähnlichen Muster im Trend des Geopotentials in  $300$  hPa in den Extratropen. Es zeigt sich ein gegenläufiges Verhalten im Muster des Trends für das Geopotential und dem Tropopausendruck. Dieses Verhalten erklärt sich aus der bekannten Kompensations-Beziehung zwischen der Troposphäre und Stratosphäre stationärer Hoch- und Tiefdrucksysteme in den Extratropen, wobei aber die Ursachen derartiger langfristiger Veränderungen in den planetaren Wellen nicht klar sind.

Die dekadische Veränderung der Höhe der Tropopause in den Extratropen setzt sich zusammen aus der welleninduzierten Verlagerung der zonal gemittelten Tropopause, die zu einem gegenläufigen Verhalten in den Subtropen und mittleren Breiten führt und einer Höhenverlagerung, die sich aus einer Verschiebung der in der Troposphäre angetriebenen stehenden Drucksysteme ergibt.

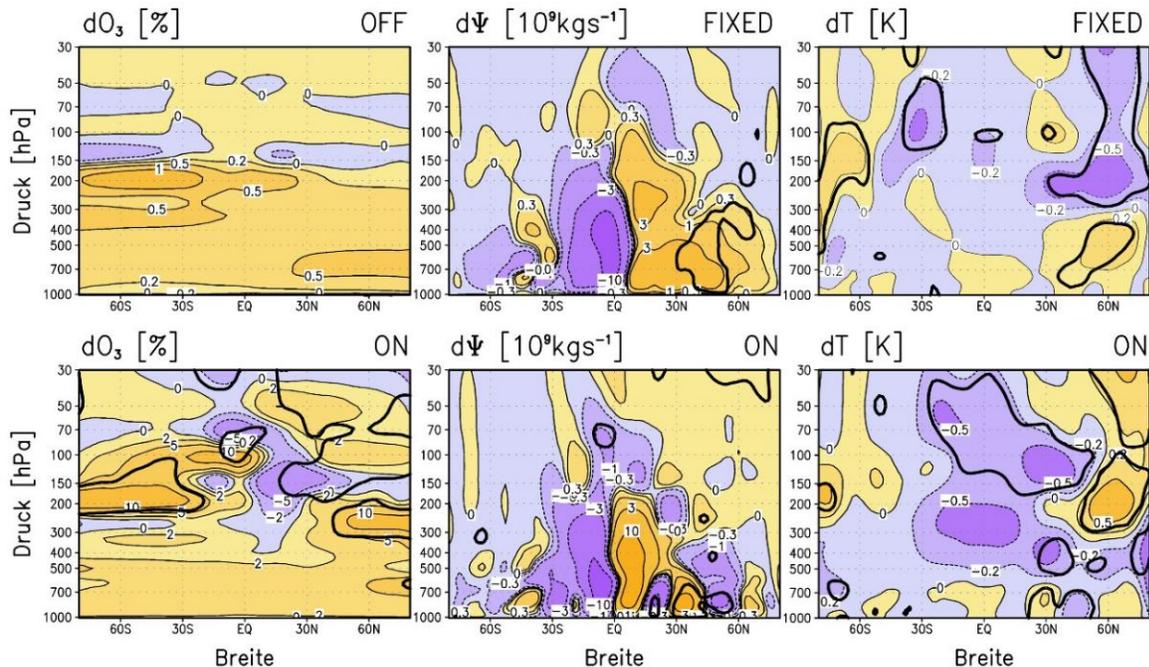


(3) im „on-mode“ wird die im Chemieblock berechnete Ozonverteilung zu jedem Zeitschritt im Strahlungsblock berücksichtigt; Vergleichsexperimente beinhalten dann die dynamisch-chemischen Wechselwirkungen zwischen der Zirkulation und der Ozonverteilung.

Die  $\text{NO}_x$ -Emissionsquellen (Blitze und Bodenquellen, ziviler Flugverkehr 1991/92) wurden von der DLR (Oberpfaffenhofen) zur Verfügung gestellt. Die Experimente erfolgten unter permanenten Januarbedingungen.

Im off-mode zeigt sich eine maximale Zunahme im  $\text{NO}_x$  um ca. 60 pptv und im Ozon um ca. 1 ppbv durch den heutigen Flugverkehr (IAP-Bericht 1996/97). Der Anstieg im Ozon ist geringer als in anderen CTM's aufgrund der stratosphärischen Zirkulation, die eine Absenkung der Tropopausenhöhe und dadurch erhöhte  $\text{NO}_x$ -Hintergrundbedingungen in diesem Höhengebiet verursacht. Abb. 30.2 zeigt die Wirkung zukünftiger (verdoppelter) Flugzeugemissionen. Im Vergleich zum off-mode verursachen die  $\text{NO}_x$ -Flugzeugemissionen im on-mode sehr viel stärkere, teils negative Differenzen im Ozon von bis zu 5% in der oberen Troposphäre und unteren Stratosphäre, da die induzierten Klimaänderungen auch die horizontalen und vertikalen Transporte von ozonarmen bzw. ozonreichen Luftmassen verändern. Im fixed-mode zeigt sich eine leichte Verstärkung der residuellen Zirkulation in Verbindung mit Erwärmungen von 0.2-0.5 K in der Troposphäre und Abkühlungen von 0.2-0.5 K in der Stratosphäre, in Übereinstimmung mit Ergebnissen anderer Klimamodelle (s.o.). Im on-mode zeigt sich dagegen eine deutlich andere Signatur der induzierten Temperaturänderungen, die aus einer Verstärkung der residuellen Zirkulation um ca. 5% resultiert. Die tropische Cumulus-Konvektion verstärkt sich ebenfalls um ca. 5%. Vergleichsexperimente wurden ebenfalls mit und ohne  $\text{NO}_x$ -Emissionen aus Blitzen und Bodenquellen durchgeführt.

Die Modellexperimente zeigen, dass die „direkten“ Wirkungen der  $\text{NO}_x$ -Emissionen bei Berücksichtigung der dynamisch-chemischen Wechselwirkungen zum Teil mehr als kompensiert werden. Hieran schliessen sich eine Vielzahl von Fragen zur Rolle dieser Wechselwirkungen bei der mittleren Ozonverteilung und ihrer natürlichen und anthropogen beeinflussten Variabilität, die in einem weiteren Projekt mit Hilfe des 2D Modells bearbeitet werden.



**Abb. 30.2** Differenzen im Ozon, in der residuellen Stromfunktion und in der Temperatur zwischen Modell-Läufen mit und ohne zukünftige  $\text{NO}_x$ -Flugzeugemissionen jeweils für die verschiedenen Modellexperimente (Schwarze Linie: 95% Signifikanz).

## 31 Zur Mischung von Spurengasen in Abhängigkeit von Anregungsprozessen planetarer Wellen

(B. Sändig, G. Schmitz, E. Becker)

Die Mischung und der Transport vieler klimarelevanter Spurengase hängt entscheidend von den Ausbreitungs- und Brechungseigenschaften der synoptischen und planetaren Wellen und der durch diese Wellen angetriebenen mittleren Zirkulation ab. Beide Anteile besitzen in verschiedenen Höhen eine unterschiedliche Bedeutung (*Gray und Russel, J. Atmos. Sci., 56, 977, 1999*). Ihre nichtlinearen Wechselwirkungen werden durch die Anregungsarten der Wellen beeinflusst, die zum einen thermisch durch das Freisetzen latenter Wärme über den Ozeanen und zum anderen orographisch durch das Tibetische Hochland und die Rocky Mountains angetrieben werden können. Die Frage, welche Bedeutung beiden Anregungsmechanismen für die Beschreibung der stehenden Wellen zukommt, ist auch heute nicht klar. Dies hängt sicher damit zusammen, daß die Anregungsprozesse gekoppelt sind.

Der vorliegende Beitrag untersucht die Mischung von Tracern in der Troposphäre und Stratosphäre in Abhängigkeit von den unterschiedlichen Anregungsprozessen planetarer Wellen und der residuellen Zirkulation. Diese Experimente ergeben Hinweise zur Bedeutung der verschiedenen Wellenanregungen für die Variabilität beobachteter Spurengasverteilungen.

Für diese Arbeit wurden Experimente mit dem Kühlungsborner Zirkulationsmodell (KMCM) (*Becker und Schmitz, 1999*) durchgeführt mit unterschiedlichen Anregungsprozessen planetarer Wellen. Mit den so berechneten Windfeldern wurden mit Hilfe eines Semi-Lagrangen Transportmodells die Tracerverteilungen berechnet. Es wurde der Einfluß der Wellenprozesse auf den Mischungsvorgang zu folgenden zonalsymmetrischen Anfangsverteilungen bestimmt:

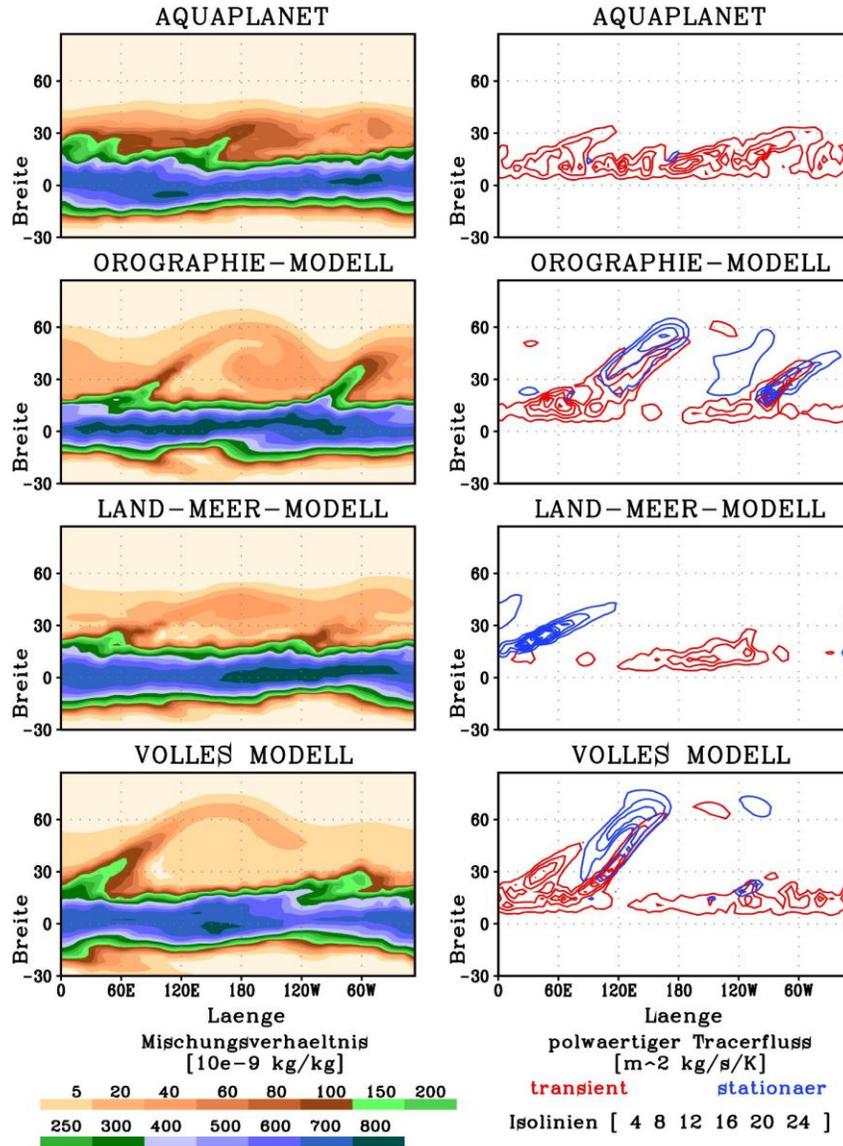
- N<sub>2</sub>O-Verteilungen
- höhenkonstante Verteilung (Maximum 0°N )
- höhenkonstante Verteilung (Maximum 38°N )
- höhenkonstante Verteilung (Maximum 75°N )
- breitenkonstante Verteilung (Maximum 500 K),

wobei die Simulationen 40 Tage durchgeführt wurden.

Für einen N<sub>2</sub>O-ähnlichen passiven Tracer bewirkt das Zuschalten der thermischen oder der orographischen Wellenanregung zum Aquaplanet eine Zunahme des Mischungsverhältnisses um 2 - 8 % in den Tropen, die im Fall der thermischen Anregung, Land-Meer-Modell, größer ist. In den Subtropen verringert sich dagegen das Mischungsverhältnis, ebenso wie in den mittleren Breiten der oberen Stratosphäre. In der mittleren und unteren Stratosphäre der höheren Breiten nimmt im Gegensatz dazu wiederum das Mischungsverhältnis zu. Diese Veränderungen resultieren aus der gegenseitigen Abhängigkeit des Transports durch stehende und transiente Wellen und der residuellen Zirkulation, wobei diese Abhängigkeit unterschiedlich in den einzelnen Höhen ist.

Durch Experimente mit den „künstlichen Tracern“, die höhen- oder breitenkonstant sind, ist es möglich die horizontalen und vertikalen Transportbeiträge für die Mischung eines natürlichen Tracers aufzuzeigen. Diesem Ziel dienen die Untersuchungen, die zweidimensional auf Isentropen ausgeführt wurden. Diese Experimente zeigen, daß in den Tropen im aufsteigenden Ast der residuellen Zirkulationszelle und in der oberen Stratosphäre nördlicher Breiten im absteigenden Zweig vertikale Transporte die Mischung dominieren und in der mittleren und unteren Stratosphäre der Extratropen der Transport dominant durch quasi-horizontales Mischen erfolgt.

Die geschilderte Abnahme des Mischungsverhältnisses in den Subtropen ist demnach allein durch einen horizontalen Austausch zu erklären. Der Anteil transienter und stationärer Wellen an der Mischung auf Isentropen in den Subtropen ist Abb. 31.1 zu entnehmen.



**Abb. 31.1** Das Mischungsverhältnis und nordwärts gerichtete Tracerflüsse nach 40 Tagen für 4 verschiedene Wellenanregungen, bei einer am Äquator liegenden Anfangsverteilung in einer Höhe von 900 K.

In dieser Abbildung sind links die Mischungsverhältnisse für die vier verschiedenen Wellenanregungen am vierzigsten Tag und auf der rechten Seite die polwärts gerichteten Tracerflüsse dargestellt. Die Tracerverteilung im Aquaplanet zeigt im Bereich um  $30^\circ\text{N}$  eine stärkere Mischung. Bei den weiteren Experimenten nimmt nördlich davon jedoch die Mischung durch die Bildung filamentartiger Strukturen zu. Die Ursache für dieses Verhalten liegt in der Veränderung der transienten und stationären Wellen und ihres Verhältnisses zueinander. Man erkennt in den verschiedenen Experimenten, dass der Transport durch transiente Wellen südlich von  $30^\circ\text{N}$  abgeschwächt wird. Nördlich von  $30^\circ\text{N}$  tritt ein zusätzlicher Transportbeitrag durch stationäre Wellen auf. Die Ergebnisse zeigen weiter, dass das gleichzeitige Wirken von thermischen und orographischen Wellenanregungen zu einer polwärtigen Verschiebung der stationären Tracerflüsse führt, die sich nicht aus einer einfachen Überlagerung des Orographie- und des Land-Meer-Modells ergibt. Weitere Untersuchungen zeigen die Empfindlichkeit des Mischungsvorganges in der Stratosphäre in Abhängigkeit von der geographischen Lage des zonal gemittelten Polarwirbels, wobei dieser selbst durch die dynamischen Wellentransporte und die der mittleren meridionalen Zirkulation bestimmt ist.

## 32 Ein vereinfachtes Atmosphärenmodell mit realistischer Variabilität

(U. Achatz, J.D. Opsteegh<sup>1</sup>, R. Haarsma<sup>1</sup>)

Das Klima der Erde wird durch die Wechselwirkung einer Vielzahl von Komponenten bestimmt, die zusammen ein hochkomplexes dynamisches System bilden. Die realistischsten Klimamodelle (sog. GCMs) fußen deshalb auf einer gewaltigen Zahl von Freiheitsgraden. Dies schränkt die Transparenz ihres Verhaltens ein, insbesondere aber auch ihre Anwendbarkeit für die Untersuchung der ebenfalls bedeutsamen längeren Zeitskalen der Klimavariabilität ( $> 1000$  a). Es besteht deshalb ein Bedarf nach Klimamodellen mittlerer Komplexität, die zwar Ozean und Atmosphäre in ihrer vollen räumlichen Struktur nahezu so realistisch simulieren wie konventionelle GCMs, aber unter Verwendung vereinfachter Beschreibungen insbesondere der Atmosphäre. Nach neueren Erkenntnissen von Corti et al. (*Nature*, 398, 799, 1999) scheint es dabei wichtig zu sein, dass auch für Untersuchungen von langzeitskaligen Klimaschwankungen, die wie der Wechsel zwischen Warm- und Eiszeiten möglicherweise extern angetrieben sind, die interne Variabilität auf Zeitskalen bis hin zum täglichen Wetter miteingefasst wird. Trotz erster erfolgreicher Schritte in diese Richtung gibt es zur Zeit noch kein Klimamodell mittlerer oder niedriger Komplexität, das eine vollständige Beschreibung der Variabilität für alle Breitenregionen liefert.

Eine interessante Möglichkeit bieten hier sogenannte reduzierte Modelle, die mit vergleichsweise grober Auflösung in der Vertikalen realistische dynamische Gleichungen mit einem optimalen Satz von Freiheitsgraden und einer Parametrisierung von räumlichen Skalen und physikalischen Prozessen kombinieren, die im Modell nicht explizit beschrieben werden. Die optimalen Freiheitsgrade werden dabei so gewählt, dass sie den Klimaattraktor möglichst vollständig erfassen, die Verwirklichung eindeutig unrealistischer Zustände aber nicht notwendigerweise auch beschreiben können. Empirische orthogonale Funktionen (EOF) sind dafür, neben anderen Möglichkeiten wie PIPs (z.B. Kwasniok, *dieser Bericht*), ein natürlicher Kandidat. In einer Vorläuferarbeit (Achatz und Branstator, 1999) konnte gezeigt werden, dass mittels statistisch-empirischer Verfahren aus Datensätzen Parametrisierungsschemata abgeleitet werden können, deren Verwendung ein reduziertes Modell in seinem Verhalten so verbessert, dass es sehr realistisch wird.

Darauf aufbauend ist ein EOF-Modell entwickelt worden, das erstmals durch die Verwendung der primitiven Gleichungen auch die nichtlineare Tropendynamik beinhaltet. Die EOFs wurden aus halbtägigen Atmosphärendaten ermittelt, die aus einer 2000-Jahre Integration des gekoppelten Ozean-Atmosphärenmodells ECHAM3/LSG stammen (Voss et al., *Clim. Dyn.*, 14, 249, 1998). Zur Analyse wurden drei  $\sigma$ -Schichten herangezogen. Es wurde eine eigens dafür entwickelte Energiemetrik verwendet, mit deren Hilfe sich Winde und Temperaturen aus verschiedenen Höhenbereichen dynamisch sinnvoll miteinander verknüpfen lassen. Es ergab sich, dass 500 Muster ausreichend sind um mehr als 90% der über den Jahresgang hinausgehenden Varianz des untersuchten Datensatzes zu beschreiben (ECHAM3 hat dagegen nahezu 40000 Freiheitsgrade). Die empirisch-statistische Beschreibung nichtaufgelöster Skalen und Prozesse entspricht der in (Achatz und Branstator, 1999), wurde aber um eine saisonale Abhängigkeit der Parameter erweitert.

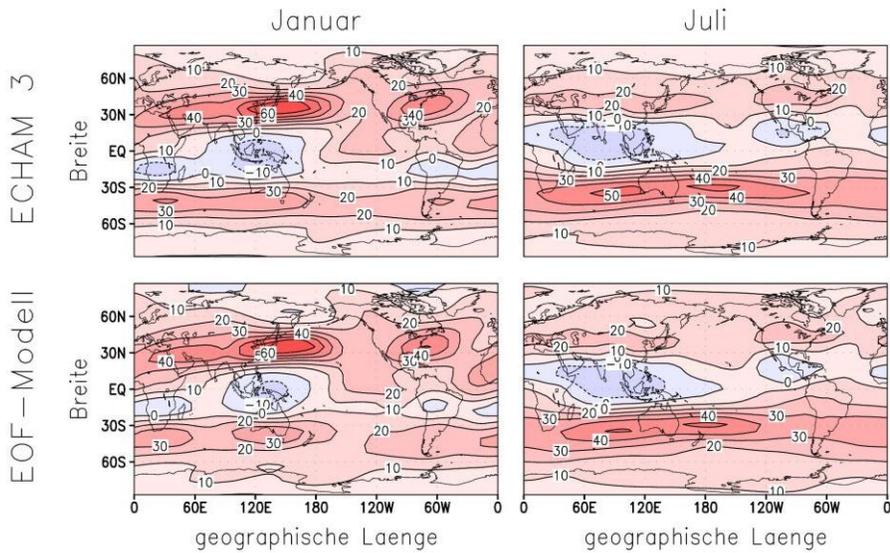
Es zeigt sich, dass das Modell aufgrund seiner kompakten Formulierung (nur 500 Freiheitsgrade) einerseits sehr schnell ist — eine Integration über 10000 Jahre benötigt auf einer NEC SX4 17 cpu-Tage —, andererseits aber alle wichtigen Klimagrößen gut beschreibt. Dies gilt sowohl für den mittleren Zustand in seiner jahreszeitlichen Abhängigkeit als auch für die Flüsse. Abb. 32.1 zeigt die korrekte jahreszeitliche Verlagerung des Strahlstroms in seiner lokalen Struktur, während in Abb. 32.2 die realistische Reproduktion der (schwierig zu modellierenden) Impulsflüsse belegt wird.

In ersten Untersuchungen ist das Modell zu Analysen der grundlegenden Strukturen der

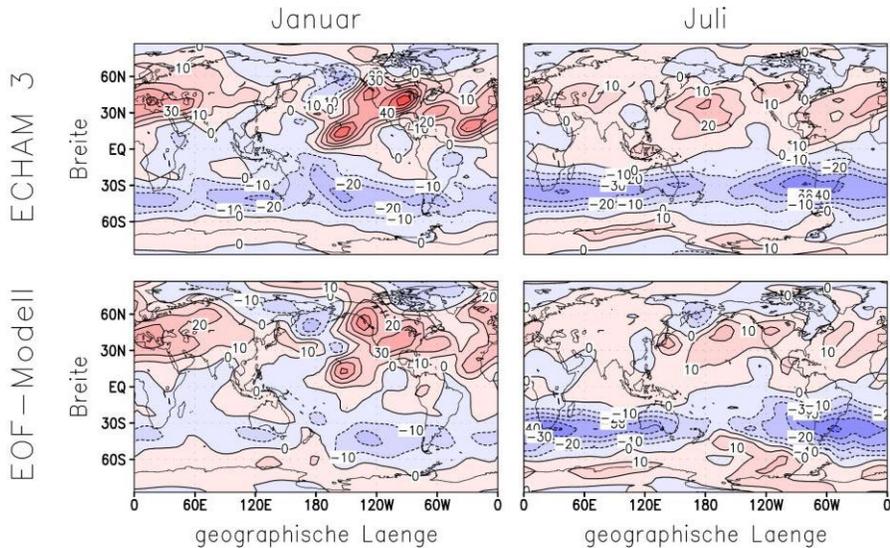
---

<sup>1</sup>KNMI, De Bilt, Niederlande

synoptischen Aktivität in mittleren Breiten verwendet worden. Die mathematisch kompakte Formulierung erleichtert das erstmalige Studium dieser fundamentalen Frage in einem globalen Modell, das die primitiven Gleichungen verwendet und alle wesentlichen physikalischen Prozesse in parametrisierter Form enthält. Wesentliches Resultat ist die quantitative Bestätigung der These von Farrell (*J. Atmos. Sci.*, 41, 668, 1984), dass die synoptische Aktivität nicht durch Normalmoden, sondern durch optimale Vektoren beschrieben werden muss.



**Abb. 32.1** Mittlere Januar- und Juliwerte für den zonalen Wind (m/s) in der Schicht bei  $\sigma = 0.167$  im reduzierten Modell und im ECHAM3.



**Abb. 32.2** Wie Abb. 32.1, aber für den meridionalen Impulstransport ( $\text{m}^2/\text{s}^2$ ) durch die transienten Fluktuationen.

Zusätzlich findet man, dass eine gute selbstkonsistente Simulation der von den verwendeten Mustern beschriebenen Variabilität auch mit deutlich kleineren Modellen (basierend auf ca. 50 EOFs) erreicht werden kann. Das könnte diese Modellklasse auch für konzeptionelle Untersuchungen zum Klima mittels Methoden aus der Theorie dynamischer Systeme interessant machen.

Es ist u.a. geplant, das 500-EOF-Modell dergestalt weiterzuentwickeln, dass die statistische Parametrisierung so weit wie möglich durch einfache physikalische Ansätze ersetzt wird. Es soll dann an ein Ozeanmodell gekoppelt werden und z.B. für Studien der regionalen Langzeitvariabilität verwendet werden.

### 33 Reduzierte Modelle der atmosphärischen Zirkulation

(F. Kwasniok)

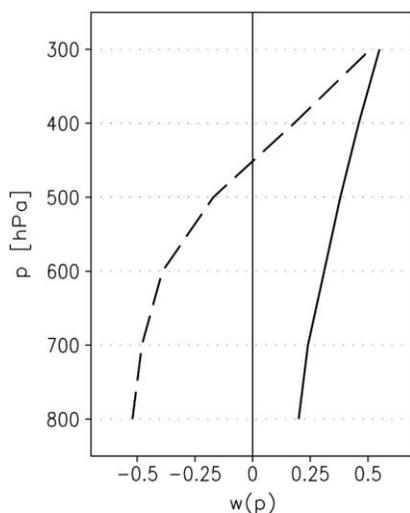
Die hier dargestellte Arbeit beschäftigt sich mit der Konstruktion niedrigdimensionaler Modelle der atmosphärischen Zirkulation. Das Ziel ist, dynamische Modelle mit möglichst wenigen Freiheitsgraden zu gewinnen, die in der Lage sind, die wesentlichen großskaligen, langperiodischen Zirkulationsmuster der Atmosphäre zu simulieren.

Die Motivation hinter der Konstruktion vereinfachter Modelle ist zweifach: Zum einen besteht die Hoffnung, mit Hilfe einer optimierten dynamischen Beschreibung ein besseres Verständnis der zugrunde liegenden physikalischen Prozesse zu gewinnen. Zum anderen ermöglichen vereinfachte Modelle bei moderater Rechenzeit Langzeitintegrationen, die mit komplexen allgemeinen Zirkulationsmodellen nicht möglich sind, und können für verschiedene Fragestellungen im Zusammenhang mit den Problemen der langperiodischen Klimavariabilität und der globalen Klimaänderungen eingesetzt werden.

Als Basis dient ein quasigeostrophisches Modell in Druckkoordinaten auf der Nordhalbkugel. Die dynamische Gleichung lautet:

$$\frac{\partial q^i}{\partial t} + J(\Psi^i, q^i) = D^i + F^i$$

$\Psi^i$  und  $q^i$  bezeichnen die Stromfunktion bzw. die potentielle Vorticity auf dem  $i$ -ten Druckniveau. Der diabatische Term  $D^i$  beinhaltet Newtonsche Relaxation zwischen den Niveaus, eine skalenselektive Horizontaldiffusion sowie eine Ekman-Reibung auf dem untersten Niveau.  $F^i$  ist ein zeitlich konstanter Antrieb. Es werden sechs Druckniveaus verwendet, die bei 300, 400, 500, 600, 700 und 800hPa liegen. Die horizontale Darstellung ist spektral mit T42-Abschneidung; dies entspricht 903 reellen Freiheitsgraden pro Druckniveau, insgesamt 5418 reellen Freiheitsgraden. Die Modellparameter wurden aus EZMW-Daten so bestimmt, daß die Klimatologie und das Variabilitätsmuster permanenten Januarbedingungen entsprechen.



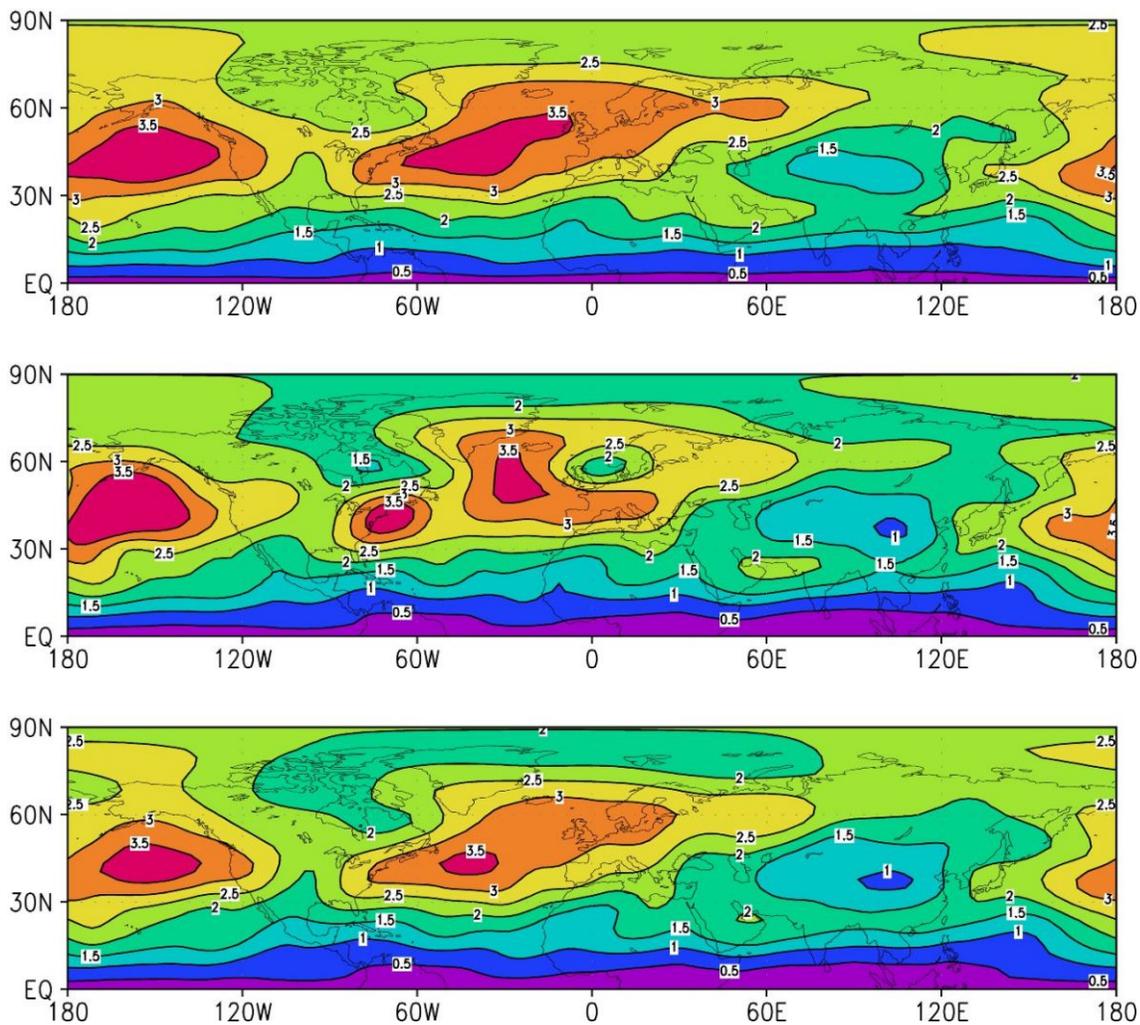
**Abb. 33.1** Erste (durchgezogen) und zweite (gestrichelt) vertikale Strukturfunktion

Als erster Reduktionsschritt wird die Stromfunktion in der vertikalen Dimension auf Strukturfunktionen projiziert. Hierzu werden hemisphärisch gemittelte EOFs verwendet, die aus EZMW-Daten gewonnen wurden. Die ersten beiden Funktionen erfassen zusammen ca. 97% der anomalen Gesamtenergie (Summe aus kinetischer Energie und verfügbarer potentieller Energie). Es ist daher ausreichend, nur diese ersten beiden EOFs zu berücksichtigen. Die Struktur der Funktionen ist in Abb. 33.1 dargestellt. Die erste Mode hat eine äquivalent barotrope Struktur, die zweite Mode hat baroklinen Charakter. Die vertikale Darstellung mit sechs Druckniveaus ist somit auf zwei Moden reduziert, was die Anzahl der Freiheitsgrade auf ein Drittel verringert. Das in zwei EOFs formulierte Modell besitzt 1806 Freiheitsgrade. Die Verwendung einer Gesamtenergiemetrik in der vertikalen Projektion sichert die Erhaltung der Gesamtenergie durch die nichtlinearen Terme des EOF-Modells in Analogie zum Modell auf Druckniveaus.

In den horizontalen Dimensionen werden zur Dimensionsreduktion als empirische Basisfunktionen wahlweise EOFs oder PIPs benutzt. Der lineare Algorithmus der EOFs basiert auf Varianzmaximierung. Bei der aufwendigeren Methode der PIPs werden die optimalen Moden aus einem nichtlinearen Variationsprinzip bestimmt, das das dynamische Verhalten des reduzierten Modells in die Auswahl der Basisfunktionen einbezieht (Hasselmann, *J. Geophys. Res.*, 93,

11015, 1988; Kwasniok, 1997; Kwasniok, 2000). Jede EOF- bzw. PIP-Mode hat eine barotrope und eine barokline Komponente. Die dynamischen Gleichungen des reduzierten Modells ergeben sich durch Projektion der quasigeostrophischen Modellgleichung auf die Basismuster. Wie bei der vertikalen Projektion hängen die Erhaltungsgrößen des reduzierten Modells von der verwendeten Metrik ab; die Benutzung einer Gesamtenergiemetrik garantiert die Erhaltung der Gesamtenergie durch die nichtlinearen Terme.

In Abb. 33.2 ist als ein Beispiel für Simulationsergebnisse mit vereinfachten Modellen die Standardabweichung der barotropen Stromfunktion im T42-Modell sowie in reduzierten Modellen auf der Basis von 30 EOFs und 30 PIPs dargestellt. Das EOF-Modell hat nennenswerte Fehler im Varianzmuster. Das Zentrum der Variabilität über dem Nordatlantik wird stark verfälscht wiedergegeben; das Maximum über dem Nordpazifik ist überbetont. Das PIP-Modell hingegen gibt die Variabilität überall sehr gut wieder. Im Fall der EOFs sind für eine ähnlich gute Beschreibung etwa 50–70 Freiheitsgrade notwendig. Zusammenfassend läßt sich auch für andere hier nicht dargestellte Größen wie Energiespektren, Impuls- und Wärmeflüsse sowie Leistungsspektren sagen, daß EOF-Modelle gegenüber dem Spektralmodell eine erhebliche Reduktion ermöglichen und PIP-Modelle gegenüber den EOF-Modellen nochmals eine nennenswerte Verbesserung bieten.



**Abb. 33.2** Standardabweichung der barotropen Stromfunktion im T42-Modell (oben) und in reduzierten Modellen auf der Basis von 30 EOFs (Mitte) und 30 PIPs (unten). Einheiten sind  $10^7 \text{m}^2/\text{s}$ .

# Liste der Drittmittelprojekte

(sortiert nach Drittmittelgebern)

Erfassung und Analyse intern und extern erzeugter Variationen im Höhenbereich der Mesosphäre,

**BMBF Förderkennzeichen 07 VKV 01/1**

Beteiligter Wissenschaftler: Bremer

Laufzeit: 1.1.1994 – 30.4.1998

Klimaeffekte von Flugzeugemissionen in der oberen Troposphäre; Untersuchung mit einem 2D-Modell,

**BMBF Förderkennzeichen 01 LL 9601/6**

Beteiligte Wissenschaftler: Schmitz, Gabriel

Laufzeit: 1.9.1996 – 30.6.1998

Feldmessungen im LIDAR-Meßnetz: Aerosole an der Tropopause, (Förderschwerpunkt Aerosolforschung),

**BMBF Förderkennzeichen 07 AF 113/0**

Beteiligte Wissenschaftler: von Zahn, Alpers, Schneider, Eixmann

Laufzeit: 1.10.1997 – 31.3.2000

Klimavariabilität und Signalanalyse (Verbundprojekt),

**BMBF Förderkennzeichen 07VKV01/1**

Beteiligte Wissenschaftler: Schmitz, Hinrichs, Becker, Grieger

Laufzeit: 01.01.1994 – 30.04.1998

Wind- und Temperaturstruktur der arktischen Mesosphäre und der unteren Thermosphäre TRAMP-IAP,

**BMBF Förderkennzeichen 50OE96049**

Beteiligter Wissenschaftler: von Zahn

Laufzeit: 01.07.96 – 31.12.1999

Schließungsexperimente OFP II/1,

**BMBF Förderkennzeichen 01LO9521/9**

Beteiligte Wissenschaftler: von Zahn, Alpers, Schreiber

Laufzeit: 01.05.96 – 30.09.1999

Eine umfassende Untersuchung zur Struktur und den dynamischen Ursachen von Ozonminilöchern,

**BMBF (Uni.München) Förderkennzeichen 01LO9510/5**

Beteiligte Wissenschaftler: Peters, James

Laufzeit: 15.05.99 – 31.12.1999

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

*Vereinbarung mit* **BMVg**

Beteiligte Wissenschaftler: Bremer, Singer, Weiß

Laufzeit: 1.1.1994 – 31.12.2000

Radiometer- und Niederschlagsmessungen,

**Bundespost Telekom**

Beteiligter Wissenschaftler: Singer

Laufzeit: 01.01.1995 – 31.12.1999

Feldmessungen zu den Leitprojekten 1.2 und 2.2 sowie Modellierungsaktivitäten zu den Leitprojekten 2.3 und 2.4 des Ozonforschungsprogramms (Teil II) des BMBF,

**DLR Förderkennzeichen 01L09604/3**

Beteiligte Wissenschaftler: von Zahn, Schmitz, Sonnemann, Singer

Laufzeit: 1.9.1996 – 30.09.2000

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

**DLR Förderkennzeichen 50OE99015**

Beteiligte Wissenschaftler: Lübken, Mülleemann

Laufzeit: 01.10.99 – 31.12.2003

Experimentelle Untersuchung des Einflusses von horizontalem Transport und Eddy-Diffusion auf die Elektronendichteverteilung der D-Region mittlerer Breiten,

**DFG-Sachbeihilfe Si 501/3-1**

Beteiligte Wissenschaftler: Singer, Keuer

Laufzeit: 13.11.1996 – 12.11.1999

Untersuchung der mesosphärischen Calcium- und Calcium-Ion-Schichten mit bodengestützten Resonanzlidargeräten,

**DFG-Sachbeihilfe AL 458/1-2**

Beteiligte Wissenschaftler: Alpers, Gerding

Laufzeit: 19.9.1996 – 18.9.1998

Untersuchung des Beitrags von Schwerewellen auf die räumliche und zeitliche Struktur von neutralen Metallatom- und Metallionen-Schichten in der unteren E-Schicht,

**DFG-Sachbeihilfe Ho 1892/1-1**

Beteiligte Wissenschaftler: Höffner, von Zahn, Gerding, Alpers

Laufzeit: 1.1.1997 – 31.12.1998

Klimadynamik und Chemie der Mesosphäre,

**DFG Förderkennzeichen So 268/3-2**

Beteiligter Wissenschaftler: Sonnemann

Laufzeit: 1.1.1998 – 31.12.1998

Untersuchungen zur Metallkonzentration in Meteorspuren in der Mesosphäre mittels Mehrfarben-Resonanz-Lidargeräten,

**DFG Förderkennzeichen Al 458/2-1**

Beteiligte Wissenschaftler: Alpers, Gerding, Höffner, Fricke-Begemann, Oldag

Laufzeit: 19.09.98 – 18.09.2000

Analyse der dynamischen Komponenten der Ozonveränderlichkeit: Eine Untersuchung mit einem 2D-Zirkulationsmodell mit komplexer Chemie,

**DFG Förderkennzeichen SCHM 1274/2-1**

Beteiligte Wissenschaftler: Schmitz, Gabriel

Laufzeit: 01.04.99 – 31.03.2001

Empirische lineare Modellierung der Gezeiten in der mittleren Atmosphäre,

**DFG Förderkennzeichen AC 71/1-1**

Beteiligte Wissenschaftler: Achatz, Schmitz

Laufzeit: 11.03.99 –

Internat. Workshop „Layered Phenomena in the Mesopause Region“,  
**DFG Förderkennzeichen 4851/234/98**  
Beteiligter Wissenschaftler: von Zahn  
Laufzeit: 16.09.98 – 18.09.1998

Wissenschaftler austausch mit Rußland,  
**DFG Förderkennzeichen 436 RUS 112/233/1**  
Beteiligter Wissenschaftler: Singer  
Laufzeit: 1996 – 2000

Rosby-Wellenbrechen in einem längenabhängigen Grundstrom im Bereich der oberen Troposphäre und unteren Stratosphäre,  
**DFG Förderkennzeichen PE 474/2-1**  
Beteiligter Wissenschaftler: Peters  
Laufzeit: 25.03.1999 – (offen)

Entwicklung eines extern stabilisierten und durchstimmbaren Seederlaser für ein Kalium-Lidar,  
**Land M/V Förderkennzeichen IAP 9800170-1998**  
Beteiligte Wissenschaftler: Höffner, Fricke-Begemann  
Laufzeit: 01.08.98 – 28.02.1999

Improved quality of service in ionospheric telecommunication systems planning and operation (IITS),  
**EU-Projekt COST-251**  
Beteiligte Wissenschaftler: Bremer, Singer  
Laufzeit: 7.4.1995 – 6.4.1999

Lee wave modification of polar stratospheric clouds at the Scandinavian mountain ridge,  
**EU-Projekt ENV4-CT95-0162**  
Beteiligte Wissenschaftler: Hoffmann, Singer  
Laufzeit: 1.6.1996 – 30.11.1998

European stratospheric monitoring stations and their contribution to the third European stratospheric experiment on ozone,  
**EU-Projekt ENV4-CT95-0136**  
Beteiligte Wissenschaftler: von Zahn, Singer, Hübner, Mehrtens  
Laufzeit: 25.3.1996 – 30.11.1999

Meridional transport of Ozone in the lower stratosphere (METRO),  
**EU-Projekt ENV4-CT97-0520**  
Beteiligter Wissenschaftler: Singer  
Laufzeit: 1.1.1998 – 30.6.2000

Study of NLC particle size distributions with the shortest possible wavelength (308 nm) at the ALOMAR Observatory,  
**EU Förderkennzeichen ALO-LSF**  
Beteiligter Wissenschaftler: von Zahn  
Laufzeit: 21.06.99 – 31.08.1999

Intercomparison of ground-based and in-situ wind measurements in the troposphere and lower stratosphere,

**EU Förderkennzeichen ALO-LSF Radar 1**

Beteiligter Wissenschaftler: Singer

Laufzeit: 01.06.98 – 28.02.2000

Study of the influence of particle precipitation the PMSE formation,

**EU Förderkennzeichen ALO-LSF Radar 2**

Beteiligter Wissenschaftler: Bremer

Laufzeit: 04.07.99 – 19.07.1999

Development and use of Doppler wind and temperature resonance lidar,

**NATO Award CRG 950275**

Beteiligter Wissenschaftler: von Zahn

Laufzeit: 1.5.1995 – 15.4.2000

# Liste der kooperierenden Institutionen und Wissenschaftler

## Deutsche Institutionen:

Institut für Meteorologie der Freien Universität Berlin	K. Labitzke, U. Langematz, B. Naujokat, S. Pawson
Physikalisches Institut der Universität Bonn	F.-J. Lübken, K.H. Fricke
Institut für Meteorologie der Universität Leipzig	R. Schminder, Ch. Jacobi
Institut für Geophysik und Geologie der Universität Leipzig	D. Kürschner
Meteorologisches Institut der Universität Hamburg	K. Fraedrich
Institut für Geophysik und Meteorologie der Universität Köln	A. Ebel, B.C. Krüger
Meteorologisches Institut der Universität München	J. Egger, P. Köpke
Institut f. Nachrichtentechnik u. Informationselektronik, Universität Rostock	E. Müller, R. Kohlschmidt
Fachbereich 8, Bergische Universität, Gesamthochschule Wuppertal	D. Offermann, G. Lehmacher, H.H. Graef
Max-Planck-Institut für Aeronomie, Katlenburg-Lindau	P. Czechowsky, P. Hartogh, G. Schmidt, R. Rüster, J. Röttger, H.-U. Widdel
Max-Planck-Institut für Meteorologie, Hamburg	H. v. Storch, H.J. Graf
Deutsches Klima-Rechenzentrum, Hamburg	U. Schlese
Deutscher Wetterdienst, Meteorologisches Observatorium Lindenberg	J. Neißer, H. Steinhagen
Institut für Physik der Atmosphäre der DLR, Oberpfaffenhofen	M. Dameris
Fernerkundungszentrum der DLR, Neustrelitz	B. Fichtelmann
Dr. Thomas Damboldt Telecommunications, Darmstadt	T. Damboldt

## Ausländische Institutionen:

University of East Anglia, Norwich, England	J.M.C. Plane
Hovemere Ltd., England	D. Rees und Mitarbeiter

Swedish Institute for Space Physics, Kiruna, Schweden	S. Kirkwood
Service d'Aéronomie, CNRS, Frankreich	M.-L. Chanin und Mitarbeiter
Centre National d'Etudes des Télécommunications, Lannion, Frankreich	R. Hanbaba
KNMI, DeBilt, Niederlande	R. Haarsma, J.D. Opsteegh, F. Selten
Instituto Nazionale di Geofisica, Rom, Italien	B. Zolesi
International Centre for Theoretical Physics, Triest, Italien	S.M. Radicella
Geophysical Institute, Prag, Tschechien	J. Laštovika
Technische Universität Graz, Österreich	M. Friedrich
Auroral Observatory, University of Tromsø, Tromsø, Norwegen	O. Havnes, T. Hansen
Forsvaret Forskningsinstitut, Kjeller, Norwegen	E. Thrane, U.-P. Hoppe
Andøya Rakettskytefelt, Andenes, Norwegen	K. Adolfsen und Mitarbeiter
Norsk Institut for Luftforskning, Tromsø, Norwegen	G. Hansen
EISCAT Scientific Association, Kiruna, Schweden	M. Rietveld
Institute of Atmospheric Physics (Rus. Acad. Sci.), Moskau, Russland	N. Pertsev, V. Suchodojew
Institute for Numerical Mathematics (Rus. Acad. Sci.), Moskau, Russland	V. Dynmikov, V. Galin
Institute of Applied Physics (Rus. Acad. Sci.), Nizhny Novgorod, Russland	A.M. Feigin
Central Aerological Observatory, Rosgidromet, Moskau, Russland	G.A. Kokin
Institute of Experimental Meteorology, Obninsk, Russland	Y. Portnyagin
Radiophysical Research Institute, Nishni Nowgorod, Russland	E.A. Benediktov
Dept. of Planetary Sciences, University of Arizona, Tucson, AZ, USA	D.M. Hunten

Dep. of Atmospheric Science, University of Wyoming, Laramie, WY, USA	T. Deshler, B. Nardi
Laboratory for Atmos. Space Physics, University of Colorado, Boulder, CO, USA	D. Fritts
Dept. of Physics, Colorado State University, Fort Collins, CO, USA	C.Y. She
Space Physics Research Laboratory, University of Michigan, MI, USA	M. Burrage, T. Killeen
State University of New York, Stony Brook, NY, USA	M. Geller
NASA Ames Research Center, Moffett Field, CA, USA	R. Young
NASA Goddard Space Flight Center, Greenbelt, MD, USA	D. Bilitza, R.A. Goldberg, J.M. Grebowsky, A.Y. Hou
Jet Propulsion Laboratory, Pasadena, CA, USA	T.V. Johnson
Massachusetts Institute of Technology, Cambridge, MA, USA	R.A. Plumb
Department of Atmospheric Sciences, University of Illinois, IL, USA	W.A. Robinson
National Center for Atmospheric Research, Boulder, CO, USA	G.P. Brasseur, G. Branstator
The Aerospace Corp., Los Angeles, CA, USA	J.H. Hecht
Air Force Research Laboratory/VSBM, Hanscom AFB, MA, USA	E. Murad
Radex, inc., Bedford, MA, USA	W.J. McNeil
Institute of Space and Atmospheric Studies, University of Saskatchewan, Kanada	A.H. Manson, C.E. Meek
CRC for Southern Hemisphere Meteorology, Monash University, Victoria, Australien	D. Waugh, D. Karoly
Department of Mathematical Physics, University of Adelaide, Adelaide, Australien	B. Vincent, I. Reid

## Liste der Veröffentlichungen

### 1998:

- Achatz, U., and G. Branstator, A quasi-geostrophic model with empirical linear corrections and reduced order for climate simulations, in *Proceedings of the Rossby-100 Symposium, Stockholm, Sweden*, edited by H. Sundqvist, vol. I, pp. 20–22, 1998.
- Achatz, U., S. Schleiff, and G. Schmitz, Selbstkonsistente Modellierung des niederfrequenten Anteils der Atmosphärendynamik mittels empirischer Modelle, *Ann. Meteor.*, *37*, 309–310, 1998.
- Bartels, J., D. Peters, and G. Schmitz, Climatological Ertel's potential vorticity flux and mean meridional circulation in the extratropical troposphere - lower stratosphere, *Ann. Geophys.*, *16*, 250–265, 1998.
- Becker, E., and G. Schmitz, Zur Wechselwirkung der Hadley-Zirkulation mit stehenden Wellen, *Ann. Meteor.*, *37*, 297–298, 1998a.
- Becker, E., and G. Schmitz, Interaction between Hadley circulation and stationary waves, in *Proceedings of the Rossby-100 Symposium, Stockholm, Sweden*, edited by H. Sundqvist, vol. I, pp. 38–40, 1998b.
- Bremer, J., Trends in the ionospheric E and F regions over Europe, *Ann. Geophys.*, *16*, 986–996, 1998a.
- Bremer, J., Post storm effects in middle and subauroral latitudes, *Adv. Space Res.*, *22*, 837–840, 1998b.
- Entzian, G., and D. Peters, Die saisonale Variabilität der dekadischen Änderung des Geopotentials und deren Einfluss auf die längenabhängige Ozonverteilung, *Ann. Meteor.*, *37*, 387–388, 1998a.
- Entzian, G., and D. Peters, Ozone content of air parcels from different directions compared with measured ozone profiles, in *Proceedings of the XVIII. Quadrennial Ozone Symposium '96, L'Aquila, Italy*, edited by R. Bojkov, and G. Visconti, vol. 1, pp. 123–126, 1998b.
- Eska, V., and J. Höffner, Observed linear and nonlinear K layer response, *Geophys. Res. Lett.*, *25*, 2933–2936, 1998.
- Eska, V., J. Höffner, and U. von Zahn, The upper atmosphere potassium layer and its seasonal variations at 54°N, *J. Geophys. Res.*, *103*, 29207–29214, 1998.
- Fierli, F., A. Hauchecorne, D. Nedeljkovic, H. Mehrtens, U. von Zahn, and K. H. Fricke, Relationship between PSC events and temperatures measured by ALOMAR RMR lidar at Andoya (69°N, 16°E), in *Proceedings of the XVIII. Quadrennial Ozone Symposium '96, L'Aquila, Italy*, pp. 503–506, 1998.
- Gabriel, A., and G. Schmitz, Zur Wechselwirkung von Dynamik und Chemie der Atmosphäre in einem 2D-Zirkulationsmodell, *Ann. Meteor.*, *37*, 395–396, 1998.
- Greisiger, K.-M., D. Peters, G. Entzian, and C.-O. Hinrichs, The mid-latitude horizontal and vertical structure of the zonally asymmetric intraseasonal and interannual ozone variability in winter, *Clim. Dyn.*, *14*, 891–904, 1998.
- Grieger, N., and G. Schmitz, Fortschreitende Strukturen in der Tropo-Stratosphäre und ihre Interpretation mit linearen Modellen, *Nova Acta Leopoldina, Suppl.* *15*, 195–222, 1998.

- Hoffmann, P., W. Singer, G. von Cossart, D. Rees, G. Schmidt, and N. D. Lloyd, Comparison of tropo-/lower stratospheric winds obtained with the ALOMAR Soudy radar and the ALOMAR lidar doppler wind system, in *Proceedings of the 8. Workshop on Technical and Scientific Aspects of MST Radar*, pp. 266–269, 1998.
- Keuer, D., and P. Hoffmann, Direct Doppler shift measurements using FM-CW-technique, in *Proceedings of the 8. Workshop on Technical and Scientific Aspects of MST Radar*, pp. 298–301, 1998.
- Kwasniok, F., Quasigeostrophic low-order models of large-scale atmospheric flow, in *Proceedings of the Rossby-100 Symposium, Stockholm, Sweden*, edited by H. Sundqvist, vol. II, pp. 203–204, 1998.
- Latteck, R., Entzerrung von Kurzwellenkanälen, in *9. Symposium Marine Elektronik, Arbeitskreis Maritime Mess- und Informationselektronik*, pp. 67–70, 1998.
- Peters, D., Eine winterliche Zirkulationsanomalie auf der Nordhemisphäre in den 80er Jahren, *Ann. Meteor.*, *37*, 303–304, 1998.
- Peters, D., and G. Entzian, To the longitude-dependent ozone trend in the Atlantic-European region: A model study for winter conditions, in *Proceedings of the XVIII. Quadrennial Ozone Symposium '96, L'Aquila, Italy*, edited by R. Bojkov, and G. Visconti, vol. 1, pp. 69–72, 1998.
- Röttger, J., C. J. Pan, W. Singer, and P. Czechowsky, On the possibility to study troposphere-stratosphere exchange with ST radar, in *Proceedings of the 8. Workshop on Technical and Scientific Aspects of MST Radar*, pp. 212–215, 1998.
- She, C. Y., and U. von Zahn, Concept of a two-level mesopause: Support through new lidar observations, *J. Geophys. Res.*, *103*, 5855–5863, 1998.
- Singer, W., P. Hoffmann, S. Wong, F.-J. Lübken, U. von Zahn, and R. Rüster, Common-volume observations of mesospheric winds by MF and VHF radars and rockets at the ALOMAR facility, Norway, in Summer 1997, in *Proceedings of the 8. Workshop on Technical and Scientific Aspects of MST Radar*, pp. 270–273, 1998.
- Sonnemann, G., Comment on "Does the correlation between solar cycle lengths and northern hemisphere land temperatures rule out any significant global warming from the greenhouse gases?" by Peter Laut and Jesper Gundermann, *J. Atmos. Solar Terr. Phys.*, *60*, 1625–1630, 1998a.
- Sonnemann, G., On the formation of particlelike patterns, the amplitude modulated route to chaos and the wave-particle dualism in three-dimensional dynamic systems under global, *Prog. Theor. Phys.*, *99*, 931–962, 1998b.
- Sonnemann, G., C. Kremp, A. Ebel, and U. Berger, A three-dimensional dynamic model of the minor constituents of the mesosphere, *Atmos. Environ.*, *32*, 3157–3172, 1998a.
- Sonnemann, G., C. Kremp, A. Ebel, and U. Berger, The global 3D-calculation of the distribution of the plasma components within the 80 to 130 km height range, *Adv. Space Res.*, *21*, No. 6, 887–890, 1998b.
- Taubenheim, J., G. von Cossart, and G. Entzian, Die ionosphärische D-Schicht als Tracer langfristiger Temperaturänderungen der Mesosphäre, *Kleinheubacher Berichte*, *41*, 180–185, 1998.
- von Zahn, U., J. Fiedler, B. Naujokat, U. Langematz, and K. Krüger, A note on record-high temperatures at the northern polar stratopause in winter 1997/98, *Geophys. Res. Lett.*, *25*, 4169–4172, 1998a.

von Zahn, U., D. M. Hunten, and G. Lehmacher, Helium in jupiter's atmosphere: Results from the galileo probe helium interferometer experiment, *J. Geophys. Res.*, *103*, 22815–22829, 1998b.

von Zahn, U., G. von Cossart, J. Fiedler, and D. Rees, Tidal variations of noctilucent clouds measured at 69°N latitude by ground-based lidar, *Geophys. Res. Lett.*, *25*, 1289–1292, 1998c.

Winter, T., and G. Schmitz, On divergent barotropic and inertial instability in zonal mean flow profiles, *J. Atmos. Sci.*, *55*, 758–776, 1998.

### 1999:

Achatz, U., and G. Branstator, A two-layer model with empirical linear corrections and reduced order for studies of internal climate variability, *J. Atmos. Sci.*, *56*, 3140–3160, 1999.

Alpers, M., R. Eixmann, J. Höffner, T. Köpnick, J. Schneider, and U. von Zahn, The Rayleigh/Mie/Raman lidar at IAP Kühlungsborn, *J. Aerosol Sci.*, *30*, Suppl. 1, 637–638, 1999.

Becker, E., and G. Schmitz, The relative importance of orographically and thermally forced stationary waves in the causation of the residual circulation, in *Preprint volume of the 12th Conference on Atmospheric and Oceanic Fluid Dynamics, New York*, 1999a.

Becker, E., and G. Schmitz, The role of orographically and thermally forced stationary waves in the causation of the residual circulation, *Tellus*, *51A*, 902–913, 1999b.

Berger, U., and U. von Zahn, The two-level structure of the mesopause: A model study, *J. Geophys. Res.*, *104*, 22083–22093, 1999.

Bremer, J., Post storm effects in ionospheric radio propagation, in *Proceedings of the Third Workshop of COST251, El Arenosillo, Spain*, edited by R. Hanbaba, and B. de la Morena, pp. 55–64, 1999a.

Bremer, J., Long-term trends in ionospheric plasma parameters over Europe, in *Proceedings of the Third Workshop of COST251, El Arenosillo, Spain*, edited by R. Hanbaba, and B. de la Morena, pp. 289–295, 1999b.

Bremer, J., Long-term trends of ionospheric change, in *Proceedings of the Forth Workshop of COST251, Funchal, Portugal*, edited by A. Veron, pp. 138–141, 1999c.

Bremer, J., D. Keuer, D. Kürschner, P. Hoffmann, R. Schminder, and W. Singer, Auswirkungen geomagnetischer Stürme in der mittleren Atmosphäre, *Kleinheubacher Berichte*, *42*, 71–77, 1999.

Entzian, G., and D. Peters, Very low zonally asymmetric ozone values in March 1997 above the North Atlantic-European region, induced by dynamic processes, *Ann. Geophys.*, *17*, 933–940, 1999.

Eska, V., U. von Zahn, and J. M. C. Plane, The terrestrial potassium layer (75–110 km) between 71°S and 54°N: Observations and modelling, *J. Geophys. Res.*, *104*, 17173–17186, 1999.

Fiedler, J., and G. von Cossart, Automated lidar transmitter for multi-parameter investigations within the Arctic atmosphere, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, *37*, 748–755, 1999.

Fiedler, J., G. von Cossart, U. von Zahn, and W. Eriksen, Stratospheric/mesospheric temperature profiles obtained by ALOMAR RMR lidar over Andoya, in *Proceedings of the 14th ESA Symposium on European Rocket and Balloon Programmes and Related Research, Potsdam, Germany (ESA SP-437)*, pp. 263–268, 1999.

- Fricke, K.-H., et al., Observations of dynamically induced polar stratospheric clouds in the lee of the Scandinavian mountain ridge, in *Proceedings of the European workshop on mesoscale processes in the stratosphere*, 1999.
- Gabriel, A., G. Schmitz, and R. Geprägs, The tropopause in a 2D-circulation model, *J. Atmos. Sci.*, *56*, 4059–4068, 1999.
- Gerding, M., M. Alpers, J. Höffner, and U. von Zahn, Simultaneous K and Ca lidar observations during a meteor shower on March 6/7, 1997, at Kühlungsborn, *J. Geophys. Res.*, *104*, 24689–24698, 1999.
- Hoffmann, P., W. Singer, and J. Bremer, Mean seasonal and diurnal variations of PMSE and winds from 4 years of radar observations at ALOMAR, *Geophys. Res. Lett.*, *26*, 1525–1528, 1999a.
- Hoffmann, P., W. Singer, D. Keuer, and K. Schulz-Schöllhammer, Observations of 3D winds and waves in the tropopause region above northern Norway with the ALOMAR SOUSY radar during winter 1996/97, in *Proceedings of the European workshop on mesoscale processes in the stratosphere*, 1999b.
- Hoffmann, P., G. von Cossart, and W. Singer, Dynamical influences on PMSE and NLC derived from radar and lidar measurements at ALOMAR, in *Proceedings of the 14th ESA Symposium on European Rocket and Balloon Programmes and Related Research, Potsdam, Germany (ESA SP-437)*, pp. 305–308, 1999c.
- Höffner, J., U. von Zahn, W. J. McNeil, and E. Murad, The 1996 Leonid shower as studied with a potassium lidar: Observations and inferred meteoroid sizes, *J. Geophys. Res.*, *104*, 2633–2643, 1999.
- Jacobi, C. H., et al., Mesopause region semidiurnal tide over Europe as seen from ground-based wind measurements, *Adv. Space Res.*, *23*, 1999a.
- Jacobi, C. H., et al., Climatology of the semidiurnal tide at 52°N–56°N from ground-based radar wind measurements 1985–1995, *J. Atmos. Solar Terr. Phys.*, *61*, 1999b.
- Kremp, C., U. Berger, P. Hoffmann, D. Keuer, and G. Sonnemann, Seasonal variation of middle latitudes wind fields of the mesopause region – a comparison between observation and model calculation, *Geophys. Res. Lett.*, *26*, 1279–1282, 1999.
- Lastovicka, J., et al., Ionospheric measurements during the CHRISTA/MAHRSI campaign: Their implications and comparison with previous campaigns, *Ann. Geophys.*, *17*, 1040–1052, 1999.
- Latteck, R., and A. Ahrens, Empfängerstrategien für die Datenübertragung über Funkwellenkanäle am Beispiel des Kurzwellenkanals, *Frequenz*, *53*, No. 9–10, 210–215, 1999.
- Latteck, R., W. Singer, and H. Bardey, The ALWIN MST radar – technical design and performances, in *Proceedings of the 14th ESA Symposium on European Rocket and Balloon Programmes and Related Research, Potsdam, Germany (ESA SP-437)*, pp. 179–184, 1999a.
- Latteck, R., W. Singer, and J. Höffner, Mesosphere summer echoes as observed by VHF radar at Kühlungsborn, *Geophys. Res. Lett.*, *26*, 1533–1536, 1999b.
- Mehrtens, H., U. von Zahn, F. Fierli, B. Nardi, and T. Deshler, Type I PSC-particle properties: Measurements at ALOMAR 1995 to 1997, *Geophys. Res. Lett.*, *26*, 603–606, 1999.
- Peters, D., and G. Entzian, Longitude-dependent decadal changes of total ozone in boreal winter months during 1979–1992, *J. Climate*, *12*, 1038–1048, 1999.

- Peters, D., and D. W. Waugh, Rossby wave breaking in southern hemisphere upper troposphere, in *Preprint volume of the 12th Conference on Atmospheric and Oceanic Fluid Dynamics, New York, 1999*.
- Portnyagin, Y. I., E. G. Merzlyakov, C. Jacobi, N. J. Mitchell, H. G. Muller, A. H. Manson, W. Singer, P. Hoffmann, and A. N. Fachrutdinova, Some results of S-transform analysis of the transient planetary-scale wind oscillations in the lower thermosphere, *Earth Plan. Space*, *51*, 711–117, 1999.
- Singer, W., and J. Bremer, Testing of empirical D-region electron density models by comparison with radio wave propagation data, in *Proceedings of the Forth Workshop of COST251, Funchal, Portugal*, edited by A. Veron, pp. 105–109, 1999.
- Singer, W., P. Hoffmann, U. von Zahn, F.-J. Lübken, and A. Möllemann, Observations of mesospheric winds by VHF and MF radars and foil cloud experiments during the TRAMP Campaign 1997, in *Proceedings of the 14th ESA Symposium on European Rocket and Balloon Programmes and Related Research, Potsdam, Germany (ESA SP-437)*, pp. 275–279, 1999.
- Sonnemann, G., and A. M. Feigin, Nonlinear response of the upper mesospheric photochemical system under action of diffusion, *Adv. Space Res.*, *24*, No. 5, 557–560, 1999a.
- Sonnemann, G., and A. M. Feigin, Nonlinear behaviour of a reaction-diffusion system of the photochemistry within the mesopause region, *Phys. Rev. E*, *59*, 1719–1726, 1999b.
- Sonnemann, G., A. M. Feigin, and Y. I. Mol'kov, On the influence of diffusion upon the nonlinear behaviour of the photochemistry of the mesopause region, *J. Geophys. Res.*, *104*, 30591–30603, 1999.
- von Cossart, G., J. Fiedler, and U. von Zahn, Size distribution of NLC particles as determined from 3-color observations of NLC by ground-based lidar, *Geophys. Res. Lett.*, *26*, 1513–1516, 1999a.
- von Cossart, G., J. Fiedler, and U. von Zahn, Interannual variability of noctilucent clouds as observed at 69°N by ground-based lidar, in *Proceedings of the 14th ESA Symposium on European Rocket and Balloon Programmes and Related Research, Potsdam, Germany (ESA SP-437)*, pp. 299–304, 1999b.
- von Zahn, U., Welcome address, in *Proceedings of the 14th ESA Symposium on European Rocket and Balloon Programmes and Related Research, Potsdam, Germany (ESA SP-437)*, pp. 19–20, 1999.
- von Zahn, U., and J. Bremer, Simultaneous and common-volume observations of noctilucent clouds and polar mesosphere summer echoes, *Geophys. Res. Lett.*, *26*, 1521–1524, 1999.
- von Zahn, U., M. Gerding, J. Höffner, W. J. McNeil, and E. Murad, Fe, Ca, and K atom densities in the trails of Leonids and other meteors: Strong evidence for differential ablation, *Meteorit. & Planet. Sci.*, *34*, 1017–1027, 1999.
- Wiegner, M., J. Bösenberg, C. Böckmann, R. Eixmann, V. Freudenthaler, I. Mattis, and T. Trickl, Lidar network to establish an aerosol climatology, *J. Aerosol Sci.*, *30*, Suppl. 1, 429–430, 1999.

## 2000:

- Ahrens, A., and R. Latteck, On the probability of errors in Viterbi-detectors at their use in a concatenated coding scheme, *Archiv für Elektronik und Übertragungstechnik*, submitted, 2000.

- Alpers, M., M. Gerding, J. Höffner, and J. Schneider, Lidar backscatter signatures of noctilucent clouds at mid-latitudes, *J. Aerosol Sci.*, *in press*, 2000a.
- Alpers, M., M. Gerding, J. Höffner, and J. Schneider, Multiwavelength lidar observation of a strange noctilucent cloud at Kühlungsborn, Germany (54°N), *J. Geophys. Res.*, *submitted*, 2000b.
- Alpers, M., M. Gerding, J. Höffner, and U. von Zahn, NLC particle properties from a five-colour lidar observation at 54°N, *J. Geophys. Res.*, *105*, 12235–12240, 2000c.
- Becker, E., Symmetric stress tensor formulation of horizontal momentum diffusion in global models of atmospheric circulation, *J. Atmos. Sci.*, *in press*, 2000.
- Becker, E., and G. Schmitz, Interaction between extratropical stationary waves and the zonal mean circulation, *J. Atmos. Sci.*, *in press*, 2000.
- Bremer, J., and U. Berger, Long-term trends in the meso- and lower thermosphere, in *Proceedings of the LT-ACT '99 Workshop*, 2000.
- Bremer, J., P. Hoffmann, and T. L. Hansen, Geomagnetic control of polar mesosphere summer echoes, *Ann. Geophys.*, *18*, 202–208, 2000.
- Gabriel, A., and G. Schmitz, Climate impact of aircraft emissions in the upper troposphere, *Ann. Geophys.*, *submitted*, 2000.
- Gerding, M., M. Alpers, U. von Zahn, R. J. Rollason, and J. M. C. Plane, The atmospheric Ca and Ca<sup>+</sup> layers: Mid-latitude observations and modelling, *J. Geophys. Res.*, *in press*, 2000.
- Hecht, J. H., C. Fricke-Begemann, R. L. Walterscheid, and J. Höffner, Airglow and lidar observations of the breakdown of an atmospheric gravity wave simultaneous with observations of noctilucent clouds at 54°N, *Geophys. Res. Lett.*, *27*, 879–882, 2000.
- Hoppe, U.-P., T. Eriksen, E. V. Thrane, T. A. Blix, J. Fiedler, and F.-J. Lübken, Observations in the polar middle atmosphere by rocket-borne Rayleigh lidar: First results, *Earth Plan. Space*, *in press*, 2000.
- James, P., D. Peters, and D. W. Waugh, Very low ozone episodes due to polar vortex displacement, *Tellus*, *in press*, 2000.
- Kwasniok, F., Low-dimensional models of the Ginzburg-Landau equation, *SIAM J. Appl. Math.*, *submitted*, 2000.
- Lübken, F.-J., and M. Rapp, Modelling of particle charging in the polar summer mesosphere: Part 2 – application to measurements, *J. Atmos. Solar Terr. Phys.*, *submitted*, 2000.
- Rapp, M., and F.-J. Lübken, Modelling of particle charging in the polar summer mesosphere: Part 1 – general results, *J. Atmos. Solar Terr. Phys.*, *submitted*, 2000.
- Rees, D., U. von Zahn, W. Singer, G. von Cossart, G. Baumgarten, K.-H. Fricke, R. Rüster, W. Eriksen, and N. D. Lloyd, Observations of winds in the arctic atmosphere by the ALOMAR doppler wind and temperature system, *Adv. Space Res.*, *in press*, 2000a.
- Rees, D., U. von Zahn, G. von Cossart, K. H. Fricke, W. Eriksen, and J. A. McKay, Daytime lidar measurements of the stratosphere and mesosphere at the ALOMAR observatory, *Adv. Space Res.*, *26*, No. 6, 893–902, 2000b.
- Schmitz, G., D. Peters, and G. Entzian, Tropopause pressure change in January during 1979–1992, *Meteor. Z.*, *in press*, 2000.

- Schneider, J., et al., A European aerosol research lidar network to establish an aerosol climatology (EARLINET), *J. Aerosol Sci., in press*, 2000.
- Schneider, J., and R. Eixmann, Subvisible aerosol layers in the free troposphere: Lidar measurements and trajectory analysis, *J. Aerosol Sci., in press*, 2000.
- Schulz, A., et al., Match observations in the Arctic winter 1996/97: High stratospheric ozone loss rates correlate with low temperatures deep inside the polar vortex, *Geophys. Res. Lett.*, *27*, 205–208, 2000a.
- Schulz, A., et al., Arctic ozone loss in threshold conditions: Match observations in 1997/98 and 1998/99, *J. Geophys. Res.*, *submitted*, 2000b.
- Singer, W., Testing and improving D-region electron density models by comparison with radio wave propagation data, *Adv. Space Res.*, *submitted*, 2000.
- Singer, W., P. Hoffmann, R. Latteck, K. Schulz-Schöllhammer, and M. Zecha, MST radar observations of the troposphere/lower stratosphere at Andenes, Norway in winter 1998/99, in *Proceedings of the Fifth European Workshop on Stratospheric Ozone, Saint-Jean de Luz, France*, edited by J. A. Pyle, N. R. P. Harris, and G. T. Amanatidis, 2000a.
- Singer, W., S. Molau, J. Rendtel, D. Asher, N. J. Mitchell, and U. von Zahn, The Leonid 1999 meteor storm: Verification of rapid activity variations by observations at three sites, *Mon. Not. R. Astron. Soc.*, *submitted*, 2000b.
- Sonnemann, G., The photochemical doppler-effect, *J. Atmos. Solar Terr. Phys.*, *submitted*, 2000.
- Sonnemann, G., and V. E. Semenov, 3D numerical simulation of generalized mechanism of plasma contraction in gas discharge: Auto-solitary solution, *European Phys. J.*, *in press*, 2000.
- Volodin, E. M., and G. Schmitz, The DNM troposphere-stratosphere-mesosphere AGCM: Climatology and sensitivity to gravity wave parameterization, *Tellus*, *in press*, 2000.
- von Zahn, U., G. von Cossart, J. Fiedler, K. H. Fricke, G. Nelke, G. Baumgarten, D. Rees, A. Hauchecorne, and K. Adolfsen, The ALOMAR Rayleigh/Mie/Raman lidar: Objectives, configuration, and performance, *Ann. Geophys.*, *in press*, 2000.
- Zecha, M., J. Röttger, W. Singer, P. Hoffmann, and D. Keuer, Scattering properties of PMSE irregularities and refinements of velocity estimates, *J. Atmos. Solar Terr. Phys.*, *in press*, 2000.

# Mitarbeiter des Instituts

Stand: 31. Dez. 1999

Wissenschaftler

Prof. F.-J. Lübken, Prof. G. Schmitz, Dr. J. Bremer

Dr. U. Achatz, Dr. M. Alpers, H. Bardey, Dr. E. Becker,  
Dr. U. Berger, Prof. G. von Cossart, Dr. J. Fiedler,  
Dr. A. Gabriel, Dr. N. Grieger, Dr. J. Höffner,  
Dr. P. Hoffmann, Dr. P. James, D. Keuer, F. Kwasniok,  
Dr. R. Latteck, Th. Linow, Dr. D. Peters, Dr. J. Schneider,  
Dr. W. Singer, Dr. G. Sonnemann, J. Weiß, Dr. M. Zecha

Techniker

A. Bardey, T. Köpnick, K. Möller, P. Preidel, J. Schacht,  
U. Scholze, W. Teschner, H. Voß, B. Wecke, Ch. Wendt

Verwaltung

M. Lange, A. Kurreck, M. Rosenthal, A. Ruß, R. Waschow

Bibliothek

R. Mehl

Arbeiter

Th. Barth, N. Meesen, J. Wedrich

Doktoranden

R. Eixmann, C. Fricke-Begemann, M. Gerding, U. Körner,  
H. Körnich, J. Oldag, J. Rubach, B. Sändig, H. Schröder,  
K. Schulz-Schöllhammer

# Mitglieder der Gremien

Stand: 31. Dezember 1999

## 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
D. Hinz	Bürgermeister Ostseebad Kühlungsborn
Prof. Dr. H. Hinzpeter†	Universität Hamburg
Prof. Dr. D. Kremp	Universität Rostock
MinR C. Lammich	Bundesministerium für Bildung und Forschung
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. H. Fischer	Forschungszentrum Karlsruhe GmbH
RD Dr. G. Hahn	Bundesministerium für Bildung und Forschung
Prof. Dr. R. Redmer	Universität Rostock
Prof. Dr. U. Schmidt	Universität Frankfurt am Main

## Mitglieder des Wissenschaftlichen Beirats:

Prof. Dr. H. Fischer (Vorsitzender)	Forschungszentrum Karlsruhe GmbH
Dr. G.P. Brasseur	National Center for Atmospheric Research, Boulder, CO, U.S.A.
Prof. Dr. A. Ebel	Universität Köln
Dr. P. Köpke	Universität München
Prof. Dr. K. Labitzke	Freie Universität Berlin
Prof. Dr. D. Offermann	Universität Wuppertal
Prof. Dr. H. von Storch	GKSS - Forschungszentrum
Prof. Dr. E. V. Thrane	Universität Oslo, Norwegen
Dr. J. Röttger	Max-Planck-Institut für Aeronomie, Lindau
Prof. Dr. L. Wöste	Freie Universität Berlin

---

† Verstorben am 15.12.1999

# Vereinssatzung des Leibniz-Instituts für Atmosphärenphysik e.V. an der Universität Rostock (Stand: 31.12.99)

## § 1

### **Name, Sitz, Aufgabe, Geschäftsjahr**

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

## § 2

### **Zweck des Instituts**

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

### § 3

#### **Mitgliedschaft**

- (1) Der Verein hat als stimmberechtigte ordentliche Mitglieder natürliche und juristische Personen. Die Bundesrepublik Deutschland (nachfolgend Bund) und das Land Mecklenburg-Vorpommern (nachfolgend Land) haben als juristische Person je eine Mitgliederstimme.
- (2) Über die Aufnahme und den Ausschluß von Mitgliedern entscheidet die Mitgliederversammlung.
- (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 „laue Liste“ vom 17.12.1991.
- (4) Die Mitgliedschaft ist beitragsfrei.

### § 4

#### **Organe des Vereins**

Die Organe des Vereins sind:

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

### § 5

#### **Die Mitgliederversammlung**

- (1) Die Mitgliederversammlung findet mindestens einmal jährlich statt. Sie ist ferner auf Verlangen des Bundes oder des Landes oder der Mehrheit der Mitglieder einzuberufen.
- (2) Die Mitgliederversammlung wählt aus ihrer Mitte einen Vorsitzenden.
- (3) Die Mitgliederversammlung wird im Auftrag ihres Vorsitzenden durch den Direktor des Instituts unter Übersendung der Tagesordnung einberufen; dabei ist eine Frist von drei Wochen zu wahren.
- (4) Die ordnungsgemäß einberufene Mitgliederversammlung ist unabhängig von der Zahl der erschienenen und vertretenen stimmberechtigten Mitglieder nur beschlussfähig, wenn Bund und Land vertreten sind. Beschlüsse werden mit einfacher Stimmenmehrheit gefasst, sofern nicht Gesetz oder Satzung etwas anderes vorschreiben. Beschlüsse mit finanziellen Auswirkungen, Satzungsänderungen oder die Auflösung des Vereins bedürfen der Zustimmung von Bund und Land.

- (5) Über die Beschlüsse der Mitgliederversammlung ist eine Niederschrift anzufertigen, die vom Vorsitzenden der Mitgliederversammlung zu unterzeichnen ist; sie ist den Mitgliedern innerhalb von höchstens drei Wochen nach der Sitzung zuzusenden.

## § 6

### **Aufgaben der Mitgliederversammlung**

Die Mitgliederversammlung hat folgende Aufgaben:

- (1) Entgegennahme eines Berichtes des Direktors über die Institutsarbeit im abgelaufenen Geschäftsjahr und die weitere Planung sowie über die Jahresrechnung und das Ergebnis der Rechnungsprüfung.
- (2) Beschlußfassungen über
- a) den Jahresabschluß
  - b) die Entlastung des Kuratoriums und des Direktors
  - c) die Wahl des Abschlußprüfers
  - d) Satzungsänderungen
  - e) die Auflösung gem. § 15
  - f) sonstige Anträge
  - g) Wahl des Kuratoriumsmitgliedes gem. § 7 Abs. 1 Buchst. d.

## § 7

### **Das Kuratorium**

- (1) Dem Kuratorium gehören an:
- a) je ein Vertreter des Bundes und des Landes;
  - b) der Dekan der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät der Universität Rostock;
  - c) der Vorsitzende des wissenschaftlichen Beirates;
  - d) ein von der Mitgliederversammlung auf die Dauer von vier Jahren zu wählendes Mitglied, für das eine einmalige Wiederwahl zulässig ist.
- (2) Den Vorsitz des Kuratoriums führt jährlich abwechselnd der Vertreter des Bundes oder des Landes. Für die Vertretung gilt Entsprechendes.
- (3) Das Kuratorium tritt mindestens einmal jährlich zusammen. Es wird im Auftrag seines Vorsitzenden durch den Direktor des Instituts unter Übersendung einer Tagesordnung einberufen. Die Einberufung soll mit einer Frist von spätestens drei Wochen erfolgen.
- (4) 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.
- (5) Der Institutsdirektor nimmt an den Sitzungen des Kuratoriums teil, sofern dieses im Einzelfall nicht anders beschließt.

## § 8

### **Aufgaben des Kuratoriums**

- (1) Das Kuratorium überwacht die Rechtmäßigkeit, Zweckmäßigkeit und Wirtschaftlichkeit der Führung der Geschäfte.
- (2) Das Kuratorium berät grundsätzliche Angelegenheiten und solche von wesentlicher finanzieller Bedeutung und beschließt entsprechende Festlegungen und Empfehlungen. Grundsätzliche Angelegenheiten sind insbesondere:
  - a) Bestellung und Abberufung des Direktors und der Abteilungsleiter;
  - b) das mehrjährige Forschungsprogramm;
  - c) der jährliche Wirtschaftsplan, die mittelfristige Finanzplanung, das Ausbau- und Investitionsprogramm sowie der Jahresabschluß;
  - d) außergewöhnliche, über den Rahmen des laufenden Betriebes hinausgehende Rechtsgeschäfte und Maßnahmen;
  - e) die Errichtung und Auflösung von Abteilungen im Benehmen mit dem Direktor;
  - f) die Prüfung und Genehmigung des vom Direktor vorzulegenden Tätigkeitsberichtes des Instituts über das vergangene Jahr und des Arbeitsplanes für das folgende Jahr;
  - g) die Einwilligung zum Abschluß, zur Änderung oder Kündigung von Anstellungsverträgen mit leitenden Mitarbeitern des Instituts sowie zur Gewährung über- oder außertariflicher Leistungen;
  - h) die Berufung der Mitglieder des Beirates;
  - i) Erarbeitung von Vorschlägen für die Mitgliederversammlung zu Satzungsfragen und zur Institutsauflösung.

## § 9

### **Direktor**

- (1) Der Direktor leitet das Institut und vertritt es nach außen und innen. Er ist Vorstand des Vereins im Sinne von § 26 BGB.
- (2) Der Direktor wird für höchstens fünf Jahre bestellt; Wiederbestellung ist zulässig.
- (3) Der Direktor führt die laufenden Geschäfte des Instituts im Rahmen dieser Satzung und unter Bindung an die Beschlüsse der Mitgliederversammlung und des Kuratoriums sowie des Wirtschaftsplanes.
- (4) Der Direktor hat das Kuratorium zu dessen Sitzungen über alle wichtigen Angelegenheiten zu unterrichten. Er ist verpflichtet, dem Kuratorium über alle Angelegenheiten des Instituts Auskunft zu erteilen.
- (5) Der Direktor erarbeitet mit den Abteilungsleitern unter angemessener Beteiligung der wissenschaftlichen Mitarbeiter das wissenschaftliche Programm.
- (6) Zu den weiteren Aufgaben des Direktors gehören insbesondere:

- a) die Planung der Zusammenarbeit mit universitären, anderen nationalen und internationalen Einrichtungen sowie die Verantwortung für deren Durchführung und Ergebnisbewertung;
  - b) die Regelung der Geschäftsverteilung des Instituts;
  - c) das Finanz-, Kassen- und Rechnungswesen, insbesondere die Aufstellung des Entwurfs des jährlichen Wirtschaftsplanes;
  - d) die Aufstellung des Jahresabschlusses;
  - e) die Vorlage des vorjährigen Tätigkeitsberichtes des Instituts beim Kuratorium bis spätestens zum 1. April eines jeden Jahres;
  - f) die jährliche Vorlage eines Arbeitsplanes beim Kuratorium für das jeweilige folgende Jahr bis spätestens zum 15. Oktober;
  - g) die Vorbereitung der Sitzung des Kuratoriums.
- (7) Der Direktor beruft mindestens einmal halbjährlich eine Versammlung der Institutsangehörigen ein, in der über Institutsangelegenheiten berichtet und diskutiert wird.

## § 10

### **Der wissenschaftliche Beirat**

- (1) Der wissenschaftliche Beirat besteht aus mindestens sechs, höchstens zehn Mitgliedern, die nicht Mitarbeiter des Instituts sind. Sie werden nach Anhörung des Direktors vom Kuratorium für die Dauer von höchstens vier Jahren berufen; einmalige Wiederberufung ist zulässig. Der Direktor kann Vorschläge machen.
- (2) Der wissenschaftliche Beirat wählt aus seiner Mitte den Vorsitzenden und dessen Stellvertreter. Der wissenschaftliche Beirat kann sich eine Geschäftsordnung geben.
- (3) Der Vorsitzende des Kuratoriums und der Direktor können an den Sitzungen des wissenschaftlichen Beirats teilnehmen, sofern dieser nichts anderes beschließt.
- (4) Der wissenschaftliche Beirat kann zu seinen Sitzungen Gäste einladen; er kann sich externer Berater bedienen.

## § 11

### **Aufgaben des wissenschaftlichen Beirates**

- (1) Der wissenschaftliche Beirat berät die Mitgliederversammlung, das Kuratorium und den Direktor in allen wissenschaftlichen Angelegenheiten des Instituts. Er fördert die Verbindung mit Einrichtungen des In- und Auslandes.
- (2) Er gibt Empfehlungen zu den Arbeitsprogrammen des Instituts einschließlich der geplanten Zusammenarbeit mit in- und ausländischen Einrichtungen. Er berät das Kuratorium in 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 selbständig.
- (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.