

# Institutsbericht

## 2014 / 2015



## Impressum

### **Herausgeber:**

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

### **Redaktion:**

Dr. Jens Hildebrand  
Monika Rosenthal  
Peter Schubert  
Corinna Schütt  
Dr. Marius Zecha

### **Umschlaggestaltung:**

Werbeagentur Piehl

### **Druck:**

ODR GmbH

### **Umschlagfoto:**

Luftaufnahme des IAP aus dem Jahr 2015 mit dem Erweiterungsbau in der Mitte  
(Foto: Dr. Gerd Baumgarten)

# Inhaltsverzeichnis

Vorwort . . . . .	5
Einleitung . . . . .	6
Überblick . . . . .	10
Wissenschaftliche Arbeitsschwerpunkte . . . . .	16
Technologietransfer . . . . .	22
<b>Übersichtsartikel</b>	<b>25</b>
1 Mesopausensprünge: ein besonderes Phänomen in der antarktischen Atmosphäre . . . . .	26
2 Beobachtung horizontal aufgelöster Windfelder mit einem Meteorradar-Netzwerk . . . . .	30
3 Globale Variabilitätsmuster in der Mesosphäre/unteren Thermosphäre (MLT) . . . . .	34
<b>Die Abteilung Optische Sondierungen</b>	<b>39</b>
4 Stationen der optischen Sondierung mit Lidar-Systemen . . . . .	40
5 Mobiles Doppler-Lidar mittels diodengepumpten Alexandrit-Ringlasers . . . . .	42
6 Die mesosphärische Eisenschicht in polaren Breiten . . . . .	44
7 Sprunghafte Änderung der Sommermesopause in der Antarktis . . . . .	46
8 Variabilität der Temperaturgezeiten über Kühlungsborn . . . . .	48
9 Trends von NLC/PMC in der Nordhemisphäre von 1961 bis 2013 . . . . .	50
10 Langfristige Variationen von NLC über ALOMAR . . . . .	52
11 Die Variabilität von NLC-Teilchengrößen . . . . .	54
12 Kleinskalige Strukturen in NLC . . . . .	56
13 Beobachtung von Schwerewellen mit Lidar und Radar . . . . .	58
14 Wind- und Temperaturmessungen mit dem ALOMAR RMR-Lidar . . . . .	60
15 In-situ-Messungen stratosphärischer Turbulenz und deren Zusammenhang mit Wellen . . . . .	62
16 NLC und MSE über Kühlungsborn . . . . .	64
<b>Die Abteilung Radar Sondierungen und Höhenforschungsraketen</b>	<b>67</b>
17 Technische Entwicklungen der Radare am IAP . . . . .	68
18 Mesosphärische Schichten . . . . .	72
19 Untersuchungen von atmosphärischen Kopplungsprozessen . . . . .	78
20 Schwerewellen und Turbulenz aus Radarwindmessungen . . . . .	82
21 In-situ-Messungen der mesosphärischen Turbulenz . . . . .	86
22 Die Meteorumgebung der Erde aus Meteorkopfecho-Beobachtungen . . . . .	90
<b>Die Abteilung Theorie und Modellierung</b>	<b>93</b>
23 Trends in der mittleren Atmosphäre: CMIP5-Klimarechnungen 1979–2100 . . . . .	94
24 Diagnose der vertikalen Kopplung zwischen Stratosphäre und Mesosphäre . . . . .	96
25 Theorie und Simulation der OH*-Schicht . . . . .	98
26 Ein Skaleninvarianzkriterium für Large-Eddy-Simulationen . . . . .	100
27 Nutzung des Atmosphärenmodells ICON-IAP . . . . .	102
28 Einfluss von La Niña auf die troposphärische Anregung der starken plötzlichen Stratosphären- wärmung im Januar 2009 . . . . .	104
29 Trends, quasi-zweijährige Schwingung (QBO) und Eintrittszeiten der 50-jährigen Phasenhöhen- messung (SPH) in Kühlungsborn . . . . .	106
30 Mesosphärische Windanomalien in niederen Breiten in Beziehung zu lokalen und globalen Zirku- lationsmustern . . . . .	108

<b>Anhang</b>	<b>111</b>
A Liste der verwendeten Abkürzungen . . . . .	112
B Organisation des IAP . . . . .	114
C Liste der Drittmittelprojekte . . . . .	115
D Liste der kooperierenden Institutionen und Wissenschaftler . . . . .	118
E Abschlussarbeiten . . . . .	123
F Mitarbeiter des Instituts . . . . .	125
G Mitglieder der Gremien . . . . .	126
H Vereinssatzung des Leibniz-Instituts für Atmosphärenphysik e. V. an der Universität Rostock . . . .	127

## Vorwort

Die beiden bedeutendsten Ereignisse für das Institut in den Jahren 2014 und 2015 waren die Evaluierung im Mai 2015 und der Bau des Erweiterungsbäudes in den Jahren 2014/2015.

Die Evaluierung von Leibniz-Instituten dient der Überprüfung, ob die Voraussetzungen der gemeinsamen Förderung durch Bund und Länder weiterhin gegeben sind. Man kann die Bedeutung dieser Evaluierung insofern wohl kaum überschätzen, denn immerhin geht es dabei um die Zukunft des Instituts. Wir haben uns sehr intensiv auf dieses Ereignis vorbereitet und können nun mit Stolz auf das Ergebnis schauen. Der Bericht der Evaluierungskommission ist am 17. März 2016 durch den Senat der Leibniz-Gemeinschaft verabschiedet worden und die Beurteilung des IAP ist hervorragend ausgefallen. Dieser Erfolg ist ein Verdienst des gesamten Instituts. Ich möchte mich bei allen Mitarbeitern des Instituts bedanken und ihnen zu diesem hervorragenden Ergebnis gratulieren.



Im Berichtszeitraum wurde mit Unterstützung durch EFRE und durch das MBWK der so genannte Erweiterungsbau fertig gestellt. Dieser wurde notwendig, da im Vergleich zur Gründungszeit fast doppelt so viele Mitarbeiter am IAP tätig sind, die übrigens zum allergrößten Teil aus Drittmitteln finanziert werden. Der Erweiterungsbau wurde im Rahmen einer Festveranstaltung am 8. Juli 2015 eingeweiht. Wir werden den neuen Veranstaltungssaal u. a. für größere Tagungen nutzen, erstmals für den Workshop „Trends2016“ im Herbst dieses Jahres.

Dieser Bericht richtet sich in erster Linie an die Zuwendungs- und Drittmittelgeber des IAP, an interessierte Kollegen und Laien. Im Wesentlichen werden die wissenschaftlichen Arbeiten des Instituts vorgestellt. Aus Platzgründen haben wir das Zitieren und Nennen externer Autoren auf ein Mindestmaß beschränkt, obwohl selbstverständlich ein großer Teil der Ergebnisse in Kooperationen entstanden ist.

Die finanzielle Grundausstattung des IAP wird durch das Land Mecklenburg-Vorpommern und das BMBF geleistet. Wir bedanken uns bei diesen Einrichtungen für die Bereitstellung der Mittel. Den Mitgliedern unserer Gremien (Kuratorium, Wissenschaftlicher Beirat und Verein) sei für ihre tatkräftige Unterstützung bei der Leitung des Instituts ebenfalls herzlichst gedankt.

Die Mitarbeiter des IAP sind das wichtigste Kapital für die erfolgreiche Entwicklung des Instituts. Ihnen gilt mein besonderer Dank für ihren erfolgreichen und unermüdlichen Einsatz. Hierbei möchte ich auch diejenigen erwähnen, die in den wissenschaftlichen Veröffentlichungen und den nachfolgenden Beiträgen namentlich nicht genannt werden, aber im Hintergrund, oft über das Selbstverständliche hinausgehend, wirken und so wesentlich zum Erfolg des IAP beitragen. Dies gilt u. a. für meine Sekretärin Frau Monika Rosenthal, die Bibliothekarin und Gleichstellungsbeauftragte Frau Rosemarie von Rein, den Mechaniker Herrn Jens Wedrich sowie unserem Hausmeister und „Mann für Alles“ Herrn Norbert Meesen. Der Verwaltung wurde auch im aktuellen Berichtszeitraum wieder sehr gute Arbeit von den externen Wirtschaftsprüfern bescheinigt. Besonderer Dank für diese großartige Leistung gilt den Mitarbeiterinnen Wencke Baseda, Angelika Kurreck, Jessica Linde und Silvia Losch unter der Leitung von Herrn Jens-Uwe Mölck.

Man darf feststellen, dass sich das IAP auf sehr gutem Wege befindet. Das Institut hat seine positive Entwicklung der vergangenen Jahre fortgeführt und gehört auf dem Gebiet der Erforschung der mittleren Atmosphäre inzwischen weltweit zu den führenden Einrichtungen. Allen, die zu diesem Erfolg beigetragen haben, gilt meine Anerkennung und mein aufrichtiger Dank.

Kühlungsborn, im März 2016

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<sup>1</sup>. Seit dem Jahr 1992 gehörte das Institut für Atmosphärenphysik (IAP) zu den Forschungseinrichtungen der Blauen Liste. Die Institute der Blauen Liste waren selbstständige Forschungseinrichtungen von überregionaler Bedeutung und gesamtstaatlichem wissenschaftspolitischem Interesse, die auf der Grundlage der Rahmenvereinbarung zwischen Bund und Ländern über die gemeinsame Förderung der Forschung nach Artikel 91b des Grundgesetzes vom 28. 11. 1975 (Rahmenvereinbarung Forschungsförderung) gefördert werden. Wie die meisten der „Blaue-Liste-Institute“ wurde 1995 auch das IAP Mitglied der neu gegründeten Wissenschaftsgemeinschaft Blaue Liste (WBL), die sich Ende 1997 in „Wissenschaftsgemeinschaft Gottfried Wilhelm Leibniz“ umbenannt hat. Daher trägt unser Institut seit dem 18. Oktober 1999 offiziell den neuen Namen „Leibniz-Institut für Atmosphärenphysik e. V. an der Universität Rostock“.

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

### Rechtsform des IAP

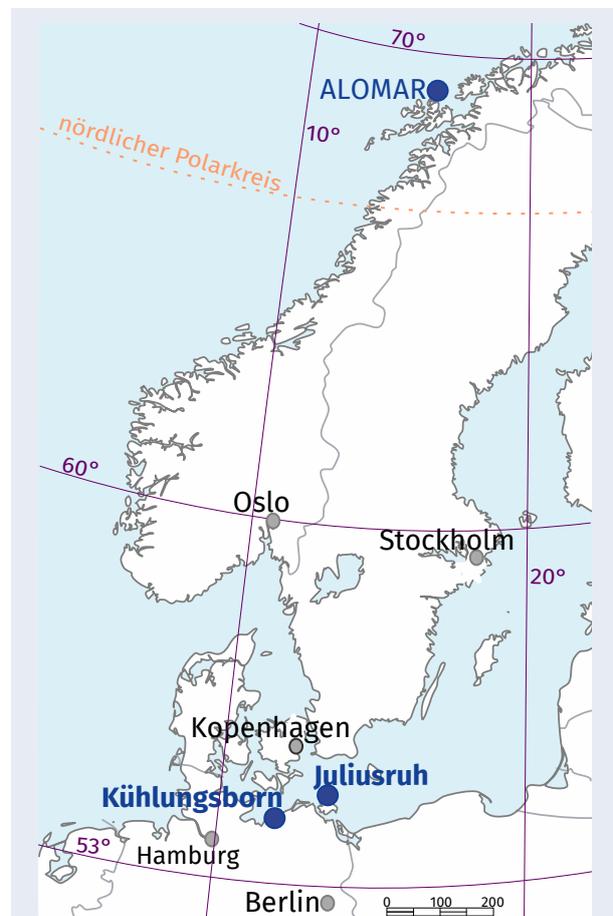
Das Institut für Atmosphärenphysik wird als eingetragener Verein (e. V.) geführt. Die Vereinssatzung ist ab Seite 127 im Anhang beigefügt. Die Organe des Vereins sind: die Mitgliederversammlung, das Kuratorium, der Direktor des Instituts und der Wissenschaftliche Beirat. Die Namen der Mitglieder dieser Gremien sind auf Seite 126 im Anhang aufgeführt. Die Mitgliederversammlung und das Kuratorium tagten im Berichtszeitraum einmal pro Jahr. Die wissenschaftlichen Arbeiten und Ergebnisse des Instituts wurden dem Wissenschaftlichen Beirat vom

<sup>1</sup>Am gleichen Standort befand sich vor der Wende das Observatorium für Ionosphärenforschung.

23. bis 25. September 2014 und am 23./24. September 2015 vorgestellt. Das aktuelle wissenschaftliche Rahmenprogramm ist am 14. Oktober 2013 verabschiedet worden.

### Lage und bauliche Ausstattung

Das IAP liegt ca. vier Kilometer südöstlich des Ostseebades Kühlungsborn an der Straße nach Kröpelin und damit Luftlinie 24 km westlich der Hafenstadt Rostock. Seine geographischen Koordinaten sind 54°07'N, 11°46'O.



**Abb. 1:** Geographische Lage der Einrichtungen des IAP in Kühlungsborn, Juliusruh und auf ALOMAR.

Der Institutskomplex besteht aus vier Gebäuden: (1) dem Institutsneubau als dem Hauptgebäude, (2) dem in 2015 eingeweihten Erweiterungsbau, (3) einer Villa, die vor 1933 als Wohnsitz für einen Ziegelei-Unternehmer gebaut wurde und (4) einem separat liegenden Lagergebäude. Diese Gebäude bieten Raum für Büros aller Art, moderne Labors,

die Bibliothek, einen großen Versammlungs- und Vortragsraum sowie benötigte Werkstatt- und Lagerräume. Für die Unterbringung von Gastwissenschaftlern und zur vorübergehenden Unterstützung neu eingestellter IAP-Mitarbeiter besitzt das Institut ferner zwei Gästeappartements im Ort Kühlungsborn und weitere kleinere Appartements in der Villa.

Zum IAP gehört eine eigene Außenstation am nördlichen Rand des kleinen Ortes Juliusruh an der Ostküste der Insel Rügen. Ihre geographischen Koordinaten sind  $54^{\circ}38'N$ ,  $13^{\circ}24'O$ . Auf dieser Außenstation befinden sich ein kombiniertes Wohn-, Büro- und Laborgebäude, ein 3-MHz-Radar, eine Ionosonde und ein Meteorradar. Weitere kleinere geophysikalische Messgeräte sind auf dem Gebäude, dem Gelände und dem Ionosondenmast montiert. Zur Erfüllung seiner Forschungsaufgaben beteiligt sich das IAP ferner intensiv am Betrieb eines geophysikalischen Observatoriums – genannt ALOMAR – am Rande der Arktis, genauer gesagt in Andenes auf der Insel Andøya in Nordnorwegen (geographische Koordinaten:  $69^{\circ}17'N$ ,  $16^{\circ}01'O$ , d. h. 2 Grad nördlich des Polarkreises). Dort wurde im Jahre 1993/94 von norwegischen Forschungsinstitutionen ein modernes Observatoriumsgebäude für das Studium vielfältiger atmosphärenphysikalischer Prozesse errichtet. Der Vorteil dieses Standortes liegt u. a. darin, dass er in unmittelbarer Nähe zum Startplatz für Höhenforschungsraketen, dem „Andøya Space Center“, liegt, wodurch der koordinierte Einsatz von bodengebundenen und raketentragenen Messmethoden ermöglicht wird. Die im Observatorium und seiner Umgebung installierten Instrumente werden durch verschiedene internationale Forschungseinrichtungen beigestellt, wobei das IAP an einigen wichtigen Instrumenten als Betreiber und wissenschaftlicher Nutzer maßgeblich beteiligt ist. Im Einzelnen handelt es sich hierbei um ein Rayleigh/Mie/Raman-Lidar, ein VHF-Radar, ein MF-Radar und ein Meteorradar. Hierdurch bietet sich den Wissenschaftlern des IAP die Möglichkeit zum Studium der arktischen Atmosphäre mit modernen experimentellen Methoden.

Im vorliegenden Institutsbericht werden auch Ergebnisse des mobilen Eisen-Lidars vorgestellt, welches von Dezember 2010 bis Februar 2013 auf der australischen Station Davis ( $68^{\circ}35'S$ ,  $77^{\circ}58'O$ , Antarktis) stationiert war und dort wichtige Messungen in der Mesopausenregion durchgeführt hat. Seit 2014 befindet sich dieses Lidar auf ALOMAR.



**Abb. 2:** Luftaufnahme der Außenstelle in Juliusruh mit dem Mast der Ionosonde

### **Generelle Arbeitsmittel**

Als generelle Arbeitsmittel standen den Mitarbeitern des IAP im Berichtszeitraum zur Verfügung: eine effiziente Ausstattung an eigenen Rechnern und Zugang zu auswärtigen Großrechnern für die numerische Modellierung atmosphärischer Prozesse, 3 Rayleigh/Mie/Raman-Lidars, 1 transportables Kalium/Eisen-Lidar, 2 VHF-Radars, 3 MF-Radars, 3 Meteorwind-Radars, 4 passive Vorwärtsstreuradars, 1 E-Region-Radar, 2 Messstrecken für Phasenhöhenmessungen, 1 Vakuumpumpstand für Tests und Kalibrierung von Instrumenten auf Höhenforschungsraketen, 1 Bodenstation für den Aufstieg von Radiosonden, Ozonsonden und sonstigen instrumentierten Ballons und ein Mikrowellenspektrometer zur Messung von Wasserdampfprofilen. Art und Umfang der mit unseren eigenen Instrumenten gewonnenen Beobachtungen werden durch vielfältige Kooperationen mit deutschen und internationalen Forschungseinrichtungen deutlich erweitert. Für theoretische Arbeiten standen verschiedene Modelle bzw. Datensätze zur Verfügung (KMCM, LIMA, MECTM, CARMA, ECHAM, WRF, CMAM, HAMMONIA, GROGRAT, ICON-IAP, verschiedene Reanalysen), teilweise durch Kooperation mit externen Einrichtungen.

Das IAP verfügt über drei Abteilungsserver. Dort werden z. B. Entwicklungsarbeiten für die Modellrechnungen auf dem HPC-System des Instituts vorgenommen, Messdaten erfasst, Auswertungen analysiert, E-Mails verwaltet sowie Datentransfers grö-

ßeren Umfangs von externen Quellen (z. B. ECMWF, Andenes) abgewickelt. Außerdem gibt es Rechner zur Verwendung gemeinsamer Dienste, wie der Erstellung von Backups und der Bereitstellung von Netzwerken. Dadurch wird die Ausfallsicherheit erhöht, der Zugriff beschleunigt und eine redundante Speicherung von Daten gewährleistet. Der Internetanschluss des IAP ist redundant ausgelegt. Eine Leitung ist über den Knoten Kiel und die andere über Rostock mit jeweils 500 MBit/s angeschlossen. Die Außenstelle Juliusruh ist inzwischen mit einmal 300 Mbit/s an das Wissenschaftsnetz angebunden. Monatlich werden derzeit durchschnittlich 40 Terabyte empfangen oder gesendet.

### Infrastrukturelle Maßnahmen

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

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

Diese Matrixgruppen werden auch von jungen Nachwuchswissenschaftlern aus dem IAP geleitet, denen damit die Möglichkeit zur selbstständigen Leitung eines eigenen Teilbereiches gegeben wird. Die Matrixstruktur hat sich in der Vergangenheit bewährt, da durch die Bündelung der Expertisen aus verschiedenen Abteilungen signifikante Fortschritte bei den behandelten Themen erreicht wurden.

### Zusammenarbeit mit der Universität Rostock

Die Universität Rostock spielt für das IAP eine besonders wichtige Rolle. Dies betrifft die Ausbildung von Studenten, aber auch die Zusammenarbeit in der Forschung. Das Graduiertenkolleg ILWAO ist ein schönes Beispiel für eine gelungene Kooperation zwischen Leibniz-Instituten (IAP, IOW) und der Universität Rostock, in diesem Falle dem Lehrstuhl für Strömungsmechanik. Der „Leibniz-Wissenschafts-Campus“ fördert ebenfalls die Zusammenarbeit zwischen Leibniz-Instituten und der Universität Rostock. Die Zusammenarbeit verläuft auf mehreren Ebenen: Die drei Abteilungsleiter des IAP sind gleichzeitig Professoren an der Universität Rostock,

halten dort Vorlesungen im Studiengang Physik, führen Seminare durch und betreuen Studenten für Abschlussarbeiten. Im Hauptgebäude des IAP



**Abb. 3:** Promotion von Natalie und Bernd Kaifler an der Universität Rostock am 25. März 2014

wurde auch die Möglichkeit geschaffen, Versuche des physikalischen Praktikums der Universität Rostock durchzuführen. Außerdem haben mehrere Studenten die Möglichkeit wahrgenommen, am IAP an einem „summer student program“ teilzunehmen. Die Doktoranden des IAP nehmen an einem Graduiertenseminar des Physikalischen Instituts teil und halten dort Vorträge über ihre wissenschaftlichen Arbeiten. Fachliche Anknüpfungspunkte ergeben sich insbesondere in der Experimentalphysik auf dem Gebiet der Laser-Anwendungen, der Clusterphysik, in der Strömungsmechanik bei der Messung von Turbulenz und in den Ingenieurwissenschaften bei der Entwicklung und Nutzung von Radargeräten. Am Fachbereich Physik der Universität Rostock ist ein Master-Studiengang mit speziellen Orientierungen eingeführt worden. Es gibt in diesem Studiengang insgesamt vier Schwerpunkte, einer davon ist erfreulicherweise „Atmosphärenphysik/Ozeanographie“.

Die Anzahl der Physikstudenten hat sich seit der Gründung des Instituts vervielfacht! Dies wirkt sich auch auf das IAP aus: Es gibt wesentlich mehr Studenten in den Vorlesungen und mehr Abschlussarbeiten, die am IAP ausgeführt werden. Diese Entwicklung ist zu begrüßen, führt aber auch zu einer Mehrbelastung der Professoren und Lehrkräfte am IAP, die z. B. zusätzliche Vorlesungen und Übungen im Rahmen des Masterstudienganges anbieten müssen. Das IAP beteiligt sich damit erheblich

an der Ausbildung von Studenten in Rostock und kümmert sich verstärkt um den wissenschaftlichen Nachwuchs.

Als administrativer Rahmen für diese vielschichtige Kooperation zwischen dem IAP und der Universität Rostock dient eine „Vereinbarung über die Zusammenarbeit zwischen der Universität Rostock und dem Institut für Atmosphärenphysik“. Diese Vereinbarung wurde am 22. Oktober 2004 aktualisiert und hat sich bei der Berufung der beiden seitdem berufenen Abteilungsleiter des IAP zu Professoren an der Universität Rostock bestens bewährt.

### **Nationale und internationale Kooperationen**

Enge Kooperationsbeziehungen bestehen auf nationaler Ebene mit insgesamt 38 Einrichtungen, davon 19 Universitätsinstitute, 2 Institute der HGF, 4 Leibniz-Institute, 2 Max-Planck-Institute und 11 sonstige Einrichtungen.

Auf internationaler Ebene bestehen Kooperationen mit 78 ausländischen Forschungseinrichtungen. Einzelheiten zu diesen Kooperationspartnern sind am Ende des Berichtes ab Seite 118 zu finden.

Für vertiefte Analysen und Interpretationen der am IAP gewonnenen Daten werden folgende aus Kooperationen stammende Datensätze hinzugenommen: PMSE-Messungen auf Spitzbergen mit dem SOUSY-Radar der Universität Tromsø und vergleichbare Daten des AAD von Davis, Wasserdampfprofile auf ALOMAR von einem Mikrowelleninstrument des Max-Planck-Instituts in Katlenburg-Lindau, Beobachtungen von Airglow der Universität Nagoya, Temperaturprofile der Mesopausenregion der Colorado State University, LF-Drift- und Meteor-messungen des Observatoriums Collm, Daten der EISCAT-Arecibo- und Jicamarca-Radars, Raketen-sondierungsdaten des Norwegian Defence Research Establishment in Kjeller, Satellitendaten von SME, UARS, TIMED, ODIN, ENVISAT, SNOE, AIM, AURA sowie Ergebnisse des globalen MLT-Radarnetzes. Die theoretischen Arbeiten stützen sich u. a. auf Datensätze vom ECMWF, NCEP und UKMO sowie auf weitere satellitengestützte Messungen (TOMS, SAGE, GOME, SSU, SBUV, MLS). Wir bedanken uns bei den zuständigen Einrichtungen für die Bereitstellung dieser Informationen. Die Mehrheit der in diesem Bericht vorgestellten Arbeiten ist in nationale und internationale Forschungsprogramme eingebunden. Zu den wichtigsten zählen ROMIC (Role Of the Middle atmosphere In Climate, sowohl eine nationale Fördermaßnahme des BMBF als auch ein interna-



**Abb. 4:** Das Andøya Space Center in Nordnorwegen (69° N). Die Aufnahme wurde ungefähr vom ALOMAR-Standort aus gemacht.

tionales Programm von SCOSTEP), EU-Environment Program, ALOMAR, den o. g. Satelliten-Missionen sowie die Projekte „Mesosphere Lower Thermosphere Coupling Study“ (MLTCS) und „Remote Sensing of the Middle Atmosphere from the Ground and Space“ des Solar-Terrestrial Energy Programs. ROMIC ist hierbei von besonderer Bedeutung, da das IAP sowohl den Sprecher stellt, als auch durch eine Reihe von Forschungsprojekten maßgeblich beteiligt ist.

## Überblick

### Evaluierung



**Abb. 5:** Evaluierungsunterlagen fertig zum Versand

Für das IAP war die Evaluierung das herausragendste und wichtigste Ereignis im Berichtszeitraum. Die Evaluierung von Leibniz-Einrichtungen durch den Leibniz-Senat findet in der Regel alle sieben Jahre statt, für das IAP nach 2000 und 2008 aktuell am 7./8. Mai 2015. Dabei wird bewertet, wie das Institut sich inhaltlich, leitungsmäßig und strukturell weiterentwickelt hat, wie es Kooperationen, z. B. die Zusammenarbeit mit der Universität, vorantreibt, wie es sich international präsentiert und inwieweit die Planungen für die Zukunft überzeugen.

Schon lange im Vorfeld wurde die Evaluierung vorbereitet u. a. mit der Neufassung des wissenschaftlichen Rahmenprogramms, durch die Optimierung

der Präsentation von wissenschaftlichen Ergebnissen sowie der Neugestaltung der Webseiten. Die konkreten Vorbereitungen begannen im Frühjahr 2014 mit einem Besuch einer Kommission des Referats Evaluierung der Leibniz-Gemeinschaft. In den folgenden Monaten wurden sorgfältig alle Evaluierungsunterlagen zusammengetragen. Es mussten sämtliche Informationen über die Arbeit des Instituts in den Jahren 2011–2013 zusammengetragen werden. Darin enthalten waren nicht nur die wichtigsten Forschungsergebnisse sondern die strukturelle Darstellung des Instituts in Bezug auf personelle und finanzielle Entwicklung, die Berichte der Gremien, Aufstellungen zu nationalen und internationalen Kontakten hinsichtlich Kooperationen sowie Gästen am Institut und auswärtigen Gastaufenthalten von Institutsangehörigen, Literaturverzeichnisse und eine Menge weiterer Informationen zur Arbeit des Instituts und der Planungen für die Zukunft. Das Ergebnis ist ein 468 Seiten umfassender Bericht, der an die Teilnehmer der unabhängigen Gutachterkommission geschickt wurde (siehe Abb. 5).

An den beiden Tagen der Evaluierungsbegehung haben sich die Gutachter vor Ort ein Bild von der Arbeit am Institut gemacht. Im Anschluss daran hat sich die Kommission beraten und im Herbst 2015 seinen Bericht an das Referat Evaluierung der



**Abb. 6:** Gruppenbild der IAP-Mitarbeiter im Mai 2015

Leibniz-Gemeinschaft übergeben.

Dieser Bericht ist am 17. März 2016 durch den Senat der Leibniz-Gemeinschaft verabschiedet worden und wurde daraufhin auf deren Internetseiten öffentlich zugänglich gemacht.

Die Beurteilung des IAP ist hervorragend u. a. bezüglich der wissenschaftlichen Exzellenz, der gesellschaftlichen Relevanz, der nationalen und internationalen Verknüpfung und der Kooperation zwischen den drei Abteilungen. Insgesamt wird im Bericht festgestellt, dass das IAP auf seinem Forschungsgebiet mittlerweile zur Spitze der weltweit forschenden Institute gehört. Über diesen Erfolg freuen wir uns sehr, er wird uns ein Ansporn sein, in diesem Sinne weiterzuarbeiten.

### Personalia

Im Berichtszeitraum waren insgesamt 132 Mitarbeiter am IAP tätig<sup>2</sup>, davon 31 Wissenschaftler, 16 wissenschaftlich-technische Angestellte, 12 Verwaltungsangestellte (einschließlich Bibliothek und Sekretariat), 23 Doktoranden, 17 mit der Abfassung von Bachelor-, Master- und Diplomarbeiten beschäftigte Studenten und 33 studentische und wissenschaftliche Hilfskräfte. Außerdem haben 25 Schüler am IAP gearbeitet. Die Tätigkeit von Gastwissenschaftlern am IAP ist auf Seite 14 erläutert. Dem IAP stehen 38 Planstellen, Annex-Mittel und eingeworbene Drittmittel zur Verfügung. Von den Planstellen sind 18 von Wissenschaftlern besetzt.

### Nachwuchsförderung

Im Berichtszeitraum waren 40 Studenten am IAP tätig, 23 haben ihre Abschlussarbeiten (Bachelor, Master, Diplom, Promotion) fertig gestellt. Hinzu kamen 69 Praktikanten und Sommerstudenten.

In jedem Jahr nimmt auch ein Doktorand des IAP am Nachwuchswissenschaftlerwettbewerb „Rostock's Eleven“ des Vereins [Rostock denkt 365°] teil. Die Teilnehmer stellen ihre Forschungsprojekte dort einer Jury aus Wissenschaftsjournalisten vor.

Im Sommer 2014 wurde zum wiederholten Male eine Sommerschule der NASA und des DLR mit der Beteiligung der Universität Rostock und des IAP durchgeführt. Etwa 25 amerikanische und deutsche Studenten haben sich am IAP über die hier durchgeführten Forschungsarbeiten informiert.

Am IAP wird die Ausbildung von Nachwuchskräften durch die Bildung von Promotionsbeiräten und

<sup>2</sup>Nicht alle über den gesamten Zeitraum



Abb. 7: Jens Söder, Doktorand am IAP, gewann 2015 den Wettbewerb Rostock's Eleven

durch die Einrichtung von Matrixgruppen aktiv unterstützt.

### Veröffentlichungen

Von besonderer Bedeutung für das IAP sind Publikationen in wissenschaftlichen Fachzeitschriften.

Hier hat sich die erfreuliche Entwicklung der letzten Jahre fortgesetzt. Zweimal wurden von IAP-Mitarbeitern erzielte Forschungsergebnisse als „Highlight“ in EOS, der Mitgliederzeitschrift der *American Geophysical Union*, genannt.

In den Jahren 2014/2015 sind insgesamt 82 Aufsätze mit Ergebnissen des IAP erschienen, davon 73 in Zeitschriften mit internationaler Begutachtung (s. Seite 123). Die Anzahl der begutachteten Publikationen pro Wissenschaftler und Jahr lag weiterhin über dem allgemein erwarteten Durchschnitt.

Man kann feststellen, dass die am Institut erzielten Forschungsergebnisse hervorragend publiziert werden, und zwar in den weltweit besten Fachzeitschriften. Darüber hinaus wurden zahlreiche Vorträge und Poster auf internationalen Fachkonferenzen präsentiert.



**Abb. 8:** Der Erweiterungsbau fügt sich unaufdringlich ins Ensemble der IAP-Gebäude ein.

### **Drittmittelinwerbung, Projekte**

Laut seiner Vereinsatzung ist es dem IAP gestattet, einen Teil seiner Forschungsarbeiten durch das Einwerben von Drittmitteln zu finanzieren. Die Einwerbung von Drittmitteln spielt am IAP eine große Rolle.

Wie die folgenden Kapitel und die Liste der Drittmittelprojekte ab Seite 115 zeigen, war das IAP hierbei sehr erfolgreich. Drittmittel wurden im Berichtszeitraum von verschiedenen Einrichtungen eingeworben, so z. B. von der Deutschen Forschungsgemeinschaft, dem Bundesministerium für Bildung und Forschung, dem Bundesministerium der Verteidigung, dem Deutschen Zentrum für Luft- und Raumfahrt und der Europäischen Union.

Die Drittmittelinwerbung des IAP hat sich im Berichtszeitraum sehr positiv entwickelt. Das DFG-Schwerpunktprogramm CAWSES ist inzwischen ausgelaufen. Das IAP bemüht sich weiterhin um DFG-Projekte, und zwar sowohl in Einzelanträgen als auch im Rahmen koordinierter Aktivitäten, wie z. B. mit der Forschergruppe der Goethe-Universität Frankfurt am Main. Die Fördermaßnahme „Role Of the Middle atmosphere In Climate“ (ROMIC), welche auf Initiative des IAP hin vom BMBF eingerichtet wurde, ist 2014 angelaufen. Hier ist das IAP mit einigen Projekten beteiligt. Der Forschungsgegenstand ist auch in SCOSTEPs neuem Forschungsprogramm an prominenter Stelle vertreten und bietet damit den beteiligten Wissenschaftlern die Möglichkeit, Ihre Forschungsergebnisse im internationalen Rahmen zu präsentieren. Darüber hinaus hat das IAP im Rahmen des sogenannten „Pakt-Verfahrens“ der Leibniz-Gemeinschaft erfolgreich Projekte eingeworben. Neben den aktuell laufenden Projekten LOCHMES und ILWAO-2 wurde in 2014 ein neues Projekt zur Mischung von Spurengasen (MaTMeLT)

gestartet. Außerdem wurde ein weiteres Projekt bewilligt, „Interactions of waves and tides at mid and high latitudes in the ignerosphere“ (WaTiLa). Alle bisher im Rahmen des „Paktes“ beantragten Projekte des IAP wurden bewilligt (der Durchschnitt in der Leibniz-Gemeinschaft insgesamt liegt bei ca. 40%). Damit hat das IAP wesentlich mehr Mittel im Wettbewerbsverfahren des Paktes eingeworben, als von den Zuwendungsgebern eingezahlt wurde. Die Höhenforschungsraketen-Projekte (Hfr) WADIS und TURB3D sind in 2015 ausgelaufen. Der Antrag auf ein neues Hfr-Projekt „PMWE - Polare Mesosphärische Winterechos: Rolle der Dynamik und Spurenstoffe“ wurde bewilligt und startete in 2014. Die Förderung von Projekten mit Höhenforschungsraketen erweist sich erfreulicherweise als sehr stabil.

Die Kooperation mit Wirtschaftsunternehmen wird durch Drittmittelprojekte und durch Verwertungsmaßnahmen gefördert. Insgesamt werden den Wissenschaftlern des IAP eine Reihe von Möglichkeiten zur erfolgreichen Einwerbung von Drittmitteln geboten.

Zusammenfassend kann man feststellen, dass die Drittmittelinwerbung des IAP sich im Berichtszeitraum weiterhin positiv entwickelt hat.

### **Investitionen, infrastrukturelle Maßnahmen**

Im Jahre 2015 wurde nach nur 15-monatiger Bauzeit mit dem Erweiterungsbau ein neues funktionelles Gebäude für das IAP in Betrieb genommen, und zwar früher und kostengünstiger als ursprünglich geplant. Herrn Christian Bahr, dem zuständigen Architekten, ist es zu verdanken, dass sich das neue Gebäude architektonisch hervorragend in die vorhandene Struktur einfügt. Hier befinden sich nun ein neuer größerer Vortragssaal, die Bibliothek, die Kantine und die Büros unserer Verwaltung. Der

neue Vortragssaal bietet durch die moderne technische Ausstattung nun die Möglichkeit, auch größere Tagungen bei uns am Institut stattfinden zu lassen. Im Hauptgebäude sind die freigewordenen Räumlichkeiten umgestaltet worden, so dass nun für unsere mittlerweile deutlich angestiegene Mitarbeiterzahl auch ausreichend Platz vorhanden ist.



**Abb. 9:** Luftaufnahme des neuen Erweiterungsgebäudes im April 2015

Die Erneuerung und technische Aktualisierung der Instrumente nimmt einen zusehends größeren Raum bei den Investitionen des Instituts ein.

Schwerpunkte der Investitionstätigkeiten lagen bei den MF-Radaren auf Andøya und Juliusruh. Die Empfangstechnik wurde komplett modernisiert und ermöglicht nun eine verbesserte zeitliche und vertikale Auflösung der Messungen. Das OSWIN-VHF-Radar in Kühlungsborn wurde nach 17 Jahren vollständig erneuert. Für das MAARSY wurde mit einem Projekt zur Erweiterung der Flexibilität der Radarsteuerung und des Empfangssystems begonnen.



**Abb. 10:** Der Aufbau des mobilen Fe-Lidars am ALOMAR-Observatorium

Nach einer erfolgreichen Kampagne des mobilen Fe-Lidars in der Antarktis wurde dieses 2014 von Kühlungsborn nach Andenes transportiert und dort auf dem ALOMAR-Observatorium aufgebaut. Die hiermit gewonnenen Messungen werden zur Untersuchung der Unterschiede der Mesopausenstruktur

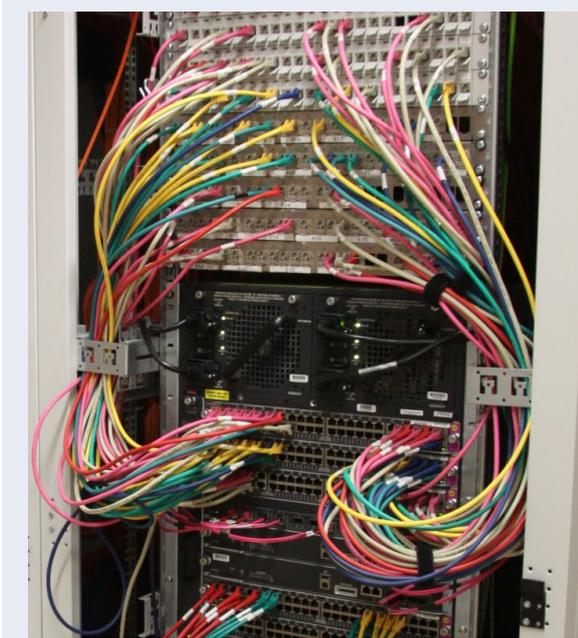
in der Arktis und Antarktis verwendet und ergänzen die Ergebnisse der bereits vorhandenen Lidarsysteme um präzise Temperaturmessungen auch bei Tag. Das ALOMAR-Observatorium gehört zu den weltweit besten Einrichtungen zur Erforschung der mittleren Atmosphäre und spielt für das IAP auch weiterhin eine wichtige Rolle. Einige bodengebundene Messungen erstrecken sich inzwischen über einen Zeitraum von mehreren Jahren, so dass langzeitige Entwicklungen studiert werden können.

### **Rechentechnik**

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

Herausragende Ereignisse für das Rechenzentrum waren die Errichtung des Erweiterungsbaus sowie die komplette Erneuerung der Netzwerkinfrastruktur im Hauptgebäude. 200 Netzwerk- und Telefonanschlüsse, sowie eine neue VoIP-Telefonanlage mussten im Erweiterungsbau an das Netzwerk des IAP angeschlossen werden. Nachfolgend wurden über 30 km Kabel und ca. 500 Anschlüsse im Hauptgebäude während des normalen Institutsbetriebes ersetzt, um den aktuellen und künftigen Anforderungen Rechnung zu tragen. Die Rechentechnik am IAP unterliegt entsprechend der allgemein rasanten Entwicklung auf diesem Gebiet einer permanenten Erneuerung. Die größte Investition im Berichtszeitraum war der Ersatz eines Teiles des HPC-Systems des IAP. Der Rechner verfügt über 480 Rechenkern der neuesten Generation und 3 Terabyte Hauptspeicher. Mit diesem System (UV2000) und den bestehenden Komponenten verfügt das IAP jetzt über eine Rechenkapazität mit 912 Rechenkernen und 5 Terabyte Hauptspeicher im HPC-Bereich.

Die Auslastung der Internetverbindung ist im Vergleich zum letzten Institutsbericht der Jahre 2012/13 um mehr als das 4-fache gestiegen. Monatlich werden derzeit durchschnittlich 40 Terabyte empfangen oder gesendet. Aus diesem Grund musste die Leistungsfähigkeit der Internetanschlusstechnik und Sicherheitshardware, teilweise durch Ersatz der Hardware, erhöht werden. 2015 erfolgte erneut eine Kapazitätserweiterung des Fileservers, einer Kombination aus Magnetbandkassetten und Festplattenspeicher, der zur Archivierung und Sicherung von Massendaten verwendet wird. Die Gesamtkapazität beträgt jetzt knapp 3 Petabyte. Die Erweiterung war dringend erforderlich geworden, da wissenschaftliche Experimente (MST-Radar MAARSY, Meteorradare SKIYMET, LIMA-ICE, KMCM) wesentlich mehr Speichervolumen beanspruchen.



**Abb. 11:** Verteilerschrank für Netzwerkinfrastruktur

Darüber hinaus wurden die Webseiten des IAP komplett neu gestaltet und eine Webpräsenz des ROMIC-Projektes erstellt.

### **Gäste und wissenschaftlicher Austausch**

Das IAP hat in den letzten Jahren die bestehenden Kooperationen ausgebaut und neue hinzugewonnen, z. B. mit dem Fraunhofer-Institut für Lasertechnik in Aachen oder mit dem Schulzentrum in Kühlungsborn. Der wissenschaftliche und technische Austausch mit Kollegen aus nationalen und internationalen Forschungseinrichtungen ist für die Mitarbeiter des IAP von großer Bedeutung und wird daher besonders gepflegt. Im Berichtszeitraum haben 9 Wissenschaftler und Studenten aus 5 Ländern für einen längeren Zeitraum am IAP gearbeitet, davon weilten 5 Wissenschaftler gleich für mehrere Monate am IAP. Wissenschaftler des IAP haben auswärtige Einrichtungen besucht, um gemeinsam an Forschungsprojekten zu arbeiten und Vorschläge für zukunftsweisende Kooperationen zu erarbeiten. Man darf feststellen, dass das IAP sowohl im nationalen als auch im internationalen Rahmen sehr gut vernetzt ist.

### **Konferenzen**

Es wurden Tagungen am IAP durchgeführt und Fachsitzungen auf internationalen Konferenzen organisiert, was ebenfalls zur positiven Darstellung des

Instituts beiträgt. In den Jahren 2014/2015 haben am IAP insgesamt 8 nationale und internationale Projekttreffen und Konferenzen stattgefunden. Außerdem haben Mitarbeiter des IAP insgesamt 25 Fachsitzungen auf internationalen Tagungen organisiert, darunter in Wien (EGU), Prag (IUGG), Moskau (COSPAR), Peking (URSI) und in Paris (ESA/PAC). Hervorzuheben ist das erste ROMIC-Statusseminar, das im Mai 2015 in Kühlungsborn stattfand. Aufgrund unseres neuen Erweiterungsbaus war es erstmalig möglich eine so große Veranstaltung direkt bei uns am IAP zu veranstalten. Es nahmen insgesamt 67 Teilnehmer an dieser Tagung teil.

Vom wissenschaftlichen Austausch abgesehen dienen diese Fachtagungen auch dazu, die Rolle des IAP auf dem Gebiet der Atmosphärenphysik im nationalen und internationalen Umfeld zu festigen.

### **Audit berufundfamilie**

Das IAP ist bestrebt, eine gleichstellungs- und familienorientierte Personalpolitik, die den verschiedenen Lebensphasen und -situationen der Mitarbeitenden gerecht wird, zu betreiben und weiterzuentwickeln. Dazu haben wir uns dem Auditierungsverfahren der gemeinnützigen Hertie-Stiftung „audit berufundfamilie“ unterzogen. In 2014 wurde begleitend dazu eine Gleichstellungskommission gebildet, die aus einem repräsentativen Querschnitt männlicher und weiblicher Beschäftigter aus allen drei Abteilungen und der Verwaltung besteht.

Das Verfahren wurde erfolgreich mit dem Erhalt des Zertifikats am 15.12.2014 absolviert. Damit ist das Institut die Verpflichtung eingegangen, bestehende Regelungen für familienfreundliche Arbeits- und Lebensbedingungen für die IAP-Mitarbeitenden zu erhalten und auszubauen. Hervorzuheben sind

hier die Erarbeitung und der Abschluss einer Regelung zur alternierenden Telearbeit, welche bereits mehrfach zur Anwendung gekommen ist, die Einrichtung eines modern ausgestatteten Eltern-Kind-Büros im IAP-Neubau, das



ebenfalls regelmäßig genutzt wird, und die Intensivierung unserer „Willkommenskultur“ die ausländischen Beschäftigten eine zügige barrierefreie Integration ermöglicht.



**Abb. 12:** Teilnehmer der ROMIC-Tagung vom 27. bis 30. Mai 2015

### Öffentlichkeitsarbeit



**Abb. 13:** Symbolisch wird das Band zur Einweihung des Erweiterungsbaus durchgeschnitten.

Die Öffentlichkeitsarbeit spielte auch in diesem Berichtszeitraum eine wichtige Rolle für das Institut. In regionalen und überregionalen Zeitungen sowie in Fernseh- und Radiosendungen wurde über Ereignisse am IAP berichtet.

Am 8. Juli 2015 wurde mit einer großen Festveranstaltung die Einweihung unseres Erweiterungsbaus begangen. Zu diesem Anlass kamen viele hochkarätige Vertreter der Universität Rostock, der Leibniz-Gemeinschaft und der Landesregierung sowie Repräsentanten der Stadt Kühlungsborn und des Landkreises Rostock.

Das Institut wurde von einigen Gruppen besucht, wie z. B. von der „Wissenskarawane“, einer Gruppe von Schülern aus der näheren Umgebung. Im Rahmen des „Girls' Day“ wurden im IAP Schülerinnen aus der Region Berufsmöglichkeiten in der Forschung vorgestellt. Das IAP beteiligt sich auch an der Broschüre „Leibniz Nordost“, in der über aktuelle Forschungsthemen aus den Leibniz-Instituten des Landes MV berichtet wird. Verschiedene Abgeordnete des Landtages und des Bundestages haben im Berichtszeitraum das IAP besucht und sich über aktuelle wissenschaftliche Arbeiten informiert. Mitarbeiter des IAP haben gelegentlich auch populär-wissenschaftliche Vorträge vor einem nicht-fachkundigen Publikum gehalten und damit für ein besseres Verständnis der am IAP durchgeführten Forschungsarbeiten geworben.

## Wissenschaftliche Arbeitsschwerpunkte

Das IAP arbeitet auf dem Gebiet der Atmosphärenphysik, wobei der Schwerpunkt auf der Erforschung der Atmosphäre zwischen 10 und 110 km, der sogenannten mittleren Atmosphäre, liegt. Hierbei werden die Mesosphäre (50 bis 100 km) und die Wechselwirkungen zwischen den verschiedenen Schichten der Atmosphäre besonders berücksichtigt. Ferner werden langfristige Veränderungen in der mittleren Atmosphäre und deren Zusammenhang mit Klimaänderungen in der Troposphäre (0 bis 10 km) untersucht. Am IAP werden drei Schwerpunkte bearbeitet:

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

Hinzu kommen zusätzliche wichtige Arbeitsfelder, die ab Seite 20 beschrieben werden.

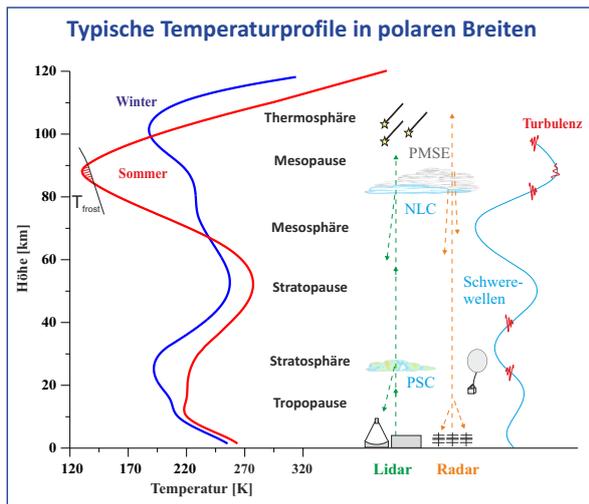
### **Erforschung der Mesosphäre**

Die Höhenschicht von etwa 50 bis 110 km wird in verschiedenen geographischen Breiten experimentell mit Hilfe von Lidars, Radars und Höhenforschungsraketen untersucht, wobei der Schwerpunkt auf der thermischen und dynamischen Struktur der Mesopausenregion liegt. Darüber hinaus werden Modellrechnungen unterschiedlicher Komplexität durchgeführt. Ziel dieser Arbeiten ist es, das lückenhafte Verständnis über die grundlegenden physikalischen Prozesse zu verbessern und die Bedeutung der Mesosphäre für das Gesamtsystem „Erdatmosphäre“ zu klären.

### **Thermische und dynamische Struktur der Mesosphäre**

Das thermische und dynamische Verhalten der Mesosphäre wird in mittleren und polaren Breiten auf unterschiedlichen räumlichen und zeitlichen Skalen studiert. Die experimentellen Untersuchungen konzentrieren sich auf Temperatur- und Windmessungen mit Lidars, Radars und Raketen. Bodengebundene Messungen mit Lidars und Radars werden an den Standorten Kühlungsborn, Juliusruh, Leipzig (Observatorium Collm) und Andenes (Nordnorwegen) durchgeführt. Hervorzuheben sind die Temperaturmessungen unter Tageslichtbedingun-

gen mit Resonanz- und Rayleigh-Lidars sowie die Windmessungen mit dem RMR-Lidar in der oberen Stratosphäre und Mesosphäre. Die Temperaturmessungen mit dem mobilen Fe-Lidar in Davis (2010–2013) zeigen eine markante Abhängigkeit der Mesopausentemperatur und -höhe von der Zirkulation in der Stratosphäre. Anhand von Modellrechnungen mit KMCM haben wir den zugrunde liegenden physikalischen Zusammenhang geklärt. Im Berichtszeitraum haben wir mit der Entwicklung eines neuen Lidarsystems, genannt VAHCOLI, begonnen. Damit sollen zum ersten Mal Wind und Temperatur der Atmosphäre nicht nur zeitlich und vertikal sondern auch horizontal aufgelöst gemessen werden. Messungen mesosphärischer Winde im Höhenbereich von 65 bis 95 km werden ferner kontinuierlich mit Mittelfrequenz- und Meteorradars durchgeführt. Insbesondere die Entwicklung eines Vorwärtsstreumeteorradars konnte zu einer erheblichen Verbesserung der Windmessungen mit Meteorradaren führen. Mit dem MMARIA-Konzept ist es möglich, tomografisch den Höhenbereich von 85 bis 95 km zu untersuchen und somit räumlich und zeitlich aufgelöst das Windfeld zu erfassen. Die Analyse der spektralen Form und Breite der Radarechos sowie deren Dopplerverschiebung geben Aufschluss über den zugrunde liegenden Streumechanismus, die Turbulenzstärke und eventuell beteiligte atmosphärische Wellen. Ebenso werden die gleichzeitig gemessenen ionosphärischen Hintergrundbedingungen, wie z. B. Elektronendichte und weitere Plasmaparameter sowie der solare Strahlungs- und Partikelfluss berücksichtigt, um die Ursache, Struktur und Dynamik dieser Radarechos in der unteren Ionosphäre hinreichend genau zu beschreiben. Turbulente Strukturen in der polaren Mesosphäre und unteren Thermosphäre werden mit Hilfe von In-situ-Messungen auf Raketen und mit Radars erforscht. Der Einfluss von Wellen und Turbulenz auf die globale Zirkulation der Mesosphäre und deren Variabilität wird mit Hilfe globaler Zirkulationsmodelle unterschiedlicher Komplexität untersucht. Die am IAP erzielten Ergebnisse fließen auch in andere numerische Modelle der Dynamik und Chemie der Mesopausenregion ein.



### NLC, PMSE und PMWE

Das IAP widmet sich besonders geschichteten Phänomenen in der Mesosphäre, wie NLC, PMSE und PMWE. Hierbei geht es insbesondere um die Charakterisierung der Morphologie dieser Schichten sowie um ein Verständnis der Zusammensetzung und Bildung der Eisteilchen, einschließlich der geophysikalischen Randbedingungen, die für deren Erzeugung von Bedeutung sind (Temperatur, Wasserdampf, Turbulenz, Meteorstaub etc.). Das Interesse an NLC und PMSE liegt darin begründet, dass diese Phänomene die besonderen thermischen und dynamischen Eigenschaften der sommerlichen Mesopause in mittleren und polaren Breiten widerspiegeln. Dies spielt z. B. bei der Untersuchung der Mesopausenstruktur in Davis eine besondere Rolle. Die Morphologie von PMSE und NLC in der Südhemisphäre unterscheidet sich nämlich deutlich von derjenigen in der Nordhemisphäre. Neben experimentellen Untersuchungen mit Lidars, Radars und raketengelegenen Instrumenten werden Modellrechnungen unterschiedlicher Komplexität zum tieferen Verständnis dieser Phänomene durchgeführt, z. B. mit den Modellen LIMA/MIMAS, KMCM und CARMA. Mit LIMA ist es z. B. gelungen, die langfristigen Variationen der von Satelliten gemessenen Häufigkeit und Helligkeit von NLC zu erklären. Aufgrund der hohen Leistungsfähigkeit des MAARSY-Radars werden PMWE neuerdings häufiger nachgewiesen. Ferner gelang es erstmals, die dreidimensionale Struktur von PMWE-Ereignissen zu vermessen. Die Ergebnisse zeigen einen engen Zusammenhang mit der Dynamik von Schwerewellen und legen eine enge Beziehung zwischen dem Brechen dieser Wellen und dem Auftreten von PMWE nahe. Die größere Empfindlichkeit von MAARSY zum

Nachweis von PMWE ermöglicht es erstmalig, die besonderen physikalischen Bedingungen, die zur Erzeugung von PMWE vorhanden sein müssen, mit Hilfe von Höhenforschungsraketen zu untersuchen. Ein entsprechender Antrag ist inzwischen von der DLR genehmigt worden.

Ein bisher nicht beantworteter Aspekt bei der Erzeugung der o. g. Schichten betrifft den Nukleationsprozess, von dem allgemein angenommen wird, dass er heterogen an sogenannten Meteorstaubteilchen stattfindet. Zur Untersuchung der Eigenschaften dieser Staubteilchen wurden im Rahmen des ECOMA-Projektes eine Reihe von Höhenforschungsraketen bei gleichzeitiger Anwesenheit mesosphärischer Eiskristalle gestartet. Alle diese Höhenforschungsraketen waren mit einem am IAP entwickelten Partikeldetektor ausgestattet und lieferten Hinweise auf die Zusammensetzung dieser Partikel. In Kooperation mit dem DLR-Institut IPA in Oberpfaffenhofen soll dieser Detektor auch im zukünftigen PMWE-Projekt eingesetzt werden, um die Bedeutung von eventuell vorhandenen Meteorstaubteilchen für PMWE zu klären.

Abschließend sei erwähnt, dass sich das IAP auch um die Quantifizierung des Meteoreintrages in die Mesopausenregion, also um die Quelle von Meteorstaubpartikeln, bemüht. Dazu werden Messungen von Standard-Meteorradars, von Metall-Lidar und von MAARSY analysiert. Zudem konnte eine kanadische Gruppe gewonnen werden, die unsere Radarbeobachtungen durch optische Messungen in Andenes ergänzt. Aus den gewonnenen Kamera- und Radardaten können in Verbindung mit dem am IAP verfügbaren Meteorablationsmodell unter Berücksichtigung der chemischen Zusammensetzung des Meteors neue Erkenntnisse über den Masseneintrag in die Atmosphäre abgeleitet werden.

### Kopplung der atmosphärischen Schichten

Ein physikalisches Verständnis einer bestimmten Höhenregion der Atmosphäre erfordert die Einbeziehung der anderen Höhenregionen. Das IAP widmet sich daher mit Vorrang dem Verständnis der Kopplung der Schichten bis zur unteren Thermosphäre. Die wichtigsten Fragen betreffen die Erzeugung, Ausbreitung und das Brechen von Wellen sowie den Transport und die Mischung von Spurengasen.



### **Wellen, einschließlich thermischer Gezeiten, und Turbulenz**

Atmosphärische Wellen findet man auf sehr unterschiedlichen räumlichen und zeitlichen Skalen. Die wichtigsten Wellentypen außerhalb der Tropen sind Rossby-Wellen, interne Schwerewellen und thermische Gezeiten. Diese Wellen werden in der unteren Atmosphäre angeregt, breiten sich vertikal aus, dissipieren in unterschiedlichen Höhen und treiben so die residuelle Zirkulation an. Hinzu kommen in situ generierte Wellen, die aufgrund des Brechens primärer (in der Troposphäre generierter) Wellen oder als Folge von dynamischen Instabilitäten entstehen. Wellen sind damit das zentrale Element der dynamischen Kopplung der Schichten. Jedoch ist unser Verständnis der relevanten Prozesse, insbesondere was die Verknüpfung der Mesosphäre mit der Tropo- und Stratosphäre sowie mit der Thermosphäre betrifft, noch unzulänglich.

Ein eindrucksvolles Beispiel hierfür ist die Mesopausenstruktur in der Südhemisphäre beim Übergang von Winter- zu Sommerbedingungen, die im Vergleich zur Nordhemisphäre wesentlich variabler ist und eng mit der Zirkulation in der Stratosphäre verknüpft ist. Unsere Lidarmessungen in Davis sowie Radarsondierungen und Modellrechnungen mit KMCM haben wichtige Details dieses Kopplungsmechanismus aufgeklärt.

Mit Hilfe von Metallresonanz-/Rayleigh-Lidars und Radars vermessen Mitarbeiter des IAP die thermische und dynamische Struktur von der Troposphäre bis zur unteren Thermosphäre und leiten daraus Gezeiten- und Schwerewellenparameter ab. Der vorhandene Datensatz ist inzwischen so angewachsen, dass auch jahreszeitliche Variationen der Schwerewellenaktivität und der Gezeiten untersucht werden können. Dies sind z. B. die ther-

mischen Gezeiten in Kühlungsborn, wo aufgrund der Tageslichtfähigkeit der Lidars ganztägige Temperaturmessungen möglich wurden. Ferner wurden mit Hilfe von DoRIS gleichzeitig Schwerewellen in Temperaturen und Winden gemessen, woraus man z. B. auf die Verteilung von potentieller und kinetischer Energie in diesen Wellen schließen kann. Die neue Klimamodellversion des KMCM (mit Strahlung, Feuchtezyklus und einfachem Ozeanmodell) wurde für hochauflösende Simulationen weiterentwickelt. Damit können in Zukunft Projekte zu Trends in Schwerewellen im Rahmen von ROMIC oder zum dreidimensionalen Mischen von Spurenstoffen bearbeitet werden.

Die dynamische Kopplung von unterer und mittlerer Atmosphäre hängt auf der saisonalen und längerfristigen Zeitskala vor allem von den planetaren Rossby-Wellen ab. Dieser Zusammenhang sowie insbesondere dessen Modulationen durch den solaren Zyklus und die quasi-zweijährige Oszillation (QBO), werden u. a. auf der Basis von Windfeldern untersucht, die aus Satellitendaten mittels einer neu am IAP entwickelten Methode gewonnen werden. Ein wesentliches neues diagnostisches Werkzeug ist hierbei die dreidimensionale residuelle Zirkulation. Auch kann mit der neuen Version des KMCM die QBO explizit simuliert werden, so dass Sensitivitätsstudien bezüglich des solaren Zyklus und der QBO möglich sind. Die durch planetare Rossby-Wellen ausgelösten stratosphärischen Erwärmungen sowie die damit zusammenhängenden dynamischen Effekte in der MLT (wie z. B. die interhemisphärische Kopplung) sind weiterhin Forschungsgegenstand am IAP. So wurde beispielsweise eine Kombination von i) hochaufgelösten lokalen Radarmessungen der Winde in der MLT, ii) globalen, aber deutlich geringer aufgelösten Satellitenmessungen von Temperaturen sowie iii) assimilierten Modelldaten von Winden und Temperaturen verwendet, um nachzuweisen, dass eine äquatorwärts stärkere Aktivität planetarer Wellen verantwortlich ist für den Einfluss von SSW in niedrigen Breiten. Weiterhin konnte auf Basis eines Analyse-Datensatzes (CMAM30-Daten) und KMCM-Simulationen nachgewiesen werden, dass durch die QBO über den Holton-Tan-Effekt die interhemisphärische Kopplung in der Mesopausenregion ausgelöst wird. Dieser Mechanismus ist nur dann nachweisbar, wenn man nach den Phasen des solaren Zyklus unterscheidet. All diese Themen wurden insbesondere im Rahmen von LOCHMES bearbeitet.

Zudem konnte auch ein bisher nur wenig bekannter Kopplungsprozess, der sogenannte Hiccup, mit den am IAP verfügbaren Radarbeobachtungen ergänzt durch Reanalysedaten untersucht werden. Dieser Kopplungsprozess markiert den Beginn der planetaren Wellenaktivität in der mittleren Atmosphäre während der Herbstumstellung.

Die Impulsdeposition durch Schwerewellen im Bereich der Sommermesopause wurde erstmalig auf Basis von Radarmessungen quantitativ abgeschätzt. Die entsprechende Kraft stimmt sehr gut mit der Corioliskraft der residuellen Zirkulation überein, womit das erwartete Kräftegleichgewicht bestätigt ist. Darüber hinaus sind die Absolutwerte der Kräfte näherungsweise konsistent mit entsprechenden Modellrechnungen. Damit hat das IAP durch Messungen nachgewiesen, dass der in Modellen beschriebene Schwerewellenantrieb der residuellen Zirkulation im Bereich der Sommermesopause mit der Realität weitgehend übereinstimmt. Im Rahmen von LOCHMES wurde weiterhin untersucht, wie die aus Radar- und Lidarmessungen ableitbaren Schwerewellenamplituden und Impulsflüsse über einen längeren Zeitraum variieren. In Zukunft wird sich das IAP nicht nur auf die Untersuchung von Kopplungsprozessen in der mittleren Atmosphäre beschränken, sondern auch die Kopplung der Mesosphäre mit der Thermosphäre/Ionosphäre erforschen. Dazu konnten bereits zwei erfolgreiche Projektanträge (WATILA und DYNAMITE) eingeworben werden.

Turbulenz spielt für unser Verständnis der gesamten Atmosphäre eine sehr wichtige Rolle. Sie ist eng mit dem Brechen von Wellen und der Deposition von Impuls und Energie verknüpft, liefert direkte Beiträge zur großskaligen Wärmebilanz und mischt Spurenstoffe. Am IAP werden die Morphologie sowie die räumliche und zeitliche Verteilung von Schwerewellen und Turbulenz in der MLT anhand von Raketen-, Radar- und Lidarmessungen sowie von Modellrechnungen untersucht. Auf der Theorieseite wurde ICON-IAP durch ein anisotropes Smagorinsky-Turbulenzmodell erweitert, das auch den nichthydrostatischen Fall konsistent erfasst. Damit sind regionale Simulationen bei sehr hoher Auflösung im Vergleich zu den aus Radarbeobachtungen gewonnenen horizontal aufgelösten Strukturen im Windfeld möglich. Daneben wurde die Entropieproduktion durch turbulente Wärmeleitung und Fluktuationen von chemischen Komponenten theoretisch untersucht, um auch

diesbezüglich zu weiteren Verbesserungen bei der Modellformulierung und Interpretation von entsprechenden Messungen zu gelangen. Die am IAP entwickelte skaleninvariante Formulierung der turbulenten horizontalen Diffusion wurde um den vertikalen Anteil erweitert, und zwar unter der Annahme von geschichteter Makroturbulenz im Bereich des numerischen Abbruches. Auch wurden die entsprechenden skaleninvarianten Formulierungen für thermodynamische Variablen und Spurenstoffe erarbeitet. Insgesamt kann der mesoskalige Ast des makroturbulenten Energiespektrums erstmals ohne Zuhilfenahme einer künstlichen Hyperdiffusion bei sehr hoher Auflösung simuliert werden. In zukünftigen Projekten soll untersucht werden, inwieweit die Annahme von geschichteter Makroturbulenz für die Schwerewellenspektren in der mittleren Atmosphäre zutreffend ist.

Für den Höhenbereich der oberen Troposphäre und unteren Stratosphäre wurden außerdem neue Sensoren für hochaufgelöste Wind- und Temperaturmessungen auf Ballons entwickelt und mehrfach eingesetzt. Mit diesen Sensoren wurde das turbulente Spektrum der Fluktuationen bis zum sogenannten „viskosen Unterbereich“ der Turbulenz vermessen und somit die zuverlässige Ableitung turbulenter Parameter ermöglicht. Turbulenz tritt teilweise in sehr dünnen Schichten auf und kann geophysikalisch relevante Stärken erreichen. Ziel der aktuellen Arbeiten ist es, die Messtechnik weiter zu optimieren, um möglichst einen operationellen Betrieb mit regelmäßigen Flügen auf Wetterballons zu ermöglichen. Dies ist Anfang 2016 zum ersten Mal realisiert worden: Im Rahmen einer großen internationalen Forschungskampagne haben wir in Nord-Skandinavien mit LITOS insgesamt sechs erfolgreiche Flüge durchgeführt.

### **Spurengasverteilungen – Dynamische und chemische Komponente**

Spurengase koppeln die unterschiedlichen Höhenschichten sowohl über den Strahlungstransport als auch über chemische Reaktionen. Die Spurengasverteilungen werden wesentlich durch die residuelle Zirkulation bestimmt. Diese Zirkulation wird letztlich durch das Brechen der Wellen hervorgerufen und reicht in der Stratosphäre von den Tropen bis in hohe winterliche Breiten und in der oberen Mesosphäre vom Sommerpol bis zum Winterpol. Oberhalb der Mesopause kehrt sich die residuelle Zirkulation um. Turbulenz spielt ebenfalls eine

entscheidende Rolle für die Umverteilung von Spurenstoffen. Im Rahmen von ILWAO wurde gezeigt, dass das vertikale Mischen durch Schwerewellen in der MLT potentiell von Bedeutung ist. Dieses Mischen wird bislang in Klima-Chemie-Modellen nur unzureichend berücksichtigt, hat jedoch weitreichende Konsequenzen für unser Verständnis der Photochemie der Mesosphäre. Dies betrifft z. B. den Transport von Methan, Wasserdampf und Eisteilchen oder den für die Photochemie wichtigen Eintrag von atomarem Sauerstoff aus der Thermosphäre in die Mesosphäre sowie das Vertikalprofil der Kohlendioxidkonzentration. Einige Spurengase, insbesondere Wasserdampf, spielen bei der Interpretation von NLC und PMSE eine wichtige Rolle. Ein wichtiges Beispiel für die Rolle von Schwerewellen für Spurenstoffe betrifft die Variabilität des angeregten Hydroxyls und die Konsequenzen für die Interpretation von Airglow-Messungen. Im Rahmen des SAW-Projektes MaTMeLT soll die dreidimensionale Mischung durch Wellen und Turbulenz in der MLT anhand von hochaufgelösten Modellrechnungen (KMCM, ICON-IAP und MECTM) in Kombination mit Schwerewellen- und Turbulenzmessungen genauer untersucht werden.

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

### **Langfristige Veränderungen in der mittleren Atmosphäre**

Die Untersuchung langfristiger Änderungen der Atmosphäre erfolgt sowohl aus grundlagenwissenschaftlichem als auch aus umweltpolitischem Interesse. Dabei ist am IAP vor allem die mittlere Atmosphäre von Interesse, da die hier beobachteten langfristigen Temperaturänderungen zum Teil erheblich größer sind als in Bodennähe. Es werden die am IAP durchgeführten, langzeitigen Beobachtungsreihen (Reflexionshöhenmessungen im Langwellenbereich, Radar-Windbeobachtungen und Ionosondenmessungen) sowie Temperaturmessun-

gen und NLC-Beobachtungen in der polaren Mesosphäre im Hinblick auf Trends analysiert. In diesem Zusammenhang werden auch die physikalischen Prozesse, die zu der beobachteten langfristigen Variation von Eisschichten (NLC und PMSE) führen, untersucht. Inzwischen liegen die Temperatur- und NLC-Messungen seit 18 Jahren vor, so dass z. B. Veränderungen mit dem solaren Zyklus untersucht werden können.

Die Messungen werden von Untersuchungen mit LIMA/MIMAS begleitet. Es stellt sich heraus, dass neben dem Einfluss von Kohlendioxid auch die Ozonkonzentration in der Stratosphäre für Trends in der Mesosphäre von Bedeutung ist. Dies hat zur Folge, dass der Temperaturtrend in den letzten Jahrzehnten nicht gleichförmig ist, sondern z. B. durch die langzeitliche Entwicklung von Ozon modifiziert wird. Zudem konnte aus den Messungen mit dem Meteorradar der zeitliche Verlauf der Höhe der Meteorschicht über mehr als 14 Jahre beobachtet werden. In Kombination mit dem Meteorablationsmodell ist es gelungen, aus dieser Zeitreihe einen Dichtetrend sowie den Effekt der solaren Aktivität auf die mesosphärische Dichte nachzuweisen. Das beobachtete Absinken der Meteorschicht und der daraus abgeleitete Dichtetrend zeigen eine sehr gute Übereinstimmung zu Modellergebnissen.

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

### **Weitere wichtige Arbeitsfelder und Methodenentwicklung am IAP**

Neben den oben aufgeführten Forschungsschwerpunkten werden weitere wichtige Forschungsgebiete am IAP bearbeitet und experimentelle und theoretische Methoden weiterentwickelt. Einige Aspekte dieser Aktivitäten werden im Folgenden kurz beschrieben.

Zur Ableitung verlässlicher atmosphärischer Messgrößen aus Radar- und Lidarverfahren werden die Mess- und Auswertemethoden ständig weiterent-

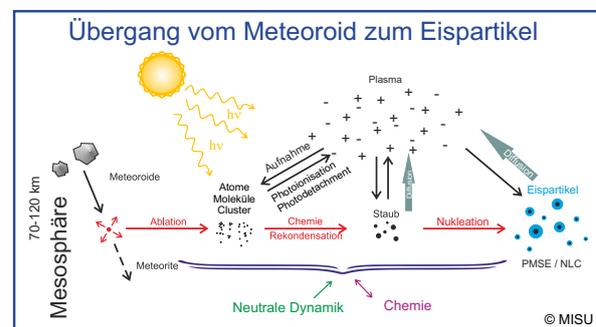
wickelt. Zur weiteren qualitativen Verbesserung der mittels Metallresonanz- und Rayleigh-Lidars gewonnenen Temperaturprofile wird die Einsatzfähigkeit bei Tageslicht weiterentwickelt. Hierzu gehören u. a. besonders schmalbandige spektrale Filter im Nachweisweig sowie Teleskope mit kleinem Sichtfeld, deren Überlapp mit dem Laserstrahl durch geeignete Regelungstechnik gewährleistet sein muss. In diesem Zusammenhang steht auch die inzwischen abgeschlossene Verbesserung der Tageslichtfähigkeit des RMR-Lidars in Kühlungsborn. Die vor wenigen Jahren begonnene Neuentwicklung von Windmessungen in der Stratosphäre und Mesosphäre mit dem RMR-Lidar in ALOMAR (DoRIS) wird inzwischen quasi routinemäßig eingesetzt. Über die Entwicklung eines neuartigen Lidarkonzeptes mit der Bezeichnung VAHCOLI wurde bereits auf Seite 16 berichtet.

Um erstmalig horizontal aufgelöste Messungen von Winden und Turbulenz zu ermöglichen, wurde das zehn Jahre im Betrieb befindliche ALWIN-VHF-Radar durch das „Middle Atmosphere ALOMAR Radar System“ (MAARSY) ersetzt. Dabei handelt es sich um einen aus 433 Yagi-Antennen bestehenden sogenannten „Phased Array“, wobei jede einzelne Antenne über ein eigenes Sende- und Empfangsmodul verfügt. Durch geeignete Phasenansteuerung jeder einzelnen Antenne ist damit gewährleistet, dass der Radarstrahl von Puls zu Puls in eine andere Richtung geschwenkt werden kann. Entsprechende Messungen mit MAARSY werden seit dem Sommer 2010 regelmäßig durchgeführt. Zur Auswertung wird an der Entwicklung neuer Algorithmen gearbeitet. Ferner werden erste Versuche zur Einbeziehung interferometrischer Methoden gemacht. Mit Hilfe einer neuen Methodik, genannt „Velocity Volume Processing“ (VVP), in Kombination mit Radar-Imaging werden nun Schwerewellenparameter aus Mehrstrahlmessungen mit MAARSY abgeleitet.

Bei der Weiterentwicklung der Radartechnik wird seit nunmehr zwei Jahren auch ein neues Konzept, sogenannte USRPs, verwendet. Der Vorteil dieser neuen Radartechnologie liegt in der vollständig digitalen Signalaufbereitung, sowohl sende- als auch empfangsseitig. Dies ermöglicht den Bau einfacher modularer und skalierbarer Radarsysteme zu viel geringeren Kosten. Derzeit wird diese neue Technologie im JULIE-Radar (siehe Kap. 17) und als passives oder aktives Meteorradar eingesetzt.

Die Nutzung verfügbarer globaler und regionaler Zirkulationsmodelle (z. B. CMAM30, HAMMONIA und

WRF) und deren Verwendung für IAP-spezifische Fragestellungen ist permanenter Bestandteil der Forschungsarbeiten. Hauptaufgabe ist die Weiterentwicklung der IAP-eigenen Modelle (KMCM, ICON-IAP, MECTM, LIMA/MIMAS) und deren Anpassung an die aktuelle Rechnerarchitektur. Während KMCM vor allem für Simulationen der globalen Zirkulation mit unterschiedlichen Auflösungen genutzt wird, werden mit der regionalen Version von ICON-IAP Untersuchungen zu hochfrequenten Schwerewellen und Turbulenz durchgeführt. Für die Interpretation des Spurenstofftransports auf kleinen Skalen wurde ein neues theoretisches Konzept zur Unterscheidung zwischen „aktiven und nicht-aktiven“ Windkomponenten erarbeitet.



### Metallatomschichten in 80 bis 110 km Höhe

Mit Hilfe der Kalium-/Eisenlidars wird die Morphologie von Metallatomschichten in verschiedenen geographischen Breiten untersucht. Diese Schichten entstehen durch das Verdampfen von Meteoroiden beim Eintritt in die Erdatmosphäre. Daher sind in diesem Zusammenhang auch die Messungen mit den Meteorradars des IAP von Bedeutung. Außerdem gibt es seit wenigen Jahren experimentelle Hinweise von Lidars und Radars, dass die Konzentration von Metallatomen durch Wechselwirkung mit Eisteilchen (NLC, PMSE) reduziert wird. Diese Interpretation wird allerdings durch unsere Messungen mit dem Fe-Lidar in Davis in Frage gestellt. Demnach spielt auch eine temperaturabhängige chemische Abbaureaktion für das Verschwinden von Eisenatomen eine signifikante Rolle. Diese Interpretation wurde in Zusammenarbeit mit der Universität Leeds durch Modellrechnungen weiter bestätigt. Außerdem wurde die Photochemie von FeOH als entscheidender Prozess für die tageszeitliche Variation der Eisenschicht identifiziert. Wir wollen die Interpretation der Signaturen in Metallschichten auch in Zukunft durch Kooperation mit anderen Gruppen fortführen.

## Technologietransfer

R. Eixmann, F.-J. Lübken

Das IAP leistet wertvolle Beiträge zur Erforschung der Atmosphäre und damit zur Verbesserung unseres Erkenntnisstandes. Entsprechend sind die Arbeiten am IAP in erster Linie Grundlagenforschung. Darüber hinaus wurden in den letzten Jahren verstärkt Anstrengungen unternommen, um das am IAP generierte Wissen und die technologischen Entwicklungen mit Hilfe des Forschungstransfers schnell und effektiv für nichtwissenschaftliche Bereiche verfügbar zu machen.

Die Struktur des Forschungstransfers am IAP wird in vier Bereiche unterteilt: Wissenstransfer, Technologietransfer, Patentkoordination/Vertragsgestaltung sowie Verbreitung von Expertisen und Erfindungen.

### Wissenstransfer

Der Wissenstransfer erfolgt durch wissenschaftliche Beratung von wissenschaftlichen und politischen Gremien. Dies gilt vor allen Dingen für derzeit relevante globale Klimafragen. Aufgrund sehr komplexer atmosphärenphysikalischer Prozesse und der engen Verzahnung der verschiedenen Atmosphärenschichten stellt sich z. B. die Frage, inwieweit die mittlere Atmosphäre als Frühwarnsystem für Klimaänderungen aufgrund der Rückkopplung auf die Troposphäre angesehen werden kann. Das IAP ist in diesem Bereich ein kompetenter Ansprechpartner für Politik und Gesellschaft.



Abb. 14: MAARSY VHF-Radar, Nordnorwegen

Das IAP stellt einen Teil der am Institut erzeugten Daten und Metadaten direkt einem offenen Nutzerkreis zur Verfügung. So werden z. B. klimatologische Datensätze auf der Webseite des Instituts zugänglich gemacht. Die Ergebnisse der Ionoson-

denmessungen werden automatisch an das „world data center“ geschickt. Die Daten der Lidars und Radars sind sehr komplex und bezüglich zeitlicher und räumlicher Abdeckung sehr inhomogen. Das IAP veröffentlicht daher die Metadaten der Messungen auf seiner Webseite, sodass jeder Interessent die verfügbaren Lidar- und Radarsondierungen einsehen und anfordern kann.

### Technologietransfer und Dienstleistungen

Zur Beantwortung wissenschaftlicher Fragestellungen benötigt das IAP nicht nur ausgezeichnete Wissenschaftler, sondern entwickelt auch neuartige und teilweise einzigartige Technologien, z. B. im Bereich der Messtechnik oder beim Betrieb von Lasern und Radars.

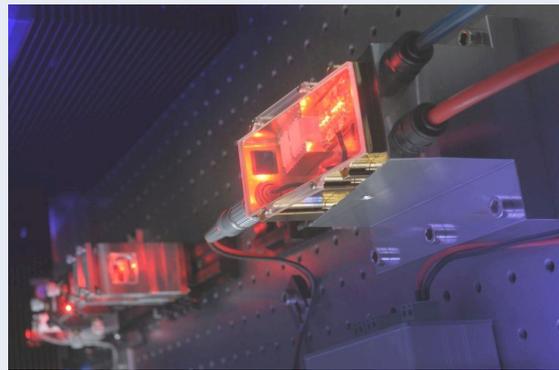


Abb. 15: Diodengepumpter Laser

Daraus resultieren oftmals neue Ideen und Konzepte zur technischen Umsetzung, die in dieser Form bisher nicht verfügbar sind und somit u. a. wirtschaftlich verwertet werden können. In den vergangenen Jahren sind eine Reihe von Technologie- und Industriekooperationen entstanden. So hat z. B. die Firma Spectra Physics GmbH wesentliche Teile der am IAP entwickelten Laserstrahlstabilisierung übernommen. Mitarbeiter des IAP beraten Laserfirmen bezüglich technologischer Neuerungen bei Leistungs- und sogenannten Seeder-Lasern. Das Fraunhofer-Institut für Lasertechnik in Aachen hat die am IAP entwickelte „Ramp-and-fire-Technologie“ beim Betrieb von gepulsten Lasern übernommen und entwickelt zusammen mit dem IAP neue Leistungslaser. In einigen Firmen werden vom IAP angeregte Technologien entwickelt,

die erfolgreich vermarktet werden, so z. B. Elektroniken und Sensoren für Höhenforschungsraketen und Ballons (von Hörner & Sulger in Schwetzingen, argus electronic GmbH in Rostock), spezielle Radarkomponenten (Genesis) sowie Regeltechnik und -elektronik für Diodenlaser. Zudem hat das IAP Kontakt zu Firmen bezüglich einer Vermarktung von MMARIA aufgenommen. Das MMARIA-Konzept beinhaltet die Entwicklung neuer Radarempfangstechnik, basierend auf einem programmierbaren integrierten Schaltkreis (FPGA-Chip) mit dem Potential einer wirtschaftlichen Verwendung.



**Abb. 16:** Telemetrie-Antenne (argus electronic), Norwegen

Das IAP führt auch Dienstleistungen und Beratertätigkeiten durch, so z. B. für die Bundeswehr (Prognose für die Ausbreitung von Funkwellen in der Ionosphäre) und für Astrium (Einsatz von Lidars auf dem MERLIN-Satelliten). Zu den Dienstleistungen, die von den wissenschaftlichen Mitarbeitern des IAP erbracht werden, gehören auch weitere Tätigkeiten in auswärtigen Gremien. Im Folgenden seien einige Beispiele genannt

- Mitgliedschaft im Fachkollegium der DFG und im Programmausschuss des DLR
- Tätigkeiten in wissenschaftlichen Beiräten
- Co- bzw. Gast-Editorschaft u. a. in folgenden Fachzeitschriften:
  - Geophysical Research Letters
  - Atmospheric Chemistry and Physics
  - Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics

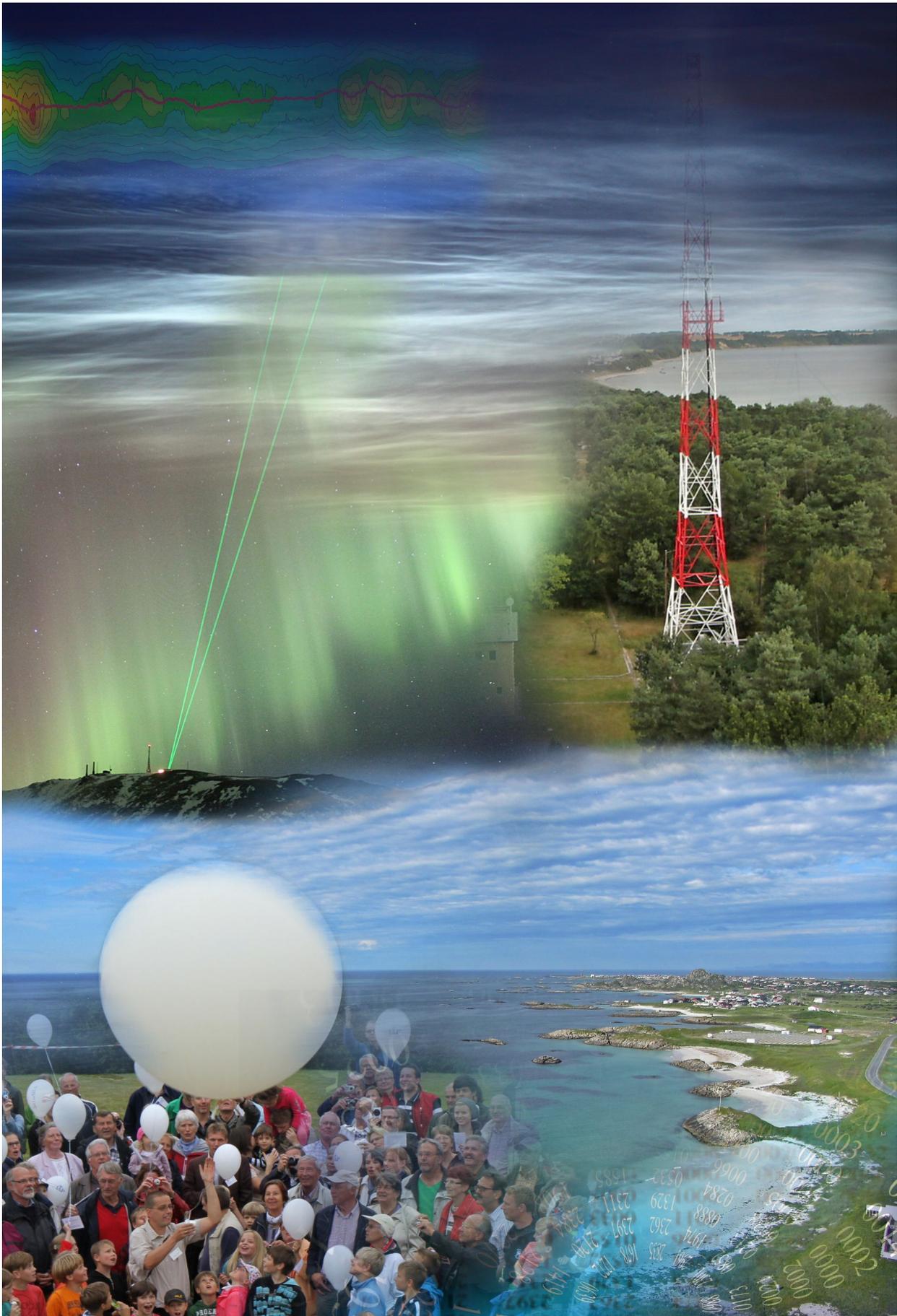
- Mitarbeit in Berufungskommissionen an verschiedenen Universitäten
- Begutachtung von Projekten nationaler und internationaler Forschungsförderungsorganisationen, wie z. B. DFG, DLR, Helmholtz-Gemeinschaft, NSF, ERC, NASA
- Erstellung von ca. 70 bis 80 Gutachten pro Jahr über externe Publikationen in Fachzeitschriften
- Durchführung von akademischen Graduierungen von Studenten und Erstellung von Gutachten über Master-, Diplom-, Dissertations- und Habilitationsarbeiten durch die am IAP beschäftigten Hochschullehrer
- Erstellung von Gutachten für die Einstufung von Mitarbeitern an anderen Einrichtungen (Helmholtz-Gemeinschaft, Max-Planck-Gesellschaft)

#### **Patentkoordination und Vertragsgestaltung**

Durch die am IAP vorhandene Verwertungsstruktur wurden die Mitarbeiter zunehmend für eine mögliche Verwertung von Erfindungen und technologischen Entwicklungen sensibilisiert. Dies führte in den letzten drei Jahren zu zwei Patentanmeldungen, die neue Verfahren zur Spektralanalyse von Laserfrequenzen und zur Dopplerwindmessung beinhalten. Neben der Patentkoordination hat die Beratung bei der Vertragsgestaltung für Forschungs- und Entwicklungsverträge deutlich zugenommen.

#### **Verbreitung von Know-how und von technologischen Erfindungen**

Für das IAP bestehen die diesbezüglichen Zielgruppen im Wesentlichen aus der breiten wissenschaftlichen Öffentlichkeit und aus den Forschungsförderungseinrichtungen. Um den Forschungstransfer zu fördern, werden zunächst die Mitarbeiter des IAP sensibilisiert. Dazu werden regelmäßig Fachgespräche und Beratungen zum möglichen Technologietransfer durchgeführt. Es geht aber auch darum, das am IAP vorhandene Wissen und die technologischen Entwicklungen den potentiellen Nutzern in der Wirtschaft und in Technologiezentren bekannt zu machen. Dazu präsentiert sich das Institut bei geeigneten Veranstaltungen, wie z. B. dem parlamentarischen Informationsabend im Landtag in Schwerin oder auf Messeständen, wie z. B. auf der Photonics.

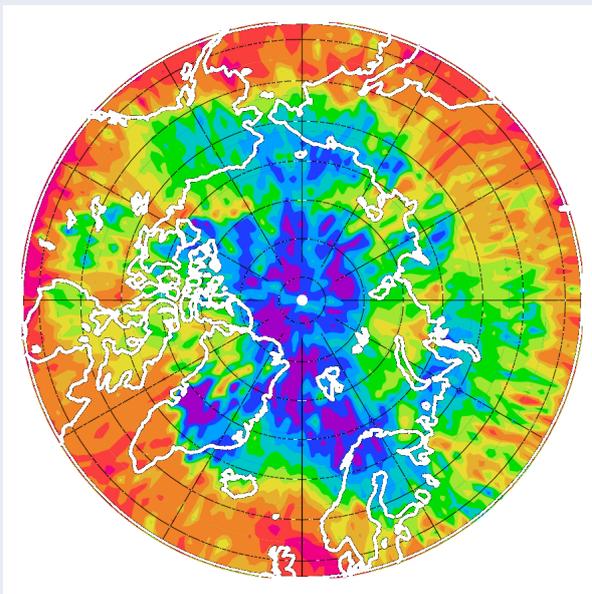


Auszüge aus den wissenschaftlichen Instrumenten und Standorten

## Übersichtsartikel

**Rechts:** Raketenkampagne in Ny-Ålesund auf Spitzbergen

**Unten:** Modellierung von Klimaprozessen in der Atmosphäre



ALOMAR-Observatorium in Nordnorwegen mit vier geneigten Laser-Strahlen für Messungen in der mittleren Atmosphäre.

## 1 Mesopausensprünge: ein besonderes Phänomen in der antarktischen Atmosphäre

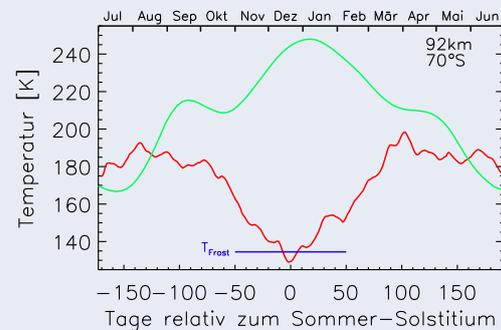
F.-J. Lübken, J. Höffner, T. P. Viehl, E. Becker und R. Latteck

Temperaturmessungen mit dem Fe-Lidar des IAP haben ein neues Phänomen zu Tage gebracht: die „Mesopausensprünge“. Diese treten beim Übergang vom Winter zum Sommer auf, und zwar nur in der Antarktis. Wir zeigen einzigartige Messungen und liefern eine Erklärung für diese Erscheinung.

Die thermische Struktur der Mesosphäre wird signifikant durch Schwerewellen bestimmt. Diese Wellen werden in der Troposphäre erzeugt, breiten sich nach oben aus, deponieren dort ihren Impuls und induzieren dadurch eine sogenannte „residuelle Zirkulation“, die im Sommer eine aufwärts gerichtete Komponente besitzt und somit zur massiven Abkühlung der Mesosphäre führt. Dies hat z. B. zur Folge, dass die Temperaturen an der Mesopause im Sommer um mehr als 100 Grad vom strahlungsbestimmten Zustand abweichen (siehe Abb. 1.1).

Am IAP wird seit einigen Jahren eine Reihe von Phänomenen untersucht, die in direktem Zusammenhang mit diesen extrem niedrigen Temperaturen an der Sommermesopause stehen, z. B. leuchtende Nachtwolken (noctilucent clouds, NLC) und starke Radarechos, die „polar mesosphere summer echoes“ (PMSE) genannt werden.

Entscheidend für die Zirkulationsumstellung im Sommer ist, dass Schwerewellen mit positiven, also ostwärts gerichteten Phasengeschwindigkeiten die Stratosphäre und die untere Mesosphäre passieren können. Schwerewellen werden absorbiert, wenn ihre Phasengeschwindigkeit gleich der Windgeschwindigkeit der Hintergrundatmosphäre ist. Für die o. g. Ausbreitung von Schwerewellen müssen folglich zwei Bedingungen erfüllt sein: 1. der polare Vortex in der Stratosphäre, der aus starken ostwärts gerichteten Winden besteht, muss kollabiert sein damit Schwerewellen diesen Höhenbereich passieren können, und 2. die Winde in der Mesosphäre müssen stark negativ (westwärts) sein, weil ansonsten die Schwerewellen in der Mesosphäre instabil werden. Aufgrund der Dispersionsrelation von Schwerewellen ist deren vertikale Wellenlänge  $\lambda_z$  gegeben durch  $\lambda_z \propto \bar{u} - c$  ( $\bar{u}$  = mittlere zonale Windgeschwindigkeit,  $c$  = zonale Komponente der



**Abb. 1.1:** Saisonaler Verlauf der Temperatur in der Mesopausenregion (hier in 92 km) in der Südhemisphäre (70°S), gemessen mit dem Fe-Lidar des IAP (rote Linie) und aus Vorhersagen eines Modells (hier KMCM), in dem der Effekt von Schwerewellen explizit ausgeschaltet wurde (grüne Linie). Das Modell weicht um bis zu 110 Grad vom tatsächlichen Zustand ab, was auf den fehlenden Einfluss von Schwerewellen zurückzuführen ist.

Phasengeschwindigkeit der Schwerewelle). Wenn  $\bar{u} - c$  klein ist, führt dies zu kleinen vertikalen Wellenlängen, somit zu starken negativen vertikalen Temperaturgradienten und folglich zur Instabilität.

In der Nordhemisphäre sind die oben genannten Bedingungen etwa ab Mitte Juni erfüllt. Der polare Vortex bricht zwar schon im April zusammen, aber zu diesem Zeitpunkt sind die Winde in der Mesosphäre noch relativ schwach, was zu den oben erwähnten Instabilitäten führt. Somit können sich die Schwerewellen zu diesem Zeitpunkt noch nicht bis in die obere Mesosphäre ausbreiten.

Mit dem Fe-Lidar des IAP wurden Temperaturmessungen auf der antarktischen Station Davis (69°S) durchführt, und zwar von Dezember 2010 bis Dezember 2012. Diese Messungen sind bezüglich Genauigkeit sowie Höhen- und Zeitaufösung einzigartig. Dies gilt insbesondere für Tageslichtbedingungen, also im Sommer, wenn andere Lidarsysteme nur mit großen Einschränkungen Temperaturmessungen durchführen können. Insgesamt liegen in der Sommersaison (hier der Zeitraum von  $\pm 60$  Ta-

gen um Solstitium) 1281 Stunden an Temperaturmessungen vor. Diese Messungen haben ein neues Phänomen zu Tage gebracht, nämlich die sogenannten Mesopausensprünge („mesopause jumps“). Zwar stellte sich bei unseren Messungen heraus, dass die Mesopause im Sommer des Öfteren bei den aus der Nordhemisphäre bekannten Werten zu finden ist (Mesopausenhöhe: ca. 88 km; Mesopausentemperatur: ca. 130 K). Überraschenderweise „springt“ die mittlere Mesopause aber gelegentlich zu größeren Höhen und niedrigeren Temperaturen. In Abb. 1.2 ist ein Beispiel einer Messung nach einem Mesopausensprung gezeigt. In diesem Fall befindet sich die Mesopause im Mittel bei ca. 92–93 km und hat eine mittlere Temperatur von ca. 120 K, also deutlich höher und kälter als in der Nordhemisphäre (NH). Diese Beobachtung war zunächst überraschend, da Modellrechnungen eines kanadischen Modells<sup>1</sup> vorhersagten, dass die Mesopause in der Antarktis beim Übergang vom Winter zum Sommer höher und wärmer(!) sein sollte. Man erkennt in Abb. 1.2 auch, dass Eisteilchen unter diesen Bedingungen bis in deutlich größeren Höhen existieren können.

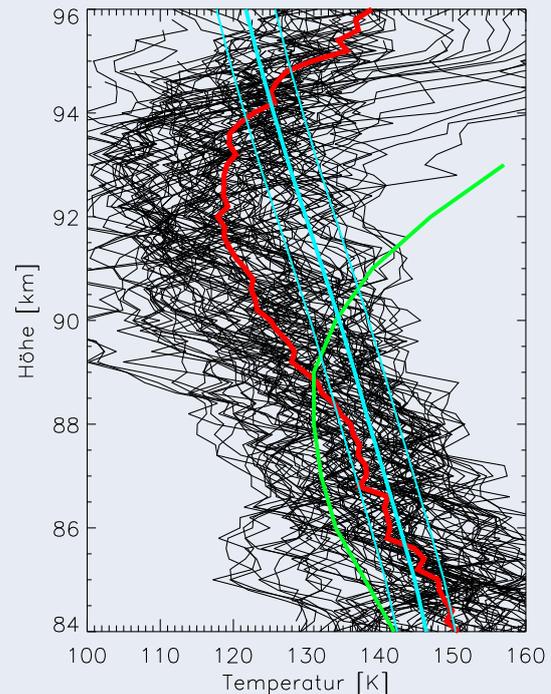
Die zeitliche Entwicklung des Temperaturfeldes ist in Abb. 1.3 gezeigt. Man erkennt deutlich, dass die Mesopause im Zeitraum um Solstitium herum für einige Tage nach oben „springt“ und dabei kälter wird. Die Mesopausensprünge treten vornehmlich, aber nicht ausschließlich, um Solstitium (21. Dezember) herum auf. Wir haben schon bald vermutet, dass dieses Phänomen an die Zirkulation in der Stratosphäre gekoppelt ist. Andere Forscher hatten in der Antarktis bereits einen engen Zusammenhang zwischen mesosphärischen Eiskernen<sup>2</sup> und der Umstellung der stratosphärischen Zirkulation festgestellt. Wir werden später erläutern, wie diese Kopplung im Einzelnen zustande kommt.

Die Mesopausensprünge manifestieren sich auch in der Höhe der PMSE (siehe Abb. 1.3). Diese starken Radarechos treten nur in der Anwesenheit von Eisteilchen auf, was in der Mesopausenregion erst bei Temperaturen von unter ca. 150 K der Fall ist. Wenn die Mesopause ungewöhnlich hoch und kalt ist, treten auch PMSE in größeren Höhen auf. Damit eröffnet sich die Möglichkeit, die Mesopausensprünge auch in den Jahren zu studieren, in denen keine Temperaturmessungen vorliegen.

In Abb. 1.4 ist der saisonale Verlauf der mittleren

<sup>1</sup>Canadian Middle Atmosphere Model (CMAM)

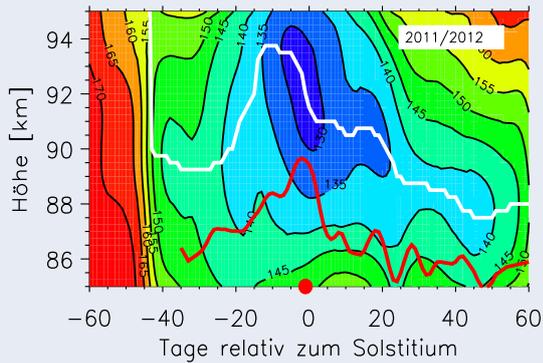
<sup>2</sup>Polar mesospheric clouds (PMC)



**Abb. 1.2:** Temperaturmessungen des Fe-Lidars des IAP in Davis (69°S) an einem bestimmten Tag im Sommer (17./18. 12. 2011, schwarze Linien). Trotz der großen Variabilität erkennt man an der mittleren Kurve (rot), dass die Mesopause über Davis bei ca. 92–93 km und 120 K liegt und damit deutlich höher und kälter als typische Werte im Sommer in der Nordhemisphäre (grüne Kurve). Die blauen Linien geben Profile der Frostpunkttemperatur  $T_{Frost}$  an, und zwar unter der Annahme von Wasserdampfwerten aus einem Modell (mittlere Linie) und Variationen um 4 Grad. Bei  $T < T_{Frost}$  können Eisteilchen existieren. Aus Lübken et al., *Geophys. Res. Lett.*, 2015.

PMSE-Höhe für alle verfügbaren Jahre gezeigt. Man sieht, dass PMSE gelegentlich für einen Zeitraum von einigen Tagen in außergewöhnlich großer Höhe auftreten. Dieses Verhalten ist durch Mesopausensprünge verursacht. In der gleichen Abbildung sind die maximalen zonalen Winde in der Stratosphäre aus MERRA-Reanalysedaten gezeigt. Man erkennt deutlich, dass die hoch gelegenen PMSE vornehmlich dann auftreten, wenn sich die zonalen Winde in der Stratosphäre zu einem späten Zeitpunkt von positiven auf negative Werte umstellen, d. h. wenn der polare Vortex spät kollabiert.

Als zusätzliche Information über den Zustand der Zirkulation in der mittleren Atmosphäre während

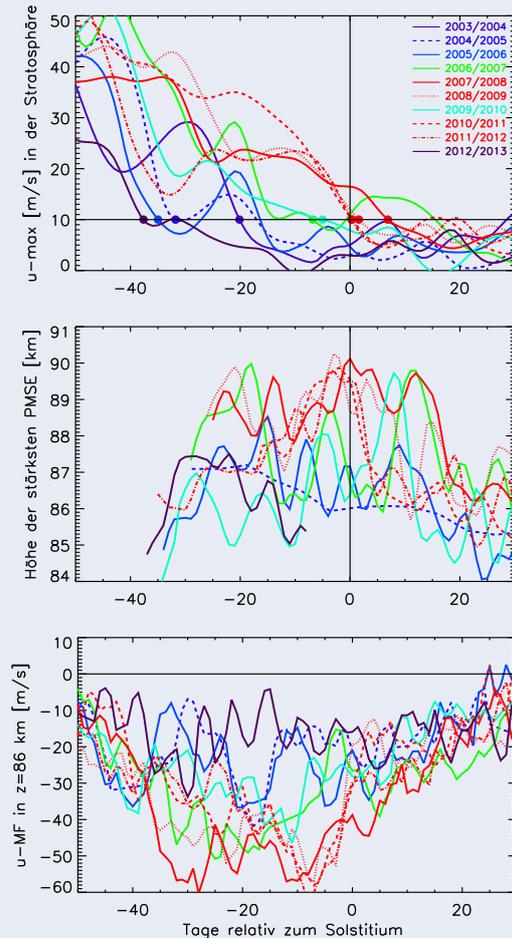


**Abb. 1.3:** Zeitlicher Verlauf der Temperaturen über Davis im Sommer 2011/2012. Um Solstitium springt die Mesopause nach oben und wird kälter (weiße Linie). Gleichzeitig spring auch die mittlere PMSE-Höhe nach oben (rote Linie). Der rote Punkt markiert den Zeitpunkt der Umstellung der stratosphärischen Zirkulation vom Winter- in den Sommerzustand. Aus Lübken et al., *J. Geophys. Res.*, 2015.

der Mesopausensprünge stehen uns die zonal gerichteten Winde zur Verfügung, gemessen von einem MF-Radar, welches ebenfalls in Davis stationiert ist. Man erkennt in Abb. 1.4, dass in den Fällen eines späten Zusammenbruchs die westwärts gerichteten (negativen) Winde ungewöhnlich stark sind.

Damit liegt die Erklärung für die Mesopausensprünge auf der Hand: In der Südhemisphäre ist der polare winterliche Vortex wesentlich stärker als in der Nordhemisphäre und erstreckt sich gelegentlich bis in den Sommer. Kurz vor dem vollständigen Zusammenbruch des Vortex können Schwerewellen mit relativ großen positiven Phasengeschwindigkeiten die Stratosphäre passieren. In der Mesosphäre sind die sommerlichen, westwärts gerichteten Winde aber sehr groß, d. h.  $\lambda_z \propto \bar{u} - c$  ist groß. Damit können die Wellen die Mesosphäre ungehindert passieren. Sie brechen dann erst in der unteren Thermosphäre und erzeugen somit eine hoch gelegene und kalte Mesopause.

Warum treten die Mesopausensprünge nicht auch in der Nordhemisphäre auf? Man erkennt aus Abbildung 1.5, dass der polare Vortex in der Nordhemisphäre bereits ca. zwei Monate vor Solstitium kollabiert. Zu diesem Zeitpunkt sind die Winde in der Mesosphäre aber noch relativ schwach, d. h. die Schwerewellen werden hier instabil und breiten sich nicht weiter nach oben aus. Die besonderen Bedingungen der Zirkulation in der Strato- und Me-



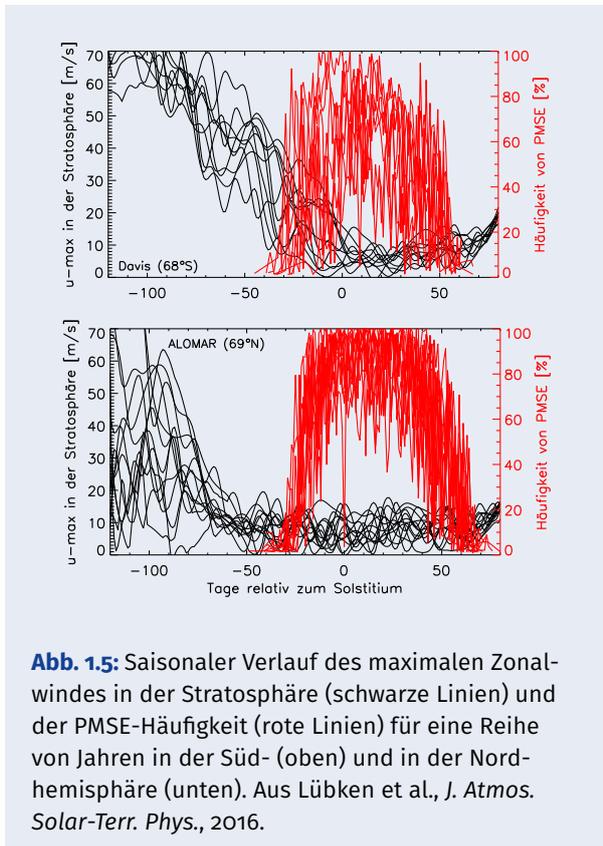
**Abb. 1.4:** Maximaler zonaler Wind in der südhemisphärischen Stratosphäre (oben) für verschiedene Jahre, mittlere Höhe der PMSE (Mitte) und Zonalwind in der oberen Mesosphäre, d. h. in 86 km Höhe (unten). Die Farben charakterisieren den Zeitpunkt des Zusammenbruchs des polaren Vortex: rötliche Farben stehen für einen späten und bläuliche Farben für einen frühen Zusammenbruch. Die Punkte markieren den Zeitpunkt des Zusammenbruchs. Aus Lübken et al., *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, 2016.

sosphäre treten somit nur in der Südhemisphäre auf.

Detaillierte Modellrechnungen mit KMCM bestätigen die hier nur grob skizzierte Erklärung. Es stellt sich allerdings heraus, dass man ein geeignetes Spektrum von Schwerewellen in der Quellregion benötigt, um einen genügend großen Antrieb in der oberen Mesosphäre/unteren Thermosphäre zu erzeugen.

Wir haben die hier vorgestellte Erklärung von Mesopausensprünge in der Antarktis mit Hilfe von genaueren Korrelationsanalysen überprüft. Zum

Beispiel erscheinen die PMSE nur dann in außergewöhnlich großen Höhen, wenn der Wind in der Stratosphäre leicht positiv (ostwärts) ist und gleichzeitig der Wind in der oberen Mesosphäre stark negativ (westwärts) ist. Andererseits haben wir möglicherweise vorhandene Einflüsse höherer Ordnung vernachlässigt, wie z. B. die Erzeugung sekundärer Schwerewellen in der Stratosphäre.



Wie ist die Situation in den beiden anderen Sommern mit Messungen des Fe-Lidars? Interessanterweise ist der Temperaturverlauf in der Sommersaison 2012/2013 sehr ähnlich zur Nordhemisphäre (also ohne Mesopausensprünge), im Gegensatz zu 2011/2012 (siehe Abb. 1.3) und 2010/2011 (hier nicht gezeigt). In der Tat passen die Bedingungen in der Saison 2012/2013 sehr schön zur o. g. Erklärung: Der polare Vortex ist sehr früh kollabiert, die Mesopausentemperatur und -höhe liegen bei den aus der nördlichen Hemisphäre bekannten Werten, die PMSE treten nicht in außergewöhnlich großen Höhen auf und die Westwinde in der Mesosphäre sind sehr schwach. Alle diese Aussagen kann man anhand von Abb. 1.4 nachvollziehen. Die Atmosphäre hat uns bei unseren Messungen in der Antarktis also erfreulicherweise beide Extremfälle präsentiert. Die (gelegentlich) außergewöhnlich große Höhe der

PMSE in der Antarktis und die Verbindung zur stratosphärischen Zirkulation war zuvor schon schwedischen Wissenschaftlerinnen aufgefallen. Allerdings lagen zu diesem Zeitpunkt keine ausreichend genauen Temperaturmessungen mit großer zeitlicher und räumlicher Auflösung vor, um Details des Mesopausensprungs aufzuklären. Außerdem wurden mesosphärische Windmessungen in der Antarktis nicht in Betracht gezogen.

Die Bedeutung der Mesopausensprünge liegt nicht nur in der einzigartigen Möglichkeit, die Kopplung der Mesopause an die Zirkulation in der Strato- und Mesosphäre zu studieren. Dieses Phänomen muss auch beim interhemisphärischen Vergleich von Eisschichten, z. B. aus Satellitenmessungen, berücksichtigt werden. Ansonsten könnten fehlerhafte Schlüsse über die Ursachen eines vorhandenen Unterschiedes zwischen Nord- und Südhemisphäre gezogen werden. Wenn man z. B. Lidarmessungen von NLC-Höhen in der Antarktis mit denjenigen in der Nordhemisphäre vergleicht, muss man berücksichtigen, dass der betrachtete Zeitraum u. U. Mesopausensprünge enthält, also eine beschränkte Periode eines ungewöhnlichen Zustandes in der Südhemisphäre. Generell sind NLC im Vergleich zu PMSE nicht so gut zum Nachweis von Mesopausensprünge geeignet, da sie besonders „große“ Eisteilchen erfordern (Radius größer als ca. 20 nm) und somit seltener auftreten.

Unsere Messungen in der Antarktis sind ein gutes Beispiel dafür, dass einzigartige Messungen zur Entdeckung von neuen Phänomenen und zu neuen Erkenntnissen führen können. Als Institut der Leibniz-Gemeinschaft sind wir dankenswerterweise in der Lage, unser Forschungsprogramm und die konkreten wissenschaftlichen Arbeiten flexibel zu gestalten. Die hier vorgestellten Ergebnisse demonstrieren auch die am IAP vorhandenen besonderen Möglichkeiten der Kooperation zwischen experimentellen und theoretischen Arbeitsgruppen sowie die Notwendigkeit der Kooperation mit auswärtigen Arbeitsgruppen, in diesem Fall mit den Kollegen des AAD (Australian Antarctic Division), denen wir für die gute Zusammenarbeit sehr dankbar sind.

## 2 Beobachtung horizontal aufgelöster Windfelder mit einem Meteorradar-Netzwerk

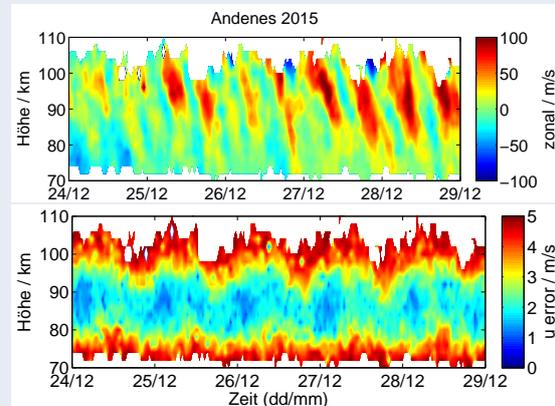
J. L. Chau, G. Stober, S. Wilhelm, N. Pfeffer, M. Clahsen

Seit Dezember 2013 arbeitet die Radarabteilung an einem leistungsstärkeren Meteorradar-konzept, das sowohl im Bereich der Hardware als auch der Software neue Ansätze zur Bestimmung des mesosphärischen Windes erlaubt. Das neue Konzept beinhaltet sogenannte Vorwärtsstreumeteorradare. Diese sind passive Empfangsstationen, die das von einem aktiven Radar ausgesendete und an einem Meteor-schweif gestreute Signal wieder empfangen. Zurzeit betreibt das IAP ein Netzwerk, das aus zwei aktiven Meteorradaren in Juliusruh und am Collm Observatorium und drei passiven Empfangsstationen in Kühlungsborn (zwei Frequenzen) und Juliusruh besteht. Dieses Netzwerk gewährleistet mehrstatische Beobachtungen, durch die die Anzahl der detektierten Meteore erhöht und somit die Untersuchung des mesosphärischen Windfeldes hinsichtlich horizontaler Variabilität ermöglicht wird.

Meteorradare werden am IAP seit mehreren Jahren zur Beobachtung von Wind in der Mesosphäre eingesetzt. Diese Radare arbeiten sehr zuverlässig und vor allem weitestgehend autonom und kontinuierlich. Die erste Generation dieser Messgeräte konnte aus den detektierten Meteoren den mittleren horizontalen Wind im Höhenbereich von 82 bis 97 km mit einer zeitlichen Auflösung von ca. 1 Stunde bestimmen. Diese Beobachtungen lieferten wichtige Beiträge zur Untersuchung von großskaligen Koppelungsprozessen, wie zum Beispiel SSW oder dem „Hiccup“ (siehe Kap. 20).

### 2.1 Entwicklungen der Meteorradare

Durch die technische Weiterentwicklung der Sendemodule konnte die Sendeleistung in Andenes 2009 und in Juliusruh 2015 auf 30 kW erhöht werden. In Verbindung mit einer verbesserten Auswertesoftware war es möglich, den Höhenbereich beider Radare deutlich zu erweitern. Durch die Implementierung von Regularisierungsverfahren ist es gelungen, die zonalen und meridionalen Winde im Höhenbereich von 70 bis 110 km abzuleiten. Zudem wurde in



**Abb. 2.1:** Beispiel für 5 Tage: zonaler Wind (oben) und statistischer Messfehler (unten)

der Entwicklung darauf geachtet, die statistischen Fehler von der einzelnen Radialwindmessung für einen detektierten Meteor bis zum abgeleiteten Wind fortzupflanzen.

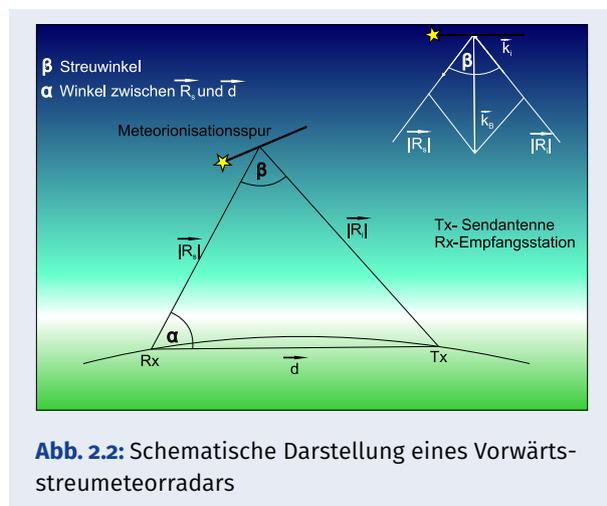
Abb. 2.1 zeigt den zonalen Wind (oberes Bild) und den dazugehörigen statistischen Messfehler (unteres Bild) für den Zeitraum 24.–29. Dezember 2015 für das Meteorradar in Andenes. Der zonale Wind ist dominiert durch die halbtägige Gezeit, die im Verlauf der 5 Tage ein deutliches Anwachsen der Amplitude aufweist. Die statistischen Messfehler variieren zwischen 1 m/s und 6 m/s, wobei die absolute Genauigkeit der Windmessung in direktem Zusammenhang mit der Anzahl der in dieser Höhe detektierten Meteore steht. Folglich sind die Windmesswerte an der Ober- und Unterkante mit einem etwas größeren statistischen Messfehler behaftet.

### 2.2 MMARIA: ein Konzept zur Beobachtung horizontal aufgelöster Windfelder in der Mesosphäre

Neben den Entwicklungen zur Erweiterung des Höhenbereichs der gemessenen mittleren Winde für die einzelnen Meteorradare wurde auch ein neues Konzept erprobt mit dem Ziel, Schwerewellen und vor allem ihre horizontalen Eigenschaften besser untersuchen zu können. Meteorradare verfü-

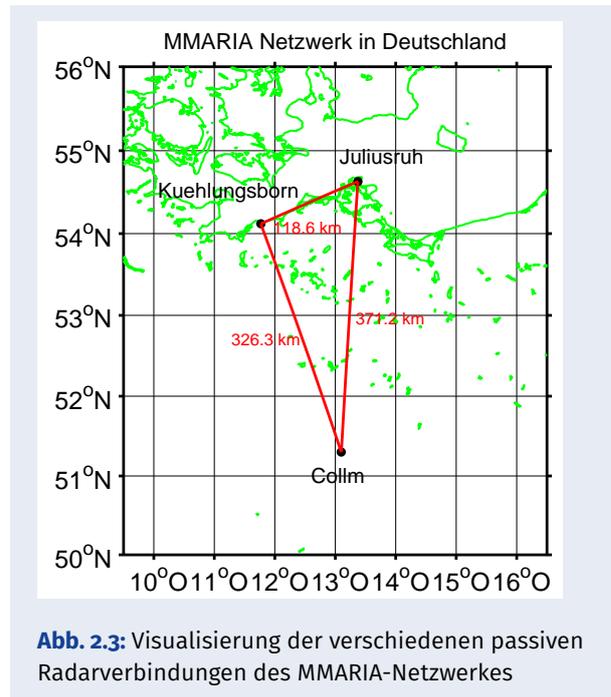
gen über ein sehr großes Messvolumen mit einem Durchmesser von bis zu 700 km. Beobachtet man ein solches Messvolumen aus mindestens zwei verschiedenen Blickwinkeln, so ist es möglich, Wirbel im Windfeld zu erfassen.

Aus diesem Grund wurde in der Radarabteilung das MMARIA-Konzept entwickelt und technisch umgesetzt. Das Akronym MMARIA steht für Multi-static Multi-frequency Agile Radar for Investigation of the Atmosphere. Das Prinzip besteht in der Nutzung von passiven Radarempfängern, die Meteore in Vorwärtsstreuung detektieren. Abb. 2.2 veranschaulicht schematisch dieses Konzept. Von einem Sender (Tx) - z. B. einem bereits vorhandenen Meteorradar - wird eine Radiowelle ausgesendet, die unter einem Winkel  $\beta$  an einem Meteorschweif gestreut und am Empfänger (Rx) gemessen wird. Die Empfangsstation (Rx) besteht dabei aus einem Antennenfeld mit 5 Antennen in der sogenannten Jones-Konfiguration (Interferometer) zur Bestimmung des Winkels  $\alpha$ . Dabei beschreibt  $\alpha$  den Winkel zwischen der Richtung, aus der das vorwärtsgestreute Signal kommt, und dem Distanzvektor  $\vec{d}$  (Vektor vom Sender zum Empfänger), unter Berücksichtigung der Erdkrümmung.



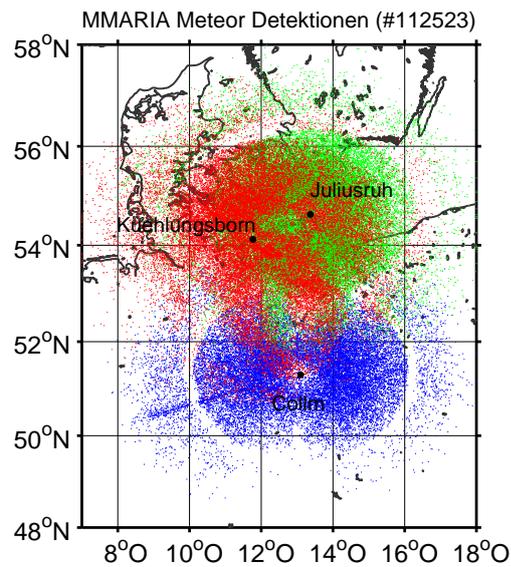
Zu den technischen Herausforderungen zählt u. a. die Synchronisation der Radare mit einem GPS-disziplinierten Rubidiumzeitnormal, um möglichst genau die Laufzeit des ausgesendeten Signals entlang der Wegstrecke  $|R_s| + |R_r|$  bestimmen zu können. Die genaue Kenntnis der beiden Winkel und der Achsen des Dreiecks ist von entscheidender Bedeutung, um zum einen die Position des Meteors und seine Höhe sowie die sogenannte Braggwellenlänge berechnen zu können. Die Braggwellenlänge wird

benötigt, um die beobachtete radiale Geschwindigkeit hinsichtlich der Vorwärtsstreuengeometrie zu korrigieren (siehe rechts oben in Abb. 2.2).



Die grundlegende Idee beim Aufbau eines MMARIA-Netzwerkes in Deutschland war es, bereits existierende Infrastruktur zu benutzen. So wurde das Meteorradar in Juliusruh (32 MHz) mit der Synchronisierungseinheit ausgerüstet und in Kooperation mit der Universität Leipzig das am Collm befindliche Meteorradar (36,2 MHz) grundlegend modernisiert. Zusätzlich wurden drei passive Radarempfangsstationen aufgebaut. So befinden sich zwei passive Radare zum Empfang von 32 MHz und 36,2 MHz in Kuehlungsborn und eine weitere Station für 36,2 MHz in Juliusruh. Abb. 2.3 zeigt eine Landkarte mit den jeweiligen Stationen und Verbindungslinien mit der Entfernung zwischen den Standorten. Je größer die Entfernung zwischen dem Sender und dem Empfänger ist, desto größer kann auch der beobachtete Vorwärtsstreuwinkel  $\beta$  werden.

In Abb. 2.4 sind die Positionen aller detektierten Meteore während einer Messzeit von drei Tagen als Punkte eingezeichnet. Die Farben kodieren die jeweilige Station, an welcher ein Meteor beobachtet wurde. So wurden die Positionen der roten Punkte in Kuehlungsborn, der grünen in Juliusruh und der blauen am Collm gemessen. Für die Stationen in Juliusruh und Kuehlungsborn wird nicht unterschieden, ob ein Meteor auf 32 MHz oder 36,2 MHz detektiert wurde.



**Abb. 2.4:** Räumliche Verteilung der detektierten Meteore des MMARIA-Netzwerkes (rot Kählungsborn, grün Juliusruh, blau Collm)

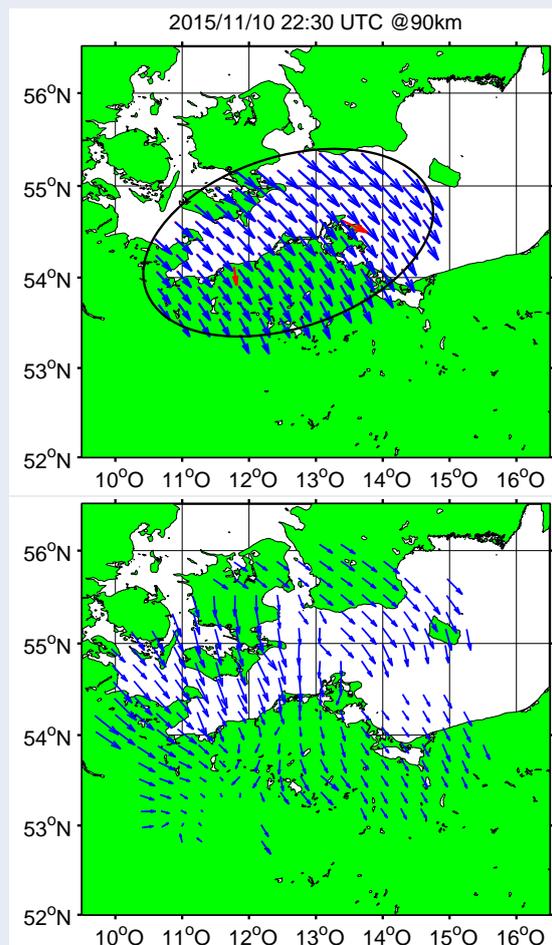
### 2.3 Mathematische Ansätze zur Ableitung des 3D horizontalen Windfeldes

Das ausgedehnte Beobachtungsvolumen des MMARIA-Netzwerkes von mehreren hundert Kilometern in Ost-West- und Nord-Süd-Richtung ist bestens geeignet, Information über die horizontale Variabilität des Windfeldes zu liefern. Die Qualität der Lösung hängt dabei sowohl von der Anzahl der detektierten Meteore als auch von ihrer räumlichen Verteilung in einem Zeit- und Höhenintervall ab. Derzeit verfolgen wir zwei Ansätze, um die horizontale Variabilität aus einem so großen Messvolumen zu extrahieren.

Zum einen wenden wir das sogenannte Volume Velocity Processing (VVP) an, das bereits zur Auswertung der Scanningexperimente mit dem MAARSY-Radar verwendet wurde. Beim VVP-Ansatz wird das Windfeld durch einen mittleren Wind und den Gradienten des zonalen und meridionalen Winds sowohl in Nord-Süd- als auch Ost-West-Richtung ausgedrückt. Formuliert man die Gradiententerme mathematisch um, so kann man ein mesoskaliges Windfeld neben einem mittleren Wind auch durch horizontale Divergenz, Wirbelstärke sowie Scherungs- und Streckungsdeformation beschreiben. Das zweite Verfahren basiert auf dem mathematischen Konzept der Regularisierung einer Lösung auf einem vorher gewählten Gitter. Dazu werden

alle gemessenen radialen Geschwindigkeiten auf ein Gitter interpoliert und für jeden Gitterpunkt ein individueller Windvektor bestimmt. Die Komplexität dieses Verfahrens liegt darin begründet, dass es im Gleichungssystem viel mehr Unbekannte als gemessene Variablen gibt. Um trotzdem noch eine mathematisch eindeutige Lösung zu erhalten, werden ein oder mehrere Regularisierungsbedingungen hinzugefügt, die eine Inversion der Gleichungen ermöglichen. Der Vorteil dieses Ansatzes liegt darin, dass praktisch keine weiteren Annahmen über die Struktur des Windfeldes notwendig sind.

Beide Verfahren liefern wertvolle Information über die horizontale Variabilität des Windfeldes auf Skalen von 60 bis 400 km. In Abb. 2.5 ist an einem Beispiel aus dem November 2015 gezeigt, inwieweit sich beide Ansätze unterscheiden. Das obere Bild zeigt innerhalb der Ellipse das mit dem VVP abgeleitete Windfeld. Die blauen Pfeile sind mathematische Lösungen für den jeweiligen Gitterpunkt



**Abb. 2.5:** Darstellung des horizontal aufgelösten Windfeldes aus dem VVP (oben) und dem Windretrievalverfahren (unten)

unter der Annahme, dass das Windfeld durch einen mittleren zonalen und meridionalen Wind plus die Störungen erster Ordnung vollständig beschrieben ist. Die roten Pfeile wurden unter der Annahme eines homogenen Windfeldes über Juliusruh bzw. Kühlungsborn berechnet. Es ist gut zu erkennen, wie sich das Windfeld innerhalb der Ellipse ändert. Aufgrund der linearen Gradienten im VVP hängt die Genauigkeit des Windfeldes von der Distanz zum Referenzpunkt ab. Die Ellipse definiert dabei ein empirisch gewähltes Vertrauensgebiet um die beiden Stationen in Juliusruh und Kühlungsborn, welches durch eine typische räumliche Verteilung der detektierten Meteore bestimmt ist.

Das untere Bild in Abb. 2.5 zeigt für denselben Zeitraum das mit dem Regularisierungsverfahren abgeleitete Windfeld. Die einzige Annahme über die Struktur des Windes besteht darin, dass nur kleine Änderungen zwischen benachbarten Gitterpunkten bezüglich des zonalen und meridionalen Windes erlaubt sind. Die Stärke dieser Kopplung zwischen den Gitterpunkten wird durch einen empirischen Parameter bestimmt. Besonders bemerkenswert ist dabei, dass die regularisierten Windvektoren immer noch die Struktur des mesoskaligen Windfeldes aus dem VVP wiedergeben. Der größte Vorteil dieses Verfahrens ist jedoch dadurch gegeben, dass auch mehrere gegenläufige Wirbel und andere, sehr viel feinere Störungen/Strukturen im Windfeld abgeleitet werden können. Der Rechenaufwand ist jedoch erheblich und erfordert leistungsstarke Computer und/oder viel Zeit. Zurzeit benötigen wir für die Auswertung einer 24-stündigen Messung auch 24 Stunden Rechenzeit für die vollständige dreidimensionale Lösung.

## 2.4 Zusammenfassung und Ausblick

Das am IAP entwickelte MMARIA-Konzept stellt eine konsequente Weiterentwicklung der mit MAARSY begonnenen Arbeiten zur Untersuchung der horizontalen Variabilität des Windfeldes in der Mesosphäre dar. Insbesondere die kurze Entwicklungszeit von nur 2 Jahren vom Prototyp bis zur jetzigen Ausbaustufe stellte eine große Herausforderung in der Organisation und Planung der Arbeiten dar. Die mehrstatischen Beobachtungen führten schon zu einer Vielzahl an Ergebnissen:

- Erhöhung der Anzahl der detektierten Meteore vom selben Sender
- Erweiterung des Höhenbereichs der Wind-

messung (größerer Braggvektor)

- Bestimmung der Wirbelstärke aus mehrstatischen Radarbeobachtungen
- erfolgreiche Implementierung des VVP
- Entwicklung eines Windretrievalalgorithmus zur Bestimmung beliebiger Windfelder

Zukünftig wird die wissenschaftliche Auswertung der Daten und die kontinuierliche Verbesserung der Analysealgorithmen weiter im Vordergrund stehen. Aus den horizontal aufgelösten Windfeldern können horizontale Wellenlängenspektren abgeleitet werden. In Zusammenarbeit mit der Theorieabteilung des IAP lassen sich in Verbindung mit schwerwelenauflösenden Modellen interessante Rückschlüsse über den Energietransport von großen zu kleinen Skalen untersuchen.

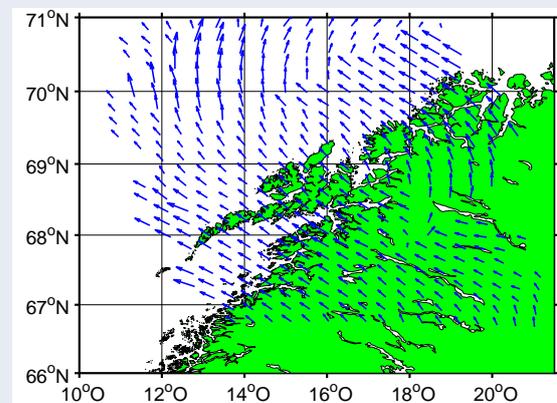


Abb. 2.6: Windfeld über Nordnorwegen aus Meteorradar-Daten

Zudem wird versucht, das MMARIA-Konzept auch auf Nordskandinavien zu übertragen. Dort soll ein neuer Weg beschritten werden und zuerst in Kooperation mit anderen Einrichtungen bestehende Radarsysteme integriert werden. Abb. 2.6 zeigt ein abgeleitetes Windfeld unter Verwendung des Meteorradars in Andenes und des Radars in Tromsø (vielen Dank an Chris Hall und Masaki Tsutsumi). Auf technischer Seite soll auch ein neues Konzept mit sogenannten CW-Radars ausprobiert werden. Der Vorteil dieses Verfahrens liegt in der Benutzung der gleichen Frequenz für mehrere Sender. Die Trennung der Signale erfolgt rein softwaretechnisch im Empfänger.

### 3 Globale Variabilitätsmuster in der Mesosphäre/unteren Thermosphäre (MLT)

E. Becker und V. Matthias

Die Mesosphäre/untere Thermosphäre (MLT) ist die einzige Schicht in der Atmosphäre, die den Nordpol mit dem Südpol verbindet. Diese Verbindung, verursacht durch die residuelle Zirkulation vom Sommer- zum Winterpol, wird durch das stratosphärische Phänomen der quasi-zweijährigen Oszillation (QBO) aus den Tropen heraus beeinflusst. Assimilierte Beobachtungsdaten und Modellrechnungen belegen diese Modulation und zeigen darüber hinaus einen Einfluss der solaren Variabilität.

#### Globale Variabilitätsmuster

Unter Variabilitätsmustern versteht man Strukturen in den globalen Wind- und Temperaturfeldern, die regelmäßig mit schwankender Amplitude (positiv und negativ) auftreten. Eines der bekanntesten Variabilitätsmuster ist die Nordatlantik-Oszillation, welche den Zusammenhang des europäischen Wetters mit dem Druckgefälle zwischen den Azoren und Island beschreibt. Diese Oszillation ist Teil eines die gesamte Nordhemisphäre umspannenden Musters, dem so genannten nördlichen annularen Modus, das während der Wintermonate die polare Stratosphäre erfasst. In der Mesosphäre/unteren Thermosphäre (MLT) weitet sich dieses Muster dann auf den gesamten Globus aus.

Die interhemisphärische Kopplung erklärt insbesondere die Erwärmung der polaren Sommermesopause während stratosphärischer Erwärmungen.

Dieser obere Ast des annularen Modus wurde vor mehr als zehn Jahren am IAP entdeckt. Wie in Kapitel 1 beschrieben, wird die Sommer-MLT nicht nur durch die interhemisphärische Kopplung beeinflusst, sondern darüber hinaus durch eine so genannte intrahemisphärische Kopplung, also eine vertikale Kopplung innerhalb der Hemisphäre selbst. Beide Mechanismen spielen zum Beispiel für die überraschenden hemisphärischen Unterschiede in der saisonalen Entwicklung der Sommermesopause, die vom IAP in den letzten Jahren durch die Antarktis-Messungen aufgedeckt wurden, eine bedeutende Rolle.

Mit Hinblick auf langfristige Variationen in der MLT haben wir uns der Frage zugewandt, welche Bedeutung den beiden Variabilitätsmustern der interhemisphärischen und intrahemisphärischen Kopplung im Zusammenhang mit der quasi-zweijährigen Oszillation (QBO) und dem elfjährigen Sonnenfleckenzyklus zukommt. Die QBO ist eine rein dynamisch bedingte Variation des Zonalwindes in der tropischen Stratosphäre mit Amplituden von etwa  $\pm 20$  m/s, einer mittleren Periode von 28 Monaten und einer Phase, die weder vom Jahresgang noch vom solaren Zyklus abhängt. Bekanntermaßen wird der Einfluss des Sonnenfleckenzyklus auf die Stratosphäre besonders klar, wenn man nach den Phasen der QBO unterscheidet. Andererseits ist die Variabilität der nördlichen Winterstratosphäre ausgelöst durch QBO-Effekte wesentlich größer als diejenige, die direkt durch den Sonnenfleckenzyklus hervorgerufen wird.

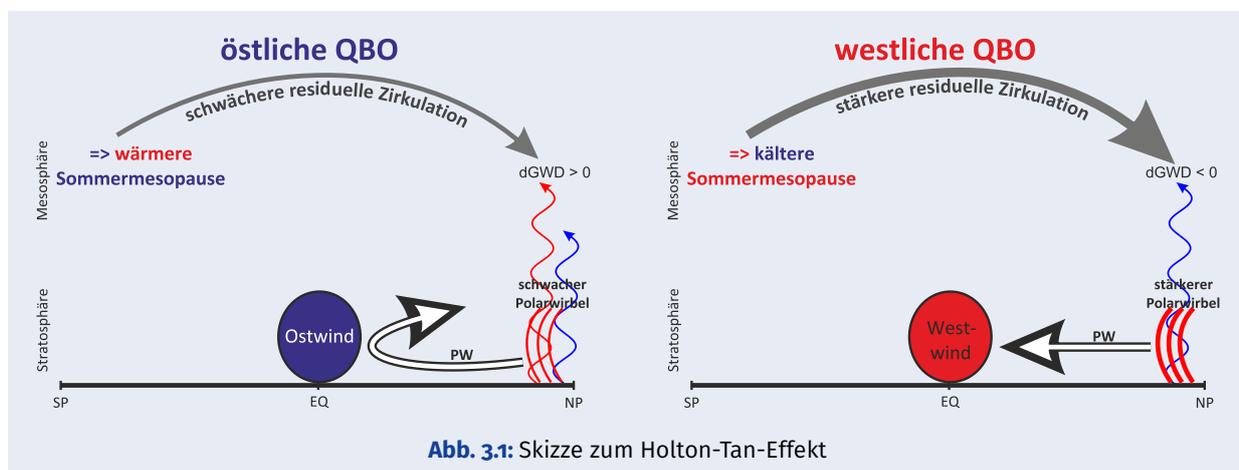
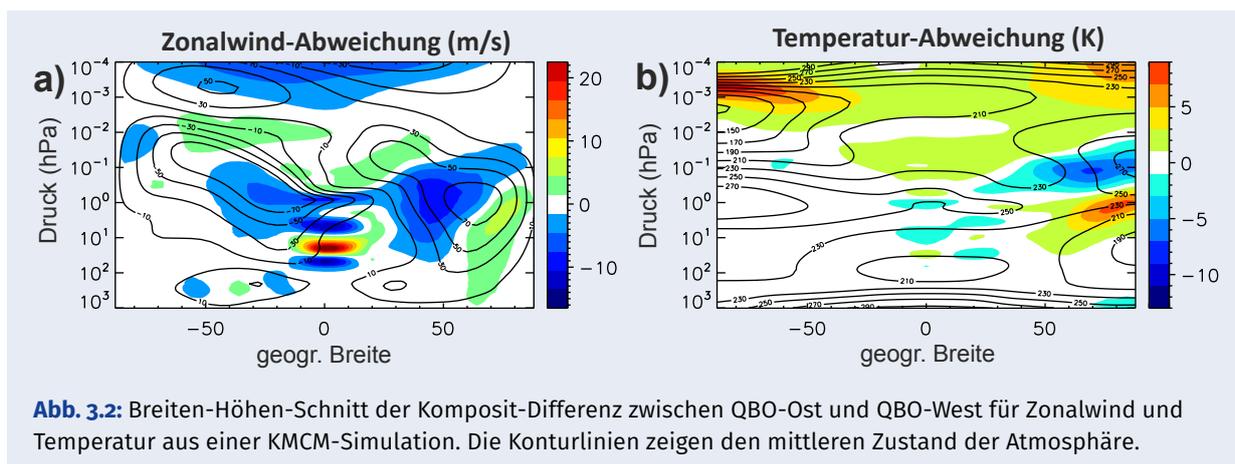


Abb. 3.1: Skizze zum Holton-Tan-Effekt



## Interhemisphärische Kopplung

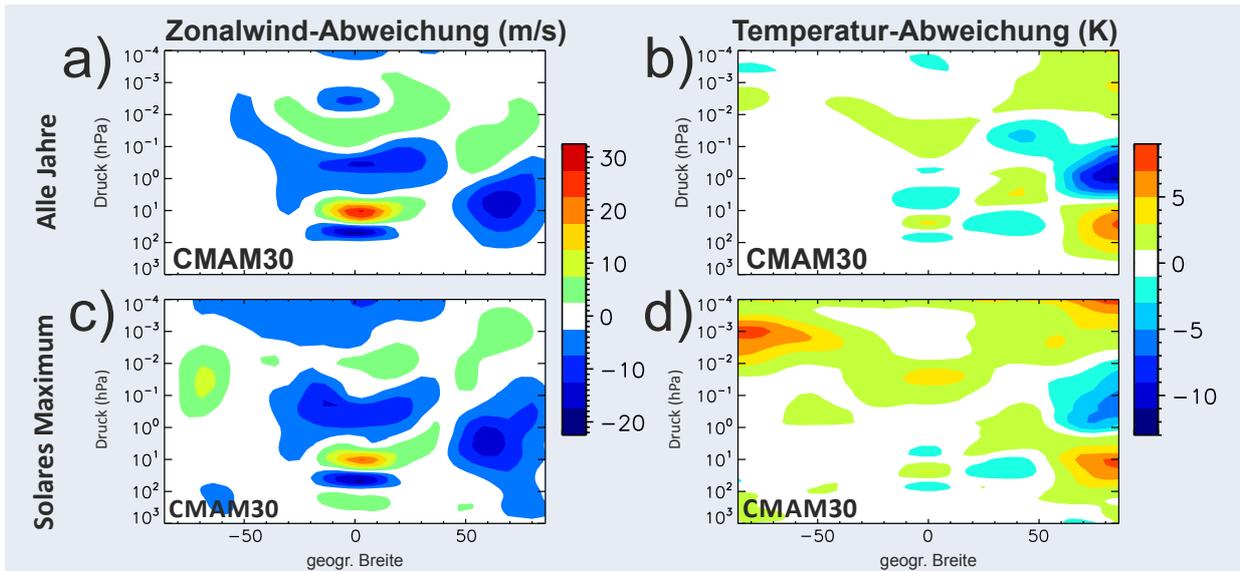
Die wichtigste Konsequenz der QBO ist der sogenannte Holton-Tan-Effekt, eine Modulation des nördlichen Polarwirbels, die besonders deutlich im Januar zu beobachten ist. Abb. 3.1 zeigt schematisch die Funktionsweise des Holton-Tan-Effektes, sowie die vermutete Fortsetzung in die MLT über die interhemisphärische Kopplung: Ist der Zonalwind in der äquatorialen Stratosphäre westwärts (d. h. östlich, kurz QBO-Ost), werden die planetaren Rossby-Wellen stärker in die Polarregion gelenkt und so der Polarwirbel geschwächt. Dadurch ändert sich die Refraktion der Schwerewellen und sie brechen insgesamt in niedrigeren Höhen. Dies führt zu einer Abschwächung des oberen, mesosphärischen Astes der residuellen Zirkulation, die vom Sommer- bis zum Winterpol reicht. Dadurch kommt es schlussendlich zu einer Abkühlung der Wintermesosphäre sowie zu einer Erwärmung und Absenkung der Sommermesopause. Bei QBO-West passiert das Umgekehrte und endet in einer Abkühlung und Anhebung der Sommermesopause.

Um die vermutete interhemisphärische Kopplung in der MLT, verursacht durch den Holton-Tan-Effekt, zu verifizieren, haben wir eine KMCM-Simulation mit selbstgenerierter QBO durchgeführt und analysiert. Dazu haben wir alle Januare nach QBO-Ost und QBO-West sortiert und die entsprechenden Komposita voneinander subtrahiert. Das Ergebnis ist in Abb. 3.2 zu sehen und zeigt zum ersten Mal, dass der Holton-Tan-Effekt in der MLT tatsächlich die interhemisphärische Kopplung auslöst. Insbesondere wird durch den Holton-Tan-Effekt eine positive Zonalwindanomalie in der südlichen oberen Mesosphäre induziert, die zu einer Absenkung der Brechungsniveaus der Schwerewellen führt.

Dieses Modellergebnis wirft die Frage auf, inwieweit der Kopplungsmechanismus auch in der realen Atmosphäre nachweisbar ist. Um dies näher zu untersuchen, haben wir 31 Jahre assimilierte Modelldaten des Canadian Middle Atmosphere Models (CMAM30) verwendet. Der Fokus lag wiederum auf dem Januar, dem Monat mit dem stärksten Holton-Tan-Effekt in der Stratosphäre. Die Januar-Monate wurden nach QBO-Ost und QBO-West sortiert und die entsprechenden Komposita voneinander abgezogen. Abb. 3.3 a und b zeigen, wie erwartet, einen schwächeren und wärmeren stratosphärischen Polarwirbel für QBO-Ost. Während die vermutete Abkühlung der Mesosphäre in der nördlichen Hemisphäre deutlich zu sehen ist, ist die Erwärmung der südlichen Mesopause sehr schwach und eine positive Windanomalie ist nicht zu erkennen.

Aus früheren Studien ist bekannt, dass die Intensität des Holton-Tan-Effektes vom Sonnenfleckenzyklus abhängt. Insbesondere ist zu vermuten, dass der Sonnenfleckenzyklus direkt die Sommerhemisphäre beeinflusst. Wiederholt man also die Analyse der CMAM30-Datenreihe nur mit Januaren im solaren Maximum (siehe Abb. 3.3 c und d), ist die vermutete Erwärmung der südlichen Mesopause deutlich zu sehen und vergleichbar mit dem KMCM-Ergebnis.

Das Verhalten ist qualitativ dasselbe im solaren Minimum, jedoch ist es dann schwächer ausgeprägt (nicht gezeigt). Dies legt die Vermutung nahe, dass die Modulation der südlichen Mesopause durch die interhemisphärische Kopplung bei erhöhter UV-Absorption im Stratopausenbereich begünstigt wird. Um dieses Verhalten sowie das widersprüchliche Ergebnis in Abb. 3.3 a und b zu erklären, betrachten wir nun den direkten Einfluss des solaren Zyklus auf die sommerliche MLT.



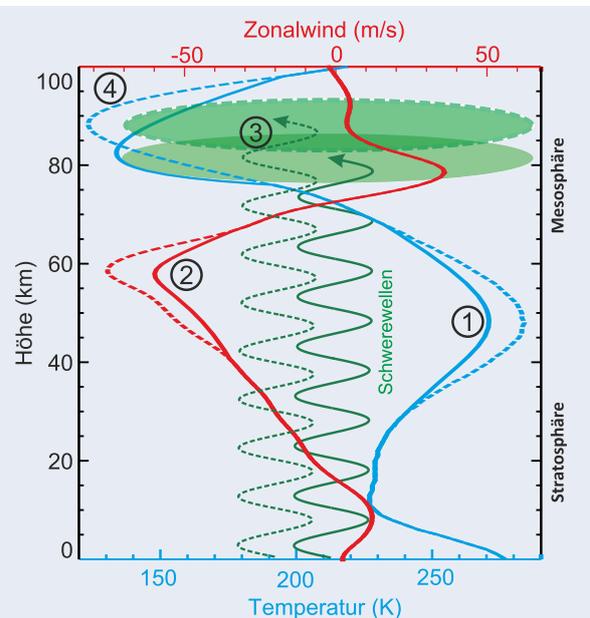
**Abb. 3.3:** Breiten-Höhen-Schnitt der Komposit-Differenz zwischen QBO-Ost und QBO-West aus CMAM30-Daten. Für die oberen Komposita wurden alle zur Verfügung stehenden Jahre benutzt, für die unteren nur diejenigen, wo sich der Sonnenfleckenzyklus im Maximum befand.

### Intrahemisphärische Kopplung

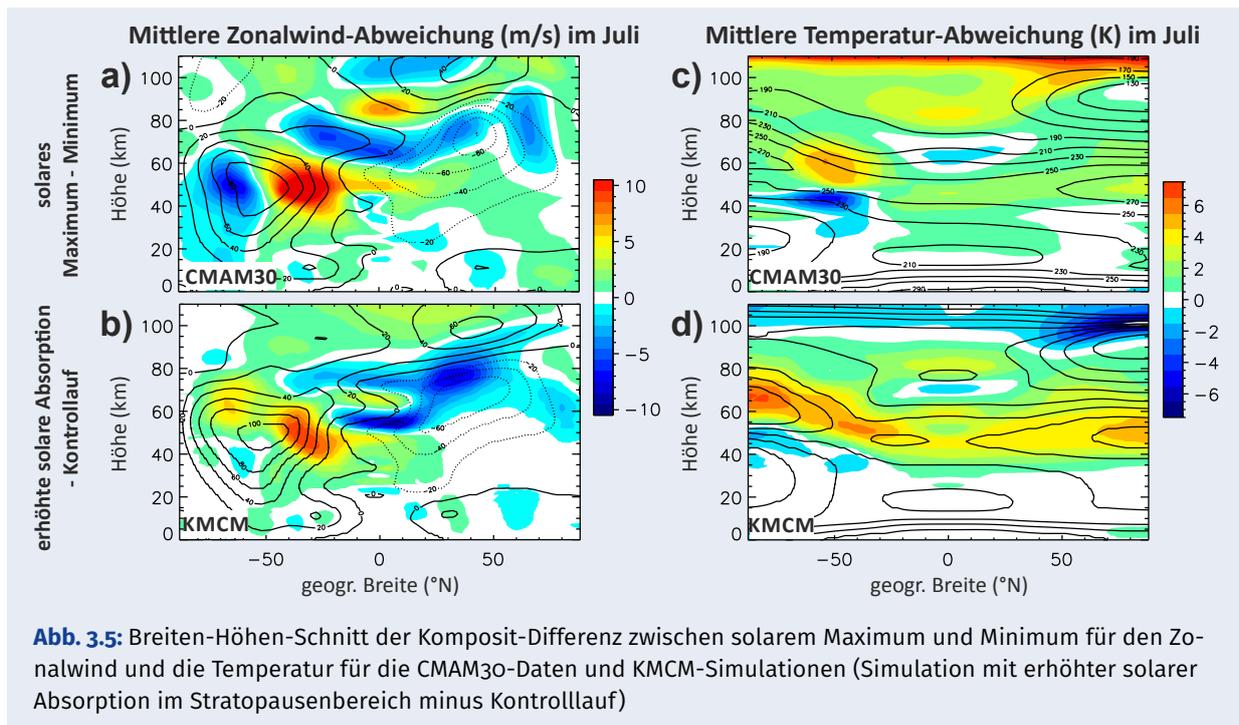
Wie bereits erwähnt, beeinflusst der solare Zyklus direkt die Sommerhemisphäre. Wie das genau funktionieren kann, ist in Abb. 3.4 schematisch dargestellt und lässt sich wie folgt erklären: Konzentriert man sich auf den Stratopausenbereich, lässt sich aufgrund der erhöhten Absorption von UV-Strahlung eine signifikante Erwärmung von der oberen Stratosphäre bis in die untere Mesosphäre beobachten (1). Da diese Erwärmung über dem Sommerpol maximal ist, verstärkt sich der thermisch balancierte westwärtige Wind in der Sommermesosphäre (2). Durch die nun günstigen Ausbreitungsbedingungen für Schwerewellen mit ostwärtiger Phasengeschwindigkeit, brechen diese Wellen in größeren Höhen (3), sodass sich die Mesopause abkühlt und etwas nach oben verschiebt (4). Das solare Minimum, also eine niedrigere Absorptionsrate, funktioniert genau umgekehrt und führt letztendlich zu einer wärmeren und nach unten verschobenen Mesopause.

In realen Datensätzen wie dem des CMAM30 überlagern sich die interhemisphärische und intrahemisphärische Kopplung, so dass eine Unterscheidung der Effekte in der oberen Sommermesosphäre nur möglich ist, wenn man nach den Phasen des solaren Zyklus unterscheidet. Hinzu kommen die solar bedingten Veränderungen der Absorptionsraten im Bereich der Mesopause selbst sowie in der Thermosphäre.

Um die intrahemisphärische Kopplung auch in den Modelldaten identifizieren zu können, haben wir uns den mittleren Juli angesehen. Dabei haben wir zwischen solarem Minimum und Maximum unterschieden und diese Komposita voneinander abgezogen. Die Wahl fiel auf den Juli, da dann Winter auf der Südhalbkugel ist, aber dort aufgrund von fehlender planetarer Wellenaktivität kein Holton-



**Abb. 3.4:** Skizze zur intrahemisphärischen Kopplung während des solaren Maximums im Januar in südlichen polaren Breiten. Durchgezogene Linien verdeutlichen den mittleren Zustand, gestrichelte den des solaren Maximums.



Tan-Effekt auftritt. Daher wird die Variabilität der nördlichen Mesopause praktisch nicht von der interhemisphärischen Kopplung im Zusammenhang mit der QBO beeinflusst.

Die Temperatur der nördlichen polaren Sommermesopause wird durch den solaren Zyklus praktisch nicht beeinflusst (Abb. 3.5 c), obwohl ansonsten quasi flächendeckend eine strahlungsbedingte Erwärmung in der nördlichen MLT zu beobachten ist. Auffallend ist andererseits die erwartete Verstärkung des westwärtigen Zonalwinds in der nördlichen oberen Mesosphäre (Abb. 3.5 a). Sehr viel klarer sieht man die intrahemisphärische Kopplung in KMCM-Simulationen (Abb. 3.5 b und d). Hier wurde die Veränderung der solar bedingten Absorption nur im Bereich der Stratopause berücksichtigt.

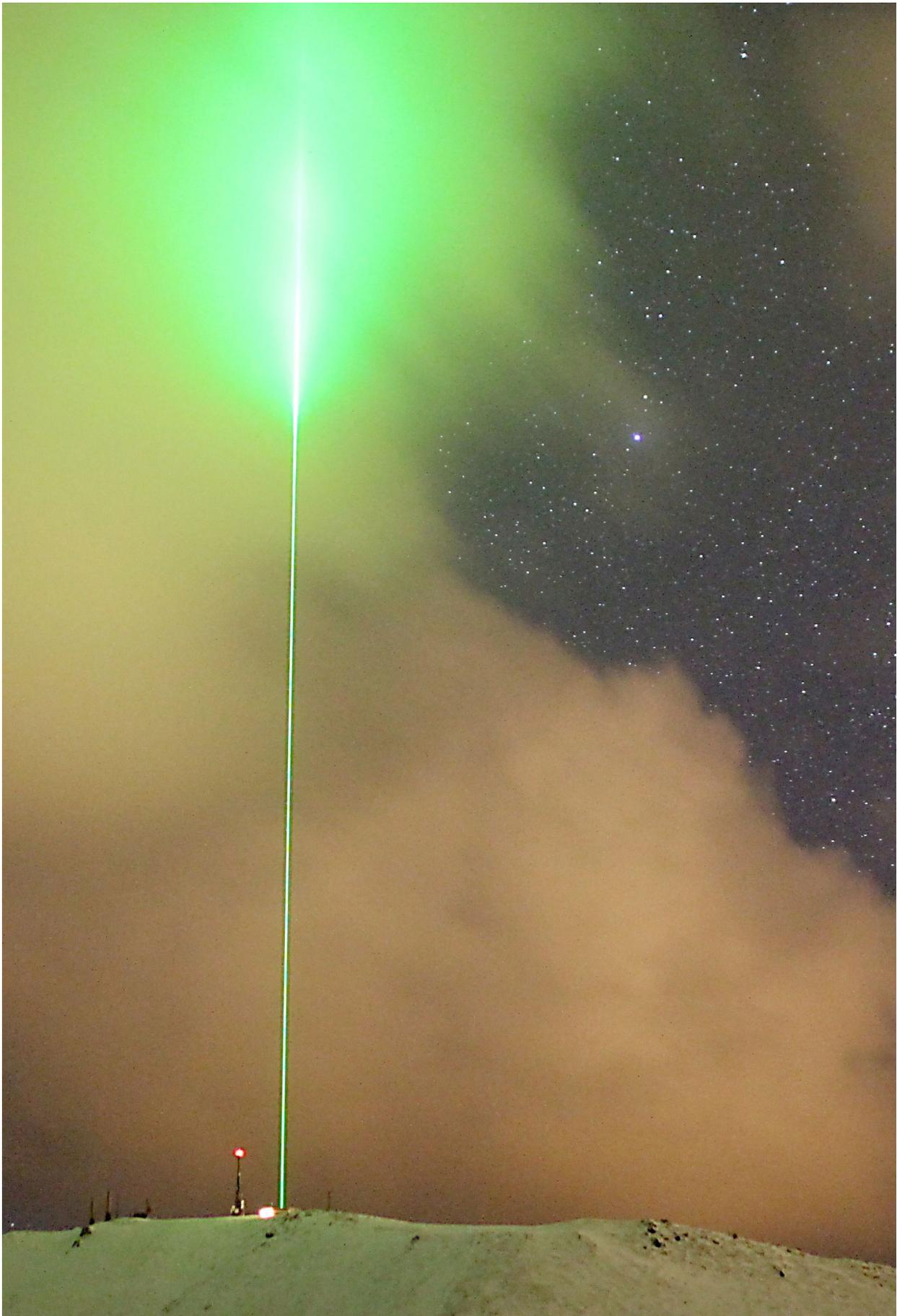
Auffallend in beiden Datensätzen ist außerdem eine Erwärmung der südlichen Winterstratopause. Diese hängt mit einer strahlungsbedingten Verstärkung des Polarwirbels im solaren Maximum zusammen. In der Konsequenz können westwärtige Schwerewellen zu größeren Höhen propagieren und den winterlichen Ast der Sommer-Winterpol-Zirkulation verstärken. Dadurch wird wiederum eine schwache interhemisphärische Kopplung ausgelöst, die den Effekt der intrahemisphärischen Kopplung in der Sommer-MLT verstärkt.

Die Unterschiede zwischen solarem Maximum und Minimum beinhalten insbesondere eine erhöhte Schwerewellenaktivität in der Sommermesosphäre.

Dies lässt sich in beiden Datensätzen einfach nachweisen (nicht gezeigt) und steht im Einklang mit der verstärkten westwärtigen Windkomponente. Daher kann die interhemisphärische Kopplung im solaren Maximum grundsätzlich die Sommermesopause-region stärker beeinflussen als im solaren Minimum (in einem hypothetischen Fall ohne Schwerewellen in der Sommermesosphäre wäre die interhemisphärische Kopplung bedeutungslos).

### Einfluss von QBO und Sonne auf die MLT

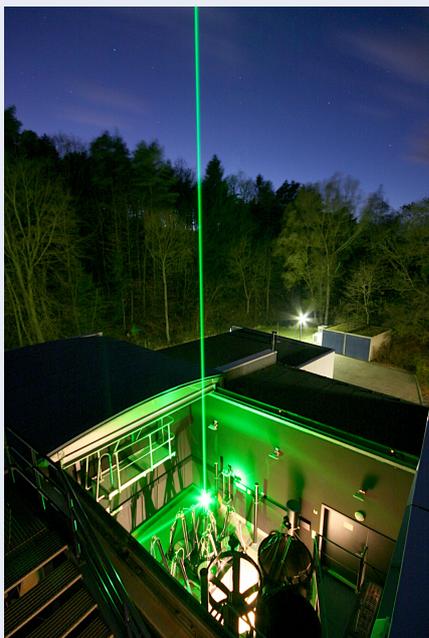
Der elfjährige Sonnenfleckenzyklus bewirkt insgesamt eine erhöhte Erwärmungsrate durch Absorption kurzwelliger Strahlung in der sommerlichen mittleren Atmosphäre. Daraus ergibt sich über die intrahemisphärische Kopplung eine Verstärkung des Schwerewellenantriebs im solaren Maximum. Die damit verbundene dynamisch induzierte Abkühlung wird in der realen Atmosphäre durch die erhöhte Strahlungsabsorption gerade kompensiert. Die QBO bewirkt über den Holton-Tan-Effekt im Januar eine interhemisphärische Kopplung, so dass die südliche Sommermesopause bei QBO-Ost wärmer ist und etwas nach unten verschoben ist. Diesen Effekt kann man in der realen Atmosphäre nur dann nachweisen, wenn man nach den Phasen des solaren Zyklus unterscheidet und so eine Überlagerung von interhemisphärischer und intrahemisphärischer Kopplung ausschließt.



Laserstrahl des ALOMAR RMR-Lidar auf dem Berg Ramnan bei Andenes

## Die Abteilung Optische Sondierungen

In der Abteilung Optische Sondierungen werden an mehreren Standorten verschiedene Lidars zur bodengebundenen Fernerkundung der Atmosphäre und zum Studium von Temperaturen, stratosphärischen und mesosphärischen Aerosolen und Eisteilchen, Metallschichten und Winden eingesetzt.



**Links:** Blick in die Teleskophalle in Kühlungsborn

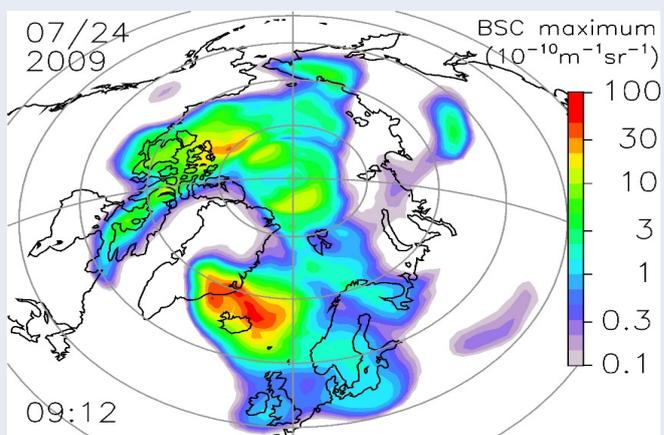
**Oben:** ALOMAR-Observatorium bei Andenes mit geschwenkten Laserstrahlen des RMR-Lidars, rechts im Bild das transportable Fe-Lidar

Darüber hinaus wurde in den letzten Jahren die ballongetragene Nutzlast LITOS zur Bestimmung stratosphärischer Turbulenz entwickelt, fortlaufend verbessert und mehrmals gestartet.

Da ein Hauptinteresse der Lidar-Messungen die Untersuchung mesosphärischer Eisteilchen ist, wird in der Abteilung auch das Modell LIMA/MIMAS entwickelt, dessen Schwerpunkte die Modellierung mesosphärischer Eiswolken und Trendanalysen sind.

**Unten:** Mit LIMA/MIMAS modellierte NLC über der Nordpolarkalotte

**Rechts:** Aufstieg einer LITOS-Nutzlast



## 4 Stationen der optischen Sondierung mit Lidar-Systemen

M. Priester, G. Baumgarten, K. Baumgarten, A. Brand, G. von Cossart, J. Fiedler, M. Gerding, J. Hildebrand, J. Höffner, T. Köpnick, L. Leitert, F.-J. Lübken, A. Mauer, R. Ostermann, C. Ridder, R. Wörl, T. P. Viehl

Das IAP betreibt stationäre Lidarsysteme in Kühlungsborn (54° N) sowie auf ALOMAR (69° N). Das mobile Lidar war bis 2012 in Davis (69° S) stationiert und wird seit 2014 ebenfalls auf ALOMAR betrieben.

Zu den wissenschaftlichen Schwerpunkten des IAP gehören die Erforschung der mittleren Atmosphäre und die Untersuchung der vertikalen und meridionalen Kopplung. Dazu werden unter anderem Lidarmessungen über einen weiten Höhenbereich von teilweise 1 bis über 100 km Höhe durchgeführt. Breitenabhängige Prozesse werden durch Lidarmessungen an verschiedenen Standorten erfasst, die sowohl mittlere Breiten (Kühlungsborn, 54° N) als auch hohe Breiten (Andenes, 69° N, und Davis, 69° S) abdecken. Die Lidarinstrumente werden vor allem zur Beobachtung thermodynamischer Parameter, wie Temperatur und Wind, sowie geschichteter Strukturen in der Meso- und unteren Thermosphäre, wie leuchtender Nachtwolken (NLC) oder Metallschichten, eingesetzt.



**Abb. 4.1:** IAP-Hauptgebäude in Kühlungsborn mit den Laserstrahlen der RMR-Lidars (grün sowie infrarot und ultraviolett)

Ein gemeinsamer Aspekt der Messungen an allen Standorten ist die Untersuchung von leuchtenden Nachtwolken (NLC), die nur im Sommer und vor allem in polaren Breiten und gelegentlich auch in mittleren Breiten (siehe Kap. 7, 11 und 16) beobachtet werden, und zwar sowohl bei Tageslicht als auch nachts. Die Messungen in Kühlungsborn bei Dunkelheit haben ein sehr gutes Signal-Rausch-Verhältnis.

Auf diese Weise können auch schwächste NLC und z. B. ihre Jahr-zu-Jahr-Variation erfasst werden. Seit 2010 werden Messungen mit dem RMR-Lidar in Kühlungsborn unabhängig von der Tageszeit und dem Sonnenstand durchgeführt und erlauben Aussagen zur tageszeitlichen Variation in mittleren Breiten und der Abhängigkeit von Wind und Temperatur.



**Abb. 4.2:** ALOMAR RMR-Lidar in Nordnorwegen. Die Laserstrahlen sind für Windmessungen 20° aus dem Zenit geneigt.

Gleichzeitige Messungen von NLC und den ebenfalls auf Eisteilchen zurückzuführenden mesosphärischen Sommerechos (MSE, gemessen mit dem OSWIN-Radar) geben zusätzliche Hinweise auf den Anteil sehr kleiner Eispartikel und damit den „Lebensweg“ der Eiswolke (siehe Kap. 16). Darüber hinaus ermöglichen diese gleichzeitigen NLC-MSE-Messungen Rückschlüsse auf die Elektronendichte in der Dämmerung und die minimal für MSE notwendige Ionisation der Atmosphäre.

Die Messungen mit dem RMR-Lidar finden nicht nur im Sommer, sondern ganzjährig bei Tag und Nacht statt. Sie ermöglichen die Bestimmung der Temperatur in der Stratosphäre und Mesosphäre. Jedes Jahr entsteht so ein Datensatz von rund eintausend Stunden Temperaturdaten aus der Stratosphäre und Mesosphäre. Neben Schwerewellen können hieraus insbesondere vertikale Profile von Gezeiten abgeleitet werden sowie ihre Variation auf Skalen von wenigen Tagen bis Monaten (siehe Kap. 8).

Das ALOMAR RMR-Lidar in Andenes (69°N) erlaubt die Beobachtung von Temperaturen, Aerosolen und Winden sowie deren Variation in der Stratosphäre und Mesosphäre bei Tag und Nacht. Diese Arten von Messungen werden seit 1994 durchgeführt. Der daraus entstandene Datensatz umfasst inzwischen 14 200 Stunden an Lidarmessungen.



**Abb. 4.3:** Im Jahr 2014 wurde das Fe-Lidar nach einem Zwischenstopp in Kühlungsborn nach ALOMAR transportiert.

Da das Lidar bei Tag und Nacht betrieben werden kann und einen weiten Höhenbereich abdeckt, sind Untersuchungen der zeitlichen Variation von Temperatur und Wind aufgrund von Schwerewellen und Gezeiten möglich (siehe Kap. 14). Die hohe zeitliche Auflösung ermöglicht darüber hinaus statistisch aussagekräftige Auswertungen mit denen Phänomene erkannt werden können, die ansonsten in der Variabilität durch z. B. Schwerewellen untergehen (siehe Kap. 13). Die Messungen des RMR-Lidars am ALOMAR-Observatorium werden durch eine Reihe weiterer aktiver und passiver Fernerkundungsinstrumente ergänzt, die vom IAP und anderen internationalen Instituten betrieben werden (siehe Kap. 2, 17). Mit den Lidarmessungen werden außerdem In-situ-Messungen mit Höhenforschungsraketen unterstützt, die von dem nur wenige Kilometer entfernten Andøya Space Center gestartet werden (siehe Kap. 21).

Neben den stationären Lidar-Systemen in Kühlungsborn und Andenes betreibt das IAP ein mobiles Doppler-Resonanzlidar, das von Kalium auf Eisen umgestellt wurde, um auch am Tag Messungen zu ermöglichen, die nahezu frei sind von solarem Untergrund (Abb. 4.3). Im Vergleich zu allen anderen Lidars weltweit ist der solare Untergrund am Tag wesentlich geringer und erlaubt selbst bei hohem Sonnenstand und ungünstigen Wetterbedingungen (z. B. Cirrus) Messungen, die kaum noch vom

Tageslicht beeinflusst werden.

Nach ca. einem Jahr Vorbereitung wurde das Fe-Lidar im August 2010 zur australischen Antarktis-Station Davis (69°S) verschifft, wo von Dezember 2010 bis Dezember 2012 Doppler-Temperaturen, Doppler-Vertikalwinde, Eisendichten, NLC und Rayleigh-Temperaturen gemessen wurden (siehe Kap. 1, 6, 7). Trotz der widrigen klimatischen Bedingungen in der Antarktis konnten in nur 2 Jahren annähernd 3000 Stunden an Daten gesammelt werden, wobei der gesamte Jahresgang erfasst wurde. Zusammen mit den vom AAD (Australian Antarctic Division) durchgeführten Radarmessungen von PMSE und weiteren Instrumenten vor Ort existiert damit ein einmaliger Datensatz aus der Südhemisphäre, der bereits in mehrfacher Hinsicht unerwartete Ergebnisse erbracht hat. Abbildung 4.4 zeigt das Fe-Lidar in Davis im aufgebauten Zustand.



**Abb. 4.4:** Das mobile Fe-Lidar auf der australischen Antarktisstation Davis (69°S)

Bereits seit 2008 kann das mobile Fe-Lidar über viele Monate von ferne aus betrieben werden. Alle Systeme sind fernschaltbar und wartungsarm. Auf ALOMAR werden Messungen aus Sicherheitsgründen im Allgemeinen von Mitarbeitern vor Ort durchgeführt. Bei technischen Schwierigkeiten mit der komplexen Technik können erfahrene Mitarbeiter von ferne jederzeit eingreifen. Selbst in Davis wurde das System grundsätzlich vom Nachbargebäude aus betrieben. Mangels geeigneten Internets war ein Betrieb aber nur von Davis aus möglich. Als Folge waren bis zu 3 Benutzer vor Ort notwendig. Seit der Inbetriebnahme auf ALOMAR im Jahre 2014 wurden bereits ca. 1500 Stunden an Messungen durchgeführt, ohne dass größere Wartungsmaßnahmen erforderlich waren. Damit konnte in weniger als 2 Jahren der Jahresgang weitgehend erfasst werden und ein vergleichbarer Datensatz zu Davis gewonnen werden.

## 5 Mobiles Doppler-Lidar mittels diodengepumpten Alexandrit-Ringlasers

J. Höffner, T. P. Viehl, R. Wörl, A. Mauer, F.-J. Lübken

Die Entwicklung eines neuartigen, diodengepumpten Alexandrit-Ringlasers bildet die Grundlage zur Entwicklung neuartiger Lidars für Doppler-Messungen in der mittleren Atmosphäre. Die hohe Effizienz und kompakte Bauweise ermöglichen es erstmals, die gesamte Technik solcher komplexen Systeme auf die Größe eines Schreibtisches zu reduzieren.

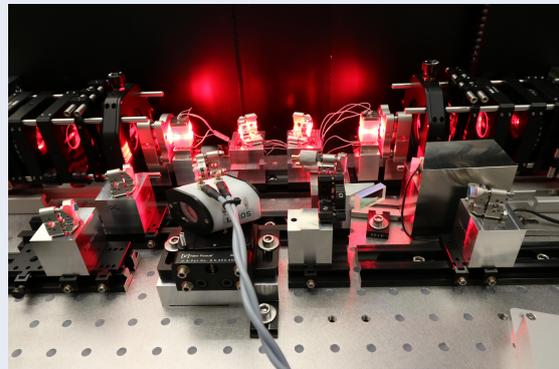
Doppler-Resonanzlidars erfordern extrem aufwendige, gepulste Laser. Sie müssen bei hoher Leistung in der Lage sein, von der Atomphysik vorgegebene Wellenlängen präzise zu erreichen. Gleichzeitig müssen solche Laser sehr hohe Anforderungen an Frequenzstabilität, Linienbreite, spektrale Reinheit und weiterer Parameter erfüllen. Da die Frequenz von Puls zu Puls mit hoher Genauigkeit verändert werden muss, sind auch die Anforderungen an die elektronische Ansteuerung und Messtechnik sehr hoch. Bisher existieren weltweit nur wenige Lidarsysteme, die all diese Anforderungen erfüllen. Das mobile Fe-Lidar des IAP ist bisher als einziges System kompakt genug, um als transportables Doppler-Resonanzlidar weltweit eingesetzt werden zu können. Zum Einsatz kommt hierbei bisher ein am IAP entwickelter, blitzlampengepumpter Alexandrit-Ringlaser. Seit mehr als 2 Jahrzehnten demonstriert dieses System, dass diese Technologie robust und kompakt genug ist, um in einem 20''-Frachtcontainer untergebracht zu werden (siehe auch Kap. 1).



**Abb. 5.1:** Blitzlampengepumpter Alexandrit-Ringlaser des mobilen Fe-Lidars

Auch wenn das Fe-Lidar seit vielen Jahren von ferne oder Technikern vor Ort betrieben werden kann, ist der technologische Aufwand hoch und der Betrieb schwierig und aufwendig. Abb. 5.1 zeigt den Ringlaser des mobilen Fe-Lidars im offenen Zustand während der Inbetriebnahme im Jahre 2010 in Davis, Antarktis (69°S). Insbesondere an entlegenen Orten ist der Betrieb einer derart komplexen Anlage eine besondere Herausforderung.

Aufbauend auf der am IAP entwickelten Technik wurde daher ein völlig neuartiges Lasersystem entwickelt. In mehrjähriger Kooperation mit dem Fraunhofer-Institut für Lasertechnik (ILT) wurde der Prototyp eines diodengepumpten Alexandrit-Ringlasers vergleichbarer Konzeption entwickelt, der weltweit einmalig hohe Effizienz in kompakter Bauform realisiert. Gegenüber konventionellen blitzlampengepumpten Systemen ist der neu entwickelte Prototyp in Abb. 5.2 bereits in seinem jetzigen frühen Entwicklungsstand ca. 100-mal effizienter und wesentlich kompakter.

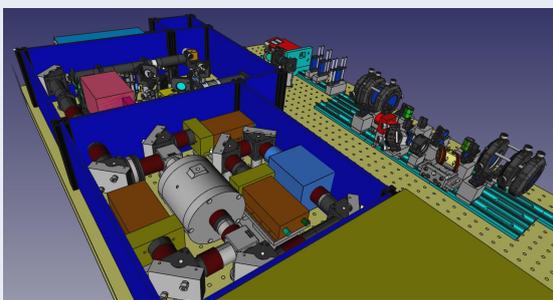


**Abb. 5.2:** Mobiler Prototyp eines diodengepumpten Alexandrit-Ringlasers am ILT

Während der Laser des mobilen Fe-Lidars im Betrieb durchschnittlich 10–15 kW elektrische Leistungsaufnahme benötigt, genügen bei dem diodengepumpten Prototyp bereits ca. 100 W. Aufgrund der hohen Repetitionsrate erreicht der Prototyp bereits jetzt die mittlere optische Leistung vergleichbarer Lidars, wie z. B. das Natrium-Lidar auf ALOMAR. Mit einer Größe von nur ca. 90 × 25 cm<sup>2</sup> ist der Laser dabei wesentlich kompakter als vergleichbare Lasersysteme weltweit.

Nach erfolgreicher Demonstration eines ersten Ringlasers befindet sich am ILT ein optimiertes transportables System im Aufbau, das in den nächsten Monaten ausgiebig am IAP getestet werden soll. Gegenüber dem Prototyp wurde das neue System mechanisch verbessert, optisch optimiert und für automatischen Betrieb ausgerüstet. Um dieses offene System am IAP betreiben zu können, wird zurzeit am IAP ein spezielles Gehäuse entwickelt, das alle Anforderung an die Luftqualität (Reinraum) und Temperaturstabilität ( $\pm 0,1^\circ\text{C}$ ) gewährleistet.

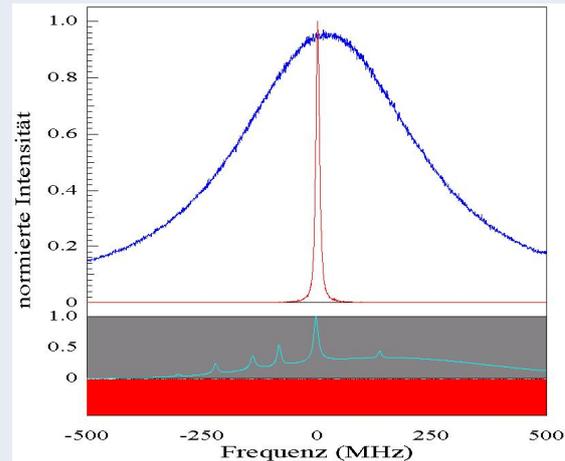
Abbildung 5.3 zeigt schematisch das geplante Gesamtsystem mit diodengepumpten Alexandrit-Ringlaser rechts und optischer Messtechnik links. Gegenüber bestehenden Systemen konnte der technologische Aufwand für Doppler-Messungen am Tage erheblich reduziert werden. Das Gesamtsystem inklusive gepulstem Laser kommt durch den neuartigen Aufbau mit deutlich weniger Komponenten aus und benötigt nur noch ca.  $90 \times 90 \text{ cm}^2$  Stellfläche. Die notwendige Elektronik für das Gesamtsystem inklusive Laser und Kühlung konnte auf zwei kleine 19"-Racks reduziert werden. Die elektrische Leistungsaufnahme des Gesamtsystems beträgt nur noch ca. 750 W.



**Abb. 5.3:** Entwurf eines kompakten Doppler-Lidars

Doppler-Resonanzmessungen an freien Metallatomen in der Mesosphäre erfordern eine spektrale Auflösung von ca. 1 MHz ( $\sim 1 \text{ fm}$ ). Gleichzeitig muss die Laser-Frequenz von Puls zu Puls um ca. 1000 MHz geändert werden. Erst mit einer speziellen Technik zur Stabilisierung der optischen Weglänge des Laser (sog. „Ramp & Fire“) ist es möglich, solche Laser unter allen Umgebungsbedingungen mit der geforderten Präzision zu betreiben, da ansonsten bereits kleinste Vibrationen das System beeinträchtigen. Während das ILT auch zukünftig an der Optimierung des Lasers arbeitet, wird am IAP die notwendige Entwicklung für schnelle Frequenzwechsel von Puls zu Puls in Angriff genommen. Die

exakte Bestimmung aller spektralen Eigenschaften des Systems stellt hierbei hohe Ansprüche an die Messtechnik. Für das neue System wurde ein optischer Aufbau entwickelt, der mit in das Lasergehäuse integriert werden kann. Die hierfür notwendige Technik wurde ursprünglich für das mobile Fe-Lidar des IAP entwickelt und hat sich über viele Jahre unter härtesten Bedingungen immer wieder bewährt, wie auch die erfolgreichen Messungen in der Antarktis zeigen (siehe Kap. 1, 6, 7).



**Abb. 5.4:** Hochaufgelöste spektrale Messung zweier im System eingesetzter spektraler Filter zur Unterdrückung des Tageslichts

Abbildung 5.4 zeigt eine Messung der im System eingesetzten spektralen Filter. Die im oberen Teil blau dargestellte Filterkurve ist ein planares Fabry-Pérot-Etalon hoher Auflösung, welches im System zur Unterdrückung des Tageslichts dient. In Rot dargestellt, mit nur wenigen MHz spektraler Breite, ist ein konfokales Etalon mit dem die Aerosol-Streuung von der Rayleigh-Streuung der Luft getrennt werden kann. Für Doppler-Resonanz-Messungen wird die genaue Frequenz im Vergleich zu einer absolut stabilen Referenz ermittelt, die hier im unteren Teil dargestellt (hellblau) zu sehen ist. Durch vergleichbare Messungen können auch die spektralen Eigenschaften des neuen Lasers genau bestimmt werden. Aufgrund seiner Leistungsfähigkeit und kompakten Bauform wurde das Verfahren durch 2 Patentanmeldungen geschützt. Erreicht der Prototyp alle geforderten Spezifikationen, kann innerhalb weniger Jahre das mittlerweile seit mehr als 20 Jahren im Einsatz befindliche Fe-Lidar durch ein weitaus moderneres System mit völlig neuen Möglichkeiten ersetzt werden.

## 6 Die mesosphärische Eisenschicht in polaren Breiten

T. P. Viehl, J. Höffner, F.-J. Lübken, R. Wörl

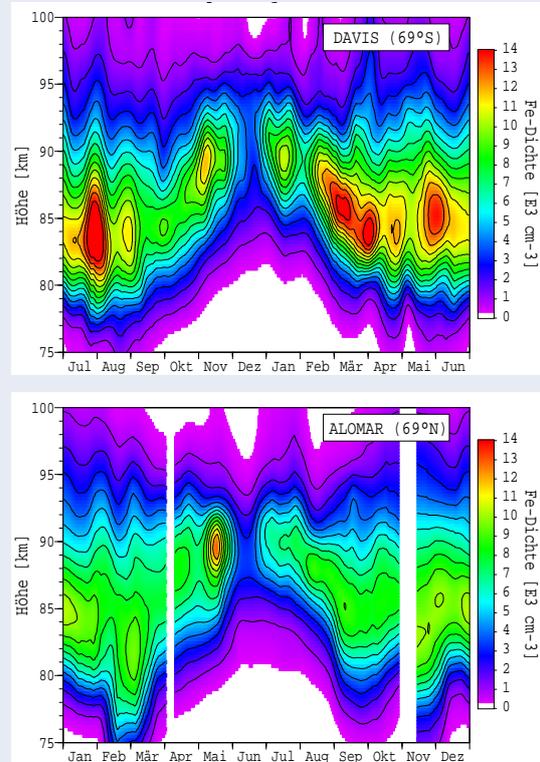
In der Mesopausenregion bilden sich durch die Verdampfung von Meteoroiden atomare Metallschichten. Die Beobachtung der Metallschichten mit Resonanz-Lidar-Systemen erlaubt es, einzigartige Erkenntnisse über die Temperaturstruktur, Dynamik und Chemie der Mesopausenregion zu gewinnen.

Beim Eintritt in die Erdatmosphäre verdampfen täglich zwischen 3 und 300 Tonnen meteorischen Materials. Dabei entstehen in der Region der oberen Mesosphäre und unteren Thermosphäre (MLT) in ca. 70–105 km Höhe Schichten von Metallatomen. Aufgrund der spektralen Eigenschaften und der relativ hohen absoluten Dichte eignet sich Eisen dabei besonders für die Fernerkundung mit Lidar-Systemen auch bei Tageslicht.

Metall-Resonanzlidars wie das mobile Fe-Lidar des IAP werden eingesetzt, um aus der Dopplerverbreiterung der Resonanzrückstreuung die Temperatur mit hoher Präzision und Genauigkeit zu bestimmen (siehe auch Kap. 5). Dadurch können einzigartige Erkenntnisse über das Verhalten der Mesopausenregion und der Kopplung der atmosphärischen Schichten gewonnen werden, siehe Kap. 1 und 7. Darüber hinaus lassen sich aus dem Verhalten der Metallatome selbst ebenfalls sehr wichtige Schlüsse über atmosphärische Gezeiten, Schwerwellen, die Chemie der MLT und andere Themen ziehen.

Abbildung 6.1 zeigt den Jahrgang der Eisenschicht in der polaren Mesopausenregion in beiden Hemisphären, zentriert um die jeweilige Sommersonnenwende. Die Dichte ist im Winter im Allgemeinen höher als im Sommer. Besonders zur Sommersonnenwende werden extrem geringe Dichten beobachtet. Darüber hinaus nimmt die Höhengausdehnung der Eisenschicht im Sommer ab und zeigt eine deutliche Hebung der mittleren Höhe. Dieses jahreszeitliche Verhalten wird hauptsächlich durch eine Kombination der globalen Zirkulation und der temperaturabhängigen chemischen Prozesse in der MLT-Region bestimmt.

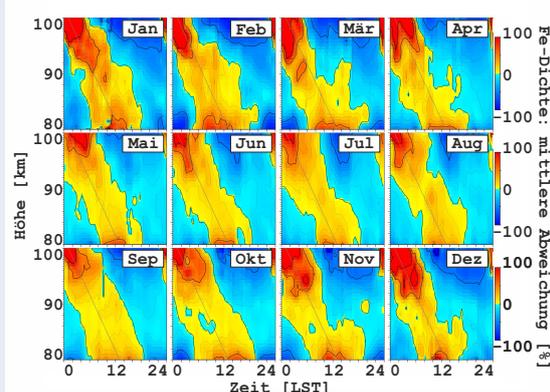
Die Metallchemie stellt dabei die wesentliche Brücke dar, durch die der meteorische Eintrag (Quelle) in Verbindung mit turbulenter und diffusiver Durchmischung durch die Bildung sogenannter Me-



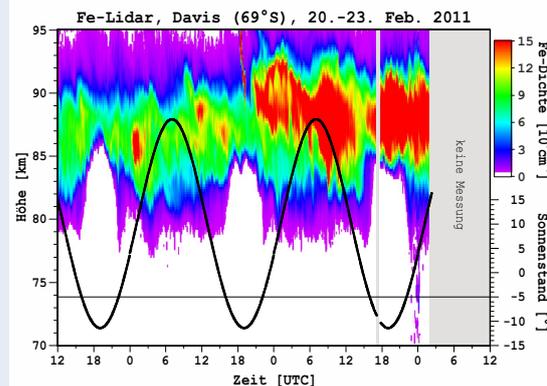
**Abb. 6.1:** Saisonaler Verlauf der mesosphärischen Eisenschicht in der Südhemisphäre (oben) und der Nordhemisphäre (unten), zentriert um die jeweilige Sommersonnenwende

teorstaubpartikel (MSP) kompensiert wird (Senke). MSP dienen als Kondensationskeime für leuchtende Nachtwolken und fallen in niedrigere atmosphärische Schichten aus. Atomarer Sauerstoff und Ozon, deren Konzentrationen in starker Abhängigkeit zur Sonneneinstrahlung stehen und die einen wesentlichen Einfluss auf das Strahlungsbudget in der Mesopausenregion haben, spielen für die Chemie der Metalle in der Gasphase eine wesentliche Rolle.

Das Verständnis der Variation der Eisenschicht erfordert folglich die genaue Kenntnis verschiedener beteiligter Prozesse. Andersherum können durch die Analyse des Verhaltens der Eisenschicht eine Reihe von Vorgängen untersucht werden, die von großer Relevanz für die Erforschung der gesamten MLT-Region sind. So konnte in vergangenen Studien des IAP bereits gezeigt werden, dass der Einfluss



**Abb. 6.2:** Relative Änderungen der Eisendichte in der MLT-Region über Davis, Antarktis (69°S). In allen Monaten zeigt sich der annähernd gleiche gezeitenartige Verlauf.



**Abb. 6.3:** Messungen des Tagesverlaufes der Eisenschicht in der Antarktis. Sobald die Höhe der Mesopause im Bereich der Sonneneinstrahlung liegt, dehnt sich die Eisenschicht nach unten aus.

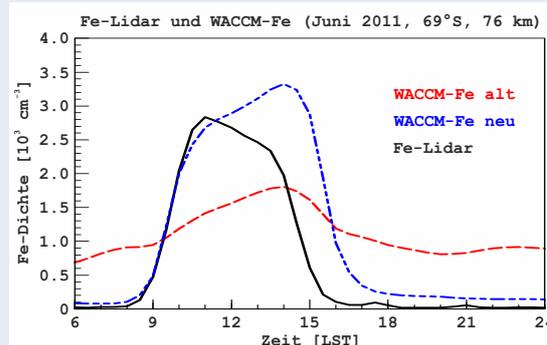
von Eisteilchen (leuchtende Nachtwolken, polare mesosphärische Sommerechos) auf den Jahresgang der Eisenschicht anders als angenommen nur eine untergeordnete Rolle spielt.

Darüber hinaus lassen sich durch die Analyse der Metalldichten räumliche und zeitliche Bereiche abdecken, die durch andere Beobachtungen nicht erreicht werden können. Abbildung 6.2 zeigt das überraschende Verhalten der tageszeitlichen Variation der Eisenschicht in der Antarktis. In allen Monaten zeigt die Eisenschicht einen fast identischen Gezeitenverlauf. Starke Gezeiten sind in polaren Breiten unerwartet und wurden neben der Eisendichte auch in der Temperatur beobachtet. Einen Teil der Erklärung liefert die effiziente Photolyse von Eisen(I)-hydroxid (FeOH). Messungen des mobilen Fe-Lidars des IAP haben ergeben, dass dieser Prozess sehr schnell und maßgeblich für die Ausdehnungen der Unterkante der Eisenschicht verantwortlich ist (Abb. 6.3). Durch eine neue Analyse wurde erstmals der zugehörige und bislang unbekannte Photolysekoeffizient ermittelt. Zusätzlich wurden weitere chemische Reaktionsraten präzisiert, die bisher in Labormessungen nicht genau bestimmt werden konnten.

Neue Modellrechnungen zeigen, dass die Wiedergabe des Tagesganges mit der neu bestimmten Photolyserate und chemischen Koeffizienten deutlich verbessert wird. Abbildung 6.4 zeigt, wie die Lidar-Beobachtungen insbesondere zum Sonnenaufgang wesentlich besser wiedergegeben werden als zuvor. Da die Sonne im polaren Sommer jedoch niemals untergeht, bleibt noch eine Reihe von Fragen offen

und das Gezeitenverhalten ist weiterhin nicht vollständig verstanden. Die Messungen deuten darauf hin, dass zu größeren Höhen die Rekombination ionisierter Eisen(II)-oxid-Moleküle ( $\text{FeO}^+$ ) einen relevanten Einfluss hat.

Derzeit werden am IAP neue dreidimensionale Modellrechnungen der Metallchemie analysiert, die in einer Kooperation mit der Universität Leeds in England durchgeführt werden. Dabei werden unter anderem die neuesten chemischen Erkenntnisse, die Ionisierung sowie horizontale und vertikale Transportprozesse berücksichtigt. Dadurch soll das Gezeitenverhalten der mesosphärischen Metalle und damit die gesamte Dynamik der MLT besser verstanden werden.



**Abb. 6.4:** Neue Modellrechnungen (blau) berücksichtigen Reaktionsraten, die aus Lidar-Beobachtungen des IAP abgeleitet werden konnten. Damit wird der Tagesverlauf der Eisenschicht (schwarz) nun wesentlich besser erklärt als bisher (rot).

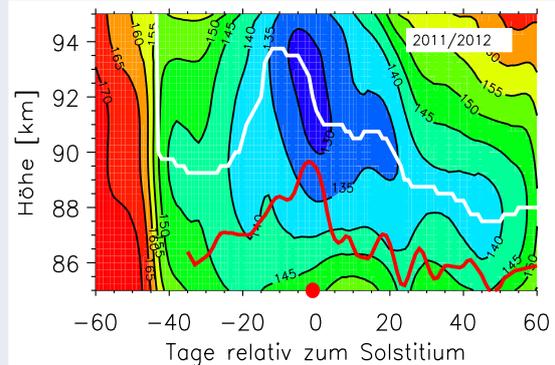
## 7 Sprunghafte Änderung der Sommermesopause in der Antarktis

J. Höffner, T. P. Viehl, F.-J. Lübken

Temperaturmessungen mit dem mobilen Fe-Lidar in Davis (69°S) in der Antarktis ergaben eine unerwartet kalte und hoch liegende Mesopause mitten im Sommer, wie sie zuvor noch nie beobachtet wurde. Parallele Radar-Messungen zeigen gleichzeitig ungewöhnliche Winde. Der Vergleich zur Nordhemisphäre demonstriert, wie wichtig der antarktische polare Vortex der Stratosphäre für die Mesopausenregion der Südhemisphäre ist.

Von Dezember 2010 bis Dezember 2012 wurden mit dem mobilen Fe-Lidar in Davis, Antarktis (69°S), Temperaturmessungen im Bereich der Mesopause durchgeführt. Dabei konnte in nur 2 Jahren ein hochaufgelöster Datensatz der thermischen Struktur der Mesopausenregion gewonnen werden, der insbesondere auch den schwierig zu erfassenden Sommer vollständig abdeckt. Während es in der Antarktis bisher nur sehr wenige präzise Temperaturmessungen in der Mesopausenregion gab, erlauben nun mehr als 1000 Stunden zeitlich und räumlich hochaufgelöste Sondierungen einen genauen Blick auf den Sommerzustand dieser Region. Dabei zeigte sich, dass die Mesopause im Sommer für kurze Zeit einige Kilometer höher liegt und ungewöhnlich kalt ist. Dieses Phänomen tritt nur für sehr kurze Zeit auf und wurde zuvor noch nie beobachtet. Für einen relativ kurzen Zeitraum von wenigen Wochen ist die Mesopause nicht nur deutlich höher als in der Nordhemisphäre (NH), sondern zugleich kälter, was im Widerspruch zu bisherigen Modellen steht.

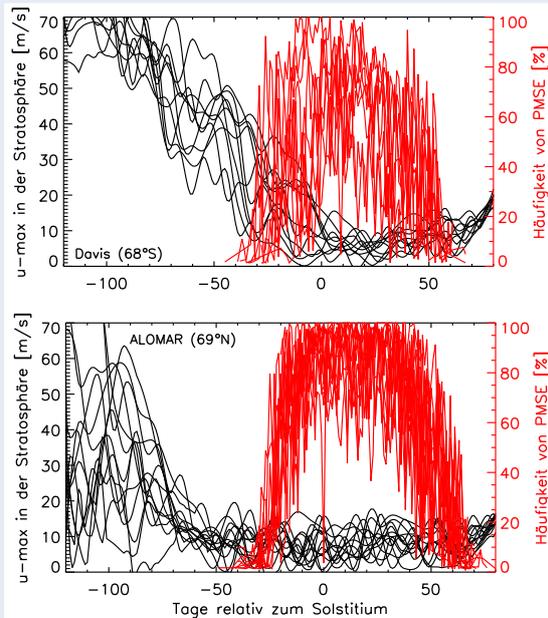
Abbildung 7.1 zeigt die mit dem Fe-Lidar gemessene Temperatur für die Sommersaison 2011/2012. Die weiße Linie ist die Höhe der Mesopause, wo die niedrigsten Temperaturen der gesamten Atmosphäre beobachtet werden. PMSE, also Radarechos aufgrund von geladenen Eisteilchen (siehe Kap. 18), werden einige Kilometer niedriger beobachtet (rote Linie). Anders als in der NH zeigen auch die PMSE der Südhemisphäre (SH) ein ungewöhnliches Verhalten. Für eine kurze Zeit steigt die Höhe, in der PMSE beobachtet werden, an und folgt generell im zeitlichen Verlauf dem Verhalten der einige Kilometer darüber liegenden Mesopause. Damit unterscheidet sich die Mesopausenregion der SH deut-



**Abb. 7.1:** Höhe der Mesopause (weiß) und PMSE (rot) im Vergleich zur gemessenen Temperatur (Farbskala) um Solstitium auf der Südhemisphäre (21. Dezember)

lich von der NH, wo die Höhen der Mesopause und der PMSE vergleichsweise konstant sind.

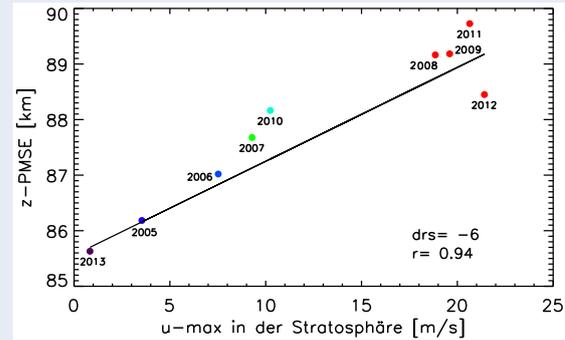
Nachfolgende Auswertungen langjähriger Windmessungen, die in Davis vom AAD (Australian Antarctic Division) mittels Radar durchgeführt wurden, zeigten im selben Zeitraum ein ungewöhnliches Verhalten der stratosphärischen Zonalwinde. Dabei treten sowohl die kalte und hoch liegende Mesopause als auch die Änderung im Zonalwind nicht jedes Jahr auf. In einigen Jahren ähnelt die Mesopausenregion der SH sehr derjenigen in der NH, wohingegen in anderen Jahren, wie in Abb. 7.1, deutliche Unterschiede beobachtet werden. Anders als in der NH bricht der im Frühjahr auftretende polare Vortex der Stratosphäre, der auch für das Ozonloch von entscheidender Bedeutung ist, erst wesentlich später zusammen. In einigen Jahren erfolgt diese Umstellung auf die Sommerzirkulation so spät, dass sie die Sommermesopause stark beeinflusst. In der NH dagegen erfolgt diese Umstellung jedes Jahr deutlich früher. Abbildung 7.2 zeigt den Vergleich des maximalen stratosphärischen Zonalwindes im Bereich 10–100 hPa und die Häufigkeit von PMSE in ca. 86 km Höhe, also nahe der Mesopause. In der SH erfolgt die Umstellung in der Zirkulation der Stratosphäre in manchen Jahren so spät, dass sich Schwerewellen anfangs nicht durch die Stratosphäre hindurch bis in die Mesopausenregion ausbreiten können. Da Schwerewellen einen wesentlichen Einfluss auf die mittlere Zirkulation und damit auf die Temperatur der Sommermesopause



**Abb. 7.2:** Stratosphärischer Zonalwind (schwarz) und PMSE (rot): Vergleich von Südhemisphäre (oben) und Nordhemisphäre (unten).

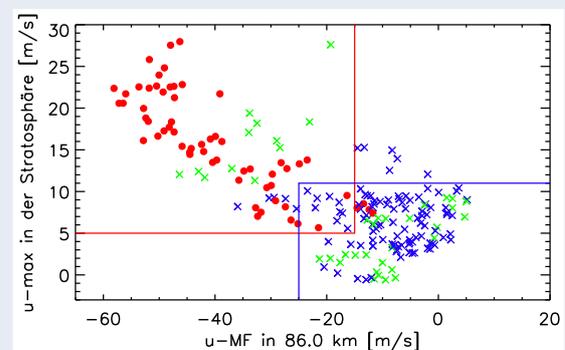
haben (siehe Kap. 1), treten in der SH in diesen Jahren deutlich andere Bedingungen auf als in der NH. In der NH erfolgt die Umstellung auf die Sommerzirkulation in allen Fällen deutlich früher. Das erste Auftreten von PMSE und auch der weitere Verlauf ähneln sich sehr stark von Jahr zu Jahr und werden nicht mehr durch den polaren Vortex beeinflusst. Wie stark die Bedingungen der Stratosphäre die Mesosphäre beeinflussen, wird anhand der Daten aus der SH deutlich. Die unerwartet starken Variationen von Jahr zu Jahr in der SH machen die Antarktis zu einem idealen Ort, um den Einfluss der Stratosphäre auf die Mesosphäre im Detail zu untersuchen. So zeigt sich z. B. eine starke Korrelation des maximalen stratosphärischen Windes mit der mittleren Höhe der PMSE nahe der Mesopause. In Abb. 7.3 wird deutlich, dass die Höhe der PMSE am 15. Dezember kurz vor Solstitium mit dem vorherrschenden Wind der Stratosphäre korreliert ist. In Jahren mit starken Zonalwinden treten PMSE in größerer Höhe auf, was so in der NH nicht beobachtet werden kann.

Wie stark der Einfluss des polaren Vortex auf die Mesopausenregion ist, zeigt sich in vielfältiger Form. In Abb. 7.4 ist der mittlere maximale stratosphärische Zonalwind dem Zonalwind in 86 km Höhe gegenüber gestellt. In Jahren mit hochliegenden PMSE (rote Punkte) ist auch der Zonalwind in 86 km



**Abb. 7.3:** Korrelation der Höhe von PMSE mit dem stratosphärischen Wind kurz vor Solstitium

systematisch anders als in Jahren, in denen PMSE in niedrigerer Höhe beobachtet wurden (Kreuze). Dabei entsprechen die Kreuze weitgehend den Bedingungen der NH. Damit erstreckt sich der Einflussbereich des polaren Vortex der Stratosphäre bis in die untere Thermosphäre, und die großräumige Zirkulation der Atmosphäre wird auf globalen Skalen beeinflusst. Die Messungen des mobilen Fe-Lidars haben damit wesentlich zu einem besseren Verständnis der oberen Atmosphäre insbesondere der polaren Regionen beigetragen. Erst durch die Entdeckung der kalten, hochliegenden Mesopause konnte ein tieferes Verständnis der Unterschiede von NH und SH entwickelt werden. Die laufenden Messungen des mobilen Fe-Lidars in ALOMAR (69°N) seit 2014 werden erstmals einen genaueren Vergleich der thermischen Struktur der NH und SH bei vergleichbarer geographischer Breite gestatten. Die Messungen bei Davis verdeutlichen, dass mehrjährige, routinemäßig durchgeführte Messungen, die auch die Variabilität der Atmosphäre erfassen, letztendlich für ein genaues Verständnis der zugrunde liegenden Prozesse notwendig sind.



**Abb. 7.4:** Korrelation des maximalen stratosphärischen Zonalwindes mit dem Zonalwind in 86 km Höhe (Details: siehe Text)

## 8 Variabilität der Temperaturgezeiten über Kühlungsborn

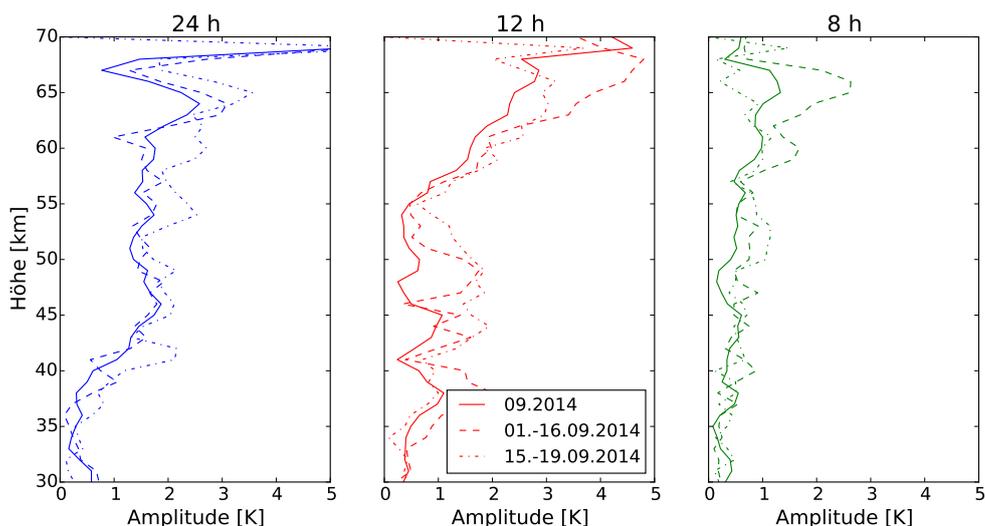
M. Gerding, K. Baumgarten, J. Höffner, M. Kopp, T. Köpnick, F.-J. Lübken

Gezeiten in der Atmosphäre werden häufig als gleichmäßiges Wellenphänomen angesehen, dessen Amplitude und Phase an einem Ort über mehrere Wochen konstant bleibt. Kontinuierliche Lidarmessungen zeigen aber, dass die Amplituden der verschiedenen Gezeitenkomponenten sehr stark variieren. Auch die Phasen ändern sich teilweise so stark, dass die Monatsmittelwerte der Amplituden nicht repräsentativ sind. Dies hat z. B. Auswirkungen auf die Interpretation von Satellitendaten oder anderer Datensätze mit langen Mittelungszeiten.

Aufgrund der Einstrahlung von Sonnenenergie in die Atmosphäre kommt es zu periodischen Aufheizungen der Atmosphäre und zur Anregung von Wellen mit Perioden von 24 h, 12 h usw. Diese als Gezeiten bezeichneten Wellen können sich global ausbreiten. Sie transportieren dabei ähnlich wie Schwerewellen Energie von der unteren Atmosphäre bis in die Mesopausenregion und darüber hinaus. Außerdem bilden Gezeiten aufgrund ihrer relativ großen Wellenlänge und Periode die Hintergrundbedingungen für die Ausbreitung bzw. Brechung von (kurzperiodischen) Schwerewellen. Eine

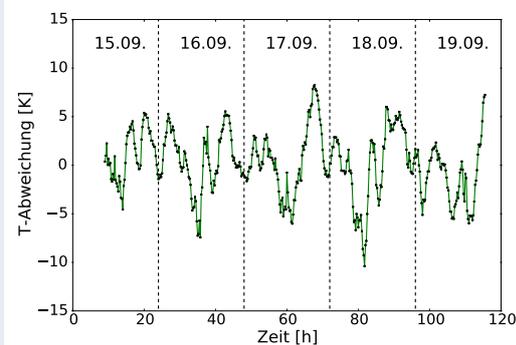
genaue Kenntnis der Gezeiten und ihrer Variabilität ist daher nicht zuletzt auch für das Verständnis des Energietransports durch Schwerewellen entscheidend. Satellitenmessungen liefern hier zwar globale Analysen, benötigen jedoch typischerweise Mittelungszeiten von rund zwei Monaten. Radars liefern an einzelnen Standorten auch zeitlich hochaufgelöste Analysen der Windvariation, decken jedoch nur einen Höhenbereich oberhalb von rund 70 km ab. Lidars können demgegenüber auch Gezeiten in geringeren Höhen bis hinunter zu rund 30 km nachweisen. Mit dem Kühlungsborner RMR-Lidar werden seit 2010 regelmäßige Temperatursondierungen bei Tag und Nacht durchgeführt und Gezeitenparameter abgeleitet. Neben der jahreszeitlichen Variation rückt dabei die Untersuchung der Variabilität der Gezeiten zunehmend in den Vordergrund.

In Abbildung 8.1 sind die Amplituden der ganztägigen, halbtägigen und dritteltägigen Gezeit im Mittel über alle Messungen im September 2014 gezeigt. Die Amplituden nehmen überwiegend mit der Höhe zu, wie es aufgrund der abnehmenden Luftdichte auch zu erwarten ist. Die 24-h-Gezeit dominiert dabei insbesondere im Höhenbereich von 45 km bis 60 km über die anderen Gezeitenkomponenten. Die achtstündige Gezeit ist meist nur schwach ausge-



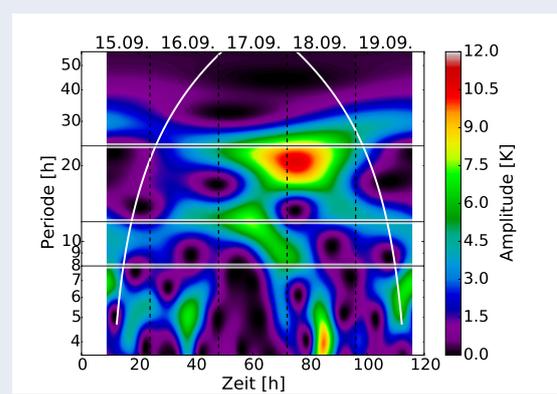
**Abb. 8.1:** Amplituden der ganztägigen (links), halbtägigen (Mitte) und dritteltägigen (rechts) Gezeit aus Lidarmessungen in Kühlungsborn im September 2014. Monatsmittel sind durchgezogen gezeit, Amplituden aus dem ersten Teilzeitraum gestrichelt und aus dem zweiten Teilzeitraum gepunktet. Die Fehler der Amplituden sind zur besseren Übersicht nicht dargestellt. Sie betragen meist zwischen 0,1 K in 35 km und 0,5 K in 65 km Höhe.

prägt. Die Abbildung zeigt außerdem die Amplituden für Teildatensätze. Hier sind zum einen der Zeitraum vom 1. bis 16. September und zum anderen eine durchgehende Messung vom 15. bis 19. September zusammengefasst. Grundsätzlich zeigen alle drei Profile ein ähnliches Verhalten. In einzelnen Höhenbereichen variieren die Amplituden zwischen den Teilzeiträumen aber um bis zu 50 %, z. B. in etwa 60 km Höhe (24 h). Besonders fällt auf, dass in einigen Höhenbereichen vor allem für die halbtägige und dritteltägige Gezeit die mittleren Amplituden kleiner sind als die Amplituden in den Teilzeiträumen, so z. B. um 50 km Höhe oder zwischen 57 km bis 67 km Höhe (12 h). In diesem Fall hat sich durch Änderung der Ausbreitungsbedingungen für die Gezeiten (z. B. aufgrund von Änderungen im Windfeld) nicht nur die Amplitude, sondern auch die Phasenlage der Gezeit in der mittleren Atmosphäre geändert. Die Änderung der Gezeitenparameter sorgt wiederum für sehr variable Umgebungsbedingungen für die Ausbreitung von Schwerewellen. Variabilität und tatsächliche Amplitude der Gezeiten werden deswegen in Monatsmittelwerten nur unzureichend repräsentiert.



**Abb. 8.2:** Zeitreihe der Temperaturabweichung in 60 km Höhe vom Mittelwert für die Messung vom 15. bis 19. September 2014

Abhängig von den Wetterbedingungen erlauben mehrtägige Lidarmessungen sogar die Bestimmung von Gezeiten und ihrer Variabilität auf noch kürzeren Zeitskalen. Zwischen dem 15. und 19. September 2014 konnten über ~110 Stunden durchgehend Lidar-Temperaturmessungen durchgeführt werden. In Abbildung 8.1 ist dieser Datensatz bereits für die Ableitung eines einzelnen Amplitudenprofils genutzt worden. Mit Hilfe einer Wavelet-Analyse lassen sich die verschiedenen Wellen und ihre Variabilität auch noch zeitaufgelöst bestimmen. In



**Abb. 8.3:** Wavelet-Analyse der Temperaturabweichungen aus Abb. 8.2. Die Gezeitenperioden sind durch horizontale Linien markiert. Amplituden zu Beginn und Ende der Messung (d. h. außerhalb der weißen Kurven) sind durch Randeffekte beeinflusst.

Abb. 8.2 ist die zeitliche Entwicklung der Temperaturabweichung vom Mittelwert in 60 km Höhe dargestellt. Offensichtlich überlagern sich hier Wellen mit sehr unterschiedlichen Perioden. Insbesondere an den Nachmittagen des 17. und 18. 09. zeigt sich eine positive Temperaturabweichung, während gegen Mittag starke negative Abweichungen beobachtet werden. Dies deutet auf eine ganztägige Variation hin. Die verschiedenen Perioden werden in einer Wavelet-Analyse näher untersucht (Abb. 8.3). Die Gezeitenperioden sind markiert. Man erkennt, dass alle Gezeitenkomponenten sehr stark variieren (etwa um Faktor 3 bis 4) und in der Mitte des Messzeitraums jeweils ihr Maximum erreichen. Wie auch schon in den mittleren Profilen zu erkennen, erreicht die ganztägige Gezeit die größten Amplituden. Zu diesem Zeitpunkt (Nacht 17./18. September 2014) ist die halbtägige Gezeit gerade sehr schwach ausgeprägt. Im Vergleich zum Monatsmittel (Abb. 8.1) sind die Amplituden der ganztägigen Gezeit für einzelne Tage bis zu fünfmal größer, die der halbtägigen Gezeit immerhin noch fast viermal größer. Dies zeigt erneut, wie stark die Gezeitenamplituden teilweise in den Monatsmittelwerten unterschätzt werden und wie wenig repräsentativ über ein bis zwei Monate gemittelte Gezeitenparameter z. B. aus Satellitendaten für die lokalen Verhältnisse sind.

Die Wavelet-Analyse zeigt auch Schwerewellen mit Perioden von 4 h bis 8 h, die sich mit den Gezeiten überlagern. In zukünftigen Studien soll der Zusammenhang zwischen den Gezeiten und Schwerewellen untersucht werden.

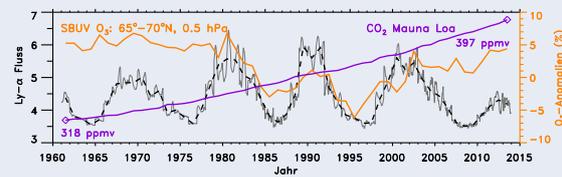
## 9 Trends von NLC/PMC in der Nordhemisphäre von 1961 bis 2013

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

Das Langzeitverhalten von leuchtenden Nachtwolken (NLC, PMC) ist ein potentieller Indikator für Klimaänderungen in der Mesopausenregion. Erstmals konnten die vor kurzem publizierten Trends des Eiswassergehaltes (IWC) von NLC/PMC aus Satellitendaten mittels Eismodellrechnungen (MIMAS) in sehr guter Übereinstimmung nachsimuliert werden. Demnach hat der Eisgehalt in den letzten 35 Jahren zugenommen. Der Klimawandel zeigt sich besonders bei sehr starken NLC-/PMC-Ereignissen. Die Ursache ist eine geringe Abkühlung der Hintergrundatmosphäre in einem Höhenbereich bei 83 km.

In der wissenschaftlichen Klimadiskussion steht der Einfluss des Anstiegs anthropogener Treibhausgase auf die globale Änderung unserer Atmosphäre in den untersten Kilometern im Vordergrund. Allerdings ist die bisher eingetretene mittlere globale Temperaturerhöhung mit 0,85 K von 1880 bis 2012, dies entspricht im Mittel 0,06 K pro Dekade, verhältnismäßig klein. In der Atmosphäre oberhalb von etwa 8 km kehrt sich das Vorzeichen des Treibhauseffekts um: Ein Anstieg der Konzentration von infrarot-aktiven Gasen führt zu einer *Abkühlung* durch eine gesteigerte Emission von Strahlung in den Weltraum. Die globale Veränderung der Atmosphäre findet besonders stark in mittleren Breiten im Sommer in einem Höhenbereich von 50–75 km statt. Beobachtungen (z. B. SSU-Satellitendaten und Lidarmessungen) zeigen, dass zum Beispiel im Zeitraum 1979–1996 die Lufttemperaturen Trendwerte bis zu  $-4$  K/Dekade erreichen. Gründe hierfür sind die Langzeitänderungen der Spurengase  $\text{CO}_2$  und  $\text{O}_3$ , die die Strahlungsbilanz der mittleren Atmosphäre weitgehend dominieren, siehe Abb. 9.1.

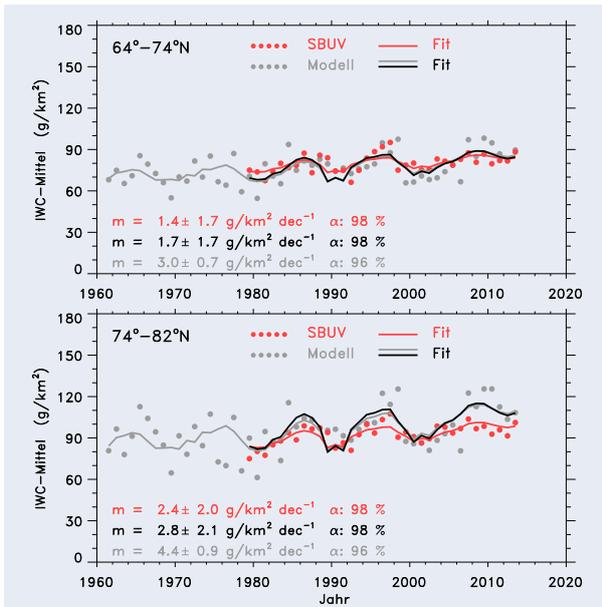
Ein Teilbereich der mittleren Atmosphäre, die Mesopausenregion bei 80–90 km, ist auch die Region, in der seit mehr als 100 Jahren Eiswolken beobachtet werden. Diese Eiswolken (NLC: „noctilucent clouds“, PMC: „polar mesospheric clouds“) existieren in der Sommermesopausenregion polwärts ab ca.  $50^\circ\text{N}$  und können sich nur unter sehr niedrigen Temperaturen unterhalb von etwa 150 K ausbilden. Obwohl der Wasserdampfgehalt in der Mesopausenregion mit 1–7 ppmv sehr gering ausfällt, ist



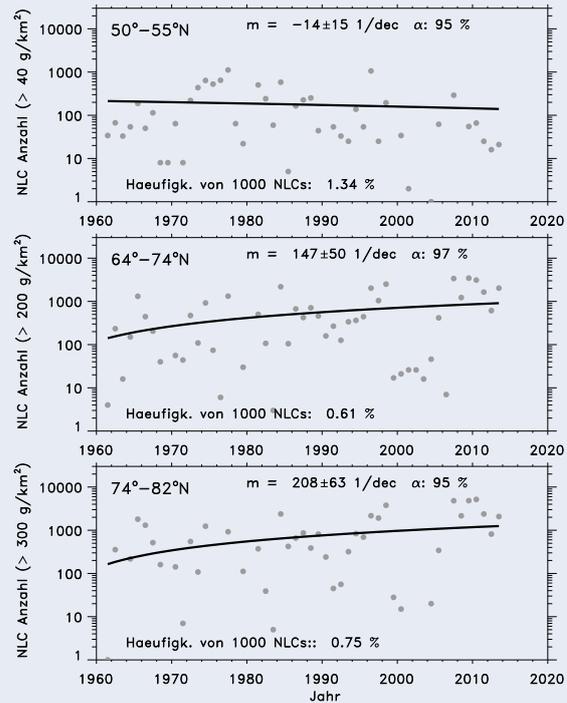
**Abb. 9.1:** Konzentration von Kohlendioxid (Mauna Loa-Observatorium) und relative Ozon-Änderung (obere Stratosphäre/untere Mesosphäre) in Prozent (SBUV Satelliteninstrument für 1979–2013; WMO-Report für 1961–1978) und Solaraktivität beschrieben durch den Ly- $\alpha$ -Fluss für den Zeitraum 1961–2013

diese Feuchtekonzentration ausreichend für die Bildung von Eisteilchen. Die Nukleation und das Wachstum dieser Eispartikel reagiert sehr empfindlich auf Änderungen der Temperatur und des Wasserdampfes. Aus diesem Grund belegt das Langzeitverhalten von NLC/PMC nicht nur einen Klimawandel in der Mesopausenregion, sondern besitzt darüber hinaus eine mögliche Rolle als potentieller Indikator für Klimaänderungen der gesamten Atmosphäre. Die im Jahre 2015 publizierten Untersuchungen zum Langzeitverhalten von NLC/PMC für den Zeitraum 1979–2013 aus Daten der Nimbus-/NOAA-Satelliten (SBUV-Instrument) zeigen eine Zunahme des NLC-/PMC-Eiswassergehalts (IWC: „ice water content“) an, siehe Abb. 9.2. Zum ersten Mal liegen jetzt auch Eismodellrechnungen (MIMAS-Modell) vor, die sehr gut mit den Beobachtungen übereinstimmen. Zum Beispiel zeigen sowohl Modellrechnungen als auch Satellitendaten für den Zeitraum 1979–2013 im Breitenband  $64^\circ$ – $74^\circ\text{N}$  einen positiven (nicht signifikanten) Trend von  $m = 1,7 \pm 1,7 \text{ g km}^{-2}/\text{Dekade}$  (MIMAS) und  $m = 1,4 \pm 1,7 \text{ g km}^{-2}/\text{Dekade}$  (SBUV). Zu höheren Breiten hin ( $74^\circ$ – $82^\circ\text{N}$ ) verstärkt sich der Trend und wird gleichzeitig schwach signifikant. Erweitert man die MIMAS-Simulationen auf den Zeitraum 1961–2013, so werden die Trends hoch signifikant. Wir schließen daraus, dass die jetzige verfügbare Zeitreihe von Satellitendaten mit 35 Jahren vermutlich zu kurz ist, um ein klares Trendsignal auch in den Beobachtungen zu erkennen.

In Abb. 9.3 untersuchen wir das Trendverhalten der



**Abb. 9.2:** Zeitreihe der Eismassen (IWC) der PMCs (saisonale Mittel) und multivariate Fitfunktion aus SBUV-Satellitenbeobachtungen für den Zeitraum 1979–2013 bzw. des MIMAS-Eismodells für den Zeitraum 1961–2013 für das Breitenband 64°–74°N (oben) und 74°–82°N (unten)

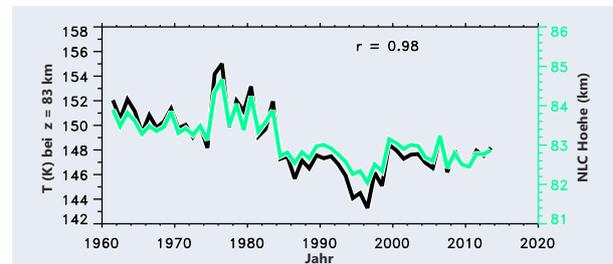


**Abb. 9.3:** Häufigkeit der NLC-Extremereignisse aus dem MIMAS-Modell für den Zeitraum 1961–2013 für das Breitenband 50°–55°N (oben), 64°–74°N (Mitte) und 74°–82°N (unten)

Häufigkeit von extrem starken NLC-/PMC-Ereignissen. Es zeigt sich, dass für die Kühlungsborner Breite (54°N) kein Trend vorliegt, aber mit zunehmender Breite Extremereignisse immer häufiger werden, und schließlich bei 74°–82°N ein mittlerer Zuwachs von 208 Ereignissen pro Dekade existiert (relative Zunahme von 23%/dec). Hierbei handelt es sich um die größten Trends in allen NLC-/PMC-Parametern. Dies belegt die Eigenschaft der sehr starken, wenn auch sehr seltenen, NLCs als möglicher Trendindikator.

Ein weiterer Trendparameter von NLCs/PMCs ist die mittlere Höhe dieser Eisschichten, die sich im Verlauf der Jahre 1961–2013 um ca. 750 m abgesenkt haben, siehe Abb. 9.4. Gleichzeitig besteht eine sehr hohe Korrelation ( $r = 0,98$ ) zwischen den NLC-Höhen und der Temperatur mit einem Abkühlungstrend von  $-0,58 \text{ K/Dekade}$  bei 83 km Höhe. Dieser, im Vergleich zu den bei 55–70 km vorliegenden Trends von bis zu  $-4 \text{ K/Dekade}$ , relativ kleine Temperaturtrend ist die Ursache für die Trends in den mesosphärischen Eisschichten. Des Weiteren zeigen besonders die NLC-Höhen (und damit auch die Temperaturen) einen nicht konstanten Verlauf des Trends, z. B. ein besonders starkes Absinken (Abkühlen) in den Jahren 1979–1997 mit einem nach-

folgenden, näherungsweise konstanten Niveau. Die Ursache hierfür ist der langzeitliche Verlauf des Ozons in 40–60 km Höhe mit dem besonders markanten Ozonabbau in den Jahren 1980–1995 (siehe Abb. 9.1), der eine thermische Abkühlung dieses Höhenbereichs bewirkt, was wiederum mit einer Kontraktion der Atmosphäre einhergeht. Eisschichten bei ca. 83 km Höhe werden von diesem Prozess des Schrumpfens der darunter liegenden Atmosphäre beeinflusst und reagieren mit einer entsprechenden Höhenänderung.



**Abb. 9.4:** MIMAS-Temperaturen (Juli) bei 83 km Höhe zwischen 64°–74°N für die Jahre 1961–2013 mit einem Temperaturtrend von  $m = -0,58 \pm 0,32 \text{ K/dec}$  und modellierte NLC-/PMC-Höhen mit einem Trend von  $m = -0,15 \pm 0,02 \text{ km/dec}$

## 10 Langfristige Variationen von NLC über ALOMAR

J. Fiedler, G. Baumgarten, U. Berger, G. von Cossart, F.-J. Lübken

Die NLC-Zeitreihe des ALOMAR RMR-Lidars (22 Jahre) wird erstmalig hinsichtlich eines Trendterms untersucht. Die Häufigkeit des Auftretens von starken NLC zeigt einen signifikanten Anstieg von 2,5 %/Dekade. Über den betrachteten Zeitraum sind nur sehr kleine Änderungen der NLC-Höhe zu beobachten (bis ca. 300 m).

Die NLC-Messungen mit dem ALOMAR RMR-Lidar begannen im Sommer 1994. Während in den ersten Jahren nur relativ starke Wolken erfasst wurden, können seit 1997 auch schwache Wolken selbst zur Mittagszeit (Sonnenstand bis zu  $44^\circ$  über dem Horizont) detektiert werden. Seitdem ist das Lidar von Anfang Juni bis Mitte August rund um die Uhr betriebsbereit, so dass die Messzeit nur noch durch die Wetterbedingungen limitiert ist. Auf diese Weise wurde von 1994 bis 2015 eine Gesamtmesszeit von 6030 Stunden erreicht. Während 2860 Stunden sind NLC gemessen worden, was einer mittleren Häufigkeit von 47 % entspricht. Dies ist der umfangreichste mit einem Lidar gemessene NLC-Datensatz und mit 22 Jahren eine der längsten NLC-Zeitreihen überhaupt.

Abbildung 10.1 zeigt die höhenaufgelöste tägliche NLC-Häufigkeit als Komposit über 22 Jahre. Die zu Beginn und Ende der Saison geringere Häufigkeit wird durch den jahreszeitlichen Verlauf von Tempe-

ratur und Wasserdampf in der Mesopausenregion bestimmt. Die für die Eisbildung notwendigen tiefen Temperaturen von weniger als 150 K treten über ALOMAR typischerweise Anfang Juni auf und dauern bis Mitte August an. Eine Ausnahme bildete das Jahr 2013, in dem bereits am 21. Mai die erste NLC gemessen wurde. Die Ursache war eine ungewöhnliche stratosphärische Zirkulation mit einem langlebigen Polarwirbel. Die mit dessen späten Zusammenbruch einhergehende planetare Wellenaktivität erzeugte bereits in der zweiten Mai-Hälfte die Bildungsbedingungen für mesosphärische Eisteilchen und war der erste Nachweis für intrahemisphärische Kopplung (Zusammenhang zwischen Zonalwindumkehr in der Stratosphäre und NLC-Beginn) in der Nordhemisphäre. Die Höhenausdehnung von NLC wird im Wesentlichen durch die Temperatur beeinflusst. Die Oberkante befindet sich im Bereich der Mesopause. Hier treten die tiefsten Temperaturen auf und es setzt die Eisbildung ein. Die Eisteilchen sedimentieren nach unten, wobei ihre Größe durch Aufnahme von Wasser zunimmt. In Abhängigkeit von der Detektionsempfindlichkeit werden sie dann für das Lidar sichtbar. Unterhalb von 80 km wird durch Temperaturzunahme die Sättigungsgrenze unterschritten und die Eisteilchen sublimieren.

Die Detektionsempfindlichkeit des Lidars hängt sowohl von dessen technischer Qualität als auch

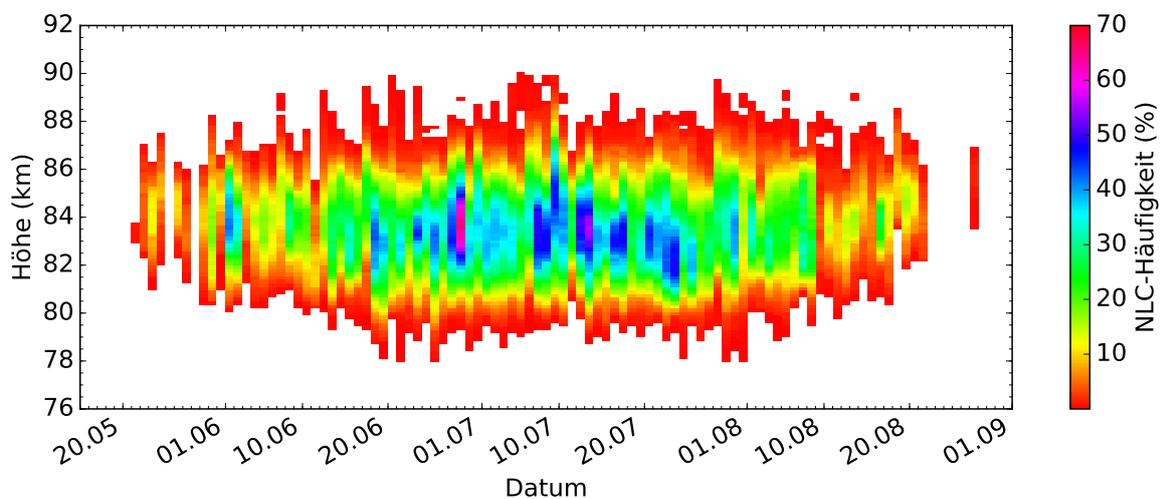
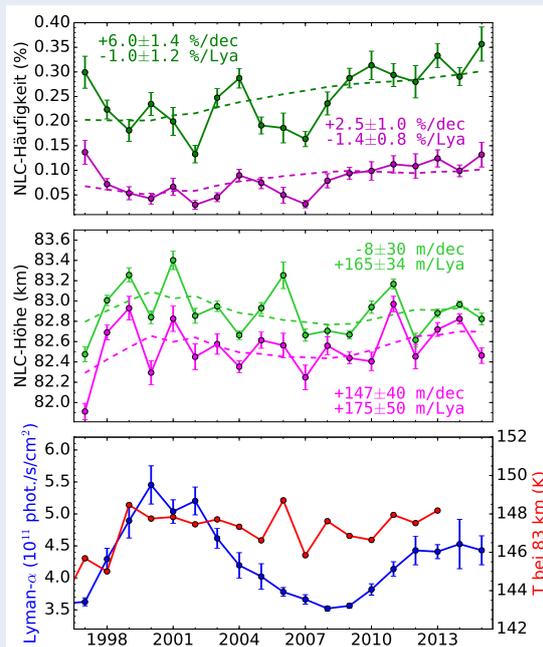


Abb. 10.1: Komposit der täglichen höhenaufgelösten NLC-Häufigkeit über den Zeitraum von 1994 bis 2015.

von der troposphärischen Transmission ab und bestimmt die untere Helligkeitsgrenze von NLC die noch erfasst werden kann. Das Langzeit-Limit für das RMR-Lidar liegt bei einem Volumenrückstreuungskoeffizienten ( $VBC$  in  $10^{-10} \text{ m}^{-1} \text{ sr}^{-1}$ ) von 4. Es befinden sich ca. 53 % aller gemessenen NLC oberhalb dieser Helligkeitsgrenze. Abbildung 10.2 zeigt Zeitreihen der NLC-Häufigkeit für  $VBC > 4$  sowie für starke NLC ( $VBC > 13$ ). Letztere machen nur 16 % aller NLC aus, sind aber für den Vergleich mit Satelliteninstrumenten, wie z. B. SBUV, wichtig. Zusätzlich sind Fitkurven eingetragen, die sich aus einer multiplen linearen Regression bezüglich eines Trendterms und des solaren Lyman- $\alpha$ -Flusses (121,6 nm) ergeben. Der solare Fluss hat über die Photolyse von Wasserdampf Einfluss auf die Bildung von Eisteilchen. Beide Zeitreihen zeigen über den Zeitraum von 19 Jahren einen signifikanten Anstieg. Die Häufigkeit von starken NLC ist außerdem negativ korreliert zum solaren Fluss. Dies wird im Wesentlichen durch das Jahr 1997 verursacht, das sich durch niedrige Temperaturen in der Mesopausenregion bei gleichzeitigem geringen solaren Fluss auszeich-

net (siehe Abbildung 10.2, unten). Beide Parameter wirken in Richtung einer erhöhten Eisbildung. Ohne Berücksichtigung des Jahres 1997 ergibt sich eine Trendzunahme für beide Zeitreihen, und die Korrelation zum solaren Fluss verliert ihre Signifikanz. Die Ursache für den positiven NLC-Trend scheint nicht direkt mit der Temperatur verknüpft zu sein, zumindest zeigen mit LIMA modellierte Temperaturen bei 83 km seit 1999 keinen signifikanten Trend. Der solare Fluss im aktuellen Solarzyklus ist ungewöhnlich klein und erreicht im Maximum nur 85 % des vorherigen Maximums. Dies ist generell für eine erhöhte NLC-Häufigkeit förderlich. Allerdings ist der Anstieg des Flusses nach dem letzten Minimum ab 2009 nicht durch eine erwartete Abnahme, sondern von einer Zunahme der NLC-Häufigkeit begleitet worden. Offenbar haben noch weitere Parameter maßgeblichen Einfluss auf die Häufigkeit der Eisbildung, wie zum Beispiel dynamische Prozesse.

Die Höhe von NLC wurde erstmalig 1889 vermessen und ist die längste mesosphärische Zeitreihe. Die von Modellen berechnete Sensitivität der Höhe bezüglich der Temperatur (ca. 0,26 km/K) macht sie als Tracer für langfristige Temperaturveränderungen in der Mesopausenregion attraktiv. Das Vorzeichen des Trendterms für die RMR-Lidar-Zeitreihe hängt von der Größe der Eisteilchen ab (siehe Abbildung 10.2, Mitte). Während NLC mit Helligkeiten oberhalb des Langzeit-Limits keinen Höhentrend zeigen, ist der Trend für starke NLC positiv. Wie schon bei der Häufigkeit ist das Jahr 1997 auch hier von großem Einfluss. Eine Nichtberücksichtigung kehrt den Trend um: Er verschwindet für starke NLC und ist negativ für das Langzeit-Limit. Zum solaren Fluss ist die NLC-Höhe in jedem Fall positiv korreliert. Generell sind die Höhenänderungen von maximal 300 m über den betrachteten Zeitraum von 19 Jahren sehr klein. Auch der Unterschied zu den vor über 120 Jahren bestimmten NLC-Höhen liegt nur bei wenigen hundert Metern. Innerhalb der natürlichen Variabilität von ca. 1 km hat sich die Höhe praktisch nicht geändert. Die Abhängigkeit des Trendterm-Vorzeichens von der betrachteten Eisteilchen-Population zeigt die Wichtigkeit dieses Parameters. Für zukünftige Vergleiche von NLC-Höhenbestimmungen mittels Lidar mit historischen NLC-Höhen, die meist durch optische Triangulation gewonnen wurden, ist die Kalibrierung beider Methoden daher sehr wichtig.



**Abb. 10.2:** Saisonale gemittelte Parameter für NLC-Helligkeiten oberhalb des Langzeit-Limits (grün) und starke NLC (magenta). Oben: Häufigkeit. Mitte: Höhe. Trendparameter und Sensitivität bezüglich des solaren Flusses ergeben sich aus multipler linearer Regression. Unten: Saisonale Mittel des solaren Lyman- $\alpha$ -Flusses und der Temperatur bei 83 km aus LIMA-Rechnungen für 69°N.

## 11 Die Variabilität von NLC-Teilchengrößen

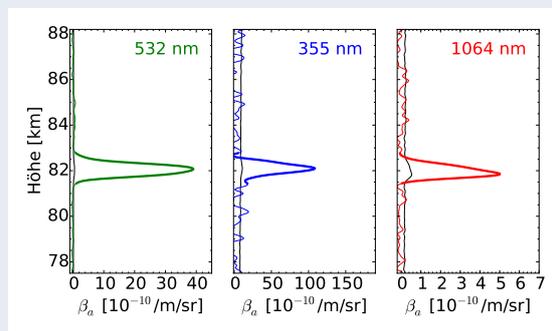
G. Baumgarten, U. Berger, G. von Cossart, J. Fiedler, F.-J. Lübken

Die Eispartikel in leuchtenden Nachtwolken sind nur wenige 10 Nanometer „groß“. Messungen der letzten Jahre haben gezeigt, dass die jährlich gemittelten Teilchengrößen von Jahr zu Jahr nur um wenige Nanometer variieren. Im Gegensatz dazu zeigen neue Beobachtungen mittels Lidar auf kurzen Zeitskalen starke Änderungen. Innerhalb von wenigen Minuten schwankt die mittlere Teilchengröße um mehr als 50 Prozent.

Die Größe der Eispartikel ist entscheidend für mikrophysikalische Prozesse innerhalb der NLC, aber auch für die Umverteilung von Wasserdampf in der Mesopausenregion. Es gibt einige Fernerkundungsinstrumente, die Informationen über die Teilchengrößen ableiten können, eine Übereinstimmung der Ergebnisse aller Instrumente wurde bisher aber nicht erreicht. Ein Grund für die Unterschiede liegt zum Teil in der Variabilität der Teilchengrößen und der Größe des untersuchten Volumens der Atmosphäre. Im Vergleich zu Satelliteninstrumenten schauen die Lidarinstrumente wesentlich detaillierter in die NLC. Das vom Lidar aufgelöste Volumen ist weniger als ein Millionstel des Volumens des Instruments SOFIE (Solar Occultation for Ice) auf dem amerikanischen Forschungssatelliten AIM (Aeronomy of Ice in the Mesosphere). Wir haben in den letzten Jahren das Lidarsystem soweit verbessert, dass innerhalb von zwei Minuten die NLC mit mehreren Wellenlängen beobachtet werden kann.

Abbildung 11.1 zeigt den Rückstreuoeffizienten für die drei Wellenlängen der ausgesendeten Lichtpulse. Obwohl die Sonne während der Messung bereits 9 Grad über dem Horizont steht, sind bei der sichtbaren Wellenlänge die Messfehler sehr klein. Sowohl im Ultraviolett als auch im Infrarot ist das Signalniveau noch so hoch, dass die NLC-Schicht signifikant nachgewiesen wird. Die NLC sieht zwar bei den drei Farben sehr ähnlich aus, da die Partikel nur eine Größe von ca. einem Zehntel der Wellenlänge des sichtbaren Lichts haben. Dennoch sind leichte Unterschiede der NLC bei den verwendeten Wellenlängen zu erkennen, woraus schließlich die Eigenschaften der Partikel bestimmt werden.

Durch den Vergleich der Rückstreuoeffizienten

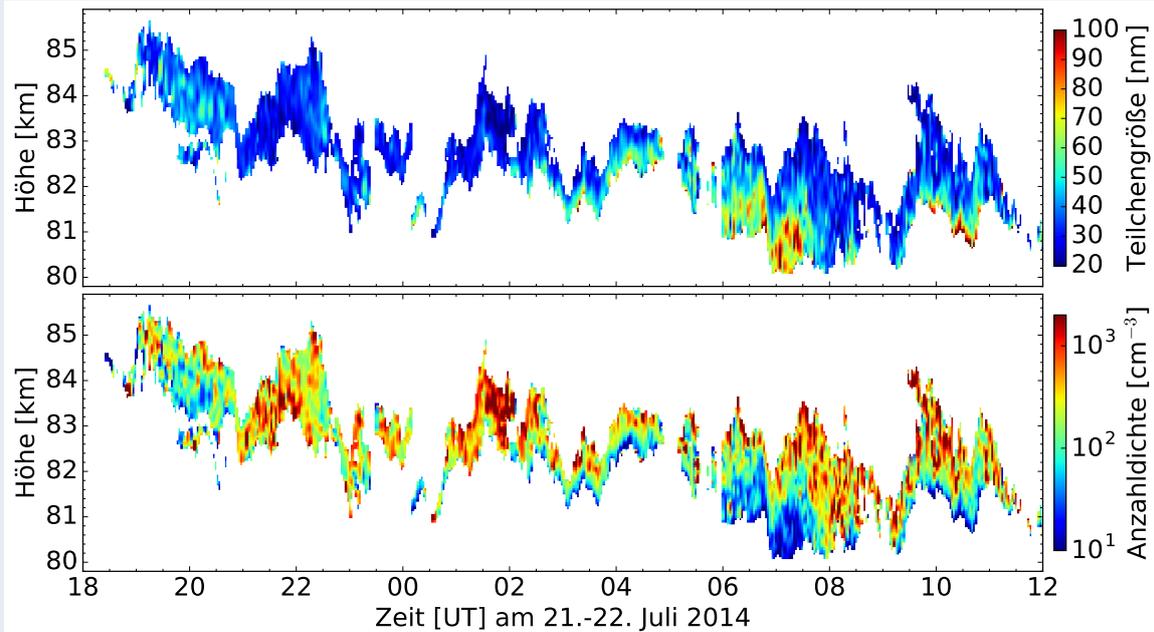


**Abb. 11.1:** Beobachtung einer NLC am 22. Juli 2014 im Sichtbaren (532 nm), Ultraviolett (355 nm) und Infrarot (1064 nm). Die Messungen wurden innerhalb von 2 Minuten mit dem ALOMAR RMR-Lidar durchgeführt. Die dicke Linie markiert den Höhenbereich in dem das Signal im Sichtbaren 5-mal größer ist als der Messfehler (schwarze Linien).

der drei Wellenlängen mit Simulationen des optischen Verhaltens kleiner Partikel wird gleichzeitig die mittlere Teilchengröße und Anzahldichte sowie die Variabilität der Teilchengröße im Messvolumen berechnet. Bei der Simulation der Streuung von Licht an kleinen Partikeln gehen weiterhin die Form der Teilchen und der Brechungsindex von Eis ein. Das Lidar ist derzeit das einzige Instrument, bei dem die Variabilität der Teilchengröße im Messvolumen erfasst wird. Die vom IAP gemessenen Werte werden daher auch für die Analyse von Messungen mittels Satelliten benutzt, da die Variabilität im Messvolumen unter anderem das Farbspektrum der NLC bestimmt.

Die Variabilität von Teilchengröße und Anzahldichte der Partikel über einen Zeitraum von 18 Stunden ist in Abbildung 11.2 dargestellt. Zunächst fällt auf, dass die Höhe der NLC mit der Zeit abnimmt, wobei dieses Absinken durch Auf- und Abwärtsbewegungen überlagert ist. Diese kleinskaligen Strukturen in NLC werden im Detail im Kapitel 12 untersucht.

Während der dargestellten Messung beobachteten wir mittlere Teilchengrößen von ca. 20 nm bis 150 nm. Hierbei befinden sich die größten Teilchen häufig an der Unterkante der NLC, so wie dies anhand des Wachstums-Sedimentations-Modells zu erwarten ist. Bei diesem vereinfachten Modell wird



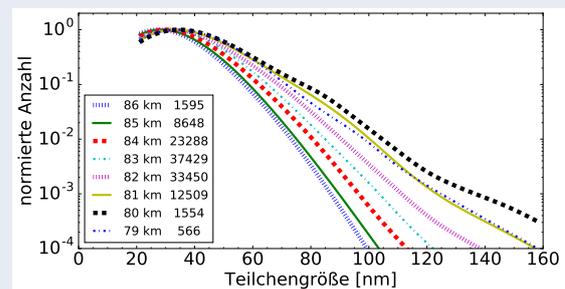
**Abb. 11.2:** Zeitliche Entwicklung der Eigenschaften der Eisteilchen in NLC bei 69°N am 21.–22. Juli 2014. Oben: Größe der Partikel. Unten: Anzahldichte des Ensembles.

jedoch die Bildung von Strukturen innerhalb der NLC durch Schwerewellen vernachlässigt. Dass die Schwerewellen einen erheblichen Einfluss auf die Eisbildung in NLC haben, ist zwischen 6 und 8 Uhr zu erkennen, wo besonders große Eispartikel von über 120 nm in der Wolke auftreten. Solch große Eispartikel werden von globalen NLC-Modellen wie MIMAS nicht vorhergesagt (siehe Kapitel 9). Bemerkenswert ist, dass in diesem Höhenbereich die Anzahldichte mit ca.  $10\text{ cm}^{-3}$  sehr niedrig ist. Dies ist ein Hinweis darauf, dass das Wachstum der NLC in diesem Fall durch den verfügbaren Wasserdampf beschränkt ist. Ein extremes Beispiel der Variabilität der Teilchengröße ist um 7 Uhr in ca. 82 km zu erkennen, wobei die Teilchengröße um ca. 40 nm innerhalb von nur 10 Minuten sinkt.

Ein Grund für die zeitliche Variabilität der Teilchengrößen ist die Advektion der NLC. Dieser Prozess kann genutzt werden, um die Variabilität der Teilcheneigenschaften in größeren Messvolumen der Satelliteninstrumente abzuschätzen. Abbildung 11.3 zeigt die Häufigkeit unterschiedlich großer Partikel in den Jahren 1998 bis 2014. Es zeigt sich, dass die Verteilungsfunktion von der Höhe abhängt und nach unten hin breiter wird. Die Breite der Verteilung ist durch verschiedene Prozesse geprägt. Während im oberen Höhenbereich der NLC häufigere und stärkere Turbulenz nachgewiesen wurde, fin-

den sich darunter Schwerewellen, die noch nicht in Turbulenz übergegangen sind. Weiterhin sind im unteren Höhenbereich der NLC die Wachstumsraten größer, so dass die NLC schneller auf Schwankungen der Umgebungsparameter reagiert.

In Zukunft wird die Bedeutung von Schwerewellen und Turbulenz auf die Variabilität der NLC-Teilchengrößen untersucht, um letztendlich zu verstehen, wie sich diese Prozesse auf die sommerliche Mesopause auswirken.



**Abb. 11.3:** Normierte Verteilungsfunktion der Teilchengröße innerhalb von NLC, berechnet aus 120 000 Messungen zwischen 1998 und 2014. Die Linien geben verschiedene Höhen der NLC wieder. Die Zahlen in der Legende geben die Anzahl der jeweils verfügbaren Messungen an.

## 12 Kleinskalige Strukturen in NLC

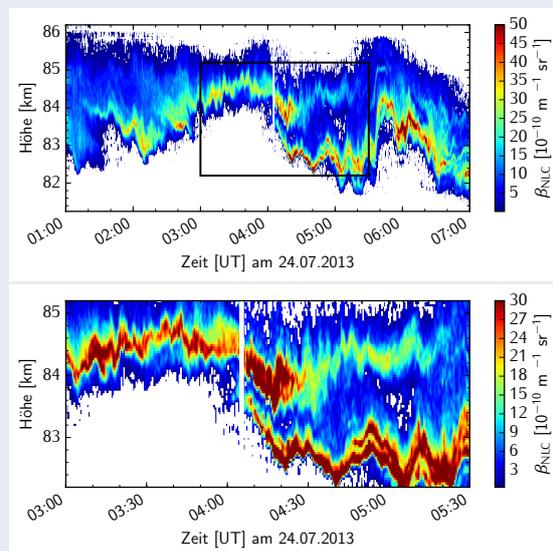
C. Ridder, G. Baumgarten, J. Fiedler, F.-J. Lübken

Die NLC-Daten des ALOMAR RMR-Lidars ermöglichen die Untersuchung von kleinskaligen Wellenstrukturen bis zu Perioden von Minuten. Die systematische Analyse dieser lokalen Strukturen wird mit einer neuen Methode, basierend auf einer Mustererkennung, durchgeführt. Die Ergebnisse zeigen eine große Anzahl an sehr kleinen Strukturen von 5 min und weniger, welche auch in Daten mit einer zeitlichen Auflösung von weniger als einer Sekunde sichtbar sind.

NLC sind ein wichtiger Indikator für Wellen in der mittleren Atmosphäre. Ihre Helligkeit und ihre Höhe werden insbesondere von Schwerewellen in Temperatur und im Wind stark beeinflusst. Über kurze Zeiträume verhalten sich die Eisteilchen als passive Tracer und sind damit eine einzigartige Möglichkeit, kleinskalige Wellen in dieser Höhe zu beobachten. Seit 2008 werden NLC mit dem ALOMAR RMR-Lidar mit einer Auflösung von 30 s gemessen, wodurch Wellen im Minutenbereich analysiert werden können.

Abbildung 12.1 zeigt eine stark strukturierte NLC, in der Wellen verschiedener zeitlicher Skalen bis zu etwa 5 min zu erkennen sind. Auch wird die komplexe vertikale Struktur der Wolken sichtbar, welche die Auswertung der kurzen und lokal auftretenden Strukturen durch eine übliche Methode, wie die Waveletanalyse, erschwert. Bei Wellen mit Perioden von Stunden ist die gesamte Wolkenschicht von der Oszillation betroffen. So kann die Welle durch eine einzelne Zeitreihe, meist die Schwerpunkthöhe der Wolke, dargestellt werden. Die kleinskaligen Wellen können jedoch für die verschiedenen hellen Schichten in einer Wolke unterschiedlich sein, wie dies in Abb. 12.1 zwischen 4:30 und 5:30 der Fall ist. Bei solchen Mehrschichten ist eine einzelne Schwerpunkthöhe eine unzureichende Darstellung der Dynamik in der NLC. Für eine Waveletanalyse ist zudem eine lange und kontinuierliche Zeitreihe nötig, was durch die Messlücken wegen wechselnder Wetterbedingungen oft nicht gegeben ist. Weiterhin treten die Strukturen häufig nur über kurze Zeiträume auf und können daher mit einer Waveletanalyse nicht zuverlässig identifiziert werden.

Eine Alternative ist die Verwendung einer Musterer-



**Abb. 12.1:** Hochaufgelöste Lidardaten einer NLC mit ausgeprägten Wellenstrukturen. Das untere Bild zeigt einen vergrößerten Ausschnitt des oberen Bildes mit vielen kurzskaligen Strukturen in einer Doppelschicht.

kennung, die gezielt die typischen Wellenstrukturen in den zweidimensionalen NLC-Daten identifiziert. Dazu werden Muster definiert, welche die charakteristischen Strukturen der NLC-Daten wiedergeben, wie in Abb. 12.2 gezeigt. Diese „V“-förmigen Muster entsprechen einer einzelnen Oszillation in den Daten, wie sie als Basisstruktur auch in langen Wellenereignissen auftritt. Komplexere Strukturen können dann aus den aufeinander folgenden einzelnen Strukturen erkannt werden. Die unterschiedlichen

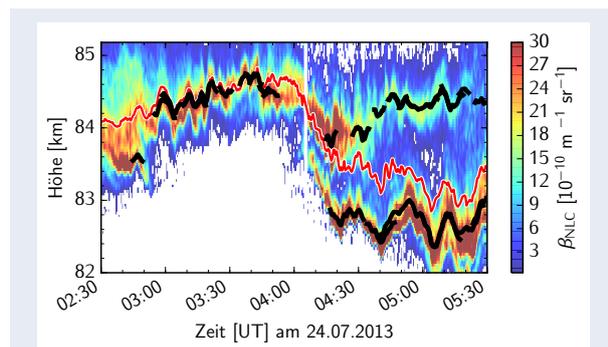


**Abb. 12.2:** Verwendete Muster, die den typischen Strukturen in den NLC Daten entsprechen

Muster zielen zum einen auf verschiedene Schichtdicken und Formen ab (Muster 1 und 3) und zum anderen auf ungleichmäßige Helligkeitsverteilungen ober- und unterhalb der hellen Schicht (Muster

4 und 5). Das zweite Muster ist als einziges realen Daten entnommen, während die anderen synthetisch generiert sind.

Die Muster werden über die Lidardaten verschoben und an jedem Punkt die Kreuzkorrelation berechnet. Ein hoher Kreuzkorrelationskoeffizient bedeutet eine hohe Übereinstimmung des Musters mit den Daten, also das Vorhandensein einer solchen Struktur. Die Berechnung wird noch einmal für die um  $180^\circ$  gedrehten Muster wiederholt, so dass auch „ $\wedge$ “-förmige Strukturen erfasst werden. Damit wird bis auf wenige Ausnahmen ein Großteil der auftretenden Strukturen abgedeckt. Die Größe der Muster wird in Breite und Höhe zwischen 5 min und 30 min sowie zwischen 400 m und 2400 m variiert, um Strukturen verschiedener Perioden zu identifizieren. Die unteren Grenzwerte für die Größe ergeben sich aus der Auflösung der Daten, so dass die Muster mindestens eine Größe von  $10 \times 10$  Pixel haben. Für größere Skalen verwenden wir die Waveletanalyse der Schwerpunkthöhe.



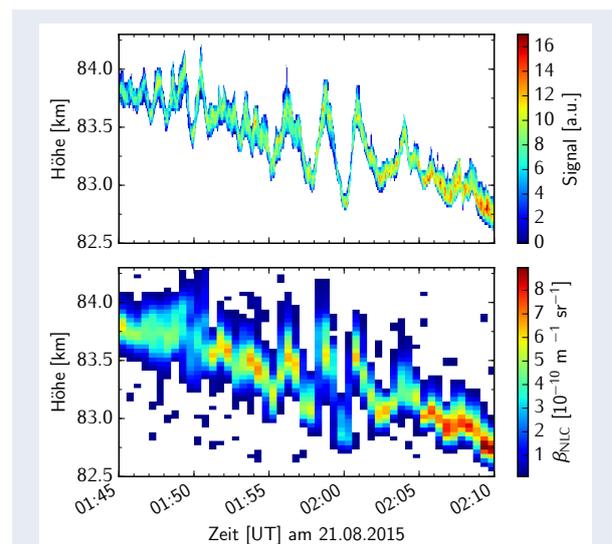
**Abb. 12.3:** Schwerpunkthöhe der gesamten NLC (rot) und Schwerpunkthöhe der gefundenen Strukturen (schwarz)

Im Gegensatz zur Waveletanalyse ist die Methode unabhängig von der Länge der Messungen, da sie durch Randeﬀekte deutlich weniger beeinflusst wird. Kurze Strukturen werden zudem genauso erkannt wie lange Wellenzüge, die aus mehreren aufeinander folgenden Strukturen bestehen.

Ein beispielhaftes Ergebnis der Mustererkennung ist in Abb. 12.3 zu sehen. Die schwarzen Linien kennzeichnen die Schwerpunkthöhe, berechnet jeweils für die einzelnen identifizierten Strukturen. Es werden auch die kleinen Strukturen in der Doppelschicht nach 4:30 erkannt, welche von der Gesamtschwerpunkthöhe (rote Linie) unzureichend wiedergegeben werden.

Mit den beiden Lasern des ALOMAR RMR-Lidars wurden seit 2008 insgesamt 1900 Stunden an NLC-Daten aufgenommen und darin über 6000 kleinskalige Strukturen gefunden. Die meisten dieser Strukturen haben eine Länge von nur 5 min. Dass solche kurze und sogar noch kürzere Strukturen vorhanden sind, zeigen die Ergebnisse einer neuen Detektionselektronik, die anders als die herkömmliche Detektionselektronik das Signal jedes einzelnen Laserschusses abspeichert.

Diese Daten ermöglichen bei Beobachtung des gleichen Volumens mit beiden Laserstrahlen eine bisher unerreichte Auflösung bei einem trotzdem sehr guten Signal. Abbildung 12.4 zeigt eine solche hochaufgelöste Messung (oberes Bild) im Vergleich zu der herkömmlichen 30 s-Auflösung (unteres Bild). In den Daten sind Wellenstrukturen bis zu Perioden von nur einer Minute deutlich sichtbar, welche in den gröber aufgelösten Daten kaum bis gar nicht zu erkennen sind. Bemerkenswert an diesen kleinsten Strukturen in NLC ist, dass sie deutlich unterhalb der Brunt-Väisälä-Periode liegen. Schwerewellen unterhalb dieser Periode unterliegen einer starken Dämpfung und können sich daher nicht ausbreiten. Es ist möglich, dass die Periode nur scheinbar unterhalb der Brunt-Väisälä-Periode liegt, da die Wellen dopplerverschoben werden. Wahrscheinlicher ist aber, dass es sich um sekundäre Wellen handelt, die bei der Dissipation von Schwerewellen entstehen.



**Abb. 12.4:** Wellenstrukturen mit Perioden von bis zu einer Minute in NLC-Daten mit einer Auflösung von 2,5 s im Vergleich zu der Auflösung von 30 s

### 13 Beobachtung von Schwerewellen mit Lidar und Radar

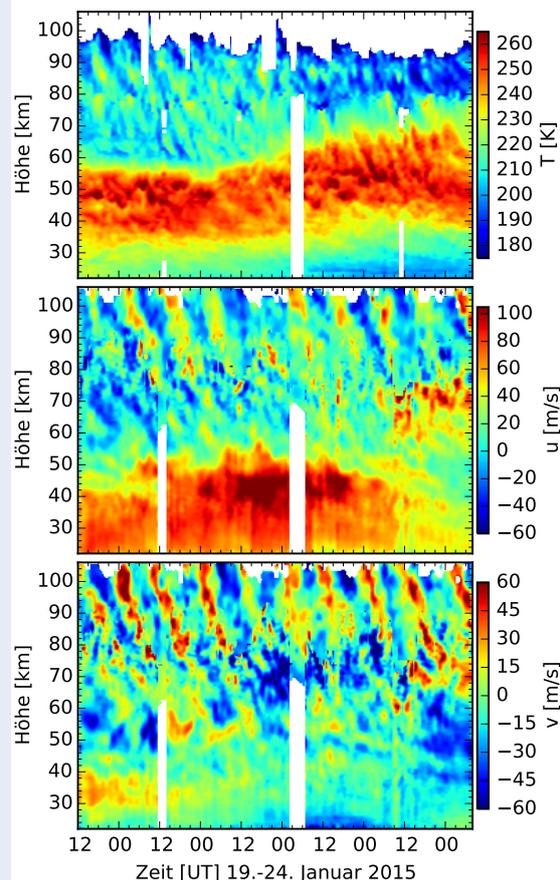
G. Baumgarten, J. L. Chau, J. Fiedler, M. Gerding, J. Hildebrand, J. Höffner, L. Leitert, F.-J. Lübken, G. Stober, I. Strelnikova, R. Wörl

Schwerewellen sind entscheidend für Koppelungsprozesse in der gesamten Atmosphäre. So sind sie z. B. verantwortlich für die Temperaturstruktur an der sommerlichen Mesopause in hohen Breiten. Letztendlich führt die Deposition von Impuls, der durch die Schwerewellen von der Troposphäre bis in die untere Thermosphäre transportiert wird, zu den niedrigen Temperaturen und schließlich zur Bildung von NLC. Die Wirkung der Schwerewellen kann mit Lidar- und Radarinstrumenten in der Mesopausenregion nachgewiesen werden, aber eine direkte Beobachtung der Wellen und Hintergrundatmosphäre beim Durchgang durch die Strato- und Mesosphäre ist aufwändig. Die erforderliche Messtechnik wurde am IAP entwickelt und liefert weltweit einmalige Beobachtungen.

Das IAP betreibt an der Forschungsstation ALOMAR verschiedene Fernerkundungsinstrumente, die sich so ergänzen, dass die Beobachtung von Schwerewellen durch die gesamte mittlere Atmosphäre möglich ist. Eine grundlegende Herausforderung bei der Beobachtung und Quantifizierung von Schwerewellen sind die hohen zeitlichen und räumlichen Skalen, die aufgelöst werden müssen. Zwar ist es seit mehreren Jahren möglich, die Existenz der Schwerewellen und einige ihrer Eigenschaften wie z. B. den saisonalen Verlauf ihres Auftretens zu untersuchen. Eine direkte Vermessung der Parameter einzelner Schwerewellen ist jedoch nur sporadisch möglich. Im Bereich um die Stratopause sind solche Beobachtungen bisher beschränkt auf Sondierungen mittels Raketen.

Abbildung 13.1 zeigt Messungen mittels Radar und Lidar zwischen dem 19. und 24. Januar 2015. Der Datensatz umfasst ca. 120 Stunden und ist damit der umfangreichste Datensatz von kontinuierlichen Lidar- und Radarmessungen zur Untersuchung von Schwerewellen in Temperatur und Wind. Die gezeigten Daten sind reduziert auf eine Auflösung von 1 Stunde und 1 km, wodurch z. B. in den Temperaturmessungen an der Stratopause Schwerewellen direkt sichtbar werden. Zur Berechnung der Temperaturen wurden Messungen des RMR-Lidars bis

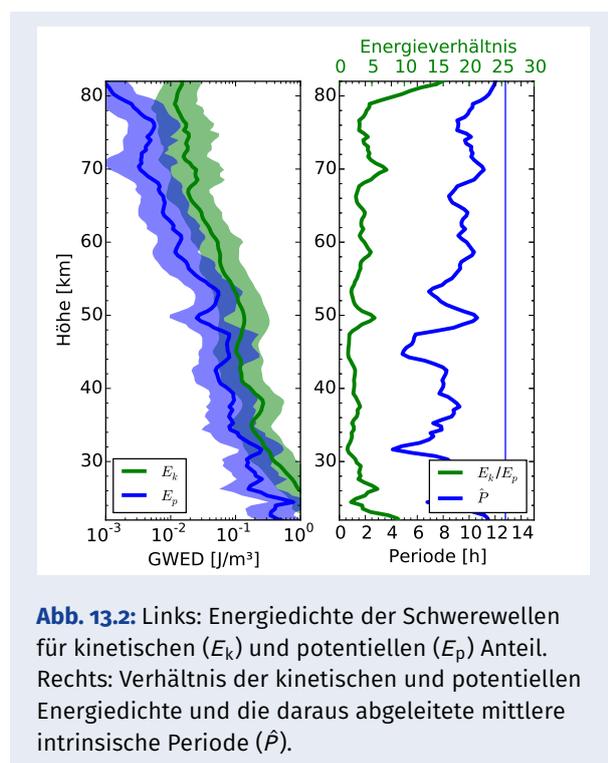
in eine Höhe von ca. 80 km und darüber direkte Doppler-Temperaturmessungen mittels Fe-Lidar genutzt. Zonal- und Meridionalwind wurden bis in eine Höhe von ca. 85 km durch das RMR-Lidar gemessen, oberhalb durch das Meteorradar. Bemerkenswert ist, dass auch bei Tag der komplette Höhenbereich abgedeckt wird, was für Lidarinstrumente eine besondere Herausforderung darstellt. Die Messungen zeigen oberhalb von ca. 75 km neben Schwerewellen auch ausgeprägte Wellenstrukturen durch thermische Gezeiten. Gezeiten lassen sich z. B. anhand der vertikalen Wellenlänge (oder auch Steilheit der Wellenfronten in Abb. 13.1)



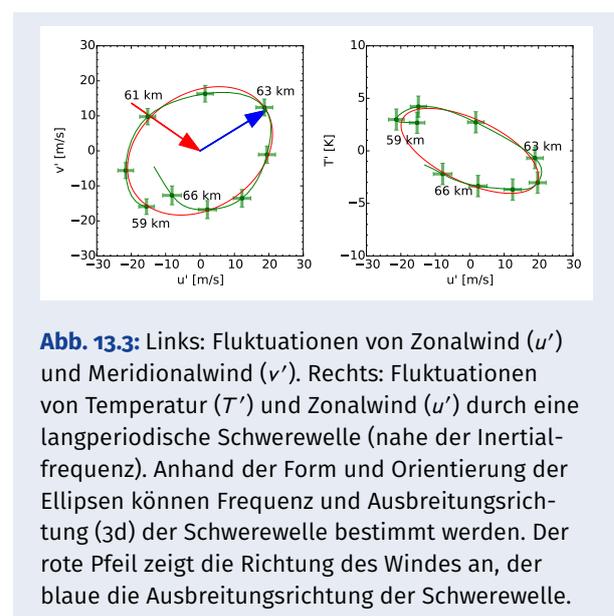
**Abb. 13.1:** Oben: Temperaturen aus kombinierten Fe- und RMR-Lidar-Messungen. Mitte: Zonalwind aus kombinierten Radar- und RMR-Lidar-Messungen. Unten: Meridionalwind aus Radar- und Lidar-Messungen. Der Höhenbereich von ca. 20 km bis 80 km wird durch das RMR-Lidar abgedeckt, oberhalb sind es Messungen von Fe-Lidar bzw. Radar.

von Schwerewellen unterscheiden, da die Wellenlängen für Gezeiten typischerweise größer als 25 km sind. Bei der genauen Untersuchung fällt auf, dass die vertikalen Wellenlängen in Temperatur und Wind nicht identisch sind. Dies ist ein Hinweis darauf, dass es sich um eine Überlagerung unterschiedlicher Wellen handelt. Neben Schwerewellen und Gezeiten zeigen sich auch Änderungen der Temperatur und beider Windkomponenten auf größeren Skalen. So steigt die Stratopausenhöhe im zweiten Teil der Beobachtungen an und sowohl Zonal- als auch Meridionalwind nehmen unterhalb der Stratopause ab. Solche Änderungen des mittleren Windes verändern die Ausbreitungsbedingungen der Schwerewellen und sind ein Grund dafür, dass sich die Signaturen der Schwerewellen mit der Zeit ändern. Beide Windkomponenten zeigen z. B. in der zweiten Hälfte deutlich langperiodische Schwerewellen mit einer vertikalen Wellenlänge von ca. 10 km. Diese Schwerewellen lassen sich aber nicht direkt in der Temperatur erkennen, da weitere Wellen präsent sind. Zur Untersuchung der Eigenschaften mehrerer Schwerewellen nutzen wir die kinetische und potentielle Energiedichte, die aus den Fluktuationen der Temperaturen und Winde bestimmt werden.

Abbildung 13.2 zeigt die Energiedichte für Wellen mit weniger als 10 km vertikaler Wellenlänge und Perioden kürzer als 14 Stunden.



Die Energiedichte nimmt mit der Höhe ab, nur in einem Höhenbereich von 35 bis 50 km ändert sich die Energiedichte kaum. Wenn sich Schwerewellen frei ausbreiten, ändert sich die Energie der Wellen nicht; sinkt die Energiedichte mit der Höhe, so zeigt dies, dass Energie der Schwerewellen an die Hintergrundströmung abgegeben wird. Im Gegensatz zu anderen Messmethoden zur Erforschung der Stratopausenregion liefert das RMR-Lidar gleichzeitig Messungen der kinetischen und potentiellen Energie. Aus dem Verhältnis lassen sich wichtige Eigenschaften des Ensembles der Wellen bestimmen. Ein entscheidender Parameter für die Ausbreitung der Wellen ist die intrinsische Periode, d. h. die tatsächliche Periode der Welle gegenüber der umgebenden Strömung. Es zeigt sich, dass ein Großteil der Energie im Bereich um die Stratopause durch Schwerewellen mit intrinsischen Perioden von 8 Stunden oder weniger transportiert wird. Für einzelne Schwerewellen werden weitere Informationen über die Welle berechnet. So lässt sich aus Temperatur-, Zonal- und Meridionalwindfluktuationen die Ausbreitungsrichtung der Welle bestimmen. Ein Beispiel ist in Abb. 13.3 gezeigt. Anhand der Ellipse im linken Teil der Abbildung ist zu erkennen, dass die Welle nach Nordosten bzw. Südwesten wandert. Erst durch die Kombination mit den Temperaturfluktuationen wird aus der Drehrichtung der Ellipse im rechten Teil der Abbildung klar, dass sich die Welle nach Nordosten ausbreitet. Mit diesen Methoden werden wir aus der Kombination der Messungen mittels Lidar und Radar die Schwerewellen in Strato- und Mesosphäre und ihre Wirkung quantifizieren.



## 14 Wind- und Temperaturmessungen mit dem ALOMAR RMR-Lidar

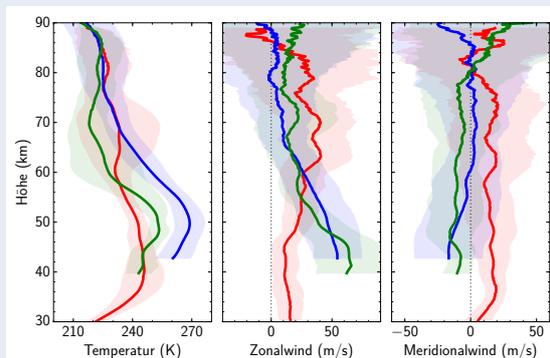
J. Hildebrand, G. Baumgarten, J. Fiedler, R. Latteck, L. Leitert, F.-J. Lübken, G. Stober, B. Strelnikov, G. von Cossart

Das RMR-Lidar auf der nordnorwegischen Forschungsstation ALOMAR (69°N) kann Temperaturen und Windgeschwindigkeiten in der Stratosphäre und Mesosphäre messen. Der Vergleich der mittleren Winde im Januar in den Jahren 2012, 2014 und 2015 zeigt eine große Jahr-zu-Jahr-Variabilität. Deswegen kann kein einheitlicher Zustand abgeleitet werden. Der Vergleich mit Temperaturen und Winden aus dem ECMWF-Vorhersagemodell zeigt, dass das Modell den tatsächlichen Zustand der Atmosphäre nur unzureichend widerspiegelt. Es treten Abweichungen von bis zu 10 K bzw. 20 m/s auf. Ein Vergleich mit Raketenmessungen hingegen zeigt eine sehr gute Übereinstimmung der gemessenen Windgeschwindigkeiten.

Für ein besseres Verständnis zahlreicher Prozesse der Erdatmosphäre ist eine möglichst gute Kenntnis des thermischen und dynamischen Zustands der Atmosphäre wichtig. Die vertikale thermische Struktur bestimmt beispielsweise die Stabilität der Schichtung der Atmosphäre; horizontale Temperaturunterschiede sind ein Antrieb für Strömungen, also Winde. Die vertikale Windstruktur wiederum beeinflusst die Ausbreitung und Filterung von Schwerewellen, die über weite Distanzen Energie und Impuls transportieren. Leider ist ein großer Höhenbereich der mittleren Atmosphäre, nämlich zwischen etwa 30 und 70 km Höhe, für Windmessungen nur schwer zugänglich: Für Radarbeobachtungen fehlen freie Elektronen, für In-situ-Messungen mittels Ballonen oder Satelliten ist er zu hoch bzw. zu niedrig; In-situ-Messungen mit Raketen sind zwar möglich, können aber nur während Kampagnen durchgeführt werden und bieten daher immer nur einzelne Momentaufnahmen. Es bleiben nur optische Fernerkundungsmethoden, die aber technisch sehr anspruchsvoll sind, da sie die sehr kleine Doppler-Verschiebung bei der Emission oder Streuung von Licht nutzen. Unser RMR-Lidar auf der norwegischen Forschungsstation ALOMAR ist weltweit das einzige Instrument, das in der mittleren Atmosphäre Temperaturen und beide Komponenten des horizontalen Windes (d. h. Zonal- und Meridionalwind) gleichzeitig messen kann.

Für Beobachtungen sind vor allem die Sommer-

und Wintermonate besonders interessant: Im Sommer wegen der NLC-Saison (siehe z. B. Kap. 10), im Winter wegen der abwechslungsreichen Dynamik der Stratosphäre und Mesosphäre (siehe z. B. Kap. 20). Dementsprechend gibt es im Januar besonders viele Wind- und Temperaturmessungen, die im Folgenden vorgestellt werden. Abbildung 14.1 zeigt die mittleren Temperatur- und Windprofile aus drei Jahren. Es ist klar erkennbar, dass sich Tem-

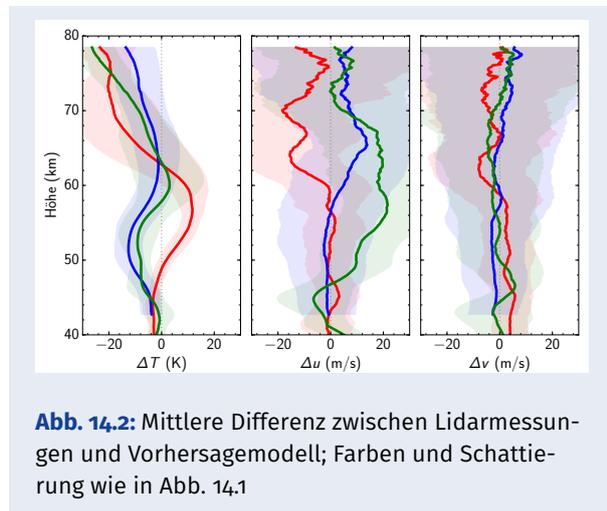


**Abb. 14.1:** Mittlere mit dem Lidar gemessene Temperaturen und Winde der Januare 2012 (rot), 2014 (blau), 2015 (grün); die schattierten Bereiche bilden die jeweilige Standardabweichung ab.

peraturen und Winde in den drei Jahren deutlich unterscheiden. Zum Beispiel bei der Temperatur: Um 50 km Höhe sind die Unterschiede zwischen den Jahren größer als die Variation innerhalb der einzelnen Monate; zwischen 60 und 70 km Höhe hingegen ist 2012 und 2015 die Variation innerhalb des Monats größer als die Jahr-zu-Jahr-Variation. Bezüglich der Winde fällt auf, dass sie 2012 von denen 2014 und 2015 abweichen: Die stärksten Zonalwinde traten 2012 in wesentlich größeren Höhen auf als 2014 oder 2015, in der gleichen Höhe wie die erhöhte Temperaturvariabilität; der Meridionalwind war 2012 nordwärts, wohingegen er 2014 und 2015 südwärts gerichtet war. Bereits dieser Vergleich von nur drei Jahren zeigt, dass es vermutlich keinen einheitlichen typischen Winterzustand gibt.

Wegen der oben beschriebenen Schwierigkeiten bei der experimentellen Bestimmung von Windgeschwindigkeiten in der mittleren Atmosphäre stellt sich die Frage, wie gut Modelle Winde und Tempe-

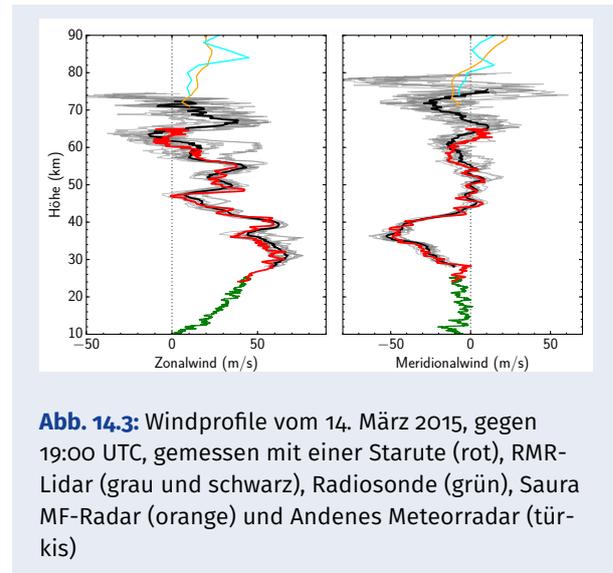
raturen beschreiben. Das ECMWF stellt Ergebnisse eines Vorhersagesystems mit stündlicher Auflösung bereit. Für Abb. 14.2 wurden für alle Lidarmessungen die entsprechenden Modelldaten extrahiert und die Differenz beider gebildet; dargestellt ist die mittlere Differenz für die drei Januare 2012, 2014 und 2015. Bei den Temperaturen fällt eine Schwin-



gung auf, die daher rührt, dass die Stratopausenhöhe in Beobachtung und Modell nicht übereinstimmen: 2012 ist sie im Modell zu hoch, 2014 und 2015 zu niedrig. In der Mesosphäre sind die Modelltemperaturen bis zu 20 K zu niedrig. Der Zonalwind wird 2012 und 2014 unterhalb von 60 km Höhe im Modell gut wiedergegeben; das auffällig hohe Windmaximum 2012 wird aber nicht beschrieben. 2015 ist der Zonalwind im Modell in einem großen Höhenbereich unterschätzt. Viel besser wird der Meridionalwind im Modell abgebildet: Die mittlere Differenz zu den Beobachtungen ist meist kleiner als oder um 5 m/s, was etwa der Messunsicherheit des Lidars entspricht. Der Vergleich von Lidarmessungen und Modelldaten ist also uneinheitlich, sowohl für verschiedene Jahre als auch für verschiedene Parameter.

Wie oben kurz erwähnt, ist es mit raketentragenen Instrumenten möglich, In-situ-Windmessungen durchzuführen. Im März 2015 führte das IAP eine Kampagne mit einer instrumentierten Höhenforschungsrakete in Andenes durch (WADIS-2, s. Kap. 21). Im Rahmen dieser Kampagne wurden auch zahlreiche Radiosonden und sogenannte meteorologische Raketen für Windmessungen in der mittleren Atmosphäre gestartet. Die meteorologischen Raketen transportieren einen kleinen metallisierten Fallschirm (sog. Starute) bis in etwa 70–80 km

Höhe und stoßen ihn dort aus. Anschließend fällt die Starute nach unten und wird dabei vom Wind mitgetragen. Vom Boden aus verfolgt ein Radar die Trajektorie der Starute, aus der dann ein Windprofil ermittelt werden kann. Abbildung 14.3 zeigt Windprofile, die von einer solchen Starute, dem ALOMAR RMR-Lidar, einer Radiosonde, dem MF-Radar bei Saura und dem Meteorradar bei Andenes gemessen wurden. Während die Radiosonde und



das Radar Höhenbereiche abdecken, in denen keine Messungen mittels Starute oder Lidar vorliegen, decken Starute und Lidar nahezu den gleichen Höhenbereich ab. Im gesamten Überlappungsbereich ist die Übereinstimmung beider Verfahren sehr gut, selbst kleine Wellenstrukturen im Wind werden von beiden Instrumenten erfasst. Dies verdeutlicht eindrucksvoll die hohe Qualität der Windmessungen mit dem ALOMAR RMR-Lidar und die hervorragenden experimentellen Möglichkeiten, die der Standort in Andenes bietet: Kombination von optischer Fernerkundung mittels Lidar, Radarbeobachtungen und In-situ-Messungen mit Raketen, alles unter Federführung des IAP.

## 15 In-situ-Messungen stratosphärischer Turbulenz und deren Zusammenhang mit Wellen

A. Schneider, J. Söder, M. Gerding und F.-J. Lübken

LITOS ist ein ballongetragenes Instrument zur präzisen In-situ-Messung von Turbulenz in der Stratosphäre. Im Berichtszeitraum wurden mehrere Flüge von Kühlungsborn aus durchgeführt. Unter Zuhilfenahme von GFS-Modelldaten wurde ein Zusammenhang zwischen Wellenaktivität und Turbulenz hergestellt.

Schwerewellen transportieren Energie und Impuls über große Entfernungen. Meist werden sie in der Troposphäre erzeugt und breiten sich aufwärts in die Mesosphäre aus. Wenn solche Wellen brechen, z. B. in sogenannten instabilen Schichten, verursachen sie Turbulenz. Dadurch wird die Energie letztendlich irreversibel in Wärme umgewandelt. Wellenbrechen und Turbulenz beeinflussen also direkt den Energietransport. Zudem ist Turbulenz wichtig für die Verteilung von Spurenstoffen.

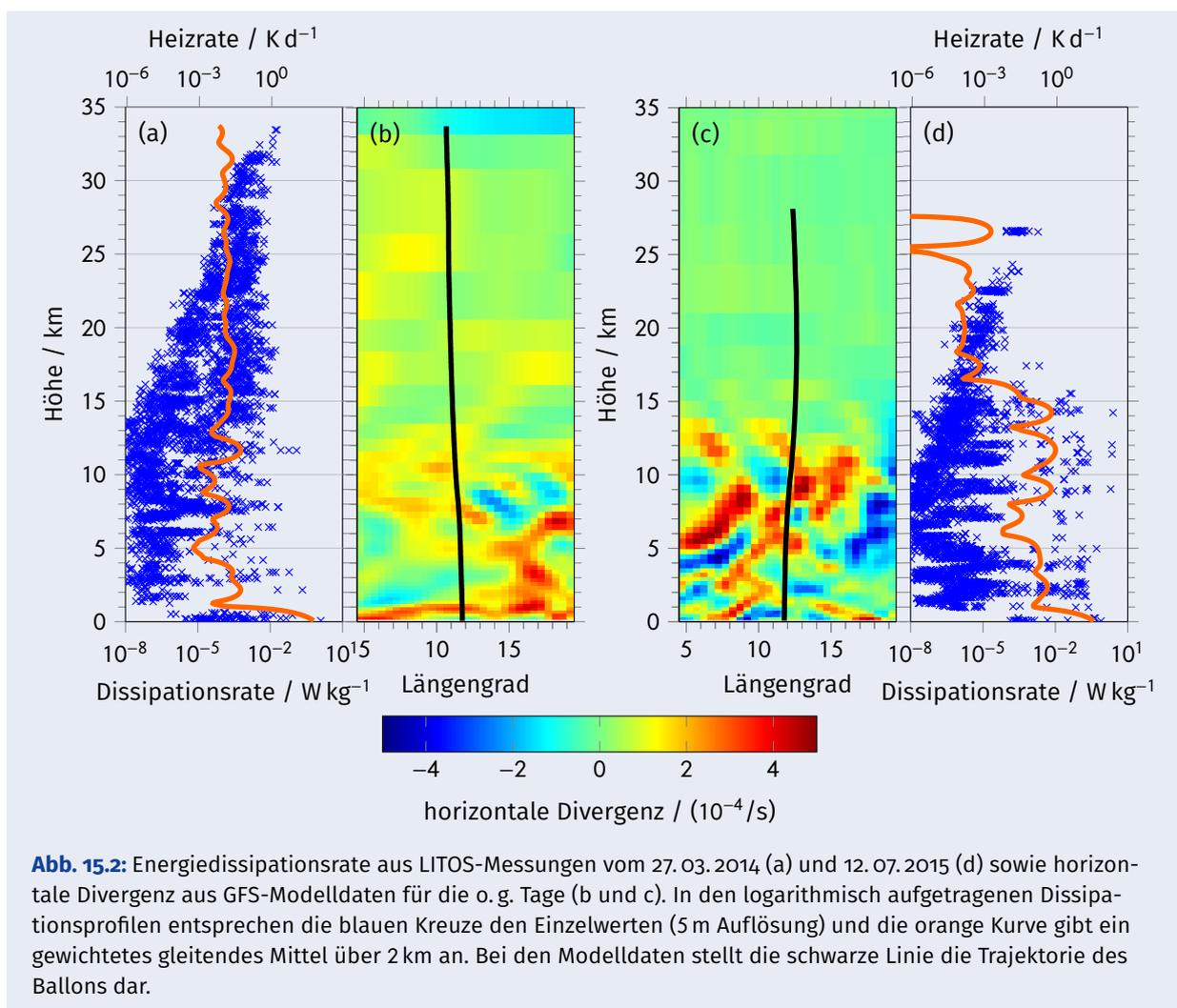
Insbesondere in der Stratosphäre ist Turbulenz bislang kaum erforscht. Daher wurde am IAP ein ballongetragenes Instrument namens Leibniz Institute Turbulence Observations in the Stratosphere (LITOS) entwickelt, welches turbulente Windfluktuationen mit einer Präzision von cm/s und zuvor unerreichter räumlicher Auflösung von Millimetern messen kann. Eine kleine Version mit 3 kg Gewicht, die von beliebigen Radiosondenstationen aus gestartet werden kann, wurde in den vergangenen Jahren entscheidend weiterentwickelt und dadurch die Datenqualität wesentlich verbessert. Ein Foto der Sonde ist in Abb. 15.1 zu sehen. Durch die Kugelform werden Einflüsse der Gondel auf die Messung reduziert. Zwei Windsensoren, sogenannte Konstant-Temperatur-Anemometer, ragen an Haltern über die Nutzlast hinaus und liegen so außerhalb des Luftstaus der Gondel. Solch ein Anemometer besteht aus einem dünnen, auf konstanter Temperatur gehaltenen Draht. Die Windmessung erfolgt durch Erfassung der konvektiven Abkühlung des Drahtes. Der Ausschnitt rechts oben in Abb. 15.1 zeigt ein vergrößertes Foto des Drahtsensors. Die kreuzförmige Aufhängung der Gondel reduziert deren Eigenbewegungen. Aus den Messwerten wird mit Hilfe einer spektralen Analyse die sogenannte turbulente Energiedissipationsrate ausgerechnet.



**Abb. 15.1:** Foto der neuen Ballonnutzlast. Im Ausschnitt in der oberen rechten Ecke ist eine Vergrößerung des Drahtsensors gezeigt, die Striche auf dem Lineal neben dem Sensor sind Millimeter.

Das ist die Rate, mit der durch Turbulenz kinetische Energie in Wärme umgewandelt wird. Die Dissipationsrate entspricht einer Heizrate, also einer Erwärmung der Luft durch die Turbulenz.

In den vergangenen Jahren wurden mehrere Flüge von Kühlungsborn durchgeführt. In Abb. 15.2 sind die gemessenen Dissipationsraten vom 27. 03. 2014 und 12. 07. 2015 dargestellt. Die blauen Kreuze entsprechen einzelnen turbulenten Spektren, welche mit einem 5 m Höhenraster ausgerechnet wurden. Da die Messpunkte in der Abbildung nicht maßstabsgetreu wiedergegeben werden, täuscht der Eindruck, dass überall Turbulenz ist – beim Einzoomen werden auch ruhige Bereiche sichtbar. Bei den beiden Flügen wurde Turbulenz bei rund 30% der Spektren detektiert. Die Dissipationsrate schwankt innerhalb weniger 10 m Höhe über mehrere Größenordnungen, ist also räumlich sehr variabel. Die minimale Dissipationsrate steigt mit der Höhe. Das ist zum einen ein instrumenteller Effekt, zum anderen auch theoretisch auf Grund der abnehmenden Luftdichte zu erwarten. In den Einzelmessungen sieht man eine gewisse Schichtenbildung, die z. T. auch im gewichteten gleitenden Mittelwert (orange) erkennbar ist. In diesem großskaligen Mittel sieht



**Abb. 15.2:** Energiedissipationsrate aus LITOS-Messungen vom 27.03.2014 (a) und 12.07.2015 (d) sowie horizontale Divergenz aus GFS-Modelldaten für die o. g. Tage (b und c). In den logarithmisch aufgetragenen Dissipationsprofilen entsprechen die blauen Kreuze den Einzelwerten (5 m Auflösung) und die orange Kurve gibt ein gewichtetes gleitendes Mittel über 2 km an. Bei den Modelldaten stellt die schwarze Linie die Trajektorie des Ballons dar.

man am 27.03.2014 eine relativ geringe Höhenabhängigkeit, während am 12.07.2015 ein signifikanter Einbruch der Dissipationsrate bei ~15 km vorhanden ist.

In den Teilbildern (b) und (c) sind für die beiden Flüge aus GFS-Modelldaten die horizontale Divergenz, d. h. die Stärke der horizontalen Windänderung, als Längen-Höhen-Schnitt farblich dargestellt. Diese Größe wird als Indikator für Wellen genutzt. In beiden Fällen kann man Wellenmuster erkennen; am 27.03.2014 erstrecken sich diese über den ganzen Höhenbereich, während sie am 12.07.2015 in etwa 15 km Höhe aufhören. Das passt zu dem Einbruch der Dissipationsrate in dieser Höhe am letztgenannten Tag. Eine ähnliche Relation ist auch bei einem weiteren Flug am 06.06.2014 sichtbar (nicht gezeigt). Diese Korrelation zwischen dem Auftreten von Wellen und Turbulenz weist auf kontinuierliches Wellenbrechen hin, d. h. durch Brechen eines Teils der Wellen geht ein Teil der Wellenenergie

durch Dissipation verloren. Bei geringerer Wellenaktivität ist die Turbulenz im Allgemeinen entsprechend klein.

Eine weitergehende Studie mit deutlich höher aufgelösten Modellsimulationen mit dem Weather Research and Forecasting (WRF) Modell in Zusammenspiel mit den LITOS-Messdaten läuft zurzeit. Zukünftig soll LITOS zu ausgewählten geophysikalischen Situationen z. B. mit bestimmter Schwerewellenaktivität geflogen werden. Weiterhin sind Vergleiche mit direkten numerischen Simulationen (DNS) vorgesehen.

Insgesamt zeigen die LITOS-Messungen, dass in der Stratosphäre mehr Turbulenz vorhanden ist als bislang angenommen. Die turbulenten Schichten sind lediglich wenige 10 m dick und können nur auf Grund der hohen räumlichen Auflösung von LITOS erfasst werden.

## 16 NLC und MSE über Kühlungsborn

M. Gerding, K. Baumgarten, M. Kopp, M. Priester, M. Zecha, J. Zöllner, F.-J. Lübken

Eispartikel in der Mesopausenregion (NLC) können erst ab einem Durchmesser von einigen Nanometern mit optischen Methoden (z. B. Lidars) untersucht werden. Radargeräte können auch kleinere Partikel in Form sog. (P)MSE nachweisen, sind aufgrund der notwendigen Ionisierung der Luft aber auf Tageslicht angewiesen. Seit wenigen Jahren können NLC und MSE gleichzeitig über Kühlungsborn untersucht werden. Dies erlaubt erstmals Rückschlüsse auf die Größenverteilung der Partikel und die Ausbreitung der Eiswolke von polaren in mittlere Breiten. Messungen während der Dämmerung geben zudem Hinweise auf die minimale Elektronendichte zur Ausbildung von MSE.

NLC- und MSE-Messungen werden zunehmend genutzt, um nicht nur Informationen über die Eisschichten selbst zu erlangen, sondern Rückschlüsse auf andere Atmosphärenparameter zu ziehen. Damit einhergehend werden die Beobachtungsmöglichkeiten am IAP kontinuierlich erweitert. Radarechos von Eisschichten (MSE) gibt es aufgrund der notwendigen Ionisierung der Atmosphäre nur bei Tag. Lidarmessungen von NLC über Kühlungsborn waren bis vor wenigen Jahren aber nur nachts möglich. Erst seit Erreichen der Tageslichtfähigkeit des RMR-Lidars (2010) in Kühlungsborn sind gemeinsame Messungen von NLC und MSE möglich. Diese Messungen erlauben Rückschlüsse auch auf kleinste Eisteilchen und damit auf die Entstehung der Wolken bzw. ihre Ausbreitungsbedingungen. In der täglichen Dämmerungsphase ist vor allem das Erscheinen bzw. Verschwinden von MSE interessant, da es Rückschlüsse auf die minimale Elektronendichte zur Ausbildung von MSE erlaubt. Direkte Messungen der Elektronendichte mit ausreichender Genauigkeit sind sehr aufwändig, und zurzeit ist man vielfach noch auf Modellergebnisse angewiesen.

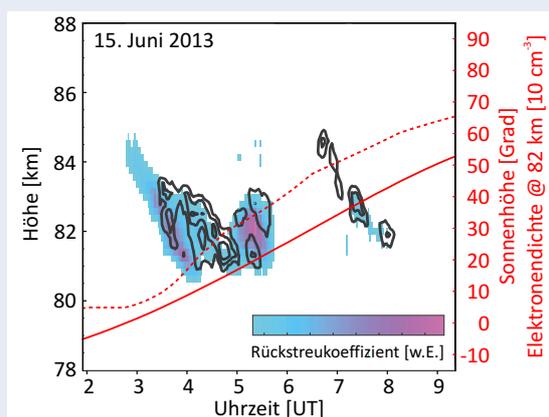
### 16.1 Elektronendichten beim Einsetzen von MSE

NLC können zu jeder Tageszeit mit dem Lidar über Kühlungsborn beobachtet werden. Es hat sich allerdings gezeigt, dass die größte Wahrscheinlichkeit in

den frühen Morgenstunden besteht, wenn ein oftmals südwärts gerichteter Wind die Eiswolken aus hohen Breiten herantransportiert. Ein solches Beispiel ist in Abb. 16.1 dargestellt. Die NLC erscheint erstmals gegen 2:45 UT in rund 84 km Höhe im Laserstrahl und wird kontinuierlich bis ca. 5:45 UT beobachtet. Zu Beginn der Eis-Detektion liegt die Elektronendichte aufgrund der geringen Sonnenhöhe bei nur rund 50 Elektronen/cm<sup>3</sup> und es wird keine MSE beobachtet. Die ersten Radarechos werden gegen 3:30 UT gemessen. Zu diesem Zeitpunkt steht die Sonne bereits 4° über dem Horizont und die Elektronendichte in 82 km Höhe liegt laut IRI<sup>1</sup>-Referenzdatensatz bei ca. 90 cm<sup>-3</sup> (und ~130 cm<sup>-3</sup> in 83 km).

Die Ober- und Unterkanten von beiden Phänomenen stimmen innerhalb der Höhenauflösung von 200 m (Lidar) bzw. 300 m (Radar) für die meiste Zeit sehr gut überein. Gegen 5:45 UT verschwindet die Eiswolke zunächst aus dem Sichtfeld von Lidar und Radar. Erst nach 6:30 UT werden erneut Eisteilchen detektiert. Bis gegen 7:10 UT besteht die Wolke aus sehr kleinen Eisteilchen, die nur vom Radar nachgewiesen werden können. Erst danach wird auch optische Rückstreuung detektiert, die bei Partikelgrößen oberhalb von ca. 10 nm entstehen kann.

Seit 2010 wurde in zehn Fällen das Einsetzen von



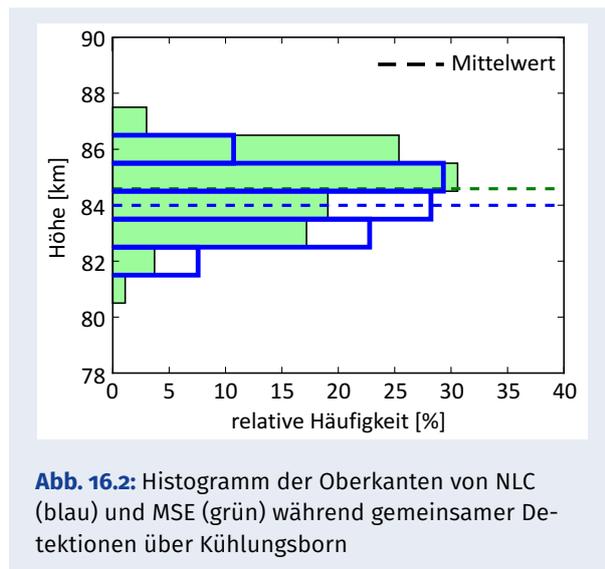
**Abb. 16.1:** NLC (farbkodiert) und MSE (Konturlinien bei  $-12$  dB,  $-8$  dB, ...) vom 15. Juni 2013. Zum Vergleich sind Sonnenhöhe (rot liniert) und Elektronendichte in 82 km Höhe gemäß IRI-Referenzatmosphäre (rot gestrichelt) eingezeichnet.

<sup>1</sup>International Reference Ionosphere

MSE in der Dämmerung beobachtet. Die Elektromendichten lagen dabei laut IRI-Modellrechnungen im Mittel bei rund 160 Elektronen/cm<sup>3</sup>. Zukünftig soll durch weitere Fallstudien eine Höhenabhängigkeit dieses Schwellwertes untersucht sowie eine unabhängige Bestimmung der Elektronendichte ermöglicht werden.

## 16.2 Statistische Untersuchung der Schichtparameter und Rückschlüsse auf NLC-Ausbreitung

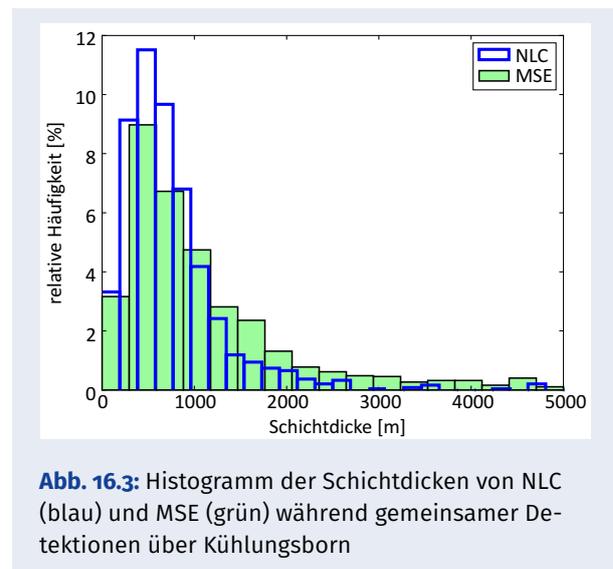
Seit 2010 wurden an 18 Tagen über 42 Stunden zeitgleich NLC und MSE über Kühlungsborn gemessen. Dieser Datensatz ist für mittlere Breiten einzigartig und ermöglicht eine statistische Auswertung von Wolkenparametern sowie einen Vergleich mit polaren Breiten. Wie stellvertretend in Abb. 16.1 gezeigt, liegen die Unterkanten von NLC im Mittel nur 100 m unterhalb der MSE-Unterkanten. Generell sublimieren die Eisteilchen an der Unterkante aufgrund zunehmender Temperaturen sehr schnell, so dass sich eine scharfe Wolkenkante ausbildet. Messungen mit dem ALOMAR-RMR-Lidar zeigen, dass an der Wolkenunterkante teilweise sehr wenige, sehr große Partikel gebildet werden (siehe Kap. 11). Diese sind mit dem Radar schlechter sichtbar, während Lidars für große Partikel besonders empfindlich sind. Dies erklärt die leichte Differenz in den Unterkanten der Phänomene.



**Abb. 16.2:** Histogramm der Oberkanten von NLC (blau) und MSE (grün) während gemeinsamer Detektionen über Kühlungsborn

Abbildung 16.2 zeigt das Histogramm für die Schichtoberkanten. Diese liegen im Mittel ca. 600 m auseinander. Die Differenz wird durch das Auftreten

kleiner Eisteilchen im oberen Bereich der Wolken verursacht. Kleine Eisteilchen können vom RMR-Lidar typischerweise nicht nachgewiesen werden, während Radars auch für kleinste Eisteilchen empfindlich sind. Eisteilchen werden in den kältesten Bereichen der Mesopausenregion gebildet und wachsen dann während des Absinkens an. In polaren Breiten werden PMSE noch weiter oberhalb von NLC beobachtet als in mittleren Breiten. Dies kann dadurch erklärt werden, dass die kleinsten Eisteilchen während des Transports der Wolke aus polaren in mittlere Breiten bereits gewachsen und/oder in Höhen mit größeren Partikeln abgesunken sind.



**Abb. 16.3:** Histogramm der Schichtdicken von NLC (blau) und MSE (grün) während gemeinsamer Detektionen über Kühlungsborn

Die Schichtdicken von NLC und MSE variieren zwischen weniger als 200 m und mehreren Kilometern (Abb. 16.3). Typischerweise sind NLC und die zeitgleich beobachteten MSE dünner als ein Kilometer. Aufgrund der etwas höheren Schichtoberkante der MSE erreichen diese etwas häufiger als NLC Dicken von mehr als einem Kilometer.

Zusammenfassend zeigt sich, dass bei gleichzeitigen Messungen von NLC und MSE in mittleren Breiten die Schichthöhen und Schichtdicken nur geringe Differenzen von höchstens wenigen hundert Metern aufweisen. Im Gegensatz zu Eiswolken in polaren Breiten existieren weniger kleine, optisch nicht nachweisbare Eisteilchen über der NLC. Dies deutet darauf hin, dass die Eiswolken in mittleren Breiten nicht neu gebildet, sondern überwiegend aus polaren Breiten herantransportiert werden.



Künstlerische Darstellung einer durch einen Meteor verursachten Plasmawolke und optischer Wolken über dem IAP-Radar MAARSY in Nordnorwegen

## Die Abteilung Radarsondierungen und Höhenforschungsraketen

Die Abteilung Radarsondierungen und Höhenforschungsraketen beschäftigt sich hauptsächlich mit kontinuierlichen Messungen dynamischer und thermischer Größen in der Troposphäre und unteren Stratosphäre sowie in der Mesosphäre und unteren Thermosphäre.



Das MF-Radar Saura mit Messhäuschen in der Einsamkeit Nordnorwegens

Dazu werden zum Teil einzigartige MF- und VHF-Radarsysteme sowie Meteorradars in mittleren und polaren Breiten eingesetzt. Mit In-situ-Raketenmessungen können darüber hinaus hochaufgelöst Werte für die Neutralgasdichte, -temperatur und -turbulenz ermittelt werden.

**Unten:** Abteilungsmitglieder nach einem Arbeitseinsatz in Norwegen

**Rechts:** Der Launcher mit einer Höhenforschungsrakete zur WADIS-2-Messkampagne



## 17 Technische Entwicklungen der Radare am IAP

T. Renkwitz, R. Latteck, M. Zecha, G. Stober, N. Pfeffer, M. Clahsen, J. L. Chau

Die Abteilung Radarsondierungen betreibt seit vielen Jahren verschiedene Radarsysteme zur Untersuchung der Struktur, der Dynamik und der Langzeit-Variabilität der mittleren Atmosphäre sowie der Kopplung der Atmosphärenschichten in mittleren und polaren Breiten. Schwerpunkt dieser Untersuchungen bilden Messungen in der Mesosphäre und der unteren Thermosphäre, sowie der Troposphäre und unteren Stratosphäre. Der sich daraus ergebende Höhenbereich von etwa 1 bis 20 km und 60 bis 120 km ist nur durch die Nutzung verschiedener Radarsysteme abzudecken, um deren Einzelmessungen möglichst überlappend und konsistent zusammenzufassen. Die wetterunabhängigen und kontinuierlichen Radarexperimente stellen einen wichtigen Bestandteil der bodengebundenen atmosphärischen Fernerkundung des IAP dar. Die jeweiligen Radarsysteme werden im unbeaufsichtigten, permanenten Betrieb in unterschiedlichen Frequenzbereichen genutzt und erlauben daher die Ausnutzung verschiedener Streuprozesse und damit auch Radarziele in der Atmosphäre. Die räumliche Nähe zu anderen Messinstrumenten erlaubt koordinierte Messungen von Radaren, Lidars, ballongestützten Instrumenten und Höhenforschungsraketen in nationalen und internationalen Kampagnen und die Kombination der Messergebnisse. Die verschiedenen Radarsysteme und deren jüngste technische Entwicklungen werden nachfolgend vorgestellt.

### VHF-MST-Radare

Das IAP betreibt zwei VHF-Radarsysteme zur Beobachtung der Meso-, Strato- und Troposphäre (MST), die auf der Insel Andøya in Nordnorwegen und in Kühlungsborn auf 53,5 MHz betrieben werden. Mit diesen Systemen ist es möglich, kontinuierliche Windmessungen in der Troposphäre und der unteren Stratosphäre als auch Messungen in der Mesosphäre durchzuführen. Das leistungsstarke und sehr flexible Radar MAARSY auf der Insel Andøya ermöglicht inzwischen nahezu ganzjährig die Beobachtung von Echos aus der

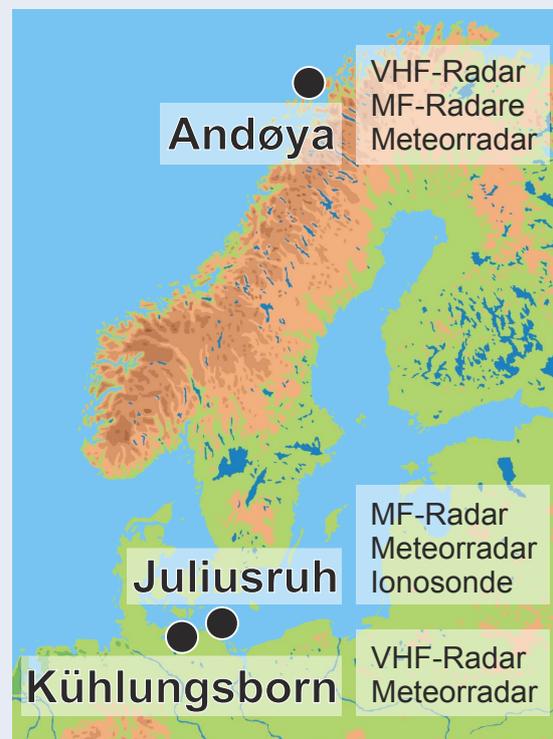
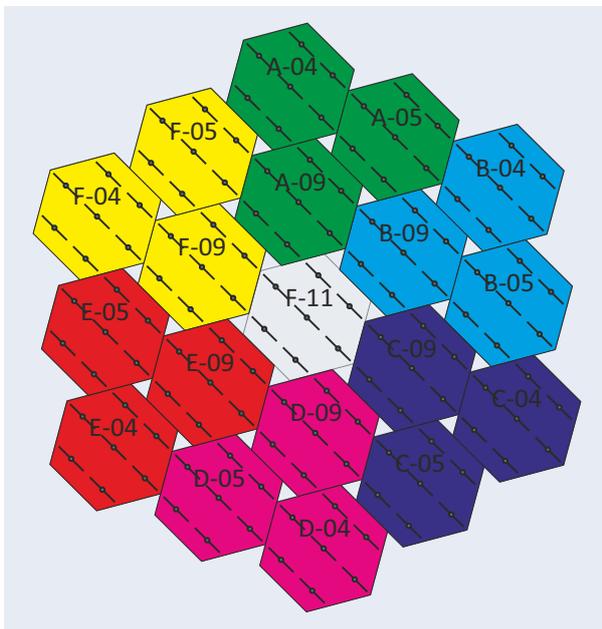


Abb. 17.1: Radar-Standorte des IAP

polaren Mesosphäre, wie der polaren mesosphärischen Sommerechos zwischen Mai und August in einer Höhe von 78 bis 92 km und der sogenannten polaren Winterechos im übrigen Zeitraum in einer Höhe von 50 bis 85 km. Neben der statistischen Auswertung dieser Ereignisse ist es bei ausreichender Echostärke auch möglich, Windfelder abzuleiten. Bei MAARSY wurden neue Module zur Kombination und Selektion von Antennengruppen eingebaut, die es ermöglichen, sowohl den Dynamikbereich der Empfänger optimal auszunutzen als auch flexibler optimale Antennenstrukturen für interferometrische Analysen auf die Empfänger zu schalten. Im Frühjahr 2014 wurde das Antennenfeld des OSWIN-Radars grundlegend erneuert. Das neue Antennenfeld (Abb. 17.2) basiert auf der hexagonalen Struktur der MAARSY-Antenne und besteht aus insgesamt 133 Drei-Element-Yagi-Antennen, die in 19 Untergruppen mit jeweils 7 Antennen angeordnet sind. Die Sendetechnik des Radars wurde ebenfalls komplett erneuert. Der neue Sender ist

modular aufgebaut und versorgt die 19 Antennenuntergruppen mit jeweils 3 kW Spitzenleistung bei einem maximalem Tastverhältnis von 5 Prozent. Auf dem Empfangsweg werden jeweils 3 benachbarte Antennenuntergruppen zusammengefasst und mit einem neuen 6-Kanal-Empfangssystem verbunden. Diese Anordnung ermöglicht den sogenannten Spaced-Antenna-Betrieb zur Windmessung in der Troposphäre. Während der Sommermonate können weiterhin mesosphärische Echos detektiert werden, deren langfristige Untersuchung hinsichtlich Häufigkeit und Intensität des Auftretens in Zusammenarbeit mit den Temperatur-Lidarmessungen in Kühlungsborn ein wichtiger Bestandteil der Forschungsarbeit des IAP bildet.



**Abb. 17.2:** Skizze des neuen OSWIN-Antennenfeldes. Die Antennen der farbig markierten Bereiche werden auf dem Empfangsweg zusammengefasst.

### SANDRA

Eine Radareigenentwicklung des IAP stellt das SANDRA-System dar, welches auf direkter digitaler Synthese (DDS) beruht und aus sogenannten „software-defined radios“ (SDR) aufgebaut ist. Wir verwenden dazu netzwerkfähige Baugruppen der Universal Software Defined Peripheral (USRP), mit denen breitbandig verschiedene Frequenzen (bis 6 GHz) empfangen und mit bis zu 50 Millionen Abtastwerten pro Sekunde digitalisiert, als auch Sendesignale generiert werden können. Bei diesem Konzept werden durch die Programmierung der USRP-Module wichtige Parameter wie z. B. die ge-

wünschte Frequenz, Bandbreite, Pulsbreite, Abtastrate, digitale Filterung definiert und nach Anwendung und Bedarf durch äußere Komponenten wie Verstärker und Filterung für den Empfangs- und Sendefall ergänzt. Dieses Konzept bietet durch seinen modularen Aufbau eine sehr hohe Flexibilität und ermöglicht somit auch die Wiederverwendung der USRP-Module und Teile der Peripherie für einen späteren Verwendungszweck, z. B. auf einer abweichenden Frequenz oder einem anderen Beobachtungsziel. Somit stellt SANDRA ein flexibles und vielseitiges Messmittel dar, das aktuell im JULIE-Radar verwendet und in der Zukunft auch in weiteren Radarsystemen und Anwendungen erprobt werden wird.

### JULIE

Das JULIE-Radar wird an der Außenstelle Juliusruh auf der Insel Rügen betrieben und dient der Beobachtung von Irregularitäten der ionosphärischen E-Schicht bei einer Frequenz von 30 MHz. Für das JULIE-Radar kommen Komponenten des SANDRA-Systems für den Sende- und Empfangsfall zum Einsatz. Das JULIE-Radar stellt somit das neueste DDS-Radar dar, das vom IAP geplant und aufgebaut sowie dessen Software entwickelt wurde. Das Antennensystem besteht aus insgesamt 8 räumlich getrennten Gruppen mit jeweils 4 Drei-Element-Yagi-Antennen (Abb. 17.3), die teilweise kombiniert zum Senden und Empfangen der Radarsignale oder ausschließlich zum Empfang verwendet werden. Für den Empfangsfall werden interferometrische Analysemethoden verwendet, um die detektierten Echos zu untersuchen.



**Abb. 17.3:** Antennen des JULIE-Radars an der Außenstelle Juliusruh



Abb. 17.4: Bild des Saura-MF-Radars in Nordnorwegen

### MF-Radare

Mit Radargeräten, die im Frequenzbereich zwischen etwa 2 bis 3,5 MHz betrieben werden, ist es möglich, ganzjährig kontinuierliche Messungen der mittleren Atmosphäre im Höhenbereich zwischen etwa 50 und 100 km durchzuführen. Dabei werden primär das höhenaufgelöste horizontale und vertikale Windfeld sowie die Elektronendichte abgeleitet. Mit diesen Messungen leisten die MF-Radare einen wichtigen Beitrag zur Untersuchung der Dynamik der mittleren Atmosphäre in nördlichen mittleren und hohen Breiten. Die MF-Radare ermöglichen unter anderem die Untersuchung von internen Schwerewellen, planetaren Wellen, Gezeiten und Impulsflüssen und stellen somit ein wertvolles Mittel zur Untersuchung der Wechselwirkungen verschiedener Wellentypen untereinander und mit der Hintergrundzirkulation dar.

Das relativ einfach aufgebaute Andenes-MF-Radar auf der Insel Andøya arbeitet auf 1,98 MHz mit einer Pulsleistung von 50 kW und ermöglicht kontinuierliche Beobachtungen der Windfelder im Höhenbereich von etwa 70 bis 95 km mit einer Höhenauflösung von 2 km. Die empfangenen Radarechos werden mittels interferometrischer Methoden im Spaced-Antenna-Verfahren analysiert. Bei diesem Radar wurden im Berichtszeitraum die Befestigung der Antennen und der Antennenkabel erneuert, um weiterhin einen kontinuierlichen Betrieb zu ermöglichen.

Als wesentlich flexiblere und leistungsfähigere MF-Radarsysteme sind das Saura-MF- und Juliusruh-MF-Radar anzusehen. Das Saura-MF-Radar wird mit einer Pulsleistung von 116 kW auf der Insel Andøya auf der Frequenz 3,17 MHz betrieben und wurde zum Ende des Jahres 2014 modernisiert, um dessen Flexibilität und Leistungsfähigkeit zu verbessern.

So werden nun sechs digitale Empfangsmodule verwendet, die eine höhere Frequenz abtasten können und somit eine zusätzliche Frequenzmischstufe im Radar entfällt, wodurch eine verbesserte Stabilität und Präzision erreicht wird. Zusätzlich ist es nun möglich, kodierte Signale zu verwenden, wodurch eine Verbesserung des Signal-Rausch-Verhältnisses gegenüber dem Hintergrundrauschen und eine verbesserte Immunität gegenüber Aussendungen anderer Radiosender erreicht wird. Gleichzeitig wird durch Kodierung ein besseres Verhältnis von Sende- und Empfangszeit erreicht, was vor allem für den unteren Höhenbereich von Interesse ist.

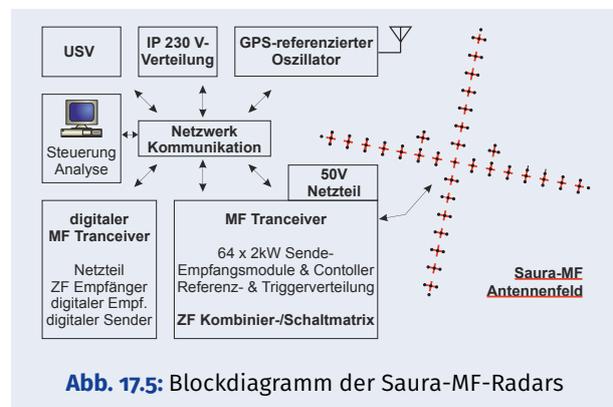


Abb. 17.5: Blockdiagramm der Saura-MF-Radars

In diesem Zusammenhang wurde auch die Kühlung der Radartechnik optimiert, um weiterhin einen kontinuierlichen Betrieb bei erhöhter Gesamtleistung zu gewährleisten. Des Weiteren ist es nun durch eine neue Antennenkombinierung und -selektion möglich, zeitgleich verschiedene Messverfahren zur Windbestimmung zu kombinieren und die jeweiligen Stärken dieser Verfahren auszunutzen. Diese neue Architektur ermöglicht die gleichzeitige Beobachtung der mittleren Atmosphäre mit

einem nur  $6,8^\circ$  breiten Radarstrahl für das gesamte Antennensystem als auch des gesamten Himmels mittels der Einzelantennen. Die Einzelantennen werden dabei vor allem für die interferometrische Untersuchung der Radarechos verwendet. So kann mit dem Spaced-Antenna-Verfahren der Vertikal- und Horizontalwind aus Korrelationsanalysen abgeleitet werden als auch der Einfallswinkel der Echos bestimmt werden. Letzteres ist insbesondere für die Beobachtung von Meteorechos und deren Analyse zur Positionsbestimmung notwendig, die dann für die Erweiterung des oberen Messbereiches genutzt werden können.

Das Juliusruh-MF-Radar auf der Insel Rügen wurde zum Jahresende 2015 ähnlich den für das Saura-MF-Radar oben beschriebenen Modifikationen erneuert. Dadurch soll es eine ähnliche Flexibilität und Leistungsfähigkeit erreichen. Insbesondere die Nutzung von kodierten Signalen und die Erweiterung der Empfangskanäle für interferometrische Analysen sind hervorzuheben, da das Antennensystem in Juliusruh wesentlich kleiner als das in Nordnorwegen ist und somit nur eine geringere räumliche Auflösung ermöglicht, da der Öffnungswinkel der Antenne etwa  $18^\circ$  beträgt. Allerdings besitzt das Juliusruh-MF-Radar im Unterschied zum Saura-MF-Radar vier vom Hauptantennensystem abgesetzte Antennen, die zusätzlich für interferometrische Analysen der Radarechos verwendet werden.

Beide Radarsysteme sind somit durch die Kombination von Doppler-Beam-Swinging- und Spaced-Antenna-Verfahren in der Lage, aus den kontinuierlichen Messungen wichtige geophysikalische Parameter zu gewinnen.

### **Ionosonde Juliusruh**

Die Ionosonde Juliusruh liefert seit über 50 Jahren wertvolle Messungen der Ionosphäre in hoher Qualität. Seit der Modernisierung der Ionosonde im Jahr 2011 zur sogenannten Digisonde DPS-4D werden regelmäßig sowohl Standard-Ionogramme als auch Driftmessungen in den ionosphärischen E- und F-Schichten durchgeführt.

Anfang 2015 wurde das beschädigte Ionosonden-Sendemodul samt Filterbaugruppe ersetzt, um so optimale Abstrahleigenschaften der Ionosonde zu gewährleisten. Die Ionosonde Juliusruh ist seit Ende 2014 Teil des Netzwerkes von fünf europäischen Digisonden DPS-4D im Rahmen eines Pilotprojektes zur Identifizierung wandernder ionosphärischer Störungen. Ziel ist es, in Zukunft das Messintervall

der Ionogramme von aktuell 15 Minuten zu verringern, was eine Synchronisierung mit dem ebenfalls an der Station Juliusruh befindlichen MF-Radars zwingend notwendig macht und am Jahresende 2015 erprobt wurde.



**Abb. 17.6:** Gebäude und Ionosondenmast der IAP-Außenstelle Juliusruh

### **Meteorradare**

Die Beobachtungen von Meteor-Ionisationsspuren mittels der am IAP eingesetzten All-Sky-Meteorradare (SKiYMET) ermöglichen die Bestimmung des Windfeldes im Höhenbereich von 75 bis 100 km und ergänzen somit die Messungen der MF-Radare. Das IAP betreibt Meteorradarsysteme in Juliusruh auf der Insel Rügen und auf der Insel Andøya in Nordnorwegen. Für beide Systeme wurde zuletzt die Pulsleistung verdoppelt, wodurch nun auch schwächere Meteorereignisse detektiert werden können. In diesem Zusammenhang wurden die Sende- und auch Empfangsantennen gegen witterungsbeständigere und damit zuverlässigere Antennen, die am IAP entworfen und gebaut wurden, ausgetauscht. Des Weiteren wurden neue Antennen erprobt, die es ermöglichen, einen größeren Frequenzbereich abzudecken, um mit einem einzigen Empfangsinterferometer die Rückstreusignale mehrerer Meteorradare gleichzeitig beobachten zu können. Zusätzlich zu den aktiven Meteorradarsystemen wurden auch passive Empfangsanlagen etwa 100 bis 300 km abseits der Radarsysteme aufgebaut, die das MMARIA-Konzept bilden (siehe Kap. 2).

## 18 Mesosphärische Schichten

R. Latteck, S. Sommer, I. Strelnikova, J. L. Chau

Kontinuierliche Beobachtungen polarer mesosphärischer Echos (PME) auf der norwegischen Insel Andøya begannen 1999 mit dem ALWIN-VHF-Radar und werden seit 2011 mit dem leistungsstärkeren MAARSY weitergeführt. Dieses flexiblere und empfindlichere VHF-Radar ermöglicht zeitlich und räumlich hochaufgelöste Beobachtung der PME in neuer Qualität. Unter anderem werden bildgebende Verfahren eingesetzt, um Parameter wie Reflektivität, Geschwindigkeit und spektrale Breite örtlich aufgelöst darstellen zu können. Weiterhin konnten mit der verbesserten Auflösung Eigenschaften wie die sogenannte Aspektsensitivität und das Verhalten auf kurzen Zeitskalen untersucht werden. Die gleichzeitige Beobachtung von mesosphärischen Sommerechos auf zwei Radarfrequenzen ermöglicht zudem die Bestimmung der Teilchengröße, die diesen Echos zugrunde liegen.

### 18.1 Polare mesosphärische Echos

Starke VHF-Radarrückstreusignale aus der polaren Mesopausenregion treten das ganze Jahr hindurch auf und werden allgemein PME genannt.

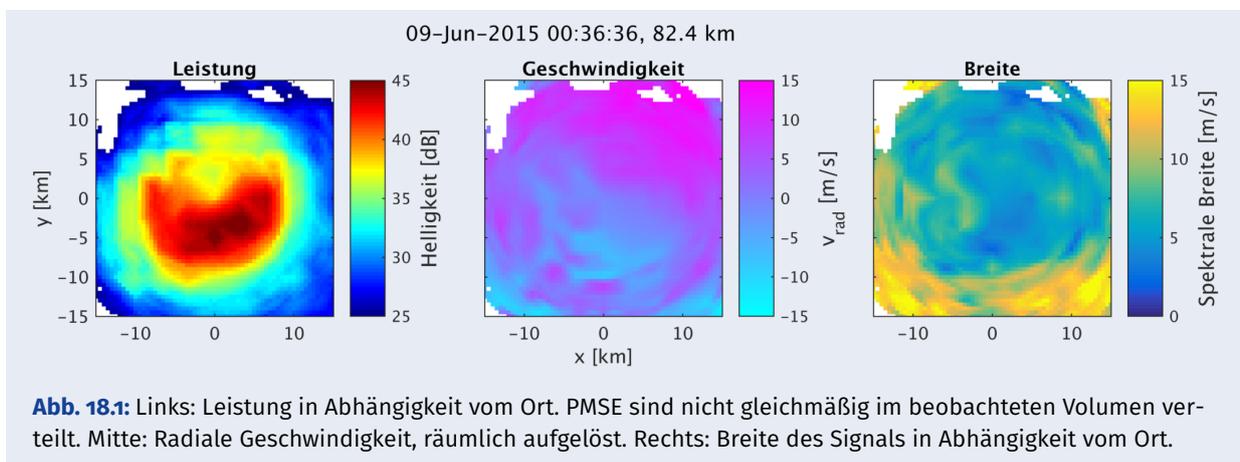
Die während der Sommermonate im Bereich von 78 bis 92 km beobachteten sogenannten „Polaren Mesosphärischen Sommerechos“ (PMSE) werden durch Inhomogenitäten im Brechungsindex in der Größenordnung der halben Radarwellenlänge (ca. 3 m bei 50 MHz Radarfrequenz) verursacht, die durch neutrale Luftturbulenzen in Kombination

mit negativ geladenen Aerosolen oder Eispartikeln entstehen, wobei letztere nur in der extrem kalten Mesopausenregion im Sommer existieren können. Die Häufigkeit des Auftretens der PMSE hängt daher von der Ionisation, der Temperatur, dem Wasserdampfgehalt und der Turbulenz in der Mesopausenregion ab.

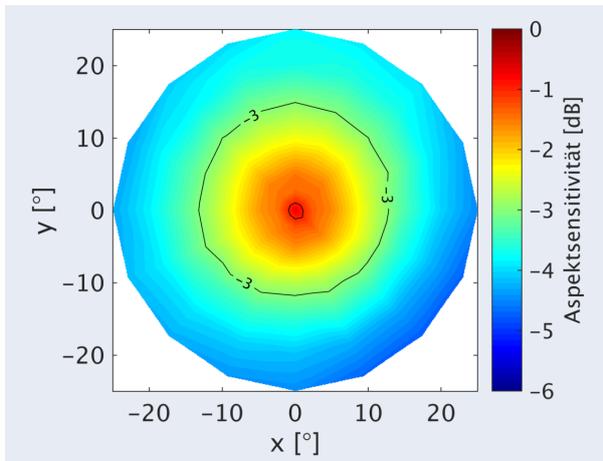
Aber auch außerhalb des Sommers bei deutlich höheren Temperaturen können Radarechos unterhalb der Mesopausenregion im Höhenbereich von etwa 50 bis 85 km beobachtet werden. Die Ursachen dieser sogenannten „Polaren Mesosphärischen Winterechos“ (PMWE) sind noch nicht vollständig erforscht und stellen den Gegenstand aktueller und zukünftiger Untersuchungen dar.

### 18.2 Bildgebende Verfahren und stochastische Beschreibung von PMSE

Die mit MAARSY beobachteten PMSE können mit sogenannten bildgebenden Verfahren, auch CRI genannt, untersucht werden. CRI ermöglicht es, zurückgestreute Radarsignale örtlich aufzulösen, sodass ein Bild, hier von einer PMSE, entsteht. Ein Beispiel ist in Abb. 18.1, links, gezeigt. Die Farbe gibt die Stärke der PMSE wieder. Zu erkennen ist, dass die zurückgestrahlte Leistung sich nicht gleichmäßig verteilt, sondern auf die rechte untere Ecke konzentriert ist. Diese Ungleichverteilung der Rückstreustärke lässt Rückschlüsse auf die Struktur der PMSE zu. Weiterhin lässt sich mit CRI nicht nur die Stärke des zurückgestreuten Signals sondern auch weitere Parameter wie die radiale Geschwindigkeit



(Abb. 18.1, Mitte) und die spektrale Breite (Abb. 18.1, rechts) des zurückgestreuten Signals bestimmen. Daraus lassen sich atmosphärische Parameter wie Wind und Turbulenzstärke ableiten.

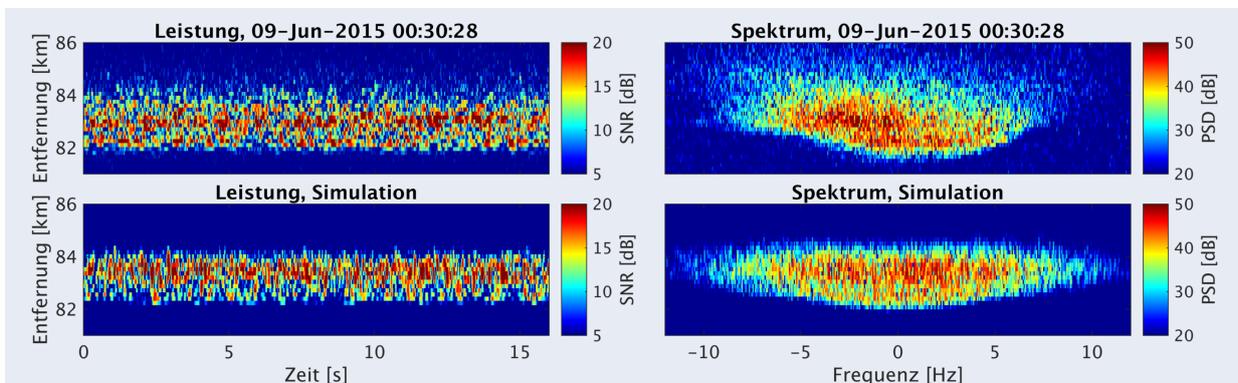


**Abb. 18.2:** Abhängigkeit der zurückgestrahlten Leistung vom Schwenkwinkel, normiert auf den Zenit. Es wird signifikant viel Leistung auch von großen Strahlwinkeln empfangen.

Weitere Untersuchungen haben gezeigt, dass PMSE auf kurzen Zeitskalen kein einheitliches, homogenes Rückstreumedium bilden, sondern zeitlich und räumlich stark fluktuieren. Dieses Ergebnis hat wiederum auch Auswirkung auf die Untersuchungsmethoden. Unter Berücksichtigung der Nichthomogenität wurde die Aspektsensitivität, also die Abhängigkeit des zurückgestreuten Signals vom Schwenkwinkel, mit verschiedenen Strahlpositionen untersucht. Vorangegangene Studien, bei denen die inhomogenen Eigenschaften der PMSE nicht berücksichtigt wurden, haben eine starke

Aspektsensitivität der PMSE festgestellt, die allerdings nicht mit der Turbulenztheorie kompatibel war. Unter Berücksichtigung der inhomogenen Eigenschaften der PMSE, deren Bestimmung mit MAARSY nun möglich ist, konnten wir feststellen, dass die Rückstreuungen größtenteils keine Abhängigkeit vom Schwenkwinkel besitzen und damit durch einen isotropen Streuprozess entstehen. Abb. 18.2 zeigt die auf den Zenit normierte, zurückgestreute Leistung in Abhängigkeit vom Schwenkwinkel in x- und y- Richtung, wobei das Radar im Zentrum steht. Die Werte bei großen Schwenkwinkeln ( $>15^\circ$ ) sind klein und die Differenz zur 0 ist mit Messeffekten zu erklären. Dies steht in guter Übereinstimmung mit der Theorie, dass PMSE durch Turbulenz in Verbindung mit geladenen Eisteilchen und freien Elektronen entstehen.

Die gegenüber dem ALWIN-Radar verbesserten technischen Eigenschaften des MAARSY erlauben es, die zeitliche Auflösung der PMSE-Beobachtungen deutlich zu erhöhen. Neue Studien im Millisekunden-Bereich haben dabei neue Eigenschaften der PMSE hervorgebracht. So schwankt z. B. die gemessene zurückgestreute Leistung im 2-Sekunden-Bereich sehr stark um mehrere Größenordnungen. Dies ist in Abb. 18.3, links oben, über Entfernung und Zeit dargestellt. Analysiert man das komplexe Spektrum des Radarsignals (Abb. 18.3, rechts oben) in Abhängigkeit von Frequenz und Entfernung, zeigt sich dieser Effekt jedoch nicht, da die 2-Sekundenschwingungen nur bei der Überlagerung der beiden komplexen Signale des Radars entstehen. In einer Simulation, die auf zufälligen Zahlen basiert, konnten wir zeigen, dass diese Schwingungen nicht geophysikalischer Natur sind, sondern dadurch entstehen, wie das Radar die PMSE misst. Ein Ergebnis



**Abb. 18.3:** Oben: PMSE-Messungen auf kurzen Zeitskalen. Fluktuationen im Bereich von 2 s sind beobachtbar. Zurückgestreute Leistung in Abhängigkeit von Ort und Zeit (links) und zugehöriges Spektrum in Abhängigkeit von Höhe und Frequenz (rechts). Unten: Simulation von PMSE basierend auf zufälligen Zahlen. Simulierte Leistung (links) und zugehöriges simuliertes Spektrum (rechts). Messung und Simulation stimmen sehr gut überein.

der Simulation ist in Abb. 18.3 (unten) gezeigt. Links ist die simulierte zurückgestreute Leistung und rechts das dazugehörige Spektrum dargestellt. Die Übereinstimmung mit den Messungen ist sehr gut und lässt daher Rückschlüsse auf Parameter wie Turbulenz, aber auch auf den Streuprozess selbst zu. Da die Simulation auf zufälligen Zahlen beruht, lässt sich daraus schließen, dass Turbulenz ein zufälliger Prozess und grundlegender Streuprozess für die PMSE ist.

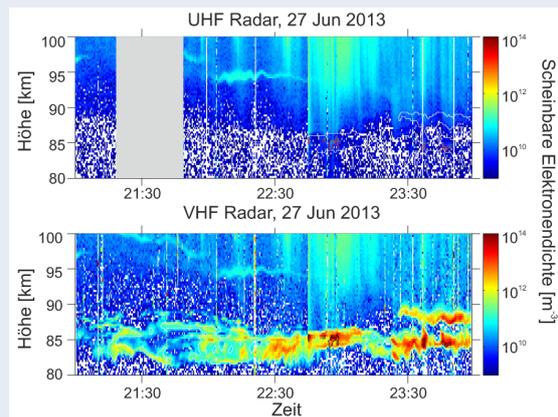
### 18.3 PMSE-Beobachtungen mittels zweier Radarfrequenzen

Da die Physik der PMSE im Wesentlichen verstanden ist, kann man dieses Phänomen als Tracer benutzen. Wie oben erklärt wurde, entstehen diese Echos nur dann, wenn in dem Sondierungsvolumen Strukturen geladener Aerosole existieren. Das bedeutet, dass PMSE als Indikator für die Existenz von Eis und Turbulenz angenommen werden kann, wenn eine ausreichend große Anzahl von freien Elektronen vorhanden ist. Aus der Statistik von PMSE-Beobachtungen ist offensichtlich, dass Turbulenz und geladene Eisaerosole fast immer in der Mesopausenregion im Sommer existieren.

Eisaerosole werden seit einigen Jahren routinemäßig mit Lidars beobachtet. Zwar kann aus diesen Lidarmessungen das Eisvolumen unabhängig von Plasma- und Turbulenzparametern bestimmt werden, aber solche Messungen sind erst für Teilchengrößen ab etwa 25 nm sensitiv. Dagegen lassen sich durch die Kombination von Radarmessungen auf zwei unterschiedlichen Frequenzen Eisteilchengrößen und -anzahldichten von geladenen Teilchen sogar ab einer Größe von rund 3 nm bestimmen.

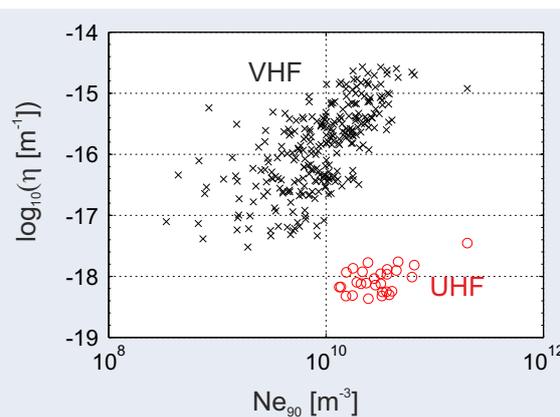
Um ein PMSE-Signal mit MAARSY beobachten zu können, sind Strukturen oder Fluktuationen im Plasma mit rund 3 m Abstand erforderlich. Für das EISCAT-VHF- und das EISCAT-UHF-Radar beträgt dieser Abstand nur 67 cm bzw. 16 cm. Die PMSE-Signalstärke ist aber nicht für alle Radarfrequenzen gleich. Je kleiner die Strukturen sind, desto kleiner ist auch die erwartete Rückstreuung. Auf der anderen Seite hängen die Strukturen mit der Teilchengröße der Eisaerosole zusammen. Daher kann man aus der gleichzeitigen Beobachtung von PMSE-Signalstärken mit zwei Frequenzen an einem Ort die Teilchengröße bestimmen.

Die Nutzung der EISCAT-Radare auf beiden Frequenzen hat den Vorteil, dass neben den PMSE-



**Abb. 18.4:** Scheinbare Elektronendichte gemessen mit zwei Radaren mit unterschiedlichen Frequenzen in Tromsø

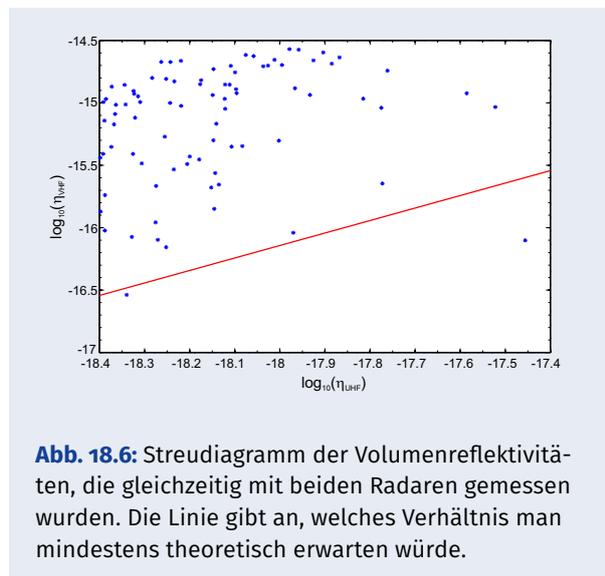
Schichten auch die Elektronendichte gemessen werden kann. Ein Beispiel ist in Abb. 18.4 gezeigt. Oben sind die Ergebnisse des EISCAT-UHF-Radars (930 MHz), unten die des EISCAT-VHF-Radars (224 MHz) dargestellt. Während das VHF-Radar eine PMSE fast die ganze Zeit über beobachten konnte, zeigte das UHF-Radar nur ganz kurze und schwache Signale. Außerhalb der PMSE-Schicht sind die Ergebnisse der Messungen sehr ähnlich. Eine sporadische E-Schicht, die von etwa 97 km auf 94 km bis ca. 22:40 Uhr herunterdriftet, hat in etwa die gleiche Intensität in beiden Messungen.



**Abb. 18.5:** PMSE-Volumenreflektivität als Funktion der Elektronendichte in ca. 90 km

Die absolute PMSE-Signalstärke hängt von der Elektronendichte ab. Das demonstriert Abb. 18.5. Da die Elektronendichtenmessung in 90 km nicht mehr von der PMSE beeinflusst ist, stellt sie ein gutes Maß für das Ionisationsniveau in der PMSE-Schicht dar.

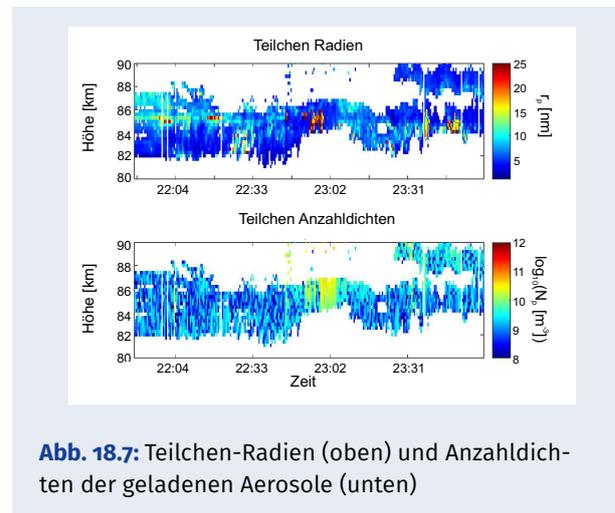
Insbesondere ist die Korrelation zwischen der VHF-PMSE-Stärke und der Elektronendichte sichtbar. Das UHF-Signal ist schwächer und erst bei einer höheren Hintergrundelektronendichte sichtbar. Da das UHF-Signal der PMSE stärker als das VHF-Signal von den Teilchengrößen abhängt, zeigen die entsprechenden Volumenreflektivitäten keine Korrelation miteinander (Abb. 18.6).



**Abb. 18.6:** Streudiagramm der Volumenreflektivitäten, die gleichzeitig mit beiden Radaren gemessen wurden. Die Linie gibt an, welches Verhältnis man mindestens theoretisch erwarten würde.

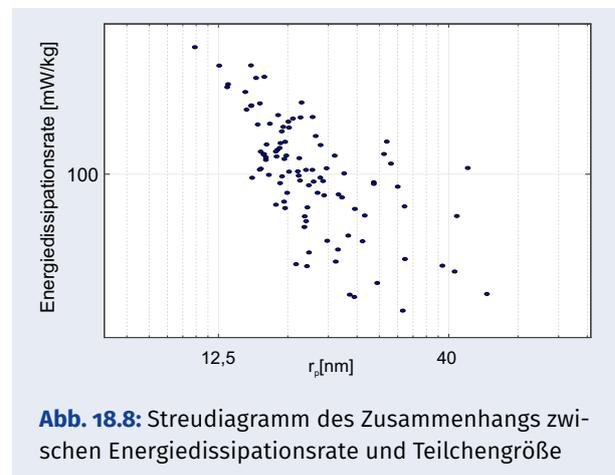
Die Messung der Teilchengröße kann auf zwei Arten geschehen: direkt, wenn im VHF- und UHF-Bereich PMSE detektiert werden oder aus der VHF-Volumenreflektivität plus Elektronendichte, wenn im UHF-Bereich keine PMSE detektiert werden. Die Elektronendichte wird hierfür aus den UHF-Messungen gewonnen. So ist es möglich, die Teilchenparameter im gesamten Bereich der VHF-PMSE-Schicht abzuschätzen. Erste Ergebnisse sind in Abb. 18.7 dargestellt. Im oberen Teil sind die Teilchenradien als Funktion der Höhe und der Zeit gezeigt. Die meisten Radien, die in diesem Experiment bestimmt werden konnten, sind kleiner als etwa 15 nm. Im unteren Teil sind die Anzahldichten der geladenen Aerosole gezeigt. Diese sind von der Elektronendichte anhängig: Je mehr freie Elektronen zur Verfügung stehen, desto mehr Teilchen können geladen werden. Da gegen 23 Uhr ein Elektroneneintrag aus der Ionosphäre stattgefunden hat (Abb. 18.4), erhöhte sich auch die Anzahldichte der Teilchen.

Eine weiterhin offene Frage ist der prozentuale Anteil der geladenen Aerosole. Raketenmessungen haben nachgewiesen, dass etwa 10–20% aller Aerosole geladen sind. Daher können diese Messungen nicht nur zur Bestimmung der Größenverteilung



**Abb. 18.7:** Teilchen-Radien (oben) und Anzahldichten der geladenen Aerosole (unten)

von Lidar- oder Satellitenmessungen, sondern auch zum Verständnis von Ladungsprozessen, die sich in diesem Höhenbereich abspielen, beitragen. In der Zukunft ist geplant, solche Messungen mit Hilfe von Radaren durchzuführen, die vom IAP betrieben werden. Dazu können die PMSE-Volumenreflektivität, die mit dem MAARSY gemessen werden, und die Elektronendichtemessungen des Saura-MF-Radars genutzt werden. Diese kontinuierlich durchgeführten Messungen lassen dann langfristige Vergleiche mit Lidarergebnissen in Andenes zu.



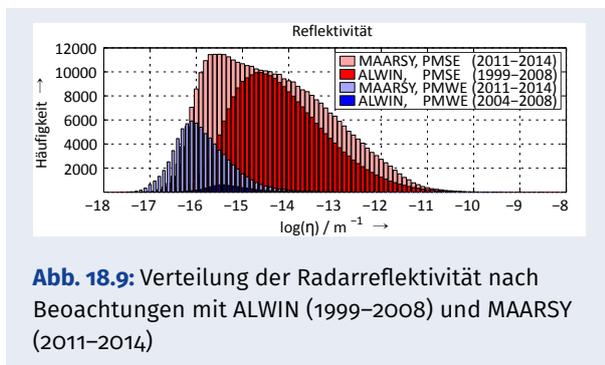
**Abb. 18.8:** Streudiagramm des Zusammenhangs zwischen Energiedissipationsrate und Teilchengröße

Da solche Messungen einen tieferen Einblick in die Mikrophysik der PMSE erlauben, eröffnen sich neue Fragen, die früher aufgrund mangelnder Kenntnisse gar nicht existierten. Ein Beispiel dazu ist in Abb. 18.8 dargestellt. Es zeigt die aus den Messungen bestimmte Teilchengrößen im Vergleich zu den entsprechenden Energiedissipationsraten, welche aus den spektralen Breiten der Radarsignale abgeleitet wurden. Das Bild demonstriert die Anti-

korrelation zwischen beiden Größen. Mit anderen Worten, je stärker die Turbulenz ist, desto kleinere Teilchen existieren. Etwas Ähnliches wurde auch beim Vergleich zwischen MAARSY-PMSE-Signalen und der Lidar-NLC-Helligkeit beobachtet. Dies bedeutet, dass entweder ein Wachstum bei stärkerer Turbulenz schwieriger ist oder dass die Teilchen zur Verringerung der spektralen Breite des Radarsignals beitragen. Diese Frage wird zukünftig weiter untersucht.

#### 18.4 Klimatologie mesosphärischer Echos aus mehrjährigen Beobachtungen mit MAARSY

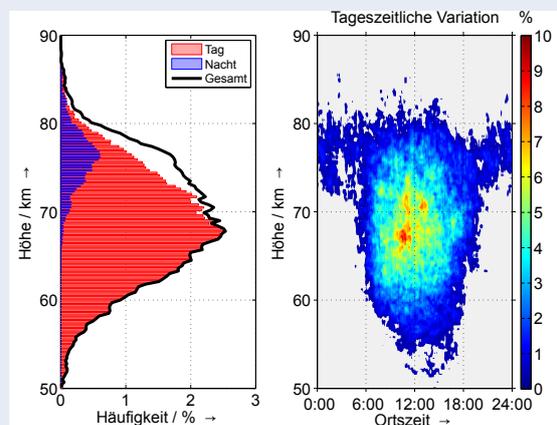
Kontinuierliche Beobachtungen der PMSE wurden auf Andøya seit 1999, die der PMWE seit September 2004 unter Verwendung des ALWIN-Radars durchgeführt. Seit 2011 wird hierfür das leistungsstärkere und flexiblere MAARSY-Radar genutzt. Seine gegenüber ALWIN um etwa 17 dB erhöhte Empfindlichkeit resultiert in einer verbesserten Nachweisgrenze der PME-Volumenreflektivität, was sich anhand der Verteilungskurven der PME-Beobachtungen beider Radare in Abb. 18.9 zeigt.



**Abb. 18.9:** Verteilung der Radarreflektivität nach Beobachtungen mit ALWIN (1999–2008) und MAARSY (2011–2014)

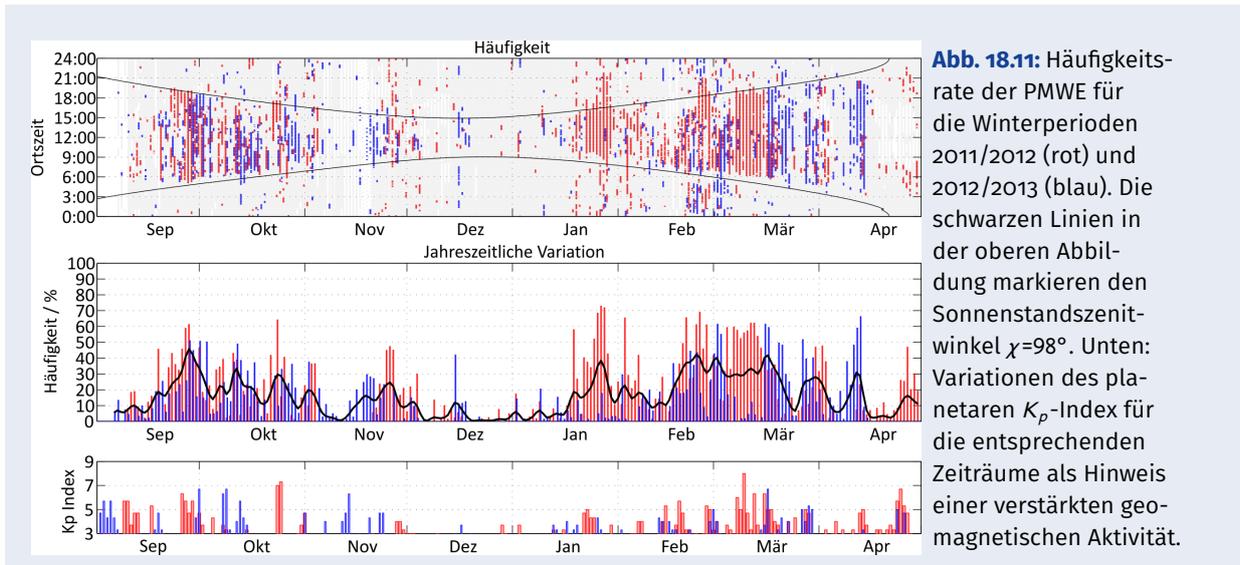
MAARSY ermöglicht PMWE-Detektionen im Höhenbereich zwischen 50 und 85 km. Während starker geomagnetischer Ereignisse oder erhöhter Sonnenaktivität können Winterechos auch unterhalb von 50 km beobachtet werden (Abb. 18.10, links). Der Maximalwert der gesamten PMWE-Höhenverteilung liegt bei etwa 68 km. Die Echos treten dabei am häufigsten während des Tages und im gesamten Höhenbereich zwischen 50 und 85 km auf, während sie in der Nacht nur in den oberen Regionen zwischen 62 und 85 km zu sehen sind. Die Tag-Nacht-Trennung erfolgte unter Verwendung des Sonnenstandszenitwinkels  $\chi$ . Für  $\chi=98^\circ$  wird die Region über 60 km Höhe durch Sonnenlicht beleuchtet.

Die Tageslichtabhängigkeit des PMWE-Auftretens zeigt sich auch im mittleren Tagesgang (Abb. 18.10, rechts). Die mittlere, tägliche Häufigkeitsrate der PMWE ist durch eine symmetrische Verteilung von etwa 10 Stunden um die lokale Mittagszeit in einem Höhenbereich von etwa 30 km um eine mittlere Höhe von etwa 68 km charakterisiert.



**Abb. 18.10:** Links: Höhenverteilungen der PMWE für die gesamte Zeit (durchgezogene schwarze Linie) sowie während des Tages (rot) und während der Nacht (blau). Rechts: mittlerer Tagesgang der PMWE-Aufttrittshäufigkeit nach zwei Winterperioden 2011/2012 und 2012/2013.

Abb. 18.11 zeigt tageszeitlich (oben) und jahreszeitlich (Mitte) aufgelöste Häufigkeitsraten der PMWE, die aus in einem Höhenbereich von 50–85 km gemessenen Volumenreflektivität  $\eta \geq 10^{-17} \text{ m}^{-1}$  für die Winterperioden 2011/2012 (rot) und 2012/2013 (blau) berechnet wurden. Die PMWE-Saison beginnt eindeutig Anfang September. Das tägliche Auftreten der PMWE mit einem Minimum um die Wintersonnenwende lehnt sich eng an den Sonnenstandszenitwinkel an, was auf eine starke Abhängigkeit von der Elektronendichte deutet. Die mittlere saisonale Häufigkeit beträgt etwa 16 %, was deutlich über dem Wert 2,9 % liegt, der aus früheren Beobachtungen mit ALWIN bislang bekannt war. Neben der größeren mittleren saisonalen Häufigkeitsrate zeigen die neuen Ergebnisse auch eine stärkere saisonale Variabilität mit Maxima bis zu 45 % in den Mittelwerten und etwa 70 % in der Schwankungen der einzelnen Jahre, die insbesondere in den Monaten September/Oktober und Februar/März auftreten. Das Ende der Wintersaison ist schwer zu bestimmen, da mesosphärische Echos mit MAARSY im Höhenbereich zwischen 50 und 85 km bis in die Monate Mai und Juni hinein beobachtet wurden.

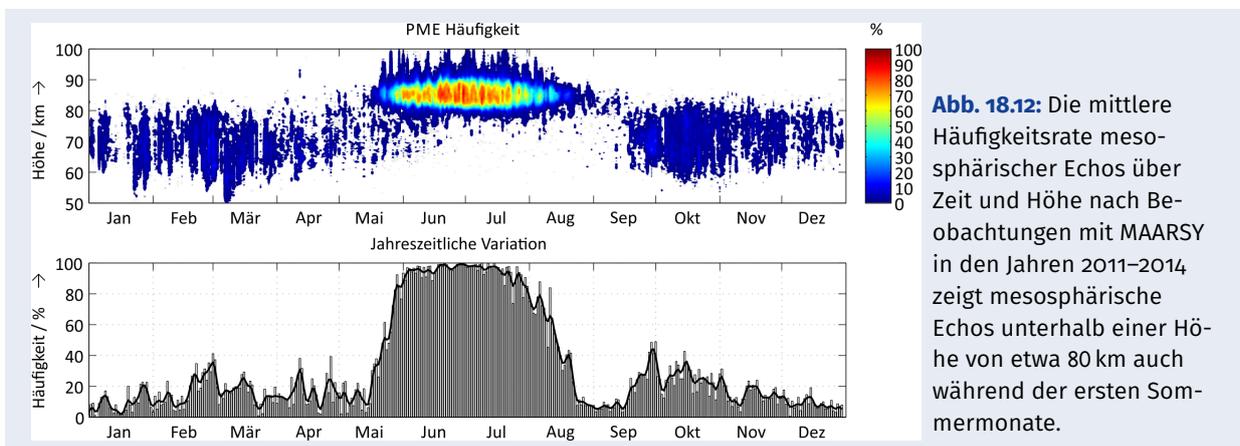


**Abb. 18.11:** Häufigkeitsrate der PMWE für die Winterperioden 2011/2012 (rot) und 2012/2013 (blau). Die schwarzen Linien in der oberen Abbildung markieren den Sonnenstandszenitwinkel  $\chi=98^\circ$ . Unten: Variationen des planetaren  $K_p$ -Index für die entsprechenden Zeiträume als Hinweis einer verstärkten geomagnetischen Aktivität.

Der untere Teil der Abb. 18.11 zeigt die Variationen des planetaren K-Index für  $K_p > 3$  als Hinweis einer verstärkten geomagnetischen Aktivität. So geht z. B. eine starke geomagnetische Aktivität mit einem Maximum von  $K_p=8$  am 9. März 2012 einher mit einer langanhaltenden PMWE-Häufigkeitsrate um die 60%. Allerdings wurden solche Häufigkeitsraten auch während geomagnetisch ruhiger Zeiträume z. B. am 13. April 2013 festgestellt. Dieses verstärkte Auftreten von PMWE wurde wahrscheinlich durch ein solares Protonenevent der Klasse M6 verursacht, das am 11. und 13. April 2013 auftrat. Eine Korrelationsanalyse zwischen den PMWE-Häufigkeitsraten und dem  $K_p$ -Index ergab einen Korrelationskoeffizienten von  $r=0,35$ .

Mesosphärische Echos werden auf Andøya seit etwa drei Jahrzehnten beobachtet. Entsprechend ihres Auftretens in verschiedenen Höhenbereichen während des Sommers und Winters konnten sie bislang klar als PMSE und PMWE unterteilt werden.

Die neuen Beobachtungen mit MAARSY seit 2011 zeigen nun mesosphärische Echos unterhalb einer Höhe von etwa 80 km auch während der Sommermonate, am häufigsten zu Beginn der PMSE-Saison Ende Mai (Abb. 18.12). Das bedeutet, dass die physikalischen Mechanismen für die Entstehung dieser unteren mesosphärischen Echos nicht nur während der Wintermonate sondern auch in den frühen Sommermonaten in diesen Höhen vorhanden sein müssen. Da die Radarbeobachtungen den aus Raketenmessungen und Simulationen bekannten mittleren Energiedissipationsraten hinsichtlich deren Saison- und Höhenvariabilität folgen, ist anzunehmen, dass Turbulenz, als einer der gegenwärtig diskutierten physikalischen Mechanismen für die Entstehung der PMWE, auch in den frühen Sommermonaten in den unteren mesosphärischen Höhen präsent ist.



**Abb. 18.12:** Die mittlere Häufigkeitsrate mesosphärischer Echos über Zeit und Höhe nach Beobachtungen mit MAARSY in den Jahren 2011–2014 zeigt mesosphärische Echos unterhalb einer Höhe von etwa 80 km auch während der ersten Sommermonate.

## 19 Untersuchungen von atmosphärischen Kopplungsprozessen

V. Matthias, F. Laskar, P. Hoffmann, G. Stober, J. L. Chau

Im aktuellen Berichtszeitraum sind Untersuchungen zur Dynamik in der MLT sowie zur Kopplung der MLT mit niedrigeren Atmosphärenbereichen fortgeführt worden. Im Folgenden werden die Highlights der durchgeführten Arbeiten präsentiert: (a) eine schwache plötzliche stratosphärische Erwärmung („Mini-SSW“) während der Herbstumstellung in hohen Breiten, die als „Hiccup“ bezeichnet wird, und (b) eine Verstärkung der mesosphärischen halbtägigen Gezeit (SDT) in Winden während der Monate August und September, d. h. nahe der Herbstumstellung. Wie eine typische SSW im Winter ist die hier beobachtete „Mini-SSW“ mit planetaren Wellen verbunden und wurde mit einer Kombination aus Daten eines MF-Radars und einer speziellen Version des Canadian Middle Atmosphere Model (CMAM3o) untersucht. In der zweiten Forschungsarbeit wurde herausgefunden, dass die SDT-Verstärkung mit der Ausbreitungsrichtung der stratosphärischen quasi-zweijährigen Oszillation (QBO) in niedrigen Breiten verbunden ist. Dieses Ergebnis wurde aus 10 Jahren Winddaten von Meteorradaren in mittleren und hohen Breiten sowie Modellwinden der Modern Era-Retrospective Analysis for Research and Applications (MERRA) abgeleitet.

### 19.1 Der „Hiccup“ der Herbstumstellung: Gemeinsamkeiten und Unterschiede zu stratosphärischen Erwärmungen

Der Herbst ist durch die Zonalwindumkehr von sommerlichem Ostwind auf winterlichen Westwind charakterisiert. Das erlaubt das Einsetzen der vertikalen Ausbreitung von stationären Wellen von der Troposphäre in die mittlere Atmosphäre. Brechen diese Wellen nun in der Stratosphäre, kommt es zum polaren Absinken von Luftmassen und somit zu einer stratosphärischen Erwärmung, was den Zonalwind abschwächt. Man würde also eine kleine SSW, die wir Schluckauf (engl. Hiccup) nennen, beim Einsetzen der stationären Wellenausbreitung rein theoretisch sogar erwarten.

Der Jahresgang der Temperatur in Abb. 19.1 zeigt zu

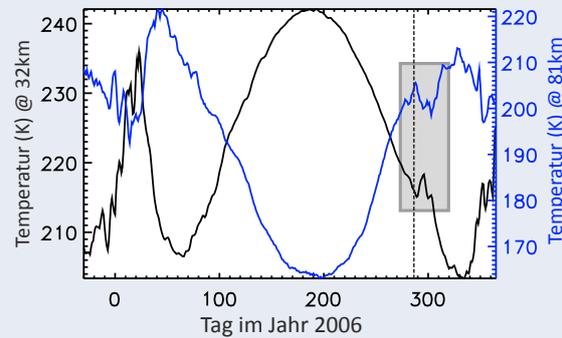


Abb. 19.1: Temperatur-Jahresgang in polaren Breiten in 32 km und 81 km Höhe aus Satellitendaten

Beginn des Jahres 2006 eine sehr starke plötzliche Erwärmung der Stratosphäre (schwarz) und eine gleichzeitige Abkühlung der Mesosphäre (blau), also eine plötzliche Stratosphärenenerwärmung (engl. Sudden Stratospheric Warming, kurz: SSW). Im Herbst, wenn sich die Stratosphäre nach dem Sommer wieder abkühlt und die Mesosphäre wieder erwärmt, kommt es zu einem kleinen Schluckauf (Hiccup) bei dem sich die Stratosphäre für ein paar Tage noch einmal um einige Kelvin erwärmt und die Mesosphäre sich gleichzeitig abkühlt (siehe graues Rechteck). Auf den ersten Blick also eine SSW nur mit bedeutend kleinerer Magnitude.

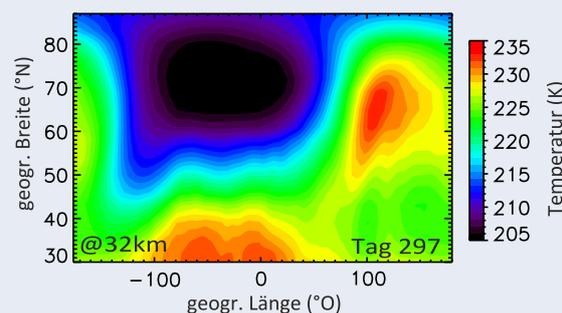
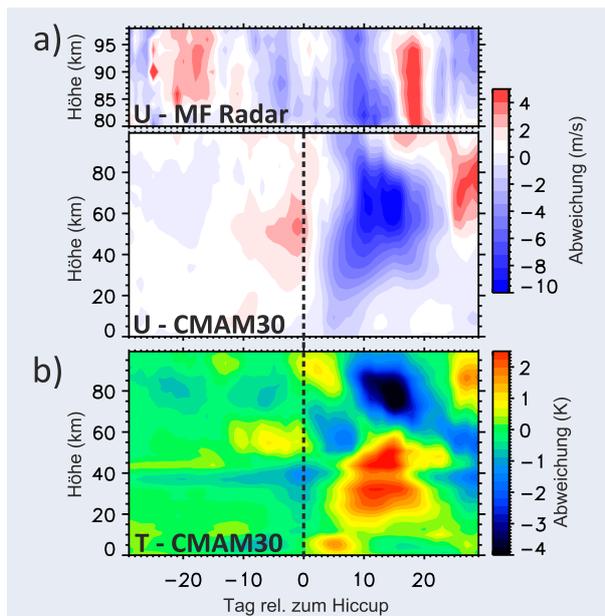


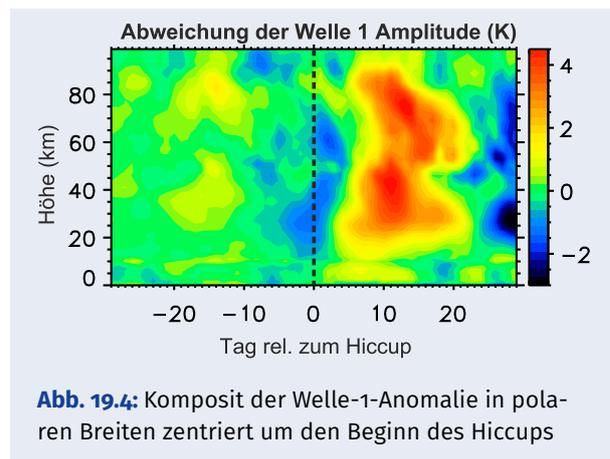
Abb. 19.2: Temperaturmuster am Tag 297 im Jahr 2006, dem lokalen Maximum der Temperatur in 32 km Höhe in Abb. 19.1

Abb. 19.2 zeigt eine markante Welle-1-Struktur in der globalen Temperaturverteilung im Maximum des Hiccups bei 32 km. Dies bestärkt die Vermutung, dass der Hiccup durch den Beginn der vertikalen



**Abb. 19.3:** a) Komposit der Zonalwindanomalie in Andenes aus Radardaten (oben) und in polaren Breiten aus Modelldaten (unten). b) Komposit der Temperaturanomalie in polaren Breiten aus Modelldaten, jeweils zentriert um den Beginn des Hiccups.

Ausbreitung von stationären Wellen verursacht wird. Um die mittleren Eigenschaften des Hiccups und seine Ursache genauer zu untersuchen, wurde die Komposit-Analyse auf 30 Jahre assimilierte Modelldaten des Canadian Middle Atmosphere Models (CMAM30) und zum Vergleich in der Mesosphäre auf Radardaten angewandt. Abb. 19.3 zeigt den Komposit der Abweichung a) des Zonalwindes und b) der Temperatur vom klimatologischen Mittel in polaren Breiten. Die Abschwächung des Zonalwindes beginnt in der Troposphäre und propagiert innerhalb weniger Tage bis hoch in die Mesosphäre, was durch die Radarmessungen in Andenes bestätigt wird. Die Temperaturänderung zeigt eine Erwärmung der Tropo- und Stratosphäre und eine Abkühlung der Mesosphäre. Dabei breitet sich die Temperaturänderung, ähnlich wie die Zonalwindänderung, von unten nach oben aus, verzögert sich aber gegenüber den Zonalwindänderungen um einige Tage. Die Abweichung der Amplitude der Welle 1 vom klimatologischen Mittel in Abb. 19.4 zeigt eine Erhöhung während des Hiccups, was die eingangs erwähnte Vermutung über die Ursache des Hiccups bestätigt. Gleichzeitig fällt in den Abb. 19.3 und 19.4 auf, dass sich kurz vor Beginn des Hiccups der Westwind verstärkt, was vermutlich durch das Verringern der Wellenamplitude verursacht wird. Dies



**Abb. 19.4:** Komposit der Welle-1-Anomalie in polaren Breiten zentriert um den Beginn des Hiccups

suggestiert, dass für das Entstehen eines Hiccups eine Vorläuferanomalie notwendig ist, im Gegensatz zur SSW.

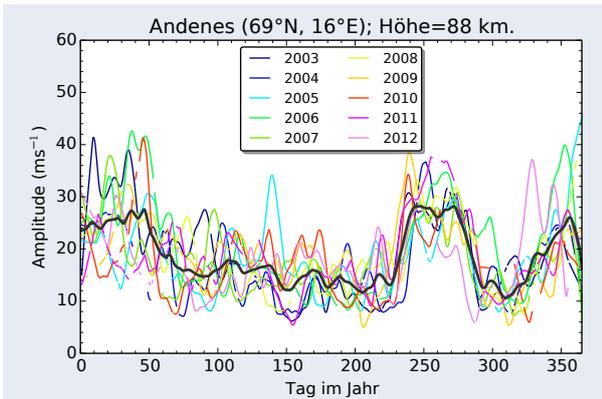
Ein weiterer offensichtlicher Unterschied zwischen einem Hiccup und einer SSW ist die Ausbreitungsrichtung der Anomalien. Während sich der Hiccup von unten nach oben ausbreitet, beginnt die Windumkehr von SSWs oftmals in der Mesosphäre und breitet sich innerhalb weniger Tage nach unten in die Stratosphäre aus. Dies resultiert aus dem Fakt, dass die stationäre Wellenausbreitung während des Hiccups nicht komplett unterdrückt wird, wie es bei SSWs durch die Zonalwindumkehr der Fall ist.

Trotz gewisser Unterschiede kann man sagen, dass der Hiccup nichts anderes ist als eine „Mini-SSW“ im Herbst, verursacht durch das Einsetzen vertikaler Ausbreitung von stationären planetaren Wellen.

## 19.2 Die Modulation der quasi-zweijährigen Schwingung von halbtägigen Gezeiten

Innerhalb der Atmosphäre zählen halbtägige Gezeiten (SDT; atmosphärische Gezeiten mit einer 12-stündigen Periode) zu den vorherrschenden Bewegungen der mittleren und hohen Breiten. Die Gezeitenamplituden, welche in der vorliegenden Studie gezeigt werden, sind aus den horizontalen Windmessungen der Meteorradare aus Andenes (69°N, 16°O) in Nordnorwegen und aus Juliusruh (54°N, 13°O) in Norddeutschland abgeleitet. Der Datenzeitraum umfasst die Jahre 2003–2014 für Andenes und die Jahre 2008–2014 für Juliusruh. Atmosphärische Gezeiten werden größtenteils durch unterschiedlich starke solare Erwärmung und der lunaren Gravitationskraft auf atmosphärische Gase generiert. In Abb. 19.5 sind die Amplituden der SDT

für die Station Andenes in einer Höhe von 88 km dargestellt. In Schwarz ist die mittlere Amplitude (geglättet über 11 Tage) erkennbar.



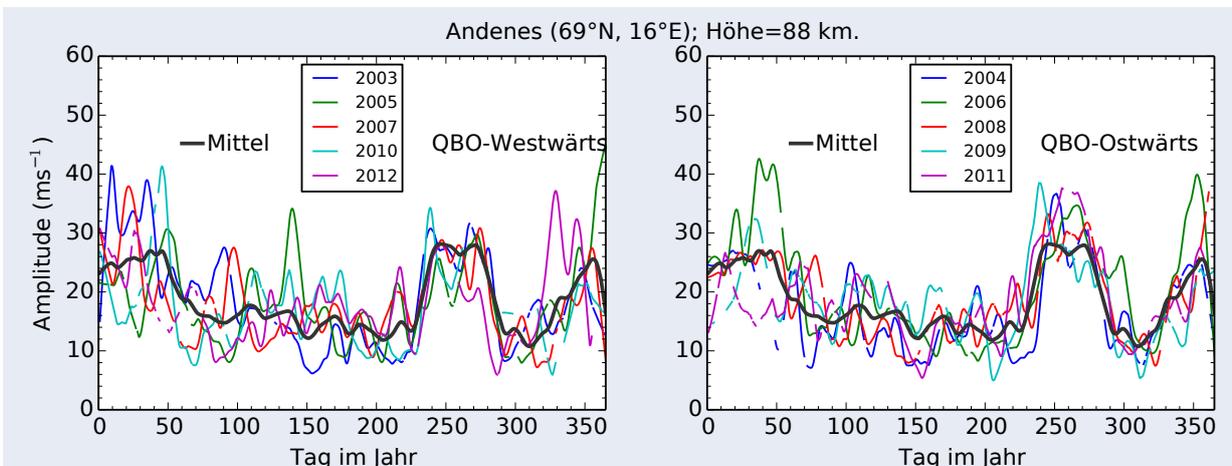
**Abb. 19.5:** Halbtägige Gezeitenamplitude und der Mittelwert für Andenes. Ähnliches Verhalten ist für die Station Juliusruh erkennbar (nicht gezeigt).

Anhand von Abb. 19.5 ist das Auftreten zweier Amplitudenmaxima für jedes Jahr erkennbar: Das erste in den Wintermonaten und das zweite während der Monate August–September (Tag im Jahr 230–280). Das August-September-Maximum beginnt in der zweiten Augushälfte und erreicht ein Plateau-Level um den Tag 240. Den September durchgehend verbleibt die Amplitude auf einem annähernd konstanten Niveau und beginnt um den Tag 275 abzunehmen. Das Hauptinteresse dieser Studie ist die Untersuchung der erhöhten SDT während der August-September-Periode.

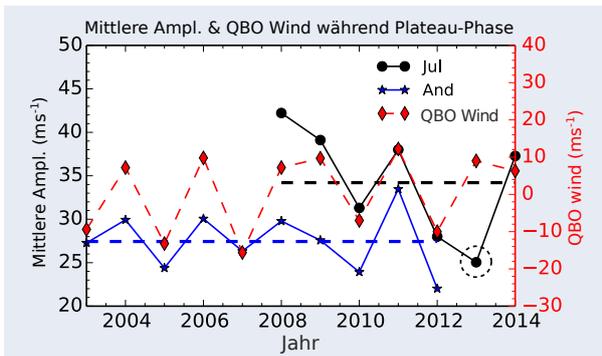
Als Gründe für die Verstärkung der August-September-SDT sind sowohl lokale wie auch globale Faktoren zu nennen.

Zu den lokalen Faktoren zählen Wellen, die Interaktion zwischen den Wellen untereinander sowie die Stabilität der Atmosphäre. Zur Untersuchung der lokalen Faktoren wird die zonale Störung des Windes ( $\Delta u$  = mittlerer zonaler Wind minus totaler lokaler zonaler Wind) verwendet, welche durch eine MERRA-Reanalyse geliefert wird.

Es ist erkennbar, dass in der Stratosphäre und der unteren Mesosphäre die Windstörungen beider Stationen sehr schwach (kleiner als  $5 \text{ m s}^{-1}$ ) und vom Sommer bis hin zur August-September-SDT-Periode ziemlich stabil sind. Dies legt nahe, dass die zu beobachtende Erhöhung nicht als Folge lokaler Faktoren gesehen werden kann. Frühere Untersuchungen haben gezeigt, dass die Verstärkung der Amplitude während der August-September-Periode in der Phasenwechselwirkung zwischen den halbtägigen westwärts gerichteten Komponenten der Wellenzahl 1 und 2 (SW1 und SW2) begründet liegt. Neben dem August-September-Zeitraum sind auch Änderungen der SDT-Amplitude innerhalb des restlichen Jahres erkennbar. Diese Änderungen zeigen eine systematische Relation mit der Richtung des Windes der quasi-zweijährigen Schwingung (QBO) in niedrigen Breiten der Stratosphäre (bei einer Höhe von ca. 50 hPa). Basierend auf der Richtung der QBO-Winde in 50 hPa (entnommen der Datenbank der Freien Universität Berlin) während der August-September-Periode, lassen sich die Jahre in QBO-ostwärts (QBOe) und QBO-westwärts (QBOw) unterteilen. Abb. 19.6 zeigt den gleichen Datensatz, welcher in Abb. 19.5 verwendet wurde, aber die einzelnen Jahre basieren nun entsprechend auf QBOe oder QBOw. Die linke Abbildung zeigt die Jahre der QBOw, die rechte die QBOe.



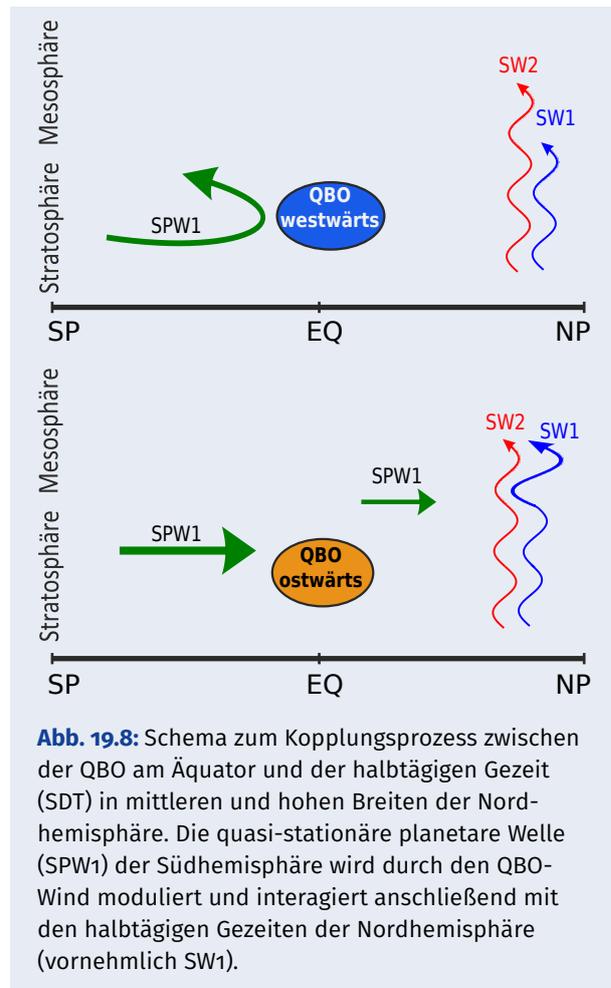
**Abb. 19.6:** Identisch zu Abb. 19.5, jedoch Unterteilung der Jahre nach der Richtung der QBO-Winde der niedrigen Breiten auf dem 50-hPa-Level während des August-September-Zeitraums



**Abb. 19.7:** Die durchschnittliche halbtägige Gezeitenamplitude während des Plateau-Zeitraums (Tag des Jahres 240–275). Erhöhte SDT-Amplituden für QBO-ostwärts (positiver Wind) und verminderte Amplituden für QBO-westwärts (negativer Wind) sind gegenüber dem Mittel erkennbar.

Auffällig ist, dass in den Jahren mit QBOw die SDT-Amplituden während des August-September-Zeitraums geringer ausfallen als der Mittelwert, entsprechend umgekehrt in den Jahren mit QBOe. Ausgehend vom übereinstimmenden Verhalten der SDT-Amplituden mit den QBO-Winden ist eine mögliche Fernwirkung zwischen den QBO-Winden in niederen Breiten und den SDT-Amplituden in mittleren und hohen Breiten offensichtlich erkennbar.

Abb. 19.7 zeigt die Mittelwerte des QBO-Windes und die SDT-Amplitude während des Plateau-Zeitraums (Tag des Jahres 240–275) für alle verfügbaren Jahre der jeweiligen Station. Die gepunkteten horizontalen Linien sind Durchschnittswerte (über alle Tage des Plateau-Levels) des mittleren SDT-Levels (dicke Linie in Abb. 19.6) für die Stationen Juliusruh (von 2008–2014;  $34,2 \text{ m s}^{-1}$ ) und Andenes (2003–2012;  $27,4 \text{ m s}^{-1}$ ). Erkennbar ist eine Korrelation der QBO-Winde mit den SDT-Amplituden. Bei Zunahme der SDT-Amplitude nimmt der QBOe-Wind zu, bei Abnahme der SDT-Amplitude nimmt der QBOw-Wind zu. Für die Station Juliusruh in den mittleren Breiten liegen vergleichsweise weniger Jahre mit Daten vor. Dadurch gibt es kein eindeutiges Szenario, das den Ausnahmefall des Jahres 2013 (markiert durch den gestrichelten Kreis in Abb. 19.7) im Vergleich zur Station Andenes in den hohen Breiten beschreibt. Wir gehen davon aus, dass die interhemisphärische Kopplung, welche durch die QBO beeinflusst wird, verantwortlich für die QBO in der halbtägigen Gezeit ist.



**Abb. 19.8:** Schema zum Kopplungsprozess zwischen der QBO am Äquator und der halbtägigen Gezeit (SDT) in mittleren und hohen Breiten der Nordhemisphäre. Die quasi-stationäre planetare Welle (SPW1) der Südhemisphäre wird durch den QBO-Wind moduliert und interagiert anschließend mit den halbtägigen Gezeiten der Nordhemisphäre (vornehmlich SW1).

Diese Annahme wird durch unsere Radarbeobachtungen, frühere Arbeiten zu interhemisphärischen Kopplungsprozessen und Signaturen von quasi-stationären planetaren Wellen (SPW1) in der Südhemisphäre gestützt. Nach aktuellem Verständnis läuft der QBO-Modulationsprozess in zwei Stufen ab: (1) die nordhemisphärische SDT zeigt erhöhte Amplituden von August bis September, die vorrangig durch gleichphasige Interaktion von SW2 und SW1 entstehen können, (2) die von der Südhemisphäre weitergeleitete und durch die QBO modulierte SPW1 interagiert mit den halbtägigen Gezeiten (vornehmlich SW1) der Nordhemisphäre in mittleren und hohen Breiten. Ein Schema dieses Mechanismus ist in Abb. 19.8 gezeigt, wobei das obere Bild das QBO-westwärtige und das untere Bild das QBO-ostwärtige Szenario darstellen.

## 20 Schwerewellen und Turbulenz aus Radarwindmessungen

M. Placke, S. Wilhelm, P. Hoffmann, A. Schrön, N. Gudadze, G. Stober, J. L. Chau

Ein Schwerpunkt der Radarabteilung liegt in der Untersuchung atmosphärischer Dynamik. Kontinuierliche Beobachtungen von Wind ermöglichen es, die mittlere Zirkulation sowie verschiedene atmosphärische Wellen systematisch zu untersuchen.

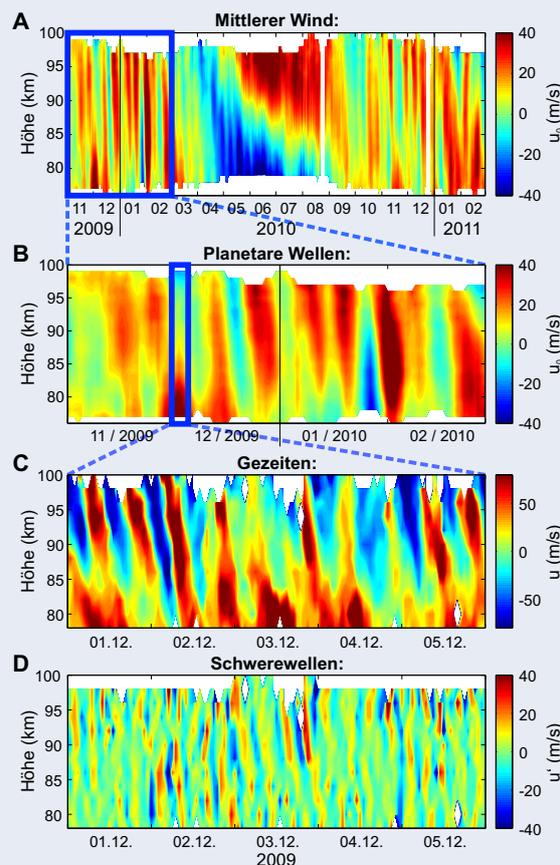
Um qualitativ hochwertige Windwerte aus den Messungen mit unterschiedlichen Radarsystemen ableiten zu können, wurde die Signalverarbeitung über die letzten Jahre grundlegend verbessert und die abgeleiteten Parameter um die Bestimmung der statistischen Messunsicherheiten erweitert.

Ziel dieser Verbesserungen ist die genauere Charakterisierung der beobachteten Schwerewellen sowie die präzisere Quantifizierung von Energie- und Impulsübertrag dieser Wellen auf den Grundstrom in der Mesosphäre.

Die mit atmosphärischen Radargeräten kontinuierlich gemessenen Windzeitreihen werden hinsichtlich der verschiedensten geophysikalischen Prozesse untersucht. Dabei spielen großskalige Koppelungsprozesse eine ebenso große Rolle wie die der eher kleinskaligen Schwerewellen oder Turbulenz. Zu den großen Herausforderungen in der Auswertung und Interpretation der Radardaten gehört das Herausfiltern der einzelnen Wellen aus dem mittleren Hintergrundwind. Hierzu veranschaulicht Abb. 20.1, wie aus den Radarwinddaten die unterschiedlichen Wellen herausgefiltert werden können. Die vier Bilder zeigen verschiedene zeitliche Auflösungen der beobachteten Windzeitreihe beginnend bei großen Skalen (mittleres Windfeld) bis hin zu den kleinskaligen Schwerewellen.

Eine besondere Herausforderung ist die Untersuchung von kleinskaligen Strukturen in der Mesosphäre, wie kurzperiodische Schwerewellen bis hin zur Turbulenz. Die Grundlage für diese Beobachtungen bilden das MST-Radar MAARSY und das Saura-MF-Radar. Mit diesen Instrumenten kann der kurzperiodische Anteil der Schwerewellen beobachtet werden sowie der Energieübertrag von in der Mesopausenregion brechenden Schwerewellen auf den Grundstrom in Form des Schwerewellenimpulses abgeschätzt werden.

Ein weiterer Aspekt von wachsender Bedeutung ist eine möglichst genaue Fehlerabschätzung und die Fehlerfortpflanzung für die einzelnen Messgrößen wie dem berechneten Wind oder den ermittelten Wellenamplituden. Dies ist vor allem für die Turbulenzabschätzung aus den von Radaren beobachteten spektralen Breiten von Bedeutung.



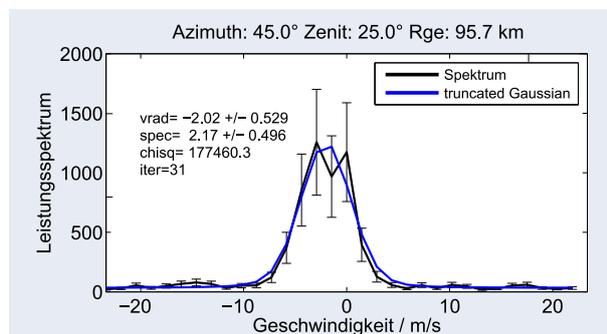
**Abb. 20.1:** Typischer Jahresgang des mesosphärischen Windfeldes gemessen mit dem Meteorradar in Juliusruh (A). In den Wintermonaten sind Signaturen planetarer Wellen erkennbar (B). Atmosphärische Gezeiten (C) und Schwerewellen (D) werden aus dem mittleren Windfeld abgeleitet und sind in einem kürzeren Zeitausschnitt mit höherer zeitlicher Auflösung sichtbar.

### 20.1 Parameterbestimmung und Messfehler bei der Messung von Wind und Turbulenz

Auf dem Gebiet der Signalverarbeitung wurden verschiedene neue Softwareprodukte entwickelt, um

die Qualität der einzelnen Messungen von Wind und anderen ableitbaren Parametern zu verbessern. Das Hauptaugenmerk lag dabei vor allem auf der Fehlerfortpflanzung beim Durchführen der einzelnen Prozessierungsschritte von den sogenannten Rohdaten bis hin zu den Windwerten bzw. Wellenamplituden. Ein weiterer Aspekt dieser Entwicklung war die Harmonisierung der Datenstruktur. So werden jetzt alle Windmessungen unabhängig vom Radar oder der Prozessierung in einem neuen Datenformat (HDF5) gespeichert. Dieses Datenformat kann von jeder Programmiersprache ohne größere Schwierigkeiten eingelesen werden und ermöglicht somit einen sehr viel leichteren Zugang zu den Messungen.

Für das MAARSY-Radar in Andenes wurde die vorhandene Software zur Rohdatenanalyse weiter verfeinert. Dies erfolgte mit Hinblick auf die Möglichkeit zur Ableitung von Turbulenz aus den Messungen. Dazu ist es notwendig, die sogenannte spektrale Breite möglichst genau zu bestimmen. Abb. 20.2 zeigt ein Beispiel eines typischen Dopplerspektrums mit der spektralen Breite ( $\sigma$ ) des Signals sowie dessen Dopplerverschiebung ( $D$ ) inklusive ihrer statistischen Fehler. Die gemessene spektrale

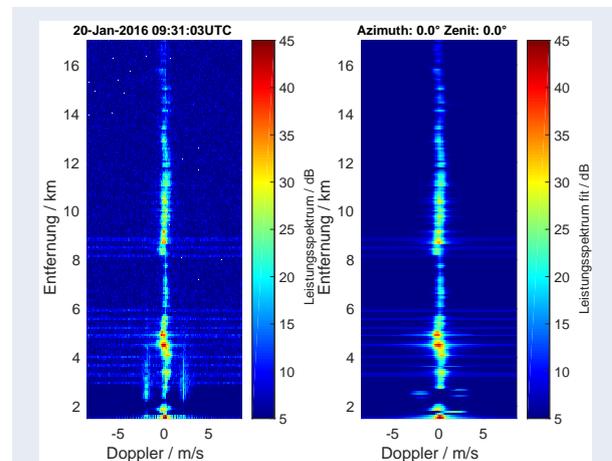


**Abb. 20.2:** Beispiel eines gemessenen mesosphärischen Leistungsspektrums vom MAARSY-Radar (schwarze Linie) und der dazugehörige Fit mit dem sogenannten multiple truncated Gaussian Model Fit (blaue Linie). Die statistischen Ungenauigkeiten wurden durch Fehlerfortpflanzung aus den Messfehlern des Spektrums abgeleitet (Fehlerbalken des Spektrums). Die genauen Werte der spektralen Breite und der Dopplerverschiebung des Signals sind mit ihren statistischen Fehlern links im Bild angegeben.

Breite beinhaltet weitere geophysikalische Beiträge sowie auch instrumentell bedingte Effekte. So ist es notwendig, die Radarstrahlbreite und resultierend daraus auch die geophysikalische Variabilität

des Windes im Messvolumen zu berücksichtigen. Beide Effekte sind in der Regel sehr viel größer als der turbulente Anteil der beobachteten spektralen Breite. Die Abschätzung von Turbulenz aus den beobachteten spektralen Breiten ist jedoch sehr komplex.

Besonders schwierig ist die Bestimmung von Turbulenz in der Troposphäre. Aus Ballonmessungen ist bekannt, dass die turbulenten Schichten sehr schmal sind. Dies erfordert eine besonders gute Entfernungsauflösung/Höhenauflösung des Experiments/Instruments, wenn man diese Schichten beobachten möchte. Erschwerend kommt noch hinzu, dass in der Troposphäre die spektralen Breiten ohnehin schon sehr schmal sind, jedoch die oben genannten Effekte nicht vernachlässigt werden können.

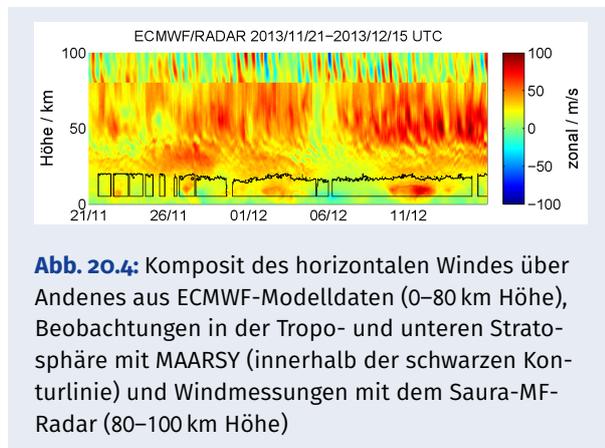


**Abb. 20.3:** Vergleich der gemessenen troposphärischen Spektren und des multiple truncated Gaussian Model Fits für MAARSY

In Vorbereitung auf einen Vergleich mit ballongetragenen Turbulenzmessungen (LITOS, siehe Kap. 15) wurde ein neues troposphärisches MAARSY-Experiment entwickelt, das mit der bestmöglichen vertikalen Auflösung zur Messung von troposphärischen Spektren optimiert wurde. Abb. 20.3 veranschaulicht die Qualität der Messungen und der mit dem multiple truncated Gaussian Model Fit abgeleiteten Spektren. Die Abbildung zeigt dabei deutlich 3 Schichten mit erhöhter spektraler Breite und einem stärkeren Signal bei etwa 7, 8 und 9 km Höhe. Ziel der gemeinsamen Kampagne in Norwegen ist es, solche Schichten sowohl in den ballongetragenen LITOS-Turbulenzmessungen als auch in den Radar-daten zu identifizieren und die jeweils abgeleiteten turbulenten Parameter zu vergleichen.

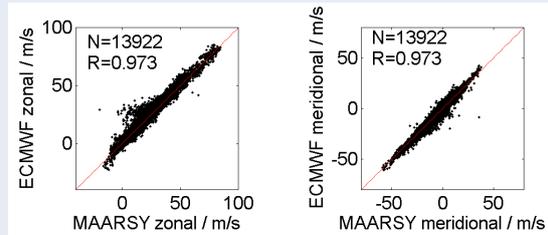
## 20.2 Validierung und Vergleich der Radarmessungen mit dem ECMWF-Modell

Zum besseren Verständnis der vertikalen Ausbreitung von Schwerewellen von ihrer Quellregion bis zum Ort ihrer Dissipation ist es notwendig, die Radarmessungen in dem vom Radar nicht abgedeckten Höhenbereich durch andere Daten zu ergänzen. Während einer Messkampagne im Dezember 2013 (ROMIC-GWLCYCLE) konnten die Radardaten mit ECMWF-Modelldaten komplettiert werden. Zur Verbesserung der zeitlichen Auflösung wurde die Standard-ECMWF-Reanalyse durch ECMWF-Forecast-Daten ergänzt. Dies ermöglicht eine zeitliche Auflösung von 1 Stunde anstatt der üblicherweise 6 Stunden für ECMWF-Reanalyse-Daten.



**Abb. 20.4:** Komposit des horizontalen Windes über Andenes aus ECMWF-Modelldaten (0–80 km Höhe), Beobachtungen in der Tropo- und unteren Stratosphäre mit MAARSY (innerhalb der schwarzen Konturlinie) und Windmessungen mit dem Saura-MF-Radar (80–100 km Höhe)

In Abb. 20.4 ist für den kompletten Zeitraum der Kampagne der zonale Wind vom Boden bis 100 km Höhe gezeigt. Innerhalb der schwarzen Konturlinie wurden die ECMWF-Winddaten durch von MAARSY gemessene Windwerte ersetzt. Oberhalb von 80 km ist der zonale Wind, der mit dem Saura-MF-Radar beobachtet wurde, gezeigt. Die Abbildung veranschaulicht zum einen die sehr gute Übereinstimmung der MAARSY-Windmessungen mit den ECMWF-Daten in der Troposphäre, zum anderen sind aber auch deutliche Unterschiede zwischen dem vom Saura-MF-Radar gemessenen Wind und dem Wind am Oberrand des ECMWF-Modells zu erkennen. Im Vergleich zu anderen Reanalyse-Modellen ist die zeitliche Auflösung des kombinierten ECMWF-Modells mit 1 Stunde recht hoch. Dies erlaubt auch eine Validierung der troposphärischen Windmessungen vom MAARSY-Radar mit dem Modell. Dies ist insbesondere interessant, da MAARSY keine Parameter liefert, die im ECMWF assimiliert werden.



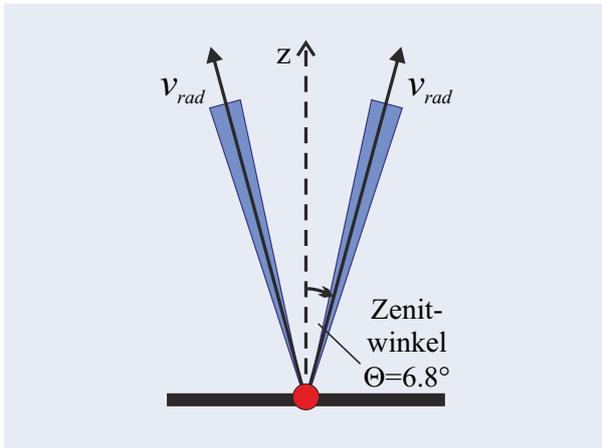
**Abb. 20.5:** Vergleich des zonalen und meridionalen troposphärischen Windes vom MAARSY-Radar und ECMWF-Modell

In Abb. 20.5 sind zwei Punktdiagramme dargestellt, die die Korrelation zwischen den Windmessungen mit MAARSY und den modellierten Windwerten von ECMWF für die zonale und meridionale Windkomponente aufzeigen. Bemerkenswert an diesem Vergleich ist die hohe Korrelation von 0,973 für beide Windkomponenten und die nur geringe Streuung der Werte um die Linie mit dem Anstieg Eins (rot), die bei 100%-iger Übereinstimmung vorläge. Die wenigen verbliebenen Ausreißer resultieren meist von Messungen mit einem schlechten Signal-zu-Rausch-Verhältnis.

## 20.3 Schwerewellenimpulsflüsse

Atmosphärische Schwerewellen sind Luftbewegungen, die durch das Gleichgewicht zwischen Auftriebskraft und Schwerkraft angetrieben werden und beispielsweise als Wind- oder Temperaturfluktuationen gemessen werden können. Ihre Anregung erfolgt größtenteils in der Troposphäre (z. B. durch Überströmung von orographischen Hindernissen oder durch Vertikalbewegungen in konvektiven Zellen), von wo sie sich horizontal und vertikal ausbreiten. Beim Erreichen kritischer Schichten dissipieren Schwerewellen, übertragen ihren Impuls und ihre Energie auf den Grundstrom und tragen dabei wesentlich zum Energie- und Impulsbudget in der Höhe ihrer Dissipation bei. Damit beeinflussen Schwerewellen die Struktur, Dynamik und Variabilität der mittleren Atmosphäre (50–100 km Höhe) und leisten einen großen Beitrag zur Kopplung der atmosphärischen Schichten.

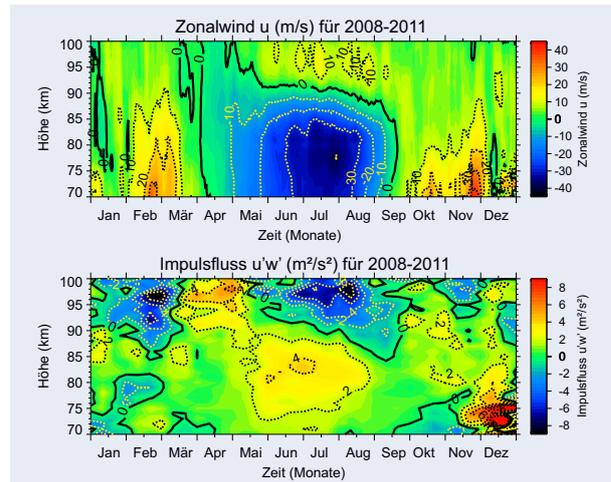
Der von den Schwerewellen geleistete Impulsübertrag, der sog. Schwerewellenimpulsfluss, kann mit Radaren gemessen werden, deren Radarstrahl koplanar schwenkbar ist (siehe Abb. 20.6). Ein typisches Radarexperiment zur Bestimmung von Impulsflüssen nutzt 5 verschiedene Radarstrahlrich-



**Abb. 20.6:** Schematische Darstellung eines Radarexperiments zur Beobachtung von Schwerewellenimpulsflüssen mit koplanaren Radarstrahlen

tungen. Für den zonalen Impulsfluss wird jeweils ein Radarstrahl nach Osten und einer nach Westen geschwenkt, für den meridionalen Impulsfluss werden zwei koplanare Radarstrahlen nach Norden und Süden ausgesendet. Ergänzt werden die Beobachtungen durch einen Radarstrahl in vertikaler Richtung. Für jede Schwenkrichtung wird entlang des Radarstrahls die Radialwindgeschwindigkeit  $v_{rad}$  gemessen. Der Impulsfluss lässt sich dann aus den quadratischen Radialwindfluktuationen zweier koplanarer Radarstrahlen, vermindert um den vorherrschenden mittleren Wind, berechnen. Von besonderem Interesse ist der Einfluss von Schwerewellen auf das Windfeld in zonaler Richtung, d. h. entlang der West-Ost-Achse. Hier sind die Wechselwirkungen zwischen Wind und Wellen besonders deutlich zu erkennen. Das Zonalwindfeld und die nach Osten oder Westen propagierenden Schwerewellen beeinflussen sich wechselseitig. Einerseits bestimmen die vorherrschende Windrichtung und Windstärke, wie stark und wie hoch sich Schwerewellen aufwärts ausbreiten können. Andererseits können brechende Schwerewellen das Windfeld in der oberen Mesosphäre beschleunigen oder abbremsen und es gegebenenfalls sogar umkehren.

Diese Zusammenhänge sind in Abb. 20.7 anhand der mittleren Jahressgänge des Zonalwindes und des zonalen Impulsflusses im Höhenbereich von 70 bis 100 km aus den Saura-MF-Radarmessungen für den Zeitraum von 2008 bis 2011 gezeigt. Die Wechselwirkungen zwischen dem Windfeld und den brechenden Schwerewellen können vor allem in den Sommermonaten beobachtet werden, da



**Abb. 20.7:** Höhen-Zeit-Schnitt von über 4 Jahre gemitteltem Zonalwind  $u$  (oben) und vertikalem Fluss zonalen Impulses  $u'w'$  (unten) vom Saura-MF-Radar. Schwarze durchgezogene Linien stellen die Konturlinie Null dar. Gelbe bzw. schwarze gestrichelte Linien markieren positive bzw. negative Konturen mit Intervallen von 10 für den Wind und 2 für den Impulsfluss. Windwerte sind dargestellt als gleitende Mittelwerte über 7 Tage, geschoben um 1 Tag. Impulsflusswerte sind gleitende Mittelwerte über 20 Tage, geschoben um 10 Tage.

die Schwerewellen dann besonders stark ausgeprägt sind und nicht von anderen atmosphärischen Wellen gestört werden. Einerseits können sich Schwerewellen immer nur dann aufwärts ausbreiten, wenn sie sich entgegen dem Hintergrundwind bewegen. D. h. im sommerlichen westwärts gerichteten Mesosphärenwind (negatives Vorzeichen, unterhalb von 90 km Höhe) können sich nur ostwärts propagierende Schwerewellen (mit positivem Impulsfluss) vertikal ausbreiten. Beim Brechen der Wellen bei ca. 85 km Höhe wird dieser positive Impuls auf den Hintergrund übertragen, was oberhalb von 90 km eine Beschleunigung des mittleren Windfelds nach Osten zur Folge hat. Somit kehrt sich dort der zuvor westwärts gerichtete Wind (negativ) in einen ostwärts gerichteten Wind (positiv) um. In diesem invertierten Zonalwind können sich dann nur noch Schwerewellen mit negativem Impulsfluss weiter vertikal ausbreiten. Infolge dieser Wechselwirkungen zwischen Schwerewellen und Windfeld sind die Strukturen des gemessenen Zonalwindes und des abgeleiteten Impulsflusses nahezu invers.

## 21 In-situ-Messungen der mesosphärischen Turbulenz

B. Strelnikov, A. Szewczyk, H.-J. Heckl, H. Asmus, T. Staszak, R. Latteck, M. Zecha, J. Höffner, R. Wörl, J. Hildebrand, G. Baumgarten, F.-J. Lübken

Seit Gründung des IAP werden Höhenforschungsraketen als wichtiger Teil der Sondierung der mittleren Atmosphäre regelmäßig genutzt. Das Hauptinstrument des IAP ist dabei der sogenannte CONE-Sensor, welcher hochaufgelöste Messungen der Neutralgasdichte, -temperatur und -turbulenz ermöglicht. Zurzeit gibt es keine Alternative, die Turbulenz in der MLT-Region präzise zu vermessen, obwohl die Turbulenz, die z. B. durch Brechung der Schwerewellen verursacht wird, eine Hauptrolle in der Dynamik der MLT spielt.

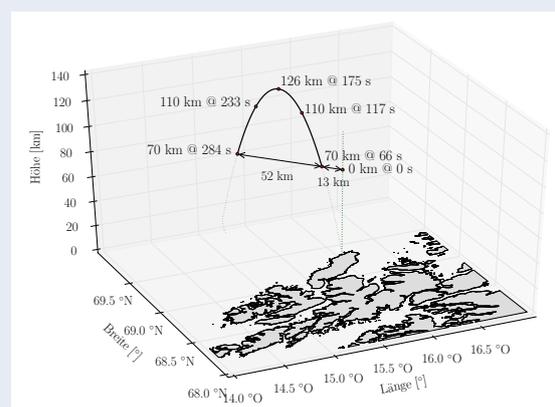
### 21.1 Die WADIS-2-Raketenkampagne

Im März 2015 wurde von der Andøya Rocket Range im Rahmen des WADIS-Projektes die zweite Raketenkampagne erfolgreich durchgeführt. Kern dieser Kampagne waren eine instrumentierte Höhenforschungsrakete und vierzehn meteorologische Raketen, die von bodengebundenen Messungen mit Lidar- und Radarinstrumenten begleitet wurden. Die wissenschaftliche Fragestellung des Projektes ist es, die Schwerwellenausbreitung in der unteren und mittleren Atmosphäre und die Dissipation der Schwerwellen in der oberen Mesosphäre zu vermessen. Anhand dieser Beobachtungen soll das Verständnis des Energiebudgets durch dynamische Prozesse der Atmosphäre verbessert werden. Dies ist von besonderer Bedeutung, da die vertikale Struktur der Mesosphäre und unteren Thermosphäre wesentlich von der Dynamik in der Atmosphäre, wie z. B. durch den Einfluss von Schwerwellen, bestimmt ist.

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

Abb. 21.1 zeigt die Flugbahn der Rakete. Es ist zu sehen, dass die räumliche Abdeckung der Messungen etwa 65 km in Nord-West Richtung betrug. Das

IAP-Fe-Lidar hat vertikal gemessen und die WADIS-2-Rakete hat zwei Höhenprofile entlang der Trajektorie ergeben.

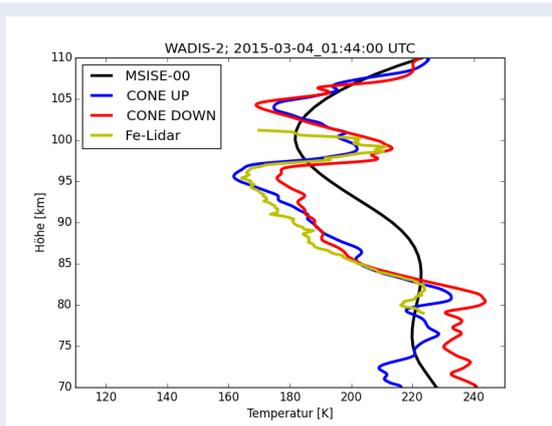


**Abb. 21.1:** Flugbahn der WADIS-2-Rakete (grau gestrichelt bzw. schwarz mit zugehörigen Höhen- und Zeitangaben) und Blickrichtung des vertikalen Lidarstrahls (grün gestrichelt) über den norwegischen Inseln (graue Flächen). Der horizontale Abstand in 70 km Höhe beträgt zwischen Zenit und Raketenanstieg etwa 13 km und zwischen Auf- und Abstieg ungefähr 52 km.

Die Instrumente der WADIS-Nutzlasten wurden so gebaut, dass hochaufgelöste Messungen der Temperatur und kleinskaliger Strukturen der oberen Mesosphäre während des Auf- und Abstiegs möglich sind. Die kleinskaligen Strukturen in der Mesosphäre sind durch Neutralgasturbulenz verursacht, die wiederum durch Schwerwellenbrechung oder Windscherung generiert wird.

Zwei Temperaturprofile, welche vom CONE-Instrument (Combined sensor for Neutrals and Electrons) an Bord der WADIS-Nutzlast während des Auf- und Abstiegs zwischen 70 und 110 km abgeleitet wurden, sind in Abb. 21.2 mit den Messungen des IAP-Fe-Lidars verglichen. Die Temperaturprofile können genutzt werden, um Wellenaktivitäten zu identifizieren. Man sieht sehr ähnliche Wellenstrukturen in allen drei Temperaturprofilen. Das bedeutet, dass die horizontale Wellenlänge der beobachteten Schwerwellen relativ groß war.

Die Spektralanalyse der mit dem CONE-Instrument



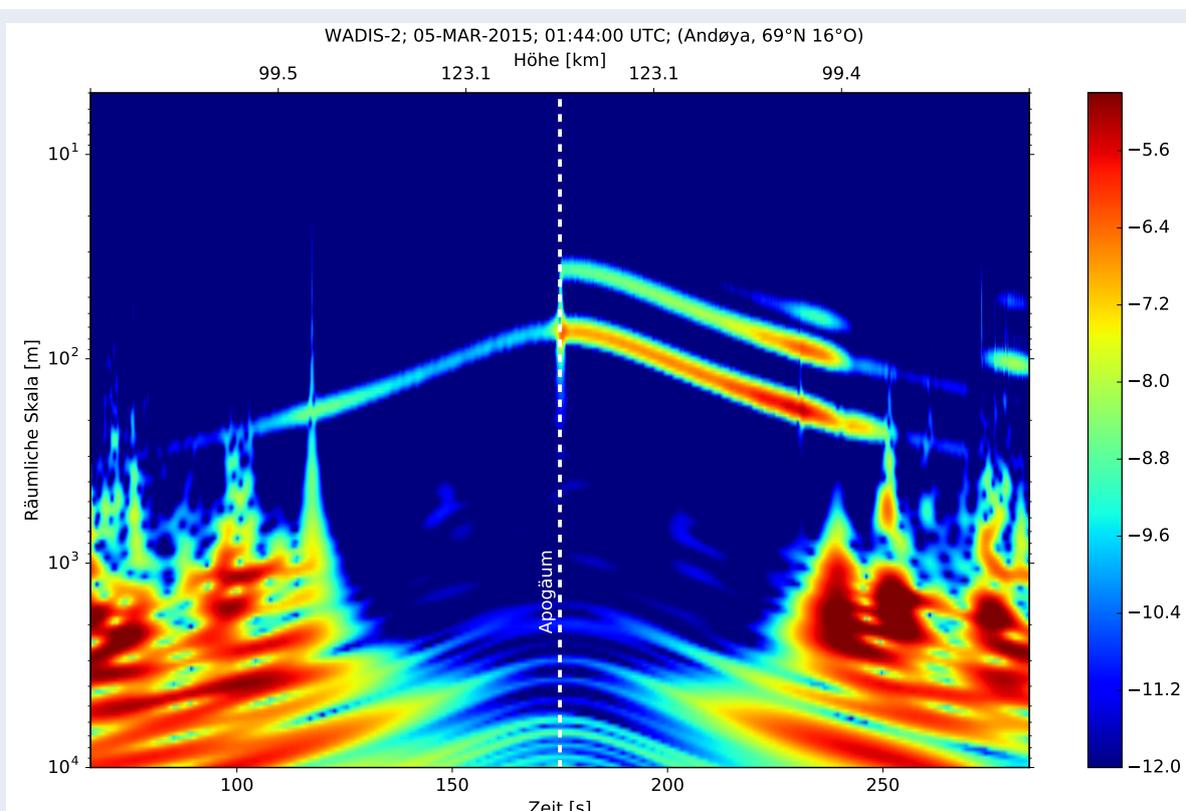
**Abb. 21.2:** Gemessene Temperaturprofile vom CONE-Instrument und vom Eisen-Lidar sowie NRL-MSISE00-Referenzprofil für den Zeitpunkt des WADIS-2-Raketenstarts

gemessenen Neutralgasdichtefluktuationen erlaubt eine Visualisierung kleinskaliger Strukturen. Abb. 21.3 zeigt das Wavelet-Spektrogramm für die gesamte Messzeit während des Raketenfluges, d. h. von 70 km des ansteigenden Astes bis zu 70 km des absteigenden Astes der Raketentrajektorie.

Die x-Richtung repräsentiert die Flugzeit (bzw. die Höhe) der Rakete und die y-Richtung die räumliche Skala der Strukturen. Die roten Bereiche in diesem Spektrogramm zeigen einen hohen Energiegehalt an, während die blauen Bereiche (niedriger Energiegehalt) dem Rauschen des Instruments entsprechen.

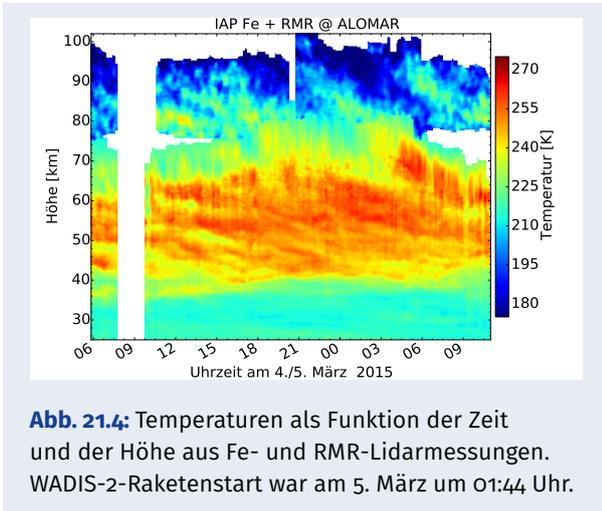
Die rötlichen Flächen, die sich von ca. 1 km bis etwa einige 10 m ausdehnen, deuten turbulente Schichten an. Der große Energiegehalt bei räumlichen Skalen von etwa 1 bis 10 km ist Signaturen von Schwerwellen zuzuordnen. Es ist zu erkennen, dass in der Zeit vor ca. 115 s und nach ca. 230 s mehrere Schichten von Turbulenz als auch Schwerwellen auftreten. Zwischen diesen Zeitpunkten, d. h., zwischen ca. 110 und 126 km Höhe (siehe Abb. 21.1) sind weder Wellen noch Turbulenz beobachtet worden. Das lässt sich so interpretieren, dass die beobachteten Schwerwellen ihre Energie durch Brechung in Turbulenz umgewandelt haben.

Die ALOMAR-RMR- und Fe-Lidars des IAP haben vor, während und nach dem Raketenstart das Temperaturfeld der Atmosphäre vermessen, um die zeitliche Entwicklung der Schwerwellen zu charakterisieren.



**Abb. 21.3:** Wavelet-Spektrogramm von Residuen der gemessenen Neutralgasdichtefluktuationen für Auf- und Abstieg des Raketenfluges oberhalb von 70 km (vgl. Abb. 21.2). In weiß gestrichelt ist das Apogäum (126 km, 175s) markiert. Die Farbskala entspricht dem Logarithmus der spektralen Leistungsdichte.

Abb. 21.4 stellt die kombinierten Fe- und RMR-Lidarmessungen dar. Zurzeit werden die Daten analysiert und die Schwerwellenparameter abgeleitet. Aus dem Wavelet-Spektrum (Abb. 21.3) können nun turbulente Energiedissipationsraten bestimmt und mit den aus den Lidarmessungen bestimmten Schwerwellenparametern verglichen werden.



**Abb. 21.4:** Temperaturen als Funktion der Zeit und der Höhe aus Fe- und RMR-Lidarmessungen. WADIS-2-Raketenstart war am 5. März um 01:44 Uhr.

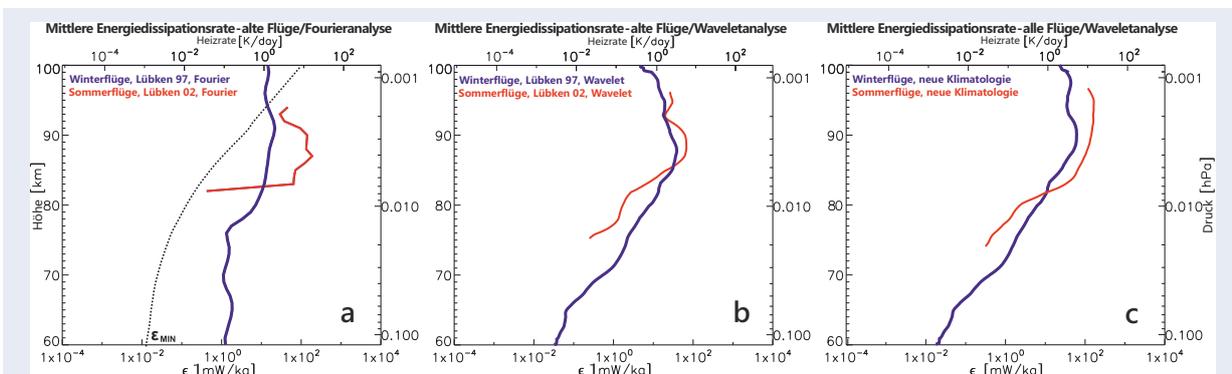
## 21.2 Statistische Analyse aller Raketenflüge

Seit den frühen 1990er Jahren werden mittels raketengetragener Ionisationsmanometer Turbulenzmessungen in der Region der Mesosphäre- und unteren Thermosphäre (MLT) durchgeführt. Die aktuellste Generation der Ionisationsmanometer, der CONE, ermöglicht räumlich hochaufgelöste Neutralgasdichtemessungen bis zu 10 cm-Skalen. Aus diesen werden kleine Dichtefluktuationen abgeleitet, die ein Tracer für Turbulenz in der MLT sind. Als Maß der Turbulenz werden aus den Dichteschwankungen

Profile der turbulenten Energiedissipationsraten berechnet. Statistisch zusammengefasst bilden diese Messungen eine einzigartige Klimatologie der mesosphärischen Turbulenz. Die 1997 für Winter- und 2002 für Sommermessungen veröffentlichten Turbulenzklimatologien sind weltweit bekannt und dienen als Hauptreferenz für andere Messungen und Modelle.

Seit diesen Veröffentlichungen wurden sowohl die Anzahl der Raketenflüge am IAP nahezu verdoppelt als auch eine neue Analysemethode etabliert, welche die Höhengauflösung der Messungen von anfänglich 1 km auf 100 m verfeinert hat. Diese Fortschritte haben uns motiviert, eine erweiterte statistische Analyse aller Messungen durchzuführen und damit die bestehende Klimatologie zu optimieren.

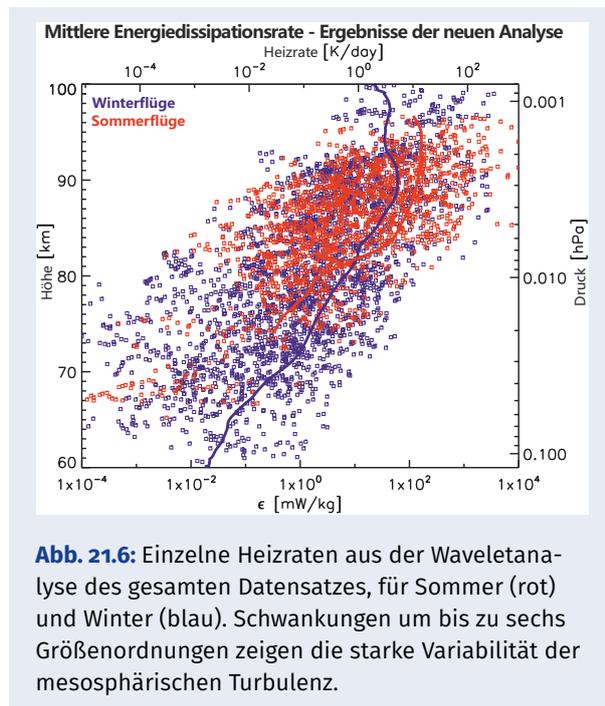
Anhand der Daten der genannten etablierten Klimatologie wurde die neue Methode verifiziert und die Änderungen des klimatologischen Mittels der turbulenten Energiedissipationsraten, jeweils für Sommer und Winter, mit besserer Höhengauflösung untersucht. Die Vergleiche zwischen herkömmlicher und neuer Analysemethode sind in den Abb. 21.5 a und 21.5 b dargestellt. Anschließend wurden die Daten aller Raketenkampagnen kumuliert analysiert (Abb. 21.5 c). Die aus den Daten abgeleiteten Energiedissipationsraten wurden nach Jahreszeiten klimatologisch gemittelt. Neben der jahreszeitlichen Variabilität, die in allen Fällen zu erkennen ist, geben die höher aufgelösten Energiedissipationsraten neue Einblicke in das Wesen der mesosphärischen Turbulenz. Im Winter zeigen fein aufgelöste Schichten von Turbulenz (Abb. 21.5 b und c) einen exponentiellen Anstieg, wohingegen die konventionelle Klimatologie (Abb. 21.5 a) ein relativ konstantes Verhalten mit geringen Variationen zeigt.



**Abb. 21.5:** Vergleich der Turbulenzklimatologien. a) Konventionelle Analyse: Turbulente Spektren werden mittels Fourieranalyse gewonnen und Heizraten daraus abgeleitet. b) Neue Analysemethode auf der alten Datengrundlage. Spektralanalyse mittels Waveletmethode. c) Neue Klimatologie auf Grundlage einer fast doppelt so großen Datenmenge. Die Höhengauflösung konnte von 1 km auf 100 m mittels Waveletanalyse verfeinert werden.

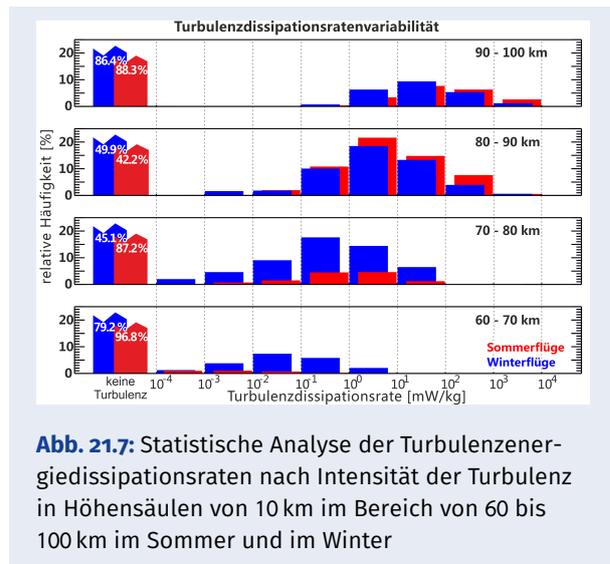
Noch deutlicher ist dies in Abb. 21.5 c zu sehen, in der die Analyse auf Grundlage einer fast doppelt so großen Datenmenge beruht. Für Sommerprofile der Energiedissipationsraten ergaben sich mittels hochaufgelöster Analyse einige Schichten mit schwacher Turbulenz im Höhenbereich von 75 und 82 km. Diese Schichten wurden zuvor nicht detektiert, da ihre Dicke kleiner als die herkömmliche Analysemethodenauflösung von 1 km ist.

Die in Abb. 21.5 dargestellte Turbulenz-Klimatologie beschreibt den mittleren Zustand der Mesosphäre im Winter (blau) und im Sommer (rot). Sie zeigt als Funktion der Höhe die Energiedissipationsrate ( $\epsilon$ ), die typischerweise als Mittelwert in polaren Breiten erwartet werden kann. Ein Vergleich der hochaufgelösten Energiedissipationsraten der einzelnen Raketenkampagnen mit den gemittelten Werten zeigt jedoch ihre große Variabilität. Dabei können die ermittelten Dissipationsraten innerhalb der Jahreszeiten um 6 Größenordnungen schwanken (siehe Abb. 21.6). Die größten Energiedissipationsraten treten mit Werten von  $33,5 \text{ mW kg}^{-1}$  in der polaren Sommermesosphäre auf, die Maxima im Winter liegen mit Werten von  $3,5 \text{ mW kg}^{-1}$  deutlich darunter.



**Abb. 21.6:** Einzelne Heizraten aus der Waveletanalyse des gesamten Datensatzes, für Sommer (rot) und Winter (blau). Schwankungen um bis zu sechs Größenordnungen zeigen die starke Variabilität der mesosphärischen Turbulenz.

Um das Energiebudget der Mesosphäre besser zu verstehen und Energiewandlungsprozesse genauer zu lokalisieren, wurden turbulente Schichten in 10 km Höhenbereiche aufgeteilt und Häufigkeitsverteilungen der Energiedissipationsraten ermittelt.



**Abb. 21.7:** Statistische Analyse der Turbulenzenergie-dissipationsraten nach Intensität der Turbulenz in Höhensäulen von 10 km im Bereich von 60 bis 100 km im Sommer und im Winter

Das Ergebnis ist in Abb. 21.7 dargestellt. Die Maxima treten mit einer Häufigkeit von 58 % im Sommer zwischen 80 und 90 km Höhe auf. Die übrigen Messungen (42 %) zeigen keine turbulente Strömungscharakteristik. Die Werte zwischen Sommer- und Winterhäufigkeiten zeigen ein ähnliches qualitatives Verhalten. Jedoch sind die Häufigkeiten im Winter um 10 % geringer und im Winter deutlich in niedrigere Höhen von circa 60 km ausgedehnt.

Oberhalb von 90 km Höhe wird die Häufigkeit von Turbulenz sowohl im Sommer als auch im Winter zur Turbopause hin geringer. Sie beträgt nur noch etwa 10 %.

Es ist bemerkenswert, dass die turbulenten Energiedissipationsraten in allen Höhenabschnitten eine nahezu Log-Normal-Verteilung zeigen.

Die Statistik der Turbulenz in der MLT-Region ist nicht nur für die Dynamik des Systems Erdatmosphäre wichtig, sondern auch für das Verständnis mikrophysikalischer Prozesse von Phänomenen wie polarer mesosphärischer Radarechos im Sommer (PMSE) oder im Winter (PMWE). Wie bereits in früheren Jahren berichtet, lassen sich die Sommerstatistiken für Turbulenz und PMSE mit Rücksicht auf Eisbildungsphysik plausibel erklären. Experimentelle Messungen der Turbulenz im Winter korrelieren mit PMWE-Häufigkeiten, diese brauchen jedoch weitergehende experimentelle Untersuchungen. Einige Antworten auf die offenen Fragen bezüglich der Entstehungsmechanismen von PMWE sollen im Rahmen der nächsten Raketenkampagne „PMWE“ gefunden werden.

## 22 Die Meteorumgebung der Erde aus Meteorkopfecho-Beobachtungen

C. Schult, G. Stober, J. L. Chau

Mit dem Radarsystem MAARSY wurden erstmals quasi-kontinuierliche Meteor-Kopf-Echo-Messungen durchgeführt und mittlerweile über zwei Jahre hinweg aufrecht erhalten. Diese einzigartigen Beobachtungsdaten liefern aufgrund der Sensitivität des Radars einen tieferen Einblick in die Physik der Meteore.

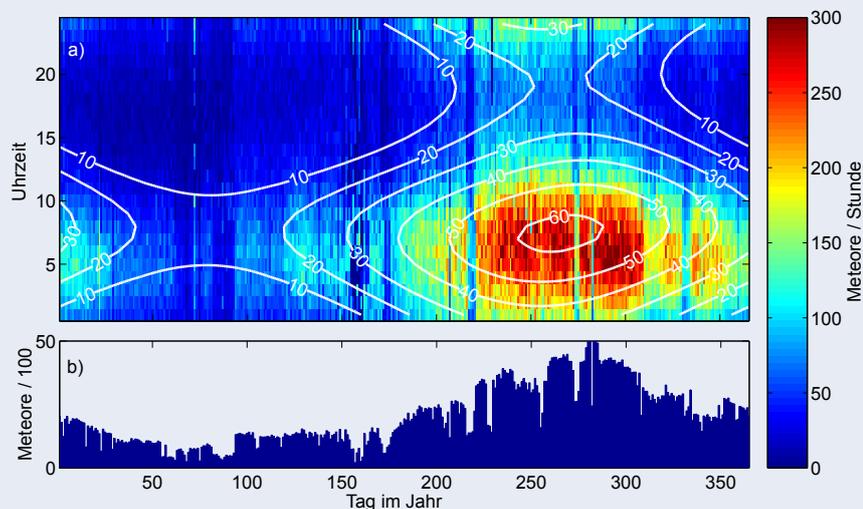
Meteore können sowohl optisch wie auch mit Radarsystemen beobachtet werden. Während bei der optischen Beobachtung eine kontinuierliche Datenerfassung aufgrund des Tag-Nacht-Zyklus und der Wetterlage nicht zu realisieren ist, ermöglichen Radarsysteme einen ganztägigen Beobachtungszeitraum.

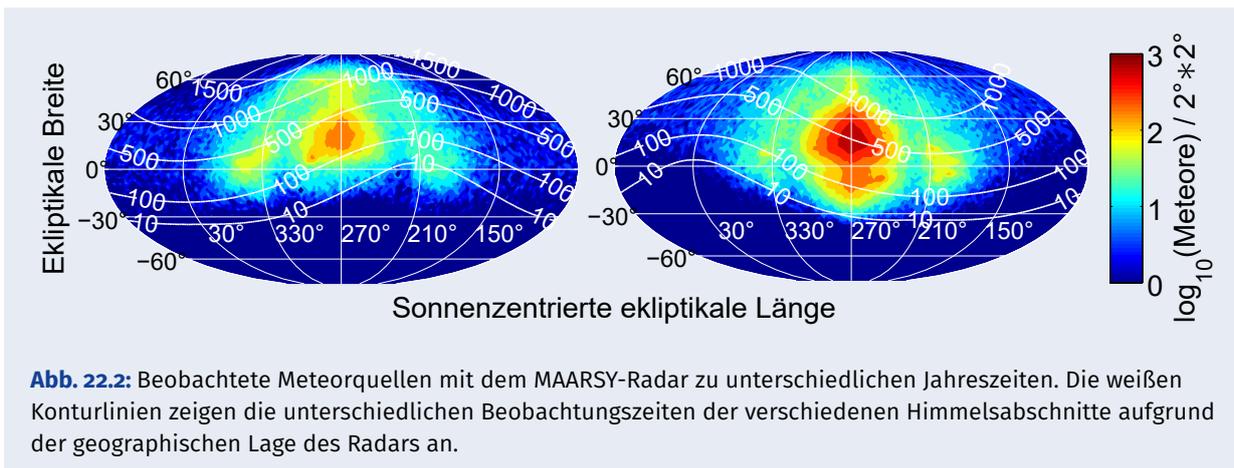
Bislang konnte eine kontinuierliche Beobachtung jedoch nur mit kleineren Radarsystemen und der Detektion von Spiegelechos am Meteorschweif realisiert werden. Größere Radarsysteme, die eine Detektion von Meteorkopfechos ermöglichen, wurden nur für spezielle, zeitlich begrenzte Messkampagnen herangezogen. Für das Radarsystem MAARSY auf der norwegischen Insel Andøya konnte jetzt ein allgemeines Monitoringexperiment erstellt werden, welches es ermöglicht, die Beobachtung von Meteorkopfechos mit der Untersuchung der mittleren Atmosphäre zu verbinden. MAARSY ist somit das erste Radarsystem, welches zur quasi-kontinuierlichen Meteorkopfecho-Beobachtung genutzt wird.

Abb. 22.1 zeigt die Meteorzählraten der verschiedenen Tage und Uhrzeiten innerhalb eines ganzen Jahres. So ist zu sehen, dass in polaren Breiten ( $69,3^{\circ}\text{N}$ ;  $16,0^{\circ}\text{O}$ ) abends und vor allem Anfang des Jahres die Zählraten extrem niedrig sind, während morgens und Ende des Jahres die höchsten Werte erzielt werden. Der Verlauf der beobachteten Zählrate erklärt sich hauptsächlich aus der Lage der sporadischen Meteorquellen am Sternenhimmel und der daraus resultierenden Elevationswinkel. Die weißen Konturlinien in Abb. 22.1 zeigen den Elevationswinkelstand der nördlichen Apexquelle, welche augenscheinlich den größten Beitrag zu den Messungen liefert. Dieser Aspekt wird ebenfalls in Abb. 22.2 deutlich.

Gezeigt ist die Auftrittsdichte von Meteoren aus den verschiedenen Himmelsrichtungen, wobei alle nördlichen sporadischen Quellen in den Daten zu erkennen sind. Die größte Radiantendichte ist um die nördliche Apexquelle ( $270^{\circ}$  sonnenzentrierte ekliptikale Länge;  $18^{\circ}$  ekliptikale Breite) zu verzeichnen. Direkt auf der Null-Linie der ekliptikalen Breite können die Helion- ( $340^{\circ}$  sonnenzentrierte ekliptikale Länge) und die Antihelionquelle ( $200^{\circ}$  sonnenzentrierte ekliptikale Länge) ausgemacht werden, während bei  $0^{\circ}$  sonnenzentrierte ekliptikale Länge und  $55^{\circ}$  ekliptikale Breite die nördliche Ringquelle zu erkennen ist. Die weißen Konturlinien in Abb. 22.2 zeigen die effektiven Beobachtungszeiten der verschiedenen Himmelsregionen und

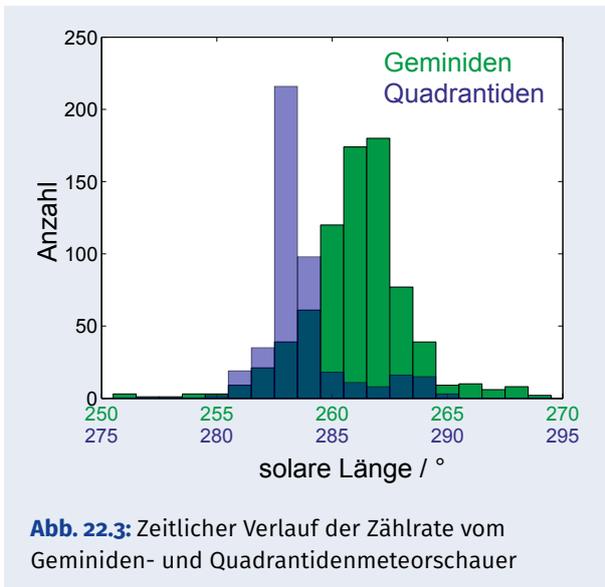
**Abb. 22.1:** a) Meteorkopfecho-Zählraten zu den verschiedenen Uhrzeiten und Tagen im Jahr. Die weißen Konturlinien zeigen den Elevationswinkel der sporadischen nördlichen Apex-Meteorquelle zur jeweiligen Zeit an, welche die Meteorkopfecho-Messungen in der nördlichen Hemisphäre dominiert. b) Summe der beobachteten Meteore des ganzen Tages.





werden hauptsächlich durch die Laufzeit des Monitoringexperimentes und die Tages- und Jahreszeit bestimmt.

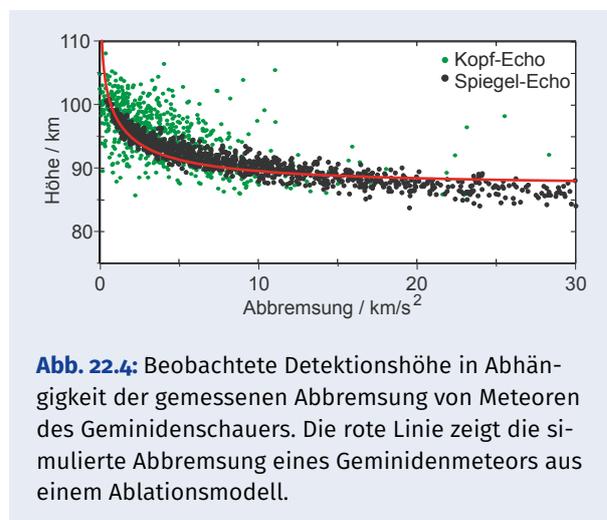
Die Kontinuität der Messungen ermöglicht es auch, einen besseren Einblick in die Eigenschaften verschiedener Meteorschauer zu gewinnen. In Abb. 22.3 ist der zeitliche Verlauf von zwei verschiedenen Meteorschauern gezeigt. Während die Quadrantiden über einen sehr schnellen Anstieg und über ein sehr kurzweiliges und starkes Maximum verfügen, ist der Meteorschauer der Geminiden über einen längeren Zeitraum aktiv, was Rückschlüsse auf die verschiedenen Alterungsgrade der Meteorschauer erlaubt.



So handelt es sich bei den Quadrantiden um einen relativ jungen Meteorschauer, da sich die Partikel nur gering um die Hauptumlaufbahn streuen. Die weite Zerstreung der Geminiden deutet hingegen auf einen älteren Meteorschauer hin, dessen Teil-

chen unter anderem durch den Strahlungsdruck der Sonne im Laufe der Zeit separiert wurden.

Ein weiterer Vorteil der Messreihe ist der Vergleich und die Ergänzung mit dem bereits etablierten Standardmeteorradar. So können die Meteore mit verschiedenen Messmethoden unabhängig voneinander untersucht werden. In der Abb. 22.4 ist die gemessene Abbremsung von Geminidenmeteoren gegen die Detektionshöhe für beide Systeme aufgetragen. Es ist gut zu erkennen, dass die Meteorkopfecho-Messungen die Detektionen zu größeren Höhen und kleineren Eintrittspartikeln ergänzen und die Werte unmittelbar ineinander übergehen. Die viel höhere Sensitivität von MAARSY ermöglicht die Detektion dieser kleineren Teilchen in einem schmalen Beobachtungsbereich. Mit dem Standardmeteorradar wird hingegen ein größerer Himmelsabschnitt beobachtet, was sich in der Detektion von größeren Meteoroiden niederschlägt.





Computergestützte Modellierung in der Abteilung Theorie und Modellierung

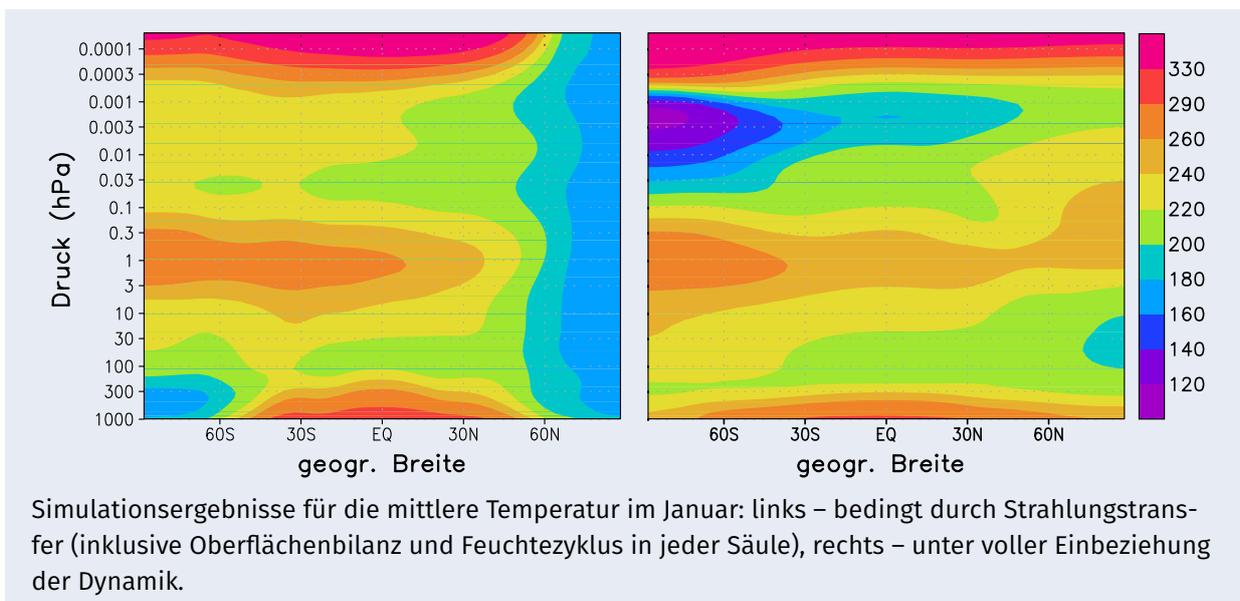
## Die Abteilung Theorie und Modellierung

Das Forschungsgebiet der Abteilung Theorie und Modellierung sind die atmosphärischen Schichten von der Troposphäre bis in die Mesosphäre / untere Thermosphäre (mesosphere / lower thermosphere - MLT). Das Ziel ist ein immer besseres Verständnis des Klimasystems und seiner natürlichen und anthropogenen Veränderlichkeit unter besonderer Berücksichtigung der mittleren Atmosphäre.

Dazu werden auf dem IAP-eigenen HPC-System komplexe Modellrechnungen durchgeführt und stetig weiter entwickelt.



Ein Schwerpunkt der Arbeiten liegt dabei auf der Kopplung der Atmosphärenschichten, die sich aufgrund dynamischer Prozesse aus der vertikalen Ausbreitung von Wellen und ihrer Wechselwirkung mit der großräumigen Zirkulation ergibt. Weitere wichtige Aspekte sind Strahlungstransfer und der Transport von chemisch- und strahlungsaktiven Spurenstoffen.



## 23 Trends in der mittleren Atmosphäre: CMIP5-Klimarechnungen 1979–2100

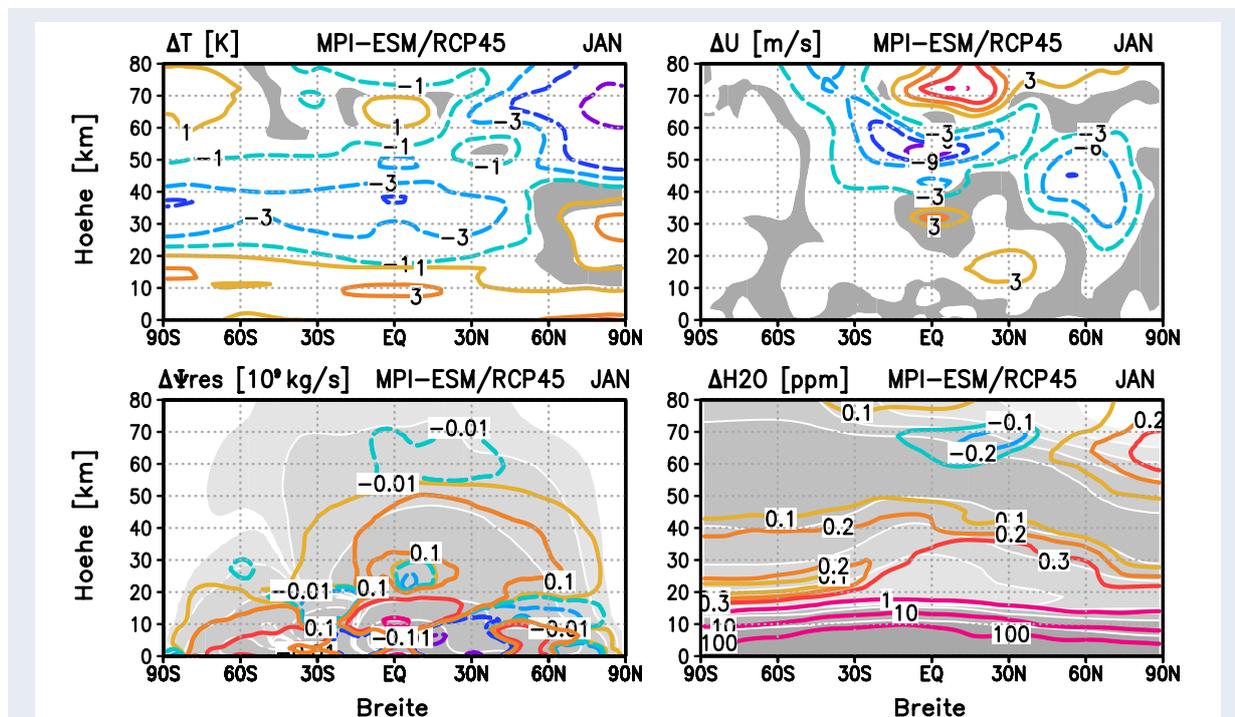
A. Gabriel, E. Becker

Vergangene und zukünftige Änderungen in der mittleren Atmosphäre werden auf Basis von Modellrechnungen zum 5. IPCC-Klimabericht (CMIP5-Simulationen) untersucht. Neue Ergebnisse zur Massenzirkulation können dabei das lokale Trendverhalten in Temperatur und Spurenstofftransport verständlich machen.

Von hoher Aktualität ist die Frage, wie anthropogene Emissionen die Zirkulation der mittleren Atmosphäre verändern. In diesem Kontext untersuchen wir die sogenannte residuelle Zirkulation, die als Summe von monatsgemittelten Windfeldern und Wellenereignissen näherungsweise die Nettomassenzirkulation beschreibt und wichtige Einsichten über die dynamische Kopplung von Tropo-, Strato- und Mesosphäre liefert. Basis bilden die CMIP5-Simulationen mit dem Erd-System-Modell MPI-ESM-MR, das die mittlere Atmosphäre bis zu einer Höhe von 80 km berücksichtigt (Daten von M. Giorgetta, MPI Hamburg, zur Verfügung gestellt).

Abb. 23.1 zeigt das zonal gemittelte Trendverhalten im Januar für ein moderates  $\text{CO}_2$ -Szenario bis 2100. Wir sehen die  $\text{CO}_2$ -bedingte Erwärmung der Troposphäre und Abkühlung der mittleren Atmosphäre, aber auch ein markantes Trendmuster mit Erwärmung der Stratosphäre und Abkühlung der Mesosphäre sowie Abschwächung der zonalen Westwinde über höheren nördlichen Breiten. Ein ähnliches Bild finden wir in Simulationen für 1979–2008 mit vorgegebener Ozeantemperatur (AMIP-SST).

Dieses Trendmuster wird von der residuellen Zirkulation verursacht, die von verschiedenen Wellenprozessen (planetare Wellen, Schwerewellen) angetrieben wird und in den Wintermonaten von den Tropen bzw. der Sommerhemisphäre in polare Breiten strömt. Ihre Verstärkung bzw. Abschwächung führt zu veränderten dynamischen Erwärmungs- bzw. Abkühlungsraten sowie – in Abhängigkeit von der mittleren Höhenverteilung des  $\text{H}_2\text{O}$  – zu stärkeren bzw. schwächeren Transporten von  $\text{H}_2\text{O}$ .



**Abb. 23.1:** Lineare Änderung für Januar 2006–2099, oben: zonal gemittelte Temperatur  $\Delta T$  und zonaler Wind  $\Delta U$  (graue Flächen: nicht signifikant), unten: residuelle Stromfunktion  $\Delta \Psi_{res}$  und Wasserdampf  $\Delta \text{H}_2\text{O}$  (schattierte Flächen: Mittel über 2006–2035, weiße Isolinien für  $\Psi_{res}$ :  $-100, -10, -1, -0.1, -0.01, 0.01, 0.1, 1, 10, 100$   $10^9$  kg/s und  $\text{H}_2\text{O}$ : 2, 3, 4, 5, 6, 10, 100 ppm sind nicht beschriftet); Klimamodell MPI-ESM-MR mit Szenario RCP4.5; Anstieg von  $\text{CO}_2$  auf ca. 650 ppm, resultierender Anstieg der global gemittelten Bodentemperatur um ca.  $2^\circ\text{C}$

Offenbar sinkt das Höhenniveau der Massenzirkulation aufgrund der Kontraktion der sich abkühlenden mittleren Atmosphäre, wobei sich der troposphärische Wellenantrieb  $\text{CO}_2$ -bedingt verstärkt und die Abschwächung der Westwinde das Höhenniveau des Schwerewellenantriebes (im Modell parametrisiert) senkt. Der Trend wird übrigens nur unwesentlich (um ca. 20 %) durch Änderungen in der Häufigkeit von Stratosphärenenerwärmungen, die eine ähnliche Signatur aufweisen, beeinflusst.

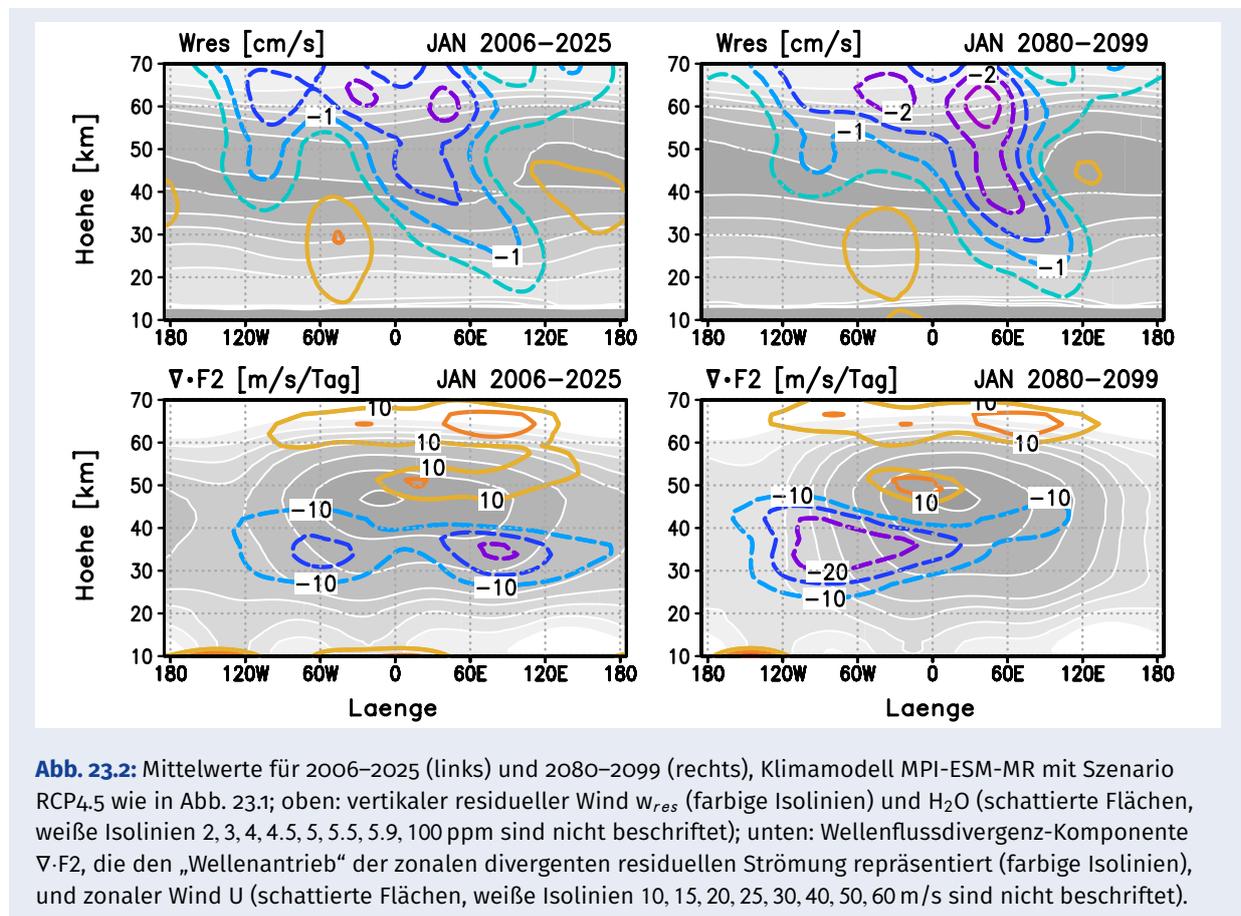
Für die Stratosphäre wurde eine zukünftige Verstärkung der zonal gemittelten Massenzirkulation (Brewer-Dobson-Zirkulation) auch von anderen Modellen vorhergesagt. Das hier dargestellte Trendmuster ist jedoch überraschend und kann nicht allein auf Basis zonaler Mittel ausreichend verstanden werden. Daher untersuchen wir die dreidimensionale residuelle Zirkulation.

Abb. 23.2 zeigt den Trend bei  $60^\circ\text{N}$ . Während die absinkenden Luftmassen ( $w_{res} < 0$ ) zurzeit noch eine Doppelstruktur aufweisen (planetare Welle-2), wird dieses „downwelling“ in den nächsten 100 Jahren über Nordamerika ( $60^\circ\text{--}150^\circ\text{W}$ ) schwächer und über Nordeuropa/Westsibirien ( $0^\circ\text{--}120^\circ\text{O}$ ) stärker werden (Verstärkung der planetaren Welle-1). Dies

führt dann u. a. zu entsprechenden Änderungen in der mittleren planetaren Wellenstruktur von  $\text{H}_2\text{O}$ .

Das Konzept der residuellen Zirkulation liefert uns auch wichtige Einsichten in die Änderungen der Wellenantriebe (Wellenflussdivergenz). Die lokale transiente Wellenaktivität wird insbesondere über Nordamerika  $\text{CO}_2$ -bedingt verstärkt (Abb. 23.2, unten), so dass dort der zonale Wind schwächer wird. In der Folge verändert sich die Struktur der quasi-stationären planetaren Wellen, die u. a. durch die Überströmung der großen Gebirgsketten der Nordhemisphäre (Himalaya und Rocky Mountains) ange regt werden, und zwar dahingehend, dass die Komponente der Welle-1 (mit maximalem Zonalwind über Europa/Westsibirien) an Bedeutung gewinnt.

Das gekennzeichnete Trendmuster zeigt eine überraschende Ähnlichkeit mit der Signatur der quasi-zweijährigen Oszillation (QBO, siehe auch Kapitel 3), wenn man die Unterschiede in der nördlichen Winterhemisphäre für die beiden Phasen QBO-Ost bzw. QBO-West vergleicht. Weitere Analysen zeigen, dass der Trend bei QBO-West wesentlich stärker ist als bei QBO-Ost. Insgesamt ist das Trendverhalten in der mittleren Atmosphäre im Detail also wesentlich komplizierter als bisher angenommen.



**Abb. 23.2:** Mittelwerte für 2006–2025 (links) und 2080–2099 (rechts), Klimamodell MPI-ESM-MR mit Szenario RCP4.5 wie in Abb. 23.1; oben: vertikaler residueller Wind  $w_{res}$  (farbige Isolinien) und  $\text{H}_2\text{O}$  (schattierte Flächen, weiße Isolinien 2, 3, 4, 4.5, 5, 5.5, 5.9, 100 ppm sind nicht beschriftet); unten: Wellenflussdivergenz-Komponente  $\nabla \cdot F_2$ , die den „Wellenantrieb“ der zonalen divergenten residuellen Strömung repräsentiert (farbige Isolinien), und zonaler Wind  $U$  (schattierte Flächen, weiße Isolinien 10, 15, 20, 25, 30, 40, 50, 60 m/s sind nicht beschriftet).

## 24 Diagnose der vertikalen Kopplung zwischen Stratosphäre und Mesosphäre

Ch. Zülicke und V. Matthias

Die vertikale Kopplung zwischen Stratosphäre und Mesosphäre wird als das zeitgleiche Auftreten einer warmen Stratosphäre und einer kalten Mesosphäre aus Aura/MLS-Daten diagnostiziert. Derartige Ereignisse treten unregelmäßig während der gesamten Winterzeit auf, jedoch mit erhöhter Häufigkeit um den Zentraltag plötzlicher Stratosphärenerwärmungen herum. Der Zusammenhang mit der Intensität der Erwärmungen und der Form des Polarwirbels wird statistisch untersucht.

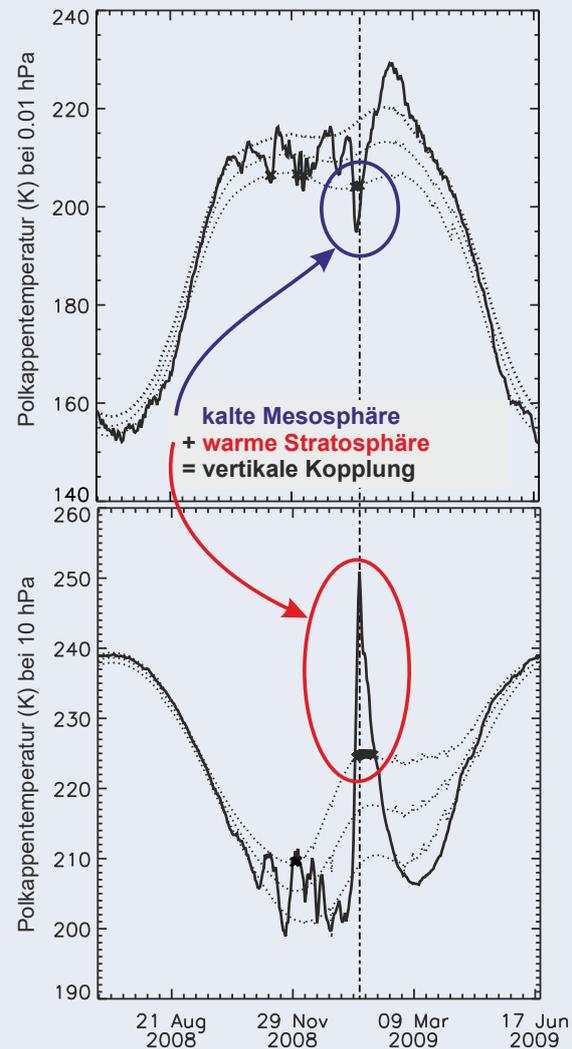
Wenn sich die polare Stratosphäre mitten im Winter plötzlich erwärmt, so ist das mit Anomalien in der gesamten Atmosphäre verbunden. Das betrifft nicht nur die Troposphäre – fast deutlicher noch sind die Effekte in der Mesosphäre, wo zeitgleich starke Abkühlungen auftreten können. Besonders ausgeprägt zeigt sich das bei Ereignissen, die mit einer Umkehr des zonal gemittelten Zonalwindes bei 60° N auf 10 hPa verbunden sind.

Die Fragen, die sich die Autoren stellten, waren: Lassen sich mesosphärische Abkühlungen zur Klassifizierung von Stratosphärenerwärmungen heranziehen? Welche Aussagen dazu lassen sich aus Beobachtungen gewinnen? Wie sind sie dynamisch zu interpretieren?

Als Beobachtungen, die die mittlere Atmosphäre global auf Tagesbasis abbilden, wurden Daten des Microwave Limb Sounder (MLS) auf dem Aura-Satelliten und von ERA-Interim für den Zeitraum 2004–2015 verwendet.

Die vertikale Kopplung wurde als eine Situation diagnostiziert, in der zeitgleich sowohl eine deutliche stratosphärische Erwärmung (auf 10 hPa) als auch eine mesosphärische Abkühlung (auf 0,01 hPa) stattfindet (siehe Abb. 24.1). Für diese Entscheidung wurde getestet, ob die Anomalie der Polkappentemperatur ihre klimatologische Standardabweichung jeweils unter- bzw. überschreitet. Damit wurde ein täglicher Index abgeleitet, der eine Kopplung zwischen Stratosphäre und Mesosphäre statistisch objektiv anzeigt.

Tage mit Stratosphären-Mesosphären-Kopplung treten mit einer Häufigkeit von 7% während der gesamten Winterzeit (von November bis März) auf, in 21-Tages-Fenstern um die Zentraltage der plötz-



**Abb. 24.1:** Zeitreihen der über 60° N bis 90° N gemittelten Polkappentemperatur auf 10 hPa (unten) und 0,01 hPa (oben). Die gepunkteten Linien sind Mittelwert und Standardabweichung, Wintertage mit stratosphärischer Erwärmung bzw. mesosphärischer Abkühlung sind mit Kreuzen gekennzeichnet. Die vertikale Strich-Punkt-Linie zeigt den Zentraltag der Stratosphärenerwärmung von 2009 an. In dem entsprechenden 21-Tages-Fenster um den 24. 01. 2009 herum wurden 6 Tage mit vertikaler Kopplung gefunden, was einer Häufigkeit von 29% entspricht.

lichen Stratosphärenerwärmungen herum allerdings deutlich erhöht mit 22%.

Die von uns untersuchten Ereignisse sind in Tabelle 24.1 klassifiziert. Von den 7 Ereignissen stellen sich 5 als vertikal gekoppelt dar. Warum sind es

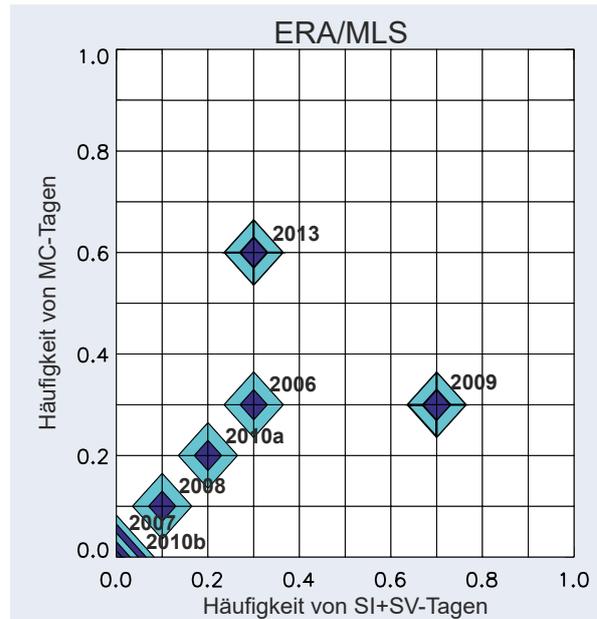
Zentraltag	Intensität	Form	Kopplung
21.01.2006	stark	verschoben	gekoppelt
24.02.2007	schwach	verschoben	ungekoppelt
22.02.2008	schwach	verschoben	gekoppelt
24.01.2009	stark	gespalten	gekoppelt
09.02.2010	schwach	gespalten	gekoppelt
24.03.2010	schwach	verschoben	ungekoppelt
07.01.2013	stark	gespalten	gekoppelt

**Tab. 24.1:** Klassifizierung von Stratosphären-erwärmungen: Zentraltag (Tag der Windumkehr), Intensität (stark oder schwach: Ostwind-Tages-summe größer oder kleiner als  $50 \text{ m s}^{-1} \text{ d}^{-1}$ ), Form des Polarwirbels (gespalten oder verschoben: mindestens 1 von 21 Tagen mit laut elliptischer Diagnostik gespaltenem Polarwirbel), Kopplung zwischen Stratosphäre und Mesosphäre (gekoppelt oder ungekoppelt: mindestens 1 von 21 Tagen mit vertikaler Kopplung).

nicht alle und wovon hängt das ab? Mit Ausnahme von 2008 lassen sich diese Ereignisse Situationen zuordnen, die von starker Intensität der Stratosphären-erwärmung oder durch eine gespaltenen Form des stratosphärischen Polarwirbels gekennzeichnet sind. Doch diese Ausnahme relativiert sich, wenn man statt digitaler Klassifizierungen wie in Tab. 24.1 (stark/schwach, gespalten/verschoben, gekoppelt/ungekoppelt) kontinuierliche Maßzahlen wie in Abb. 24.2 nimmt, nämlich Häufigkeiten. In dieser Darstellung ordnet sich das Ereignis von 2008 ein, weil hier auch seine wenigstens schwache Intensität berücksichtigt wird.

Die vorliegenden Beobachtungen bestätigen also den vermuteten Zusammenhang, dass die vertikale Kopplung dann eintritt, wenn die Stratosphären-erwärmung stark oder der Polarwirbel gespalten ist, statistisch mit 6 von 7 Ereignissen (anhand der Klassen aus Tab. 24.1) bzw. ca. 25 % erklärter Varianz (anhand der Maßzahlen aus Abb. 24.2).

Für dessen physikalische Interpretation spielt die vertikale Ausbreitung von Schwerewellen die zentrale Rolle bei der Kopplung zwischen Stratosphäre und Mesosphäre: Im Winter herrscht in der Stratosphäre normalerweise Westwind, der das Aufsteigen von westwärtigen Schwerewellen gestattet, die in der Mesosphäre eine polwärtige Zirkulation und eine dynamische Heizung erzwingen. Während einer Windumkehr filtern Ostwinde in der Stratosphäre diese Wellen, wodurch es in der Mesosphäre effektiv kälter wird. Ist der stratosphärische Ostwind stark genug, können ostwärtige Schwerewellen sogar eine dynamische Kühlung bewirken. Auch die Form des Polarwirbels ist wichtig. Generell verringern hinreichend starke planetare Wellen die Durchlassfähigkeit der Stratosphäre für Schwerewellen. Doch die meist schwach vertikal geneigte Struktur gespaltenen Polarwirbel erlaubt eine bessere vertikale Ausbreitung von Schwerewellen als



**Abb. 24.2:** Streudiagramm der Häufigkeit von MC-Tagen (Tagen mit Stratosphären-Mesosphären-Kopplung) und der Häufigkeit von SI+SV-Tagen (einer Linearkombination aus der Intensität des Ereignisses und der Häufigkeit der Tage mit gespaltenem Polarwirbel). Die Daten zeigen 21-Tages-Fenster um die 7 beobachteten Ereignisse herum.

die meist stärker geneigte Struktur verschobener Polarwirbel. Somit kann es bei gespaltenem Polarwirbel leichter zu einer dynamischen Kühlung der Mesosphäre kommen als bei verschobenem.

Die genauere Belegung dieser dynamischen Prozesse ist Gegenstand laufender Untersuchungen, die auch einen Vergleich verschiedener Zirkulationsmodelle einschließen.

## 25 Theorie und Simulation der OH\*-Schicht

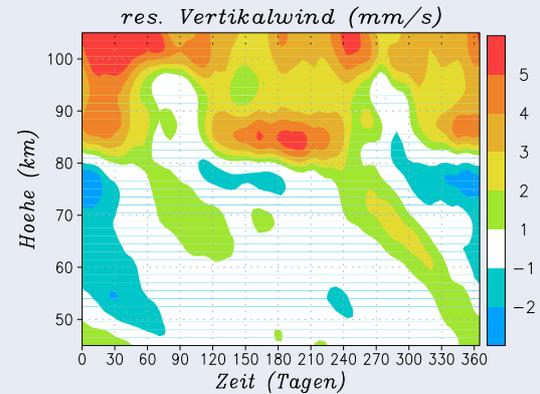
M. Grygalashvyly, E. Becker, G. Sonnemann

Am IAP neu entwickelte Methoden zur Berechnung von angeregtem Hydroxyl in der Mesopausenregion (OH\*-Schicht) erklären eine Reihe von beobachteten und bislang nicht verstandenen Phänomenen.

Die Infrarot-Emission von angeregtem Hydroxyl (OH\*-Airglow) im Bereich der Mesopause wird seit langem sowohl mit bodengebundenen Methoden als auch mit Satelliteninstrumenten gemessen, um daraus Aussagen zur Temperatur und zu wichtigen Spurenstoffen abzuleiten. Um die kurzzeitigen und jährlichen Variationen der OH\*-Schicht sowie deren Breitenabhängigkeit besser zu verstehen, wurde aus der vollständigen theoretischen photochemischen Beschreibung des Gleichgewichtszustandes eine analytische Näherungslösung abgeleitet, wonach die OH\*-Teilchenzahldichte (Emissionsrate bzw. Intensität) proportional zum Druck ( $p$ ) und zur Teilchenzahldichte von atomarem Sauerstoff ( $[O]$ ) ist:  $[OH^*] \sim p [O]$ .

Im Rahmen dieser Approximation lassen sich eine große Anzahl von beobachteten Phänomenen in der OH\*-Schicht erklären. In mittleren und hohen Breiten werden im Winter die geringsten Emissionshöhen, aber die höchsten OH\*-Dichten gefunden. Genau das entgegengesetzte Verhalten mit Emission aus größeren Höhen bei geringerer Intensität zeigt sich während des Sommers. In zahlreichen Publikationen wurde die Variation der residuellen Zirkulation und des damit verbundenen Transports von atomarem Sauerstoff für die jahreszeitliche Variation der OH\*-Schicht verantwortlich gemacht, ohne dass der genaue Zusammenhang bekannt war. Da die OH\*-Teilchenzahldichte proportional zur Dichte von atomarem Sauerstoff ist und dieser Spurenstoff im Winter weiter nach unten transportiert wird, also hin zu größeren Druckwerten, ist die Emission aus niedrigerer Höhe (bei größerem Druck) stärker als aus größerer Höhe. Im Sommer sind die Verhältnisse genau umgekehrt mit aufwärtsgerichteter Komponente der residuellen Zirkulation und geringerer Dichte von atomarem Sauerstoff.

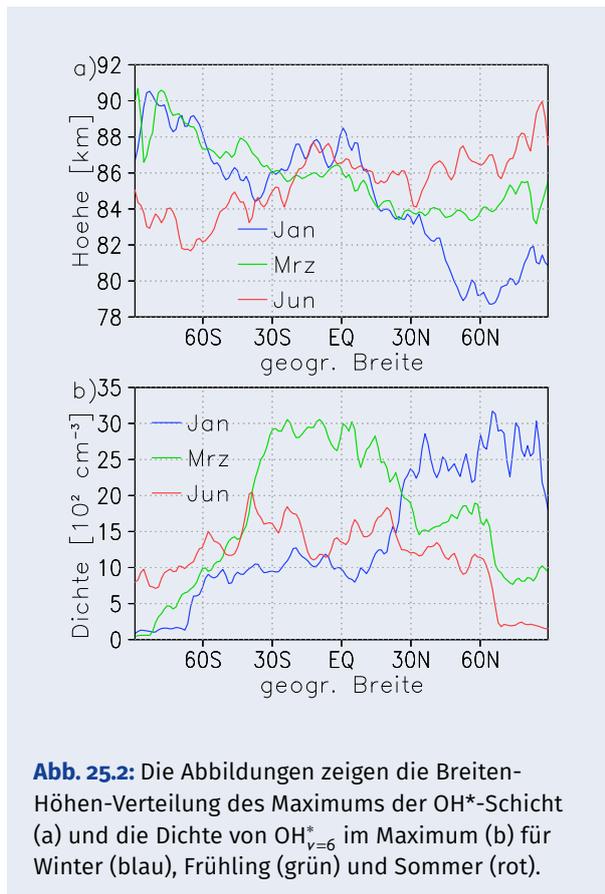
Die niederen und äquatorialen Breiten sind gekennzeichnet durch eine halbjährliche Variation der OH\*-Schicht mit maximalen Emissionsraten zu den Äquinoktien. In der Literatur wurde diese Va-



**Abb. 25.1:** Mittlerer Jahresgang des residuellen Vertikalwindes in der tropischen Mesosphäre aus einer Langzeitsimulation mit KMCM

riation von einigen Autoren durch die halbjährliche Variation der Gezeiten in niederen Breiten erklärt. Eine alternative Erklärung besteht darin, dass die halbjährliche Variation der OH\*-Schicht aus der halbjährlichen Variation der Aktivität der Schwerewellen resultiert, welche die turbulente Diffusion durch Schwerewellen-Dissipation beeinflusst. Eine dritte Interpretation, die kürzlich vom IAP vorgeschlagen wurde, besteht darin, dass die residuelle Zirkulation, die direkt am Äquator einen schwachen aufsteigenden Ast in der oberen Mesosphäre aufweist, während der Sonnenwenden am stärksten ist und damit die Teilchendichte von atomarem Sauerstoff in niedrigen Breiten verringert. Während der Äquinoktien verschwindet dieser Aufwärtstransport und der atomare Sauerstoff reicht weiter nach unten bzw. ist auch bei größerem Druck vorhanden (siehe Abb. 25.1). Unsere einfache Proportionalitätsbeziehung erklärt somit mit einfachen und schlüssigen Argumenten die beobachtete halbjährliche Oszillation des OH\*-Airglow am Äquator. Die Abb. 25.2 a und b veranschaulichen gut das jährliche Maximum der Dichte in hohen und mittleren Breiten im Winter und die semiannuale Variation im Sommer sowie die Antikorrelation zwischen der OH\*-Dichte und der Höhe.

Beobachtungen zeigen weiterhin, dass die Emissionshöhe während plötzlicher stratosphärischer



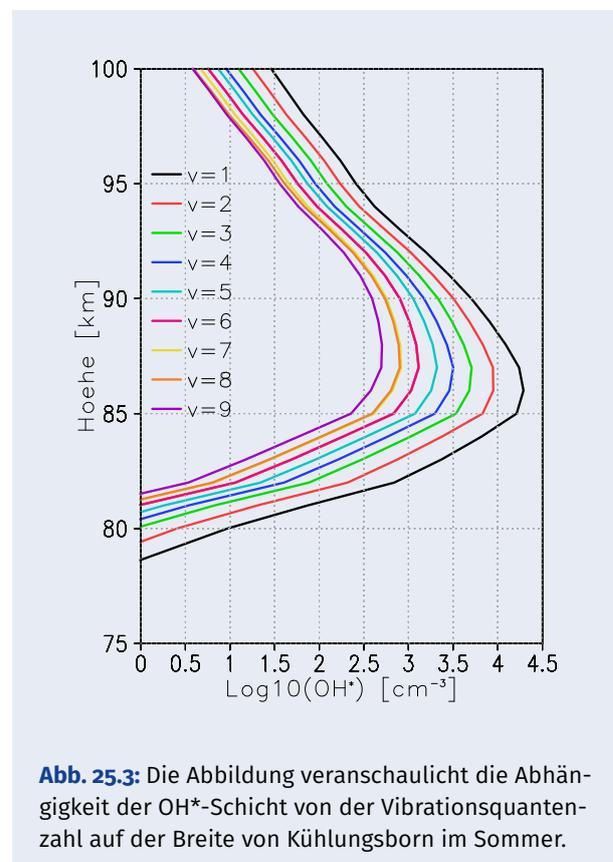
**Abb. 25.2:** Die Abbildungen zeigen die Breiten-Höhen-Verteilung des Maximums der OH\*-Schicht (a) und die Dichte von OH\*<sub>v=6</sub> im Maximum (b) für Winter (blau), Frühling (grün) und Sommer (rot).

Erwärmungen (SSW) um 5 bis 7 km ansteigt, sich also zu niedrigeren Drücken verlagert. Dies erklärt wiederum, warum auch die OH\*-Teilchenzahldichte bzw. die Emission während einer SSW um etwa die Hälfte reduziert ist. Ausgelöst wird die Verschiebung durch den Zusammenbruch (und eventuell sogar eine Umkehrung) des mesosphärischen winterlichen Astes der residuellen Zirkulation, wodurch der Abwärtstransport von atomarem Sauerstoff ausbleibt, was qualitativ den Verhältnissen im Sommer entspricht.

Die Airglow-Intensität korreliert mit dem elfjährigen solaren Zyklus. In Jahren hoher Sonnenaktivität ist die Dissoziation von molekularem Sauerstoff durch die Lyman- $\alpha$ -Strahlung stärker. Gleichzeitig erhöht sich die Thermosphärentemperatur, was auch dort zur Erhöhung von atomarem Sauerstoff führt. Beide Effekte bedingen, dass über die direkte Proportionalität zum atomaren Sauerstoff die Airglow-Intensität mit der Sonnenaktivität korreliert.

Wir haben das Chemie-Transportmodell MECTM um ein diagnostisches Modul, das das angeregte Hydroxyl nach der eingangs erwähnten vollständigen Theorie berechnet, erweitert. Dabei werden die be-

nötigten Spurenstoffkonzentrationen dynamisch im MECTM berechnet. Die vollständige Berechnung liefert unter anderem die Emissionsraten (Höhenprofile von [OH\*]) für unterschiedliche Vibrationsquantenzahlen. Es zeigt sich, dass die Einbeziehung der Multi-Quantum-Deaktivierung sowohl durch molekularen Sauerstoff als auch durch atomaren Sauerstoff essentiell ist, um die aus Messungen bekannte Aufspaltung nach der Vibrationsquantenzahl zu erklären. Im Einklang mit Messungen zeigen unsere Berechnungen, dass sich bei größerer Quantenzahl (kürzerer Wellenlänge emittierten Lichtes) die Emissionshöhe nach oben verschiebt und die Intensität entsprechend der Druckproportionalität abnimmt. Diesen Sachverhalt zeigt Abb. 25.3.



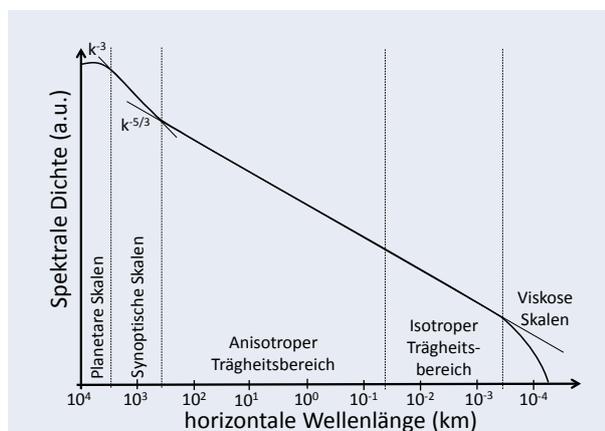
**Abb. 25.3:** Die Abbildung veranschaulicht die Abhängigkeit der OH\*-Schicht von der Vibrationsquantenzahl auf der Breite von Kühlungsborn im Sommer.

## 26 Ein Skaleninvarianzkriterium für Large-Eddy-Simulationen

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

Wir präsentieren ein mathematisches Kriterium, mit dem man einzelne Terme der Bewegungsgleichungen für Zirkulationsmodelle auf ihre Konsistenz überprüfen kann. Das Kriterium erlaubt insbesondere, Ansätze für Parametrisierungen zu testen und gegebenenfalls einschränkende Bedingungen zu formulieren.

Die kinetische Energie der Atmosphäre wird im Allgemeinen von größeren zu kleineren Skalen übertragen. Dabei wird angenommen, dass die Wechselwirkung innerhalb eines Skalenbereichs stets nur zwischen benachbarten Skalen stattfindet, unabhängig von anderen Einflüssen (vgl. Abb. 26.1). Dies bezeichnet man als *Skaleninvarianz der spektralen Energietransferrate*. Formal folgt die Invarianz aus einer mathematischen Lie-Gruppen-Analyse der Eulergleichungen. Diese gilt jedoch nicht automatisch für alle in Modellen verwendeten zusätzlichen Turbulenzterme, den Parametrisierungen. Wegen der Komplexität der Lie-Gruppen-Analyse gab es solche Untersuchungen bezüglich Skaleninvarianz lediglich im Falle isotroper dreidimensionaler Turbulenz. Wir streben an, unsere in den Modellen zugrunde gelegten Bewegungsgleichungen physikalisch konsistent, d. h. auch skaleninvariant zu formulieren. Um dabei nicht für jede Parametrisierung eine neue Lie-Gruppen-Analyse durchzuführen, haben wir ein Kriterium hergeleitet, um Parametrisierungen von turbulenter Diffusion systematisch bezüglich Skaleninvarianz untersuchen zu können.



**Abb. 26.1:** Horizontales kinetisches Energiespektrum: Verteilung der Energie in der Troposphäre mit Aufteilung in verschiedenen Skalenbereichen.

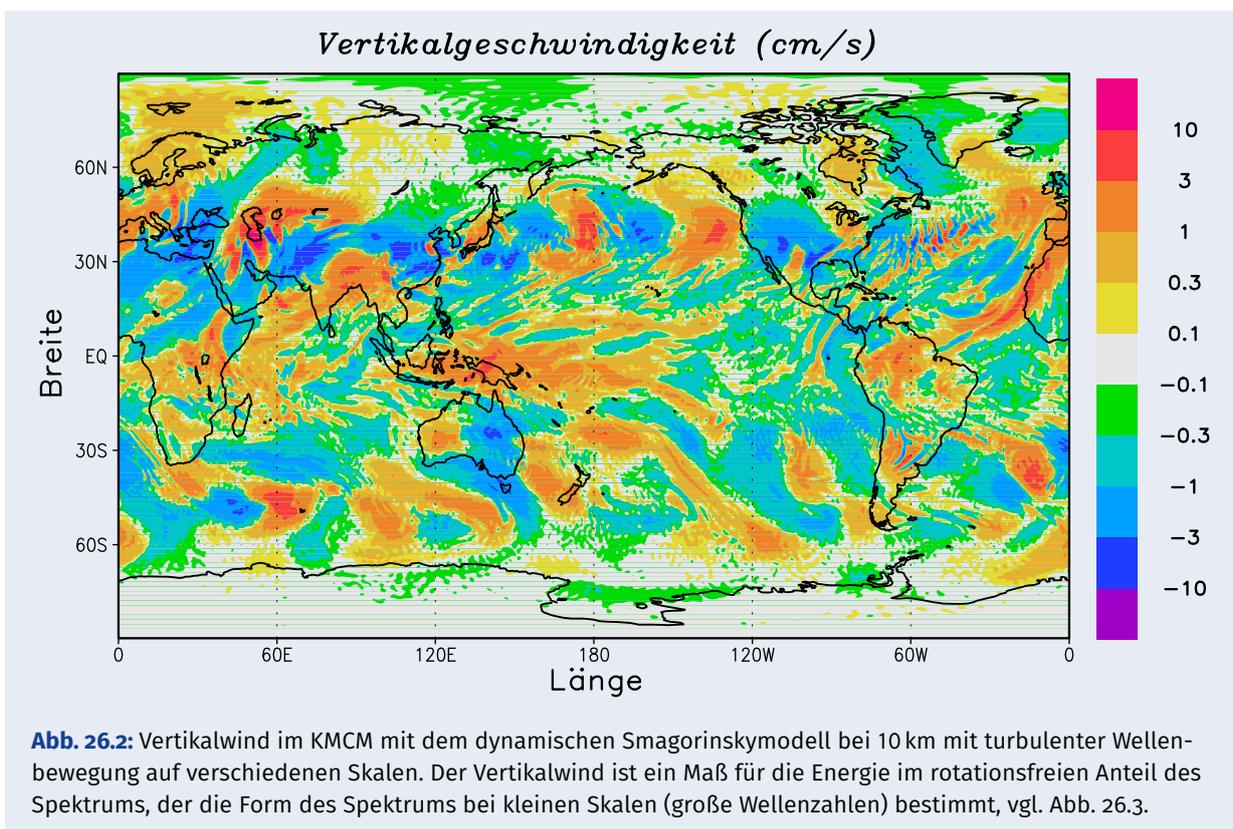
Die Skalierung einer Größe  $a$  sei gegeben durch einen exponentiellen Faktor,  $e^{c_a}$ , wobei  $c_a$  der Skalierungsfaktor von  $a$  ist. Man kann zeigen, dass solche Skalierungen eine so genannte Symmetrietransformation der Eulergleichungen bzw. der Kontinuitätsgleichung für Spurenstoffe darstellt; d. h. eine solche Transformation ändert die Gleichungen mathematisch nicht. Diese Invarianz sollte sich nach unserer Auffassung auch auf entsprechende turbulente Diffusionsansätze übertragen. Nun bezeichne  $\mathcal{F}_a$  eine Parametrisierung in der Bewegungsgleichung für den Spurenstoff  $a$ . Des Weiteren sei  $t$  die Zeit und  $x$  der Ort. Dann lautet das Skaleninvarianzkriterium

$$e^{\frac{2}{3}c_x - c_a} \mathcal{F}_a(e^{\frac{2}{3}c_x} t, e^{c_x} x, e^{c_a} a) = \mathcal{F}_a(t, x, a).$$

Aus dieser Gleichung lassen sich nun Bedingungen zwischen verschiedenen Skalierungsfaktoren herleiten, um das Kriterium zu erfüllen.

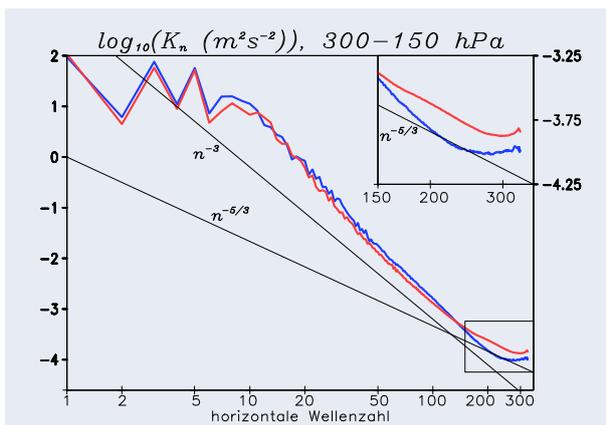
Eine Validierung erfolgt durch Betrachtung zweier Turbulenzmodelle für die Impulsgleichung im KMCM. Es handelt sich dabei zum Einen um das so genannte klassische Smagorinskymodell, bei dem eine typische Längenskala (die *Mischungslänge*), auf der die Turbulenz wirkt, fest vorgegeben wird, sowie um dessen dynamische Erweiterung (das dynamische Smagorinskymodell), bei dem die Mischungslänge  $l_{dyn}$  eine Abhängigkeit von der Stärke der Verwirbelung erhält, vgl. Abb. 26.2. Es ergibt sich, dass im Falle des klassischen Smagorinskymodells die Skaleninvarianz gebrochen ist, während sie im dynamischen Smagorinskymodell erhalten bleibt. Dieses Ergebnis erklärt das Verhalten dieser Turbulenzmodelle im KMCM. In der Abb. 26.3 werden horizontale Spektren der kinetischen Energie im KMCM gezeigt. Das klassische Smagorinskymodell (blau) mit der konstanten Mischungslänge kann den anisotropen Trägheitsbereich (vgl. Abb. 26.1) mit Steigung  $n^{-5/3}$  nicht vernünftig reproduzieren, im Gegensatz zum dynamischen Smagorinskymodell (rot).

Wir können weiterhin mit dem Invarianzkriterium zeigen, dass der Ansatz der dynamischen Mischungslängen nicht nur in der Impulsgleichung gilt. Damit das Prinzip der Skaleninvarianz erhalten bleibt, muss dieser Ansatz ebenfalls in der thermodynamischen



**Abb. 26.2:** Vertikalwind im KCMC mit dem dynamischen Smagorinskymodell bei 10 km mit turbulenter Wellenbewegung auf verschiedenen Skalen. Der Vertikalwind ist ein Maß für die Energie im rotationsfreien Anteil des Spektrums, der die Form des Spektrums bei kleinen Skalen (große Wellenzahlen) bestimmt, vgl. Abb. 26.3.

schen Bewegungsgleichung, in der Gleichung für die turbulente kinetische Energie und in den Spurengleichungen verwendet werden. Bisher wurden in den gängigen Zirkulationsmodellen diese Gleichungen immer mit konstanten Mischungslängen angenommen.



**Abb. 26.3:** Vergleich von horizontalen Energiespektren im KCMC: Lauf mit konstanter Mischungslänge (blau), Lauf mit dynamischer Mischungslänge (rot). Zur besseren Sichtbarkeit ist das Verhalten bei den kleinsten Skalen (größte Wellenzahlen) vergrößert dargestellt.

In großräumigen atmosphärischen Strömungen, die (annähernd) im hydrostatischen Gleichgewicht sind, erfolgt die Energiekaskade aufgrund horizontaler Advektion. Die theoretischen Folgerungen aus dem Skaleninvarianzkriterium wurden zwar für isotrope Fluide hergeleitet, sind aber auch auf den anisotropen Fall einer horizontalen makroturbulenten Energiekaskade übertragbar. Die vertikale Diffusion muss in diesem Zusammenhang gesondert betrachtet werden. So tritt beim vertikalen Turbulenzansatz eine Abhängigkeit der dynamischen vertikalen Mischungslänge  $l_z$  von den horizontalen Skalen auf. Dieser Aspekt spielt bei geschichteter Turbulenz eine wesentliche Rolle. Die Annahme einer Kaskade von verfügbarer potentieller Energie, die der Kaskade von kinetischer Energie vergleichbar ist, sowie die Annahme einer skalenunabhängigen Auftriebsfrequenz führen auf einen Zusammenhang zwischen horizontalen und vertikalen Skalen der Form  $z \propto x^{1/3}$ . Es ist noch ungeklärt, ob dieses Verhältnis auf die räumlichen Längenskalen oder direkt auf die Mischungslängen gemäß  $l_z \propto l_{dyn}^3$  anzuwenden ist.

## 27 Nutzung des Atmosphärenmodells ICON-IAP

A. Gaßmann

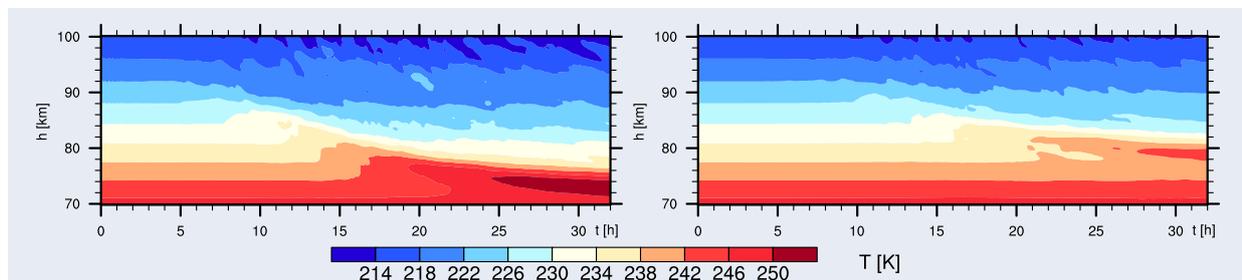
Das atmosphärische Simulationsmodell ICON-IAP (ICOSahedral Nonhydrostatic model at IAP) wird benutzt, um die dreidimensionale Nettozirkulation in der mittleren Atmosphäre und das Brechen von Schwerewellen in der Mesosphäre zu studieren.

Die numerische Modellierung der atmosphärischen Zirkulation erlaubt es – im Gegensatz zu Messungen – ein großräumiges dreidimensionales Bild der Atmosphäre in all ihren Variablen (Temperatur, Wind, Druck) anzufertigen. Dies kann dazu dienen, mehr über die Atmosphäre und die Mechanismen darin zu erfahren. Numerische Modellierung an sich sollte aber nicht unkritisch gesehen werden, da die Methoden der Modellierung auf Approximationen oder sogar Ad-hoc-Annahmen beruhen. Beim ICON-IAP-Modell versuchen wir an dieser Stelle mit möglichst wenigen Einschränkungen auszukommen. Zugrunde liegen die nichthydrostatischen hydrothermodynamischen Gleichungen. Die im ICON-IAP-Modell verwendeten numerischen Methoden erhalten per Konstruktion die Masse. Die Energie wird durch korrekte Imitation der Energieumwandlung erhalten. Dies ist national und international noch nicht überall realisiert. Überdies streben wir an, für jeden unterhalb der Gitterauflösung ablaufenden turbulenten Prozess die geforderte positive interne Entropieproduktion zu garantieren. Eine nun vorgenommene Beachtung dieser physikalischen Gesetzmäßigkeit kann zu signifikanten Unterschieden zu bisherigen Modellergebnissen führen.

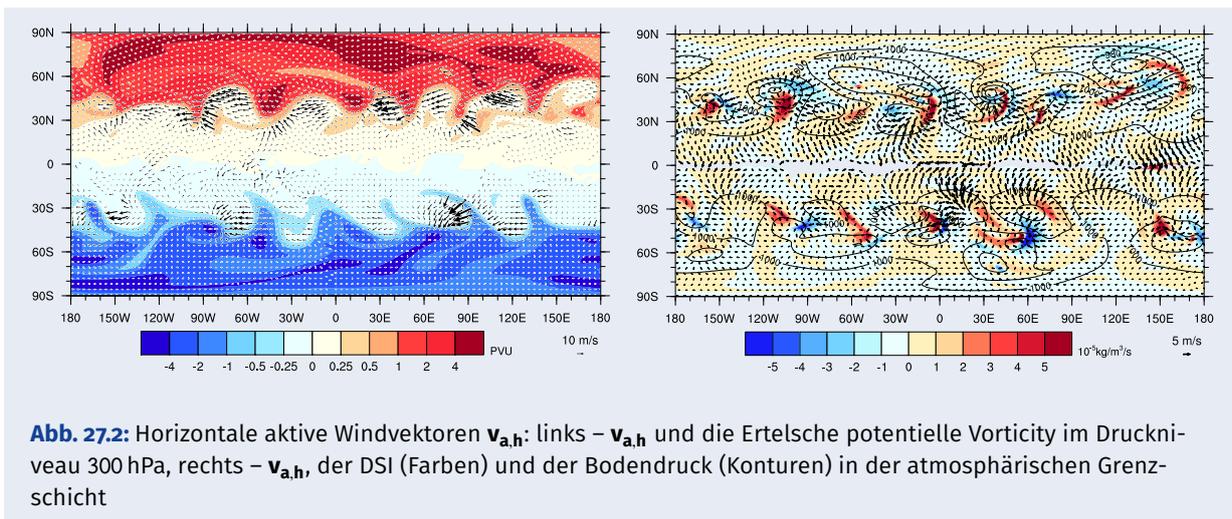
Beispielsweise hinterlässt das Brechen von Schwerewellen in der Mesosphäre verschiedene Temperaturschichtungen je nach verwendeter turbulenter Wärmeflussparametrisierung (siehe Abb. 27.1). Die unterhalb der Gitterauflösung stattfindenden Prozesse sind nicht nur in der Mesosphäre relevant, sondern in der gesamten Atmosphäre. Insofern ist die am IAP in diesem Zusammenhang getätigte Forschung von Bedeutung auch für Wettervorhersage- und Klimamodelle.

Als globales Modell wird ICON-IAP genutzt, um die Zirkulation in der gesamten mittleren Atmosphäre zu simulieren. Eine gleichmäßige horizontale Auflösung und günstige numerische Eigenschaften werden erreicht, indem ein hexagonales gestaffeltes Gitter benutzt wird.

Neben der Weiterentwicklung der Numerik und der Parametrisierungen bedarf es auch neuer Methoden zur Auswertung und zur theoretischen Interpretation solcher Modellsimulationen. In diesem Zusammenhang wurde in den letzten Jahren das Konzept des aktiven Windes entwickelt. Man kann nun unterscheiden, welche Windanteile inaktiv, ähnlich des geostrophischen Windes, einfach nur einen balancierten Zustand beschreiben und welche Windanteile tatsächlich zur Änderung von Wind und Temperatur beitragen. Alternativ zu den zeitlich und/oder räumlich gemittelten transformierten Eulergleichungen (TEM-Gleichungen), deren Variable der residuelle Wind ist, ergibt sich jetzt eine lokale und momentane Transformation der hydro-



**Abb. 27.1:** Ein Beispiel für ICON-IAP als Werkzeug für hochauflösende Simulationen in der vertikalen Ebene ist hier die horizontal gemittelte Temperaturentwicklung im Falle von brechenden Schwerewellen. Links: Im Lauf mit herkömmlicher Parametrisierung turbulenter Prozesse kann es auch zu negativer Entropieproduktion kommen. Die Brechungsschicht kühlt stark aus, darunter entsteht eine kräftige mesosphärische Inversionsschicht. Rechts: Im Lauf mit entropiekonsistenter Parametrisierung kühlt die Schicht weniger stark aus und die mesosphärische Inversionsschicht ist weniger stark ausgeprägt.



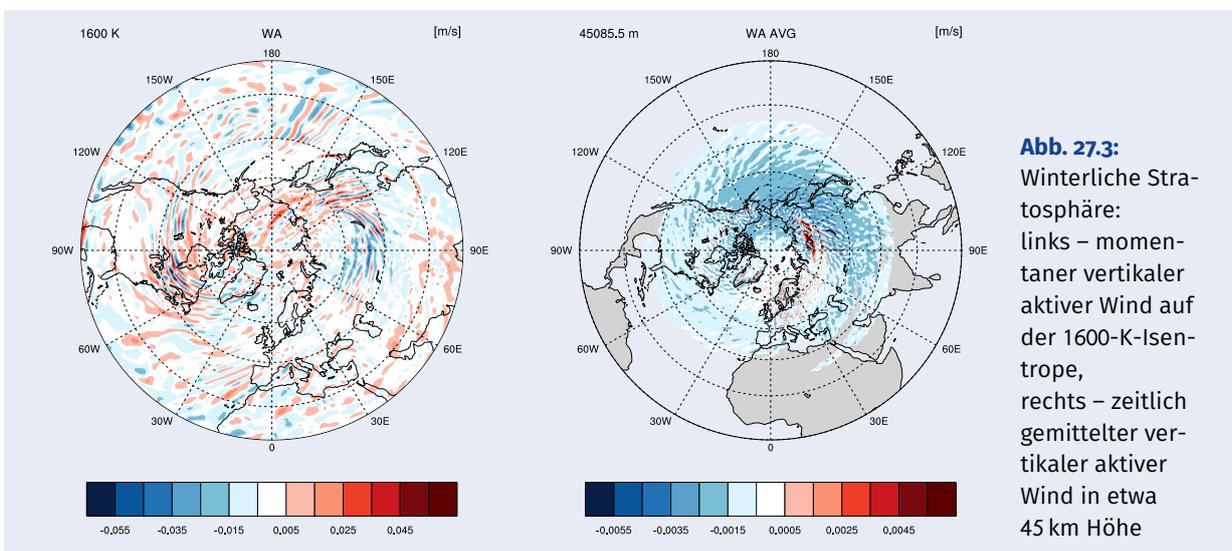
thermodynamischen Gleichungen, deren Variable der aktive Wind  $\mathbf{v}_a$  ist:

$$\begin{aligned} \partial_t \mathbf{v} &= -\boldsymbol{\omega}_a \times \mathbf{v}_a + c_p \Pi_a \nabla \theta + (\nabla \cdot \boldsymbol{\tau}) / \rho \\ \partial_t \theta &= -\mathbf{v}_a \cdot \nabla \theta + Q_\theta \\ \partial_t \rho &= -\nabla \cdot (\rho \mathbf{v}_a) + DSI^* \end{aligned}$$

In diesem System sind weiterhin die Reibung, die diabatischen Quellterme und der an der Freien Universität Berlin entwickelte dynamische Zustandsindex DSI von Bedeutung. Von dem winzigen Beitrag des Terms mit dem aktiven Exner-Druck  $\Pi_a$  kann abgesehen werden. Die zugehörige transformierte Ertelsche potentielle Vorticitygleichung lässt erkennen, dass Eddy-Forcing im Sinne von aktiven potentiellen Vorticityflüssen zu interpretieren ist. Abb. 27.2 links zeigt für die Brechungsregion von baroklinen Wellen, dass große polwärtige aktive Winde mit kleinen Beträgen der potentiellen Vorticity verknüpft sind, wie sie für die sogenannte Surfzone üblich sind. Die aktiven Winde spiegeln in der at-

mosphärischen Grenzschicht das reibungsbedingte Einströmen in Tiefdruckgebiete und das Ausströmen aus Hochdruckgebieten wider (siehe Abb. 27.2 rechts). Der DSI bildet mit seinen positiven und negativen Werten eine Quelle bzw. Senke für den aktiven Wind. Damit ist auch eine Senke bzw. Quelle für den inaktiven Wind gegeben. Oberhalb der atmosphärischen Grenzschicht weicht der Wind weniger vom inaktiven balancierten Zustand ab.

Der residuelle Wind ist in der Stratosphäre im Winter abwärts gerichtet, was zu einer adiabatischen Erwärmung führt. Daher ist die Stratosphäre dort nicht so kalt wie durch ein alleiniges Strahlungsgleichgewicht gegeben. Eine Momentaufnahme des vertikalen aktiven Winds zeigt sowohl abwärts als auch aufwärts gerichtete Bewegungen, siehe Abb. 27.3 links, wo vor allem Schwerewellen zu sehen sind. Das zeitliche Mittel des vertikalen aktiven Windes (Abb. 27.3 rechts) ergibt – wie auch der residuelle Wind im zonalen Mittel – eine allgemeine Abwärtsbewegung.



**Abb. 27.3:** Winterliche Stratosphäre: links – momentaner vertikaler aktiver Wind auf der 1600-K-Isentrope, rechts – zeitlich gemittelter vertikaler aktiver Wind in etwa 45 km Höhe

## 28 Einfluss von La Niña auf die troposphärische Anregung der starken plötzlichen Stratosphärenenerwärmung im Januar 2009

A. Schneiderei und D. H. W. Peters

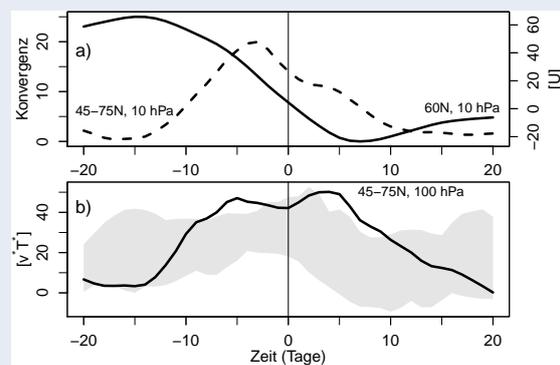
Der Einfluss der kalten Phase (La Niña) von ENSO in der troposphärischen Anregung von starken plötzlichen Erwärmungen (Major Southern Stratospheric Warming – MSSW) wird mit Hilfe von Daten des ERA-Interim untersucht. In Verbindung mit den durch La Niña veränderten tropischen Wärmequellen werden in den mittleren und hohen Breiten zwei blockierende Hochdrucklagen über dem Ostpazifik und Ostatlantik verstärkt, welche den zonal gemittelten polwärts gerichteten Wärmefluss durch die ultralange Welle-2 bestimmen. Ein Beispiel für diesen Wirkungsmechanismus ist die MSSW im Januar 2009.

La Niña ist ein gekoppeltes Phänomen des Systems Atmosphäre-Ozean, welches die Abkühlung im Ostpazifik beschreibt und mit verstärkter Konvektion über dem Westpazifik verbunden ist. Ältere Arbeiten zeigen, dass mittlere La-Niña-Bedingungen mit stabilen und kalten Polarwirbeln und El Niños eher mit instabilen und wärmeren Polarwirbeln verbunden sind. Neuere Studien hingegen deuten auf eine nahezu gleichverteilte Häufigkeit für das Auftreten von MSSWs unter La-Niña- oder El-Niño-Bedingungen hin. Die MSSW im Winter wird durch ultralange Wellen erzeugt, die in der Troposphäre angeregt werden und die sich in die Stratosphäre ausbreiten. Durch das Brechen der Wellen wird der zonal gemittelte Zonalwind in hohen Breiten abgebremst, so dass sich sogar Ostwind einstellt. Die Veränderung der planetaren Wellen in mittleren und hohen Breiten durch La Niña wird untersucht und anhand der MSSW 2009 näher bestimmt. Maßgebend für die troposphärische Anregung durch planetare Wellen ist der zonal gemittelte Wärmefluss auf 100 hPa in etwa 16 km Höhe.

### 28.1 Stratosphärische Erwärmung im Januar 2009

Im Januar 2009 trat unter moderaten La-Niña-Bedingungen eine MSSW mit einer Windumkehr bei der geographischen Breite von 60° N in der 10-hPa-Schicht am 23. Januar (zentraler Tag) auf, die durch die starke Konvergenz des planetaren Wellenan-

triebs verursacht wurde (siehe Abb. 28.1 a). Etwa fünf Tage vor der Windumkehr trat ein besonders starker zonal gemittelter Wärmefluss in 100 hPa auf, welcher durch seine Intensität alle vorangegangenen MSSW-Ereignisse der ERA-Interim-Periode (1979–2014) übertraf (Abb. 28.1 b). Die graue Fläche in der Abbildung beschreibt die extremen Flüsse zentriert um den zentralen Tag. Der zeitliche Verlauf des Wärmeflusses in der unteren Stratosphäre in der Vorphase der MSSW 2009 verdeutlicht das starke Anwachsen der sich nach oben ausbreitenden planetaren Wellen und die Abnahme des zonalen Windes in der oberen Stratosphäre (Abb. 28.1).

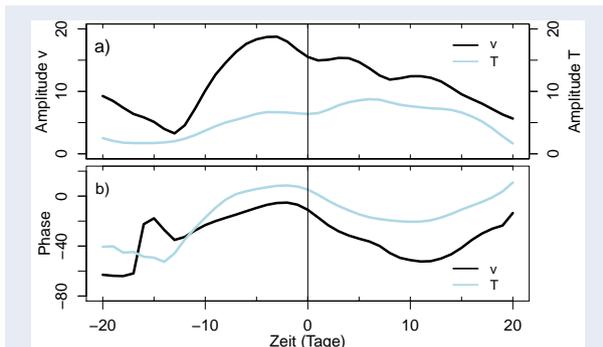


**Abb. 28.1:** a) Konvergenz des Eliassen-Palm-Flusses (gestrichelt,  $\text{m}^2/\text{s}/\text{d}$ ) und zonal gemittelter Zonalwind [U] (m/s), b) zonal gemittelter Wärmefluss [ $v \cdot T^*$ ] ( $\text{K m/s}$ ) des Winters 2008/2009 gezeigt um den 23. 01. 2009 (Tag 0) herum.

### 28.2 Wärmefluss und ultralange Welle-2

Die spektrale Analyse des zonal gemittelten Wärmeflusses zeigt die Dominanz des Flusses durch die ultralange Welle-2. Deren Amplituden- und Phasenverlauf zeigen für den meridionalen Wind und für die Temperatur, dass besonders das Anwachsen der Amplitude des meridionalen Windes von entscheidender Bedeutung für die rapide Zunahme des zonal gemittelten Wärmeflusses in der Vorphase der MSSW ist. Die Phasendifferenz der Welle-2 zwischen der Temperatur und dem meridionalen Wind ist während der rapiden Zunahme des zonal gemittelten Wärmeflusses nahezu konstant, so dass

die Phase als Ursache für das Anwachsen nicht weiter berücksichtigt wird. Unter der geostrophischen Näherung bedeutet das Anwachsen der Amplitude im meridionalen Wind eine Verstärkung des Längengradienten des Geopotentials, was der Intensivierung von zwei Hoch- und Tiefdruckgebieten in mittleren und hohen Breiten entspricht. Dies bedeutet, dass hauptsächlich der zonal gemittelte Wärmefluss auf der 100-hPa-Fläche in der Vorphase der stratosphärischen Erwärmung durch die planetare Welle-2 getragen wurde (Abb. 28.2).

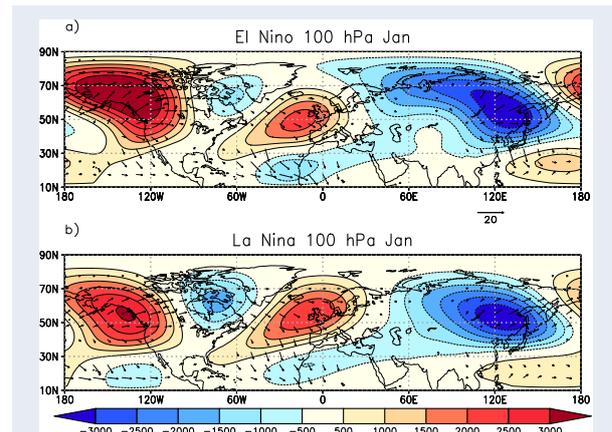


**Abb. 28.2:** a) Amplitude des meridionalen Windes (m/s) und der Temperatur (K), b) entsprechender Phasenverlauf (°); Zeitachse analog zu Abb. 28.1

### 28.3 La-Niña-Einfluss auf die Bildung zweier Hochdruckgebiete

Die Verstärkung des Wärmeflusses der Welle-2 beruht im Wesentlichen auf der Verstärkung von zwei Hochdruckgebieten in den mittleren und hohen Breiten, wie oben gezeigt, eines über dem Ostpazifik und eines über dem Ostatlantik. Die klimatologische Wirkung der kalten (La Niña) und warmen (El Niño) ENSO-Phasen auf die planetare Wellenstruktur im nordhemisphärischen Winter soll weiter untersucht werden. Es werden Komposita der Geopotentialstörung für La-Niña- (1985, 1989, 1996, 2000, 2006, 2008, 2009, 2011, 2012) und für El-Niño-Jahre (1983, 1987, 1988, 1992, 1995, 1998, 2003, 2010) auf 100 hPa gezeigt sowie der entsprechende erweiterte Wellenaktivitätsfluss nach Plumb (JAS 1985). Der Vergleich der Komposita in Abb. 28.3, also zwischen El Niño und La Niña, verdeutlicht die Verschiebung der Hochdrucklage über Alaska zu den Rocky Mountains und zeigt die Verstärkung des ostatlantischen Hochs für den La-Niña-Fall an. D. h. für La Niña weist die ultralange Welle-2 in mittleren und hohen Breiten stärkere Amplituden im Geopotential auf, während für El Niño die plane-

tare Welle-1 in mittleren und hohen Breiten dominiert. Damit einhergehend wird der Wellenzug im erweiterten Eliassen-Palm-Fluss über Kanada und dem Nordatlantik für den La-Niña-Fall verstärkt. Wellenzüge vom Ostpazifikhoch in Richtung Europa sorgen für die Aufrechterhaltung und Verstärkung der Hochdrucklage über dem Ostatlantik, da diese den Energietransport der Wellen in erster Näherung beschreiben. Aber unter El Niño verändert sich dieses Bild. Gerade der Wellenzug Richtung Südeuropa weist eine stärkere Komponente auf.



**Abb. 28.3:** Horizontale Komponenten des Wellenaktivitätsflussvektors ( $\text{m}^2\text{s}^{-2}$ ) auf der 100-hPa-Fläche für klimatologisch mittlere Januare unter El-Niño- (a) und La-Niña-Bedingungen (b). Farbige Flächen entsprechen der Geopotentialstörung  $\Phi^*$  ( $\text{m}^2/\text{s}^2$ ), definiert als Abweichung vom zonalen Mittelwert.

In einem weiteren Schritt wird auch die Rolle der tropischen konvektiven Madden-Julian-Schwingung (MJO) in diesem Zusammenhang untersucht. Die MJO hat einen indirekten Einfluss auf die Hochdruckbildung über Alaska. Eine Zunahme der Zyklonenfrequenz wird über dem zentralen Pazifik beobachtet, was auf eine erhöhte synoptische Wellenaktivität schließen lässt. Die wiederum trägt zur Erhaltung der Hochdrucklage durch den nordöstlichen Transport von antizyklonaler Wirbelstärke in der oberen Troposphäre bei.

Die Studie zeigt die Bedeutung von La Niña für die Herausbildung einer starken planetaren Welle-2 in der Vorphase einer MSSW sowie die Dominanz der durch die Welle-2 induzierten meridionalen Wärmeflüsse im Januar 2009, letztendlich bedingt durch die Intensivierung von Hochdrucklagen in mittleren und hohen Breiten durch tropische Prozesse.

## 29 Trends, quasi-zweijährige Schwingung (QBO) und Eintrittszeiten der 50-jährigen Phasenhöhenmessung (SPH) in Kühlungsborn

D. H. W. Peters, G. Entzian, D. Keuer, J. L. Chau

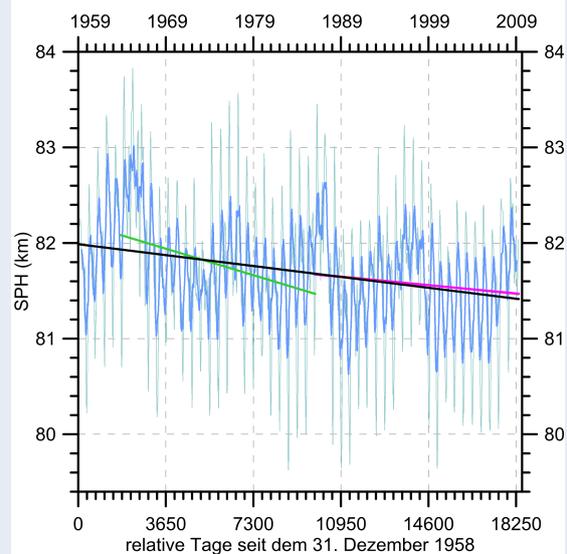
Die statistische Analyse der SPH-Reihe zeigt einen signifikanten Trend über den gesamten Zeitraum mit einer Abnahme von 114 m pro Dekade. Wie erwartet ist die SPH-QBO-Schwingung während des Sonnenflecken-Minimums zum subtropischen QBO-Wind antikorreliert. Im Winter sind die SPH-QBO-Änderungen mit Änderungen der residuellen Zirkulation und dem dadurch induzierten vertikalen NO-Transport verbunden. Die gemessenen Eintrittszeiten zeigen vormittags und nachmittags langzeitige Schwingungen, die dem solaren Zyklus und ENSO zugeordnet werden können.

Indirekte Phasenhöhenmessungen mit Hilfe niederfrequenter Rundfunkwellen sind eine übliche Methode, um die langzeitige Variabilität der ionosphärischen D-Region im Höhenbereich von 70 km bis 90 km zu untersuchen. Diese Messungen sind inzwischen wichtig für die Gesellschaft, da die Ergebnisse als ein Indikator für Klimaveränderungen genutzt werden können, sofern die Kopplungsprozesse in der unteren Atmosphäre verstanden sind. Steht ein Rundfunksender im Langwellenbereich zur Verfügung, liegen die Vorteile der Methode in den geringen Kosten und in der Einfachheit ihrer Anwendung. Sie erlaubt eine tägliche Abtastung der mittleren Atmosphäre über lange Zeit. Die neue Auswertemethode führt zu der Definition der Standard-Phasenhöhe (SPH) und ist in Peters und Entzian (ASP 2015) beschrieben.

### 29.1 Linearer Trend

Die täglichen SPH-Messungen kann man als normal verteilt annehmen. Daher können statistische Standardtests wie der Student-t-Test auf den linearen Trend angewandt werden. In Abb. 29.1 ist der über 50 Jahre in Kühlungsborn gemessene Verlauf der SPH dargestellt. Der Trend (schwarze Gerade) über die gesamte Zeit beträgt 114 m pro Dekade und ist mit 95 Prozent signifikant nach Anwendung einer Pre-Whitening-Prozedur, um den Einfluss des Sonnenfleckenzyklus (SZ) zu reduzieren. Die Variabilität ist zweimonatlich und halbjährlich durch eine lau-

fende Mittelung über 61 bzw. 181 Tage geglättet worden. Dadurch werden weitere Variabilitäten in der SPH-Reihe erkannt. Ihr Mittelwert ist 81,7 km mit einer Standardabweichung von etwa 1 km.



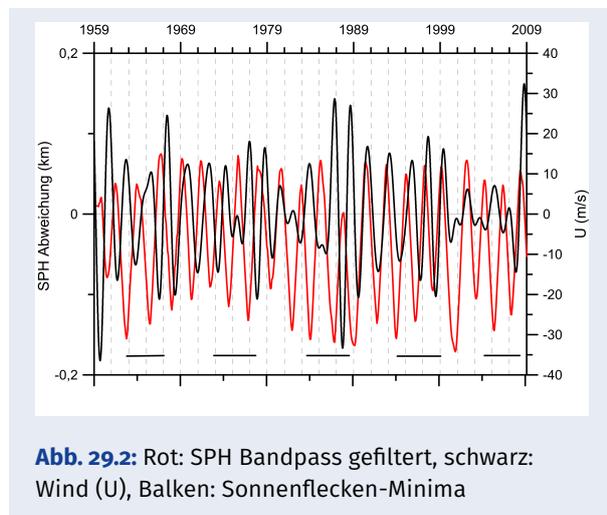
**Abb. 29.1:** 50-jährige Reihe der SPH zweimonatlich (hellblau), halbjährlich (dunkelblau) geglättet sowie lineare Trends

Dieser Trend ist mit der Annahme einer sich als Folge der globalen Erwärmung zusammenziehenden mittleren Atmosphäre in Übereinstimmung. Die lineare Abnahme der SPH von 277 m pro Dekade während der ersten zwei SZ von 1959 bis 1980 ist um einen Faktor 3,2 größer als die für die letzten zwei SZ von 1993 bis 2009 (etwa 86 m pro Dekade). Ein zusätzlicher Trend (grüne Gerade) in der Mesosphäre vor der Dekade der 1990er Jahre (rote Gerade) stimmt mit diesen Ergebnissen überein.

### 29.2 Quasi-zweijährige Schwingung – QBO

Ein Bandpass-Filter zwischen 1,5 und 2,7 Jahren wurde auf die SPH-Variabilität angewandt, um das QBO-Signal zu isolieren. In Abb. 29.2 ist die gefilterte SPH-Reihe (rot) zusammen mit der tropischen Zonalwind-Komponente bei 40 hPa als Indikator der QBO-Variabilität gezeigt. Während der Sonnenflecken-Minima (1960er, 1970er, 1980er und 2000er) ist die Antikorrelation zwischen gefilterter SPH und

dem Zonalwind sehr stark. Während der 1990er Jahre ist allerdings eine Ausnahme mit einer starken Phasenverschiebung zu sehen. Da die QBO-Ost mit größerer SPH verbunden ist, deutet das auf eine geringere Elektronendichte in der D-Region hin, durch einen schwächeren winterlichen NO-Transport von der oberen Mesosphäre/unteren Thermosphäre. Das führt zu einem schwächeren Absinken in der Mesosphäre, was durch eine schwächere residuelle Zirkulation in der Mesosphäre verursacht wird. Die Holton-Tan-Relation verlangt eine Polwärtsverschiebung der Null-Wind-Linie, was für eine verstärkte Polwärtsverschiebung planetarer Wellen spricht und für einen wärmeren und damit schwächeren Polarwirbel in der mittleren Stratosphäre.



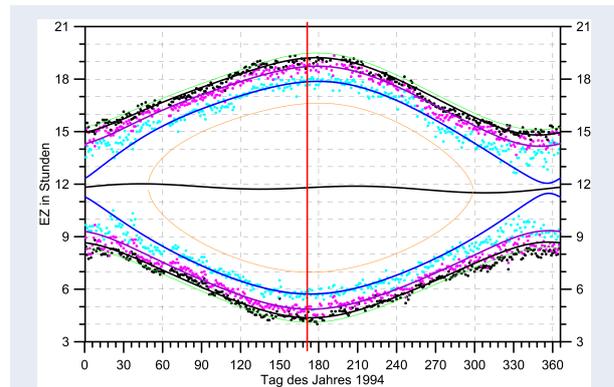
**Abb. 29.2:** Rot: SPH Bandpass gefiltert, schwarz: Wind (U), Balken: Sonnenflecken-Minima

Während der QBO-West existiert eine bessere Bedingung für Aufwärts- und Südwärtsausbreitung planetarer Wellen, was eine geringere Eliassen-Palm-Fluss-Konvergenz in der oberen Stratosphäre und Mesosphäre verursacht mit einem stärkeren Absinken von NO-Molekülen im Winter. Es werden entsprechend der Photoionisation mehr Elektronen durch die Sonnenstrahlung produziert und die SPH sinkt ab. Im Allgemeinen gilt das für Sonnenaktivitäts-Minima, die Antikorrelation zwischen SPH und stratosphärischen QBO-Winden ist in Abb. 29.2 gezeigt. Während Sonnenaktivitäts-Maxima bricht diese Antikorrelation zusammen, was eine Frequenzänderung im QBO-Band der SPH erzeugt.

### 29.3 Eintrittszeiten – EZ

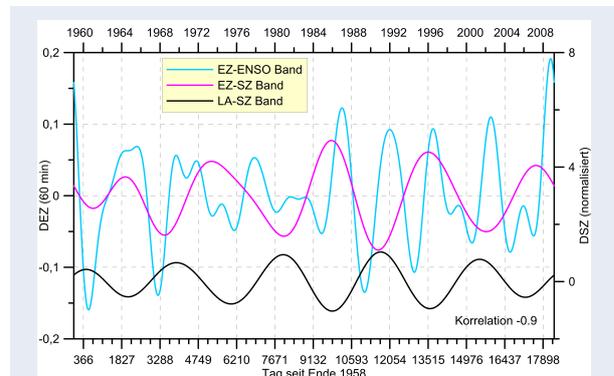
In einem neuen Projekt der Phasenhöhenmessungen wurden die Eintrittszeiten (EZ) für je 5 Reflexionshöhen vormittags und nachmittags digitalisiert. Tägliche EZ werden für die Entwicklung einer halbautomatisierten Auswertung, die in Vorbereitung

ist, benötigt. In der Abb. 29.3 sind tägliche EZ für die mittleren 3 Höhen als farbige Punkte für das Jahr 1994 gezeigt sowie als Linien die auf den 21. Juni 1994 angepassten solaren Zenitdistanzen.



**Abb. 29.3:** Eintrittszeiten für 1994, rote Linie: 21. Juni

Die EZ folgen gut dem Sonnenstand. Nur im Winter weichen die EZ vom Sonnenstand ab, vormittags zu früherem, nachmittags zu späterem Eintreten, besonders gut zu erkennen an den Punkten des innersten Ovals (Türkis). Das ist ein Ergebnis der erhöhten ionosphärischen Ionisation während der bekannten Winteranomalie, wodurch bei konstantem Sonnenstand tiefer liegende Reflexionshöhen entstehen.



**Abb. 29.4:** DEZ (vormittags): SZ (6,8-15 Jahre) und ENSO (2,7-6,7 Jahre); Lyman- $\alpha$  DSZ (6,8-15 Jahre); DEZ und DSZ zeigen die Differenzen zum Mittelwert nach Trendbereinigung.

In der Abb. 29.4 werden die Bandpass gefilterten Eintrittszeiten für den Vormittag dargestellt. Die deutliche Antikorrelation des SZ und der Eintrittszeiten in den Phasenhöhenmessungen wird erstmalig gezeigt. Weiterhin liegt die mittlere ENSO-Periode der EZ, wie erwartet, bei 4 Jahren, die in den 1980er und 1990er stark ausgeprägt ist. In der Überlagerung von ENSO und SZ ergeben sich relative Maxima für 1987 und 2009 sowie relative Minima 1961, 1968 und 1989.

### 30 Mesosphärische Windanomalien in niederen Breiten in Beziehung zu lokalen und globalen Zirkulationsmustern

Ch. Zülicke, K. K. Grandhi und E. Becker

Die Auswertung von langjährigen Radarbeobachtungen der Mesosphäre niederer Breiten ergab starke Ostwindanomalien zur Frühlingsumstellung, die alle zwei bis drei Jahre auftraten. Das konnte der QBO-West-Phase zugeordnet werden, vorausgesetzt im vorangegangenen Winter fand keine starke Stratosphärenerwärmung statt. Diese Kombination zwischen lokalen und globalen Einflüssen kann mithilfe der interhemisphärischen Kopplung interpretiert werden.

Wie hängt die Zirkulation in der Mesosphäre/unteren Thermosphäre niederer Breiten mit den lokalen Winden in der Stratosphäre zusammen? Gibt es außerdem Einflüsse der globalen Zirkulation? Diesen Fragen gingen die Autoren bei der Auswertung von MF- und Meteorradarbeobachtungen nach, die ab 1993 an den indischen Stationen Tirunelveli und Trivandrum (ca. 8°N, 77°O) gewonnen wurden.

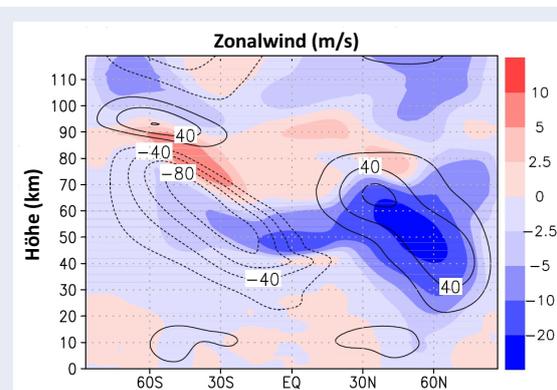
Die Zeitreihe des mesosphärischen Zonalwindes ist in Abb. 30.2a dargestellt. Die etwa halbjährlichen Schwankungen hängen mit der SAO (englisch *Semi-Annual Oscillation*) zusammen – einem für die niederen Breiten typischen Variabilitätsmuster, das in Abb. 30.2b mit dem Zonalwind auf 1 hPa (ca. 30 km) charakterisiert ist. Worum es aber in dieser Untersuchung gehen soll, sind die extremen Ostwind-Ausbrüche in 85/86 km Höhe, siehe Abb. 30.2a. Die dicken rote Pfeile weisen auf diese 6 Ereignisse hin, die jeweils im März (ungefähr zur Frühlingsumstellung) stattfanden und MSEE (englisch *Mesospheric Spring Equinox Enhancements*) genannt wurden. In allen Fällen war die QBO, ein weiteres typisches Variabilitätsmuster der niederen Breiten, in der West-Phase. Sie ist mit den Zeitreihen in Abb. 30.2c charakterisiert. Soweit haben wir also festgestellt, dass westliche Winde in der Stratosphäre, die durch die SAO und die QBO zustande kommen, zu Ostwind in der Mesosphäre führen. Das wäre ein Hinweis auf die lokale Regulierung durch Filterung von Schwerewellen, die zu einer erwartbaren mesosphärischen SAO und QBO führen.

Erstaunlicherweise gibt es aber Jahre, in denen

**Tab. 30.1:** Schema für den Zusammenhang von mesosphärischen Windanomalien (MSEE) mit der QBO-Phase sowie der SSW-Intensität.

QBO-Phase	schwache SSW	starke SSW
QBO-Ost	keine MSEE	keine MSEE
QBO-West	normale MSEE	vermisste MSEE

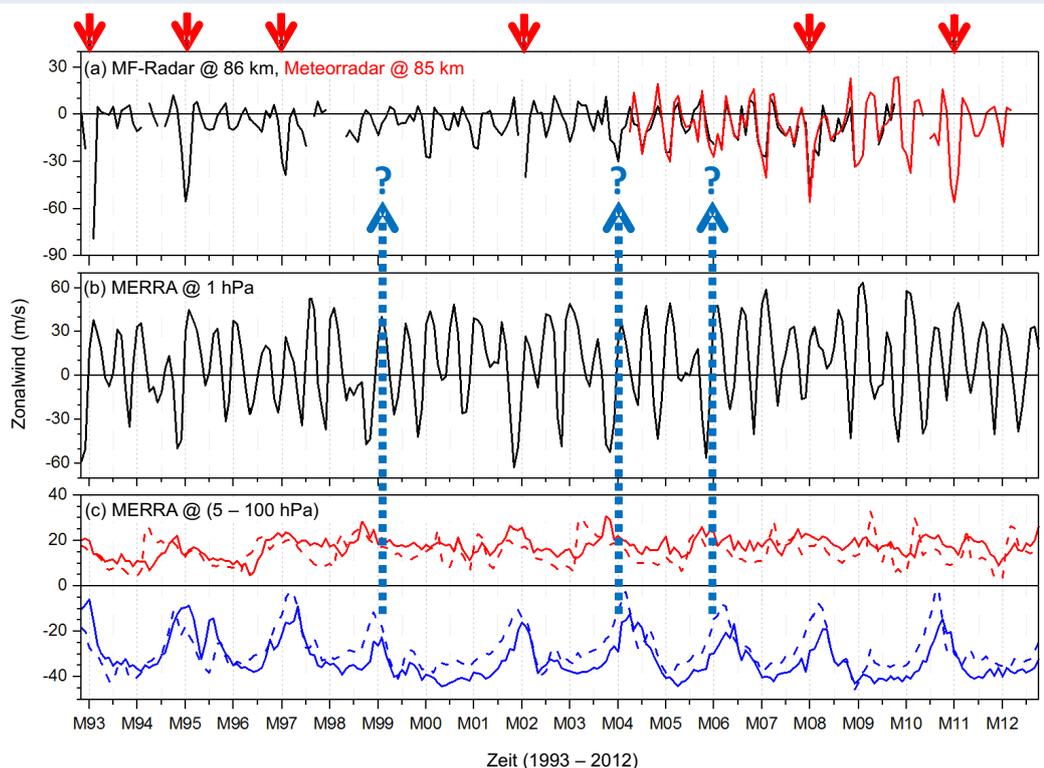
die QBO zwar in der richtigen Phase ist, die MSEE aber vermisst wird (siehe gepunktete blaue Pfeile in Abb. 30.2 zu den Jahren 1999, 2004 und 2006). Auf die Frage nach dem Warum wurden verschiedene Indikatoren für die globale Zirkulation getestet. Ein empirischer Zusammenhang konnte mit starken plötzlichen Stratosphärenerwärmungen (SSW) hergestellt werden. Wenn nämlich diese Zirkulationsanomalien auftraten, wurde die MSEE unterdrückt, obwohl die QBO in der West-Phase war. Es ergab sich das in Tab. 30.1 dargestellte Schema: Bei QBO-Ost gibt es keine MSEE, bei QBO-West nur dann, wenn keine oder nur schwache SSWs stattfanden (rote Pfeile in Abb. 30.2). Sind die SSWs stark, so wird die MSEE selbst bei QBO-West vermisst (blaue Pfeile).



**Abb. 30.1:** Variabilitätsmuster der interhemisphärischen Kopplung, dargestellt mit der Differenz (farbig) des zonal gemittelten Zonalwindes zwischen SSW-Ereignissen und klimatologischem Januar aus einer KMCM-Simulation mit aufgelösten Schwerewellen. Die klimatologische Verteilung ist mit Konturen ( $\pm 20$ , 40, 60 und 80 m/s) dargestellt.

Der hinter diesem empirischen Zusammenhang vermutete Prozess ist die interhemisphärische Kopp-

### MSEE



<b>MSEE</b>	<b>M</b>	<b>N</b>	<b>M</b>	<b>N</b>	<b>M</b>	<b>N</b>	?	<b>N</b>	<b>N</b>	<b>M</b>	<b>N</b>	?	<b>N</b>	?	<b>N</b>	<b>M</b>	<b>N</b>	<b>N</b>	<b>M</b>	<b>N</b>
<b>QBO</b>	<b>W</b>	<b>E</b>	<b>W</b>	<b>E</b>	<b>W</b>	<b>E</b>	<b>W</b>	<b>E</b>	<b>E</b>	<b>W</b>	<b>E</b>	<b>W</b>	<b>E</b>	<b>W</b>	<b>E</b>	<b>E</b>	<b>E</b>	<b>W</b>	<b>E</b>	<b>E</b>
<b>SSW</b>							<b>S</b>	<b>W</b>	<b>S</b>	<b>W</b>	<b>W</b>	<b>S</b>	<b>S</b>	<b>W</b>	<b>W</b>	<b>S</b>	<b>W</b>			
<b>ST</b>	<b>N</b>	<b>N</b>	<b>N</b>	<b>N</b>	<b>N</b>	<b>N</b>	<b>E</b>	<b>N</b>	<b>E</b>	<b>N</b>	<b>E</b>	<b>E</b>	<b>N</b>	<b>E</b>	<b>N</b>	<b>N</b>	<b>N</b>	<b>N</b>	<b>N</b>	<b>N</b>

**Abb. 30.2:** Mesosphärische Windanomalien (MSEE) in Zeitreihen des Zonalwindes: (a) Radarbeobachtungen auf 85 bzw. 86 km – die dicken roten Pfeile weisen auf die Anomalien hin, (b) MERRA-Daten auf 1 hPa als Indikator für die SAO, (c) MERRA-Daten mit maximalen Ostwinden (blau) und maximalen Westwinden (rot) aus dem Intervall zwischen 5 und 100 hPa als robuster Indikator für die Phase der QBO. Auf der Zeitachse ist der März des jeweiligen Jahres beschriftet, darunter sind je vier Indizes angegeben: der MSEE-Zustand (M: normal, N: keine, ?: vermisst), die QBO-Phase (E: Ost, W: West), die SSW-Intensität (S: stark, W: schwach) sowie der Termin der Frühlingsumstellung ST (N: normal, E: früh). Der vermutete Zusammenhang zwischen den vermissten MSEEs und starken SSWs bzw. frühen Frühlingsumstellungen (STs) ist mit einem gepunkteten blauen Pfeil gekennzeichnet.

lung. Das mit SSWs zusammenhängende Variabilitätsmuster ist in Abb. 30.1 dargestellt. So zeigt sich in der äquatorialen Stratopausenregion zwischen 40 und 60 km Höhe eine deutliche Zunahme an Ostwind, der mit der intensivierten stratosphärischen Hadley-Zirkulation zusammenhängt. Diese Windanomalie könnte eine Absorption der für die MSEE nötigen westwärtigen Schwerewellen bewirken. Obwohl die Daten aus einem KMCM-Lauf ohne QBO stammen, geben sie doch einen Hinweis auf die Beeinflussung der Filterung und Brechung von Schwerewellen in niederen Breiten durch die globale Zirkulation.



## Willkommen

auf den Webseiten des Leibniz-Instituts für Atmosphärenphysik e.V. an der Universität Rostock (IAP). Das Institut wurde 1992 auf Empfehlung des Wissenschaftsrates gegründet und ist Mitglied der Wissenschaftsgemeinschaft Gottfried Wilhelm Leibniz (WGL). Es hat seinen Hauptsitz im Ostseebad Kühlungsborn, eine Außenstelle in Juliusruh und beteiligt sich maßgeblich an einem Observatorium in Nordnorwegen (ALOMAR). Als An-Institut der Universität Rostock ist das IAP fester Bestandteil des Lehrprogramms in Physik. Am IAP sind ca. 90 Mitarbeiter/innen beschäftigt. Es betreibt eine gleichstellungs- und familienorientierte Personalpolitik und ist durch das Audit "berufundfamilie" zertifiziert.



► Langfristige Veränderungen in der mittleren Atmosphäre.

Die Zielsetzungen des IAP sind im Wissenschaftlichen Rahmenprogramm festgelegt.

- veröffentlichungen
- Projekte (ROMIC, ILWAO)
- Stellenausschreibungen



Der nächste Trends Workshop zu Langzeitänderungen und Trends in der Atmosphäre wird vom 19. bis 23. September 2016 in Kühlungsborn stattfinden mehr



(03.02.2016) Konzertierter Messeinsatz zur Multi-Skalen-Analyse abgeschlossen. „Die LITOS-Kampagne war ein voller Erfolg“ ... mehr



(14.01.2016) Gymnasiasten aus Rostock erhalten einen Einblick in aktuelle Forschung. Die Wissenskarawane zieht durch die Forschungslandschaft Mecklenburg-Vorpommerns... mehr

Die neu gestaltete Homepage und das 2015 fertiggestellte Erweiterungsgebäude des IAP.

## Anhang

**Unten:** Gruppenbild beim ILWAO-Treffen vom 8. Januar 2014

**Rechts:** Ballonstart anlässlich der „NASA/DLR summer school“ am 18. Juli 2014



Nach der Promotion von Vivien Matthias am 31. März 2014 vor dem Universitätshauptgebäude

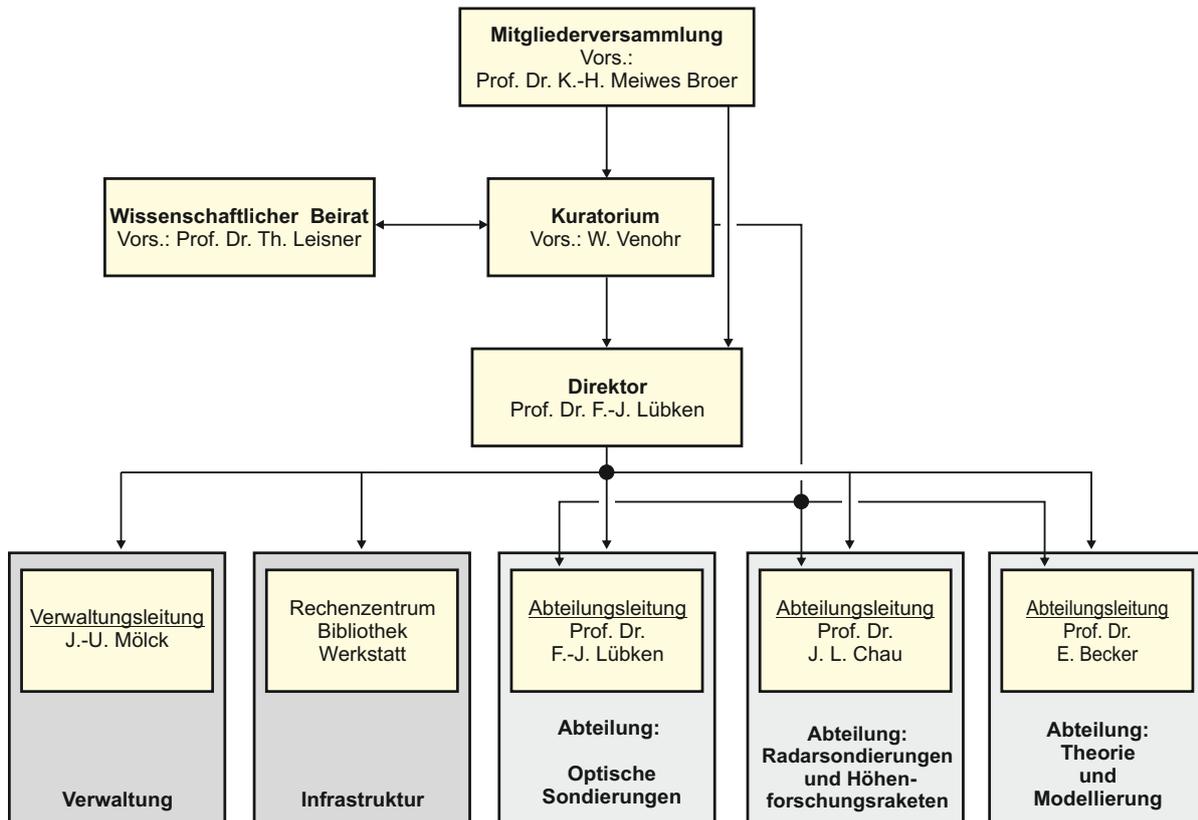
## A Liste der verwendeten Abkürzungen

AAD	Australian Antarctic Division
AIM	Aeronomy of Ice in the Mesosphere
ALOMAR	Arctic Lidar Observatory for Middle Atmosphere Research
ALWIN	ALOMAR-WIND-Radar
AMIP-SST	Atmospheric Model Intercomparison Project Sea Surface Temperature
AURA	Satellit der NASA - aura (lat.) Lufthauch/Brise
BMBF	Bundesministerium für Bildung und Forschung
CARMA	Community Aerosol and Radiation Model for Atmospheres
CAWSES	Climate And Weather of the Sun-Earth System
CMAM	Climate Middle Atmosphere Model
CMIP5	Coupled Model Intercomparison Project Phase 5
CRI	Coherent Radar Imaging
DFG	Deutsche Forschungsgemeinschaft
DLR	Deutsches Zentrum für Luft- und Raumfahrt
DoRIS	Doppler Rayleigh Iodine System
ECHAM	ECMWF Model-Hamburg Version
ECMWF	European Center for Medium range Weather Forecast
ECOMA	Existence and Charge state Of meteoric dust particles in the Middle Atmosphere
EISCAT	European Incoherent SCATter scientific association
ENVISAT	Environmental Satellite
Era-Interim	ECMWF global atmospheric „interim“ reanalysis
EFRE	Europäischer Fonds für regionale Entwicklung
GCM	General Circulation Model
GFS	Global Forecast System
GOME	Global Ozone Monitoring Experiment
GROGRAT	Gravity-wave Regional Or Global Ray Tracer (ray tracing model)
HAMMONIA	HAMBURG MODEL of the Neutral and Ionized Atmosphere
Hfr	Höhenforschungsraketen
HGF	Helmholtz-Gemeinschaft Deutscher Forschungszentren
HPC	High-Performance Computing
ICON-IAP	ICOsahedral Non-hydrostatic model at IAP
IAP	Leibniz-Institut für Atmosphärenphysik
ILWAO	International Leibniz Graduate School for Gravity Waves and Turbulence in the Atmosphere and Ocean
IPCC	Intergovernmental Panel on Climate Change
KMCM	Kühlungsborn Mechanistic general Circulation Model
LIDAR	Light Detection And Ranging
LIMA	Leibniz-Institute Middle Atmosphere Model
LITOS	Leibniz-Institute Turbulence Observations in the Stratosphere
LF	Low Frequency
LOCHMES	LONG-term CHanges in the MESosphere
LST	Local Solar Time
MAARSY	Middle Atmosphere ALOMAR Radar SYstem
MaTMeLT	Mixing and Transport in the Mesosphere/Lower Thermosphere
MBWK	Ministerium für Bildung, Wissenschaft und Kultur
MECTM	MEsokaliges Chemie Transport Modell
MERRA	Modern-Era Retrospective Analysis for Research and Application
MF	Medium Frequency

MIMAS	Mesospheric Ice Microphysics And tranSport model
MISU	Department of Meteorology Stockholm University
MLS	Microwave Limb Sounder
MLT	Mesosphere/Lower Thermosphere
MMARIA	Multi-static Multi-frequency Agile Radar for Investigation of the Atmosphere
MPI-ESM-MR	Earth System Model at Medium Range of the Mac Planck Institute for Meteorology
MSE	Mesospheric Summer Echoes
MST	Mesosphäre, Stratosphäre, Troposphäre
NASA	National Aeronautics and Space Administration
NCAR	National Center of Atmospheric Research
NCEP	National Centers for Environmental Prediction
NLC	NoctiLucent Clouds
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration
ODIN	Satellit des <i>Swedish National Space Board</i> - Odin aus nordischer Mythologie
OSWIN	OStsee-WINd-Radar
PANDOWAE	Predictability AND Dynamics Of Weather systems in the Atlantic-European sector
PMC	Polar Mesospheric Clouds
PMSE	Polar Mesospheric Summer Echoes
PMWE	Polar Mesospheric Winter Echoes
QBO	Quasi-Biannual Oscillation
RCP	Representative Concentration Pathways
RMR	Rayleigh/Mie/Raman
ROMIC	Role Of the Middle atmosphere In Climate
SAGE	Stratospheric Aerosol and Gas Experiment
SBUV	Solar Backscatter Ultraviolet instrument
SCOSTEP	Scientific Committee on Solar-Terrestrial Physics
SKiYMET	All-SKy Interferometer METeor radar
SME	Solar Mesosphere Explorer
SNOE	Student Nitric Oxide Explorer
SOFIE	Solar Occultation For Ice Experiment
SORACAL	Influence of solar radiation perturbations on the coupling of atmospheric layers
SOUSY	SOUNDing SYStem for atmospheric structure and dynamics
SSU	Subsatellite Unit
SSW	Sudden Stratospheric Warming
TIMED	Thermosphere Ionosphere Mesosphere Energetics and Dynamics
TOMS	Total Ozone Mapping Spectrometer
TURB3D	Dreidimensionale Struktur mesosphärischer Turbulenz
UARS	Upper Atmosphere Research Satellite
UHF	Ultra High Frequency
UKMO	UK Meteorological Office
UT	Universal Time
UTC	Coordinated Universal Time
UV	Ultra-Violett
VAHCOLI	Vertical And Horizontal COverage by LIdar
VHF	Very High Frequency
VoIP	Voice over IP (Internet Protocol)
WACCM	Whole Atmosphere Community Climate Model
WADIS	WellenAusbreitung und -DISsipation in der mittleren Atmosphäre
WMO	World Meteorological Organisation
WRF	NCAR Weather Research and Forecasting model

## B Organisation des IAP

Das IAP verfügt über eine Abteilungsstruktur mit abteilungsübergreifenden Forschungsschwerpunkten. Die Abteilungen heißen „Optische Sondierungen“, „Radarsondierungen und Höhenforschungsraketen“ sowie „Theorie und Modellierung“. Darüber hinaus gibt es abteilungsübergreifende Arbeitsgruppen („Matrix-Struktur“), in denen spezielle Themen aus den Forschungsschwerpunkten des IAP bearbeitet werden. Diese Arbeitsgruppen werden für einen Zeitraum von einigen Jahren gebildet und von Nachwuchswissenschaftlern des IAP geleitet.



## C Liste der Drittmittelprojekte

(sortiert nach Drittmittelgebern)

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

**DFG Förderkennzeichen PE 474/7-1,2**

Beteiligte Wissenschaftler: Peters, Schneidereit

Laufzeit: 01.04.2008 – 31.12.2017

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

**DFG Förderkennzeichen GA 1996/1-1**

Beteiligte Wissenschaftler: Gabriel

Laufzeit: 01.04.2014 – 31.03.2017

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

**DFG Förderkennzeichen STO 1053/1-1**

Beteiligte Wissenschaftler: Stober, Schult

Laufzeit: 01.01.2014 – 31.12.2016

MSG-Waves-PACOG: Prozesse und Klimatologie von Schwerewellen

**DFG Förderkennzeichen LU 1174/8-1**

Beteiligte Wissenschaftler: Lübken, Chau

Laufzeit: 01.12.2014 – 30.11.2017

MSG-Waves-SI: Spontanes Ungleichgewicht

**DFG Förderkennzeichen ZU 120/2-1**

Beteiligte Wissenschaftler: Zülicke

Laufzeit: 06.05.2015 – 05.05.2018

DYNAMITE: Die Beobachtung der Dynamik der MLT in mittleren und hohen Breiten auf das ionosphärische/thermosphärische Wetter (DYNAMITE)

**DFG Förderkennzeichen CH 1482/1-1**

Beteiligte Wissenschaftler: Chau, Lübken

Laufzeit: 15.01.2016 – 14.01.2018

WADIS: Wellenausbreitung und Dissipation in der mittleren Atmosphäre

**DLR Förderkennzeichen 50OE1001**

Beteiligte Wissenschaftler: Lübken, Strelnikov, Szewczyk, Asmus

Laufzeit: 01.08.2010 – 30.06.2015

PMWE: Polare mesosphärische Winter Echos: Rolle der Dynamik und Spurenstoffe

**DLR Förderkennzeichen 50OE1402**

Beteiligte Wissenschaftler: Strelnikov, Lübken

Laufzeit: 01.12.2014-31.12.2017

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

**DLR Förderkennzeichen** 01SF1131

Beteiligte Wissenschaftler: Eixmann, Lautenbach, Lübken

Laufzeit: 01.04.2011 – 31.03.2014

SeVer2: Verbundvorhaben: Professionalisierung und Verstetigung des Verwertungskonzeptes am Leibniz-Institut für Atmosphärenphysik e.V.

**DLR Förderkennzeichen** 03101445

Beteiligte Wissenschaftler: Eixmann, Lübken

Laufzeit: 01.09.2014 – 30.06.2017

TURB3D: Dreidimensionale Struktur mesosphärischer Turbulenz: Entwicklung eines raketentragenen Multi-Sensorsystems

**DLR Förderkennzeichen** 50OE1201

Beteiligte Wissenschaftler: Lübken, Strelnikova

Laufzeit: 01.01.2012 – 31.12.2014

ROMIC-GWLCYCLE: Ground-based observations of GW with lidars and radars

**DLR Förderkennzeichen** D/553/67210010

Beteiligte Wissenschaftler: Baumgarten, Lübken

Laufzeit: 01.09.2015 – 31.08.2017

Aktive FS: Hochaufgelöste Dichte-, Temperatur- und Windmessung in der mittleren Atmosphäre

**EU Förderkennzeichen** V-630-S-115-2011/070; V-630-F-115-2011/071

Beteiligte Wissenschaftler: Lübken, Strelnikov, Baumgarten

Laufzeit: 15.02.2011 – 31.03.2014

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

**EU Förderkennzeichen** 284427 FP7-Space-2011-1

Beteiligte Wissenschaftler: Lübken, Lautenbach

Laufzeit: 01.11.2011 – 30.10.2017

ARISE2: Atmospheric dynamics Research InfraStructure in Europe

**EU Förderkennzeichen** 653980

Beteiligte Wissenschaftler: Baumgarten, Lübken

Laufzeit: 01.09.2015 – 31.08.2018

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

Vereinbarung mit **BMVg**

Beteiligte Wissenschaftler: Lübken, Chau, Mielich

Laufzeit: 01.01.1994 – ...

BalloonSimu: Entwicklung Forschungsballon-Telemetrie; Entwicklung einer Software zur Trajektorienberechnung

**BMWi, KF** 3252101RR3

Beteiligte Wissenschaftler: Gerding

Laufzeit: 01.03.2014 – 31.12.2015

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

Beteiligte Wissenschaftler: Lübken

**BMBF Förderkennzeichen 01 LG 1204 A**

Laufzeit: 01.06.2013 – 31.12.2017

ROMIC-TIMA: ROMIC - Trends in der mittleren Atmosphäre

Beteiligte Wissenschaftler: Lübken, Becker

**BMBF Förderkennzeichen 01LG1210A**

Laufzeit: 01.09.2014 – 31.08.2017

ROMIC-METROSI: ROMIC - Mesoskalige Prozesse in der Wechselwirkung von Tropo- und Stratosphäre

Beteiligte Wissenschaftler: Becker

**BMBF Förderkennzeichen 01LG1218A**

Laufzeit: 01.09.2014 – 31.08.2017

LOCHMES: Long-term changes in the mesosphere

**SAW-Verfahren Förderkennzeichen SAW-2011-IAP-1**

Beteiligte Wissenschaftler: Becker, Lübken

Laufzeit: 01.07.2011 – 30.06.2015

ILWAO2: International Leibniz Graduate School for Gravity Waves and Turbulence in the Atmosphere and Ocean, Phase 2

**SAW-Verfahren Förderkennzeichen SAW-2012-IAP-4**

Beteiligte Wissenschaftler: Lübken, Becker

Laufzeit: 01.07.2012 – 30.06.2016

MatMeLT: Mixing and Transport in the Mesosphere/Lower Thermosphere

**SAW-Verfahren SAW-2014-IAP-1**

Beteiligte Wissenschaftler: Becker, Lübken, Chau

Laufzeit: 01.07.2014 – 30.06.2017

WATILA: Interactions of waves and tides at mid and high latitudes in the Ignorosphere

**SAW-Verfahren SAW-2015-IAP-1**

Beteiligte Wissenschaftler: Chau, Lübken, Becker

Laufzeit: 01.06.2015-30.05.2017

MERLIN: Machbarkeitsanalyse (Phase o/A) eines IPDA LIDAR - Instruments zur Messung von atmosphärischem Methan für deutsch-französische Klimamission

**Astrium Förderkennzeichen F 43564-G 01000-4615**

Beteiligte Wissenschaftler: Höffner

Laufzeit: 01.05.2012 – 30.11.2012

SWARM CAL/VAL: SWARM - Validierung von ionosphärischen Datenprodukten

**GFZ Potsdam**

Beteiligte Wissenschaftler: Stober, Chau

Laufzeit: 01.08.2014 – 31.07.2015

NATO-IM: Ionospheric Monitoring

**NATO Förderkennzeichen SfP 984894**

Beteiligte Wissenschaftler: Mielich

Laufzeit: 01.01.2015 – ...

## D Liste der kooperierenden Institutionen und Wissenschaftler

### Deutsche Institutionen: (alphabetisch sortiert)

Alfred-Wegener-Institut Helmholtz-Zentrum für Polar- und Meeresforschung, Potsdam	P. von der Gathen
CEN - Centrum für Erdsystemforschung und Nachhaltigkeit, Universität Hamburg	R. Blender, S. Brune, C. Eden, V. Lucarini
Deutscher Wetterdienst, Offenbach	S. Jones, J. Keller
Deutscher Wetterdienst, Meteorologisches Observatorium Lindenberg	D. Engelbart, V. Lehmann
Deutsches Klimarechenzentrum, Hamburg	P. Lenzen
DLR, Neustrelitz, Fernerkundungsdatenzentrum	B. Fichtelmann, N. Jakowski
DLR, Oberpfaffenhofen	
Deutsches Fernerkundungsdatenzentrum (DFD) .....	M. Bittner
Institut für Physik der Atmosphäre .....	A. Dörnbrack, B. Kaifler, N. Kaifler, M. Rapp, H. Wilms
Forschungszentrum Jülich	M. Riese, R. Spang, P. Preusse, M. Ern, M. Kaufmann
Fraunhofer Institut für Lasertechnik (ILT), Aachen	D. Hoffmann
Freie Universität Berlin	U. Langematz, I. Kirchner, R. Klein
Helmholtz-Zentrum Potsdam - Deutsches GeoForschungsZentrum (GFZ)	J. Wickert, H. Lühr, P. Ritter, C. Stolle, J. Matzka
Hochschule Wismar	A. Ahrens, S. Pawletta
Institut für Atmosphären- und Umweltforschung an der Bergischen Universität Wuppertal	R. Koppmann, D. Offermann
Institut für Atmosphäre und Umwelt, Goethe-Universität Frankfurt	U. Achatz
Institut für Experimentelle und Angewandte Physik, Christian-Albrechts-Universität zu Kiel	C. T. Steigies
Institut für Geophysik und Meteorologie, Universität zu Köln	H. Elbern
Institut für Meteorologie und Klimaforschung, Karlsruher Institut für Technologie	T. Leisner, S. Jones, M. Sinnhuber, D. Anwender
Institut für Physik, Ernst-Moritz-Arndt-Universität Greifswald,	C. v. Savigny
Institut für Physik der Atmosphäre, Johannes Gutenberg-Universität Mainz	F. Gierth, V. Wirth, P. Spichtinger, M. Riemer
Institut für Raumfahrtssysteme, Universität Stuttgart	S. Fasoulas
Institut für Umweltphysik, Universität Bremen	J. P. Burrows
Karlsruher Institut für Technologie (KIT)	L. A. Quandt
Leibniz-Institut für Astrophysik Potsdam	M. Roth, R. Haynes
Leibniz-Institut für Ostseeforschung Warnemünde	H. Burchard, R. Feistel, L. Umlauf
Leibniz-Institut für Troposphärenforschung, Leipzig	A. Macke, F. Senf, O. Knoth, S. Solanki
Leipziger Institut für Meteorologie, Universität Leipzig	Ch. Jacobi
Max-Planck-Institut für Sonnensystemforschung, Göttingen	P. Hartogh, C. Jarchow, A. Medvedev, Song Li, J. Röttger
Max-Planck-Institut für Meteorologie, Hamburg	H. Schmidt, K. Fraedrich

Meteorologisches Institut, Ludwig-Maximilians-Universität München	J. Craig
Rheinisches Institut für Umweltforschung an der Universität zu Köln	H. Elbern, A. Kliouchnikova
Universität Rostock	
Institut für Physik .....	K.-H. Meiwes-Broer, C. Schick, R. Redmer, S. Lochbrunner
Lehrstuhl Strömungsmechanik .....	M. Brede, A. Leder
Institut für Nachrichtentechnik .....	E. Müller
Institut für Allgemeine Elektrotechnik .....	H. Ewald
Universitäts-Sternwarte München, Ludwig-Maximilians-Universität München	A. Kutepov
Weierstraß-Institut für Angewandte Analysis und Stochastik, Leibniz-Institut im Forschungsverbund Berlin e.V.	J. Sprekels
Zentrum für Sonnenenergie- und Wasserstoff-Forschung Stuttgart	A. Kaifel



Ausländische Institutionen: (nach Ländern sortiert)

Arecibo Observatory, Arecibo, Puerto Rico, USA	S. Raizada, J. Friedman, M. Sulzer
Boston University, Boston, MA, USA	M. Oppenheim, C. Martinis
Center for Atmospheric Research, University of Massachusetts, Lowell, MA, USA	B. Reinisch
Colorado Research Associates(CoRA), Boulder, CO, USA	S. Vadas
Cornell University, Ithaca, NY, USA	D. Hysell
Department of Electrical Engineering, Pennsylvania State University, University Park, PA, USA	C. Croskey, J. Mitchell, J. Urbinz, F. Galindo
Department of Physics and Astronomy, Clemson University, Clemson, SC, USA	M. Larsen, G. Lehmacher, J. Meriwether, J. Oberheide
GATS Inc., Driggs, ID, USA	M. E. Hervig
GATS Inc., Boulder, CO, USA	D. C. Fritts, R. Liebermann, D. Riggan, B. Williams
Geophysical Institute, University of Alaska Fairbanks, Fairbanks, AK, USA	A. Chandran, R. L. Collins
Hampton University, Hampton, VA, USA	J. M. Russell
MIT Haystack Observatory, Westford, MA, USA	A. Coster, P. Erickson, F. Lind, L. Goncharenko, J. Vierinen
National Center for Atmospheric Research, Boulder, CO, USA	R. R. Garcia, A. K. Smith, H. L. Liu, D. R. Marsh, M. Raffel
NASA Ames Research Center, Moffett Field, CA, USA	R. Young, E. Jensen
NASA Goddard Space Flight Center, Greenbelt, MD, USA	D. Bilitza, D. Janches, A. Feofilov, J. M. Grebowsky, R. A. Goldberg
National Oceanic and Atmospheric Administration, Boulder, CO, USA	H. Liu
Naval Research Laboratory, Washington, DC, USA	M. Stevens, D. Siskind, M. Fromm, P. Bernhard
New York University, New York, NY, USA	E. Gerber
Science Systems and Applications Inc. (SSAI), Lanham, MD, USA	M. T. DeLand
SRI International, Menlo Park, CA, USA	M. Nicolls, H. Bahcivan
Stony Brook University, The State University of New York, Stony Brook, NY, USA	M. Geller, E. Chang
The Aerospace Corp., Los Angeles, CA, USA	J. H. Hecht
University of Colorado, Boulder, CO, USA	
Laboratory for Atmospheric and Space Physics .....	S. Dickson, G. Thomas, C. Randall
Department of Aerospace Engineering .....	S. Palo, J. Forbes, Z. Sternovsky, X. Chu, J. Thayer
Department of Physics .....	S. Robertson
University Corporation for Atmospheric Research (UCAR), Boulder, CO, USA	N. Pedatella
University of California, Davis, CA, USA	T. Nathan
Utah State University, Logan, UT, USA	M. Taylor, D. Pautet, B. Fejer
Virginia Polytechnic Institute and State University, Blacksburg, VA, USA.	S. Bailey

Andøya Space Center / ALOMAR, Andenes, Norwegen	M. Gausa, S. Blindheim, K. Dahle
Tromsø Geophysical Observatory, University of Tromsø, Tromsø, Norwegen	O. Havnes, T. Hansen, C. Hall, C. LaHoz
Forsvaret Forskningsinstitutt, Kjeller, Norwegen	U.-P. Hoppe
Norsk Institutt for Luftforskning, Tromsø, Norwegen	Y. Orsolini
Norwegian University of Science and Technology, Trondheim, Norwegen	P. Lillebekken, O. Grandum, P. Espy
University of Oslo, Oslo, Norwegen	Y. La Casce, J. E. Kristjansson, K. Krüger, J. Moen, Y. Orsolini
National Institute of Information and Communication Technology, Tokyo, Japan	K. Igarashi, Y. Murayama, K. Sakanoi
National Institute of Polar Research, Tokyo, Japan	T. Nakamura, T. Nishiyama, T. Masaki
Research Institute of Sustainable Humanosphere, Kyoto University, Kyoto, Japan	T. Tsuda, M. Yamamoto
Solar-Terrestrial Environment Laboratory, Nagoya University, Nagoya, Japan	S. Suzuki, S. Nozawa
Department of Earth and Planetary Science, The University of Tokyo, Tokyo, Japan	K. Sato
Department of Meteorology, Stockholm University, Stockholm, Schweden	J. Gumbel, J. Hedin, L. Megner, B. Karlsson
EISCAT Scientific Association, Kiruna, Schweden	I. Häggström, C. Heinselman, M. Rietveld
KTH Royal Institute of Technology, Stockholm, Schweden	N. Ivchenko
Swedish Institute for Space Physics, Kiruna, Schweden	S. Kirkwood, P. Dalin, H. Nilsson
Swedish Meteorological and Hydrological Institute, Norrköping, Schweden	H. Körnich
L'Observatoire Midi-Pyrénées, Université Toulouse III - Paul-Sabatier, Toulouse, Frankreich	D. Le Queau
Laboratoire Atmospheres, Milieux, Observations Spatiales, Guyancourt, Frankreich	A. Hauchecorne, P. Keckhut
École normale supérieure (ENS), Paris, Frankreich	R. Plougonven
CEA, DAM Île-de-France, Arpajon Cedex, Frankreich	E. Blanc
Centre for Research in Earth and Space Science, York University, Toronto, Ontario, Kanada	M. und G. Shepherd
Department of Physics and Astronomy, The University of Western Ontario, London, Ontario, Kanada	P. Brown, W. K. Hocking, R. Sica, N. Swarnalingam
Department of Physics, University of New Brunswick, Fredericton, New Brunswick, Kanada	W. Ward
Institute of Space and Atmospheric Studies, University of Saskatchewan, Saskatoon, Saskatchewan, Kanada	A. H. Manson, C. E. Meek, J. P. St-Maurice
Central Aerological Observatory, Dolgoprudny, Moscow region, Russland	P. Vargin, A. Yushkov
A. M. Obukhov Institute of Atmospheric Physics (Russ. Acad. Sci.), Moskau, Russland	N. Pertsev, V. Suchodojew

Institute of Applied Physics (Russ. Acad. Sci.), Nizhny Novgorod, Russland	A. M. Feigin, M. Yu. Kulikov, M. Belikowich
Institute of Experimental Meteorology, Obninsk, Russland	Y. Portnyagin
University of Leeds, Leeds, Vereinigtes Königreich School of Chemistry .....	J. M. C. Plane, E. C. M. Dawkins
School of Earth and Environment .....	W. Feng, M. P. Chipperfield
University of Cambridge, Cambridge, Vereinigtes Königreich	H.-F. Graf
Department of Electronic and Electrical Engineering, University of Bath, Bath, Vereinigtes Königreich	N. J. Mitchell
Finnish Meteorological Institute, Helsinki, Finnland	E. Kyrölä, V. Sofieva
Arctic Research Centre, Finnish Meteorological Institute, Sodankylä, Finnland	A. Karpechko
Sodankylä Geophysical Observatory, Sodankylä, Finnland	A. Kero, I. Virtanen, E. Turunen, M. Lehtinen
Australian Antarctic Division, Kingston, Tasmania, Australien	D. J. Murphy, R. J. Morris
School of Physical Sciences, University of Adelaide, Australien	I. M. Reid, B. Dolman, R. A. Vincent
Technische Universität Graz, Graz, Österreich	M. Friedrich
Institute of Meteorology and Geophysics, University of Innsbruck, Österreich	J. Wagner
Oeschger-Zentrum für Klimaforschung, Universität Bern, Bern, Schweiz	O. Romppainen-Martins
Center for General Education, China Medical University, Taichung, Taiwan	J.-S. Chen
The von Karman Institute for Fluid Dynamics, Rhode-Saint-Genèse, Belgien	J. Muylaert
National Institute of Geophysics, Geodesy and Geography (NIGGG), Bulgarian Academy of Sciences, Sofia, Bulgarien	D. Pancheva
Institute for Astronomy, Astrophysics, Space Applications and Remote Sensing, National Observatory of Athens, Penteli, Griechenland	A. Belehaki
Institute of Geophysics, University of Teheran, Teheran, Iran	M. Mirzaei
Instituto Nazionale di Geofisica, Rom, Italien	B. Zolesi
Radio Observatorio de Jicamarca, Lima, Peru	M. Milla, D. Scipion, R. Woodman
Deutsch-Spanisches Astronomisches Zentrum, Gergal (Almeria), Spanien	E. de Guindos Carretero, J. Helmling
Institute of Atmospheric Physics, Prag, Tschechische Republik	J. Laštovicka

## E Liste der Veröffentlichungen in den Jahren 2014 bis 2016

- Akmaev, R. A., J. M. Forbes, **F.-J. Lübken**, D. J. Murphy, and **J. Höffner** (2016), Tides in the mesopause region over Antarctica: Comparison of Whole Atmosphere Model (WAM) simulations with ground-based observations, *J. Geophys. Res.*
- Asmus, H.**, H. Wilms, **B. Strelnikov**, and M. Rapp (2014), On the heterogeneous nucleation of mesospheric ice on meteor smoke particles: microphysical modeling, *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, pp. 180–189, doi:10.1016/j.jastp.2014.03.009.
- Asmus, H.**, S. Robertson, S. Dickson, M. Friedrich, and L. Megner (2015), Charge balance for the mesosphere with meteoric dust particles, *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, pp. 137–149, doi:10.1016/j.jastp.2014.07.010.
- Baumgarten, G.**, and D. C. Fritts (2014), Quantifying Kelvin-Helmholtz instability dynamics observed in Noctilucent Clouds: 1. methods and observations, *J. Geophys. Res.*, 119, 9324–9337, doi:10.1002/2014JD021832.
- Baumgarten, G.**, **J. Fiedler**, **J. Hildebrand**, and **F.-J. Lübken** (2016), Inertia gravity wave in the stratosphere and mesosphere observed by Doppler wind and temperature lidar, *Geophys. Res. Lett.*
- Becker, E.**, and S. Brune (2014), Reply to “Comments on ‘Indications of stratified turbulence in a mechanistic GCM’ ”, *J. Atmos. Sci.*, 71, 858–862, doi:10.1175/JAS-D-13-0281.1.
- Becker, E.**, **R. Knöpfel**, **M. Schlutow**, **B. Wolf**, and **C. Schütt** (2014), A climate model of intermediate complexity: Physical consistence and applications, in *Proceedings of the Climate Change and Climate Dynamics International Conference 2014, 8–10 October 2014, Istanbul, Turkey*, pp. 1–4.
- Becker, E.**, **R. Knöpfel**, and **F.-J. Lübken** (2015), Dynamically induced hemispheric differences in the seasonal cycle of the summer polar mesopause, *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, 129, 128–141, doi:10.1016/j.jastp.2015.04.014.
- Belova, E., S. Kirkwood, **R. Latteck**, **M. Zecha**, H. Pinedo, , J. Hedin, and J. Gumbel (2014), Multi-radar observations of polar mesosphere summer echoes during the PHOCUS campaign on 20–22 July 2011, *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, pp. 199–205, doi:10.1016/j.jastp.2014.06.011.
- Berger, U.**, and **F.-J. Lübken** (2015), Trends in mesospheric ice layers in the Northern Hemisphere during 1961 - 2013, *J. Geophys. Res.*, 120, 11,277–11,298, doi:10.1002/2015JD023355.
- Borth, H., H. Tao, K. Freadrich, **A. Schneidereit**, and X. Zhu (2015), Hydrological extremes in the Aksu-Tarim river basin: Mid-latitude dynamics, *Clim. Dyn.*, doi:10.1007/s00382-015-2650-x.
- Chau, J. L.**, **T. Renkowitz**, **G. Stober**, and **R. Latteck** (2014a), MAARSY multiple receiver phase calibration using radio sources, *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, doi:10.1016/j.jastp.2013.04.004.
- Chau, J. L.**, J. Röttger, and M. Rapp (2014b), PMSE strength during enhanced D region electron densities: Faraday rotation and absorption effects at VHF frequencies, *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, 118, 113–118, doi:10.1016/j.jastp.2013.06.015.
- Chau, J. L.**, **I. Strelnikova**, **C. Schult**, M. M. Oppenheim, M. C. Kelley, **G. Stober**, and **W. Singer** (2014c), Non-specular meteor trails from non-field-aligned irregularities: Can they be explained by presence of charged meteor dust?, *Geophys. Res. Lett.*, 41, 3336–3343, doi:10.1002/2014GL059922.
- Chau, J. L.**, **P. Hoffmann**, N. M. Pedatella, **V. Matthias**, and **G. Stober** (2015), Upper mesospheric lunar tides over middle and high latitudes during sudden stratospheric warming events, *J. Geophys. Res.*, 120, 3084–3096, doi:10.1002/2015JA020998.
- Dawkins, E., J. M. C. Plane, M. P. Chipperfield, W. Feng, J. Gumbel, J. Hedin, **J. Höffner**, and J. Friedman (2014), First global observations of the mesospheric potassium layer, *Geophys. Res. Lett.*, 41, 5653–5661, doi:10.1002/2014GL060801.

- Demissie, T. D., P. J. Espy, N. H. Kleinknecht, M. Halten, N. Kaifler, and **G. Baumgarten** (2014), Characteristics and sources of gravity waves observed in noctilucent cloud over Norway, *Atmos. Chem. Phys.*, *14*, 12,133–12,142, doi:10.5194/acp-14-12133-2014.
- Drescher, O., M. Hörschgen-Eggers, S. Finke, and **B. Strelnikov** (2015), WADIS 2 - MSMA experiment ejection mechanism - „a lift into space“, in *Proceedings of the 22<sup>th</sup> ESA Symposium on European Rocket and Balloon Programmes and Related Research, 7–12 June 2015, Tromsø, Norway (ESA SP-730)*, pp. 699–703.
- Eixmann, R., M. Gerding, J. Höffner, and M. Kopp** (2015), Lidars with narrow FOV for spectral and daylight measurements, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, *53*, 4548–4553, doi:10.1109/TGRS.2015.2401333.
- Fejer, B. G., D. Hui, **J. L. Chau**, and E. Kudeki (2014), Altitudinal dependence of evening Equatorial F region vertical plasma drifts, *J. Geophys. Res.*, *119*, 5877–5890, doi:10.1002/2014JA019949.
- Feng, W., **J. Höffner**, D. R. Marsh, M. P. Chipperfield, E. C. M. Dawkins, **T. P. Viehl**, and J. M. C. Plane (2015), Diurnal variation of the potassium layer in the upper atmosphere, *Geophys. Res. Lett.*, *42*, 3619–3626, doi:10.1002/2015GL063718.
- Fiedler, J., G. Baumgarten, U. Berger, A. Gabriel, R. Latteck, and F.-J. Lübken** (2015), On the early onset of the NLC season 2013 as observed at ALOMAR, *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, *127*, 73–77, doi:10.1016/j.jastp.2014.07.011.
- Fritts, D. C., **G. Baumgarten**, K. Wan, J. Werne, and T. Lund (2014a), Quantifying Kelvin-Helmholtz instability dynamics observed in Noctilucent Clouds: 2. modeling and interpretation of observations, *J. Geophys. Res.*, *119*, 9359–9375, doi:10.1002/2014JD021833.
- Fritts, D. C., P.-D. Pautet, K. Bossert, M. J. Taylor, B. P. Williams, H. Iimura, T. Yuan, N. J. Mitchell, and **G. Stober** (2014b), Quantifying gravity wave momentum fluxes with mesosphere temperature mappers and correlative instrumentation, *J. Geophys. Res.*, *119*, 13,583–13,603, doi:10.1002/2014JD022150.
- Fuller-Rowell, T., T.-W. Fang, H. Wang, **V. Matthias, P. Hoffmann**, K. Hocke, and S. Studer (2016), Impact of migrating tides on electrodynamics during the January 2009 sudden stratospheric warming, in *Ionospheric Space Weather: Longitude Dependence and Lower Atmosphere Forcing, ...*
- Gaßmann, A.** (2014a), Deviations from a general nonlinear wind balance: Local and zonal-mean perspectives, *Meteor. Z.*, *23*, 467–481, doi:10.1127/metz/2014/0568.
- Gaßmann, A.** (2014b), Deviations from a general nonlinear wind balance: Local and zonal-mean perspectives, in *Proceedings of the Climate Change and Climate Dynamics International Conference 2014, 8–10 October 2014, Istanbul, Turkey*, pp. 5–8.
- Gaßmann, A.**, and H.-J. Herzog (2014), How is local material entropy production represented in a numerical model?, *Quart. J. R. Met. Soc.*, doi:10.1002/qj.2404.
- Gerding, M., K. Baumgarten, J. Höffner, and F.-J. Lübken** (2015), Lidar soundings between 30 and 100 km altitude during day and night for observation of temperatures, gravity waves and tides, in *Reviewed and revised papers of the 27th International Laser Radar Conference, New York City, USA, 2015*.
- Grygalashvyly, M.** (2015), Several notes on the OH\*-layer, *Ann. Geophys.*, *33*, 923–930, doi:10.5194/angeo-33-923-2015.
- Grygalashvyly, M., G. R. Sonnemann, F.-J. Lübken**, P. Hartogh, and **U. Berger** (2014a), Hydroxyl layer: mean state and trends at mid latitudes, *J. Geophys. Res.*, *119*, 12,391–12,419, doi:10.1002/2014JD022094.
- Grygalashvyly, M., E. Becker, and G. Sonnemann** (2014b), Theory and modeling of OH\* layer with respect to long-term climate changes in mesopause, in *Proceedings of the Climate Change and Climate Dynamics International Conference 2014, 8–10 October 2014, Istanbul, Turkey*, pp. 50–53.

- Haack, A., **M. Gerding**, and **F.-J. Lübken** (2014), Characteristics of stratospheric turbulent layers measured by LITOS and their relation to the Richardson number, *J. Geophys. Res.*, *119*, 10,605–10,618, doi:10.1002/2013JD021008.
- Hei, M. A., P. A. Bernhardt, C. L. Siefring, M. R. Wilkens, J. D. Huba, J. F. Krall, C. E. Valladares, R. A. Heelis, M. R. Hairston, W. R. Coley, **J. L. Chau**, and C. De La Jara (2014), Radio-tomographic images of post-midnight equatorial plasma depletions, *Geophys. Res. Lett.*, *41*, 13–19, doi:10.1002/2013GL056112.
- Kaifler, B., **F.-J. Lübken**, **J. Höffner**, R. J. Morris, and **T. P. Viehl** (2015), Lidar observations of gravity wave activity in the middle atmosphere over Davis (69°S, 78°E), Antarctica, *J. Geophys. Res.*, pp. 4506–4521, doi:10.1002/2014JD022879.
- Kiliani, J.**, **G. Baumgarten**, **F.-J. Lübken**, and **U. Berger** (2015), Impact of particle shape on the morphology of noctilucent clouds, *Atmos. Chem. Phys.*, *15*, 12,897–12,907, doi:10.5194/acp-15-12897-2015.
- Kishore Kumar, G.**, **W. Singer**, J. Oberheide, **N. Grieger**, P. P. Batista, D. M. Rigglin, H. Schmidt, and B. R. Clemesha (2014a), Diurnal tides at low latitudes: Radar, satellite, and model results, *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, *118*, 96–105, doi:10.1016/j.jastp.2013.07.005.
- Kishore Kumar, G.**, K. Kishore Kumar, **W. Singer**, **C. Zülicke**, S. Gurubaran, **G. Baumgarten**, G. Ramkumar, S. Sathishkumar, and M. Rapp (2014b), Mesosphere and lower thermosphere zonal wind variations over low latitudes: Relation to local stratospheric zonal winds and global circulation anomalies, *J. Geophys. Res.*, *119*, 5913–5927, doi:10.1002/2014JD021610.
- Kishore Kumar, G.**, K. K. Kumar, **G. Baumgarten**, and G. Ramkumar (2014c), Validation of MERRA reanalysis upper-level winds over low latitudes with independent rocket sounding data, *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, *123*, 48–54, doi:10.1016/j.jastp.2014.12.001.
- Knöpfel, R.** (2015), PhysicsOverflow: A postgraduate-level physics O&A site and open peer review system, in *Asia Pac. Phys. Newslett*, pp. 53–55.
- Kopp, M., **M. Gerding**, **J. Höffner**, and **F.-J. Lübken** (2015), Tidal signatures in temperatures derived from daylight lidar soundings above Kühlungsborn (54°N, 12°E), *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, pp. 37–50, doi:10.1016/j.jastp.2014.09.002.
- Laskar, F. I.**, **J. L. Chau**, **G. Stober**, and **P. Hoffmann** (2016), Quasi biennial oscillation modulation of the middle and high latitude mesospheric semi-diurnal tides during August - September, *J. Geophys. Res.*
- Latteck, R.**, and **I. Strelnikova** (2015), Extended observations of polar mesosphere winter echoes over Andøya (69°N) using MAARSY, *J. Geophys. Res.*, *120*, 8216–8226, doi:10.1002/2015JD023291.
- Lübken, F.-J.** (2014), Turbulent scattering for radars: A summary, *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, *107*, 1–7, doi:10.1016/j.jastp.2013.10.015.
- Lübken, F.-J.**, and K. A. Nicoll (2015), Detecting solar influence on climate: Ground based observations, in *Earth's climate response to a changing sun*, pp. 139–154, Edition Diffusion Presse Sciences, doi:10.1051/978-2-7598-1733-7.c117.
- Lübken, F.-J.**, **J. Höffner**, **T. P. Viehl**, B. Kaifler, and R. J. Morris (2014), Winter/summer mesopause temperature transition at Davis (69°S) in 2011/2012, *Geophys. Res. Lett.*, *41*, 5233–5238, doi:10.1002/2014GL060777.
- Lübken, F.-J.**, **J. Höffner**, **T. P. Viehl**, **E. Becker**, **R. Latteck**, B. Kaifler, D. Murphy, and R. J. Morris (2015), Winter/summer transition in the Antarctic polar mesopause region, *J. Geophys. Res.*, *120*, 12,394–12,409, doi:10.1002/2015JD023928.
- Lübken, F.-J.**, **R. Latteck**, **E. Becker**, **J. Höffner**, and D. Murphy (2016), Summer mesopause jumps at Antarctic latitudes: further observations and explanation, *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*

- Matthias, V.**, and **E. Becker** (2016), Interhemispheric coupling induced by the Holton-Tan effect, *J. Geophys. Res.*
- Matthias, V.**, T. G. Shepherd, **P. Hoffmann**, and M. Rapp (2015), The hiccup: A dynamical coupling process during the autumn transition in the Northern Hemisphere - similarities and differences to sudden stratospheric warmings, *Ann. Geophys.*, 33, 199–206, doi:10.5194/angeo-33-199-2015.
- McCormack, J. P., L. Coy, and **W. Singer** (2014), Interseasonal and interannual variability of the quasi-two day wave in the northern hemisphere summer mesosphere, *J. Geophys. Res.*, 119, 2928–2946, doi:10.1002/2013JD020199.
- Mirzaei, M., **C. Zülicke**, A. R. Mohebalhojeh, A.-G. Farhang, and R. Plougonven (2014), Structure, energy, and parameterization of inertia-gravity waves in dry and moist simulations of a baroclinic wave life cycle, *J. Atmos. Sci.*, 71, 2390–2414, doi:10.1175/JAS-D-13-075.1.
- Munk, A., B. Jungbluth, M. Strothkamp, S. Gaussmann, H.-D. Hoffmann, R. Poprawe, and **J. Höffner** (2015), Diode-pumped alexandrite ring laser, in *Advanced Solid State Lasers*.
- Orsolini, Y., L. Zhang, **D. H. W. Peters**, K. Fraedrich, X. Zhu, **A. Schneidereit**, and B. van den Hurk (2015), Extreme precipitation events over north China in August 2010 and their link to eastward-propagating wave-trains across Eurasia: observations and monthly forecasting, *Quart. J. R. Met. Soc.*, doi:10.1002/qj2594.
- Pascolini-Campbell, M., D. Zanchettin, **O. Bothe**, C. Timmreck, D. Matei, J. H. Jungclaus, and H. F. Graf (2014), Toward a record of Central Pacific El Niño events since 1880, *Theoretical and Applied Climatology*, 119, 379–389, doi:10.1007/s00704-014-1114-2.
- Pedatella, N. M., T. Fuller-Rowell, H. Wang, H. Jin, Y. Miyoshi, H. Fujiwara, H. Shinagawa, H.-L. Liu, F. Sassi, H. Schmidt, **V. Matthias**, and L. Goncharenko (2014a), The neutral dynamics during the 2009 sudden stratosphere warming simulated by different whole atmosphere models, *J. Geophys. Res.*, 119, 1306–1324, doi:10.1002/2013JA019421.
- Pedatella, N. M., H.-L. Liu, F. Sassi, J. Lei, **J. L. Chau**, and X. Zhang (2014b), Ionosphere variability during the 2009 SSW: Influence of the lunar semidiurnal tide and mechanisms producing electron density variability, *J. Geophys. Res.*, 119, 3828–3843, doi:10.1002/2014JA019849.
- Peters, D. H. W.**, and **G. Entzian** (2015), Long-term variability of 50 years standard phase height measured at Kühlungsborn, Mecklenburg, Germany, *Adv. Space Res.*, 55, 1764–1774.
- Peters, D. H. W.**, and P. Vargin (2015), Influence of subtropical rossby wave trains on planetary wave activity over Antarctica in September 2002, *Tellus*, 67, 25875.
- Peters, D. H. W.**, **A. Schneidereit**, **M. Bügelmayer**, **C. Zülicke**, and I. Kirchner (2014a), Atmospheric circulation changes in response to an observed stratospheric zonal ozone anomaly, *Atmosphere and Ocean*, doi:10.1080/07055900.2013.878833.
- Peters, D. H. W.**, **K. Hallgren**, **F.-J. Lübken**, and P. Hartogh (2014b), Subseasonal variability of water vapor in the upper stratosphere/lower mesosphere over Northern Europe in winter 2009/2010, *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, 114, 9–18, doi:10.1016/j.jastp.2014.03.007.
- Placke, M.**, **P. Hoffmann**, **E. Becker**, and M. Rapp (2014), Gravity wave effects in the summer mesosphere from radar sounding and model simulation, in *Proceedings of the Climate Change and Climate Dynamics International Conference 2014, 8–10 October 2014, Istanbul, Turkey*, pp. 36–39.
- Placke, M.**, **P. Hoffmann**, **R. Latteck**, and M. Rapp (2015a), Gravity wave momentum fluxes from MF and meteor radar measurements in the polar MLT region, *J. Geophys. Res.*, 120, 736–750, doi:10.1002/2014JA020460.

- Placke, M., P. Hoffmann,** and M. Rapp (2015b), First experimental verification of summertime mesospheric momentum balance based on radar wind measurements at 69°N, *Ann. Geophys.*, 33, 1091–1096, doi:10.5194/angeo-33-1091-2015.
- Plane, J. M. C., W. Feng, E. Dawkins, M. P. Chipperfield, **J. Höffner**, D. Janches, and D. R. Marsh (2014), Resolving the strange behaviour of extra-terrestrial potassium in the upper atmosphere, *Geophys. Res. Lett.*, 41, 4753–4760, doi:10.1002/2014GL60334.
- Renkowitz, T., C. Schult, R. Latteck,** and **G. Stober** (2015), Validation of the radiation pattern of the VHF MST radar MAARSY by scattering off a sounding rocket's payload, *Adv. Radio Sci.*, 13, 41–48, doi:10.5194/ars-13-1-2015.
- Schaefer-Rolffs, U.,** and **E. Becker** (2016), Scale-invariant formulation of the combined dynamic horizontal and vertical momentum diffusion in GCMs, *Mon. Weather Rev.*
- Schaefer-Rolffs, U., R. Knöpfel,** and **E. Becker** (2014), Turbulent closures and scales invariance, in *Proceedings of the Climate Change and Climate Dynamics International Conference 2014, 8–10 October 2014, Istanbul, Turkey*, pp. 40–42.
- Schaefer-Rolffs, U., R. Knöpfel,** and **E. Becker** (2015), A scale invariance criterion for LES parametrizations, *Meteor. Z.*, 24, 3–13, doi:10.1127/metz/2014/0623.
- Schlutow, M., E. Becker,** and H. Körnich (2014), Positive definite and mass conserving tracer transport in spectral GCMs, *J. Geophys. Res.*, 119, 11,562–11,577, doi:10.1002/2014JD021661.
- Schneider, A., M. Gerding,** and **F.-J. Lübken** (2015), Comparing turbulent parameters obtained from LITOS and radiosonde measurements, *Atmos. Chem. Phys.*, 15, 2159–2166, doi:10.5194/acp-15-2159-2015.
- Schneidereit, A.,** and **D. H. W. Peters** (2016), Seasonal rossby wave breaking events in the boreal extratropics and their mean impact on weather patterns, *J. Climate*.
- Schult, C., G. Stober, D. Keuer,** and **W. Singer** (2015), Radar observations of the MARIBO fireball over Juliusruh: revised trajectory and meteoroid mass estimation, *Mon. Not. R. Astron. Soc.*, 450, 1460–1464.
- Sommer, S., G. Stober, J. L. Chau,** and **R. Latteck** (2014), Geometric considerations of polar mesospheric summer echoes in tilted beams using coherent radar imaging, *Adv. Radio Sci.*, 12, 197–203, doi:10.5194/ars-12-197-2014.
- Sommer, S., G. Stober,** and **J. L. Chau** (2016a), On the angular dependence and scattering model of polar mesospheric summer echoes, *J. Geophys. Res.*
- Sommer, S., J. L. Chau,** and **C. Schult** (2016b), On high time-range resolution observations of PMSE: statistical characteristics, *J. Geophys. Res.*
- Sonnemann, G. R.,** and **M. Grygalashvily** (2014), Global annual methane emission rate derived from its current atmospheric mixing ratio and estimated lifetime, *Ann. Geophys.*, 32, 277–283, doi:10.5194/angeo-32-277-2014.
- Sonnemann, G. R.,** P. Hartogh, **U. Berger,** and **M. Grygalashvily** (2015), Hydroxyl layer: trend of number density and intra-annual variability, *Ann. Geophys.*, 33, 749–767, doi:10.5194/angeo-33-749-2015.
- Staszak, T.,** M. Brede, and **B. Strelnikov** (2015), Open source software openfoam as a new aerodynamical simulation tool for rocket-borne measurements, in *Proceedings of the 22<sup>th</sup> ESA Symposium on European Rocket and Balloon Programmes and Related Research, 7–12 June 2015, Tromsø, Norway (ESA SP-730)*, pp. 201–207.

- Sternovsky, Z., S. Robertson, S. Dickson, J. Gumbel, J. Hedin, **B. Strelnikov**, **H. Asmus**, and O. Havnes (2014), In-situ detection of noctilucent cloud particles by the Colorado dust detectors onboard the PHOCUS sounding rocket, *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, 118, 145–150, doi:10.1016/j.jastp.2014.01.018.
- Stober, G.**, and **J. L. Chau** (2015), A multistatic and multifrequency novel approach for specular meteor radars to improve wind measurements in the MLT region, *Radio Sci.*, pp. 431–442, doi:10.1002/2014RS005591.
- Stober, G.**, **V. Matthias**, P. Brown, and **J. L. Chau** (2014), Neutral density variation from specular meteor echo observations spanning one solar cycle, *Geophys. Res. Lett.*, 41, 6919–6925, doi:10.1002/2014GL061273.
- Stober, G.**, **S. Sommer**, **C. Schult**, and **R. Latteck** (2016), Observation of Kelvin-Helmholtz instabilities and short period gravity waves above Andenes in Northern Norway, *J. Geophys. Res.*
- Strelnikov, B.**, **F.-J. Lübken**, M. Rapp, H. Henkel, and **H.-J. Heckl** (2015), TURB3D: New rocket-borne multi-sensor system to study three-dimensional structures of mesospheric turbulence, in *Proceedings of the 22<sup>th</sup> ESA Symposium on European Rocket and Balloon Programmes and Related Research, 7–12 June 2015, Tromsø, Norway (ESA SP-730)*, pp. 101–105.
- Tao, H., H. Borth, K. Freadrich, **A. Schneidereit**, and X. Zhu (2015), Hydrological extremes in the Aksu-Tarim river basin: Climatology and regime shift, *Clim. Dyn.*, doi:10.1007/s00382-015-2649-3.
- Viehl, T. P.**, **J. Höffner**, **F.-J. Lübken**, J. M. C. Plane, B. Kaifler, and R. J. Morris (2015), Summer time Fe depletion in the Antarctic mesopause region, *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, pp. 97–102, doi:10.1016/j.jastp.2015.04.013.
- Viehl, T. P.**, J. M. C. Plane, W. Feng, and **J. Höffner** (2016a), The photolysis of FeOH and its effect on the bottomside of the mesospheric Fe layer, *Geophys. Res. Lett.*
- Viehl, T. P.**, **F.-J. Lübken**, **J. Höffner**, J. M. C. Plane, B. Kaifler, and R. J. Morris (2016b), Corrigendum to „Summer time Fe depletion in the Antarctic mesopause region“ by Viehl et al.
- Vierinen, J., **J. L. Chau**, **N. Pfeffer**, **M. Clahsen**, and **G. Stober** (2015), Coded continuous wave meteor radar, *Atmos. Meas. Tech. Discuss.*, 8, 7879–7907, doi:10.5194/amtd-8-7879-2015.
- Wolf, B.**, and **E. Becker** (2014), Sensitivity of a middle atmosphere GCM to consistent scale-interaction of parameterized orographic gravity waves, in *Proceedings of the Climate Change and Climate Dynamics International Conference 2014, 8–10 October 2014, Istanbul, Turkey*, pp. 21–23.
- Zanchettin, D., **O. Bothe**, W. Müller, J. Bader, and J. H. Jungclaus (2014a), Different flavors of the Atlantic multidecadal variability, *Clim. Dyn.*, 42, 381–399, doi:10.1007/s00382-013-1669-0.
- Zanchettin, D., **O. Bothe**, C. Timmreck, J. Bader, A. Beitsch, H.-F. Graf, D. Notz, and J. H. Jungclaus (2014b), Inter-hemispheric asymmetry in the sea-ice response to volcanic forcing simulated by MPI-ESM (COSMOS-Mill), *Earth Syst. Dynam.*, 5, 223–242, doi:10.5194/esd-5-223-2014.

## F Abschlussarbeiten

### **Dissertationen**

*Manja Placke*

Gravity waves and momentum fluxes in the mesosphere and lower thermosphere region  
Universität Rostock, Februar 2014

*Bernd Kaijler*

Thermal structure and gravity waves in the Antarctic middle atmosphere observed by Lidar  
Universität Rostock, März 2014

*Natalie Kaijler*

Noctilucent clouds and the dynamics of the mesopause region at high latitudes: Observations with the ALOMAR RMR Lidar  
Universität Rostock, März 2014

*Vivien Matthias*

The role of planetary waves in coupling processes of the middle atmosphere  
Universität Rostock, April 2014

*Jens Hildebrand*

Wind and temperature measurements by Doppler Lidar in the Arctic middle atmosphere  
Universität Rostock, April 2014

*Toralf Renkwitz*

Evaluation and validation of a novel MST-Radar for studying atmospheric 3D structures  
Universität Rostock, Oktober 2014

*Johannes Kiliani*

3-D modeling of noctilucent cloud evolution and relationship to the ambient atmosphere  
Universität Rostock, November 2014

*Artur Szewczyk*

Mesospheric turbulence: The role in the creation of mesospheric inversion layers and statistical results  
Universität Rostock, November 2015

*Andreas Schneider*

In-situ turbulence observations in the stratospheric wind and temperature field  
Universität Rostock, Dezember 2015

### **Diplomarbeiten**

*Marin Stanev*

Analysis of simultaneous wind measurements in the mesosphere using Doppler-wind Lidar and rocket-sondes  
Universität Rostock, Mai 2014

*Paul Kapust*

Wasserdampfmessungen mit dem Mikrowellenspektrometer am IAP  
Universität Rostock, Januar 2016

### **Masterarbeiten**

*Francie Schmidt*

Temperatortrends in der mittleren Atmosphäre  
Freie Universität Berlin, April 2014

*Erik Jeglorz*

Long-wave radiative transfer in the middle atmosphere interacting with gravity waves and thermal tides  
Universität Rostock, Mai 2014

*Jens Söder*

Development of a small-scale LITOS payload for turbulence measurements in the stratosphere  
Universität Rostock, September 2014

*Christine Ridder*

Relationship of gravity waves and small scale variations in noctilucent clouds  
Universität Rostock, Oktober 2014

*Tristan Staszak*

Aerodynamische Simulationen von raketengeprägten in-situ Dichtemessungen in der MLT-Region  
Universität Rostock, August 2015

*Jochen Zöllner*

Vergleich von MSE- und NLC-Daten beim Übergang von Tag und Nacht über Kühlungsborn (54°07'N, 11°46'O)  
Universität Rostock, November 2015

### **Bachelorarbeiten**

*Julia Schubbe*

Investigation of meteor decay times at different frequencies above Juliusruh (54.6°N, 13.4°E)  
Universität Rostock, Januar 2014

*Lukas Haizmann*

Analyse der Fokusslage und deren Auswirkung auf die Rückstreupprofile des ALOMAR RMR-Lidars  
Universität Rostock, September 2014

*Jan Bahnsen*

Simulation von Schwerewellen - Anwendung des Raytracing-Programms GROGRAT  
Universität Rostock, September 2014

*Heiko Warnecke*

Auswertung der Langzeittemperaturmessung in der oberen Atmosphäre  
Universität Rostock, September 2014

*Nico Pfeffer*

Radar-Messsystem mit USRP-N200  
Universität Rostock, April 2015

*Charlotte Rasch*

Analyse der täglichen Variation von polaren Temperaturprofilen der mittleren Atmosphäre im Winter sowie deren Zusammenhang mit geophysikalischen Feldern der mittleren Breiten  
Universität Rostock, August 2015

*Marvin Lorenz*

Höhenverteilung stratosphärischer Aerosole aus Lidarmessungen  
Universität Rostock, September 2015

*Matthias Clahsen*

Detektion und Identifikation von mit Hilfe des MMARIA Konzepts gewonnenen Specular-Meteor-Echos  
Universität Rostock, November 2015

## G Mitarbeiter des Instituts

Abteilungsleiter	Prof. Dr. F.-J. Lübken, Prof. Dr. E. Becker, Prof. Dr. J. L. Chau
Wissenschaftler	Dr. V. Avsarkisov, Dr. G. Baumgarten, Dr. U. Berger, Dr. O. Bothe, Dr. R. Eixmann, Dr. J. Fiedler, Dr. A. Gabriel, Dr. A. Gaßmann, Dr. M. Gerding, Dr. M. Grygalashvyly, Dr. J. Hildebrand, Dr. J. Höffner, D. Keuer, Dr. J. Kiliani, Dr. R. Knöpfel, Dr. F. Laskar, Dr. R. Latteck, Dr. J. Lautenbach, Dr. Q. Li, Dr. V. Matthias, PD Dr. D. H. W. Peters, Dr. M. Placke, Dr. T. Renkwitz, Dr. U. Schaefer-Rolffs, Dr. A. Schneidereit, Dr. G. Stober, Dr. B. Strelnikov, Dr. I. Strelnikova, Dr. M. Zecha, Dr. Ch. Zülicke
Infrastruktur/Techniker	Th. Barth, H.-J. Heckl, T. Köpnick, Th. Linow, A. Mauer, N. Meesen, J. Mielich, R. Ostermann, M. Priester, J. Schacht, P. Schubert, C. Schütt, J. Trautner, R. Waschow, B. Wecke, J. Wedrich, T. Zinau
Verwaltung/Bibliothek/Sekretariat	W. Baseda, A. Kurreck, J. Linde, S. Losch, J.-U. Mölck, M. Rosenthal, A. Ruß <sup>1</sup> , M. Strate <sup>1</sup> , J. Trede, R. von Rein
Doktoranden	H. Asmus, K. Baumgarten, A. Brand, N. Gudadze, A. Kirsch, M. Kopp, L. Leitert, C. Ridder, F. Schmidt, A. Schneider, L. Schoon, A. Schrön, C. Schult, J. Söder, S. Sommer, T. Staszak, A. Szewczyk, T. P. Viehl, S. Wilhelm, B. Wolf, R. Wörl
Diplomanden, Master- Studenten, Bachelor-Studenten	J. Bahnsen, M. Clahsen, S. Geese, L. Haizmann, E. Jeglorz, P. Kapust, M. Lorenz, N. Pfeffer, C. Rasch, H. Schneider, J. Schubbe, P. von der Thüsen, H. Warnecke, J. Zöllner
29 studentische und wissenschaftliche Hilfskräfte	
Gastwissenschaftler	Dr. K. K. Grandhi (A. v. Humboldt-Stipendiat)

<sup>1</sup>ATZ-Ruhephase

## H Mitglieder der Gremien

### Mitglieder des eingetragenen Vereins „IAP“:

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

### Mitglieder des Kuratoriums:

Woldemar Venohr (Vorsitz)	MBWK Mecklenburg-Vorpommern
MR'in Dr. Gisela Helbig	BMBF
Prof. Dr. Klaus Neymeyr	Universität Rostock
Prof. Dr. Peter Lemke <sup>1</sup>	Alfred-Wegener-Institut, Bremerhaven
Prof. Dr. Thomas Leisner	Karlsruher Institut für Technologie (KIT)

### Mitglieder des Wissenschaftlichen Beirats:

Prof. Dr. Thomas Leisner (Vorsitz)	Karlsruher Institut für Technologie (KIT)
Prof. Dr. Martin Riese <sup>2</sup> (Vorsitz)	Forschungszentrum Jülich
Prof. Dr. John Burrows	Universität Bremen
Prof. Dr. Wolfgang Ertmer <sup>2</sup>	Institut für Quantenoptik, Hannover
Prof. Dr. Jörg Gumbel <sup>2</sup>	Stockholm University, Schweden
Prof. Dr. Gerald Lehmacher	Clemson University, USA
Prof. Dr. Johannes Orphal	Karlsruher Institut für Technologie (KIT)
Prof. Dr. Christian von Savigny	Universität Greifswald
Prof. Dr. William Ward	University of New Brunswick, Kanada
Prof. Dr. Volkmar Wirth <sup>2</sup>	Universität Mainz

---

<sup>1</sup>bis 2014

<sup>2</sup>bis 2015

# I Vereinssatzung des Leibniz-Instituts für Atmosphärenphysik e.V. an der Universität Rostock<sup>1</sup>

## § 1 Name, Sitz, Aufgabe, Geschäftsjahr

- (1) Der Verein führt den Namen „Leibniz-Institut für Atmosphärenphysik e.V. an der Universität Rostock“. Sitz des Vereins ist Kühlungsborn. Er ist in das Vereinsregister eingetragen.
- (2) Das Institut hat die Aufgabe, Forschung auf dem Gebiet der Atmosphärenphysik durchzuführen und die wissenschaftlichen Erkenntnisse auf diesem Gebiet zu fördern. Das Institut arbeitet mit in- und ausländischen Einrichtungen und Arbeitsgruppen auf dem Gebiet der Atmosphärenphysik zusammen.
- (3) Das Institut hat eine enge Verbindung mit den Einrichtungen der Universität Rostock. Es stellt sein Personal und seine Einrichtungen für die Ausbildung der Studenten auf dem Gebiet der Atmosphärenphysik zur Verfügung.
- (4) Das Geschäftsjahr des Instituts ist das Kalenderjahr.

## § 2 Zweck, Gemeinnützigkeit

- (1) Mit der in § 1 genannten Aufgabenstellung verfolgt das Institut einen ausschließlich und unmittelbar gemeinnützigen Zweck im Sinne der §§ 51 ff. Abgabenordnung (AO).
- (2) Da das Institut keine wirtschaftliche Tätigkeit ausübt, gilt es als „Idealverein“ im Sinne des § 21 BGB.
- (3) Die Mittel des Instituts dürfen nur für satzungsgemäße Zwecke verwendet werden. Die Mitglieder erhalten keine Zuwendungen aus Mitteln des Instituts. Es darf keine Person durch Ausgaben, die dem Institutszweck fremd sind, oder durch unverhältnismäßig hohe Vergütungen begünstigt werden. Sach- und Investitionsausgaben des Instituts dürfen nur gemäß der in § 1, Abs. 2 zugewiesenen Zwecksetzung eingesetzt werden.
- (4) Das Institut darf Mitarbeiter nach Maßgabe genehmigter Wirtschaftspläne (Programmbudgets) und des § 12 beschäftigen.
- (5) Die Abzugsfähigkeit von Spenden, die dem IAP zugewendet werden, richtet sich nach den jeweils geltenden gesetzlichen Vorschriften.

## § 3 Mitgliedschaft

- (1) Der Verein hat als stimmberechtigte ordentliche Mitglieder natürliche und juristische Personen. Die Bundesrepublik Deutschland (nachfolgend Bund) und das Land Mecklenburg-Vorpommern (nachfolgend Land) haben als juristische Person je eine Mitgliederstimme.
- (2) Daneben können als nicht stimmberechtigte Mitglieder auch natürliche und juristische Personen, Vereinigungen sowie öffentlich-rechtliche Körperschaften aufgenommen werden, die sich der Satzung und den Zielen des IAP verpflichtet haben.
- (3) Über die Aufnahme und den Ausschluss von Mitgliedern entscheidet die Mitgliederversammlung. Der Vorsitzende der Mitgliederversammlung, die Vertreter von Bund und Land und der Direktor können neue Mitglieder vorschlagen.  
Über Aufnahme und Ausschluss von stimmberechtigten Mitgliedern entscheidet das Kuratorium.

<sup>1</sup>Fassung, die am 19.02.2015 in das Vereinsregister des Amtsgerichts Bad Doberan eingetragen wurde.

Über Aufnahme und Ausschluss der nicht stimmberechtigten Mitglieder nach Abs. 2 entscheidet die Mitgliederversammlung.

- (4) Die Mitgliedschaft ist beitragsfrei.
- (5) Die Mitglieder können mit einer Frist von drei Monaten zum Schluss eines Geschäftsjahres ihren Austritt aus dem Verein erklären.

#### **§ 4 Organe des Vereins**

Die Organe des Vereins sind:

- a) die Mitgliederversammlung
- b) das Kuratorium
- c) der Direktor des Instituts
- d) der Wissenschaftliche Beirat

#### **§ 5 Die Mitgliederversammlung**

- (1) Die Mitgliederversammlung findet mindestens einmal jährlich statt. Sie ist ferner auf Verlangen des Bundes oder des Landes oder der Mehrheit der Mitglieder einzuberufen.
- (2) Die Mitgliederversammlung wird im Auftrag ihres Vorsitzenden schriftlich durch den Direktor des Instituts unter Übersendung der Tagesordnung einberufen; dabei ist eine Frist von drei Wochen zu wahren.
- (3) Die ordnungsgemäß einberufene Mitgliederversammlung ist unabhängig von der Zahl der erschienenen und vertretenen stimmberechtigten Mitglieder nur beschlussfähig, wenn Bund und Land vertreten sind. Beschlüsse werden mit einfacher Stimmenmehrheit gefasst, sofern nicht Gesetz oder Satzung etwas anderes vorschreiben.
- (4) Beschlüsse mit finanziellen Auswirkungen, Satzungsänderungen oder die Auflösung des Vereins bedürfen der Zustimmung von Bund und Land.
- (5) Auch ohne Versammlung der Mitglieder ist ein Beschluss gültig, wenn alle stimmberechtigten Mitglieder die Zustimmung zu dem Beschluss schriftlich erklären.
- (6) Über die Beschlüsse der Mitgliederversammlung ist eine Niederschrift anzufertigen, die vom Vorsitzenden der Mitgliederversammlung zu unterzeichnen ist; sie ist den Mitgliedern innerhalb von höchstens drei Wochen nach der Sitzung zuzusenden.

#### **§ 6 Aufgaben der Mitgliederversammlung**

Die Mitgliederversammlung hat folgende Aufgaben:

- (1) Wahl eines Vorsitzenden aus ihrer Mitte. Der Vorsitzende der Mitgliederversammlung bestimmt aus dem Kreis der Mitglieder des Instituts bei seiner Verhinderung einen Stellvertreter.
- (2) Entgegennahme eines Berichtes des Direktors über die Institutsarbeit im abgelaufenen Geschäftsjahr und die weitere Planung sowie über die Jahresrechnung und das Ergebnis der Rechnungsprüfung.
- (3) Beschlussfassungen über
  - a) die Prüfung der Jahresrechnung
  - b) die Entlastung des Kuratoriums und des Direktors
  - c) die Wahl des Abschlussprüfers
  - d) Satzungsänderungen
  - e) die Auflösung gem. § 14
  - f) sonstige Anträge

- g) Wahl des Kuratoriumsmitgliedes gem. § 7 Abs. 1 Buchst. c.

### § 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) ein von der Mitgliederversammlung auf die Dauer von vier Jahren zu wählendes Mitglied, für das eine einmalige Wiederwahl zulässig ist.
- Der Vorsitzende des Wissenschaftlichen Beirats ist ständiger Gast der Sitzungen des Kuratoriums.
- (2) Die Mitglieder des Kuratoriums haben je eine Stimme.
- (3) Den Vorsitz des Kuratoriums führt der Vertreter des Landes, stellvertretende/r Vorsitzende/r ist der Vertreter des Bundes.
- (4) Das Kuratorium tritt mindestens einmal jährlich zusammen. Es wird im Auftrag seines Vorsitzenden durch den Direktor des Instituts unter Übersendung einer Tagesordnung einberufen. Die Einberufung soll mit einer Frist von spätestens drei Wochen erfolgen.
- (5) Beschlüsse der Einrichtungen zu Fragen von forschungs- und wissenschaftspolitischer Bedeutung mit erheblichen finanziellen Auswirkungen oder in Bezug auf das Leitungspersonal der Einrichtungen dürfen nicht gegen die Stimme des Landes- oder des Bundesvertreters gefasst werden.
- (6) Über die Sitzungen des Kuratoriums sind Niederschriften zu fertigen, die den wesentlichen Verlauf der Beratungen und die Beschlüsse wiedergeben, die vom Vorsitzenden zu unterzeichnen sind. Sie sind den Kuratoriumsmitgliedern unverzüglich zu übersenden.
- (7) Der Institutsdirektor nimmt an den Sitzungen des Kuratoriums teil, sofern dieses im Einzelfall nicht anders beschließt.
- (8) In Eilfällen kann das Kuratorium auch Beschlüsse im schriftlichen, im elektronischen (per E-Mail) oder im telegrafischen (per Telefax) Umlaufverfahren fassen. Kommen Beschlüsse nicht zustande, entscheidet der Vorstand gemäß § 9 Abs. 9.

### § 8 Aufgaben des Kuratoriums

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

- h) die Berufung der Mitglieder des Beirates;
- i) Erarbeitung von Vorschlägen für die Mitgliederversammlung zu Satzungsfragen und zur Institutsauflösung.

### **§ 9 Direktor**

- (1) Der Direktor leitet das Institut und vertritt es nach außen. Er ist Vorstand des Vereins im Sinne von § 26 BGB. Der Direktor hat eine/n geschäftsmäßigen/geschäftsmäßige Vertreter/in, der/die nach Anhörung des Vorstandes vom Kuratorium zu bestellen ist. Über Dauer und Neu- bzw. Abberufung entscheidet das Kuratorium. Der Direktor ist per Amt Mitglied. Die Abteilungsleiter sollten Mitglieder des Lehrkörpers der Universität Rostock sein.
- (2) Der Direktor wird für höchstens fünf Jahre bestellt; Wiederbestellung ist zulässig.
- (3) Der Direktor führt die laufenden Geschäfte des Instituts im Rahmen dieser Satzung und unter Bindung an die Beschlüsse der Mitgliederversammlung und des Kuratoriums sowie des Programmbudgets.
- (4) Der Direktor hat das Kuratorium über alle wichtigen Angelegenheiten zu unterrichten. Er ist verpflichtet, dem Kuratorium über alle Angelegenheiten des Instituts Auskunft zu erteilen.
- (5) Der Direktor erarbeitet mit den Abteilungsleitern unter angemessener Beteiligung der wissenschaftlichen Mitarbeiter das wissenschaftliche Programm.
- (6) Zu den weiteren Aufgaben des Direktors gehören insbesondere:
  - a) die Planung der Zusammenarbeit mit universitären, anderen nationalen und internationalen Einrichtungen sowie die Verantwortung für deren Durchführung und Ergebnisbewertung;
  - b) die Regelung der Geschäftsverteilung des Instituts;
  - c) das Finanz-, Kassen- und Rechnungswesen, insbesondere die Aufstellung des Entwurfs des Programmbudgets;
  - d) die Aufstellung der Prüfung der Jahresrechnung;
  - e) die Vorlage des vorjährigen Tätigkeitsberichtes des Instituts beim Kuratorium bis spätestens zum 1. April eines jeden Jahres;
  - f) die jährliche Vorlage eines Arbeitsplanes beim Kuratorium für das jeweilige folgende Jahr bis spätestens zum 15. Oktober;
  - g) die Vorbereitung der Sitzung des Kuratoriums;
  - h) die Wahrnehmung der personalrechtlichen Befugnisse für die Mitarbeiter des Instituts unter Beachtung des § 8 Abs. 2 Buchst. g.
- (7) Der Direktor beruft mindestens einmal halbjährlich eine Versammlung der Institutsangehörigen ein, in der über Institutsangelegenheiten berichtet und diskutiert wird.
- (8) Der/die Direktor/in ist auf der Grundlage eines mit dem/der Vorsitzenden des Kuratoriums geschlossenen Dienstvertrages für den Verein tätig und erhält eine angemessene Vergütung.
- (9) In unaufschiebbaren und begründeten Eilfällen kann der Direktor oder sein/e Vertreter/in in Abstimmung mit dem/der Vorsitzenden und dem/der stellvertretenden Vorsitzenden des Kuratoriums Entscheidungen gemäß § 7 Abs. 8 treffen.

### **§ 10 Der Wissenschaftliche Beirat**

- (1) Der Wissenschaftliche Beirat besteht aus mindestens sechs, höchstens zehn Mitgliedern, die nicht Mitarbeiter des Instituts sind. Sie werden nach Anhörung des Direktors vom Kuratorium für die Dauer von höchstens vier Jahren berufen; einmalige Wiederberufung ist zulässig. Der Direktor kann Vorschläge machen. Der wissenschaftliche Beirat wählt aus seiner Mitte den

- Vorsitzenden und dessen Stellvertreter. Der wissenschaftliche Beirat kann sich eine Geschäftsordnung geben.
- (2) Der wissenschaftliche Beirat tritt in der Regel einmal pro Jahr zusammen. Der Vorsitzende des Beirats lädt zu den Sitzungen unter Mitteilung der Tagesordnung schriftlich ein; dabei ist bei der Übersendung von Unterlagen für die Beiratssitzungen durch das IAP eine Frist von mindestens 14 Tagen zu wahren.
  - (3) Der Vorsitzende des Kuratoriums und der Direktor können an den Sitzungen des Wissenschaftlichen Beirats teilnehmen, sofern dieser nichts anderes beschließt.
  - (4) Der Wissenschaftliche Beirat kann zu seinen Sitzungen Gäste einladen; er kann sich externer Berater bedienen.

### **§ 11 Aufgaben des Wissenschaftlichen Beirates**

- (1) Der Wissenschaftliche Beirat berät die Mitgliederversammlung, das Kuratorium und den Direktor in allen wissenschaftlichen Angelegenheiten des Instituts. Er fördert die Verbindung mit Einrichtungen des In- und Auslandes. Er ist in seiner Beratungstätigkeit unabhängig.
- (2) Er gibt Empfehlungen zu den Arbeitsprogrammen des Instituts einschließlich der geplanten Zusammenarbeit mit in- und ausländischen Einrichtungen. Er berät das Kuratorium in Berufungsangelegenheiten und nimmt Stellung zum wissenschaftlichen Jahresbericht des Direktors. Er bewertet die wissenschaftliche Arbeit des Instituts und berichtet dem Kuratorium darüber.
- (3) Über die Sitzungen des Wissenschaftlichen Beirates ist eine Niederschrift anzufertigen, die von dem/der Vorsitzenden zu unterzeichnen ist; sie ist den Mitgliedern des Wissenschaftlichen Beirates und des Kuratoriums sowie dem Vorstand zu übersenden.

### **§ 12 Abteilungsleiter**

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

### **§ 13 Beauftragter für den Haushalt**

- (1) Der Leiter der Verwaltung wird vom Direktor zum Beauftragten für den Haushalt bestellt. Diese Bestellung ist dem Kuratorium mitzuteilen. Der Beauftragte für den Haushalt ist dem Direktor direkt unterstellt.
- (2) Dem Beauftragten für den Haushalt obliegen die Aufstellung der Unterlagen für die Finanzplanung und der Unterlagen für den Entwurf des Haushaltsplans sowie die Ausführung des Haushaltsplans. Der Beauftragte für den Haushalt ist bei allen Maßnahmen von finanzieller Bedeutung zu beteiligen. Bei der Ausführung des Haushaltsplans oder bei Maßnahmen von finanzieller Bedeutung hat der Beauftragte für den Haushalt ein Widerspruchsrecht gem. § 9 Abs. 2 Satz 2 der Landeshaushaltsordnung Mecklenburg-Vorpommern (LHO-MV). Einzelheiten der Aufgaben und Verantwortlichkeiten des Beauftragten für den Haushalt richten sich nach § 9 LHO MV entsprechend den am IAP vorliegenden Gegebenheiten.

### **§ 14 Projektförderung durch Dritte**

Das IAP ist berechtigt, im Rahmen seiner Aufgabenstellung gemäß § 1 auch solche wissenschaftlichen Tätigkeiten und Projekte durchzuführen, die nicht aus den, dem Institut im Rahmen einer Grundfinanzierung zur Verfügung gestellten Zuwendungsmitteln, sondern auch aus Mitteln Dritter finanziert werden. Das IAP kann im Rahmen seiner wissenschaftlichen Forschungen an Entwicklungs- und Forschungsprogrammen mitwirken.

Unter Entwicklungs- und Forschungsprogramm wird ein weitgehend in Einzelheiten strukturiertes, zeitlich und finanziell begrenztes, auf ein bestimmtes Ziel gerichtetes wissenschaftliches oder technisches Forschungs- und Entwicklungsvorhaben verstanden.

#### **§ 15 Prüfungsrechte**

- (1) Die Prüfung der Jahresrechnung mit dem 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.

#### **§ 16 Auflösung des Instituts**

Die Mitgliederversammlung entscheidet bei Verlust der Rechtsfähigkeit oder bei Wegfall der in § 1 genannten Aufgabenstellung über die Auflösung des Instituts. Bei der Auflösung oder Aufhebung des Vereins oder bei Wegfall steuerbegünstigter Zwecke sind die vom Land M-V überlassenen Immobilien und Geräte unter Ausgleich der vom Bund mitfinanzierten Wertsteigerungen an das Land zurückzugeben. Im Übrigen fällt das Vermögen des Vereins an den Bund und an das Land im Verhältnis der von ihnen geleisteten Zuwendungen, die es unmittelbar und ausschließlich für gemeinnützige Zwecke zu verwenden haben, vorzugsweise für Wissenschaft und Forschung. Soweit Rückforderungsverpflichtungen bestehen, sind diese vorrangig zu beachten.